Е. К. КОЗЛОВ

ЕСТЕСТВЕННЫЕ РЯДЫ ПОРОД НИКЕЛЕНОСНЫХ ИНТРУЗИЙ И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЯ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ЛЕНИНА КОЛЬСКИЙ ФИЛИАЛ им. С. М. КИРОВА

Е. К. КОЗЛОВ

ЕСТЕСТВЕННЫЕ РЯДЫ ПОРОД НИКЕЛЕНОСНЫХ ИНТРУЗИЙ И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЯ

На примере Кольского полуострова

721

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ЛЕНИНГРАД • 1973

УДК 552.3 (470.21)

Естественные ряды пород дифференцированных никеленосных интрузий Кольского полуострова и их металлогения. К о з л о в Е. К. Изд-во «Наука». Ленингр. отд., Л., 1973, 3—288.

В монографии приводится описание массивов основных—ультраосновных пород районов Мончетундры, Федоровой, Панской, Сальных тундр и района р. Цаги, расположенных в центральной части Кольского полуострова и сложенных дифференцированными интрузиями. С некоторыми из них связаны пространственно и генетически сульфидные медно-никелевые месторождения и рудопроявления. Согласно структурно-геологическим исследованиям, все никеленосные интрузии относятся к интрузиям зон завершенной складчатости (интрузии платформы-кратогена) и имеют лополитоподобную форму. В работе раскрыта история формирования рядов пород сингенетических (геологически одновозрастных) и пород последовательных магматических фаз. Показан параллелизм в их развитии, имеющий гомодромный характер, а также связь процессов образования сульфидных медно-никелевых и титаномагнетитовых месторождений с процессами образования естественных рядов горных пород. Направленность развития сингенетических рядов пород в верхних сравнительно лейкократовых и нижних более меланократовых толщах имеет различный характер, что связано с порядком кристаллизации минералов в этих толщах. Различный порядок образования сингенетических рядов горных пород, с последними членами которых связаны сульфидные медно-никелевые и титаномагнетитовые месторождения, обусловливает металлогеническую специализацию пород верхней и нижней толщ дифференцированных интрузий. Сульфидные медно-никелевые месторождения и рудопроявления в центральной части Кольского полуострова относятся к группе позднемагматических. Библ. — 327 назв., табл. — 41, рис. — 99.

Ответственный редактор
докт. геол.-минер. наук Т. Н. ИВАНОВА

Евгений Константинович Козлов

ЕСТЕСТВЕННЫЕ РЯДЫ ПОРОД НИКЕЛЕНОСНЫХ ИНТРУЗИЙ И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЯ

Утверждено к печати
Ордена Ленина Кольским филиалом
им. С. М. Кирова АН СССР

Редактор издательства Т. Н. Токарева
Художник Д. С. Данилов
Технический редактор О. Н. Скобелева
Корректоры Р. Г. Гершинская, А. И. Кац
и Г. А. Мошкина

Сдано в набор 30/I 1973 г. Подписано к печати 5/VI 1973 г. Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Бумага № 2. Печ. л. 18+7 вкл. (3³/₄ печ. л.)=30.45 усл. печ. л. Уч.-изд. л. 31.59. Изд. № 5310. Тип. зак. № 36. М-07373. Тираж 900. *Цена 3 р. 51 к.*

Ленинградское отделение издательства «Наука»
199164, Ленинград, Менделеевская линия, д. 1

1-я тип. издательства «Наука»
199034, Ленинград, 9 линия, д. 12

К $\frac{0292\text{-}1091}{042\ (02)\text{-}73}$ 560-73

© Издательство «Наука», 1973.

Светлой памяти
академика
Александра Алексеевича Полканова
посвящается

ВВЕДЕНИЕ

Мурманская область является одним из центров медно-никелевой промышленности Советского Союза. Дальнейшее развитие медно-никелевой промышленности в значительной мере зависит от открытия новых месторождений богатых руд, что возможно на основе знания закономерностей размещения сульфидных медно-никелевых месторождений на Кольском полуострове и особенностей их образования.

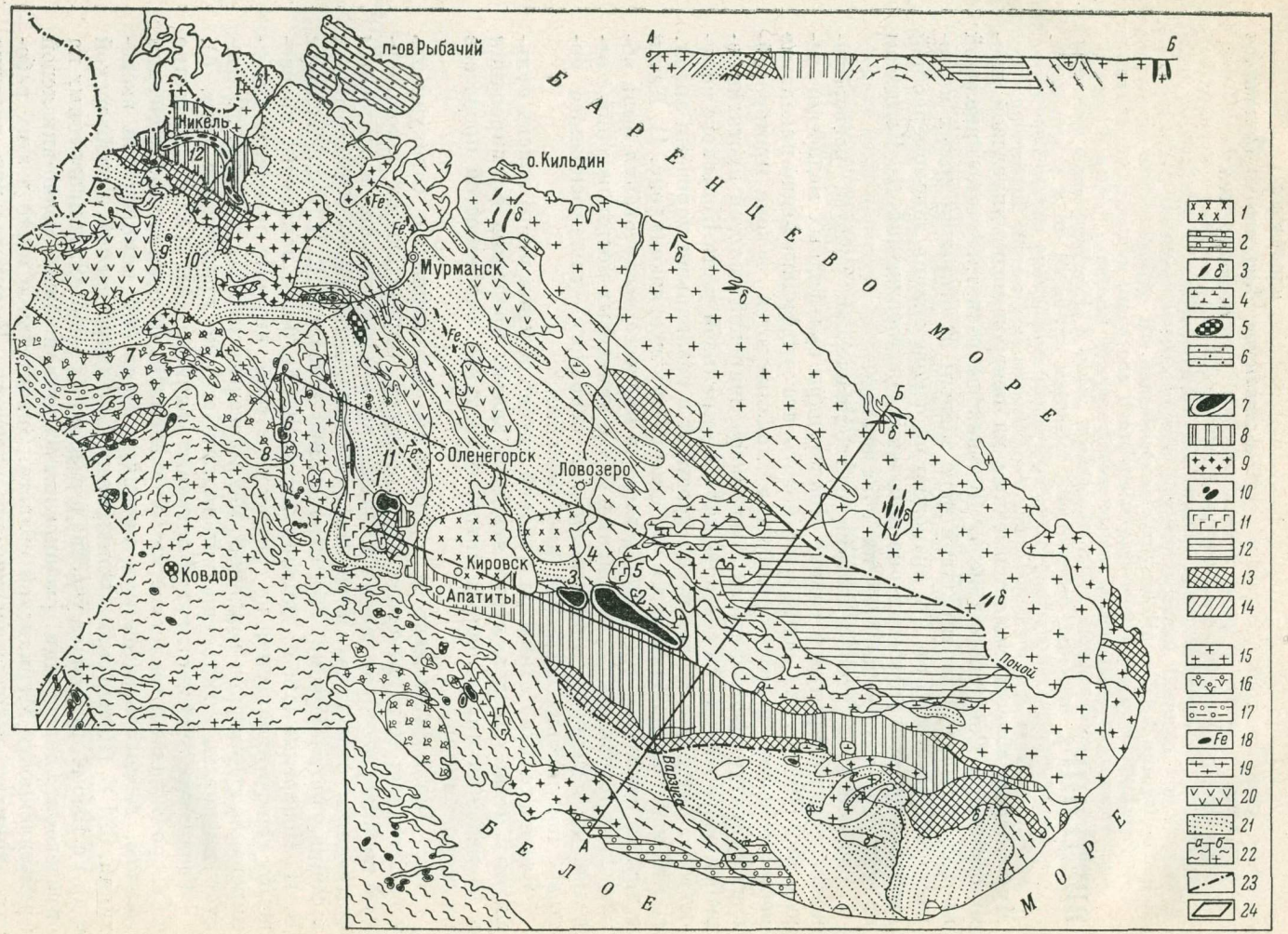
Разнообразные геологические и геофизические работы, развернувшиеся после открытия в районе Мончетундры сульфидных медно-никелевых руд (1930 г.), позволили установить, что сульфидные медно-никелевые месторождения и рудопроявления локализуются в зоне протерозойских структурно-фациальных комплексов, широкой полосой протягивающейся с юго-востока на северо-запад в центральной части Кольского полуострова, которая с севера и юга граничит с различными породами архея. В этой зоне часто обнажаются породы архея в виде «окон» (рис. 1). Как и в других никеленосных районах мира, в процессе исследования была обнаружена тесная связь сульфидных медно-никелевых месторождений с отдельными массивами и телами пород основного—ультраосновного состава, получивших название никеленосных.[1]

Следовательно, одним из условий научно обоснованного поиска сульфидных медно-никелевых руд является знание процессов формирования и размещения никеленосных интрузий, а также особенностей процессов их металлогении.

Под металлогеническими процессами мы понимаем совокупность геологических и петрологических процессов, определяющих закономерную позицию месторождений по отношению к магматическим и осадочным формациям, отдельным интрузиям, естественным рядам горных пород и фациям метаморфизма. Как справедливо отмечают Д. И. Горжевский и В. Н. Козаренко (1965): «именно эти процессы, более локальные по масштабу своего проявления по сравнению с теми, которые определяют формирование структурно-фациально-металлогенических зон в целом, . . следует именовать собственно металлогеническими процессами» (стр. 6).

Геологический институт Кольского филиала АН СССР совместно с Северо-Западным геологическим управлением, Западным геофизическим трестом, геологоразведочными партиями Кольской комплексной экспедиции СЗГУ (Печенгской, Мончегорской, Аллареченской, Ловнозерской и др.) с 1946 г. принимает участие в различных работах, направленных на определение перспектив расширения сырьевой базы медно-никелевой промышленности Мурманской области. Значительное место в этих работах занимают петрологические исследования. В определении порядка

[1] Термин «никеленосные» относится нами к тем интрузиям, в связи с которыми находятся месторождения руд или сульфидная медно-никелевая минерализация.


п-ов Рыбачий
Никель
о. Кильдин
Мурманск
Оленегорск
Ловозеро
Кировск
Апатиты
Ковдор
Баренцево море
Белое море
Варзуга
Поной
А
Б
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24

исследования мы исходили из суждений Ф. Ю. Левинсон-Лессинга (1937), что «правильное понимание магматических месторождений в широком смысле слова (включая сюда и контакт — метаморфические и гидротермальные месторождения) — задача чисто петрологическая и геохимическая» (стр. 97—109). Кроме того, учитывалось также мнение С. С. Смирнова (1946) о том, что «характер связи между рудами и магматическими породами различен в различных геологических условиях. Ближе подойти к более определенному и более обоснованному его пониманию мы, очевидно, сможем лишь тогда, когда отказавшись от „универсальных" гипотез, займемся более тщательным, более глубоким изучением форм проявления магматизма в каждом рудном узле. Выявление истории развития магматического комплекса (комплексов) рудного района, определение условий залегания, формы и размеров магматических тел, ассоциированных с рудами — один из путей исследований поставленной проблемы, но редко в полном объеме осуществляемой» (стр. 5—6).

В течение двадцатипятилетнего периода автором данной работы совместно с руководимым им коллективом изучались никеленосные массивы основных—ультраосновных пород на Кольском полуострове и связанные с ними месторождения и рудопроявления.

Методологической основой полевых исследований являлся структурный анализ, позволивший отнести никеленосные интрузии к определенной группе в генетической систематике А. А. Полканова (1945, 1946).[2] В основе систематики, разработанной А. А. Полкановым, находится положение, согласно которому каждое интрузивное тело в целом выражает собой состояние равновесия между внутренними (эндогенными) силами механически активной магмы, с одной стороны, и тектоникой и кинематикой, заключающей ее рамы, — с другой. Таким образом, внутреннее строение интрузии контролируется отношением периода кристаллизации магмы к периоду ее движения и происходящим одновременно с этим движениям рамы. Различие в тектонике и кинематике областей кратогена (щиты и платформы) и орогена (зоны геосинклиналей) позволяет, по мнению А. А. Полканова (1945, 1946), выделить две большие группы интрузий: 1) интрузии кратогена; 2) интрузии областей орогена с геосинклинальной подготовкой (типичные геосинклинали) и без геосинклинальной подготовки (передовые хребты, внутренние и внешние предгорья).

Рис. 1. Схема геологического строения Кольского полуострова (по Л. Н. Потрубович и Л. Я. Харитонову).

Палеозой и эопалеозой: *1* — нефелиновые сиениты; *2* — конгломераты и красноцветные песчаники терской свиты; *3* — дайки и штоки диабазов и габбро-диабазов; *4* — щелочные граниты; *5* — щелочные, ультраосновные и основные породы; *6* — песчаники, конгломераты и сланцы п-ова Рыбачий и о-ва Кильдин. Протерозой: *7* — ультраосновные и основные никеленосные интрузии; *8* — зеленокаменные породы с прослоями филлитов, песчаников, кварцитов и доломитов (серии имандра-варзуга, печенгская); *9* — микроклиновые граниты и гранодиориты (III группа); *10* — перидотиты, пироксениты и габбро; *11* — габбро, габбро-нориты и габбро-анортозиты; *12* — гнейсы, кианитовые и слюдяные сланцы свиты кейв; *13* — сланцевые амфиболиты, гнейсы и различные сланцы тундровой серии; *14* — метадиабазы, шаровые лавы и зеленые сланцы надвоицкой серии. Архей: *15* — плагиомикроклиновые и микроклиновые граниты (II группа); *16* — основные гранулиты, гнейсо-граниты и гиперстеновые гнейсо-диориты; *17* — кислые гранулиты; *18* — месторождения железистых кварцитов; *19* — олигоклазовые гнейсо-граниты (I группа); *20* — гиперстеновые диориты с подчиненными им основными и ультраосновными породами, чарнокитами и пироксен-магнетитовыми сланцами; *21* — гранат-биотитовые и слюдяные гнейсы кольской свиты и мигматиты по ним; *22* — гранат-биотитовые и биотитовые гнейсы беломорской свиты (*а*) и мигматиты по ним (*б*); *23* — линии тектонических контактов; *24* — площадь развития дифференцированных интрузий ультраосновных—основных пород.

Цифры на карте: *1* — Мончегорский никеленосный плутон; *2* — Панский массив; *3* — массив Федоровой тундры; *4* — массив № 1; *5* — Цагинский массив; *6* — массив Застейд II; *7* — ловноозерские тела основных пород; *8* — породы южной зоны гранулитовой формации; *9* — алларечинские интрузии; *10* — интрузия месторождения Восток; *11* — месторождение Приозерное; *12* — интрузии Печенги.

---

[2] Е. К. Устиев в фундаментальной работе, посвященной развитию наук о Земле в СССР за 50 лет, отнес создание этой систематики к большим достижениям советской региональной петрографии (Устиев, 1967, стр. 226).

Дальнейшее деление и распределение интрузий по подгруппам генетической систематики основано на установлении в них целого ряда признаков с помощью детального структурного анализа и петрографических исследований. Проведенные исследования позволили автору (Козлов, 1955ф, 1956, 1960, 1961, 1963, 1965, 1970, 1972) выделить две группы никеленосных интрузий на Кольском полуострове. Первая группа представлена послескладчатыми дифференцированными интрузиями (интрузии платформы и зон завершенной складчатости), к которым относятся Мончегорский никеленосный плутон, массивы Федоровой и Панской тундр, массив № 1, массив р. Цаги и массив Застейд II в Сальных тундрах. Все они находятся в центральной части Кольского полуострова (рис. 1). Для этих интрузий характерны ложносогласные или секущие контакты по отношению к структуре вмещающих пород и согласные по отношению к внутренней структуре массивов. Отчетливо выражены все явления, сопутствующие магматическим контактам. Интрузии активно термально воздействуют на вмещающие породы, при этом на контактный метаморфизм не накладывается метаморфизм региональный. Породы имеют типичные структуры магматических пород. Это в основном трещинные интрузии, форма которых модифицирована движениями глыб вмещающих пород во время внедрения и активными силами магмы. Чаще форма интрузий лополитоподобная. Их пространственное размещение контролируется линейными зонами разломов. Они относятся к плутонам второй и третьей величины.[3] Массивы обычно слагаются породами нескольких интрузивных фаз, среди которых никеленосными являются только некоторые.

Вторая группа представлена интрузиями доскладчатыми и синскладчатыми (т. е. интрузиями зон орогена или зон незавершенной древней складчатости). К этой группе относятся базиты Ловноозерского района, района южной части гранулитовой формации, гипербазиты Аллареченского района, района Приозерного (Мончегорский район), района оз. Плотичьего и всей зоны северо-восточнее Колвицких тундр (рис. 1). Базитовые и гипербазитовые тела в этих районах характеризуются согласными контактами с вмещающими породами. Гнейсовидность и сланцеватость вмещающих пород «обтекает» их. Магматические контакты и сопутствующие им явления не наблюдаются. Краевые зоны тел, как правило, рассланцованы полностью и метаморфизованы в той же фации, что и окружающие их породы. Часто в зонах контакта наблюдаются явления более позднего как прогрессивного, так и регрессивного метаморфизма. Во внутренних частях крупных тел обычно сохраняются первично-магматические структуры и текстуры. Интрузивные тела часто будинированы. Цепочки тел в зонах многократной складчатости могут залегать несогласно по отношению к общему плану гнейсовидности и складчатости района, но в ближайшем окружении гнейсовидность и сланцеватость всегда согласна с контактами, если не было влияния молодой тектоники. В систематике А. А. Полканова они находятся в группе «мертвых» тел. Их положение в структуре района определяется древними зонами разлома и характером складчатости, в которую они были вовлечены. Обычно размеры тел невелики — от метров до сотен метров в длину.

Исследования сульфидных медно-никелевых месторождений и рудопроявлений, связанных с этими двумя крупными группами интрузий, позволили установить, что к первой группе относятся в основном месторождения магматические (в широком смысле слова), а ко второй (как уста-

---

[3] Площадь Мончегорского плутона 60 км², Цагинского — 170 км², Федоровой тундры — 30 км², Панских тундр — 230 км². Массивы № 1 и Застейд II имеют небольшие размеры.

новлено нами впервые на примере Ловноозерского месторождения в 1955 г. и Аллареченского в 1958 г.) — метаморфические и метаморфогенные, хотя встречаются и магматические. Интрузии Печенгского района, а соответственно и месторождения Печенги относятся нами как к первой, так и ко второй группам.

В настоящей работе мы приводим результаты исследования только никеленосных интрузий первой группы. При этом основное внимание сосредоточено на раскрытии закономерностей связи процессов рудообразования с формированием естественных рядов горных пород в дифференцированных интрузиях зон завершенной складчатости.

Наиболее полно представления о естественных рядах горных пород были разработаны А. А. Полкановым (1954, 1956), хотя еще А. Н. Заварицкий (1926) в общих замечаниях о дифференциации (описывая процессы эволюции магмы) отмечал, что на всех этапах кристаллизации магмы образуются горные породы, являющиеся отдельными петрографическими видами, генетически связанными между собой и представляющими генетический ряд или «родословное дерево» изверженных горных пород.

А. А. Полканов (1954) на основе анализа гравитационной, гравитационно-кинетической, кинетической дифференциации и фракционирования пришел к выводу, что все они обусловливают возникновение естественных рядов горных пород.

Он их назвал естественными сингенетическими рядами, среди которых выделил естественные ряды комплементарных сингенетических магматических горных пород, возникающих при относительно равновесных условиях кристаллизации, и нисходящие естественные сингенетические ряды магматических пород, возникающие при условиях неравновесной кристаллизации. При явлениях ассимиляции возникают сложные естественные нисходящие сингенетические ряды пород.

В более поздней работе А. А. Полканов (1956) назвал сингенетическими естественными нисходящими рядами все ряды пород, образующиеся на месте во время кристаллизации магмы и фракционирования различным путем с отделением твердой фазы от остаточного расплава. К комплементарным рядам он отнес в этой работе ряды пород, в которых один из членов является дополняющей (комплементарной) породой по отношению к другому члену.

Понятию сингенетичности — возникновения пород на месте их залегания — А. А. Полканов (1954, 1956) противопоставил понятие эпигенетичности, или последовательного появления интрузивных или экструзивных пород, слагающих сложные интрузии или экструзии. Поясняя это понятие, он отмечает: «При больших перемещениях остаточной жидкости может возникать новое интрузивное ее положение или же эпигенетические взаимоотношения магматических пород.

Таким образом, экструзивные сложные тела и сложные плутоны образованы естественными рядами эпигенетических магматических пород последовательных фаз магматизма чаще нисходящего типа и во многих случаях с периодической повторяемостью изменения состава. . . во время каждой фазы магматической деятельности могут возникать различного типа сингенетические естественные ряды пород. . .

Естественные ряды эпигенетических магм-пород сложных интрузий и экструзий или совокупностей интрузий и экструзий одной и той же геологической эпохи и провинций характеризуют процессы эволюции магматического расплава питающего магматического очага» (Полканов, 1956, стр. 47).

Мы привели подробно представления А. А. Полканова об эпигенетических рядах горных пород для того, чтобы показать, что они отражают

эпигенетические взаимоотношения одних пород с другими в сложных интрузиях и экструзиях, так же как это имеет место в понятии «эпигенетические месторождения», которое отражает эпигенетические отношения руд к вмещающим их породам (в переводе с греческого понятие «эпигенетический» означает позднерожденный).

В данной работе наряду с петрологическими вопросами мы рассматриваем и вопросы образования руд, в том числе и эпигенетических, а потому считаем целесообразным не употреблять понятие «эпигенетический» для обозначения соответствующих естественных рядов горных пород, заменив его понятием «естественный ряд пород последовательных магматических фаз». Это позволит, во-первых, включать в естественный ряд пород последовательных магматических фаз породы, находящиеся вне пределов никеленосных массивов, но возникающих вблизи их в одну и ту же геологическую эпоху и, во-вторых, избежать двойственности в употреблении понятия «эпигенетический» для месторождений и пород.

Первый этап исследований (1946—1953 гг.) массива Сопча (Козлов, 1949ф, 1953, 1956) и месторождений сульфидных медно-никелевых руд Мончегорского никеленосного плутона показал большое значение в металлогенической специализации отдельных частей никеленосных интрузий тех процессов, которые приводят к образованию естественных сингенетических рядов горных пород, так же как образование слоистости приводит к возникновению пластовых и линзовидных форм сингенетических месторождений в дифференцированных интрузиях. Было установлено, что оруденелыми являются отдельные слои или толщи пород, представляющие собой определенные члены естественных сингенетичных рядов горных пород.

Выяснение характера и особенностей связи между типами руд и месторождениями, с одной стороны, и особенностями естественных рядов горных пород — с другой, и составило цель наших дальнейших исследований. Под руководством и при непосредственном участии автора были исследованы массив р. Цаги (Б. А. Юдин и Г. И. Кавардин), массив Федоровой тундры (Г. Н. Старицына), массив Застейд II в Сальных тундрах (А. С. Сахаров), массив № 1 и массив Панских тундр (А. Ю. Одинец), продолжено исследование Мончегорского плутона (В. С. Докучаева и И. В. Рипинский).

Настоящая работа является результатом обобщения исследований естественных рядов горных пород дифференцированных интрузий и их металлогении.

Дополнительное изучение первичного фактического материала привело к новым представлениям о форме и строении Мончегорского плутона, массивов Федоровой и Панских тундр, массива № 1 и массива р. Цаги. Частично внесены изменения и в представления о строении массива Застейд II. Впервые даются блок-диаграммы этих массивов, а также полная история развития естественных рядов горных пород.

Длительный период исследований объясняется большим количеством объектов, необходимостью изучения наряду с интрузиями связанных с ними руд и месторождений, а также необходимостью при проведении структурного анализа и решении вопроса об объеме естественных сингенетических рядов и естественных рядов пород последовательных магматических фаз в каждом массиве и районе опираться на достаточно достоверный и наиболее представительный фактический материал. Так как на главном объекте — Мончегорском никеленосном плутоне — до последнего времени ведутся интенсивные горные работы, дающие для интересующей нас проблемы исключительно интересный и новый фактический материал, а разведка и поиски в пределах крупнейшего на Кольском полуострове дифференцированного массива Панских тундр закончена лишь

в последние годы, мы сочли целесообразным только на данном этапе подвести итоги исследованиям естественных рядов горных пород дифференцированных интрузий и их металлогении.

Химические анализы, приведенные в работе, выполнены в химико-аналитической лаборатории КолФАН СССР и в лаборатории СЗГУ. Определения показателей преломления минералов в иммерсионных жидкостях, на основе которых дается их химический состав, выполнены в оптической лаборатории физических методов анализа КолФАН СССР (В. В. Колесникова). Измерения оптических констант на федоровском столике проводились Е. К. Козловым, В. С. Докучаевой, Г. Н. Старицыной, Г. И. Кавардиным, А. Ю. Одинец, Т. Н. Ивановой. Определение состава породообразующих минералов сделано по справочникам А. Н. Винчелла (1949), А. и Г. Винчеллов (1953), В. Н. Трёгера (1958), У. А. Дира и др. (1965) — для оливинов и моноклинных пироксенов; В. С. Соболева (1950) и А. и Г. Винчеллов (1953) — для ромбических пироксенов, амфиболов и биотитов; В. В. Никитина и А. Н. Заварицкого — для полевых шпатов. Количественно-минералогические подсчеты в шлифах проводились при помощи сетчатого окулярмикрометра и на полуавтоматическом интеграционном устройстве МИУ-1. Многочисленные расчеты, графики и таблицы выполнены А. А. Егоровым и И. И. Кондратовичем, часть графиков и карт взята из отчетов.

Автор выражает глубокую благодарность сотрудникам лаборатории петрографии Кольского филиала АН СССР, принимавшим участие в обсуждении материалов: д-ру геол.-мин. наук О. А. Воробьевой за советы по отдельным вопросам; товарищам по совместной работе Б. А. Юдину, В. С. Докучаевой, Г. Н. Старицыной, Г. И. Ковардину, А. С. Сахарову за творческие дискуссии по петрологии отдельных массивов; геологам Мурманской экспедиции СЗГУ, любезно предоставлявшим керновой и графический материалы, — К. Д. Беляеву, Р. В. Карпову, В. В. Шолохневу, С. М. Рутштейну и др.; главному геологу производственного объединения «Никель» П. В. Лялину за помощь в работе.

ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ

Первые отрывочные сведения о массивах основных и ультраосновных пород на Кольском полуострове относятся к концу XIX—началу XX в. (1899—1924 гг.). Так, упоминания о массиве Панских тундр мы находим у П. В. Риппаса и А. А. Носкова (1899). До 1930 г. район Мончетундры посещали Б. А. Попов (1902), Н. Г. Кассин (1923) и С. А. Григорьев (1924). Интерес к этим массивам возрос после открытия отрядом А. Е. Ферсмана (1930) вкрапленных медно-никелевых руд в пределах массива основных пород в Мончетундре (южная терраса горы Нюдуайвенч). Эти находки послужили началом открытия месторождений медно-никелевых руд в Мончетундре, явившихся основой создания и развития медно-никелевой промышленности на Кольском полуострове. Начиная с 1930 г. массивы основных и ультраосновных пород центральной части Кольского полуострова начали изучаться систематически, но с разной степенью детальности. Исследования продолжаются и до настоящего времени с некоторым перерывом в военные годы (1941—1945 гг.).

В исследованиях принимало участие большое количество организаций: Академия наук СССР, Северо-Западное геологическое управление (СЗГУ), Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ), Гипроникель, Ленинградский государственный университет имени А. А. Жданова (ЛГУ), Институт геологии и геохронологии докембрия (ИГГЕД), Кольский филиал АН СССР и ряд других. Наибольшее внимание в этих исследованиях уделялось Мончегорскому никеленосному району.

Мончегорский никеленосный район, к которому относятся Чуна-, Монче-, Волчьи- и Лосевые тундры и их предгорья, исследовался А. Н. Лабунцовым (1932), Г. Д. Рихтером (1934), О. А. Воробьевой (1933а, 1933б, 1935), Б. М. Куплетским (1933), С. М. Рутштейном (1933, 1934), Г. Н. Судовиковым (1935), Н. И. Соустовым (1940), Р. В. Карповым (1959), Е. Н. Егоровой-Фурсенко (1958), Б. А. Юдиным (1963ф), Е. К. Козловым (1949ф, 1953ф, 1953), В. А. Масленниковым (1969), Докучаевой (1960ф, 1963ф, 1970ф). В исследованиях этого района принимали также участие А. С. Зонтов, Я. Х. Еселев, Л. И. Иванова, Е. Д. Чалых, Б. М. Гринченко, В. В. Шолохнев.

В Мончегорском никеленосном районе в процессе исследований были обнаружены и изучены многочисленные небольшие тела оливинитов, перидотитов, гарризитов, оливиновых норитов и габбро-норитов, норитов, лабрадоритов и др. Всего в Мончегорском районе геологическими съемками, геофизическими и поисковыми работами было выявлено свыше 230 тел основных и ультраосновных пород. Среди них отмечено 122 тела ультраосновного и 97 — основного состава. Размеры массивов невелики — от первых сотен метров до 3.6 км в длину при ширине от одного метра до 1.5 км. Кроме того, было встречено и изучено 12 более крупных

дифференцированных массивов, из которых некоторые получили название: Мончегорский никеленосный плутон, Улитоозерский массив, массив оз. Островского, норитовый массив предгорий горы Выручуайвенч, массив горы Керкчорр, массив горы Райненчорр, массив оз. Тулпъявр, массив горы Яврарака, массив горы Ягельной, массив Пивнус, массив Южно-Волчьетундровский, массив горы Девичьей. История исследования, а также характер магматизма Мончегорского района и небольшие вышеупомянутые дифференцированные интрузии описаны в работе Е. К. Козлова и др. (1967).

Необходимо отметить, что наибольшее внимание всеми исследователями уделялось изучению самого Мончегорского никеленосного плутона и его месторождений. В 30—40-х годах его интенсивно изучали под руководством В. К. Котульского и Д. Ф. Мурашова геологи Л. А. Шестопалов, И. Я. Холмянский, А. Е. Алешунина, В. М. Бруновская, Ю. Б. Голуб, Д. И. Громов, И. В. Галкин, А. С. Зонтов, В. И. Ездрова, С. Д. Покровский, С. М. Рутштейн, М. Ф. Смирнов, П. В. Лялин, А. И. Демчук, П. Н. Чирвинский, Л. В. Радугина, К. Д. Белоглазов, Д. П. Григорьев, И. Н. Чирков и др.

В послевоенный период вклад в изучение Мончегорского плутона внесли геологи Мончегорской геологоразведочной партии — В. К. Котульский, Д. Ф. Мурашов, П. В. Лялин, С. М. Рутштейн, Р. В. Карпов, В. С. Ланев, М. А. Цибульчик, В. В. Шолохнев.

В 1946—1953 гг. группа сотрудников Кольского филиала АН СССР, Института геологии и геохронологии докембрия и Ленинградского университета (Е. К. Козлов, Т. Н. Иванова, З. А. Образцова, Н. А. Елисеев, В. А. Маслеников) под руководством Н. А. Елисеева провела исследования в Мончегорском районе, обобщенные в работах Н. А. Елисеева и др. (1956) и Э. Н. Елисеева (1959а). В 1954 г. Г. В. Холмов занимался изучением дайкового комплекса Мончетундры. В 1955 г. Г. М. Шешукова изучала состав и условия залегания глубинного оруденения массива Ниттис—Кумужья —Травяная. Некоторые работы были проведены М. В. Денисовой (1959), О. Е. Юшко-Захаровой и З. Н. Буровой (1959). В 1964 г. геологические исследования проводились С. М. Рутштейном, И. С. Богдановым, Н. Г. Добрыниной, Р. В. Карповым, В. С. Ланевым.

С 1953 г. по настоящее время Мончегорский никеленосный плутон исследуется сотрудниками Кольского филиала АН СССР под руководством автора данной работы. В этот период была изучена юго-западная контактная зона Мончегорского плутона (Докучаева, Ланев, 1963ф), придонные части Мончегорского плутона (Докучаева, 1960ф, 1970ф; Рипинский, 1963ф), вкрапленные месторождения Мончегорского плутона (Козлов, 1953ф), габбро-нориты предгорий Выручуайвенч (Старицына, 1960ф). Описанию геологии Мончегорского района, его стратиграфии, интрузивной деятельности, итогам изучения самого Мончегорского никеленосного плутона и его месторождений посвящены многие опубликованные работы (Алешунина, 1949; Елисеев и др., 1953а, 1953б, 1956; Козлов, 1953, 1956, 1957а, 1957б, 1958, 1960а, 1960б; Козлов и др., 1962, 1967; Иванова, 1953; Маслеников, 1953, 1956; Лялин, 1951, 1956; Денисова, 1959; Докучаева, 1970; Холмов, 1958, и др.).

О Мончегорском никеленосном плутоне в настоящее время имеется достаточно полная информация как в отношении его строения, формы, петрографии и химизма пород, так и относительно сульфидных медно-никелевых месторождений, встреченных в его пределах. Эта информация, однако, не всегда позволяет однозначно решать теоретические вопросы петрологии и рудогенеза, в силу чего возникли различные представления по ряду важных вопросов.

В 1968 г. в Мончегорском районе, в 15 км к северу от г. Мончегорска, на берегу Мончеозера среди биотитовых гнейсов были найдены сульфидные медно-никелевые руды, приуроченные к маломощной линзе амфиболитов. Рудопроявление получило название Приозерного.

Необходимо отметить, что район, ограниченный Мончеозером с востока, Главным хребтом Монче- и Волчьих тундр с запада и Мончегорским никеленосным плутоном с юга,[4] считается перспективным для поисков никеля с 1932 г. после обнаружения О. А. Воробьевой вблизи Никелевого ручья (Волчьи тундры) сульфидных медно-никелевых руд с содержанием никеля от 0.21 до 0.48%. Однако систематическое его исследование задержалось.

Открытие Приозерного рудопроявления, имеющего специфическое геологическое положение и строение, расширяет перспективы для поисков сульфидов никеля в Мончегорском районе за пределами Мончегорского никеленосного плутона, с которым начиная с 1930 г. в основном связывались все перспективы прироста запасов.

Массив Панских тундр входит в группу никеленосных интрузий центральной части Кольского полуострова. Систематическое исследование его началось в 1932 г. и продолжается с перерывами до настоящего времени. В этих исследованиях в разные периоды принимали участие Б. М. Куплетский, С. М. Рутштейн и Д. В. Шифрин, С. Н. Немцов, Н. П. Бугров и В. И. Шмыгалев, И. А. Коровяков, А. Г. Шариков, А. И. Богачев, М. Е. Яковлева, В. В. Фиженко, В. В. Проскуряков, М. Т. Козлов, А. Ю. Одинец, Е. В. Тавасшерн, Л. И. Потрубович, Т. Н. Иванова и др. Массиву Панских тундр посвящено несколько печатных работ: Б. М. Куплетский (1932а), Д. В. Шифрин (1940), В. В. Фиженко (1958), И. А. Коровяков (1962), А. Ю. Одинец (1967, 1970, 1971а), Е. К. Козлов (1966, 1968, 1970). Д. Ф. Мурашов в 1945 г. отнес массив Панских тундр к потенциально никеленосным, что вызвало повышенный интерес к этому массиву. Находка С. М. Чихачевым в 1960 г. в породах северо-западной части массива сульфидной медно-никелевой вкрапленности и мелких сульфидных гнезд еще больше усилила этот интерес.

В 1960 г. началось изучение массива Панских тундр группой сотрудников Кольского филиала под руководством автора данной работы. Геохимические исследования были поручены С. М. Чихачеву, структурный анализ массива и петрографические исследования — А. Ю. Одинец, уточнение геологического строения и тектоники северного контакта свиты имандра-варзуга и ее взаимоотношение с массивом Панских тундр — М. Т. Козлову и Л. И. Латышеву. Целью исследования было выяснение металлогенической специализации этого массива, а также решение вопросов о его форме, внутреннем строении, особенностях дифференциации, развитии естественных рядов горных пород и их связи с рудообразованием и т. д. Поисково-съемочные и геофизические работы, проводимые Кольской комплексной экспедицией СЗГУ под руководством В. В. Проскурякова (И. И. Берман, Г. П. Колесников, Т. И. Редько, Р. Г. Колесникова, М. Л. Сахновский, М. И. Киселев, Ю. Е. Кольцов) в тесном контакте с нашими исследованиями, способствовали решению поставленных задач.

Цагинский массив габбро-лабрадоритов расположен в 19 км восточнее оз. Ловозеро в сильно заболоченной депрессии. Еще в 1930 г. Б. М. Куплетский и О. А. Воробьева (Куплетский, Воробьева, 1930) отметили в этом районе на горе Сефкрапахк «габбро-диабазы слегка слоистые» (стр. 56). Ими же было сделано предположение, что «здесь мы находимся на границе области мощного развития интрузивных габбро-

[4] Мы будем называть этот район Северной структурной зоной.

диабазов, которые . . . связываются с габбровыми высотами верховьев р. Паны и Паноя» (стр. 57).

До 1949 г. этот район привлекал исследователей больше щелочными гранитами района Урмавараки, чем основными породами (К. О. Кратц и Н. В. Янковская, А. А. Чумаков, А. М. Иванов). В 1947 г. была составлена геологическая карта района (В. И. Шмыгалев, И. П. Михайлов, С. Н. Немцов), на которой было выделено два самостоятельных массива основных пород, названных Сефкрским и Цагинским. В 1949 г. экспедицией Западного геофизического треста под руководством Е. А. Каспаровой в этом районе были выявлены две интенсивные магнитные аномалии— Цагинская и Марийокская, между которыми не было разрыва. В 1950 г. аэромагнитные аномалии были подтверждены наземными работами. С 1950 по 1954 г. здесь осуществлялись геологопоисковые и разведочные работы на никель, которые проводили геологи СЗГУ — Л. А. Кириченко, А. И. Богачев, Б. В. Губачев и др. Этими работами было установлено, что Цагинский массив протягивается в меридиональном направлении на 23 км при ширине в 9 км. Площадь массива — 170 км², строение его дифференцированное, массив богат титаномагнетитовыми рудами.

С 1960 по 1963 г. под руководством Г. В. Колесникова были проведены дополнительные геологические и геофизические работы в этом районе для уточнения отдельных вопросов геологии.

С 1952 по 1956 г. Кольским филиалом АН СССР были осуществлены в этом районе специальные петрологические и минералогические исследования (Б. А. Юдиным и Г. И. Кавардиным под руководством автора). Результаты этих работ изложены как в фондовых отчетах (Юдин, 1957ф; Кавардин, 1957ф; Козлов, 1953ф), так и в опубликованных работах (Юдин, 1960а, 1960б, 1962, 1963; Кавардин, 1960; Козлов, 1957а, 1957б, 1961, 1965, 1966, 1970; Козлов и др., 1967).

Цагинский массив привлекает внимание как крупнейший на Кольском полуострове расслоенный массив габбро-лабрадоритов, являющийся концентратором титаномагнетитовых и, возможно, сульфидных медно-никелевых руд, имеющий своеобразную историю развития естественных рядов горных пород.

Массив Федоровой тундры представляет собой цепь возвышенностей в центральной части Кольского полуострова (Мал., Ср. и Бол. Ихтегипахки и Пахкварака), разделенных заболоченными долинами. С 1933 по 1940 г. массив исследовался Ф. П. Харченко, Д. В. Шифриным, П. В. Соколовым, П. В. Лялиным, Г. А. Гедовиусом, К. В. Соловьевым, Н. А. Кривцовым, Ц. Г. Златкинд. В послевоенное время массив изучался В. А. Костиным. Все работы проводились для выяснения перспектив открытия богатых месторождений сульфидных медно-никелевых руд в связи с массивом Федоровой тундры, так как в его породах широко развиты бедные вкрапленные, прожилково-вкрапленные и гнездовые сульфидные медно-никелевые руды. Так, например, было встречено гнездо размером в 3.39 м, подсеченное скв. 07, пробуренной на горе Пахкварака, в интервалах 29, 30—30.71 и 30.92—32.63 м. Содержание никеля в гнезде составляло 0.49—1.02%, а меди — 1.42—2.26%.

В 1953—1956 гг. нами было проведено исследование с целью уточнения формы интрузии на основе структурного анализа, раскрытия истории образования сингенетических и эпигенетических рядов горных пород, изучения деталей геологического строения массива, выяснения места сульфидной медно-никелевой минерализации в общей истории образования пород и изучения особенностей оруденения. Результаты этих исследований нашли отражение в работе Г. Н. Старицыной, выполненной под руководством автора.

Опубликованных работ, посвященных массиву, сравнительно немного: Ф. П. Харченко (1935), Д. В. Шифрин (1935), Г. Н. Старицына (1957, 1958а, 1958б), В. В. Шмыгалев и др. (1962), А. Ю. Одинец и Н. И. Захарова (1970), Е. К. Козлов (1957а, 1961, 1965, 1966, 1968, 1970).

Массив № 1 расположен в депрессии между Федоровой и Панскими тундрами, в 10 км от горы Пахкварака (рис. 1). Самые общие сведения об этом массиве относятся к 1964 г. Обнаруженное в нем сульфидное оруденение, приуроченное к северо-западной части массива, по данным В. А. Костина, оказалось сходным с сульфидным оруденением массива Федоровой тундры.

В 1959—1960 гг. через массив № 1 было пройдено 3 широтных грави- и магнитометрических профиля, давшие совмещенные гравитационные и магнитные аномалии, вытянутые в меридиональном направлении общей площадью в 1 км^2 (Балакай, 1960ф).

В 1960—1962 гг. под руководством Г. П. Колесникова на массиве было пробурено 6 скважин и пройдены многочисленные горные выработки, позволившие провести более детальное изучение массива.

По данным Г. П. Колесникова, массив № 1 имеет большое сходство с массивом Федоровой тундры, но в отличие от него размещен в меридиональной зоне разлома, т. е. длинная ось его ориентирована под углом в 60° к длинной оси массива Федоровой тундры.

В 1965—1968 гг. было проведено изучение петрографии пород массива № 1 (А. Ю. Одинец, Е. К. Козлов).

Массив Застейд II получил свое название по одной из гор в Сальных тундрах, сложенной ультраосновными породами (гора Застейд II). Он известен с 1932 г. после работ А. М. Шукевича в восточной части гранулитовой формации. Первые поисковые работы в пределах этого массива провел М. Г. Равич. Он составил схематическую геологическую карту района, на которой были показаны ультраосновные породы — перидотиты и пироксениты — и окружающие их олигоклазовые граниты. Им же была установлена сульфидная медно-никелевая минерализация в северо-восточной, восточной и юго-восточной экзо- и эндоконтактной зонах. Попытки открыть в связи с этим массивом сульфидные медно-никелевые месторождения после работ А. М. Шукевича и М. Г. Равича предпринимались дважды. В 1936—1937 гг. поисковые работы проводили В. И. Намоюшко и В. М. Смирнов в пределах зоны контакта массива с гнейсами. Ими была составлена геологическая карта и рассмотрены некоторые вопросы формирования массива Застейд II и его сульфидной минерализации. В 1948 г. поисковые работы в этом районе проводили В. Я. Прозоров и Д. П. Полферов, а в 1952 г. на горе Застейд II начались поисковые работы с бурением под руководством Н. А. Рыхальского.

В 1958 г. Н. В. Рямзиным составлена геологическая карта массива, сравнительно подробно изучено геологическое строение массива и установлено сульфидное медно-никелевое оруденение в эндоконтактовой зоне.

Первично расслоенный массив Застейд II привлек внимание автора возможностью получения дополнительных сведений о связи истории формирования естественных рядов горных пород с процессами образования сульфидных медно-никелевых месторождений. Нахождение сульфидного вкрапленного оруденения в зоне эндоконтакта, так же как и в некоторых месторождениях Мончегорского никеленосного плутона (донные залежи), заслуживало специального изучения, тем более что первые скважины показали крутое, иногда почти вертикальное залегание контакта, что само по себе исключало гравитацию как ведущий фактор концентрации сульфидов в зоне эндоконтакта и требовало объяснения. С 1954 по 1957 г. исследование массива проводилось А. С. Сахаровым (1957ф) под руководством автора. Наличие керна скважин, большого количества ка-

нав и шурфов позволило А. С. Сахарову дополнить карту Н. В. Рямзина (рис. 1) и, как нам кажется, более глубоко разобраться в петрологии и металлогении массива Застейд II.

МОНЧЕГОРСКИЙ НИКЕЛЕНОСНЫЙ РАЙОН

Мончегорский никеленосный район, к которому относятся Чуна-, Монче-, Волчьи и Лосевые тундры и их предгорья, представляет исключительный интерес в истории развития основного и ультраосновного магматизма на Кольском полуострове и его металлогенических особенностей. Здесь при картировании выявлены массивы основных пород абиссальной, гипабиссальной и эффузивной фаций, а также многочисленные тела глубинных разновозрастных ультраосновных пород.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Большая часть площади Мончегорского рудного района сложена громадным массивом габброидных пород, протягивающимся с севера на юг на 80 км и имеющим площадь 500 км². В литературе он получил название «габбровый массив Главного хребта Чуна-, Монче-, Волчьих и Лосевых тундр». Геологическое строение и стратиграфия Мончегорского района в настоящее время уточняются — проводится повторное геологическое картирование. До недавнего времени возрастные группы пород в Мончегорском районе выделялись в соответствии с общепризнанными для Кольского региона стратиграфическими схемами Б. М. Куплетского (1939), А. А. Полканова (1936, 1939), А. А. Полканова и Э. К. Герлинга (1961), Л. Я. Харитонова (1958, 1966). Было признано, что допалеозойские осадочные и эффузивно-осадочные породы представлены нижним археем, а также нижним и средним протерозоем. Верхнеархейские и верхнепротерозойские эффузивно-осадочные образования не выделялись. По взаимоотношениям с выделенными возрастными группами эффузивно-осадочных пород определялся возраст магматических интрузивных образований. Все кислые интрузии считались архейскими, а большинство основных и ультраосновных пород — протерозойскими и еще более молодыми.

Считается, что архейский комплекс пород представлен сильно измененными кольскими и беломорскими гнейсами, развитыми к западу и востоку от Главного хребта Чуна-, Монче- и Волчьих тундр, мигматизированными олигоклазовыми гнейсо-гранитами, гранодиоритами, гиперстеновыми гнейсо-диоритами и микроклиновыми гранитами.

Амфиболиты и ультраосновные породы в строении района играют подчиненную роль. Возраст кольских гнейсов, слагающих весь район к северу от Мончегорского никеленосного плутона (между габбровым массивом на западе и Мончеозером на востоке), является дискуссионным и в настоящее время привлекает внимание многих исследователей докембрия. Этот район получил название, как уже упоминалось, Северной структурной зоны Мончегорского района. Сложен он в основном биотитовыми и биотит-гранатовыми гнейсами. По данным В. А. Масленикова (1969), кольские гнейсы этого района залегают непосредственно на базальтовом слое земли (за выступ которого он принимает габброидные породы Чуна-, Монче- и Волчьих тундр), имея в основании базальные конгломераты с галькой, валунами и обломками габброидных пород. Выше конгломератов нижняя часть кольской серии сложена, согласно представлениям В. А. Масленикова, гиперстеновыми гнейсами с редкими прослоями

глиноземистых пород, средняя — гранатовыми, а верхняя — биотитовыми гнейсами.

Среди биотитовых и биотит-гранатовых гнейсов встречаются амфиболовые гнейсы, амфиболиты (пироксеновые, гранатовые, плагиоклазовые, роговообманковые), железорудные сланцы (пироксеновые, гранатовые, амфиболовые, кварцевые). Общая мощность кольских гнейсов, по В. А. Масленикову, составляет 8 км. Разрез через толщу кольских гнейсов, по В. А. Масленикову (1969), показан на рис. 2. Восточнее оз. Верхнее Волчье (рис. 2) развиты биотитовые и биотит-гранатовые гнейсы. Следовательно, по В. А. Масленикову, это самые древние осадочные породы земли. К другим выводам пришел П. М. Горяинов (1970), изучавший Приимандровский район железистых кварцитов (рис. 3). Он отнес гнейсы Северной структурной зоны ко второму ярусу — к нижнему про-

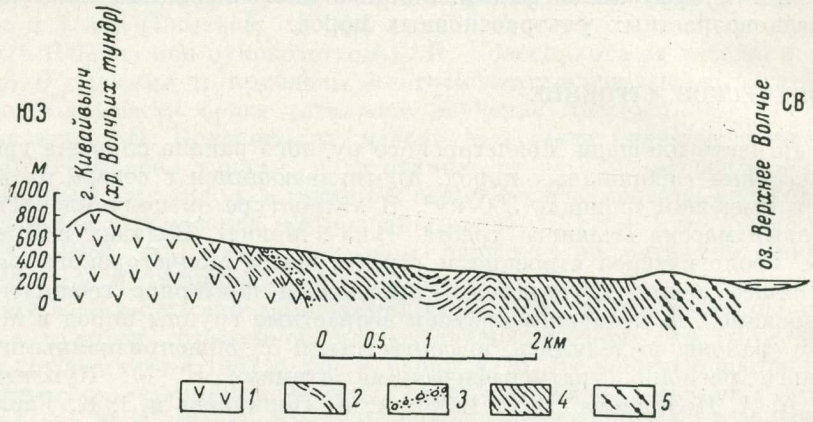


Рис. 2. Разрез через зону контакта габбро и кольских гнейсов (по В. А. Масленикову).

1 — габбро-нориты—лабрадориты; *2* — зоны измененных габбро-норитов—лабрадоритов; *3* — базальные конгломераты кольской серии; *4* — гиперстеновые гнейсы нижней толщи кольской серии; *5* — гранатовые гнейсы средней толщи той же серии.

терозою. Большую дискуссию вызывает и стратиграфическое положение гиперстеновых диоритов и габбровых пород Главного хребта.

Почти всеми исследователями к более молодому возрасту, чем биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы Северной структурной зоны, относятся сложнодислоцированные эффузивно-осадочные породы, среди которых выделяются две серии: тундровая и имандра-варзуга. Тундровая серия развита в юго-западной части Приимандровского района, а серия имандра-варзуга — в восточной. Породы тундровой серии представлены гнейсами, сходными с гнейсами Северной структурной зоны, сланцами, сланцеватыми амфиболитами и доскладчатыми и складчатыми интрузивными образованиями. Породы собственно имандра-варзугской серии представлены метадиабазами и метамандельштейнами, а также туфовыми образованиями. Они перемежаются с маломощными слоями кварцитов, сланцев и других метаосадочных пород. Доскладчатые и складчатые интрузии в этой серии встречаются за пределами Мончегорского района.

Наши представления о геологическом строении Мончегорского района, его стратиграфии и магматизме изложены в работе Е. К. Козлова и др. (1967). По нашему мнению, земная кора в Мончегорском районе имеет трехъярусное строение. Первый ярус представлен гнейсами и мигматитами нижнего архея (беломорская серия). К ним относятся гнейсы, развитые к западу от массива габброидных пород Главного хребта Чуна-, Монче- и Волчьих тундр (рис. 4, см. вкладку). Олигоклазовые граниты за-

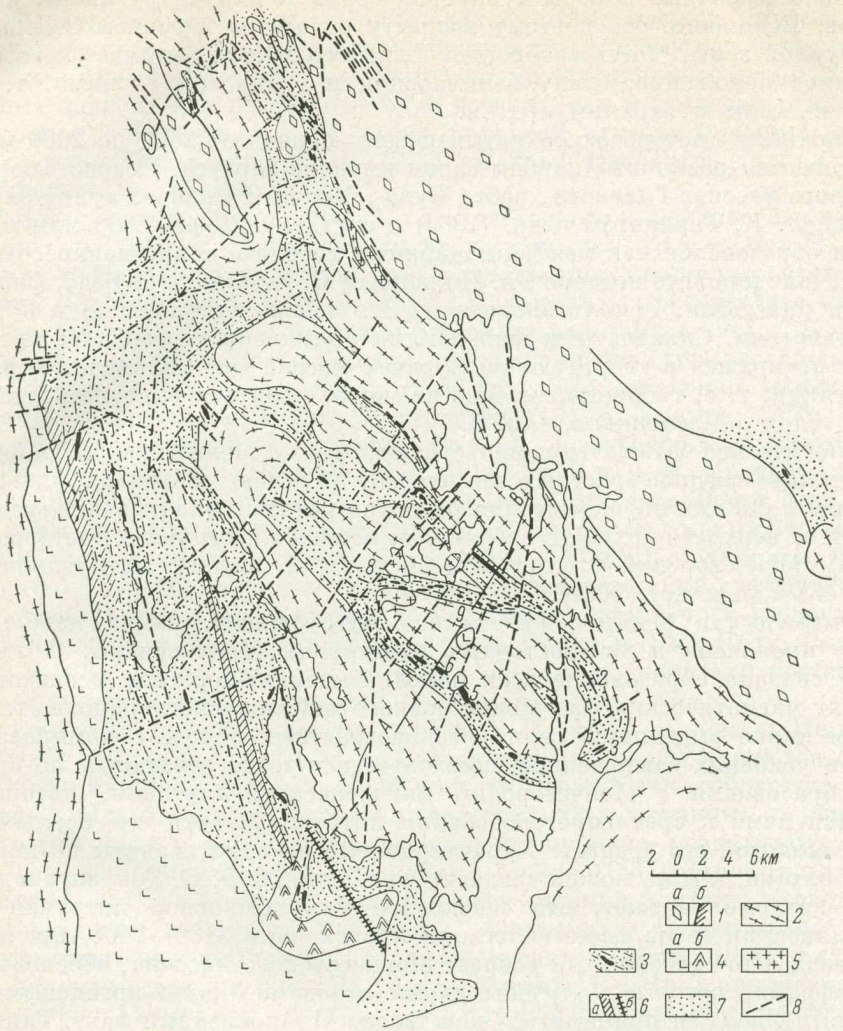


Рис. 3. Геологическая карта Приимандровского района, Кольский полуостров (по П. М. Горяинову).

Первый структурный ярус: *1* — гиперстеновые кристаллические сланцы (*а* — массивные диориты и гнейсо-диориты, *б* — линейные и сланцеватые породы узких зон вдоль Главного хребта); *2* — олигоклазовые биотитовые и роговообманково-биотитовые гнейсо-граниты и гнейсо-гранодиориты, сильно мигматизированные. Второй структурный ярус: *3* — комплекс пород железисто-кремнистой формации, залегающий вдоль Главного хребта, в том числе и нерасчлененный фундамент; *4* — основные и ультраосновные породы (*а* — габброиды, *б* — пироксениты Мончегорского плутона); *5* — микроклиновые граниты и пегматоидные граниты; *6* — дайковый комплекс (*а* — зона даек, габбро-норитов и норитов четвертой фазы пятого интрузивного цикла, *б* — дайки лампрофиров). Третий структурный ярус: *7* — вулканогенно-осадочные породы серии имандра-варзуга; *8* — разрывы. *Цифры на карте* — важнейшие месторождения железистых кварцитов: *1* — Оленегорское, *2* — Комсомольское, *3* — Печегубское, *4* — Железногорское, *5* — Баумское, *6* — Октябрьское, *7* — Кривогорское, *8* — Южно-Кахозерское, *9* — Айварское, *10* — Свинцовотундровское.

Ф 121

Библиотека Института Геологии Наук АН Армянской ССР

вершили здесь образование земной коры в нижнеархейское время. К верхнему архею, охватывающему период до 2500—2600 млн лет, относятся эффузивно-осадочные породы тундровой серии и ряд интрузивных комплексов. Возможно, что к этому возрасту относятся и гнейсы Северной структурной зоны. Часть габброидов Главного хребта занимает межформационное положение между беломорской и тундровой сериями, т. е. между нижним и верхним археем.

К нижнему протерозою, охватывающему период от 2500 до 2000 млн лет, относятся различные породы серии имандра-варзуга. Возраст пород габбрового массива Главного хребта Чуна-, Монче- и Волчьих тундр определяется Э. К. Герлингом и др. (1965) в среднем в 2500—2600 млн лет, т. е. он образовался как межформационный массив в конце верхнего архея—начале нижнего протерозоя. По данным Б. А. Юдина (1963ф), форма массива пластовая, лополитоподобная. Это теперь установлено и буровыми работами. Складчатыми движениями в нижнепротерозойское время он был превращен в «мертвую» интрузию с массой зон милонитов и разгнейсования, т. е. габбровый массив не может являться выступом диабазового слоя (Масленников, 1969).

Геологические факты свидетельствуют, что в Мончегорском районе имеется пять разновозрастных комплексов (циклов) основных, ультраосновных и кислых пород, история развития которых охватывает отрезок времени от верхнего архея до среднего и, возможно, верхнего протерозоя (рис. 4). Мончегорский плутон отнесен нами к пятому интрузивному циклу (Козлов и др., 1967).

Магматическая деятельность пятого интрузивного цикла наиболее широко проявлена в юго-восточных предгорьях Мончетундры. С этим циклом связано образование всех пород, составляющих ряд последовательных магматических фаз Мончегорского никеленосного района, т. е. в пятом цикле выделяется серия разновозрастных пород, сформировавшихся в условиях завершенной складчатости и тесно связанных по времени образования с Мончегорским никеленосным плутоном, который относится нами к среднепротерозойским интрузиям, хотя не исключен и более молодой его возраст. Характерно, что ни одни граниты не пересекают плутон. Мы не можем согласиться с выводом Э. К. Герлинга и др. (1965), которые считают, что «внедрение ультраосновной интрузии и кристаллизации ее на месте залегания происходили 3100—2400 млн лет тому назад. Этот абсолютный возраст Мончегорского массива, обоснованный цифрами, которые получены двумя методами (калий-аргоновым и свинцовым), должен приниматься как твердо установленный факт. Таким образом, прежнее представление о протерозойском возрасте Мончегорского массива отпадает» (стр. 32).

Необходимо отметить, что по данным радиологических методов возраст Мончегорского никеленосного плутона определяется от 2 до 10 млрд лет. Поэтому нельзя не согласиться с выводами Г. Д. Афанасьева и А. В. Борисевича (1966), что «геологическая интерпретация радиологических данных, особенно полученных K-Ar методом для ультраосновных пород, требует внимательного анализа достоверных геологических фактов и полного учета экспериментальных и методологических исследований» (стр. 12). По их данным, возраст гнейсов в контакте с Мончегорским никеленосным плутоном определяется в 2150 млн лет, а возраст плутона — в 1800—2000 млн лет, т. е. совпадает с возрастом, установленным на основе геологических исследований.

Мончегорский никеленосный плутон. На схематической геологической карте (рис. 5) и блок-диаграмме (рис. 6, см. вкладку) видно, что он состоит из двух ветвей — субмеридиональной длиной в 7 км и субширотной длиной в 9 км, сходящихся на юго-западе в так называемом районе «корней»

плутона. Субмеридиональную ветвь слагают горы Ниттис—Кумужья—Травяная, а субширотную — горы Сопчуайвенч, Нюдуайвенч и Поазуайвенч.[5]

Геологическое строение Мончегорского никеленосного плутона достаточно сложное. В ходе почти сорокалетней истории его изучения решалось много важных геологических вопросов, от правильного понимания которых зависят как петрологические выводы, так и представления о процессах рудообразования. К таким вопросам относится вопрос о связи в пространстве массивов Н—К—Т, Сопча, Нюд-Поаз друг с другом и времени их образования.

В начальный период изучения Мончегорского никеленосного плутона, вплоть до 1946 г., существовало представление, что массивы Н—К—Т, Сопча и Нюд-Поаз являются самостоятельными массивами, пространственно разобщенными друг от друга. Единство в пространстве массивов Сопча и Н—К—Т было доказано буровыми работами в 1947 г. В отношении массивов Сопча и Нюд-Поаз длительное время существовало мнение, что они не только разобщены друг от друга, но, возможно, имеют и различные подводящие каналы (Котульский, 1947ф; Холмов, 1956). Структурно-геологические и петрологические исследования, проведенные Е. К. Козловым (1949ф, 1953, 1956, 1958, 1960) и Т. Н. Ивановой (1949ф, 1953), показали, что массивы Сопча и Нюд-Поаз составляют одно целое. Изменения в составе пород от ультраосновных в массиве Сопча (перидотиты, пироксениты) до основных в массиве Нюд-Поаз (нориты, габбронориты) обязаны явлениям гравитационно-кинетической дифференциации в горизонтальном направлении. В дальнейшем структурно-геологическое бурение подтвердило единство массивов Сопча и Нюд-Поаз. Скв. 775, 774 и 776, пробуренные между этими массивами, показали постепенный переход одних пород в другие (рис. 5, 6).

Пространственное единство массивов Н—К—Т, Сопча и Нюд-Поаз, однако, еще не доказывало, что слагающие их породы являются образованиями из одной магмы в одной полости. Поэтому потребовалось проведение детальных петрологических исследований, основанных на обширном геологическом материале, полученном в процессе разведочных работ.

Так, многочисленными скважинами (около 200) документально установлено, что дно Мончегорского плутона (нижний контакт) представляет собой сильно изогнутую плоскость, залегающую сравнительно полого с погружением к юго-западу, туда, где сходятся субширотная и субмеридиональная ветви плутона. На участке массива Н—К—Т дно имеет форму симметричной мульды (корыта), ось которой погружается на юго-запад под углом 5°, а крылья наклонены к центру под углом 30—40° (рис. 6). На участке массива Сопча дно также имеет форму мульды (корыта), длинная ось которой полого погружается на запад и юго-запад, а крылья более круто наклонены к центру на западе (угол 40—45°), чем на востоке (угол 20—25°). При этом в западной части южное крыло мульды массива Сопча частично срезано более молодой жильной интрузией крупнозернистых габброидных пород, так что западный и юго-западный контакты падают под углом в 70° на север (рис. 6). В массиве Нюд-Поаз нижний контакт представляет собой пологозалегающую поверхность (приближающуюся по форме к пологой мульде), наклоненную на запад, в сторону массива Сопча.

Массив Н—К—Т с поверхности (рис. 5, 6) сложен в основном ультраосновными породами — пироксенитами и перидотитами. В массиве Сопча

---

[5] В дальнейшем для удобства мы будем называть массив Ниттис—Кумужья—Травяная — массив Н—К—Т, а субширотную ветвь условно подразделим на два массива и будем называть Сопча и Нюд-Поаз.

на поверхности обнажаются пироксениты (бронзититы), которые к востоку переходят в полевошпатовые пироксениты, а затем в меланократовые нориты. В массиве Нюд-Поаз на поверхности обнажаются нориты и габбро-нориты.

Установлено, что Мончегорский плутон имеет дифференцированное строение в вертикальном направлении. При этом массивы Н—К—Т и Сопча имеют почти идентичный разрез, особенно в юго-западной части. Массив Н—К—Т более сильно эродирован, чем массив Сопча, вследствие чего верхние его части, представленные пироксенитами, сохранились только на вершине горы Ниттис и в грабене горы Травяной. Дно массива Сопча (ось мульды) находится ниже дна массива Н—К—Т (ось мульды) примерно на 300 м. Это связано с тем, что массив Сопча опущен по сбросу, проходящему вдоль сопчинских озер.

В разрезе через массивы Н—К—Т и Сопча выделяются следующие толщи или зоны пород (сверху вниз, см. рис. 5, 6).

1. Зона пироксенитов (бронзититов). Мощность пироксенитов в центральной части массива Сопча составляет 700 м, а в краевых — 300—400 м, так что скрытые под пироксенитами толщи других пород на поверхности не обнажаются. Мощность пироксенитов, сохранившихся на горе Ниттис, не превышает 150 м, т. е. здесь обнажаются нижние части зоны пироксенитов. На горе Сопча, где обнажаются ее верхние части, встречаются многочисленные слои оливиновых пироксенитов и пироксенитов с оливином. Среди пироксенитов на горе Сопча, в разрезе через высоту Скалистую таких слоев насчитывается несколько десятков. Их мощность изменяется от 2—3 см до 20 м. Пироксениты состоят почти из одного бронзита. В слоях пироксенитов с оливином оливин присутствует в количестве до 10%. Пироксен в пироксенитах имеет закономерную ориентировку в пространстве, образуя трахитоидные текстуры (длинные оси ромбического пироксена расположены в одной плоскости). Трахитоидность и границы слоев залегают совершенно согласно. В свежем сколе в образцах очень трудно отделить пироксениты (породы без оливина) от пироксенитов с оливином, но на поверхности (вследствие лучшего выветривания оливина по сравнению с пироксеном) многочисленные каверны позволяют проследить слои оливиновых пироксенитов и пироксенитов с оливином на десятки метров. На высоте Скалистой среди слоев пироксенитов и пироксенитов с оливином примерно на горизонтали 300—330 м встречен пласт перидотитов с вкрапленностью сульфидов, получивший в литературе названия: «рудный пласт Сопчи», «пласт 330», «перидотитовый пласт». Перидотитовый пласт в массиве Сопча является уникальным образованием, которому посвящена многочисленная, в основном фондовая, литература. К этому пласту приурочено месторождение вкрапленных медно-никелевых руд. Город Мончегорск начал строиться из расчета эксплуатации именно этого пласта. Наши детальные исследования (Козлов, 1949ф, 1953ф, 1953, 1956, 1957а, 1958; Козлов и др., 1967) показали, что перидотитовых пластов несколько. Однозначно устанавливается, что они представляют собой слои течения, возникновение которых связано с явлением гравитационно-кинетической дифференциации. Кроме того, было установлено, что среди пироксенитов массива Сопча встречаются глыбы (ксенолиты) более древних пород — оливинитов, пойкилитовых перидотитов с хромитовым оруденением, габброидные породы (в том числе ксенолиты пород габбро Главного хребта). Некоторые глыбы имеют размеры $200 \times 150 \times 500$ м.

2. Зона тонкополосчатых пород. В этой зоне наблюдается переслаивание пироксенитов, оливиновых пироксенитов, перидотитов, залегающих в виде слоев различной мощности — от одного сантиметра до первых десятков метров. В верхней части преобладают слои пироксенитов, в нижней — перидотитов.

Переход этой зоны в вышележащую пироксенитовую зону постепенный. Мощность зоны тонкополосчатых пород в центре мульды на горе Ниттис равна 250 м, на горе Сопча — 350—400 м, границы между отдельными слоями бывают как четкие, так и размазанные, но не интрузивные. Слои являются сингенетическими образованиями: четкая трахитоидность в пироксенитах и оливиновых пироксенитах всегда залегает согласно со слоистостью, контактных воздействий нет. Если контакты четкие, то при рассмотрении под микроскопом наблюдается принадлежность одних и тех же минералов как одному, так и другому слою (состав породообразующих минералов совершенно идентичен). В центральной части мульд массивов Н—К—Т и Сопча слои залегают почти горизонтально, а в краевых — наклонены к центру под углом в 10—25°, хотя контакты падают под углом 40°, т. е. располагаются значительно положе, чем наклон нижней контактной корытоподобной поверхности массивов. Это позволило автору (Козлов, 1953) прийти к выводу, что трахитоидность и слоистость только в общих чертах повторяют дно массива. Этим и объясняется, почему нижние толщи или слои не выходят на поверхность. Они имеют в разрезе форму серпа: в центре мульды мощность их больше, а к краям слои утончаются вплоть до выклинивания (рис. 6). Вывод автора подтвержден буровыми работами последних лет.

3. Зона перидотитов расположена ниже зоны тонкополосчатых пород. Границы между ними проводятся условно. В осевых частях мульд массивов Н—К—Т и Сопча мощность перидотитовой зоны соответственно 200 и 100—150 м, к краям мульд она выклинивается, т. е. в разрезе тоже имеет серповидную форму, как и другие зоны. В массиве Сопча зона перидотитов и тонкослоистых пород на поверхности не обнажается. Среди перидотитов встречаются редкие прослои пироксенитов и оливиновых пироксенитов. Сверху вниз наблюдается постепенное обогащение перидотитов плагиоклазом, поэтому нижние части перидотитовой зоны представлены полевошпатовыми перидотитами. Мощность полевошпатовых перидотитов в массиве Сопча в центре мульды 20—30 м, в массиве Н—К—Т— 50 м.

4. Зона придонных плагиоклазсодержащих пород. В верхней части этой зоны преобладают ультраосновные полевошпатовые породы (полевошпатовые перидотиты, полевошпатовые оливиновые пироксениты, полевошпатовые пироксениты), а в нижней — основные (нориты, оливиновые нориты, габбро-нориты, кварцевые и кварц-биотитовые нориты и габбро-нориты). Эта зона является как бы естественным продолжением обогащения пород плагиоклазом по направлению к нижнему контакту. С увеличением количества плагиоклаза одновременно уменьшается количество оливина, увеличивается содержание ромбического пироксена, а затем моноклинного пироксена. Именно к этой зоне приурочены сульфидная вкрапленность и гнездовые руды, получившие название «месторождения донной залежи Мончегорского плутона». Мощность зоны придонных полевошпатовых пород, как и вышележащих зон ультраосновных пород, больше в осевой части мульды массивов Н—К—Т и Сопча, а к краям она уменьшается. Вместе с ней выклинивается и зона пород с сульфидной вкрапленностью. Среди придонных полевошпатовых пород широко развиты пегматоидные разновидности: пегматоидные пироксениты, норит-пегматиты, габбро-норит-пегматиты и т. д. Переходы их в окружающие породы постепенные. Встречаются также жилы габбро-норит-пегматитов и диорит-пегматитов. Породы характеризуются различным сложением — от мелкозернистого до крупнозернистого. В целом описываемая зона характеризуется изменчивостью пород по составу, сложению, структуре и текстуре. Неравномерное распределение сульфидной вкрапленности и гнезд усиливает такситовый характер этой зоны.

Зона придонных полевошпатовых пород и связанное с ней оруденение (донная залежь) исследовалась А. Е. Алешуниной (1947ф), Е. К. Козловым (1953ф, 1956; Козлов и др., 1967), В. С. Докучаевой (1960ф, 1970ф), Г. В. Холмовым (1956), С. М. Рутштейном, Р. В. Карповым, И. В. Галкиным. Таким образом, об этой зоне в настоящее время вместе с документацией скважин имеется очень подробная информация. Особенно детально она исследована с 1950 по 1970 г. Е. К. Козловым (1953ф) и В. С. Докучаевой (1960ф, 1970ф). Строение придонной зоны полевошпатовых пород массива Н—К—Т, западной и центральной частей массива Сопча в общих чертах одинаковое. Однако в деталях есть отличие. Так, общая мощность придонных плагиоклазсодержащих пород в массиве Н—К—Т в центре мульды составляет 70—100 м, в краевых ее частях — 5—10 м, а в массиве Сопча мощность этих пород в центре мульды равна 40—50 м, в краях— 3—5 м.

В восточной части массива Сопча строение придонной зоны отличается от строения ее в центральной и западной частях. Здесь у дна интрузии находятся только меланократовые нориты мощностью в 70—80 м с прослоями полевошпатовых пироксенитов, которые постепенно к востоку переходят в придонные меланократовые нориты горы Нюд.

В самой нижней, приконтактной, части зоны придонных полевошпатовых пород (массив Сопча и особенно массив Н—К—Т) характерными породами являются габбро-нориты с офитовой структурой, сходные макроскопически и микроскопически с диабазами. Они встречаются не по всему контакту.

В массивах Сопча и Н—К—Т отчетливо выделяются зоны эндо- и экзоконтактных пород. Термальное воздействие пород массива на вмещающие гнейсы приводит к появлению роговиков и полингенных пород. Зона экзоконтакта со следами полингенеза имеет небольшую мощность и измеряется несколькими метрами (2—5 м). В контакте с пироксенитами зона полингенных экзоконтактных пород практически отсутствует.

Вертикальные разрезы через массивы Сопча и Н—К—Т показывают, что породы постепенно обогащаются плагиоклазом в направлении к дну интрузии. Породы массива Сопча, кроме того, также обогащаются плагиоклазом с запада на восток. В массиве Н—К—Т этого не наблюдается. Такое строение связано с различными условиями дифференциации, что было установлено структурным анализом. Структурный анализ массивов Сопча и Н—К—Т, проведенный Е. К. Козловым (1949ф, 1953) и З. А. Образцовой (1953), показал, что в массиве Сопча широко развиты линейные текстуры течения, ориентированные с запада на восток, в массиве же Н—К—Т линейность нигде не была встречена. Это позволило А. А. Полканову (1954) сделать предположение, что породы, слагающие массив Н—К—Т, являются первично-прокристаллическими, т. е. движение магмы закончилось до начала кристаллизации, и возникновение расслоенности пород в массиве обязано только гравитационно-кристаллизационной дифференциации. Породы же в массиве Сопча, так же как и в массиве Нюд-Поаз, имеют хорошо выраженные линейные текстуры течения и являются первично-паракристаллическими, т. е. кристаллизация и движение магмы проходили одновременно.

Образование первично-расслоенных текстур массивов Сопча и Нюд-Поаз, согласно Е. К. Козлову (1949ф, 1953) и А. А. Полканову (1954), обязано гравитационно-кинетической дифференциации. Следовательно, массивы Н—К—Т и Сопча, будучи в общих чертах очень сходными по строению, отличаются в деталях, что связано с условиями кристаллизации. В субмеридиональной ветви плутона (массив Н—К—Т) магматическая полость была заполнена до начала кристаллизации, а в субширотной ветви (массивы Сопча и Нюд-Поаз) — во время кристаллизации, т. е.

заполнение субмеридиональной полости произошло несколько раньше, чем субширотной. Гравитационно-кинетическая дифференциация в субширотной ветви привела к обогащению полевым шпатом ее восточной части, т. е. обусловила дифференцированное строение в горизонтальном направлении (Козлов, Иванова, 1958), что хорошо видно как на разрезах к геологической карте (рис. 5), так и на блок-диаграмме (рис. 6). Самая восточная часть Мончегорского плутона (массив Нюд-Поаз) сложена с поверхности норитами и габбро-норитами.

По данным Т. Н. Ивановой (1949ф, 1953), Е. К. Козлова (1953ф, 1956), Г. Н. Старицыной (1958ф) и В. С. Докучаевой (1970ф), западная часть

Рис. 7. Расслоенность в нижней части толщи нормальных норитов (гора Нюд).

массива Нюд-Поаз имеет более сложное строение, чем восточная (рис. 5, 6). Здесь выделены следующие толщи пород сверху вниз.

1. Толща нормальных норитов.[6] Мощность ее в центральной части мульды — 200 м. Породы имеют полосчатую текстуру. В послойном чередовании находятся слои лейкократовых, мезократовых и меланократовых норитов. Мощность слоев варьирует от нескольких сантиметров до нескольких метров. Преобладают мезократовые нориты, для которых характерна гипидиоморфнозернистая структура. В меланократовых норитах структура пород пойкилитовая. С запада на восток в породах наблюдается постепенное увеличение моноклинного пироксена, так что гора Поаз сложена в основном габбро-норитами. Расслоенность лучше выражена в нижней части толщи (рис. 7). В последние годы массив Нюд-Поаз пересечен пятнадцатью новыми глубокими скважинами, что позволило уточнить его строение (рис. 8). Верхние части массива, по данным скв. 768, 716, 611 и др. (Докучаева, 1970ф), в пределах 50—60 м на горе Нюд и 100 м на горе Поаз сложены массивными среднезернистыми габбро-норитами, преимущественно мезократовыми, со слоями лейкократовых. Гра-

[6] Термин «нормальные» употребляется для норитов с гипидиоморфнозернистой структурой в отличие от норитов с пойкилитовой структурой.

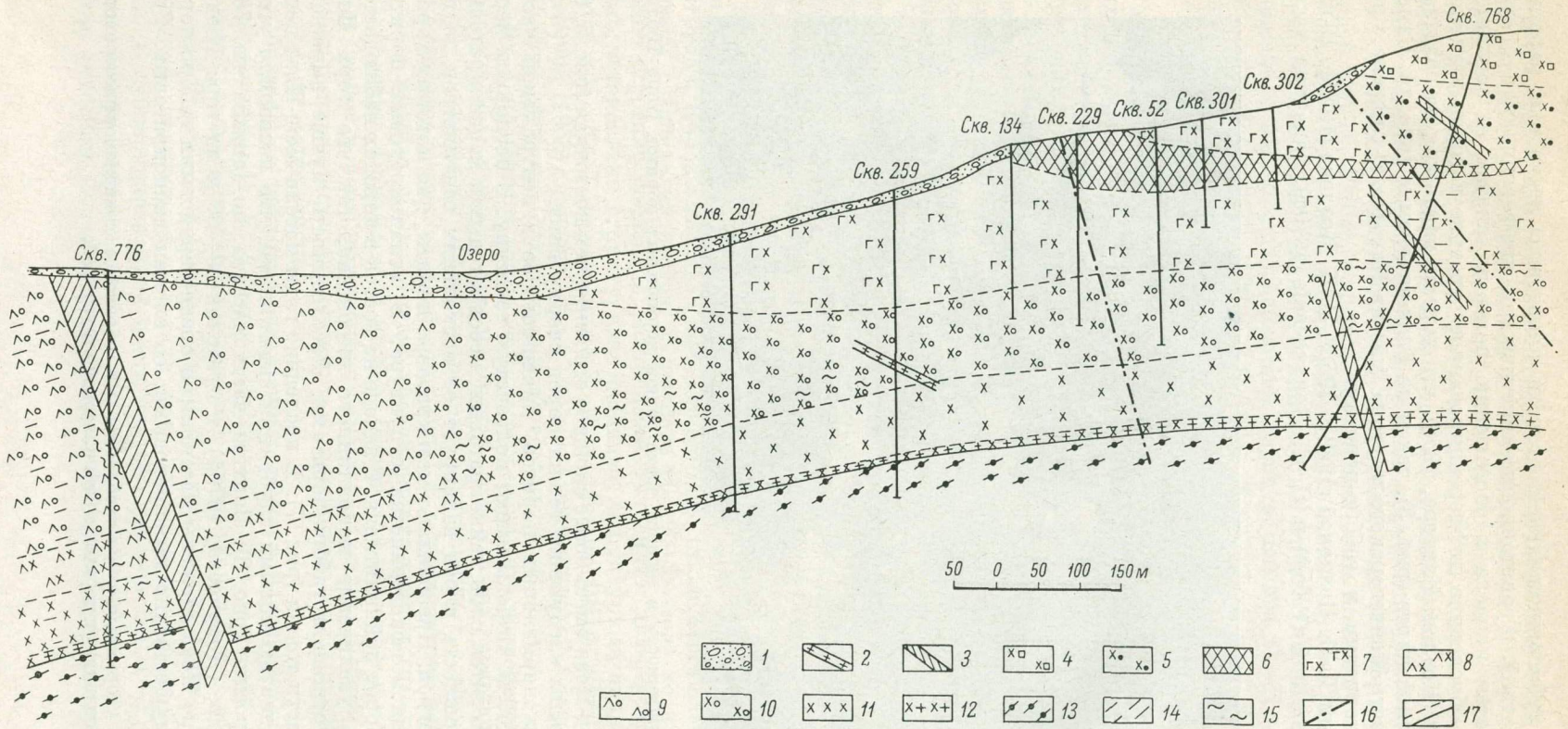


Рис. 8. Геологический разрез через массив Нюд (по В. С. Докучаевой).

1 — морена; *2* — жилы диорит-пегматитов; *3* — дайки диабазов; *4* — лейкократовые габбро-нориты; *5*— лейкократовые и мезократовые нориты и габбро-нориты; *6* — породы критического горизонта; *7* — оливиновые нориты; *8* — полевошпатовые пироксениты; *9* — переслаивание полевошпатовых пироксенитов и меланократовых норитов; *10* — пойкилитовые нориты; *11* — меланократовые нориты; *12* — эндоконтактные габбро-нориты и нориты; *13* — милонитизированные диорито-гнейсы; *14* — трахитоидность; *15* — рассланцевание пород; *16* — сбросы; *17* — границы распространения и линия контакта пород плутона с вмещающими породами.

ницы перехода между разновидностями норитов нечеткие, расплывчатые. Структура пород пойкилоофитовая и офитовая. Габбро-нориты сменяются по разрезу нормальными норитами, мощность которых варьирует по скважинам от 100 до 200 м. Слоистость в них более четкая, чем в габбро-норитах, благодаря широкому развитию меланократовых слоев наряду с мезократовыми и лейкократовыми слоями. Переход между слоями происходит на коротком интервале. Характерным для всей толщи является наличие гнездообразных выделений крупнозернистых пегматоидных норитов, нередко с зональным строением, а также присутствие жилок диорит-пегматитов, габбро-пегматитов и гранофиров, т. е. продуктов наиболее поздней кристаллизации.

2. «Критический» горизонт. Выделен в самостоятельную зону при поисковых работах довоенных лет. Для него характерна тонкая перемежаемость норитов, габбро-норитов, пойкилитовых норитов, оливиновых норитов, мелкозернистых пироксенитов, лабрадоритов и обилие ксенолитов роговиков, сходных с роговиками зон экзоконтакта. Переходы пород критического горизонта в выше- и нижележащие породы незаметные, постепенные, поэтому граница этого горизонта обычно проводится условно. Вертикальная мощность горизонта — 20—25 м. Сульфидное медно-никелевое оруденение в нем представлено вкрапленностью и крупными гнездами, некоторые из них достигают размера $5 \times 6 \times 4$ м. Именно на южной террасе горы Нюд были впервые А. Е. Ферсманом в 1930 г. обнаружены сульфидные медно-никелевые руды. Все породы критического горизонта делятся на три группы: а) сингенетические с другими породами массива, б) ксенолиты и в) жилы, в том числе габбро-пегматиты, т. е. это горизонт сингенетических пород — норитов и габбро-норитов, к которому приурочено большое количество ксенолитов, жил габбро-пегматитов и сульфидные вкрапленно-гнездовые руды. Т. Н. Ивановой (1949ф, 1953) и нашими работами (Козлов, 1953ф, 1966) доказано, что выделять критический горизонт в самостоятельное геологическое образование, отличное по возрасту от других толщ массива Нюд, как это делал В. К. Котульский (Котульский, 1947ф), нет никаких оснований.

3. Толща оливиновых норитов. Залегает ниже критического горизонта. Имеет форму пласта мощностью от 120 м на западе до полного выклинивания на востоке. К краям мульды мощность пласта уменьшается до 40 м. Переход к вышележащему критическому горизонту постепенный. Толща оливиновых норитов неоднородна, расслоена. В послойном чередовании находятся породы различного состава: слои, обогащенные оливином и отвечающие по составу полевошпатовым перидотитам;слои меланократовых норитов с оливином; слои полевошпатовых пироксенитов; слои оливиновых норитов. Перемежаемость слоев не имеет определенного порядка. Толща получила название по преобладающим породам — оливиновым норитам. В породах иногда отчетливо видна трахитоидность, залегающая под углом 10—15° к горизонту.

4. Толща пойкилитовых норитов. Расположена под толщей оливиновых норитов. Границы между этими двумя толщами проводятся условно, так как в верхней части пойкилитовых норитов встречаются слои оливиновых норитов. Пойкилокристаллами в породах являются плагиоклазы. Мощность толщи пойкилитовых норитов — 80—100 м. Пойкилитовые нориты являются меланократовыми породами среднезернистого сложения. Оливин и пироксен включены в плагиоклаз. Среди меланократовых пойкилитовых норитов встречаются крупнозернистые пегматоидного облика породы в виде тел линзовидной формы, к которым, как правило, приурочена сульфидная медно-никелевая вкрапленность. В восточной части массива встречены слои меланократовых оливиновых норитов с сульфидами.

5. Толща придонных меланократовых норитов. Выделена В. С. Докучаевой (1970ф) для участка горы Нюд. Отличается она от пойкилитовых норитов однородным составом и такситовым сложением. Неоднородность в зернистости увеличивается к дну массива, вблизи которого породы мелкозернистого, крупнозернистого и среднезернистого сложения сменяют друг друга на коротком интервале без видимой закономерности. В этом отношении они сходны с придонными породами массива Н—К—Т. Крупнозернистые участки по составу соответствуют пегматоидным норитам и габбро-норитам, иногда имеют зональное строение. Мощность толщи придонных меланократовых норитов равна 80—100 м.

6. Зона эндоконтактовых пород. В придонных меланократовых норитах обычно содержится 2—3% моноклинного пироксена и редкие зерна кварца, располагающиеся в интерстициях. При приближении к контакту количество моноклинного пироксена и кварца увеличивается, и порода по составу соответствует кварцевым габбро-норитам. Мощность зоны кварцевых габбро-норитов не превышает 3—5 м. Их мы и рассматриваем как породы зоны эндоконтакта, на состав которых оказали влияние вмещающие породы. Для них характерно тонкое графическое срастание кварца с сравнительно кислым плагиоклазом. В значительном количестве встречаются апатит, скаполит, шпинель, биотит. Первичные минералы замещаются вторичными (актинолитом, хлоритом, биотитом). Сложение пород мелкозернистое, встречается мелкая бедная вкрапленность сульфидов.

Скважины, пробуренные в краевой части массива горы Поаз, показывают, что придонные части сложены здесь лейкократовыми и мезократовыми габбро-норитами (скв. 1117, 1174, 1170). Породы массивные. При приближении к контакту увеличивается содержание кварца и породы более сильно изменены. В непосредственном контакте среди габбро-норитов встречаются кварцевые гнезда и прожилки, развиваются скаполит, карбонат. Первичные минералы замещаются хлоритом, актинолитом, биотитом. Мощность зоны эндоконтакта — 5—7 м. Контакт массива Нюд-Поаз с подстилающими диорито-гнейсами резкий, интрузивный. Лишь иногда нарушен более поздними тектоническими подвижками.

Таким образом, структурно-геологические и петрологические исследования на основе обширного геологического материала показали (Козлов, 1949ф, 1953ф, 1953, 1956, 1957а, 1957б, 1960, 1961, 1967; Докучаева, 1960ф, 1970ф), что Мончегорский никеленосный плутон сложен породами, разнообразие которых обязано процессам гравитационно-кристаллизационной, гравитационно-кинетической и диффузионной дифференциации по принципу Соре. При изучении этого плутона впервые была отмечена и доказана дифференциация в горизонтальном направлении. Химические анализы пород плутона приведены в табл. 1. Однако для решения проблемы образования естественных эпигенетических и сингенетических рядов горных пород Мончегорского никеленосного плутона и выяснения их связи с процессами рудообразования необходимо было дать ответ на некоторые спорные геологические вопросы. К таким спорным вопросам можно отнести следующие:

1) стратиграфическое положение габбро-норитов предгорий Выручуайвенч;

2) природа оливинитов и перидотитов первой фазы;

3) стратиграфическое положение пород юго-западной контактовой зоны Мончегорского плутона и последовательность их образования;

4) происхождение пород придонной части массивов Ниттис—Кумужья—Травяная и Сопча;

5) природа метагаббро района 10-й аномалии.

Этими вопросами в течение нескольких лет и занимался автор данной работы (Козлов, 1949ф, 1953ф, 1964ф, 1956, 1957, 1958, 1960, 1960а, 1961, 1962, 1966, 1967, 1968, 1970) и под его руководством В. С. Докучаева (Докучаева, 1960ф, 1970ф).

Стратиграфическое положение габбро-норитов предгорий Выручуайвенч. Единство массивов Сопча и Нюд-Поаз и принадлежность пород этих массивов к сингенетическим образованиям в настоящее время доказаны нами на основании структурного анализа (Козлов, 1949ф, 1953, 1958, 1960; Козлов и др., 1967) и подтверждены буровыми работами. На геологической карте Мончегорского плутона (рис. 5) и его блок-диаграмме (рис. 6) видно, что в восточной части между серией пород имандра-варзуга и Мончегорским плутоном значительная площадь (12 км^2) занята основными породами, получившими название «габбро-нориты предгорий Выручуайвенч». Отнесение этих пород к Мончегорскому никеленосному плутону или к самостоятельной интрузии является предметом дискуссии в течение последних двадцати лет. Впервые вопрос об их различном возрасте с норитами и габбро-норитами массива Нюд-Поаз был поставлен Т. Н. Ивановой (1949ф, 1953). По ее наблюдениям, первичная полосатость в габбро-норитах предгорий Выручуайвенч имеет северо-восточное простирание по азимуту 35° и наклонена на юго-восток под углом 18—22° под серию имандра-варзуга, в то время как в массиве Нюд-Поаз первичная полосатость имеет северо-западное простирание 320—330° и падение на юго-запад в сторону массива Сопча. В отличие от пород массива Нюд-Поаз габбро-нориты предгорий Выручуайвенч часто сильно рассланцованы, катаклазированы и милонитизированы. В них в большом количестве встречаются габбро-пегматиты с кварцевым ядром. Габбро-пегматиты более лейкократовые, чем в массиве Нюд-Поаз. Сами породы сильно соссюритизированы и амфиболизированы, в то время как в породах массива Нюд-Поаз соссюритизация не характерна для плагиоклаза (более обычна для него хлоритизация). Часто в породах встречается голубоватый кварц. Только среди габбро-норитов предгорий Выручуайвенч встречены своеобразные массивные дайковые породы белого цвета — трондъемиты, напоминающие по внешнему виду аплиты, состоящие из кварца, среднего и кислого плагиоклаза, гранофира, хлорита и актинолита. В других местах эти породы не встречаются.

Изучение габбро-норитов предгорий Выручуайвенч в последнее десятилетие с применением буровых работ позволило уточнить ряд вопросов, но не внесло согласия в представления о их стратиграфическом положении. Было достигнуто лишь единое мнение о более молодом возрасте массива Нюд-Поаз по отношению к габбро-норитам предгорий Выручуайвенч. В. С. Ланев, Л. А. Попова отнесли породы предгорий Выручуайвенч к одной из разновидностей пород зеленокаменной эффузивно-осадочной серии имандра-варзуга. Габбро-нориты массива Нюд-Поаз рассматривались ими как более молодые породы. Н. Г. Добрынина отнесла габбро-нориты предгорий Выручуайвенч к комплексу пород габбро Главного хребта, а нориты массива Нюд-Поаз — к более молодым образованиям. Дополнительные исследования этого района, проведенные Г. Н. Старицыной (1960ф) под руководством автора, подтвердили правильность наблюдений Т. Н. Ивановой. Изучение скважин показало, что нориты—габбро-нориты массива Нюд-Поаз имеют интрузивные контакты с габбро-норитами предгорий Выручуайвенч (скв. 168 и 1166). Нориты массива Нюд-Поаз проникают в габбро-нориты предгорий Выручуайвенч в виде языков, являясь более молодыми образованиями. Особенно детально Г. Н. Старицыной (1960ф) изучены габбро-пегматиты этих двух разновозрастных массивов.

Г. Н. Старицына установила, что габбро-пегматиты предгорий Выручуайвенч значительно отличаются от габбро-пегматитов массива Нюд-Поаз, т. е. результаты исследований свидетельствуют о различном составе первичной магмы и различных условиях ее кристаллизации. Следовательно, нет никаких оснований включать габбро-нориты предгорий Выручуайвенч как в ряд сингенетических пород никеленосного плутона, так и в ряд пород последовательных интрузивных фаз Мончегорского рудного района. Они относятся нами (Козлов и др., 1967) к более древнему четвертому интрузивному циклу в Мончегорском районе, к которому принадлежат габбро-нориты массивов Островского и Улитаозерского. Все эти массивы являются платформенными трещинными интрузиями с обычными структурами магматических пород. Залегание интрузивных тел преимущественно пологое (в зонах пологих тектонических срывов), реже крутое. Интрузия габбро-норитов района оз. Островского является первично-прокристаллической (кристаллизация проходила после выполнения магмой камеры), все остальные — первично-паракристаллические (кристаллизация во время движения магмы). Рама во время интрузии была пассивной. Дифференциация в массивах основных пород четвертого цикла проявлена слабо. Эти вопросы рассматривались нами ранее (Козлов и др., 1967).

Буровые работы 1969—1971 гг. между горами Поаз и Выручуайвенч вновь возбудили интерес к вопросу о единстве массива Нюд-Поаз с габброноритами предгорий Выручуайвенч. На рис. 5 приведен разрез, показывающий непрерывный переход от пород горы Поаз к породам горы Выручуайвенч. При этом в скв. 1243 встречена сравнительно густая сульфидная вкрапленность в придонной части в интервале мощностью в 20 м с содержанием Ni до 0.5%. Мы считаем, что необходимо уточнить контуры массива Нюд-Поаз, которые на всех картах показаны условно. Это поможет избежать многих ошибок, так как вопрос о стратиграфическом положении пород предгорий Выручуайвенч не только теоретический, но и практический. Отнесение всех габбро-норитов предгорий Выручуайвенч к никеленосному Мончегорскому плутону заставило бы распространить поиски никеля под серией имандра-варзуга, куда погружается пластовое тело габбро-норитов предгорий Выручуайвенч, являющееся, по нашим исследованиям, безрудным.

Природа оливинитов и перидотитов I фазы. При описании пироксенитов массива Сопча мы отмечали, что среди них были встречены крупные ксенолиты — блоки оливинитов и перидотитов. По нашим данным (Козлов, 1949ф, 1958), оливиниты представлены телами линзовидной и плитоподобной формы. Два линзовидных тела этих пород (южное и северное) находятся на северо-восточном склоне горы Сопча на горизонтали 280—290 м. На поверхности южное тело имеет мощность 8 м и длину 50 м. По падению оно прослежено скважинами на 50 м. Объем его равен примерно 20000 м^3. Контакты оливинитов с полевошпатовыми пироксенитами резкие. Трахитоидность вмещающих пород обтекает тело оливинитов. Полевошпатовые пироксениты проникают в оливиниты в виде прожилков. Второе тело, находящееся севернее первого, имеет примерно те же размеры. Длинная ось линзы располагается согласно с трахитоидностью и полосатостью в массиве Сопча. Апофизы вмещающих пород в тело оливинитов и обтекание трахитоидностью контуров тела однозначно свидетельствуют, что оливиниты на восточном склоне горы Сопча являются ксенолитами. Гигантский блок оливинитов был встречен буровыми скважинами в районе сопчинских озер, в южной—юго-западной части Мончегорского плутона. В плане тело оливинитов, выходящее на поверхность, имеет размер 1000×1200 м. Мощность его 100 м на востоке и 180 м на юго-западе. Оно имеет форму плиты, наклоненной на юго-запад под углом

в 10—15°, вес которой равен 400 млн т. Блок оливинитов как бы прикрывает сверху массив в его юго-западной части. Под ним в зоне контакта породы содержат повышенное количество плагиоклаза и моноклинного пироксена, т. е. снизу блок оливинитов окружен 5—6-метровой зоной габбро-норитов.

Габбро-нориты, постепенно обедняясь плагиоклазом и моноклинным пироксеном, сменяются меланократовыми норитами с трахитоидностью, параллельной контакту тела оливинитов. Зона меланократовых норитов имеет мощность 20—25 м. Меланократовые нориты сменяются полевошпатовыми пироксенитами с трахитоидностью, располагающейся под углом 15—20° к горизонту. В полевошпатовых пироксенитах с глубиной содержание плагиоклаза уменьшается, и они переходят в почти мономинеральные пироксениты (бронзититы), мощность которых на данном участке определяется в 650—700 м. Следовательно, зона пород, обогащенных плагиоклазом вблизи блока оливинитов, имеет мощность 35—45 м. Мы обращаем на это особое внимание в связи со сходством этой зоны с зоной придонных полевошпатовых пород; и там и здесь породы в зоне контакта обогащаются полевым шпатом (табл. 1, ан. 64). Тело оливинитов разбито сбросами на несколько частей, пересечено жилами диабазов, диорит-пегматитов, габбро-норитов, меланократовых норитов, полевошпатовых пироксенитов — бронзититов (апофизы вмещающих пород). Дайки и жильные тела часто ветвятся, включают ксенолиты оливинитов. Вблизи тела оливинитов среди полевошпатовых пироксенитов встречаются угловатые ксенолиты оливинитов размером 3×5—5×7 см.

Оливиниты, относящиеся к первой интрузивной фазе, были встречены в скважинах и в юго-западной контактовой зоне. Особенно показательна скв. 753, которая пересекла несколько таких тел, сильно оталькованных в краевых частях и залегающих среди гранатовых гнейсов. Оливиниты секутся жилами пироксенитов (бронзититов) и габбро-норитов, которые иногда включают их в виде блоков — ксенолитов. Оливинитовые тела были встречены в этой скважине в интервалах: 178.3—196.1, 200—213.94, 233.1—241.9, 248—370, 420.7—435, 495.6—525, 766—778, 859—960.4 и 1129—1176 м. Следовательно, оливиниты древнее жил пироксенитов (бронзититов), жил норитов и габбро-норитов юго-западной контактной зоны и пород Мончегорского никеленосного плутона. Мы их относим к I фазе пятого интрузивного цикла, с которым связано образование Мончегорского никеленосного плутона. К этой же фазе мы относим и два тела пойкилитовых перидотитов, встреченных среди пироксенитов массива Сопча (Козлов, 1949ф, 1958). Они представляют собой крупные глыбы, протяженность которых по вертикали по скважинам достигает до 48 м, а прослеживаются они по длине на 400 м, т. е. форма тел столбоподобная. Вмещающие их пироксениты в зоне непосредственного контакта имеют сравнительно мелкозернистое сложение и порфировидную структуру. Трахитоидность пироксенитов обтекает контакты пойкилитовых перидотитов. Взаимоотношения перидотитов с пироксенитами Сопчи однозначно указывают на их более древний возраст. В. А. Масленников (1969) относит эти породы к ксенолитам мантии. Стратиграфическое положение пород юго-западной контактной зоны Мончегорского плутона и последовательность их образования. Пологое склонение под углом 5—20° на юго-запад осей мульд массивов Сопча и Н—К—Т позволило ряду исследователей высказать предположение, что в районе сопчинских озер Мончегорский плутон имеет наибольшую мощность и что здесь находятся подводящие каналы, о чем свидетельствует линейность, широко развитая в породах массива Сопча и погружающаяся на юго-запад (Елисеев, 1956; Козлов, 1956). Скв. 904, пробуренная в этом районе, подтвердила предположение о наибольшей мощности плу-

тона в этом участке. Скважина пересекла зону пироксенитов и была закрыта в верхней части зоны переслаивания пироксенитов с перидотитами на глубине 1005 м. Если учесть, что суммарная мощность зоны переслаивания пироксенитов и перидотитов и зоны перидотитов в обычном разрезе плутона равна 500 м, то общую мощность ультраосновных пород на этом участке можно считать равной 1400—1500 м. На такую же мощность указывает и гравиметрия.

Исследование юго-западной контактовой зоны началось вместе с исследованием Мончегорского плутона (Куплетский, 1932; И. Я. Холмянский, М. Ф. Шестопалов и С. М. Рутштейн). В 1938—1940 гг. в этом районе геофизиками были обнаружены методом индукции аномалии, проверка которых буровыми работами не дала положительных результатов, но позволила в 1941 г. А. К. Сиволобчику составить глазомерную геологическую карту с указанием, что в районе Пентландитового ущелья между Мончегорским плутоном и габбровыми породами Главного хребта находятся породы гнейсового комплекса. Более подробно материалы скважин были изучены в 1947 г. Н. А. Елисеевым, который совершил несколько маршрутов в район юго-западного контакта. Им выделено в этом районе три группы пород: 1) комплекс парагнейсов архея; 2) габбро Главного хребта и его метаморфизованные разновидности; 3) интрузивные основные и ультраосновные породы, рассекающие толщу метаморфических пород. Геофизические работы в этом районе проводились в 1946 г. (метод интенсивности, С. И. Евстигнеев), в 1956 г. (метод индукции и интенсивности, С. С. Шкарбатов) и в 1958 г. (метод индукции и магнитная съемка, С. С. Шкарбатов и Ф. И. Свияженинов). Выявленные аномалии проверялись горными и буровыми работами в 1950—1953 гг., 1957—1960 гг., 1969—1971 гг.

Тематические исследования с 1951 по 1958 г. в этом районе были выполнены М. А. Цибульчиком и Л. А. Поповой, В. В. Григорьевым, В. В. Шолохневым и Ф. И. Свияжениновым, которые пришли к заключению, что в юго-западной контактной зоне развиты гнейсы (по габброидам Главного хребта) и дайки основных—ультраосновных пород, секущие эти гнейсы. Л. А. Попова отрицает наличие большого сброса, опустившего, по мнению предыдущих исследователей, западную часть массива на 1.2—1.5 км. Обобщение всех материалов до 1960 г. было выполнено в 1961—1962 гг. В. С. Докучаевой и В. С. Ланевым (1963ф) под руководством автора данной работы.

На рис. 5 и 6 видно, что Мончегорский плутон срезается сбросом, западнее которого не встречена глыба оливинитов района сопчинских озер. За сбросом среди сильно рассланцованных габброидов Главного хребта находится зона широкого развития абиссальных даек основных и ультраосновных пород. Особенно широко представлены дайки габброноритового состава, которые включают ксенолиты пород и крупные блоки пород Мончегорского никеленосного плутона и более древних пород I и II интрузивной фазы ультраосновного состава. Как видно из рис. 5 и 6, в пределах юго-западной контактовой зоны выделяются в основном три возрастные группы пород от древних к молодым.

1. Габбро и габбро-нориты Главного хребта Мончетундры, их метаморфизованные рассланцованные и милонитизированные разновидности. Ксенолиты габбро Главного хребта встречаются в породах Мончегорского никеленосного плутона и в породах IV фазы.

2. Дайковые интрузии, представленные перидотитами, оливиновыми меланократовыми норитами, гарризитами, пироксенитами (бронзититами), полевошпатовыми пироксенитами, меланократовыми норитами. Трахитоидность в них по керну часто крутая, в связи с крутым их залеганием, но есть и пологая, что свидетельствует о ветвистом характере тел. Дайки пироксенитов—меланократовых норитов содержат ксенолиты оливини-

тов I интрузивной фазы и не пересекают нигде дифференцированный Мончегорский никеленосный плутон, т. е. породы этой группы являются более древними, чем породы Мончегорского никеленосного плутона и относятся нами к интрузиям II фазы. Они развиты в районе скв. 400—400а—912 и в районе скв. 753—937. Две полосы, где развиты эти породы, отмечены на рис. 5 как зоны тонкого чередования основных и ультраосновных пород с метаморфизованными габброидами. Пироксениты и перидотиты в этих зонах являются жильными породами II фазы. Они залегают среди рассланцованных и милонитизированных габброидов Главного хребта и рвутся дайками норитов—габбро-норитов, относимых нами к четвертой фазе.

3. Жильный комплекс норитов и габбро-норитов IV фазы, которые широко развиты в юго-западной контактной зоне. Две крупные дайки норитов—габбро-норитов показаны на блок-диаграмме (рис. 6). Одна из этих даек, представленная крупнозернистым габбро-норитом, срезает юго-западную часть массива Сопча под углом 70°. Другая дайка норитового состава залегает, видимо, параллельно западному контакту массива Н—К—Т (направление падения и угол падения ее пока не установлены, обнаружена в 1970 г.). Обе дайки должны соединяться в районе самой юго-западной зоны тонкого чередования основных—ультраосновных пород (рис. 5 и 6).

Если падение норитовой дайки под углом в 70° на восток, тогда эпицентр нижнего магматического очага, поставлявшего материал для IV интрузивной фазы, так же как и для трех предыдущих, будет располагаться на глубине 10—12 км. Обнаруженные в последние годы две мощные дайки, падающие под Мончегорский плутон и соединяющиеся на юго-западе и, вероятно, на глубине, позволяют выделить в Мончегорском районе тектоническую призму, ограниченную с юго-запада и северо-запада дайками IV и II интрузивных фаз, а с востока — мощной лампрофировой дайкой. В пределах тектонической призмы широко проявлена сбросовая тектоника и в изобилии встречаются гипабиссальные и реже абиссальные интрузии. Здесь же находится и Мончегорский никеленосный плутон, т. е. магматическая деятельность пятого интрузивного цикла в пределах этой призмы проявлена наиболее интенсивно.

Интрузии IV фазы обычно встречаются совместно с интрузиями II фазы, используя, видимо, для внедрения одни и те же зоны долгоживущих разломов. В этом отношении показательна скв. 753 глубиной в 1273.95 м. Она пробурена на склоне Главного хребта в районе гравиметрического максимума. Скважина пересекла вышеперечисленные возрастные группы пород, отличающиеся друг от друга по составу, текстуре и сложению.

Химические анализы двух образцов габбро-норитов (скв. 753, ан. 13, 14), двух свежих неизмененных образцов типичных габбро-норитов Главного хребта (ан. 66 и 67), анализ среднезернистого габбро-норита Главного хребта из приподошвенной части (скв. 742, гл. 1255 м, ан. 68) и два анализа гнейсов (ан. 69, 70), в которые внедрились породы II и IV фазы, приведены в табл. 1. Их петрохимические параметры достаточно четко говорят о различиях этих пород, особенно в составе темноцветных минералов и плагиоклаза.

Следовательно, скв. 753 почти полностью прошла по магматическим породам, относящимся к ряду пород последовательных магматических фаз Мончегорского никеленосного района. Характерно, что она впервые встретила рудные габбро-нориты, являющиеся как бы аналогами последних членов сингенетического ряда пород Н—К—Т — придонных полевошпатовых пород с сульфидной вкрапленностью. Скважина закрыта в рудных габбро-норитах. Оконтуривание и изучение этой рудной интрузии является необходимым для определения перспектив района.

В связи с обнаружением ультраосновных и основных пород в юго-западной контактовой зоне и установлением лополитоподобной формы габбрового массива Главного хребта в районе Мончетундры возникла идея о возможном залегании в подошве габбрового лополита ультраосновных пород типа Мончи. Даже сам Мончегорский плутон рассматривается некоторыми геологами (Н. Г. Добрынина и др.) как нижняя часть этого дифференцированного габбрового лополита. Наши исследования не позволяют согласиться с этими положениями. Габбровый массив Мончетундры является производным габбро-лабрадоритовой магмы. В нем нет ультраосновных дифференциатов, как это предполагает Е. В. Шарков (1971). Габбровый массив является более древним образованием, чем породы Мончегорского плутона. Идея о соединении под габбровым массивом Мончетундры Мончегорского никеленосного плутона с Островским массивом основных—ультраосновных пород также неверна. Даже если бы Мончегорский никеленосный плутон использовал в своем размещении нижний контакт лополитоподобного габбрового массива Главного хребта с подстилающими гнейсами архея, он не мог бы соединиться с Островским массивом, который располагается в зоне верхнего контакта габбрового лополита с породами тундровой серии. Скв. 742, пересекшая габбровый лополит Мончетундры к западу от скв. 753 на расстоянии 2.6 км, подтвердила его лополитоподобную форму, но не подтвердила такого широкого развития ультраосновных пород в нижней придонной части. Она встретила подстилающие гнейсы на глубине 1795 м. Скважина вертикальная, пробурена вблизи мощной зоны милонитов. При бурении она искривилась на запад и пересекла крутозалегающую зону милонитов.

Следовательно, изучение приконтактовой юго-западной зоны и прилегающей к ней габбровой интрузии Мончетундры позволило нам включить в комплекс пород, относящихся к пятому интрузивному циклу: а) оливиниты (I фаза); б) перидотиты, полевошпатовые перидотиты, гарризиты, оливиновые пироксениты, меланократовые нориты (II фаза); в) нориты, разнообразные габбро-нориты, в том числе и рудные (IV фаза); г) габбро-пегматиты, диорит-пегматиты, гранофиры (жильные фации IV фазы). Исследованиями установлено, что дайки II и IV интрузивных фаз ограничивают с северо-запада и юго-запада Мончегорскую тектоническую призму, в пределах которой широко проявлен магматизм пятого интрузивного цикла. Внутрикоровой массив, поставлявший магму для пород пятого цикла, находится от современной поверхности на глубине 10—12 км. Доказано, что габброидные породы Главного хребта Мончетундры нельзя объединять в один магматический цикл с Мончегорским никеленосным плутоном или рассматривать последний как дифференциат Мончегорского лополита.

Происхождение пород придонной части массивов Ниттис—Кумужья—Травяная и Сопча. Кратко о придонной части массивов Н—К—Т и Сопча было сказано при описании разреза через эти массивы. До 1954 г. придонные полевошпатовые породы всеми исследователями рассматривались как образования, тесно связанные с другими породами плутона. При этом В. К. Котульский и др. (1947ф) рассматривали их как результат контаминационных процессов. По нашему мнению (Козлов, 1953ф, 1956), их происхождение обязано первичному составу магмы, механизму внедрения и условиям кристаллизации и дифференциации. В зоне эндоконтакта явления контаминации развиты сравнительно слабо. Это позволило включить придонные полевошпатовые породы в нисходящий сингенетический естественный ряд пород Мончегорского никеленосного плутона, несмотря на то что последние члены этого ряда располагаются не в верхней части интрузии, как обычно, а в нижней.

Таблица 1

Химический состав пород пятого интрузивного цикла Мончегорского района

Номера анализов	Порода	Количество анализов	Окислы																Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому										Петрохимические коэффициенты			
			SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^-	H_2O+	П.п.п.	P_2O_5	Cr_2O_3	CO_2	Сумма	a	c	b	S	f′	m′	c′	a′	n	Q	$\frac{M}{F}$	h	$\frac{MgO \cdot 100}{Fe_2O_3 + FeO + MgO}$	$\frac{(Fe_2O_3 + FeO) \cdot 100}{Fe_2O_3 + FeO + MgO}$	$\frac{(Na_2O + K_2O) \cdot 100}{Al_2O_3 + Fe_2O_3 + FeO + MgO + CaO}$	$\frac{MgO \cdot 100}{Na_2O + K_2O + Fe_2O_3 + FeO + MgO}$
	Первая фаза																															
1	Оливинит	5	39.34	0.08	1.66	1.91	6.5	0.14	45.4	0.95	0.25	0.12	0.20	0.34	1.29	0.02	1.18	0.25	99.63	0.5	0.6	64.8	34.1	9.3	90.3	0.4	—	80.0	−33.4	9.7	11.8	91.7	8.3	0.4	83.8
	Вторая фаза																															
2	Перидотит	1	46.35	0.25	6.99	1.35	9.93	0.16	28.66	3.58	0.76	0.24	0.13	0.64	0.02	0.06	—	—	99.31	1.6	3.2	50.6	44.6	18.1	80.9	1.0	—	85.7	−17.2	4.5	5.4	82.9	17.1	1.4	69.9
3	Пироксенит	1	51.76	0.30	5.64	2.32	14.33	0.30	19.28	3.88	0.48	0.13	0.26	0.94	—	—	—	—	99.62	1.1	2.8	44.1	52.0	31.5	65.2	3.3	—	88.9	− 1.0	2.1	6.6	69.2	30.8	1.1	52.8
4	Полевошпатовый пироксенит	1	50.98	0.95	8.58	3.43	12.67	0.29	11.10	7.58	1.53	0.36	1.25	0.27	0.41	—	—	—	99.40	3.6	3.6	37.3	55.5	38.6	47.6	13.8	—	85.0	+ 0.2	1.2	10.6	52.3	41.7	4.2	38.2
5	Меланократовый норит	1	52.18	0.25	4.94	0.89	7.47	0.19	25.19	3.76	0.59	0.19	0.63	—	3.26	—	0.32	—	99.86	1.4	2.1	45.4	51.1	15.4	80.6	4.0	—	83.3	− 2.7	5.2	5.4	85.0	15.0	1.4	73.4
6	Гарризит	1	39.21	0.16	7.03	1.88	17.51	0.21	26.79	4.52	1.08	0.24	—	0.13	1.05	—	—	—	100.5	2.3	2.9	56.1	38.7	68.8	28.8	3.2	—	90.0	−30.1	0.4	4.7	72.2	27.8	1.9	56.4
7	Средний состав		50.93	0.35	6.03	2.18	13.1	0.27	20.14	4.22	0.64	0.17	0.38	0.73	0.39	—	0.03	—	99.56	1.4	2.8	44.6	51.2	28.8	67.4	3.8	—	83.3	− 3.2	2.3	7.1	71.8	28.2	1.4	55.6
	Средний состав пород третьей фазы																															
8	Породы массива Ниттис—Кумужья—Травяная		48.6	0.33	4.30	1.30	8.86	0.17	31.10	2.80	0.44	0.17	0.12	—	1.0	—	0.59	—	99.78	1.0	1.8	51.8	45.4	15.2	83.0	1.8	—	77.8	−13.0	5.5	6.1	85.5	14.5	0.9	74.3
9	Породы массива Сопча		51.20	0.23	3.50	1.30	9.60	0.16	29.50	2.20	0.43	0.09	0.10	—	0.83	—	0.57	—	99.71	0.9	1.3	50.1	47.7	16.9	81.4	1.7	—	87.5	− 7.7	4.8	5.6	83.8	16.2	0.8	72.1
10	Породы массива Нюд		51.30	0.34	11.30	1.30	6.50	0.15	18.70	6.90	1.20	0.24	0.11	—	1.50	—	0.30	—	99.84	2.6	5.6	38.0	53.8	17.9	76.7	5.4	—	90.5	— 3.2	4.3	8.2	82.6	17.4	2.6	66.9
11	Породы придонной зоны массивов Мончегорского плутона		51.30	0.38	8.60	1.51	8.07	0.17	19.77	6.17	1.05	0.28	0.13	0.69	0.99	—	0.32	—	99.43	2.5	3.9	40.9	52.7	19.8	73.3	6.9	—	85.0	− 3.5	3.7	7.4	80.2	19.8	2.5	64.4
12	Породы Мончегорского плутона		51.20	0.33	7.87	1.35	8.19	0.16	22.84	5.14	0.86	0.22		0.34	1.00	—	0.38	—	99.88	1.9	3.6	43.5	51.0	18.1	77.7	4.2	—	87.5	− 5.4	4.3	6.5	82.3	17.7	1.9	68.3
	Четвертая фаза																															
13	Габбро-норит	1	50.07	0.15	15.15	1.68	4.75	0.14	11.38	13.98	1.44	0.16	0.14	0.96	—	—	—	0.02	100.02	3.3	8.2	33.1	55.4	18.0	56.5	25.5	—	92.0	− 5.0	3.1	14.3	78.6	21.4	3.3	58.6
14	»	1	49.27	0.13	16.64	1.65	5.37	0.13	11.42	13.05	1.20	0.15	0.16	0.80	—	—	—	0.05	100.02	2.7	9.0	36.2	52.1	17.0	49.6	33.4	—	90.5	−10.2	2.9	11.8	76.9	23.1	2.7	57.7
15	Крупнозернистое габбро из дайки	1	51.49	0.30	16.02	1.50	5.29	0.10	8.68	12.14	1.94	0.33	0.0	1.30	—	—	—	0.85	99.94	4.7	8.4	27.7	59.2	23.1	53.6	23.3	—	91.2	+ 0.6	2.3	10.8	72.2	27.8	5.1	48.9
16	Габбро-норит-пегматит	1	52.83	0.96	14.30	1.77	10.06	0.26	7.28	8.04	2.98	0.14	0.36	0.77	—	0.66	—	—	99.81	6.6	6.1	27.0	60.3	41.6	45.4	13.0	—	98.0	+ 1.3	1.1	7.3	54.5	45.5	10.1	32.7
17	Габбро-пегматит	1	53.25	1.46	16.10	1.59	5.58	0.15	6.78	11.76	1.74	0.02	0.24	0.96	—	—	0.08	—	99.71	3.9	9.0	24.2	62.9	28.7	48.4	22.9	—	100.0	+ 9.0	1.7	11.4	65.8	34.2	4.5	43.2
18	Средний состав		49.77	0.17	15.87	1.67	5.16	0.13	11.34	13.38	1.34	0.15	0.15	0.88	—	—	—	—	100.01	3.1	8.6	34.3	54.0	18.2	53.2	28.6	—	91.7	− 6.8	2.9	13.2	77.2	22.8	3.0	57.7
	Пятая фаза																															
19	Оливиновый долерит	2	42.92	2.22	8.54	5.15	11.39	0.02	15.72	8.53	2.16	0.81	0.02	0.03	2.28	—	—	—	99.86	5.5	2.4	45.5	46.6	30.8	53.6	15.6	—	79.5	−20.2	1.7	16.7	67.1	32.9	5.4	44.6
20	Диабаз	4	46.78	1.77	12.57	6.63	8.61	0.19	7.33	10.75	2.42	1.11	0.07	0.01	1.87	—	—	—	100.11	6.9	4.9	34.1	54.1	40.5	36.0	23.5	—	76.5	−10.5	0.9	25.5	53.1	46.9	7.7	28.1
21	Камптонит	2	35.22	2.07	11.98	8.86	9.98	0.03	11.45	11.71	2.60	1.16	—	0.01	2.55	—	—	—	97.62	7.5	4.3	46.5	41.7	36.9	41.7	21.4	—	76.4	−35.9	1.1	28.7	59.3	40.7	6.8	33.6
22	Лампрофир	2	50.33	1.33	12.10	3.12	8.59	0.25	9.11	7.13	3.81	1.46	0.16	0.65	1.85	—	—	—	99.89	10.1	2.8	31.0	56.1	34.1	47.9	18.0	—	79.2	−10.8	1.4	13.7	61.9	38.1	12.6	34.9
23	Спессартит	1	48.92	0.99	16.33	7.82	6.54	0.03	6.30	8.68	2.12	0.23	—	0.10	1.38	—	—	—	99.44	5.1	8.9	26.9	59.1	50.3	41.5	8.2	—	94.4	− 0.9	0.8	35.0	52.7	47.3	5.9	27.4
24	Кварцевый порфир	2	75.43	0.42	12.15	0.37	1.75	0.03	0.36	0.91	3.22	4.59	0.02	—	0.42	—	—	—	99.67	13.3	1.1	2.8	82.8	69.8	20.9	—	9.3	51.5	+37.9	0.3	11.1	25.0	75.0	59.1	3.5
25	Средний состав		44.83	1.68	12.30	6.32	9.02	0.12	9.98	9.36	2.62	0.95	0.05	0.16	1.99	—	—	—	99.38	7.0	4.6	36.9	51.5	37.1	45.1	17.8	—	80.8	−15.6	1.2	23.8	60.2	39.8	7.4	34.5
	Сингенетические породы третьей фазы. Ряд пород гравитационно-кристаллизационной дифференциации (вертикальный ряд)																															
26	Оливинит	5	39.24	0.07	1.69	1.40	6.76	0.14	45.11	1.08	0.19	0.08	0.15	1.37	1.46	—	1.68	—	100.42	0.4	0.7	64.8	34.1	9.2	90.2	0.6	—	75.0	−33.3	9.8	8.7	91.6	8.4	0.3	84.2
27	Перидотит	31	44.06	0.33	3.33	1.41	10.05	0.19	37.0	2.31	0.39	0.17	0.42	0.45	0.98	—	0.62	—	101.41	0.8	1.3	58.6	39.3	14.9	83.6	1.5	—	75.0	−24.3	5.6	6.0	86.0	14.0	0.7	75.5
28	Оливиновый пироксенит	7	51.40	0.26	3.06	0.87	7.80	0.19	29.66	2.35	0.39	0.17	0.10	—	0.90	—	0.62	—	97.77	0.9	1.2	49.5	48.4	14.1	83.6	2.3	—	75.0	− 6.2	5.9	5.2	86.5	13.5	0.9	76.3
29	Пироксенит	19	53.09	0.33	2.93	1.08	8.42	0.17	29.60	2.38	0.32	0.13	0.10	—	0.87	—	0.61	—	99.73	0.7	1.2	49.0	49.1	14.7	82.9	2.4	—	83.3	− 4.4	5.6	5.8	85.9	14.1	0.6	75.4
30	Полевошпатовый перидотит	12	43.33	0.44	4.30	1.58	9.36	0.15	33.74	2.80	0.57	0.17	0.11	1.43	1.33	—	0.66	—	99.97	1.2	1.7	56.4	40.7	15.1	83.0	1.9	—	82.0	−22.7	5.5	7.1	85.7	14.3	1.1	74.3
31	Полевошпатовый пироксенит с оливином	1	45.85	0.26	6.89	1.51	11.73	0.21	26.36	4.50	0.60	0.02	0.16	—	1.92	—	—	—	100.01	1.2	3.4	50.4	45.0	21.4	76.0	2.6	—	100.0	−15.8	3.6	5.2	79.2	20.8	1.0	65.5
32	Меланократовый оливиновый норит	2	47.0	0.41	8.17	1.56	9.71	0.20	25.32	5.26	0.56	0.51	0.31	0.19	0.41	—	0.13	—	99.74	1.7	3.9	48.0	46.4	19.4	77.1	3.5	—	64.3	−14.5	4.0	6.9	81.2	18.8	1.5	67.2
33	Оливиновый норит	5	46.54	0.38	7.06	2.08	9.99	0.19	25.87	4.75	0.48	0.30	0.23	0.51	1.29	—	0.30	—	99.97	1.2	3.3	46.5	49.0	20.1	76.8	3.1	—	73.0	− 7.7	3.8	8.5	80.8	19.2	1.2	66.8
34	Полевошпатовый пироксенит	5	49.6	0.31	6.58	1.37	8.56	0.19	23.18	5.56	0.79	0.17	0.10	0.41	1.12	—	0.23	—	98.17	1.8	3.0	45.6	49.6	18.3	75.3	6.4	—	86.7	− 7.4	4.1	7.0	81.8	18.2	1.7	68.0
35	Меланократовый норит	5	51.07	0.43	8.53	1.51	8.27	0.14	19.47	6.30	0.97	0.24	0.25	0.25	1.05	—	0.51	—	98.99	2.2	4.0	41.0	52.8	20.3	72.7	7.0	—	88.9	− 2.8	3.6	7.2	79.6	20.4	2.2	63.9
36	Мезократовый норит	7	52.3	0.54	13.48	2.74	5.41	0.15	9.92	8.65	1.83	0.68	0.24	0.73	1.35	—	0.12	—	98.14	4.9	6.6	28.4	60.1	26.8	59.2	14.0	—	80.6	+ 3.8	2.2	18.5	72.7	27.3	5.9	48.2
37	Мезократовый габбро-норит	11	50.18	0.43	15.40	2.22	7.09	0.15	8.72	11.33	1.96	0.33	0.20	0.66	1.25	—	0.10	—	100.02	4.7	8.0	29.5	57.8	30.1	50.3	19.6	—	91.2	− 1.8	1.7	12.4	65.6	34.4	5.1	42.9
38	Габбро-норит с офитовой структурой	4	51.08	0.36	15.83	1.62	6.04	0.16	9.38	12.02	1.81	0.20	0.16	0.14	1.07	—	—	—	99.87	4.2	8.4	29.2	58.2	24.7	54.3	21.0	—	93.5	− 0.4	2.2	10.6	71.3	28.7	4.5	49.2
39	Кварцевый норит	1	54.22	0.56	16.06	0.56	6.46	0.11	7.11	7.26	3.50	1.04	0.07	—	1.63	—	0.04	—	98.62	9.3	6.3	21.6	62.8	31.6	56.2	12.2	—	83.6	+ 0.7	1.8	4.2	65.2	34.8	12.0	38.1
	Пегматоидные породы																															
40	Крупнозернистый порфировидный полевошпатовый перидотит	1	48.35	0.53	6.73	2.17	9.20	0.17	24.14	5.40	0.59	0.36	0.38	0.70	—	—	0.46	—	99.18	1.65	3.07	47.31	47.97	19.75	74.75	5.50	—	71.4	−10.4	3.8	9.8	80.8	19.2	1.6	66.2
41	Крупнозернистый полевошпатовый пироксенит	1	48.0	0.18	6.43	2.78	8.36	0.29	26.66	5.26	0.84	Сл.	0.10	0.65	—	—	0.67	—	100.22	1.61	2.81	49.45	46.13	17.87	76.9	5.23	—	100.0	−13.8	4.3	12.8	83.2	16.8	1.5	69.0
42	Крупнозернистый норит	1	52.66	0.75	8.08	1.36	8.60	0.18	18.52	5.84	1.39	0.35	0.39	—	0.90	—	0.51	—	99.53	3.22	3.28	38.82	54.68	22.2	72.8	8.0	—	88.5	− 0.4	3.3	7.0	78.1	21.9	3.4	61.3
43	Крупнозернистый кварцевый норит	1	51.47	0.29	16.24	2.69	5.09	0.17	8.83	11.67	1.90	0.02	0.37	0.66	—	0.03	—	0.61	100.04	4.25	8.80	27.82	59.43	26.4	53.8	19.8	—	100.0	+ 1.0	2.0	19.3	71.3	28.7	4.6	47.7
44	Гранофир	2	76.97	0.22	11.80	0.50	0.53	0.15	0.78	0.76	4.29	3.72	0.16	0.27	0.06	—	0.02	—	100.23	14.0	0.5	2.6	82.9	37.5	47.5	15.0	—	64.0	+37.3	1.3	30.0	65.5	34.5	67.9	7.9
	Жильные пегматиты																															
45	Габбро-норит-пегматит	1	48.88	1.77	19.97	1.50	8.0	0.16	7.67	10.60	3.03	0.23	0.15	0.84	0.58	—	—	—	99.38	6.9	7.4	27.9	57.8	32.5	47.2	20.3	—	96.1	− 5.6	1.5	7.5	61.3	38.7	7.3	37.5
46	Габбро-пегматит	1	53.02	0.48	16.98	0.65	4.28	0.12	7.80	10.81	3.02	0.22	0.24	—	2.42	—	—	—	100.04	6.92	8.10	23.5	61.5	20.4	57.2	22.4	—	96.0	+ 1.1	2.8	6.3	75.2	24.8	8.1	48.8
47	Диорит-пегматит	1	54.59	0.05	21.03	1.09	3.10	0.06	4.90	7.98	5.24	0.34	—	0.23	1.16	—	—	—	99.77	12.4	8.2	14.6	64.8	28.2	58.7	13.1	—	96.5	− 3.4	2.1	14.0	70.8	29.2	16.7	33.4
48	Кварцевый диорит-пегматит	2	58.55	0.46	19.07	3.77	3.52	0.36	1.41	5.44	4.62	0.27	0.04	—	1.30	—	0.47	—	99.28	11.2	7.0	11.5	70.3	63.3	21.7	—	15.0	96.2	+11.2	0.3	32.9	32.4	67.6	19.6	10.4
49	» »	1	64.66	0.54	13.63	1.32	4.21	0.10	4.88	3.44	2.76	2.35	0.30	1.36	0.04	—	0.19	—	99.78	9.4	4.1	13.5	73.0	37.5	60.5	—	2.0	64.3	+23.1	1.6	12.1	64.7	35.3	18.1	31.4
50	Гранит-микропегматит	3	70.71	0.21	14.71	0.48	0.91	0.05	1.13	1.26	6.72	2.64	—	0.66	0.34	—	—	—	99.82	17.9	0.5	4.0	77.6	31.1	45.9	22.0	79.4	79.4	+18.9	1.5	20.0	65.1	34.9	65.1	9.5
	Ряд пород гравитационно-кинетической дифференциации (горизонтальный ряд дифференциации)																															
51	Оливинит	5	39.24	0.07	1.69	1.40	6.76	0.14	45.11	1.08	0.19	0.08	0.15	1.37	1.46	—	1.68	—	100.42	0.4	0.7	64.8	34.1	9.2	90.2	0.6	—	75.0	−33.3	9.8	8.7	91.6	8.4	0.3	84.2
52	Перидотит	23	44.34	0.23	2.21	1.20	10.21	0.18	38.0	1.67	0.34	0.08	0.10	0.06	0.82	—	0.48	—	99.92	0.6	0.9	59.2	39.3	14.3	84.5	1.2	—	83.3	−23.5	5.9	4.7	86.3	13.7	0.5	76.3
53	Оливиновый пироксенит	7	51.40	0.26	3.06	0.87	7.80	0.19	29.66	2.35	0.39	0.17	0.10	—	—	—	0.62	—	99.77	0.9	1.2	49.5	48.4	14.1	83.6	2.3	—	75.0	− 6.2	5.9	5.2	86.5	13.5	0.9	76.3
54	Пироксенит с оливином	6	52.97	0.13	2.80	1.50	7.77	0.19	30.85	1.91	0.59	0.08	0.05	—	0.80	—	0.63	—	100.27	1.2	0.9	49.7	48.2	14.2	83.9	1.9	—	90.9	− 6.9	5.9	7.7	86.7	13.3	1.2	75.6
55	Пироксенит	27	53.36	0.25	2.94	1.25	8.06	0.15	29.59	2.33	0.39	0.09	0.12	—	0.80	—	0.61	—	99.94	0.8	1.2	48.7	49.3	14.5	83.1	2.4	—	85.7	− 4.2	5.7	5.9	86.0	14.0	0.7	75.1
56	Полевошпатовый перидотит	8	43.2	0.31	4.17	1.72	10.69	0.18	33.32	3.06	0.46	0.12	0.07	0.08	1.62	—	0.38	—	99.38	0.9	1.8	57.0	40.3	17.0	80.8	2.2	—	87.5	−23.0	4.7	6.9	83.8	16.2	0.7	71.9
57	Оливиновый норит	11	48.78	0.40	4.60	2.06	8.56	0.18	27.17	3.87	0.60	0.30	0.13	2.79	2.79	—	0.29	—	99.73	1.5	1.8	49.4	47.3	17.2	78.4	4.4	—	76.9	−10.9	4.5	9.8	83.6	16.4	1.4	70.2
58	Полевошпатовый пироксенит	10	53.25	0.34	4.98	1.20	7.88	0.15	24.82	3.88	0.59	0.31	0.11	2.26	0.88	—	0.44	—	101.09	1.5	2.1	44.9	51.5	16.2	79.4	4.4	—	77.0	− 2.1	4.9	6.0	84.0	16.0	1.5	71.3
59	» »	11	52.93	0.55	4.61	1.33	8.21	0.18	25.0	4.07	0.75	0.17	0.07	—	1.07	—	0.46	—	99.40	1.6	1.8	45.6	51.0	16.7	78.1	5.2	—	85.7	− 3.0	4.7	6.5	83.5	16.5	1.6	70.5
60	Меланократовый норит	15	52.08	0.39	7.29	1.75	7.58	0.18	21.69	5.34	0.99	0.25	0.16	0.31	1.97	—	0.37	—	100.35	2.3	3.2	42.4	52.1	18.4	75.7	5.9	—	84.2	− 3.6	4.1	9.4	82.1	17.9	2.2	67.2
61	Мезократовый норит	5	51.19	0.34	10.51	1.18	8.99	0.19	16.34	7.30	1.19	0.32	0.11	1.39	0.71	—	0.17	—	99.93	2.8	5.1	37.8	54.3	23.8	68.0	8.2	—	86.4	− 2.1	2.8	5.3	75.4	24.6	2.8	58.3
62	» »	5	52.53	0.39	9.55	1.38	7.76	0.18	18.18	6.81	1.26	0.24	0.08	—	1.51	—	0.31	—	100.18	2.7	4.4	38.7	54.2	20.5	71.7	7.8	—	91.0	− 1.4	3.5	7.7	79.4	20.6	2.8	63.1
63	Лейкократовый норит	3	50.94	0.30	15.82	0.85	4.96	0.13	14.29	8.89	1.45	0.23	0.16	2.07	0.53	—	0.23	—	100.85	3.3	8.7	31.1	56.9	17.4	76.4	6.2	—	92.0	− 1.5	4.4	6.7	82.8	17.2	3.4	65.6
64	Лейкократовый габбро-норит	6	50.07	0.23	18.66	0.89	4.26	0.12	11.67	10.21	1.66	0.17	0.06	1.64	1.29	—	0.12	—	101.05	4.1	11.1	26.4	58.4	17.5	76.5	6.0	—	93.1	− 2.5	4.4	9.2	81.6	18.4	4.0	62.6
65	Среднезернистый габбро-норит верхней части массива Н—К—Т	1	49.64	0.41	14.11	0.75	7.22	0.17	11.74	10.32	2.40	0.10	0.40	1.80	1.40	—	0.01	—	100.47	5.3	6.6	32.5	55.6	22.6	59.8	17.6	—	97.5	− 6.6	2.6	3.8	73.7	26.3	5.6	52.9
66	Мезократовый габбро-норит	1	51.31	0.24	15.99	1.48	6.35	0.12	7.21	13.0	2.48	0.24	0.04	1.15	—	0.03	0.02	—	99.66	5.4	7.4	32.2	55.0	26.6	44.4	29.0	—	95.2	− 8.2	1.7	9.3	64.9	35.1	6.3	40.6
67	Трахитоидный габбро-норит	1	50.18	0.20	15.12	1.91	7.79	0.13	9.51	11.19	2.01	0.18	0.07	1.53	—	0.02	—	—	99.84	4.6	7.7	30.9	56.8	29.5	51.6	18.9	—	94.1	− 3.3	1.7	9.9	66.1	33.9	4.8	44.4
68	Гнейс по габбро контактной зоны	1	49.90	0.21	17.46	1.49	5.75	0.10	7.12	12.79	2.61	0.30	0.02	1.54	—	0.02	0.01	—	99.32	6.3	8.9	26.4	58.4	26.3	46.9	26.8	—	93.3	− 4.7	1.8	10.1	66.5	33.5	6.7	55.7
69	Разгнейсованный норит	1	61.80	1.22	16.70	0.80	5.69	0.13	3.74	3.22	3.24	1.26	0.14	1.36	—	0.11	0.02	—	99.43	8.7	3.8	18.3	69.2	34.2	35.0	—	30.8	78.8	+17.2	1.0	5.9	52.5	47.5	16.6	25.4
70	Амфибол-гранат-биотитовый гнейс	1	61.74	0.66	18.16	2.68	5.22	0.09	3.60	1.91	2.84	2.13	0.16	0.80	—	—	—	0.02	100.01	8.7	2.2	22.4	66.7	30.7	25.6	—	43.7	67.6	+13.8	0.8	19.1	50.0	50.0	17.4	21.9

Примечание. 1 — скв. 397, гл. 261.5 м (Елисеев и др. 1956); скв. 904а, гл. 70 м, СЗГУ, скв. 904а, гл. 104 м (Докучаева, 1963ф); скв. 904а, гл. 135 и 200 м, СЗГУ; 2 — скв. 1151, гл. 88.6 м (Докучаева, 1963ф); 3 — скв. 1158, гл. 11 м (Докучаева, 1960ф); 4 — скв. 931, гл. 285.4 м (Докучаева, 1963ф); 5 — скв. 974, гл. 124.9 м (Докучаева, 1963ф); 6 — малая интрузия к югу от горы Ниттис (Елисеев и др., 1956); 8—11 — из работы В. С. Докучаевой (1970ф); 13 — скв. 753, гл. 34.6 м, аналитик В. Г. Загинайченко, колл. Е. К. Козлова; 14 — скв. 753, гл. 655 м, аналитик В. Г. Загинайченко, колл. Е. К. Козлова; 15 — скв. 753, гл. 948.6 м, аналитик С. М. Мишина, колл. Е. К. Козлова; 16 — скв. 1151, гл. 84 м (Докучаева, 1963ф); 17 — скв. 912, гл 43.8 м (Докучаева, 1963ф); 19 — горы Ниттис и Сопча (лаборатория комбината Североникель); 20 — скв. 14, гл. 57 м, скв. 275, гл. 134.4 м и гора Кумужья (лаборатория комбината Североникель); скв. 931, гл. 122 м (Докучаева, 1960ф); 21 — гора Кумужья (лаборатория комбината Североникель); 22 — гора Нюд (лаборатория ком

Таблица 18

Химические анализы пород Панского массива

Номера анализов	Номера образцов	Порода	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^-	H_2O+	CuO	NiO	CoO	S	Сумма	Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому: a	c	b	S	f′	m′	c′	n	Q	$\frac{M}{F}$	h	Петрохимические коэффициенты: $\frac{MgO \cdot 100}{Fe_2O_3 + FeO + MgO}$	$\frac{(Fe_2O_3 + FeO) \cdot 100}{Fe_2O_3 + FeO + MgO}$	$\frac{(Na_2O + K_2O) \cdot 100}{Al_2O_3 + Fe_2O_3 + FeO + MgO + CaO}$	$\frac{MgO \cdot 100}{Na_2O + K_2O + Fe_2O_3 + FeO + MgO}$	Автор	Аналитик
Породы западной части массива																																				
Верхний пласт																																				
71	387	Плагиоклазит	47.06	0.05	29.42	1.94	1.73	0.01	1.42	14.75	2.52	0.41	0.22	1.18	—	0.003	Сл.	—	100.50	7.3	19.7	8.7	64.3	46.0	33.0	21.0	92.0	+ 4.3	0.7	33.3	49.3	50.7	7.1	17.7	А. Ю. Одинец	О. А. Фетисова
72	462	»	50.04	0.09	27.78	0.42	1.52	0.09	1.97	14.08	2.88	0.13	0.22	0.95	—	—	—	—	100.23	7.6	17.88	8.19	66.3	27.2	47.6	25.2	97.9	— 0.48	1.75	12.5	67.1	32.9	8.0	28.5	А. Ю. Одинец	Е. И. Помазовская
73	394/2	Лейкократовое оливиновое габбро	46.41	0.09	23.19	0.95	3.83	0.09	9.10	11.68	1.62	0.17	0.68	2.44	—	0.02	0.005	—	100.27	4.2	15.92	21.83	58.8	18.4	78.6	3.00	95.4	— 6.0	4.3	10.2	79.3	20.7	3.9	58.1	А. Ю. Одинец	Е. И. Помазовская
74	714/826	Лейкократовый оливиновый габбро-норит	45.44	0.11	21.02	0.98	3.98	0.11	11.65	11.55	1.42	0.02	0.44	3.02	—	—	—	—	99.74	3.4	13.34	27.89	55.34	18.1	75.7	6.2	97.8	— 9.5	4.2	9.7	82.3	17.7	3.0	64.5	М. Т. Козлов	Е. И. Помазовская
75	504	Среднезернистый габбро-норит	51.14	0.22	17.52	0.59	5.48	0.12	9.20	12.96	1.73	0.18	0.16	1.24	—	—	—	—	100.58	3.91	9.85	27.56	58.68	21.4	56.8	21.8	96.5	— 0.31	2.6	4.9	73.8	26.2	4.1	53.5	А. Ю. Одинец	В. Г. Загинайченко
76	433	» »	51.3	0.18	15.58	1.33	4.79	0.13	10.64	13.18	1.50	0.20	0.10	1.22	0.05	0.005	Сл.	Сл.	100.30	3.48	8.48	30.55	57.48	18.4	57.8	23.8	92.3	— 0.47	3.1	10.7	77.8	22.2	3.6	57.6	А. Ю. Одинец	Шляндинская
77	717/873	» »	51.86	0.12	15.72	0.71	5.01	0.20	11.66	12.35	1.58	0.13	0.48	0.47	—	0.020	—	0.007	100.51	3.6	8.4	30.7	57.3	17.5	62.4	20.1	99.4	— 0.10	3.6	5.4	79.6	20.4	3.7	61.1	М. Т. Козлов	Т. С. Романова
78	1093	Мелкозернистый трахитоидный габбро-норит	60.65	0.18	16.28	0.45	4.59	0.12	10.79	13.93	1.58	0.11	0.12	1.24	0.020	0.017	0.004	0.01	100.33	3.6	8.9	30.6	56.9	15.0	60.0	25.0	96.0	— 2.7	4.0	4.5	80.0	20.0	3.6	61.6	А. Ю. Одинец	О. А. Фетисова
79	447	То же	51.45	0.12	15.25	0.83	4.54	0.14	12.11	13.84	1.20	0.04	0.29	0.68	0.002	0.009	0.002	—	100.50	3.1	8.6	31.6	53.7	28.7	51.2	20.1	100.0	— 7.4	1.8	7.3	81.5	18.5	2.5	64.7	А. Ю. Одинец	Т. С. Романова
80	430	Среднезернистый амфиболизированный габбро-норит	50.11	0.20	15.06	0.91	4.83	0.12	10.90	13.92	1.05	0.15	0.03	2.95	—	0.005	0.005	0.02	99.5	2.38	8.84	31.84	56.94	17.1	57.7	25.2	91.4	+ 0.34	3.4	8.2	78.7	.3	.6	61.1	А. Ю. Одинец	Кирсяева
Нижняя толща (трахитоидные кварцевые габбро-нориты)																																				
81	179	Лейкократовое кварцевое габбро	50.53	0.15	25.93	0.77	1.69	0.05	1.98	11.45	2.55	2.22	0.41	2.46	Сл.	—	—	—	100.16	10.2	15.1	7.7	67.0	35.1	50.5	14.4	64.1	— 1.3	1.4	17.2	63.3	36.7	11.9	21.5	А. Ю. Одинец	Л. Ф. Пискунова
82	721/918	То же	50.97	0.19	20.20	0.77	4.79	0.13	6.15	12.03	2.65	0.45	0.46	1.44	—	0.007	—	0.005	100.23	6.8	10.8	21.2	61.2	26.4	51.6	22.0	90.5	— 2.1	1.9	6.9	68.0	32.0	7.5	41.5	М. Т. Козлов	Т. С. Романова
83	832/17	Кварцевый покилофитовый габбро-норит	53.5	0.47	15.91	1.28	5.86	0.24	8.80	9.86	2.41	0.55	0.09	0.90	0.002	0.005	0.002	Сл.	99.99	6.1	7.5	25.9	60.5	26.2	56.9	16.9	88.0	+ 1.3	2.2	8.9	70.8	29.2	7.0	46.6	А. Ю. Одинец	Т. С. Романова
84	97—а	То же	53.14	0.27	16.09	0.93	6.56	0.16	8.88	10.22	2.27	0.38	0.25	1.01	0.002	0.005	0.004	—	100.17	5.5	7.9	26.4	60.2	26.9	56.3	16.8	90.1	+ 1.58	2.1	6.2	69.4	30.6	6.4	46.7	А. Ю. Одинец	Т. С. Романова
85	4/84.6	Мелкозернистый такситовый габбро-норит	52.12	0.18	14.45	0.30	6.48	0.13	15.48	7.38	1.66	0.59	0.30	0.62	0.041	0.005	0.007	0.01	99.75	4.2	8.1	32.3	56.4	18.9	76.5	4.6	81.6	— 2.7	4.0	2.2	80.7	19.3	4.4	63.1	Е. К. Козлов	Е. И. Успенская
86	С—3—31	Кварцевый пойкилоофитовый габбро-норит	52.06	0.40	9.82	1.28	4.74	0.08	10.94	13.51	1.65	0.25	2.22	—	0.01	0.020	0.005	—	96.98	3.8	4.3	34.6	57.3	15.5	51.5	33.0	89.0	+ 2.7	3.3	10.8	77.8	22.2	4.5	58.0	В. В. Проскуряков	
87	4/87.45	Мелкозернистый такситовый габбро-норит	50.46	0.12	10.55	0.67	9.57	0.17	18.77	6.44	0.92	0.46	0.22	1.10	0.005	0.035	0.008	0.03	99.96	2.4	5.2	39.9	52.5	22.3	72.9	4.8	77.0	— 5.0	3.3	2.9	77.2	22.8	2.4	61.8	Е. К. Козлов	Е. И. Успенская
88	96	Пегматит	58.56	3.69	12.66	4.51	6.0	0.21	2.43	9.38	0.85	0.10	0.24	1.46	—	0.006	—	0.00	100.23	2.2	7.7	18.3	71.8	55.0	22.5	22.5	93.5	+31.6	0.4	25.2	35.1	64.9	3.2	17.5	С. М. Чихачев	Т. С. Романова
89	340/533	»	60.73	1.14	13.51	3.90	5.22	0.18	3.33	7.11	2.89	0.30	0.50	1.50	—	—	—	—	100.3	6.9	5.7	17.3	70.1	49.0	33.1	17.9	94.0	+20.6	0.7	25.0	46.1	53.9	11.4	21.3	М. Т. Козлов	Е. И. Помазовская
Средняя толща																																				
90	720/911	Среднезернистые габбро-нориты	53.10	0.24	14.56	0.73	5.47	0.23	9.85	12.74	1.83	0.29	0.50	0.24	—	0.017	—	—	100.52	4.3	7.3	29.7	58.7	19.8	54.3	25.9	90.8	+ 1.5	2.7	5.0	75.3	24.7	4.6	54.2	М. Т. Козлов	Т. С. Романова
91	324	» »	52.24	0.17	13.50	1.40	5.39	0.16	11.50	13.49	1.30	0.14	—	0.74	—	0.050	0.006	0.01	99.80	3.0	7.2	32.4	57.4	19.2	57.8	24.0	99.3	+ 0.17	3.0	10.7	77.2	22.8	3.0	58.3	А. Ю. Одинец	Вольфсон
92	78/71	» »	51.46	0.33	15.44	0.76	7.44	0.18	9.70	11.65	1.96	0.04	0.40	0.58	0.02	0.003	0.006	0.016	99.98	4.3	8.0	30.0	57.7	26.2	53.9	19.9	98.9	— 1.40	2.1	6.2	74.8	25.2	4.7	48.7	С. М. Чихачев	В. А. Ингуран
93	286	Пойкилитовый габбро-норит	52.1	0.15	15.73	1.22	6.40	0.17	8.40	13.01	2.10	0.16	—	0.37	—	0.030	0.008	0.02	100.08	4.8	8.0	28.5	58.7	23.9	54.9	21.2	95.8	— 0.44	2.3	7.6	69.3	30.7	5.2	46.7	А. Ю. Одинец	Керженевич
94	466	» »	51.5	0.25	16.0	2.11	6.61	0.18	8.08	12.20	2.21	0.04	0.36	0.44	0.003	0.011	0.00	—	100.09	4.8	8.20	28.0	59.0	29.1	48.0	22.9	98.0	+ 0.2	1.6	12.4	65.7	34.3	5.1	42.4	А. Ю. Одинец	В. А. Ингуран
95	512	Габбро-норит со структурами распада	53.28	0.12	17.93	1.50	5.37	0.11	5.08	13.15	2.14	0.09	0.22	0.77	—	0.005	0.004	0.01	99.86	5.0	9.90	22.3	62.8	30.0	40.0	30.0	95.0	+ 5.7	1.3	10.7	60.2	39.8	5.6	35.8	А. Ю. Одинец	О. А. Фетисова
96	815/3	Мелкозернистое габбро со структурами распада	51.86	0.18	15.15	1.74	6.58	0.21	8.76	12.84	2.10	0.12	0.05	0.72	—	0.050	0.008	Сл.	100.01	4.7	7.6	30.0	57.7	26.0	51.0	23.0	97.1	— 1.27	1.96	10.7	67.8	32.2	5.0	45.4	А. Ю. Одинец	Захарова
97	472	Ильменит-магнетитовое габбро	50.66	0.47	14.45	3.06	6.32	0.16	10.47	11.80	1.98	0.15	0.28	0.52	—	0.012	0.00	—	99.73	4.5	7.2	32.10	56.2	26.5	52.3	21.2	94.1	— 3.6	2.0	17.7	70.2	29.8	4.8	46.9	А. Ю. Одинец	В. А. Ингуран
98	100	» »	49.59	0.64	14.64	3.86	9.63	0.18	6.50	11.98	2.44	0.14	0.40	0.75	0.016	0.003	0.007	0.07	100.50	6.0	7.0	30.1	56.9	41.0	35.0	24.0	96.34	— 5.0	0.85	15.2	50.5	49.5	5.9	28.8	М. Т. Козлов	Т. С. Романова
99	700/733	» »	50.35	0.57	15.16	3.46	8.83	0.33	6.69	11.42	2.53	0.14	0.45	0.51	—	0.011	—	—	100.46	5.7	7.2	29.5	57.6	39.3	38.3	22.4	96.5	— 3.7	1.0	15.3	53.5	46.5	6.2	30.9	М. Т. Козлов	Т. С. Романова
100	698	Массивный тонкозернистый габбро-норит	51.02	0.29	14.74	1.94	8.87	0.12	7.94	11.42	2.31	0.10	0.04	0.75	0.028	0.011	0.005	Сл.	100.01	6.3	6.5	30.0	56.2	33.0	43.6	23.4	78.0	— 4.5	1.3	8.9	59.2	40.8	5.6	37.5	А. Ю. Одинец	Л. Ф. Пискунова
Нижний пласт																																				
101	836/1	Тонкозернистый трахитоидный габбро-норит	51.57	0.09	17.62	1.41	4.55	0.06	10.51	12.31	1.51	0.10	0.07	0.45	0.007	0.008	0.003	0.01	99.96	3.4	8.8	29.8	58.0	21.1	59.0	19.9	96.0	+ 0.4	2.8	9.8	78.5	21.5	3.4	59.1	А. Ю. Одинец	О. А. Фетисова
102	806/4	То же	51.78	0.28	15.31	0.80	5.03	0.11	10.0	12.41	2.05	0.30	0.05	1.90	—	0.050	0.006	0.07	100.32	4.8	7.7	29.3	58.2	18.6	50.7	30.7	83.0	— 0.8	2.7	6.7	76.8	23.2	5.2	55.0	А. Ю. Одинец	Иванова
103	535/7	» »	48.86	0.13	19.55	1.83	4.88	0.10	8.09	13.18	1.68	0.10	0.00	1.18	—	—	—	—	100.16	4.0	11.6	26.1	58.3	25.0	55.3	19.7	96.4	— 3.1	2.2	13.9	71.8	28.2	4.0	48.8	А. Ю. Одинец	О. А. Фетисова
104	836/11	Среднезернистый габбро-норит	51.48	0.09	15.88	1.58	5.21	0.13	10.39	13.45	1.60	0.10	0.00	0.44	0.006	0.001	0.00	0.01	100.36	3.6	8.6	30.8	57.0	20.0	55.0	25.0	96.0	— 1.8	2.75	12.2	75.9	24.1	3.7	55.0	А. Ю. Одинец	О. А. Фетисова
105	535	» »	49.22	0.14	17.34	1.07	5.61	0.12	10.01	13.54	1.44	0.07	0.22	1.48	—	—	—	—	100.66	3.3	10.1	30.0	56.6	21.1	57.0	21.9	97.9	— 3.4	2.7	8.2	74.5	25.5	3.2	55.0	А. Ю. Одинец	О. А. Фетисова
106	535/8	» »	50.24	0.15	16.45	2.10	5.37	0.12	8.47	12.50	1.78	0.17	0.22	1.90	—	—	—	—	100.36	4.3	9.1	28.2	58.4	25.2	52.4	22.7	95.1	— 0.8	2.1	14.8	70.4	29.6	4.5	47.3	А. Ю. Одинец	О. А. Фетисова
107	209	Измененный габбро-норит	51.16	0.25	16.66	3.03	2.40	0.09	6.71	6.52	3.0	0.62	3.92	5.54	—	0.012	—	—	100.21	8.2	8.3	18.5	65.0	29.5	67.9	2.6	88.8	+ 5.0	2.3	36.5	76.1	23.9	10.8	42.6	С. М. Чихачев	Т. С. Романова
108	145	» »	49.82	0.29	13.42	1.70	9.73	0.20	10.72	10.43	1.87	0.07	0.28	1.20	0.20	0.11	0.01	0.76	100.45	4.1	6.7	33.6	55.6	30.1	52.8	17.1	98.4	— 3.7	1.75	7.5	64.5	25.5	4.4	44.5	С. М. Чихачев	В. А. Ингуран
109	4/57	Меланократовый норит	53.52	0.32	8.69	0.19	9.31	0.21	19.17	6.18	1.01	0.13	0.09	0.30	0.02	0.052	0.008	0.01	99.96	2.3	4.2	39.3	54.2	20.3	73.1	6.6	94.7	— 0.3	3.6	0.8	78.5	21.5	2.1	54.3	Е. К. Козлов	Е. И. Успенская
110	810/3	» »	53.5	0.24	7.72	1.27	8.74	0.20	20.09	6.37	0.96	0.21	0.03	0.73	—	0.070	0.011	0.03	99.80	2.1	3.4	41.1	53.4	20.3	72.9	6.8	88.6	— 0.75	3.6	6.4	80.0	20.0	2.2	64.2	А. Ю. Одинец	Мельник
111	836/23	» »	54.43	0.34	6.14	0.86	8.08	0.25	18.53	9.15	1.04	0.26	0.25	1.21	0.009	0.027	0.005	Сл.	100.27	2.2	2.5	41.8	53.5	18.0	65.0	17.0	55.0	— 0.1	3.6	5.0	79.3	20.7	2.4	64.4	А. Ю. Одинец	Л. Ф. Пискунова
112	26	» »	51.54	0.22	9.54	1.74	5.06	0.16	13.19	15.62	1.01	0.10	0.32	1.26	—	0.029	—	—	99.79	2.2	4.8	39.0	54.0	15.2	52.4	30.4	94.1	— 0.9	3.4	13.4	80.0	20.0	.2	62.5	С. М. Чихачев	Т. С. Романова
113	836/21—а	Уралитовое габбро	50.13	0.29	23.55	2.43	3.34	0.08	2.84	12.71	2.55	0.90	0.34	0.84	0.028	0.013	0.02	0.03	100.21	7.7	13.7	14.8	63.8	39.2	35.9	24.9	80.3	— 0.5	0.9	24.6	53.4	46.6	7.1	23.5	А. Ю. Одинец	О. А. Фетисова
114	388	» »	47.56	0.17	23.45	2.92	5.55	0.10	4.73	11.76	2.75	0.54	0.30	1.04	0.48	0.53	0.06	1.92	99.9	8.0	14.4	12.8	64.8	54.5	27.0	18.5	89.0	— 0.87	0.5	18.7	30.4	69.6	8.6	12.8	С. М. Чихачев	Т. М. Иваненко
115	527/1	» »	50.59	0.11	27.2	0.82	2.33	0.04	1.02	14.45	2.60	0.31	0.05	0.78	—	0.020	0.002	0.07	100.39	7.1	17.7	8.2	67.0	40.8	24.3	34.9	93.3	+ 2.0	0.6	13.5	40.3	59.7	7.7	14.4	А. Ю. Одинец	Филонова
Породы непосредственного контакта (эндо- и экзоконтакта)																																				
116	4/88.6	Гибридная порода — кварцевый диорит с гранофиром (эндоконтакт)	64.8	0.29	9.60	1.01	6.25	0.14	7.23	6.56	3.48	0.23	0.18	0.81	0.008	0.021	0.005	0.01	100.31	7.2	2.3	22.7	67.8	27.9	49.5	22.6	96.5	+19.0	1.8	6.4	65.8	34.2	12.0	39.7	Е. К. Козлов	В. Г. Загинайченко
117	4/89	Массивная лейкократовая порода (экзоконтакт)	55.36	0.41	15.78	0.76	5.19	0.12	7.06	9.0	3.59	0.50	0.26	0.82	0.005	0.047	—	0.04	99.71	8.6	6.3	22.1	63.0	25.2	53.6	21.2	92.1	+ 2.5	2.1	6.5	69.4	30.6	11.1	41.3	Е. К. Козлов	Е. И. Успенская
Породы восточной части массива																																				
118	726/6	Лейкократовый габбро-норит	49.63	0.09	23.37	1.54	2.84	0.06	5.95	14.24	1.94	0.12	0.00	0.50	0.005	0.005	0.001	—	100.26	4.7	14.6	19.3	61.4	22.3	56.2	21.5	96.8	— 1.2	2.5	18.7	75.5	24.5	4.7	48.0	Е. К. Козлов	В. Г. Загинайченко
119	579	Мезократовый габбро-норит	51.12	0.12	16.72	0.65	5.20	0.13	9.65	13.70	1.73	0.05	0.24	0.50	0.008	0.023	0.006	—	100.02	3.7	9.3	29.1	57.9	18.9	56.0	25.1	94.3	— 0.95	3.0	5.3	75.9	24.1	3.9	55.8	Е. К. Козлов	В. Г. Загинайченко
120	62—11	Габбро-норит	48.46	1.20	14.70	2.89	11.1	0.21	6.63	9.89	1.40	0.34	2.78	0.09	—	—	—	—	99.6	3.7	8.3	29.7	58.3	46.6	39.1	14.3	88.5	+ 1.2	0.8	10.5	48.8	51.2	3.9	26.6	Т. К. Тавасшерн	В. М. Тушина
121	1003-д	Мелкозернистый габбро-норит	51.92	0.29	13.25	0.71	7.23	0.20	11.80	12.56	1.55	0.08	0.06	0.39	—	—	—	—	100.04	3.5	6.8	33.7	56.0	21.2	56.0	22.8	96.3	— 1.6	2.6	3.8	73.8	26.2	3.5	55.2	А. Ю. Одинец	Т. С. Романова
122	722/7	Оливиновый габбро-норит	50.88	0.33	13.35	1.45	6.97	0.12	13.11	10.51	1.59	0.08	0.18	0.99	0.033	0.027	0.005	Сл.	100.10	3.5	6.7	34.2	55.6	22.0	62.0	16.0	98.0	— 2.5	2.8	8.5	75.4	24.6	3.6	56.5	А. Ю. Одинец	Л. Ф. Пискунова
123	1107/2	Оливиновое габбро	46.43	0.28	13.38	2.95	9.70	0.20	13.86	10.63	1.11	0.13	0.10	1.71	—	0.06	0.013	0.02	100.6	2.5	7.3	39.2	51.0	29.3	57.6	13.1	92.3	—10.3	2.0	12.3	69.1	30.9	2.3	49.9	В. В. Проскуряков	Мельник
124	694	Трахитоидное габбро	50.66	0.14	17.32	1.05	4.78	0.10	9.77	11.53	1.80	0.17	2.86	0.10	—	—	—	—	100.28	4.3	9.7	27.1	58.9	20.5	62.5	17.0	90.0	— 0.4	3.0	9.4	76.6	23.4	4.5	55.6	Е. В. Тавасшерн	В. М. Петрова
125	1103/1	» »	51.13	0.23	10.70	1.76	8.48	0.14	12.93	8.41	1.86	0.2	1.05	Не опр.	0.03	0.02	0.01	—	96.95	4.3	4.7	35.2	55.8	26.1	59.4	14.5	93.9	— 1.8	2.3	8.5	71.3	28.7	4.5	51.2	В. В. Проскуряков	
126	1046	» »	51.77	0.34	16.18	1.27	6.06	0.16	8.71	12.90	2.0	0.12	0.04	0.38	—	—	—	—	99.93	4.4	8.5	23.6	58.5	24.5	50.9	24.6	97.0	— 0.3	2.1	8.7	70.1	29.9	4.7	48.0	А. Ю. Одинец	Т. С. Романова
127	551/3	» »	51.46	0.30	17.16	1.10	6.30	0.15	7.91	12.76	2.66	0.20	0.12	0.20	0.005	0.021	0.005	0.01	100.38	6.0	8.4	27.3	58.3	25.8	48.6	25.6	96.6	— 3.9	1.9	7.4	67.4	32.6	6.5	43.5	А. Ю. Одинец	В. Г. Загинайченко
128	741/974	» »	51.54	0.30	14.74	1.31	6.94	0.32	8.32	13.46	2.10	0.13	0.63	0.62	—	0.012	—	—	100.05	4.7	7.3	30.3	57.7	25.6	45.5	28.9	97.1	— 1.2	1.8	7.7	66.5	33.5	5.0	44.2	М. Т. Козлов	Т. С. Романова
129	111/1	» »	52.0	0.40	16.11	1.59	5.89	0.11	6.66	11.59	2.65	0.27	0.84	Не опр.	0.01	Сл.	0.01	—	98.13	6.5	7.7	25.3	60.5	28.2	45.5	26.3	93.6	+ 0.2	1.6	10.9	64.2	35.8	7.4	39.0	В. В. Проскуряков	
130	565	Массивное габбро	48.82	0.23	26.04	1.35	3.33	0.07	2.90	13.10	3.14	0.21	0.20	—	0.008	0.027	0.002	—	100.46	8.2	15.6	13.0	63.2	38.1	42.9	19.0	96.2	— 5.7	1.1	16.4	56.7	43.3	8.6	26.5	А. Ю. Одинец	В. Г. Загинайченко
131	1047	» »	51.59	0.41	22.26	1.42	4.30	0.11	3.57	12.35	2.89	0.23	0.10	0.51	—	—	—	—	99.74	7.3	12.9	15.9	63.9	36.7	41.4	21.9	95.9	+ 0.7	1.1	13.0	56.1	43.9	8.2	28.8	А. Ю. Одинец	Т. С. Романова
132	1067/ж	» »	49.51	0.54	21.34	1.63	5.21	0.11	4.59	13.05	2.50	0.28	0.20	0.88	0.008	0.004	0.002	—	99.85	6.4	12.2	20.3	61.1	33.8	41.5	24.7	93.0	— 2.4	1.2	12.2	58.2	41.8	6.7	32.3	А. Ю. Одинец	Т. С. Романова
133	1039	Амфиболовое габбро	51.05	0.57	21.37	2.59	4.68	0.11	3.16	11.89	3.31	0.32	0.19	0.67	0.004	Сл.	0.002	0.01	99.93	8.2	11.3	17.3	63.2	41.7	33.6	24.7	94.6	— 1.3	0.8	19.7	48.4	51.6	9.7	22.5	А. Ю. Одинец	В. А. Ингуран
Дайки																																				
134	717/904	Дайка габбро-диабаза	51.34	0.85	15.04	1.73	10.42	0.34	6.15	9.28	2.42	0.57	0.64	1.61	0.07	0.02	—	0.007	100.05	5.9	6.8	30.2	57.1	52.8	33.4	13.8	87.6	— 4.3	0.6	7.0	49.5	50.5	7.2	28.9	М. Т. Козлов	Т. С. Романова
Породы экзоконтакта																																				
135	391/578	Тектониты приконтактной зоны	51.08	0.28	11.26	2.06	8.35	0.19	12.95	9.36	1.49	0.20	2.54	0.38	—	—	—	—	100.14	3.4	5.4	33.6	55.6	26.4	58.5	15.1	92.3	— 1.1	2.2	10.1	71.3	28.7	3.6	51.7	М. Т. Козлов	Г. М. Иваненко
136	4/89.85	Актинолитовый сланец	50.56	0.12	19.65	0.57	5.12	0.10	8.20	9.90	3.10	0.93	0.20	1.33	0.005	0.019	0.004	—	100.17	8.5	9.1	23.1	59.3	24.5	62.1	13.4	83.3	— 7.4	2.5	5.3	72.8	27.2	9.2	45.7	Е. К. Козлов	В. Г. Загинайченко
137	4/95	Амфиболит	53.98

В 1954 г. П. В. Лялиным, а затем в 1955 г. Р. В. Карповым и И.В. Галкиным была высказана новая гипотеза о происхождении зоны придонных полевошпатовых пород. По их представлениям, придонные неравномернозернистые породы и габбро-нориты вместе с мелкозернистыми габброноритами диабазового облика (с офитовой структурой) не являются одновозрастными с породами Мончегорского никеленосного плутона, а слагают более молодую самостоятельную маломощную лополитоподобную интрузию, внедрившуюся по контакту между плутоном и архейскими гнейсами. Подводящий канал интрузии, по их мнению, находился в центре мульды массива Н—К—Т, откуда магма растекалась в стороны. Поэтому мощность интрузии убывает от центра мульды к краям. В зоне контакта между базитами и гипербазитами под воздействием этой интрузии образовался горизонт крупнозернистых пегматоидных пород, названный ими «критическим». По их представлениям, интрузия была обогащена сульфидами, которые и дали месторождение вкрапленных и гнездовых руд (донную залежь) и, возможно, сульфидные жилы и инъекционные тела глубинного медного оруденения. К этим взглядам присоединился и Г. В. Холмов (1956).

Вопрос о происхождении придонных полевошпатовых пород очень важен в научном и практическом отношении, а поэтому для окончательного решения его потребовались дополнительные специальные исследования (Докучаева, 1960ф, 1970ф; Козлов и др., 1967; Рипинский, 1963ф). Нами были вновь передокументированы и изучены все скважины, пересекшие дно плутона, исследованы придонные части, вскрытые горными выработками шахты № 5 в районе горы Травяной. Полученные материалы однозначно подтвердили ранее сделанный вывод об одновозрастности придонных полевошпатовых пород с породами Мончегорского плутона (Козлов и др., 1967; Докучаева, 1970ф). Было установлено, что всюду имеется постепенный переход от бесполевошпатовых ультраосновных пород средней части (перидотиты) к полевошпатовым ультраосновным породам нижней части (гарризиты и полевошпатовые перидотиты) и далее к основным безоливиновым породам придонной зоны. Первично-магматические текстуры течения придонных полевошпатовых пород залегают согласно со структурами вышележащих пород. Ни по скважинам, ни в выработках не наблюдалось их несогласия. Среди придонных безоливиновых полевошпатовых пород встречаются одновозрастные слои оливиновых норитов, полевошпатовых перидотитов и пироксенитов. Породообразующие минералы (оливин, ромбический пироксен, моноклинный пироксен, плагиоклаз) в придонных полевошпатовых породах и других породах плутона близки по своему составу. Горными выработками и скважинами было доказано, что пегматоидные породы не образуют сплошного критического горизонта по контакту полевошпатовых пород с перидотитами. Они являются небольшими телами, близкими по составу с окружающими их неравномернозернистыми породами, с которыми имеют обычно постепенные переходы. Пегматоидные породы встречаются в разрезе всей зоны придонных полевошпатовых пород и в полевошпатовых перидотитах, а не приурочены к какому-то особому месту разреза. Наблюдаются тела пегматитов и в жильном залегании (Докучаева, 1960ф).

О природе метагаббро района 10-й аномалии. К интрузивным породам, связь которых с Мончегорским никеленосным массивом вызывает сомнение, относятся и метагаббро района 10-й аномалии, расположенные в так называемом «окне гнейсов» внутри массива Нюд-Поаз. Почти все исследователи до Т. Н. Ивановой (1949ф, 1953) рассматривали метагаббро района 10-й аномалии как часть массива Нюд-Поаз. Они считали (Котульский и др., 1947ф), что метагаббро являются метаморфизованными придонными породами массива Нюд-Поаз, на кото-

рые оказала влияние палингенная гранитная магма. Форма тела метагаббро представлялась в виде плоской линзы с неровной поверхностью. Т. Н. Иванова (1953) обоснованно показала, что тело метагаббро является пластом, падающим на северо-восток (аз. 50°) под углом 45°. Тело дифференцировано. Слои меланократового и лейкократового состава, от мелкозернистого до крупнозернистого сложения, наклонены согласно с контактом (аз. 50°) под углом 45°. В зонах контакта образуются метасоматические титаномагнетитовые руды. Среди метагаббро наблюдаются слои метадиорита. Кроме первичной полосатости имеются слои, сложенные амфиболизированными породами и актинолит-хлоритовыми сланцами, образованными по метагаббро и залегающими согласно с первичной слоистостью (тектонические зонки). Тело метагаббро линейно погружается к востоку и перекрыто габбро-норитами предгорий горы Выручуайвенч, что установлено бурением в последние годы (скв. 772). Таким образом, метагаббро древнее габбро-норитов предгорий горы Выручуайвенч, а это не позволяет рассматривать метагаббро как фазу пятого интрузивного цикла и тем более включать его в сингенетический ряд пород III фазы этого цикла. Оконтуривание этой рудоносной интрузии не завершено.

ЕСТЕСТВЕННЫЕ РЯДЫ ПОРОД ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНЫХ ИНТРУЗИВНЫХ ФАЗ И СИНГЕНЕТИЧЕСКИЕ РЯДЫ ПОРОД ПЯТОГО ИНТРУЗИВНОГО ЦИКЛА МОНЧЕГОРСКОГО РАЙОНА

Мончегорский никеленосный плутон возник в III фазу пятого (последнего) цикла магматизма Мончегорского района. В I фазу этого цикла, как мы отмечали выше, образовались оливиниты и пойкилитовые перидотиты, типичными представителями которых являются оливиниты района сопчинских озер и глыбы оливинитов и перидотитов горы Сопча.

Во II фазу образовались абиссальные дайки перидотитов, гарризитов, оливиновых пироксенитов, пироксенитов (бронзитов), меланократовых норитов. Они использовали преимущественно субмеридиональные зоны разлома вдоль восточного контакта габбрового массива Главного хребта Мончетундры, а также разломы юго-западного и северо-западного простирания, ограничивающие Мончегорскую тектоническую призму.

Магма III фазы (Мончегорский никеленосный плутон) внедрялась сначала по круто наклонной зоне разлома субмеридионального простирания, а в верхнем структурном ярусе использовала для размещения пологую тектоническую зону между породами серий имандра-варзуга и тундровой. «Корни» Мончегорского плутона находятся в его юго-западной части. Возможно, был использован контакт между габбровым лополитом и архейскими гнейсами.

IV фаза представлена абиссальными дайками крупнозернистых, среднезернистых и неравномернозернистых габбро-норитов, реже норитов. Необходимо в этом комплексе отметить наличие даек габбро-норитов с сульфидной медно-никелевой вкрапленностью и жилы габбро-норит-пегматитов и диорит-пегматитов. Магма IV фазы внедрилась по субмеридиональным разломам в районе «корней» Мончегорского плутона и по разломам западного-северо-западного направления, которые уже раньше были использованы интрузиями II фазы. Залегание этих интрузий преимущественно крутое, хотя встречается и пологое.

К V фазе нами отнесены дайки гипабиссальных пород, широко развитые в Мончегорском плутоне и его окрестностях. Вероятно, магматическая деятельность этой завершающей фазы была достаточно продолжительной, а состав магмы разнообразным, т. е. ее можно было бы подразделить

на субфазы, каждая из которых характеризуется образованием даек определенного состава.

Г. В. Холмов (1956) наметил следующую обобщенную возрастную последовательность внедрения гипабиссальных даек (от более древних к более молодым): оливиновая фация диабазов, оливиновые долериты, камптониты, безоливиновая фация диабазов, спессариты, габбро-пегматиты (расположены в структурах рудных жил), кварцевые порфиры. Лампрофиры, видимо, являются наиболее древними породами.

Сульфидные жилы медно-никелевых руд массива Н—К—Т, по наблюдениям П. В. Лялина (Елисеев и др., 1956), являются самыми молодыми геологическими образованиями, возникшими между периодами внедрения диабазов, с одной стороны, и жил кварцевого порфира — с другой. Они также моложе сбросов, разбивающих массив Н—К—Т на отдельные блоки (рис. 5, 6). Следовательно, прямые геологические факты позволяют рассматривать сульфидные жилы как эпигенетические не только по отношению к Мончегорскому никеленосному плутону, но и по отношению к жильному комплексу.

Породы первой интрузивной фазы. О л и в и н и т ы являются массивными среднезернистыми породами почти черного цвета с зеленоватым оттенком. Состоят из оливина (94—98%), хромита и магнетита (1—5%), пироксенов (бронзита и диопсид-геденбергита — 1—3%). Очень редок плагиоклаз. Оливин в породах восточного склона горы Сопча содержит 6—8% Fe_2SiO_4, $2V=86—88$. Структура панидиоморфнозернистая. Порядок кристаллизации: магнетит → оливин → ромбический пироксен → моноклинный пироксен → плагиоклаз. Оливиниты района сопчинских озер идентичны оливинитовым телам восточного склона массива Сопча. Оливин содержит 6—8% Fe_2SiO_4, ромбический пироксен — 12—20% $FeSiO_3$. Породы свежие. Вторичных минералов, которые представлены серпентином, тальком и актинолит-тремолитовой роговой обманкой, содержится до 5%. Химические анализы оливинитов приведены в табл. 1. Краткие сведения о составе оливинитов и минералов даны в табл. 2.

П е р и д о т и т ы имеют черный цвет и среднезернистое, до крупнозернистого, сложение. Текстура массивная, иногда полосчатая, структура гипидиоморфнозернистая и пойкилитовая. Породы свежие. Оливина содержится 30—97% (6—8% Fe_2SiO_4), ромбического пироксена (бронзита) — 0—70% (10% $FeSiO_3$), моноклинного пироксена (диопсид—гарсбергита) — 0—15% ($2V=48—50°$, $c:Ng=41°$), плагиоклаза — 0—15% (№ 68—70), хромита — 0—10% от объема породы. Очень редко встречаются сульфиды.

Породы второй интрузивной фазы. Подробно эти породы рассмотрены в отчете В. С. Докучаевой и В. С. Ланева (1963ф) и в работе Е. К. Козлова и др. (1967). Представлены они дайками перидотитов, полевошпатовых перидотитов, оливиновых пироксенитов, пироксенитов, полевошпатовых пироксенитов, норитов в основном среднезернистого сложения. Возможно, к этой же группе относятся тела гарризитов, описанные Н. А. Елисеевым (Елисеев и др., 1956). Химический состав пород приведен в табл. 1.

Минералогический состав и состав главных породообразующих минералов пород этой группы приведен в табл. 2. Главными породообразующими минералами в этой группе являются оливин, ромбический пироксен, моноклинный пироксен, плагиоклаз, рудные минералы (магнетит, титаномагнетит, хромит, сульфиды); из вторичных минералов встречены амфибол, биотит, серпентин, хлорит, карбонат.

П е р и д о т и т ы представлены темно-серыми, преимущественно среднезернистыми породами массивной текстуры. Встречаются крупнозернистые участки. Структура пород гипидиоморфнозернистая, реже пойкилитовая. Кристаллы оливина включены иногда в пироксены и плагиоклаз.

Таб

лица 2

Количественно-минералогическая характеристика пород и состав главных породообразующих минералов интрузивных фаз пятого магматического цикла Мончегорского района (никеленосный Мончегорский плутон)

Номера анализов	Порода	Содержание, %						Состав минералов											
		оливин	ромбический пироксен	моноклинный пироксен	плагиоклаз	рудные	вторичные	оливин, % Fe_2SiO_4			ромбический пироксен, % $FeSiO_3$			моноклинный пироксен			номер плагиоклазов		
								от—до	количество измерений	среднее	от—до	количество измерений	среднее	En	Fs	Wo	от—до	количество измерений	средний
								Первая фаза											
1	Оливиниты	94—98	0.5—1	0.5—1	0—0.5	1—5	0—5	5—8	4	6	10—14	2	12	—	—	—	—	—	—
2	Пойкилитовые перидотиты	30—97	0—70	0—15	0—15	0—10	0—3	5—8	4	6	Ед. з.		10	—	—	—	—	—	—
								Вторая фаза											
3	Перидотиты и полевошпатовые перидотиты	68—74	11—16	2—4	2—12	2—3	6—8	10—14	4	12	12—19	5	16.4	44	18	38	62—75	3	69
4	Оливиновые пироксениты	8—25	40—60	5—15	0.2—10	Ед. з.	5—15	10—15	3	12	13—18	4	15	40	20	40	68—72	2	70
5	Пироксениты и полевошпатовые пироксениты	Ед. з.	75—90	5—10	0.5—12	« «	2—20	9—12	3	11	12—20	8	15.4	41	19	40	68—72	2	70
6	Нориты	« «	39—63	3—5	24—43	« «	7—14	Ед. з.	—	10	15—18	4	17	43	17	40	64—75	4	69
7	Гарризиты	До 85	3—6	1—5	8—20	« «	До 10	15—25	3	20	Ед. з.	—	23	—	—	—	57—69	4	64
								Сингенетические породы III фазы (вертикальный ряд) — Сопча, Ниттис—Кумужья—Травяная										
	Ряд гравитационно-кристаллизационной дифференциации							—	—	13.5	10—15	4	14	—	—	—	—	—	—
8	Оливиниты	95—98	0—5	0—1	—	1—3	Ед. з.	5—18	8	12	11—15	7	14.2	48	18	34	—	—	66
9	Перидотиты	60—80	15—30	3—5	1—2	0—3	« «	14—15	3	14.5	11—15	7	13.1	—	—	—	—	—	—
10	Оливинитовые пироксениты	15—20	65—85	3—5	0—2	0—2	« «	13—15	7	14.3	13—17	13	14.7	52	18	30	—	—	59
11	Пироксениты и пироксениты с оливином	0—3	85—98	8—10	0—2	0.5—5	« «												
								Породы											
							Придонные	11—18	15	14.7	13—17	6	14.3	48	18	34	58—75	34	66.9
12	Плагиоклазовые перидотиты	60—80	10—30	5—8	5—10	2—5	Ед. з.	8—15	6	13	13—16	3	14.5	43	17	40	—	—	—
13	Плагиоклазовые оливиновые пироксениты	15—60	35—80	3—5	5—8	1—5	« «	12—17	2	14.5									
14	Оливиновые меланократовые нориты и габбро-нориты	8—20	40—70	3—10	7—25	0—8	« «	9—19	5	13	12—18	4	14.5	43	18	39	—	—	—
15	Плагиоклазовые пироксениты	Ед. з.	85—90	8—10	5—10	0—6	« «				14—17	3	15.3	43	19	38	53—75	12	67.6
	Меланократовые нориты	« «	50—80	3—10	10—30	0—10	« «	11—17	5	13.4	14—25	15	17.7	45	17	38	51—71	30	62.3
	Нориты	« «	45—80	5—10	30—45	0—10	« «							43	17	40	51—71	18	63
16	Габбро-нориты	—	15—35	20—30	50—60	0—10	« «	—	—	—	17—27	8	22	43	18	39	47—79	4	63.5
17	Биотитовые и кварцевые габбро-нориты (офитовые)	—	18—76	0—24	12—65	2—3	Кварц 1—8	—	—	—	15—22	5	18.2	43	17	40	55—71; 34—51	7; 5	60.6; 43.0
18	Крупнозернистые рудные нориты	—	10	25	15	50	Кварц 2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
19	Пегматоидные и полевошпатовые пироксениты	—	75—80	5—9	8—10	0.5—1	До 1	—	—	—	13—16	7	14	45	15	40	60—74	6	66.5
20	Оливиновые нориты	9—20	45—52	6—9	20—45	2—4	1—3	12—17	2	14.5	12—18	4	14.5	43	17	40	63—72	3	67.3
21	Нориты	—	44—53	4—8	23—53	До 49	До 3; кварц до 9	—	—	—	12—21	6	16.5	43	17	40	а) 57—74; б) 22—46	5; 3	66.8; 33.0
22	Кварцевые габбро-нориты	—	15—45	8—25	35—50	1—3	До 30; кварц 3—5	—	—	—	14—23	5	18.5	47	13	40	60—72; 35—57	4; 9	65.5; 45.3
23	Жильные кварцевые габбро и габбро-нориты	—	—	—	—	—	—	—	—	—	16—20	4	18	46	17	37	а) 33—72; б) 11—42; в) 4—8	5; 4; 3	50.0; 25.6; 6.0
24	Полевошпатовые нориты	50—80	9—35	2—7	7—11	1—3	3—5	11—18	4	14.4	12—16	4	14	45	15	40	60—74	4	68.0
25	Полевошпат-оливиновые пироксениты	8—17	60—65	10—16	5—12	0.3—3	1—8	12—16	3	14	14—16	4	15	45	15	40	66—72	3	69.3

Таблица 2 (*продолжение*)

Номера анализов	Порода	Содержание, %						Состав минералов											
								оливин, % Fe_2SiO_4			ромбический пироксен, % $FeSiO_3$			моноклинный пироксен			номер плагиоклазов		
		оливин	ромбический пироксен	моноклинный пироксен	плагиоклаз	рудные	вторичные	от—до	количество измерений	среднее	от—до	количество измерений	среднее	En	Fs	Wo	от—до	количество измерений	средний
		Ряд гравитационно-кинетической кристаллизационной дифференциации (горизонтальный ряд) — Сопча—Нюд-Поаз																	
26	Оливиниты	95—98	0—5	0—1	0—2	1—3	Ед. з.	12—14	3	13.5	6—12	9	10 *	—	—	—	—	—	—
27	Перидотиты	60—80	15—30	3—5	1—2	0—10	« «				11—15	7	14.2	—	—	—	—	—	—
28	*Оливиновые пироксениты*	15—35	65—85	0—2	—	0—12	« «	14—15	3	14.5	11—15	7	13.1	—	—	—	60—70	2	65.0
29	Пироксениты с оливином	3—5	15—97	6—2	0—1	0—10	« «	13—15	7	14	11—13 *	25 *	12	—	—	—	60—69	7	64.0
30	Плагиоклазовые перидотиты	60—80	15—30	3—5	2—8	0—4	« «	6—18	15	14.7	13—17	6	14.3	—	—	—	64	1	64.0
31	Плагиоклаз-оливиновые пироксениты	3—5	90—95	0—2	2—5	0—3	« «	8—15	6	13	11—14 *	23 *	12 *	—	—	—	61—63	2	62.0
32	Меланократовые оливиновые нориты	15—30	40—70	3—5	5—35	0—2	« «	11—15	6	12	12—18	21 *	15	—	—	—	52—78	21	63.0 61.8
33	Пироксениты	—	95—98	2—4	0—1	0—5	« «	—	—	—	13—17	13	14.7	—	—	—	45—70	36	
34	Плагиоклазовые пироксениты	—	93—95	2—4	2—5	0—2	« «	—	—	—	11—15	12 *, 30 *	12	—	—	—	—	—	—
35	Меланократовые нориты	Ед. з.	70—90	3—5	5—30	0—2	« «	—	—	21	14—23	9	16.8	—	—	—	52—75 ** 60—88 ***	46 4	66.6 73.2
36	Пойкилитовые нориты	« «	60—80	3—5	20—40	0—5	« «	—	—	26	14—22	8	17	—	—	—	60—74	5	65.3
37	Нормальные мезократовые нориты	—	30—40	6—8	40—60	0—1	« «	—	—	—	18—30	19	20	—	—	—	62—84 ***	4	72.3
38	Нормальные лейкократовые нориты	—	20—30	10—20	60—80	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	65—89 ** 80—89 *	13; 13	80.8; 83.5
39	Габбро-нориты:																		
	меланократовые	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	70
	мезократовые	—	10—30	15—25	40—60	0—1	Ед. з.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	55—72	4	72
	лейкократовые	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	72—80	5	77
		Четвертая фаза																	
40	Габбро-нориты	—	15—40	10—30	35—55	До 10	3 кварц, 0—2	—	—	—	—	—	29	42	20	38	63—81	3	69
41	Габбро-норит-пегматиты (жильные)	—	15—30	10—15	30—40	—	До 10, кварц 2—15	—	—	—	19—22	3	20	38	23	39	а) 60—58; б) 25—34; в) 5—10	2; 2; 2	59; 29; 7.5
42	Габбро-пегматиты (жильные)	—	30—50	2—5	40—60	2	До 10, кварц 2—15	—	—	—	21—28	4	24	38	23	39	а) 65—72; б) 28—42; в) 3—8	3; 5; 2	69; 37; 5.5
43	Диорит-пегматиты	—	—	Амфибол 6—12	70—80	—	Кварц 10—50	—	—	—	—	—	—	—	—	—	а) 18—36; б) 4—8	6; 3	26.5; 6.6
		Пятая фаза																	
44	Оливиновые диабазы	10—15	40—55	5—10	40—50	Ед. з.	—	12—14	2	13	12—15	2	13.5	—	—	—	65—81	2	73
45	Диабазы	—	10—35	15—45	30—45	« «	—	—	—	—	24—30	2	27	—	—	—	65—68	2	66.5
46	Кварцевые диабазы	—	0—5	40—45	45—55	« «	До 2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	50—72	7	62

Примечание. а) плагиоклаз первой генерации; б) плагиоклаз, образующий сростки с квар цем; в) плагиоклаз в гранофирах.
* Состав минералов определен по 2*V* (из отчетов Е. К. Козлова, 1949ф, 1953ф; В. С. Докучае вой, 1960ф, 1963ф, 1970ф; Т. Н. Ивановой, 1949ф).
** Данные по массиву Сопча.
*** Данные по массиву Нюд.

Оливиновые пироксениты являются переходными породами от перидотитов к пироксенитам. Иногда содержат полевой шпат. Сложение среднезернистое, местами крупнозернистое, структура гипидиоморфнозернистая и пойкилитовая.

Пироксениты являются наиболее широко распространенными породами II интрузивной фазы, массивные, трахитоидные и, что особенно характерно, с линейным расположением призмочек пироксена. Породы среднезернистые, участками крупнозернистые, цвет темно-серый, с бронзовым отливом, структура гипидиоморфнозернистая и панидиоморфнозернистая. Макроскопически не отличаются от пироксенитов Мончегорского никеленосного плутона.

Меланократовые нориты встречаются в виде самостоятельных геологических тел и как участки, обогащенные полевым шпатом, среди пироксенитов (скв. 912, 1101, 400а). Это среднезернистые, местами крупнозернистые массивные породы, часто с отчетливой трахитоидностью, структура гипидиоморфнозернистая, реже пойкилитовая. На рис. 9 и 10 приведены микрофотографии пород II интрузивной фазы.

Породообразующие минералы в породах II интрузивной фазы имеют близкие оптические свойства, а соответственно и химический состав (табл. 2). Оливин в породах второй фазы имеет $2V$ от $+(85—89°)$ до $-(82—89°)$, $Ng=1.694—1.702$, $Nm=1.678—1.698$, $Np=1.659—1.664$. У ромбического пироксена $2V$ изменяется от $+(85—88°)$ до $-(66—88°)$, $Ng=1.680—1.691$, $Nm=1.675—1.686$, $Np=1.670—1.680$. Моноклинный пироксен имеет $c : Ng=39—45°$, $+2V=34—58°$, $Ng=1.711—1.717$, $Nm=1.691—1.698$, $Np=1.682—1.688$. В породах этой фазы средний номер плагиоклаза 69—70.

Вторичные минералы также близки по оптическим свойствам. Амфибол имеет $Ng=1.655—1.672$, $Nm=1.652—1.658$, $Np=1.635—1.644$, $Ng—Np=0.022—0.030$, $c : Ng=14—22°$. Относится к актинолит-тремолитовому ряду. Развивается по ромбическому и моноклинному пироксенам и плагиоклазу, бесцветен или бледно-зеленый. Встречается антофиллит (скв. 974), у которого $Ng=1.650—1.659$, $Nm=1.641—1.643$, $Np=1.631—1.635$, $Ng—Np=0.019—0.024$. Биотит встречается очень редко. Развит по пироксену и амфиболу. Плеохроирует от зеленовато-бурого по Np до темно-бурого по Ng. Хлорит, серпентит, тальк во всех породах встречаются в очень небольших количествах и идентичны.

Порядок кристаллизации минералов четко устанавливается по взаимоотношению между минералами и всюду одинаков: оливин → ромбический пироксен → моноклинный пироксен+плагиоклаз → вторичные минералы и сульфиды.

Породы третьей интрузивной фазы. К этой фазе относятся породы собственно Мончегорского никеленосного плутона. Они описаны в отчетах А. Е. Алешуниной (1947ф), Е. К. Козлова (1949ф, 1953ф), Т. Н. Ивановой (1949ф), В. С. Докучаевой (1960ф, 1970ф) и др., а также в опубликованных работах (Елисеев, 1956; Иванова, 1953; Образцова, 1953, и др.). Наиболее полно петрографические исследования были проведены В. С. Докучаевой (1960ф, 1970ф) и автором данной работы (Козлов, 1949ф, 1953ф, 1953, 1956; Козлов и др., 1967). Мончегорский плутон отчетливо дифференцирован как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях, поэтому отдельные петрографические разновидности пород занимают определенное положение в пространстве. Они образованы сочетанием в различных количествах четырех главных породообразующих минералов — оливина, ромбического пироксена, моноклинного пироксена и плагиоклаза (табл. 2). Иногда роль породообразующих минералов играют кварц и сульфиды. Соответственно возникают кварцевые и рудные разновидности пород. Оливин и плагиоклаз встречаются не во всех породах, поэтому нами

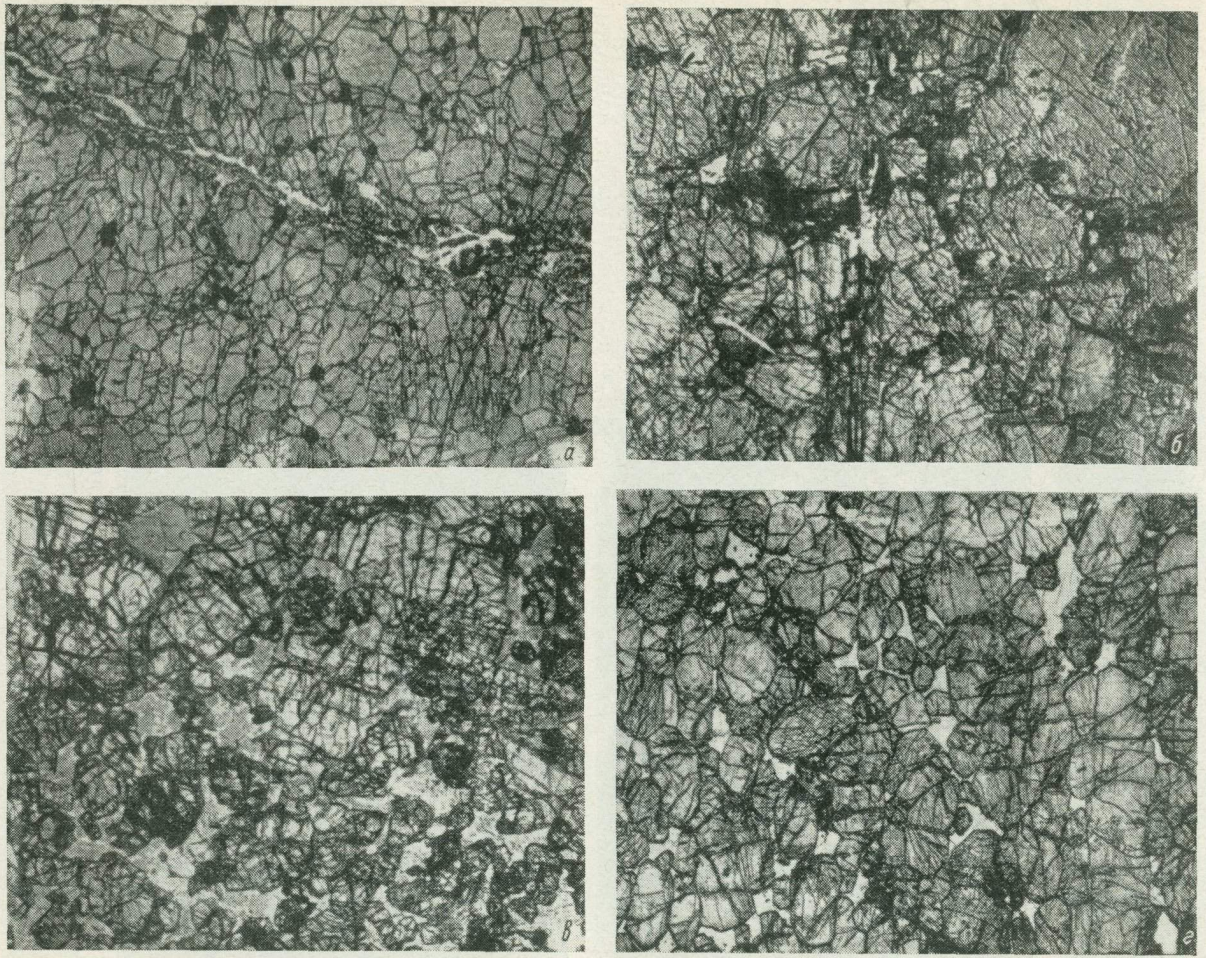


Рис. 9. Породы первой и второй интрузивных фаз Мончи (фото В. С. Докучаевой).

а — оливинит первой фазы (*черное* — вкрапленность хромита, без анализатора, увел. 10); *б* — среднезернистый перидотит второй фазы (скв. 400а, глубина 552.9 м, без анализатора, увел. 10); *в* — среднезернистый полевошпатовый оливиновый пироксенит второй фазы (скв. 904а, глубина 935.0 м, без анализатора, увел. 15); *г* — среднезернистый трахитоидный пироксенит второй фазы (скв. 931, глубина 158.2 м, без анализатора, увел. 15).

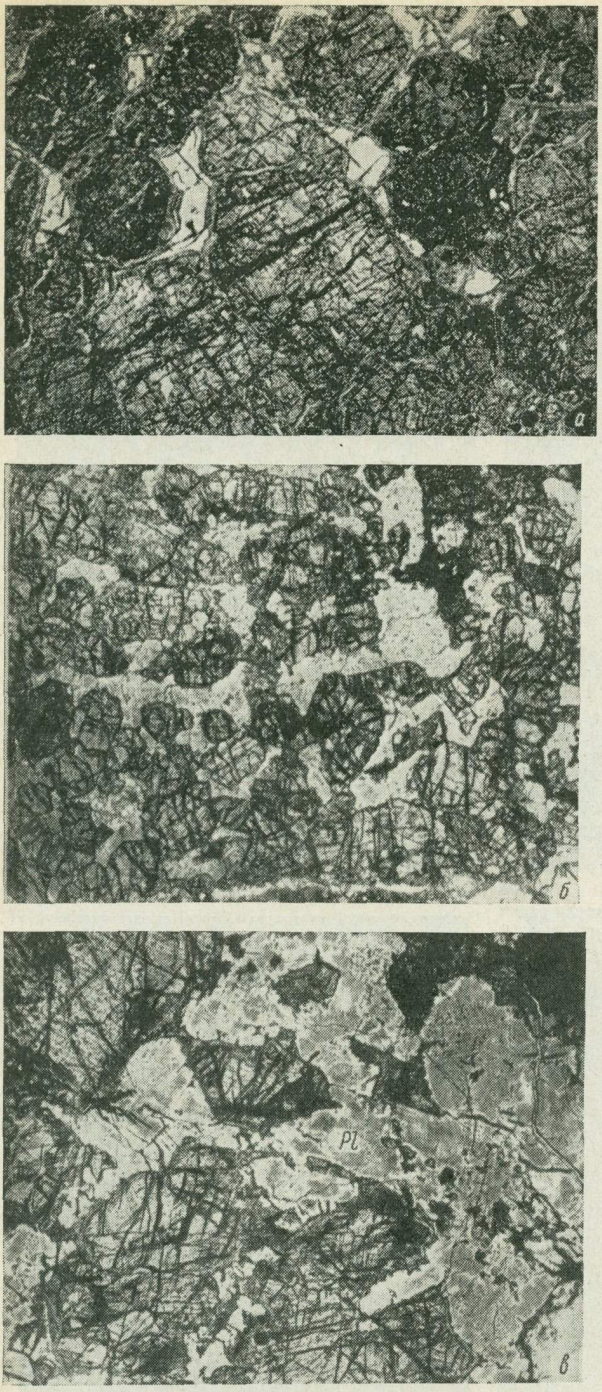


Рис. 10. Породы второй интрузивной фазы Мончегорского массива (фото В. С. Докучаевой).

а — крупнозернистый полевошпатовый пироксенит (скв. 974, глубина 125.7 м, без анализатора, увел. 8); *б* — среднезернистый меланократовый норит гипидиоморфнозернистой структуры (скв. 904а, глубина 219.2 м, без анализатора, увел. 15), *в* — крупнозернистый норит (скв. 912, глубина 44.1 м, без анализатора, увел. 8).

(Козлов, 1949ф, 1953ф, 1953, 1956) выделяются, с одной стороны, оливинсодержащие и безоливиновые породы, с другой — полевошпатовые и бесполевошпатовые. Этого же деления придерживается и В. С. Докучаева (1960ф, 1970ф). Наряду со среднезернистыми разновидностями встречаются крупнозернистые, что усиливает впечатление о многообразии пород, слагающих Мончегорский плутон. Исследование пород показало, что при всем разнообразии структурных сочетаний минералов всюду наблюдается один и тот же порядок их кристаллизации, а именно: оливин → ромбический пироксен → моноклинный пироксен → моноклинный пироксен+плагиоклаз → плагиоклаз → кварц → сульфиды+автогидротермальные минералы. Исключение составляют лейкократовые нориты Нюда и габбро-нориты с габбро-офитовой структурой массива Н—К—Т, залегающие у контакта, где первым кристаллизуется плагиоклаз. Свежесть пород, отсутствие метаморфических структур и явлений перекристаллизации делают установленный порядок кристаллизации минералов надежной основой для последовательного размещения геологически одновозрастных пород Мончегорского плутона в естественных сингенетических рядах.

Последовательность кристаллизации минералов настолько четкая, что позволила нам выделить четыре периода кристаллизации (Козлов, 1949ф): 1) оливинитовый, охватывающий время от начала выделения оливина до начала его перитектической реакции с магмой; 2) пироксенитовый, охватывающий период кристаллизации ромбического пироксена как в ходе перитектической реакции, так и непосредственного выделения его из магмы; 3) габбро-норитовый период, выключающий отрезок времени от начала до конца кристаллизации плагиоклаза и моноклинного пироксена; 4) заключительный период, в течение которого имеют место явления пегматитообразования, автогидротермальных изменений породообразующих минералов и отложение сульфидных минералов из рудных остаточных растворов.

Исследования автора (Козлов, 1949ф, 1953ф, 1953, 1956, 1958, 1960а, 1960б; Козлов и др., 1967), Н. А. Елисеева (1956), Т. Н. Ивановой (1949ф, 1953), В. С. Докучаевой (1960ф, 1970ф) показали, что все многообразие пород Мончегорского плутона возникло в ходе гравитационно-кристаллизационной дифференциации и гравитационно-кинетической кристаллизационной дифференциации. Кроме того, нашими исследованиями установлена большая роль диффузионных процессов в образовании пород. В Мончегорском плутоне наблюдается развитие естественных сингенетических рядов в пространстве как в горизонтальном направлении (в субширотной ветви плутона, представленной массивами Сопча и Нюд-Поаз), так и в вертикальных разрезах отдельных частей плутона.

При гравитационно-кристаллизационной дифференциации с участием диффузионных явлений образуется вертикальный естественный ряд сингенетических (геологически одновозрастных) пород в массивах Н—К—Т и Сопча. При гравитационно-кинетической кристаллизационной дифференциации в горизонтальном направлении образуется горизонтальный ряд сингенетических (геологически одновозрастных) пород.

Оба ряда идентичны между собой в первых членах. Конечные же члены, хотя и имеют одни и те же названия, несколько отличаются друг от друга. В вертикальном ряду конечным членом являются кварцевые габбро-нориты, а в горизонтальном — нормальные нориты и габбро-нориты (с гипидиоморфнозернистой структурой). Плагиоклазсодержащие породы вертикального ряда (придонные) являются структурными такситами. Здесь наблюдается быстрая неупорядоченная смена среднезернистых пород мелкозернистыми, что и нашло отражение в наборе пород этого ряда. В табл. 2 приведены количественно-минералогические соотношения и

состав минералов в породах естественных сингенетических рядов, а в табл. 1 — их химический состав.

Первым членом в обоих естественных сингенетических рядах являются о л и в и н и т ы, образующие слои и линзы среди перидотитов нижней части плутона, а в верхней части массива Сопча — пласты и линзы среди пироксенитов и оливиновых пироксенитов. Это очень свежие породы, состоящие почти нацело из оливина и небольшого количества магнетита и хромита. Сложение их среднезернистое, текстура массивная, структура панидиоморфнозернистая. Средний размер зерен 2 мм. Редкие крупные кристаллы ромбического пироксена пойкилитически включают кристаллы оливина. Оливин свежий, иногда по трещинкам серпентинизирован с выделением магнетитовой пыли. Макроскопически цвет оливина черный. Встречается моноклинный пироксен, пойкилитически включающий все другие минералы.

П е р и д о т и т ы слагают нижние толщи массивов Н—К—Т и Сопча, а также встречаются в верхней части массива Сопча в виде «пластов». Последние имеют полосчатое строение и резко выраженную трахитоидность благодаря четкой ориентировке призм ромбического пироксена в плоскости полосатости. Оливин образует гломерокристаллические скопления размером около 5×20 мм, в которых часто кристаллы имеют шестигранную форму. Отдельные кристаллы ромбического пироксена (бронзита) достигают 5 см в длину при ширине в 0.5 см и пойкилитически включают зерна оливина. Имеют полисинтетическую штриховку, обусловленную тонкими структурами распада. Моноклинный пироксен и плагиоклаз встречаются редко. Оба эти минерала кристаллизуются после оливина и ромбического пироксена.

О л и в и н о в ы е п и р о к с е н и т ы (б р о н з и т и т ы) находятся в средней и верхней частях массивов Н—К—Т и Сопча в виде слоев, прослеживающихся на десятки метров среди перидотитов (в средней части) и пироксенитов (в верхней части). Текстура пород трахитоидная, сложение среднезернистое, цвет темно-серый, почти черный, структура гипидиоморфнозернистая. Как и в других породах, вторичные минералы развиты слабо и представлены актинолитом, тремолитом, тальком, хлоритом, серпентином, карбонатом. Размер кристаллов ромбического пироксена варьирует от 0.5×0.4 до 2.5×1.5 мм. Плагиоклаз обычно замещен хлоритом и актинолитом. Оливин иногда пойкилитически включен в ромбический пироксен, имеет ложно мезостатические формы развития и сильно резорбирован. Моноклинный пироксен редок.

П и р о к с е н и т ы (б р о н з и т и т ы) с о л и в и н о м залегают в виде слоев на высоте Скалистой (массив Сопча) среди пироксенитов. Встречаются также в нижней части плутона. Содержание оливина в них не превышает 5%. Сложение среднезернистое, структура гипидиоморфнозернистая, текстура трахитоидная. Местами содержат повышенное количество сульфидов. Оливин ксеноморфный, но пойкилитически включен иногда в ромбический пироксен, что свидетельствует о его более ранней кристаллизации.

Автором (Козлов, 1949ф, 1953ф) выделяются также мелкозернистые, крупнозернистые и своеобразные порфировые пироксениты с оливином. Порфировидные пироксениты с оливином являются уникальными породами. Они встречены на восточном склоне горы Сопча в виде полосы без четких границ мощностью в 20 м. В этих породах крупные, бурые на поверхности выветривания, вкрапленники оливина (3—4 см) цементируются среднезернистой темно-зеленой массой, состоящей в основном из ромбического пироксена — бронзита (98%) — и небольшого количества плагиоклаза и моноклинного пироксена.

Пироксениты (бронзититы) слагают всю обнажающуюся на поверхности верхнюю часть массива Сопча, вершину горы Ниттис и часть горы Травяной. Породы темно-серые, с бронзовым отливом, сложение среднезернистое, текстура трахитоидная, структура панидиоморфнозернистая и гипидиоморфнозернистая. Выделяются среднезернистые, крупнозернистые и порфировидные разновидности. В рудных разновидностях сульфиды располагаются в интерстициях, образуя сидеронитовую структуру.

Плагиоклазовые перидотиты встречаются в основном в виде слоя в нижней части массивов Н—К—Т и Сопча в зоне перехода от перидотитов к придонным плагиоклазсодержащим основным породам, а также образуют пласты среди пироксенитов на северо-восточном склоне горы Сопча, в которых обычно содержится бедная сульфидная вкрапленность. Макроскопически породы среднезернистые, темно-серого цвета, с такситовым сложением. Кристаллы оливина образуют гломерокристаллические скопления. Оливин, включенный в плагиоклаз, имеет хорошую огранку. Размер зерен оливина в придонной части варьирует в широких пределах — от 0.3 до 3 мм в поперечнике, при среднем значении 1.5—2 мм. Размер зерен оливина определяет зернистость полевошпатовых перидотитов. Структура пород гипидиоморфнозернистая и пойкилитовая, реже порфировидная. Иногда кристаллы пироксена имеют размер до 1 см и переполнены пойкилитическими вкрапленниками оливина. Плагиоклаз располагается в интерстициях между оливином и пироксеном.

Плагиоклазовые оливиновые пироксениты наблюдаются как в придонных частях, так и в сингенетических пластах на юго-восточном склоне массива Сопча. Это темно-серые породы от среднезернистого до крупнозернистого сложения. Текстура трахитоидная, иногда полосчатая, структура пород гипидиоморфнозернистая и порфировидная. Оливин пойкилитически включен в пироксен, кристаллы пироксена пойкилитически включены в плагиоклаз.

Меланократовые оливиновые нориты по составу являются промежуточными между плагиоклазовыми перидотитами и породами группы норитов—габбро-норитов. В разрезе в придонной части они занимают промежуточное положение в пространстве, где через оливиновые нориты и габбро-нориты осуществляется переход к безоливиновым породам. Провести резкое разграничивание между этими тремя группами пород макроскопически обычно трудно. Переходы их друг в друга постепенные. Меланократовые оливиновые нориты придонной части представляют собой породы темно-серого цвета с массивной, иногда трахитоидной текстурой. Сложение серднезернистое, местами крупнозернистое (ромбический пироксен имеет длину до 2 см). Структура пород пойкилитовая, порфировидная, гипидиоморфнозернистая. Размеры кристаллов пироксена значительно превосходят размеры кристаллов оливина, которые часто пойкилитически включены в пироксены и кристаллы плагиоклаза, развитые в интерстициях между кристаллами пироксена. При переходе от плагиоклазовых перидотитов к оливиновым норитам сравнительно крупные кристаллы оливина, свойственные перидотитам, постепенно сменяются мелкими кристаллами. Так как их количество в меланократовых оливиновых норитах обычно не превышает 15—30%, то уменьшение размеров зерен оливина не сказывается сильно на сложении пород, определяемом обычно размерами кристаллов ромбического пироксена. Огранка кристаллов оливина обычно совершенная, габитус короткостолбчатый. В массиве Сопча меланократовые оливиновые нориты встречены кроме придонных частей на восточном склоне среди меланократовых норитов верхней части. Наиболее широко они развиты в массиве Нюд в толще оливиновых норитов, критическом горизонте и в виде отдельных слоев в толще нормаль-

ных и пойкилитовых норитов. Здесь они более равномернозернистые, чем в придонных частях, хотя и наблюдаются неравномернозернистые разновидности. Структура пород чаще пойкилитовая, реже гипидиоморфнозернистая. Плагиоклаз во всех случаях относится к битовнит-лабрадору. При увеличении количества плагиоклаза породы по составу отвечают оливиновым норитам и лейкократовым норитам. Последние встречены только в массиве Нюд. Для них характерно высокое содержание анортитовой молекулы в плагиоклазе — от 77 до 88%. По 14 определениям средний номер плагиоклаза в лейкократовых оливиновых норитах равен 84, $-2V$ ромбического пироксена равен 71—83°.

Безоливиновые породы — полевошпатовые пироксениты, меланократовые нориты—габбро-нориты — являются конечными членами сингенетического вертикального и горизонтального нисходящих рядов пород Мончегорского плутона. В придонной части (вертикальный ряд) развиты преимущественно полевошпатовые пироксениты, меланократовые нориты, габбро-нориты и кварцевые габбро-нориты. В горизонтальном ряду широко развиты нориты, лейкократовые нориты и габбро-нориты. В лейкократовых породах плагиоклаз обычно содержит повышенное количество анортитовой молекулы.

Для группы полевошпатовых пироксенитов — норитов придонной части характерна изменчивость сложения пород — от мелкозернистого до крупнозернистого. Текстура пород обычно массивная и трахитоидная, структура гипидиоморфнозернистая, пойкилитовая, иногда офитовая, порфировидная. В придонных частях некоторые мелкозернистые разновидности пород внешне сходны с диабазами. Ромбический пироксен имеет размеры от 0.3×0.3 до 6×2 мм, в крупнозернистых разновидностях — до 1—2 см, мелкие кристаллы хорошо ограничены. Часто наблюдается резорбция ромбического пироксена моноклинным.

Кварц-биотитовые габбро-нориты характерны только для придонных частей плутона. Макроскопически это мелкозернистые породы, которые в образцах определяются как диабазы. Однако, учитывая постепенный их переход в среднезернистые разновидности кварцевых биотитовых норитов, а также в нориты и габбро-нориты, мы сочли целесообразным назвать их офитовыми кварцевыми габбро-норитами. Главными породообразующими минералами этих пород являются ромбический пироксен, моноклинный пироксен, плагиоклаз, кварц, биотит. Уменьшение зернистости связано с уменьшением размеров зерен ромбического пироксена при приближении к контакту. Так, в скв. 800 до глубины 289 м размеры зерен ромбического пироксена колеблются от 0.3×0.3 до 2×0.5 мм, достигая иногда 3×3 мм, а ниже, до самого контакта, размеры кристаллов редко превышают 1.5 мм. В кварцевых габбро-норитах (как в мелкозернистых, так и в пегматоидных) плагиоклаз встречается в трех разновидностях: а) лейсты лабрадора (содержание анортитовой молекулы 50—65%), б) отдельные кристаллы среди зерен кварца (содержание анортитовой молекулы 45—33%), в) сростки с кварцем в гранофирах (содержание анортитовой молекулы 4—8%). Встречаются кварц-биотитовые нориты с микропегматитом и кордиеритом. Сингенетические ряды пород Мончегорского плутона заканчиваются образованиями, соответствующими по составу диорит-пегматиту, кварцевому диорит-пегматиту и гранофиру, которые кроме гнезд встречаются иногда в виде небольших жилок. Химический состав пород приведен в табл. 1. На рис. 11 и 12 приведены микрофотографии геологически одновозрастных пород Мончегорского никеленосного плутона.

Породообразующие минералы сингенетических пород, как видно из табл. 2, имеют сравнительно устойчивый средний состав. Пределы ко-

лебаний состава также незначительные, что видно по их оптическим свойствам.

Оливин имеет $2V$ от $+(84—89°)$ до $-(87—89°)$, $Ng=1.694—1.706$, $Nm=1.676—1.690$, $Np=1.658—1.682$. Оливин замещается преимущественно тальком и амфиболом актинолит-тремолитового ряда с содержанием железистой молекулы 25—30% ($Ng=1.647—1.649$, $Nm=1.636—1.638$, $Np=1.626—1.630$, $c : Ng=16—18°$). Реже по оливину развивается серпентин. Вторичные минералы образуются в определенной последовательности: оливин—тальк—карбонат, оливин—тремолит—тальк, оливин—серпентин. При образовании вторичных минералов выделяется магнетит.

Ромбический пироксен имеет $+2V$ от 84 до 88°, $Ng=1.681—1.696$, $Nm=1.674—1.692$, $Np=1.668—1.682$. При изменении чаще замещается тонкоигольчатым бледно-зеленым или почти бесцветным амфиболом актинолит-тремолитового ряда с содержанием железистой молекулы от 15 до 25% ($Ng=1.640—1.650$, $Nm=1.629—1.639$, $Np=1.622—1.631$, $Ng—Np=0.019—0.025$, $c : Ng=16—19°$). Встречен бесцветный тремолит, имеющий $Ng=1.630$, $Nm=1.617$, $Np=1.608$, $Ng—Np=0.022$, $c : Ng=12°$, содержание железистой молекулы равно 3%. Значительно реже ромбический пироксен замещается антофиллитом, тальком, баститом, серпентином, биотитом. Моноклинный пироксен имеет $2V=39—49°$, $c : Ng=38—40°$, $Ng=1.705—1.717$, $Nm=1.687—1.698$, $Np=1.674—1.688$. Моноклинный пироксен часто сильнее изменен, чем ромбический пироксен и плагиоклаз. Замещается преимущественно амфиболом актинолит-тремолитового ряда с содержанием железистой молекулы 20—25%, реже обыкновенной роговой обманкой, в которой содержание железистой молекулы составляет 48—53% ($Ng=1.680—1.684$, $Nm=1.672—1.673$, $Np=1.660—1.663$, $Ng—Np=0.018—0.020$, $c : Ng=17—18°$). Иногда моноклинный пироксен замещается тальком и хлоритом.

П л а г и о к л а з обычно представлен лабрадор-битовнитом (табл. 2). Изменен менее, чем темноцветные минералы. По нему иногда развивается низкодвупреломляющий хлорит, тонкоигольчатый тремолит, мелкочешуйчатый серицит и минералы группы эпидота. Последние характерны для пегматоидных пород и приконтактовых габбро-норитов, где часто встречается и актинолит.

В породах почти всегда встречаются лейсты биотита, плеохроирующего от зеленовато-коричневого цвета по Np до темно-коричневого по Ng. Содержат 62—70% железистой молекулы (лепидомелана), $Ng=1.642—1.652$, $Np=1.579—1.591$, $Ng—Np=0.061—0.063$. Биотиты развиваются по актинолит-тремолитовой роговой обманке, содержащей меньше железистой молекулы ($Ng=1.617—1.621$, $Np=1.586—1.571$, $Ng—Np=0.049—0.050$).

В табл. 3 приведены химические анализы оливина, ромбического и моноклинного пироксенов, подтверждающие достаточную точность определения их состава по оптическим свойствам.

Породы четвертой интрузивной фазы. Эти породы широко развиты в юго-западной контактной зоне среди вмещающих пород в виде даек норитового и габбро-норитового состава среднезернистого и крупнозернистого сложения. Их геологическое положение охарактеризовано при описании скв. 753. Породы, соответствующие габбро-норит-пегматитам и габбро-пегматитам, часто находятся в жильном залегании и являются производными габбро-норитов IV интрузивной фазы, среди которых встречаются также и пегматоидные обособления с постепенными переходами во вмещающие породы среднезернистого сложения того же состава. Особенности их минерального состава и химизма приведены в табл. 1 и 2.

Габбро-нориты IV фазы отличаются от габбро-норитов придонных частей Мончегорского плутона большим содержанием ромбического пироксена и меньшим содержанием биотита и кварца. Обычно габбро-нориты

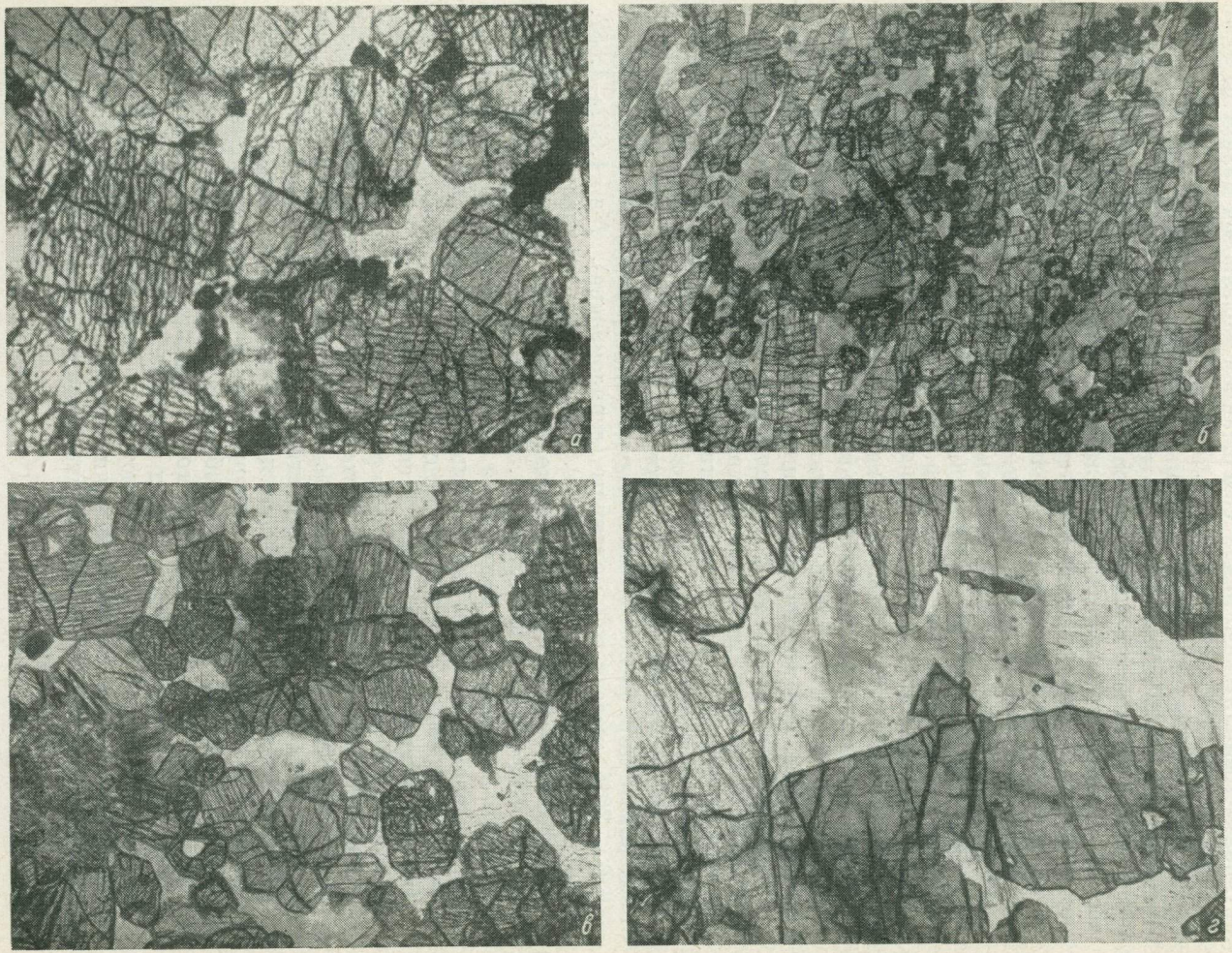
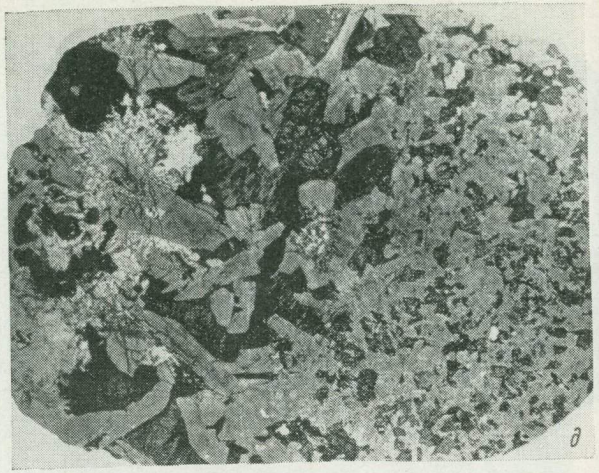


Рис. 11. Полевошпатовые породы сингенетического ряда гравитационно-кристаллизационной дифференциации (вертикальный ряд).

а — крупнозернистый, полевошпатовый перидотит (скв. 1051, глубина 341.6 м, без анализатора, увел. 10); *б* — среднезернистый оливиновый норит гипидиоморфнозернистой структуры с элементами пойкилитовой структуры (скв. 811, глубина 254.0, без анализатора, увел. 8); *в* — среднезернистый меланократовый норит гипидиоморфнозернистой структуры (скв 993, глубина 473.6 м, без анализатора, увел. 12); *г* — крупнозернистый норит гипидиоморфнозернистой структуры (скв. 928, глубина 400.2 м, без анализатора, увел. 4).



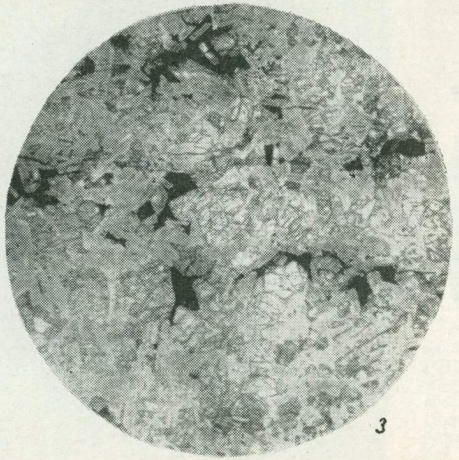


Рис. 11 (*продолжение*).

д — характер перехода мелкозернистого кварцевого габбро-норита в крупнозернистый (скв. 818, глубина 197.0 м, с анализатором, увел. 2); *е* — гранофировая жилка контактирует с пироксенитом (скв. 904-а, глубина 800.0 м, без анализатора, увел. 3.3); *ж* — гранофир, виден характер срастания плагиоклаза с кварцем (скв. 791, глубина 1103.2 м, с анализатором, увел. 25); *з* — габбро-нориты офитовой структуры (без анализатора, увел. 4).

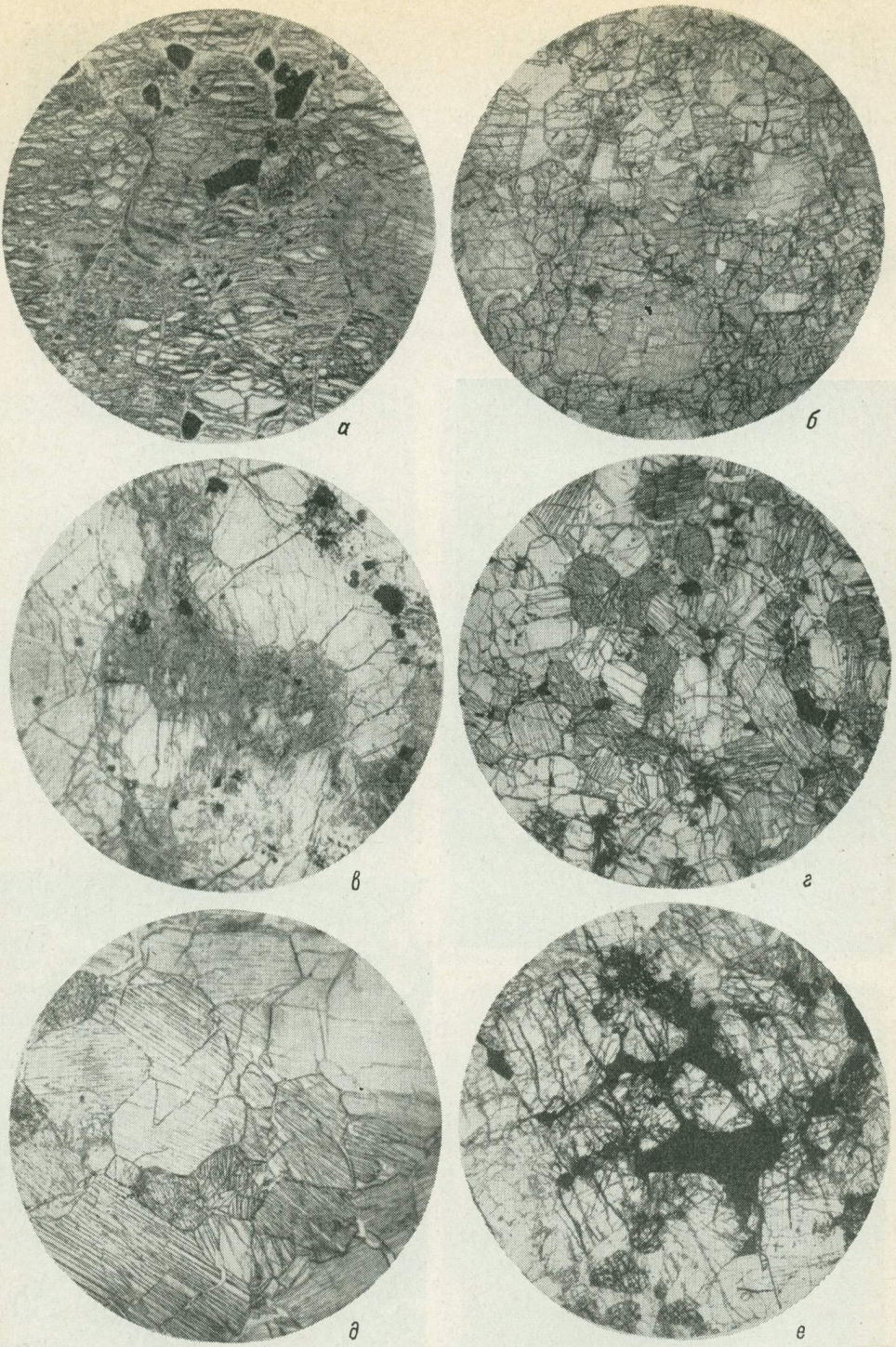
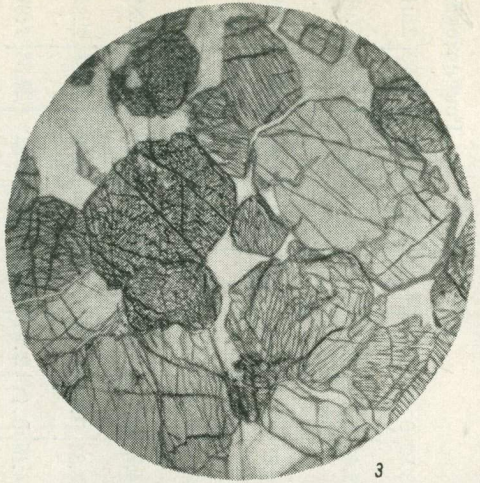
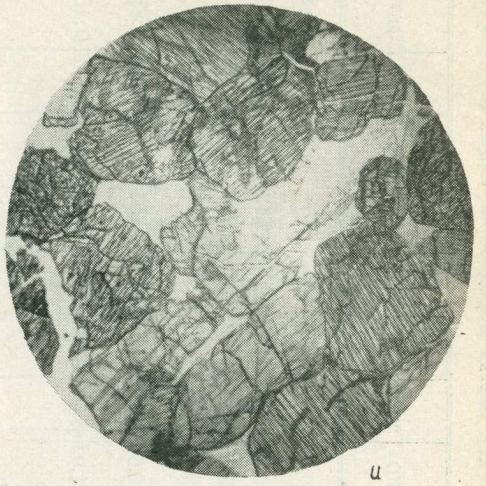


Рис. 12. Сингенетические породы естественного ряда гравитационно-кинетической дифференциации (горизонтальный ряд).

а — серпентинизированные оливиниты рудного пласта Сопчи, в промежутках между зернами находится магнетит (без анализатора, увел. 25); *б* — полевошпатовые перидотиты с пойкилитовой структурой, кристаллы оливина пойкилитически включены как в плагиоклаз, так и в ромбический пироксен (скв. 835, глубина 213.5 м, без анализатора, увел. 10); *в* — оливиновый пироксенит массива Сопча, пироксен изменен (без анализатора, увел. 6); *г* — оливинсодержащие пироксениты с сульфидами, которые располагаются на границах и внутри зерен пироксена (без анализатора, увел. 5); *д* — пироксенит (бронзитит) верхней части массива Сопча (без анализатора, увел. 25); *е* — меланократовые оливиновые нориты с сульфидами, выполняющими интерстиции и трещинки в минералах (без анализатора, увел. 20).





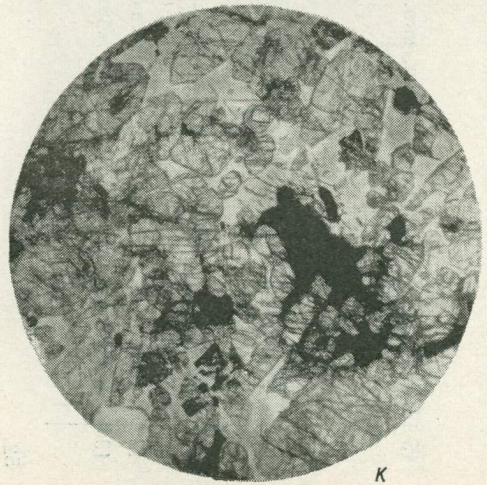


Рис. 12 (*продолжение*).

ж — плагиоклазовый пироксенит массива Сопча (без анализатора, увел. 25); *з* — равномернозернистые меланократовые нориты массива Сопча (без анализатора, увел. 10); *и* — нориты массива Сопча (без анализатора, увел. 10); *к* — пойкилитовые нориты (скв. 835, глубина 213.3 м, без анализатора, увел. 10); *л* — меланократовые нориты горы Нюд (без анализатора, увел. 25).

Табл

Химический состав породообразующих минералов

Номера анализов	Порода	Место взятия	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO
										Оли
1	Оливинит	Гора Сопча	40.50	—	0.42	2.00	12.12	0.22	43.66	0.16
2	Перидотит	» »	39.32	Сл.	1.60	0.80	13.37	—	43.30	—
3	Плагиоклазовый перидотит	» »	39.08	0.06	1.42	1.26	12.59	0.19	44.59	—
4	Оливиновый пироксенит	Гора Кумужья	40.64	0.01	1.29	2.33	10.54	0.01	43.86	0.85
5	Полевошпатовый перидотит	Гора Травяная	41.02	0.07	0.45	0.87	12.27	0.15	45.39	0.15
										Ромбические
6	Полевошпатовый перидотит	Гора Сопча, скв. 791/1080.2	53.52	0.19	2.27	1.13	7.75	0.34	31.09	2.01
7	Оливиновый пироксенит	Гора Ниттис, шахта 4, горизонт 142	55.42	0.13	2.30	1.08	8.21	0.37	30.46	2.07
8	Крупнозернистый рудный пегматит	Там же	54.50	0.20	2.56	0.87	9.16	0.22	29.33	2.20
9	Полевошпатовый перидотит	Гора Травяная, скв. 799/227	54.93	0.15	2.47	1.14	7.45	0.18	30.16	2.15
10	Полевошпатовый пироксенит	Там же, скв. 820/266.4	54.78	0.13	2.92	0.62	8.30	0.24	30.78	1.86
11	Мезократовый норит-пегматит	Там же, шахта 5, горизонт 100	53.31	0.17	2.78	0.87	14.34	0.40	24.19	2.93
12	Меланократовый норит	Гора Нюд, карьер, обр. «а»	54.17	0.11	2.91	1.17	7.54	0.12	29.83	1.93
13	То же	Там же, обр. «в»	54.01	0.15	3.40	0.73	7.83	0.13	29.91	2.13
14	Лейкократовый норит	» » обр. «б»	53.97	0.15	3.12	1.02	7.94	0.14	29.88	2.14
										Моноклинные
15	Полевошпатовый перидотит	Гора Сопча, скв. 791/1080.2	51.43	0.33	3.47	1.86	3.77	0.40	19.04	17.88
										Плагио
16	Габбро-норит	Гора Травяная, придонные породы	53.14	0.07	27.21	0.95	0.95	0.01	0.78	11.62
17	Меланократовый норит	Гора Нюд, карьер, обр. «а»	48.21	0.03	32.15	0.18	0.15	0.0057	0.20	15.29
18	То же	Там же, обр. «в»	48.21	0.03	31.67	0.14	0.29	0.0045	0.73	14.78
19	Лейкократовый норит	» » обр. «б»	47.12	0.04	32.31	0.40	0.18	0.0098	0.35	15.77

ица 3

пород Мончегорского никеленосного плутона

Na_2O	K_2O	H_2O+	H_2O^-	NiO	CoO	S	P_2O_5	Сумма	Удельный вес
вины									
—	—	—	0.02	0.16	—	0.04	0.01	100.21	—
—	—	—	—	0.39	—	0.11	—	98.89	—
—	—	—	0.18	0.45	0.09	—	—	99.91	3.385
0.20	0.21	0.28	0.01	0.01	—	0.02	—	100.6	—
—	—	—	—	0.28	—	—	—	100.44	—
пироксены									
0.11	—	0.24	0.33	0.115	0.0083	0.05	Cu = 0.01 Cr_2O_3 = 0.68	99.88	3.35
0.08	0.19	—	—	—	—	—	—	100.31	—
0.41	0.04	0.05	0.3	—	—	F = 0.08	—	99.92	3.294
—	—	—	—	—	—	—	—	98.61	—
0.04	0.29	—	0.39	—	—	F = 0.02	—	100.42	3.304
0.19	0.07	0.07	0.44	Cr_2O_3 = 0.11	—	—	—	99.87	3.47
0.14	0.15	1.02	0.44	Ni = 0.07	Co = 0.006	Cu = 0.002	—	99.60	3.295
0.17	0.16	0.61	0.12	Ni = 0.076	Co = 0.0069	Cu = 0.0013	—	99.47	3.22
0.15	0.17	0.78	0.16	Ni = 0.078	Co = 0.0062	Cu = 0.0017	—	99.70	3.301
пироксены									
0.46	Не обн.	0.29	0.32	Ni = 0.081	Co = 0.0056	Сл.	Cr_2O_3 = 1.13 Cu = 0.01	100.47	3.377
клазы									
4.05	0.23	Ba = 0.10	0.27	0.026	0.005	0.06	Cu = 0.015	100.20	2.738
2.39	0.27	0.60	0.05	—	—	—	—	99.55	2.721
2.50	0.33	0.71	0.24	—	—	—	—	99.53	2.724
2.14	0.29	0.57	0.24	—	—	—	—	99.42	2.767

Таблица 3 (*продолжение*)

Структурные формулы породообразующих минералов пород Мончегорского плутона

Оливины				
1 — $(Mg_{1.624}Fe^{+2}_{0.269}Fe^{+3}_{0.036}Mn_{0.004}Ni_{0.003}Al_{0.024}Ca_{0.004})_{1.964}SiO_4$	Mg_2SiO_4	81.18%	Fe_2SiO_4	13.46%
2 — $(Mg_{1.637}Fe^{+2}_{0.283}Fe^{+3}_{0.009}Ni_{0.004}Al_{0.043})_{1.976}(Si_{0.995}Al_{0.005})O_4$	»	81.82	»	14.14
3 — $(Mg_{1.657}Fe^{+2}_{0.262}Fe^{+3}_{0.024}Mn_{0.004}Ti_{0.001}Ni_{0.009}Co_{0.001}Al_{0.016})_{1.974}(Si_{0.974}Al_{0.026})_{1.000}O_4$	»	82.82	»	13.56
4 — $(Mg_{1.618}Fe^{+2}_{0.220}Fe^{+3}_{0.042}Al_{0.047}Ca_{0.022}K_{0.005})_{1.991}SiO_4$	»	80.89	»	10.90
5 — $(Mg_{1.663}Fe^{+2}_{0.256}Fe^{+3}_{0.018}Mn_{0.002}Ti_{0.001}Ni_{0.004}Al_{0.025}Ca_{0.004})_{1.974}SiO_4$	»	83.12	»	12.63
Ромбические пироксены				
6 — $(Na_{0.008}Ca_{0.076}Mg_{1.625}Fe^{+2}_{0.231}Fe^{+3}_{0.029}Mn_{0.011}Ti_{0.004}Cr_{0.016})_{2.000}(Si_{1.900}Al_{0.098}Ti_{0.002})_2O_6$	$MgSiO_3$	83.46%	$FeSiO_3$	11.69%
7 — $(K_{0.008}Na_{0.008}Ca_{0.078}Mg_{1.593}Fe^{+2}_{0.240}Fe^{+3}_{0.029}Mn_{0.010}Al_{0.034})_{2.000}(Si_{1.942}Al_{0.058})_2O_6$	»	80.82	»	12.22
8 — $(Na_{0.025}Ca_{0.082}Mg_{1.530}Fe^{+2}_{0.267}Fe^{+3}_{0.051}Mn_{0.006}Ti_{0.006}Al_{0.033})_{2.000}(Si_{1.931}Al_{0.069})_2O_6$	»	79.13	»	14.25
9 — $(Ca_{0.079}Mg_{1.600}Fe^{+2}_{0.215}Fe^{+3}_{0.029}Mn_{0.006}Ti_{0.004}Al_{0.067})_{2.000}(Si_{1.963}Al_{0.037})_2O_6$	»	81.70	»	11.02
10 — $(Na_{0.021}Ca_{0.069}Mg_{1.609}Fe^{+2}_{0.259}Fe^{+3}_{0.017}Mn_{0.006}Al_{0.019})_{2.000}(Si_{1.899}Ti_{0.002}Al_{0.099})_2O_6$	»	81.32	»	13.37
11 — $(K_{0.004}Na_{0.013}Ca_{0.118}Mg_{1.313}Fe^{+2}_{0.438}Fe^{+3}_{0.027}Mn_{0.014}Ti_{0.004}Al_{0.038}Cr_{0.038})_{2.007}(Si_{1.918}Al_{0.082})_2O_6$	»	66.09	»	22.25
12 — $(K_{0.006}Na_{0.010}Ca_{0.070}Mg_{1.570}Fe^{+2}_{0.220}Fe^{+3}_{0.030}Mn_{0.002}Al_{0.032})_{1.940}(Si_{1.910}Al_{0.088}Ti_{0.002})_2O_6$	»	86.90	»	13.10
13 — $(K_{0.006}Na_{0.010}Ca_{0.082}Mg_{1.590}Fe^{+2}_{0.234}Fe^{+3}_{0.017}Mn_{0.004}Al_{0.061})_{2.004}(Si_{1.915}Al_{0.081}Ti_{0.004})_2O_6$	»	86.80	»	13.20
14 — $(K_{0.006}Na_{0.011}Ca_{0.081}Mg_{1.660}Fe^{+2}_{0.235}Fe^{+3}_{0.025}Mn_{0.004}Al_{0.054})_{2.076}(Si_{1.920}Al_{0.076}Ti_{0.004})_2O_6$	»	86.50	»	13.50
Моноклинные пироксены				
15 — $(Ca_{0.696}Mg_{0.274}Na_{0.030})_{1.000}(Mg_{0.764}Fe^{+2}_{0.115}Fe^{+3}_{0.048}Cn_{0.030}Al_{0.023}Mn_{0.011}Ti_{0.009})_{1.000}(Si_{1.878}Al_{0.122})_2O_6$	$CaSiO_3$ $MgSiO_3$	35.18% 53.10	$FeSiO_3$	5.30%

Плагиоклазы

16 — Ab — 36, An — 57, Or — 1%

17 — Ab — 21.8, An — 76.5, Or — 1.7%

18 — Ab — 22.9, An — 75.4, Or — 1.7%

19 — Ab — 19.2, An — 79.1, Or — 1.7%

Примечание. 1, 2, 5, 7, 12, 13, 14, 17, 18, 19 — колл. Е. К. Козлова (аналитики С. М. Мишина, А. М. Бондарева и В. Г. Загинайченко); 6, 8, 9 10, 11, 15 — колл. В. С. Докучаевой (аналитики Ю. Н. Новикова и В. Г. Загинайченко); 3 — колл. Э. Н. Елисеева (аналитик В. Г. Загинайченко); 4 — колл. В. А. Масленникова (аналитик В. Г. Загинайченко) и 16 — колл. И. В. Рипинского (аналитик С. М. Мишина).

свежие, но встречаются и сильно измененные разновидности. Скв. 753 пересекла тело габбро-норитов с сульфидной медно-никелевой вкрапленностью и крупным гнездом сплошных руд. Их можно рассматривать как аналоги придонных рудных габбро-норитов. Структура пород габбровая и габбро-офитовая, реже встречается гипидиоморфнозернистая. Ромбический пироксен, по данным В. С. Докучаевой (1963ф), удлиненнопризматический и в виде неправильных зерен, $Ng=1.702$, $Nm=1.700$, $Np=1.687$, $Ng-Np=0.015$, $2V=-72°$, сдержит 29% $FeSiO_3$. Моноклинный пироксен встречается в виде неправильных, резко ксеноморфных зерен, $Ng=1.711-1.714$, $Nm=1.690-1.692$, $Np=1.680-1.684$, $2V_{ср}=47°$, $c:Ng=40°$; относится к диопсид-геденбергиту. Плагиоклаз идиоморфен, относится к лабрадору, реже к битовниту (№ 63—81). В кварцсодержащих разновидностях встречается андезин, а в гранофировых сростках с кварцем — альбит (№ 4—8). Из вторичных минералов встречается бесцветный тремолит и густоокрашенный актинолит ($Ng=1.660$, $Nm=1.649$, $Np=1.629$, $c:Ng=14-18°$), биотит, плеохроирующий от темно-бурого по Ng до зеленобурого по Np, хлорит (пеннин-клинохлор), минералы группы эпидот-цизита. Как отмечалось раньше, встречаются сульфиды — в основном пирротин, пентландит, халькопирит. По своим петрографическим особенностям габбро-нориты IV фазы близки к габбро-норитам, образующимся на контакте с оливинитовой глыбой в южной части Мончегорского плутона (табл. 1).

Габбро-норит-пегматиты и габбро-пегматиты образуют жилы, представленные крупнозернистыми пятнистого облика породами, состоящими из неравномерно распределенных темных и светлых минералов. Преобладают обычно светлые минералы (плагиоклаз и кварц). Темные минералы представлены ромбическим и моноклинным пироксенами, амфиболом, биотитом, хлоритом, тальком. Встречаются апатит, циркон, гранат, карбонат.

Макроскопически и микроскопически они имеют сходство с телами габбро-норит-пегматитов и габбро-пегматитов III фазы Мончегорского никеленосного плутона. Там, где степень идиоморфизма плагиоклаза и моноклинного пироксена одинаковая, наблюдается габбровая структура пород, если плагиоклаз идиоморфнее пироксена (габбро-норит-пегматиты) — габбро-офитовая. Пегматоидная структура наблюдается в участках, где плагиоклаз с кварцем прорастают друг друга. Ромбический пироксен содержит 17—28% $FeSiO_3$ (в среднем 20—24%), $Ng=1.689-1.702$, $Nm=1.684-1.700$, $Np=1.677-1.687$, $2V$ от -80 до $+90°$. Моноклинный пироксен имеет $Ng=1.720-1.722$, $Nm=1.700-1.702$, $Np=1.697-1.699$, $2V_{ср}=+49°$, $c:Ng_{ср}=40.5°$, относится к диопсид-клиноэнстатит-геденбергитовому ряду. Наряду с плагиоклазом в небольшом количестве встречается калиевый полевой шпат. Имеются три разновидности плагиоклаза: 1) крупные лейсты с буроватым запылением (№ 60—72); 2) светлые крупные таблитчатые кристаллы или просветленные краевые зоны вокруг лабрадора (№ 28—42); 3) в сростках с кварцем (№ 3—10). Содержание кварца варьирует от 2—3 до 15%, вторичных минералов — от 0.5 до 8%. Последние представлены амфиболом ($c:Ng=16-20°$, $Ng=1.658-1.660$, $Nm=1.644-1.647$, $Np=1.632-1.634$, $Ng-Np=0.026$) с содержанием железистой молекулы 32—36% (по В. С. Соболеву, 1950 г.), обыкновенной роговой обманкой ($c:Ng=21-22°$, $-2V=78-79°$), биотитом ($Ng=Nm=1.640$, $Np=1.581$) с содержанием 45% железистой молекулы, хлоритом, тальком, скаполитом, эпидот-цоизитом.

Кварц-биотитовые диориты являются наиболее поздними жильными породами IV фазы. Они были встречены во многих скважинах (931, 151 и др.). Наблюдается тесная связь их с жилами гранофиров. Обычно жилки гранофиров мощностью 0.5—10 см отходят от жил кварц-биотитовых дио-

ритов и отличаются от последних широким развитием сростков кварца с плагиоклазом. Аналогичны кварцевым диоритам с гранофиром III интрузивной фазы. Кварц-биотитовые диориты IV фазы представляют собой среднезернистые, реже крупнозернистые породы светло-серого цвета, с массивной текстурой. Главными породообразующими минералами являются полевой шпат, кварц, биотит, амфибол. Встречаются апатит, серицит, циркон, карбонат, хлорит. Структура пород преимущественно гранитная с участками микропегматитовой или гранофировой. Полевой шпат в кварц-биотитовых диоритах по составу соответствуют андезин-олигоклазу (№ 18—36), в гранофирах — альбиту (№ 4—10). Содержание кварца варьирует от 10 до 50%. Биотит темного цвета, резко плеохроирует от темно-коричневого по Ng до зеленовато-коричневого по Np, $Ng=Nm=1.640$, $Np=1.581$, $Ng-Np=0.059$. Амфибол представлен зеленой роговой обманкой ($-2V=74-76°$, $c : Ng=21°$). Встречаются апатит, циркон, скаполит, хлорит, серицит.

Породы пятой интрузивной фазы. Породы этой фазы представлены дайковой гипабиссальной фацией. По составу среди них выделяются оливиновые диабазы, диабазы, лабрадоровые порфириты, кварцевые диабазы, лампрофиры, камптониты, спессартиты, кварцевые порфиры (табл. 1). Самыми древними среди них являются лампрофиры и породы группы диабазов, более молодыми — кварцевые порфиры. Возрастное положение камптонитов и спессартитов не ясно.

Оливиновые диабазы представляют собой темно-серые, почти черные породы мелкозернистого и тонкозернистого сложения, массивной текстуры. Структура офитовая. Оливин (10—15%) — хризолит с $2V=84-88°$, $Ng=1.698$, $Nm=1.681$, $Np=1.663$. Ромбический пироксен (40—55%) — бронзит с $2V=85-88°$. Моноклинный пироксен (5—10%) образует ксеноморфные зерна или обрастает ромбический пироксен, $c : Ng=42°$; относится к авгиту. Плагиоклаз (до 50%) представлен идиоморфными сдвойникованными лейстами. Изменен слабо. Содержит от 57 до 81% анортитовой молекулы. Из вторичных минералов наиболее развиты амфиболы (актинолит-тремолитовые и обыкновенные роговые обманки). Встречаются хлорит, биотит.

Безоливиновые диабазы внешне сходны с оливиновыми. По химическому составу соответствуют габбро-норитам и габбро. Выделяются диабазы с офитовой и пойкилоофитовой структурами (мощные дайки) и диабазы с витрофировой структурой (краевые части мощных даек и небольшие дайки). Породы свежие, состоят из ромбического и моноклинного пироксенов, плагиоклаза, рудных минералов, биотита. Встречается кварц. Ромбический пироксен (10—35%) представлен железистым бронзитом и гиперстеном, слабо плеохроирует, $Ng=1.695-1.705$, $Nm=1.695-1.701$, $Np=1.682-1.688$ (28—33% $FeSiO_3$). Моноклинный пироксен (15—45%) ксеноморфен, относится к авгиту, $c : Ng=40-42°$, $2V=45-48°$. Замещается, как и ромбический пироксен, актинолит-тремолитовой и обыкновенной роговыми обманками, хлоритом. Плагиоклаз (30—45%) относится к лабрадору (№ 58—68). Изменен слабо, замещается хлоритом, серицитом, реже амфиболом. Биотит образуется по амфиболам и пироксенам, резко плеохроирует в бурых тонах.

Кварцевые диабазы и кварцевые диабазовые порфириты представляют собой породы темно-серого цвета с зеленоватым оттенком, мелкозернистого и тонкозернистого сложения, массивной текстуры. Состоят в основном из плагиоклаза и моноклинного пироксена. Встречаются одиночные кристаллы ромбического пироксена. Присутствует кварц, иногда микропегматит. Из вторичных минералов развиты амфибол, хлорит, биотит, карбонат. Структура пород порфировая, диабазовая и микроофитовая. Плагиоклаз идиоморфен, относится к лабрадору

(№ 50—72, средний № 62). Моноклинный пироксен представлен авгитом, $c : Ng = 40—42°$, $2V = 45—48$. Ромбический пироксен относится к бронзиту. Диабазы в зальбандах состоят в основном из черного стекла и разрозненных кристаллов плагиоклаза и авгита. Кристаллы плагиоклаза ориентированы параллельно контакту. Взаимоотношения между минералами в породах с офитовой структурой свидетельствуют о том, что она возникла при одновременной кристаллизации пироксена и плагиоклаза. Кварцевые диабазы подразделяются на три группы: а) кварцевые диабазы и диабазовые порфириты, б) кварцевые метадиабазы и в) диабазы с мандельштейновой структурой.

Лампрофиры внешне схожи с диабазами. Состоят из плагиоклаза, роговой обманки, эпидота, кварца, карбоната. Выделяются две разновидности: а) лампрофиры с основным плагиоклазом и бурой игольчатой роговой обманкой, б) лампрофиры со спутанно-волокнистой роговой обманкой зеленого цвета, биотитом и кислым плагиоклазом. Обе разновидности встречаются в одной дайке. Первая разновидность приурочена к дайкам, залегающим в плутоне, а вторая — к частям дайки, залегающим во вмещающих породах.

Лабродоровый порфирит встречен только на горе Нюд (скв. 272, глубина 60 м). Состоит из порфировых вкрапленников основного плагиоклаза (лабрадора) и основной массы (хлорит, микролиты андезина).

Камптониты встречаются в массивах Н—К—Т и Сопча. Макроскопически они сходны с диабазами. Под микроскопом порода состоит из оливина, титанистого авгита, баркевикитовой, обыкновенной и сине-зеленой роговых обманок, альбита, биотита, эгирина, сагенита, карбоната, серпентина, апатита, рудных минералов. Это среднезернистые породы с отчетливым щелочным характером темноцветных минералов. Наиболее полно раскристаллизованные породы состоят из идиоморфных кристаллов темно-коричневой баркевикитовой роговой обманки, таблитчатого и удлиненно-призматического титанистого авгита и несколько корродированного буроватого оливина. Альбит располагается в интерстициях между темноцветными минералами и в миндалинах. Эгирин образуется на контакте титанистого авгита с альбитовой массой. Оливин (15—20%) имеет $-2V = 79—89°$, $Ng—Np = 0.038—0.040$; у титанистого авгита $2V = (50—58°)$, $c : Ng = 45—47°$, $Ng—Np = 0.020—0.022$; у баркевита $c : Ng = 11—15°$, $-2V = 70—73°$, плеохроизм по Ng темно-коричневый, по Np желтый. По периферии окружен сине-зеленой роговой обманкой. У обыкновенной роговой обманки $c : Ng = 18—20°$, $-2V = 75°$.

Кварцевые порфиры представляют собой тонкозернистые светло-серые породы с флюидальной текстурой в краевых частях даек. Самая крупная дайка встречена на горах Кумужья и Сопча, где залегает внутри диабазовой дайки. Среди гнейсов, между горами Сопча и Кумужья, она также залегает внутри диабазовой дайки и включает в себя сильно переработанные ксенолиты последней. На мелкозернистом и тонкозернистом фоне основной массы выделяются округлые вкрапленники зерен кварца голубоватого цвета и белые вкрапленники плагиоклаза, замещающиеся мелкозернистым агрегатом из зерен кварца и карбоната. Встречаются хорошо ограненные кристаллы циркона. Промежуточная масса состоит из сферолитов ортоклаза, кварца, небольшого количества мусковита и биотита, эпидота, сфена.

Петрографические особенности, минеральный и химический состав пород пятого интрузивного цикла (табл. 1, 2) показывают, что все они находятся в «кровном родстве». Развитие пород в эпигенетическом ряду во времени от I фазы до последней свидетельствует, что глубинный магматический очаг поставлял в верхние структурные залежи последовательно

магмы от ультраосновного до кислого состава, что хорошо видно на диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 13, см. вкладку), где химические анализы пород от I фазы до последней располагаются снизу вверх с уменьшением параметра *в* (количество темноцветных) и с постепенным увеличением суммы параметров *а*, *с* (количество светлых минералов). Увеличение отношения *а*/*с* свидетельствует о более кислом плагиоклазе в конечных членах. На рис. 14 (см. вклейку) приведена диаграмма А. Н. Заварицкого, показывающая закономерность изменения химического состава пород сингенетических рядов III фазы пятого интрузивного цикла (породы Мончегорского никеленосного плутона). На диаграмме видно, что кривые, отражающие развитие сингенетического ряда пород, образованного про-

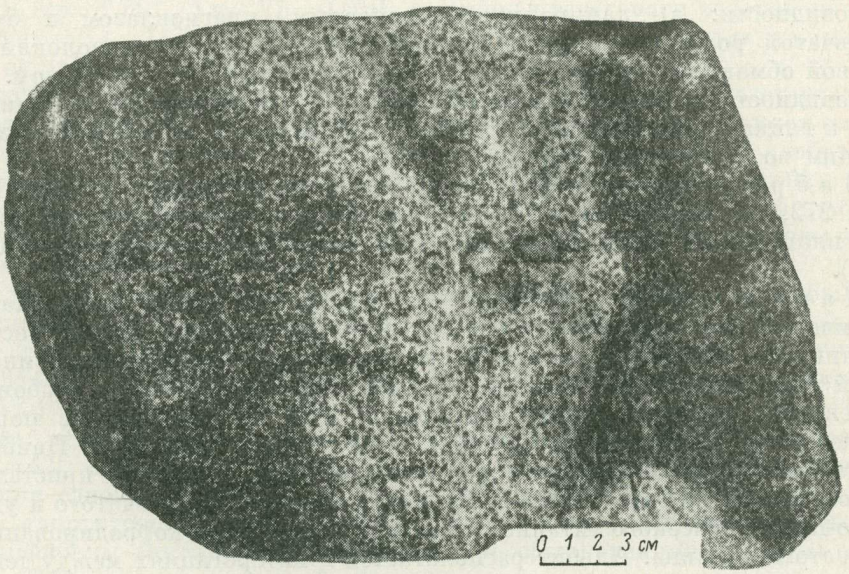


Рис. 15. Взаимоотношение меланократовых и лейкократовых слоев массива Нюд.

цессами гравитационно-кристаллизационной дифференциации с диффузионными явлениями (вертикальный ряд), совпадают с кривыми сингенетического ряда, образованного в процессе кристаллизационной гравитационно-кинетической дифференциации (горизонтальный ряд). В ходе кристаллизации и гравитационно-кинетической дифференциации магма обогащалась в направлении движения от «корней» интрузии компонентами светлых минералов (плагиоклазом) вследствие выделения, осаждения и некоторого отставания в движущемся потоке наиболее рано кристаллизующихся темноцветных минералов — оливина и ромбического пироксена (рис. 5, 6). Особенно обогащались компонентами плагиоклаза верхние части интрузии в концевой части потока (район массива Нюд-Поаз). В верхней части интрузии при дифференциации возникал комплементарный ряд сингенетических пород, в котором первыми членами являются лабрадориты и нормальные лейкократовые нориты и габбро-нориты с дополняющими и более поздними меланократовыми норитами с гипидиоморфнозернистой структурой, т. е. в этом сингенетическом ряду пород первым кристаллизуется плагиоклаз лабрадор-битовнитового состава (табл. 2). В вертикальном ряду лабрадориты и лейкократовые нориты не образуются.

Верхняя часть массива Нюд является примером кинетической дифференциации, в результате которой образуется слоистый комплекс компле-

ментарных пород, где лейкократовые породы перемежаются друг с другом без видимой закономерности (рис. 7). Гравитация играла незначительную роль. На рис. 15 приведена фотография образца, показывающая детали взаимоотношений между светлыми и темными слоями. В светлых слоях плагиоклаз кристаллизуется первым, а в темных — последним, т. е. порядок кристаллизации минералов в темных и светлых слоях различный.

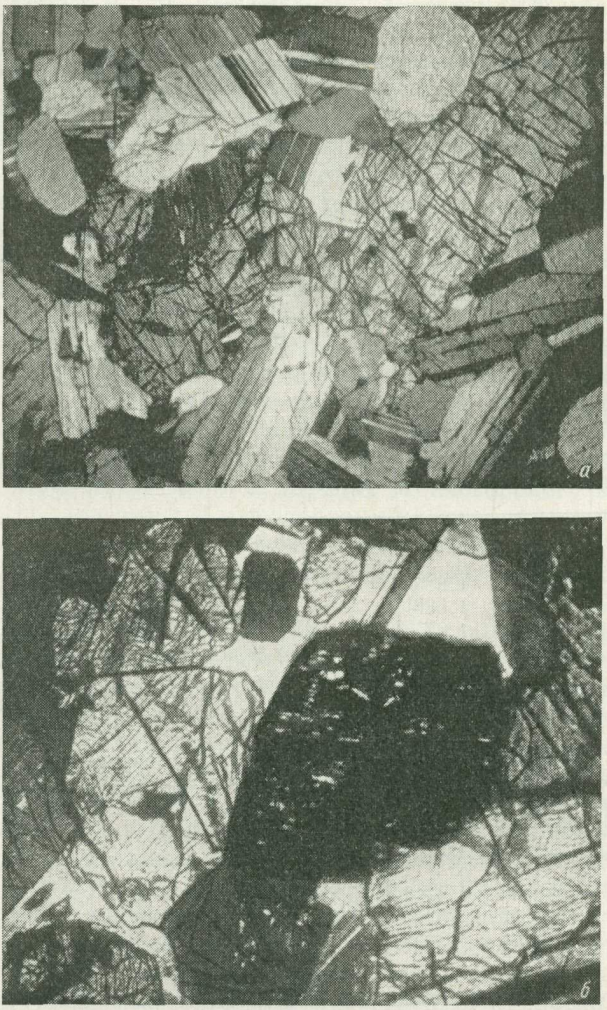


Рис. 16. Лейкократовые (*а*) и меланократовые (*б*) нориты. С анализатором, рис. 16,*а* с увел. 21, рис. 16,*б* с увел. 30.

Структура пород и взаимоотношение минералов показаны на рис. 16. В табл. 4 приведены химические анализы пород трех слоев (а, б, в) — двух меланократовых и одного лейкократового и анализы плагиоклазов и ромбических пироксенов из этих слоев.

Исследования показали, что в лейкократовых слоях плагиоклаз содержит больше анортитовой молекулы, т. е. более высокотемпературный, чем в меланократовых. Состав же ромбического пироксена в темных и светлых слоях примерно одинаков. Нам представляется, что различие во вре-

Таблица 4

Химические анализы пород и минералов в комплементарных слоях верхней части массива горы Нюд (район карьера)

Окислы	Меланократовые нориты слоя «а»			Лейкократовые нориты слоя «б»			Меланократовые нориты слоя «в»		
	порода	плагиоклаз	ромбический пироксен	порода	плагиоклаз	ромбический пироксен	порода	плагиоклаз	ромбический пироксен
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	53.20	48.21	54.17	50.92	47.12	53.97	52.82	48.21	54.05
TiO_2	0.23	0.03	0.11	0.22	0.04	0.15	0.26	0.03	0.15
Al_2O_3	8.29	32.15	2.91	13.79	32.31	3.12	6.77	31.67	3.40
Fe_2O_3	1.51	0.18	1.17	1.45	0.40	1.02	1.75	0.14	0.73
FeO	6.24	0.15	7.54	5.12	0.18	7.94	6.40	0.29	7.83
MnO	0.12	0.0057	0.12	0.09	0.0098	0.14	0.12	0.0045	0.13
MgO	24.29	0.20	29.83	19.34	0.35	29.88	26.25	0.73	29.91
CaO	4.67	15.29	1.93	7.59	15.77	2.14	3.97	14.78	2.13
Na_2O	0.64	2.39	0.14	0.92	2.14	0.15	0.53	2.50	0.17
K_2O	0.09	0.27	0.15	0.12	0.29	0.17	0.12	0.33	0.16
H_2O^-	0.08	0.08	0.44	0.06	0.24	0.16	0.06	0.24	0.12
H_2O^+	0.316	0.60	1.02	0.55	0.57	0.78	0.43	0.71	0.61
Cr_2O_3	0.53	—	—	0.28	—	—	0.61	—	—
V_2O_5	0.00	—	—	0.00	—	—	0.01	—	—
Cu	0.003	—	0.002	0.004	—	0.0017	0.003	—	0.0013
Ni	0.08	—	0.07	0.074	—	0.078	0.085	—	0.076
Co	0.006	—	0.006	0.006	—	0.0062	0.007	—	0.0069
P_2O_5	0.026	—	—	0.02	—	—	0.04	—	—
Сумма	100.23	99.55	99.60	100.55	99.42	99.70	100.23	99.53	99.47
Ng	—	1.574	1.684	—	1.579	1.682	—	1.569	1.682
Nm	—	1.570	1.680	—	1.574	1.678	—	1.564	1.678
Np	—	1.565	1.674	—	1.569	1.672	—	1.560	1.672
Уд. вес	—	2.721	3.295	—	2.767	3.301	—	2.724	3.322
$FeSiO_3$	—	—	13.1	—	—	13.5	—	—	13.2
№ Pl	—	76	—	—	79	—	—	75	—

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

Номера анализов	*a*	*c*	*b*	*S*	*f'*	*m'*	*c'*	*φ*	*t*	*n*	*Q*
1	1.3	4.1	42.4	52.2	14.7	83.5	1.8	2.5	0.3	90.9	—2.3
4	2.0	7.5	36.9	53.6	15.3	81.8	2.9	3.1	0.35	93.7	—4.3
7	1.0	3.4	44.7	50.9	14.4	83.9	1.7	2.8	0.45	88.9	—3.6

Кристаллохимические формулы

3 — $(Mg_{1.57}Fe^{+2}_{0.22}Fe^{+3}_{0.03}Al_{0.032}Ca_{0.07}Mn_{0.002}Na_{0.01}K_{0.006})_{1.94}(Si_{1.91}Al_{0.088}Ti_{0.002})O_6$,
6 — $(Mg_{1.66}Fe^{+2}_{0.235}Fe^{+3}_{0.025}Al_{0.054}Ca_{0.081}Mn_{0.004}Na_{0.011}K_{0.006})_{2.076}(Si_{1.92}Al_{0.076}Ti_{0.004})O_6$,
9 — $(Mg_{1.59}Fe^{+2}_{0.234}Fe^{+3}_{0.017}Al_{0.061}Ca_{0.082}Mn_{0.004}Na_{0.01}K_{0.006})_{2.004}(Si_{1.915}Al_{0.081}Ti_{0.004})O_6$,
2 — $21.8(Na_2Al_2Si_6O_{16}) \cdot 1.7(K_2Al_2Si_6O_{16}) \cdot 76.5(CaAl_2Si_2O_8)$,
5 — $19.2(Na_2Al_2Si_6O_{16}) \cdot 1.7(K_2Al_2Si_6O_{16}) \cdot 79.1(CaAl_2Si_2O_8)$,
8 — $22.9(Na_2Al_2Si_6O_{16}) \cdot 1.7(K_2Al_2Si_6O_{16}) \cdot 75.4(CaAl_2Si_2O_8)$.

Примечание. Моноклинный пироксен в норитах слоя «а» имеет $2V = 41°$, $Ng = 1.712$, $Nm = 1.690$, $Np = 1.682$; в норитах слоя «б» — $2V = 41°$, $Ng = 1.712$, $Nm = 1.690$, $Np = 1.682$; в норитах слоя «в» — $2V = 41°$, $Ng = 1.712$, $Nm = 1.690$, $Np = 1.682$.

мени кристаллизации плагиоклаза в лейкократовых и меланократовых слоях связано с механизмом образования комплементарных слоев. Ранние, более основные и высокотемпературные кристаллы плагиоклаза, кристаллизовались первыми, и в процессе гравитационно-кинетической диф-

ференциации образовали гломерокристаллические скопления (слои), между которыми магма обогащалась компонентами темноцветных минералов и щелочами.

При продолжающемся процессе кристаллизации плагиоклаза точка кристаллизации (согласно известной тройной диаграмме альбит—анортит—пироксен) пересекает котектическую линию и переходит в силу инерции кристаллизации в поле кристаллизации пироксена, где продолжает кристаллизоваться все тот же плагиоклаз. Затем его кристаллизация прекращается и начинает кристаллизоваться ромбический пироксен.

Таким образом, между слоями лейкократовых пород возникают породы мезократового и меланократового состава, но с более кислым плагиоклазом, который кристаллизовался здесь после ромбического пироксена.

Мы сравнительно подробно остановились на образовании слоев меланократовых и лейкократовых пород, содержащих минералы, отличающиеся по химическому составу, так как это характерно и для других массивов в тех зонах, где первым кристаллизовался плагиоклаз.

По классификации А. А. Полканова (1956), все три ряда относятся к естественным сингенетическим нисходящим рядам, которые образуются в ходе непрерывной медленной кристаллизации магмы. Последовательность образования пород в сингенетическом ряду и их состав зависят от состава исходной магмы, направления и скорости кристаллизации, от условий фракционирования, режима кислорода, явлений контаминации и др. Минералы переменного состава могут иметь примерно одинаковый состав как в первых, так и в конечных членах при условии медленной кристаллизации, что и имеет место в породах Мончегорского никеленосного плутона (табл. 2). Поэтому в Мончегорском никеленосном плутоне последовательность образования пород в сингенетических рядах определяется только порядком кристаллизации минералов и их количественными соотношениями.

Сопоставление диаграмм на рис. 13 и 14 убеждает, что в развитии ряда пород последовательных магматических фаз пятого магматического цикла и сингенетических рядов пород III его фазы (Мончегорский никеленосный плутон) имеется четкий параллелизм, т. е. глубинный очаг, являвшийся источником пятикратно последовательно внедрившихся магм пятого интрузивного цикла, эволюционировал в той же последовательности, что и Мончегорский никеленосный плутон, в котором разнообразие пород обязано явлениям гравитационной, кинетической и диффузионной дифференциации. Отсюда можно заключить, что и разнообразие магм пятого интрузивного цикла возникло в процессе гравитационной дифференциации глубинного очага. Выяснение глубин его залегания важно не только в теоретическом, но и практическом отношении, так как с ним могут быть связаны значительные скопления сульфидных медно-никелевых руд. Об этом свидетельствует никеленосность пород третьей и четвертой интрузивных фаз, являющихся его производными.

СУЛЬФИДНЫЕ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ И РУДЫ МОНЧЕГОРСКОГО НИКЕЛЕНОСНОГО ПЛУТОНА

Сульфидные медно-никелевые месторождения Мончегорского никеленосного плутона и руды описаны в отчетах А. Е. Алешуниной (1947ф), В. С. Докучаевой (1960ф, 1970ф), Т. Н. Ивановой (1949ф), Е. К. Козлова (1949ф, 1950ф, 1953ф), В. К. Котульского (1947ф), В. А. Масленикова (1950ф, 1952ф), И. В. Рипинского (1963ф) и др. Часть материалов опубликована в работах А. Е. Алешуниной (1949), Э. Н. Елисеева (1953а, 1953б, 1956, 1960), Е. К. Козлова (1953, 1956, 1957а, 1957б, 1960а, 1960б, 1961, 1962, 1968), П. В. Лялина (1951, 1956), В. А. Масленикова (1953, 1956),

Г. В. Холмова (1950, 1958), И. Н. Чиркова (1940а, 1940б), М. В. Денисовой (1959).

Медно-никелевые месторождения и рудопроявления Мончегорского никеленосного плутона по морфологии руд подразделяются на две группы — вкрапленные и массивные. Последняя группа включает жильные, гнездовые и гнездово-инъекционные руды. Геологически устанавливается, что гнездовые и гнездово-инъекционные руды тесно связаны пространственно и генетически с вкрапленными рудами месторождений донных залежей массивов Н—К—Т и Сопча и критического горизонта массива Нюд, за исключением некоторых небольших рудных тел, встреченных в зоне глубинного медного оруденения массива Н—К—Т, рудных тел аномалий С-38, С-39, Д-38 и Морошкового озера в районе массива Нюд. В месторождении рудных пластов Сопчи гнездовые и гнездово-инъекционные руды не развиты. Особое место среди гнездовых руд занимает уникальный рудный пегматит на горе Ниттис (Козлов и др., 1962).

На блок-диаграмме и геологической карте (рис. 5, 6) Мончегорского плутона показано пространственное положение всех его месторождений и рудопроявлений, которые не выходят за его пределы, т. е. медно-никелевые месторождения Мончи подтверждают установленную связь сульфидных медно-никелевых месторождений с основными и ультраосновными породами. В соответствии со слоистым расположением пород плутона месторождения вкрапленных руд имеют также пластовый характер. Однако в отношении характера связи сульфидов с включающими их породами имеются различные представления. Если сингенетический характер вкрапленных месторождений и рудопроявлений в рудных пластах массива Сопча, донных залежах и критическом горизонте с породами, к которым они приурочены, не вызывает сомнения и почти все исследователи, за исключением Э. Н. Елисеева (1953а), считают сульфидные минералы кристаллизовавшимися из рудных растворов (из сульфидной магмы) на месте своего нахождения, то в отношении жильных и части гнездово-инъекционных руд такого единодушного мнения нет. Обширный фактический материал: структурно-геологический, петрографический, минералогический, химический и т. д. дает возможность двойственного ответа на вопрос о их связи с плутоном. По одним сведениям, эта связь генетическая, по другим — парагенетическая, а сами руды относятся к группе эпигенетических месторождений.

Хотя вкрапленные руды Мончи все исследователи относят к сингенетическим (за исключением Э. Н. Елисеева, 1953а), вопрос о их генезисе, в частности о процессах концентрации рудных компонентов в тех местах, где они сейчас находятся и образуют месторождения, решается различно. Автор имел возможность детально изучить все вкрапленные месторождения Мончи и сравнить их между собой по одной методике исследования, с учетом ранее проведенных нами петрологических работ (Козлов, 1953ф). При описании геологического строения и естественных рядов пород Мончегорского плутона, а также в ранее опубликованных работах (Козлов, 1953, 1956, 1957, 1960, 1961, 1967) и отчетах нами показано, что придонные полевошпатовые породы массивов Н—К—Т и Сопча, перидотитовые рудные пласты и слои оливинсодержащих пород верхней части массива Сопча, критический горизонт горы Нюд являются образованиями сингенетическими (геологически одновозрастными) с породами Мончегорского никеленосного плутона. Остановимся на некоторых характерных особенностях месторождений Мончи.

Изучение месторождения рудных пластов (слоев пород с вкрапленными сульфидами) в верхней части массива Сопча (Козлов, 1953ф, 1953, 1956, 1960б) показало следующие их особенности: сульфидная вкрапленность пространственно обычно свя-

зана с прерывистыми слоями течения оливинсодержащих пород — перидотитами, оливиновыми пироксенитами, полевошпатовыми оливиновыми пироксенитами, встречающимися среди пироксенитов и полевошпатовых пироксенитов массива Сопча на уровне горизонталей 300—360 м. Очень редко сульфидная вкрапленность встречается в послойном залегании только среди пироксенитов, т. е. вне связи со слоями оливинсодержащих пород. Границы оливинсодержащих пород и слоев вкрапленных руд обычно не совпадают. Сульфиды начинают встречаться выше основания пластов и находятся также выше кровли. Встречаются зоны смятия, идущие параллельно залеганию пластов. Они не содержат сульфидов и не имеют отношения к процессам рудообразования, являясь послерудными. Скважины пересекают иногда 2—3 слоя пород с сульфидной вкрапленностью (скв. 364 и др.), а иногда даже не встречают их совсем (скв. 20, 70 и др.), т. е. нет сплошного пласта, а есть серия сближенных пластообразных линз оливинсодержащих пород мощностью от 1 до 4 м, содержащих сульфидную вкрапленность и местами расположенных одна под другой. Характерно, что именно к ним приурочены часто тела крупнозернистых и пегматитоподобных пород, соответствующих по составу пироксенитам и полевошпатовым пироксенитам, содержащим крупную сульфидную вкрапленность, иногда гнездовую.

Особенно загадочным по происхождению представлялся перидотитовый рудный пласт на горе Сопча в районе высоты Скалистой, который в довоенный период подготавливался к эксплуатации. Нами установлено (Козлов, 1953, 1956), что на высоте Скалистой имеется несколько линз-пластов перидотитов. Практическое значение среди них имеет серия нижних линз-пластов, которые полукольцом описывают на поверхности высоту Скалистую по горизонтали 330 м и прослежены в сплошных обнажениях вдоль склона на расстоянии 500—550 м. Перидотитовые пласты имеют в разрезе примерно одинаковое строение (рис. 17, 18, 19) и залегают среди оливиновых пироксенитов. Характер выклинивания их однотипен. В зонах выклинивания наблюдаются линзы или небольшие слои перидотитов и оливинитов, залегающие согласно с трахитоидностью в оливиновых пироксенитах, в которые они постепенно и переходят по простиранию. Нижний контакт резкий и волнистый, верхний — постепенный. Это дало в свое время В. К. Котульскому основание рассматривать массив Сопча как двухфазное образование, а перидотитовый пласт — как подошву верхней интрузии, ко второй интрузии он относил породы пластов и все вышележащие породы. Нашими исследованиями (Козлов, 1949ф, 1953) впервые установлено, что под перидотитовым пластом на расстоянии 20—25 см от подошвы имеется зона автобрекчии, обломки которой представлены оливинитами нижней части перидотитового пласта. Эти угловатые обломки включены в пироксениты (рис. 20), которые между подошвой пласта и зоной автобрекчии очень сильно трахитоидны и почти не содержат оливина. Состав оливина и пироксена в породах пласта и в окружающих породах совершенно одинаков. Обломки оливинитов однозначно свидетельствуют, что оливинитовая часть пласта была в твердом состоянии, когда вмещающие (в частности подстилающие) породы были еще не закристаллизованы. С другой стороны, тесная связь перидотитов с оливинитами и постепенный переход перидотитов в вышележащие оливиновые пироксениты свидетельствуют о сингенетичности пород пласта с окружающими породами, т. е. перидотитовые пласты являются типичными слоями течения с гломерокристаллическими скоплениями минералов ранней кристаллизации (оливин), слагающими нижнюю часть перидотитовых линз-пластов. Густая сульфидная вкрапленность начинает встречаться примерно с середины перидотитовой части пласта и находится выше его границ в оливиновых пироксенитах, т. е. границы перидотитовых и рудных

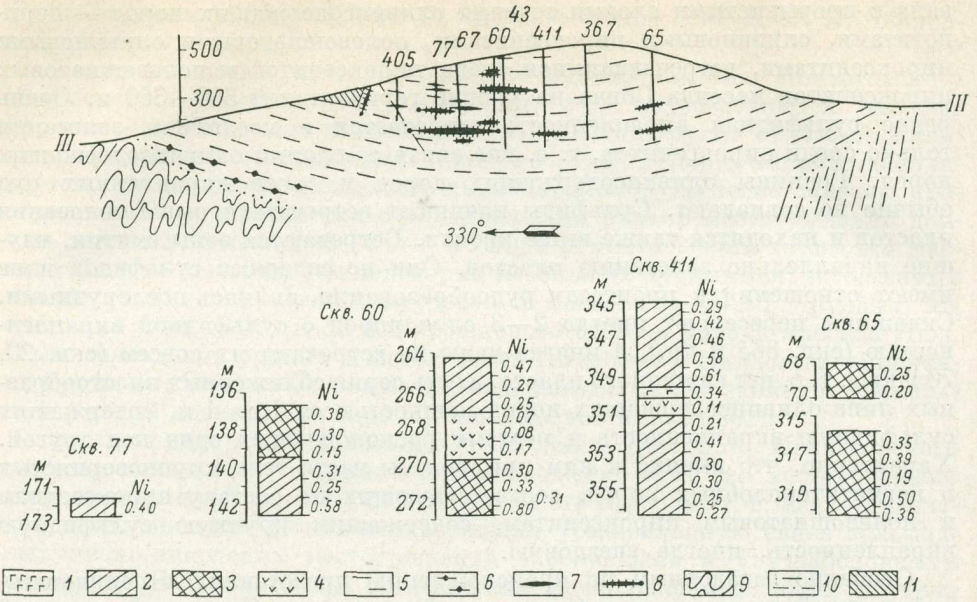


Рис. 17. Геологический разрез (*III—III*) через массив Сопча и геологическое строение опробованных рудных интервалов перидотитового пласта.

1 — рудный оливинит; *2* — рудный перидотит и оливиновый пироксенит (бронзитит); *3* — среднезернистый рудный пироксенит (бронзитит); *4* — безрудный пироксенит (бронзитит); *5* — пироксенит; *6* — оливиновые пироксениты и перидотиты; *7* — слои оливиновых пироксенитов и перидотитов с сульфидами; *8* — рудный пласт Сопчи; *9* — архейские гнейсы; *10* — амфибол-плагиоклазовые гнейсы; *11* — ксенолит габбро-норита.

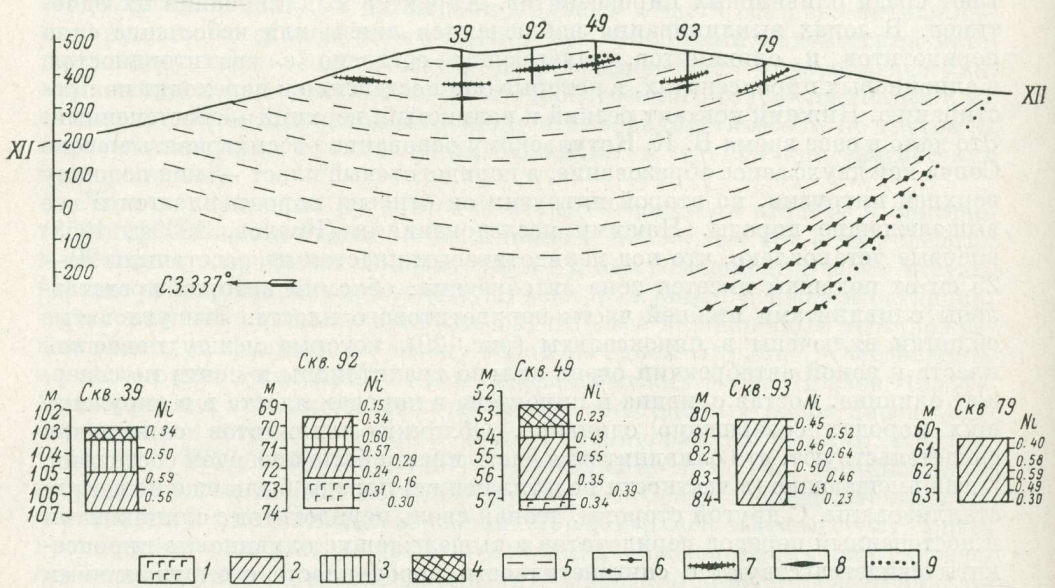


Рис. 18. Геологический разрез (*XII—XII*) через массив Сопча и геологическое строение опробованных рудных интервалов перидотитового пласта.

1 — рудный оливинит; *2* — рудный перидотит и оливиновый пироксенит (бронзитит); *3* — крупнозернистый рудный пироксенит (бронзитит); *4* — среднезернистый рудный пироксенит (бронзитит); *5* — пироксенит; *6* — оливиновые пироксениты и перидотиты; *7* — рудный пласт Сопчи; *8* — слои безрудных оливиновых пироксенитов и перидотитов; *9* — предполагаемый контакт массива.

пластов не совпадают. Максимальное количество вкрапленников находится выше центра рудного пласта. Наиболее богаты крупными сульфидными сростками крупнозернистые плагиоклазовые пироксениты.

Образование трещиноватости и серпентинизация вдоль трещин происходили после кристаллизации сульфидов, так как четко устанавливается, что серпентинитовые прожилки пересекают сульфидные вкрапленники. Взаимоотношения сульфидов с окружающими минералами во вкрапленных рудах пластовых месторождений массива Сопча показаны на рис. 21. Сульфиды располагаются среди породообразующих минералов в форме вкрапленности. Вкрапленники обычно изолированы друг от друга, и лишь очень редко два или три вкрапленника соединяются волосовидными прожилками, проходящими в основном между зернами силикатов.

Вкрапленники обычно имеют тонкое срастание с вторичными минералами (актинолитом, хлоритом, тальком), а сами перидотиты являются наиболее сильно автогидротермально измененными породами по сравнению с другими породами массива Сопча. Часто сульфиды располагаются на стыке зерен породообразующих минералов — в промежутках между

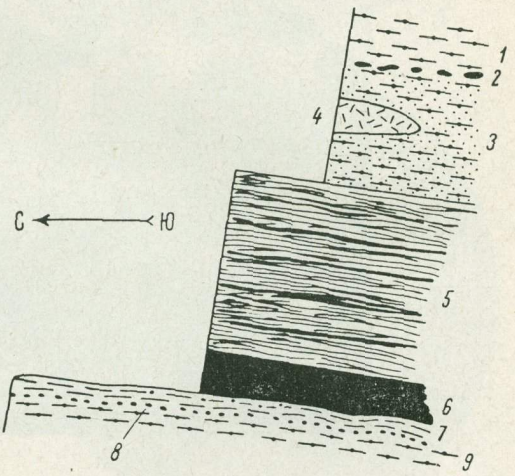


Рис. 19. Разрез через перидотитовый пласт горы Сопча (высота Скалистая).

1 — оливиновые пироксениты; *2* — линзы оливинита; *3* — рудные оливиновые пироксениты; *4* — крупнозернистые плагиоклазовые пироксениты; *5* — перидотиты; *6* — оливиниты; *7* — трахиткидные пироксениты; *8* — брекчия; *9* — оливиновые пироксениты.

иголочками актинолита и пластинками хлорита. Весь фактический материал противоречит утверждению Э. Н. Елисеева (1953а, стр. 124), что «сульфидные зерна (вкрапленники), кустообразные скопления зерен, эмульсионная вкрапленность, сопровождающая крупные зерна сульфидов, а также прожилочки и жилочки образовались в результате выполнения рудоотлагающими агентами трещинок, полостей рассланцевания и зон трещиноватости». Это тем более не применимо к оливиновым пироксенитам и пироксенитам, монолитным, совершенно не трещиноватым породам, в которых сульфидные вкрапленники всегда имеют резкие контакты с пироксеном и оливином. Оливин и пироксен в этих породах свежие. Наряду с формами выполнения здесь широко развиты формы замещения. Автогидротермальные минералы почти отсутствуют. Следовательно, во всех случаях сульфиды отлагались после кристаллизации силикатов, но одновременно или позднее таких автогидротермальных минералов, как актинолит, хлорит и тальк. Процесс серпентизации был позднее процесса рудоотложения. Сами рудные растворы в одних случаях, видимо, были богаты водой (перидотитовый пласт), в других — почти не содержали ее (пироксениты с вкрапленностью сульфидов). Отсутствие связи рудных пластов с трещинной тектоникой свидетельствует о том, что рудный раствор был межгранулярным, из которого сульфиды отлагались на месте его концентрации еще в магматический период. Мы обращаем внимание на то, что пластовые месторождения верхней части массива Сопча тесно связаны с первыми членами сингенетического ряда пород Мончегорского плутона. С этими же членами связаны и тела крупнозернистых пегматоидных

полевошпатовых пироксенитов и пироксенитов, являющихся в верхней части массива Сопча самыми последними по времени образования сингенетическими породами. Кристаллизация сульфидов осуществлялась в период автогидротермального метаморфизма.

Месторождение критического горизонта вкрапленных, гнездовых и гнездово-инъекционных сульфидных руд горы Нюд, так же как и пласты массива Сопча, имеет пластообразную форму и, как установлено нами, является внутриформационным слоем течения, расположенным в средней части разреза массива Нюд (рис. 5, 6). Исследования Т. Н. Ивановой (1949ф, 1953) и наши (Козлов, 1953ф, 1956) показали, что внутри

Рис. 20. Обломки оливинита (*б*) в пироксенитах (*а*) и оливиновых пироксенитах (*в*) горы Сопча.

прерывистого критического горизонта имеется тонкое чередование полос и участков пород, отличающихся процентным содержанием цветных и светлых минералов, крупностью зерна, степенью изменения первичных минералов. В перемежаемости находятся породы от лейкократовых норитов до пироксенитов и перидотитов. Сложение пород мелкозернистое, среднезернистое, крупнозернистое, неравномернозернистое. Наряду с гипидиоморфнозернистой структурой часто образуются структуры порфировидная, криптовая, габбро-офитовая. Характерной особенностью критического горизонта является обилие ксенолитов пироксен-плагиоклазовых роговиков, кислых туффитов и роговиков высокоглиноземистых сланцев, содержащих пирротиновую вкрапленность, а также участки мелкозернистых пород, являющихся бластомилонитами. Размеры ксенолитов варьируют от сантиметра до десятков метров. Другой характерной особенностью критического горизонта является развитие среди его пород крупнозернистых пегматоидных тел того же состава, что и окружающие их породы (нориты, габбро-нориты).

На рис. 22 и 23 приведены геологическая карта и разрез через южную террасу горы Нюд, где критический горизонт выходит на поверхность. Наши геологические, петрографические и минералогические исследования (Козлов, 1953ф, 1956) показывают, что все породы критического горизонта (кроме ксенолитов) являются сингенетическими (геологически одновозрастными) с другими породами массива Нюд. Их большое разнообразие

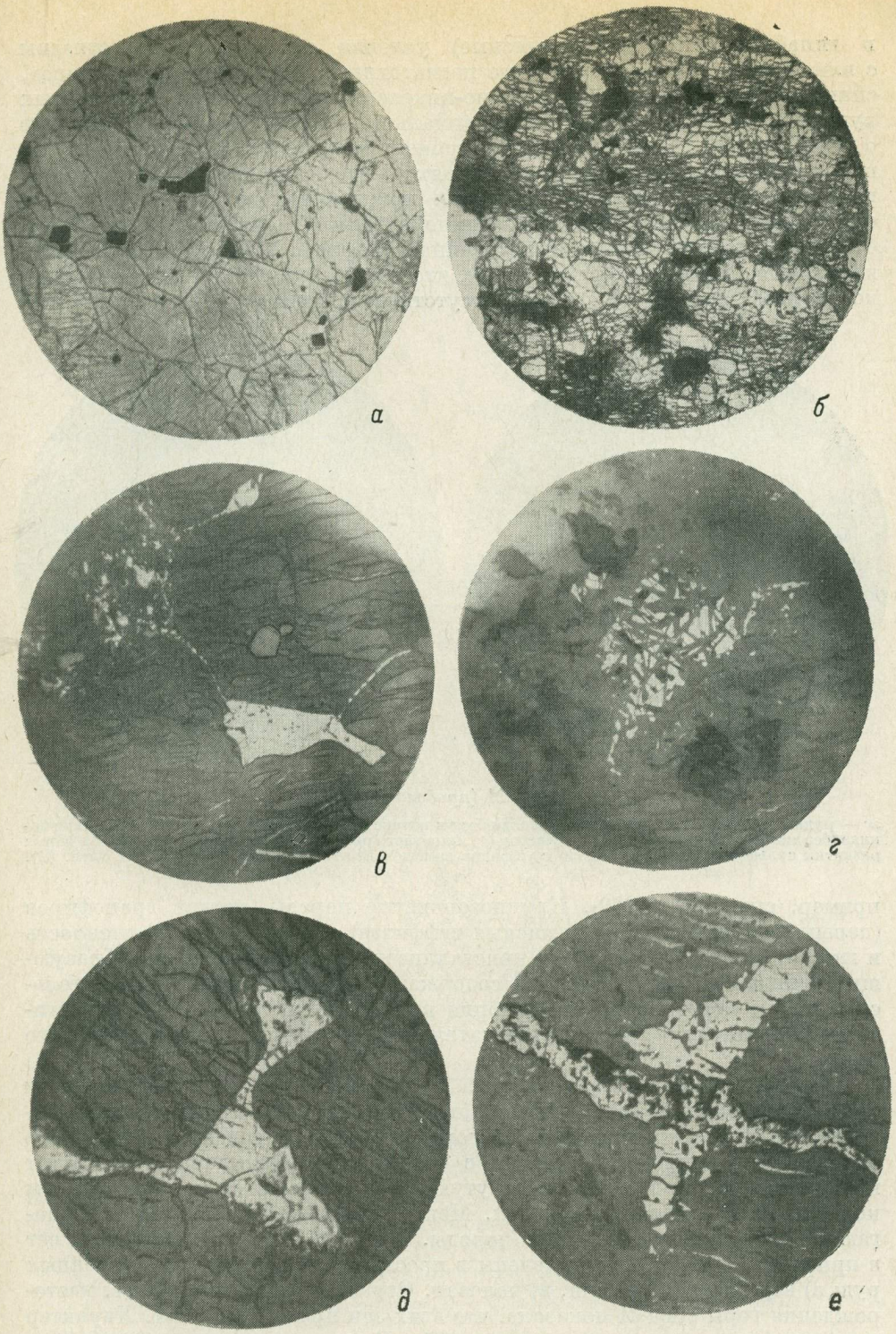


Рис. 21. Взаимоотношения сульфидов с силикатами во вкрапленных рудах пластовых месторождений массива Сопча.

а — оливиниты рудного пласта Сопчи (без анализатора, увел. 18); *б* — перидотиты (перидотитовый пласт), на стыках зерен силикатов видны сульфидные вкрапленники, вокруг которых имеется ободок из вторичных минералов, сильно пропитанных магнетитовой пылью (без анализатора, увел. 4); *в* — сульфидный вкрапленник (*светлое*) в перидотите, между зернами оливина видны волосовидные ответвления сульфидов от вкрапленника (в отраженном свете, увел. 30); *г* — срастание сульфидов (*светлое*) с вторичными минералами в перидотитах (в отраженном свете, увел. 30); *д* — выполнение сульфидами (*светлое*) интерстиций между кристаллами оливина, вкрапленник пересечен той же системой трещин, что и кристаллы оливина, сульфиды в эти трещины не проникают (в отраженном свете, увел. 30); *е* — пересечение сульфидного вкрапленника (*светлое*) магнетитовым прожилком (*светло-серое*) второй генерации (в отраженном свете, увел. 30).

и гипабиссальные (неравновесные) условия кристаллизации связаны с влиянием ксенолитов. Наличие пегматоидных крупнозернистых пород, сингенетических сульфидных медно-никелевых вкрапленных и гнездовых руд, широкое развитие автогидротермальных процессов свидетельствуют о значительном участии летучих компонентов в процессах кристаллизации пород критического горизонта. Вероятно, все особенности критического горизонта — гипабиссальные условия кристаллизации пород, богатство сульфидами, богатство летучими компонентами — связаны между собой и обязаны, согласно нашим исследованиям (Козлов, 1953ф, 1956), влиянию ксенолитов. Горизонт прерывистый, что также связано с распределением ксенолитов. Где нет ксенолитов, отсутствует и критический горизонт (на-

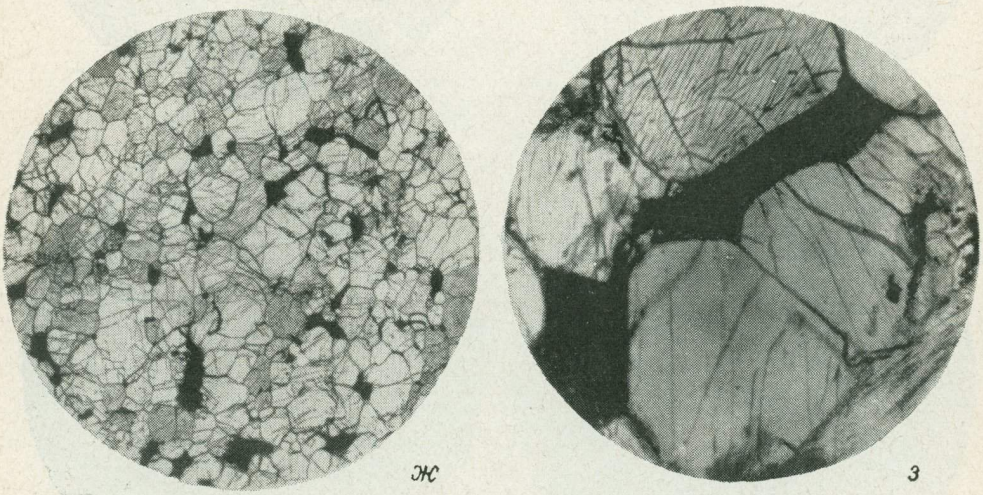


Рис. 21 (*продолжение*).

ж — рудные пироксениты, сульфиды развиваются в интерстициях и замещают пироксены и плагиоклаз (без анализатора, увел. 10); *з* — участок (*1*) микрофото рис. 21, *ж*, видна мезостатическая форма развития сульфидов, пироксен около сульфидов замещен магнетитом (без анализатора, увел. 60).

пример, скв. 134 и 299). Крупнозернистые породы, жилки гранофиров (переплавленные ксенолиты кислых туффитов), сульфидная вкрапленность и гнезда, в которых сульфиды кристаллизовались позднее породообразующих минералов (последние они содержат в виде включений), свидетельствуют, что петрологическая история критического горизонта в магматический период была более продолжительной, чем история окружающих его пород.

Породы критического горизонта и подстилающие его верхние части слоя оливиновых норитов обычно также содержат сульфидную вкрапленность. Оруденение в критическом горизонте не приурочено к каким-либо определенным породам. Участки с сульфидной вкрапленностью имеют неправильную, но в общем вытянутую по слоистости форму. Их размеры колеблются в широких пределах. Между оруденелыми зонами располагаются совершенно безрудные породы. По опробованию довоенных лет в критическом горизонте выделены в пространстве три зоны вкрапленных руд: а) верхняя, б) нижняя, в) нолевая. Отработка в 1970—1971 гг. месторождения горы Нюд II показала, что этих зон практически нет. Характер распределения руд — незакономерный. Взаимоотношения сульфидных вкрапленников с породообразующими и автогидротермальными минералами (рис. 24) свидетельствует о широком развитии как форм выполнения, так и форм замещения. Размеры вкрапленников находятся в прямой зависимости от зернистости, а форма — от состава пород. В ксенолитах форма

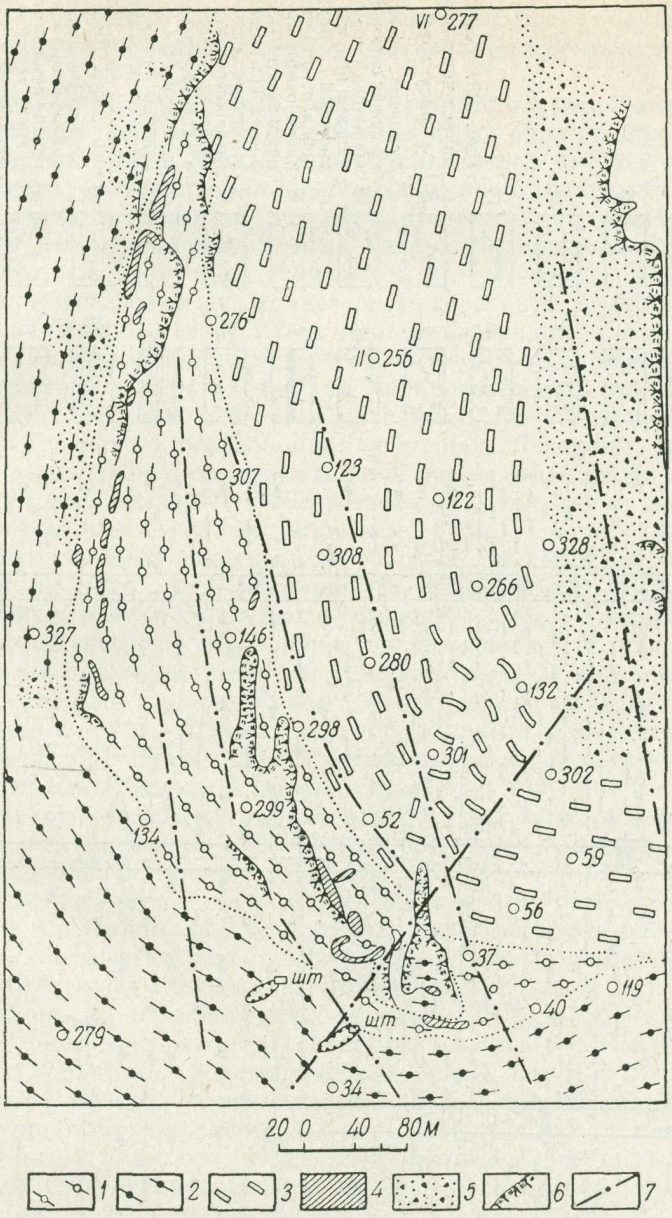


Рис. 22. Схематическая геологическая карта южной террасы горы Нюд.

1 — меланократовые нориты критического горизонта; *2* — оливиновые нориты; *3* — нориты верхней части массива; *4* — мелкозернистые породы (ксенолиты); *5* — осыпь; *6* — обрывы; *7* — сбросы; *цифры на карте* — номера скважин; шт — штольня.

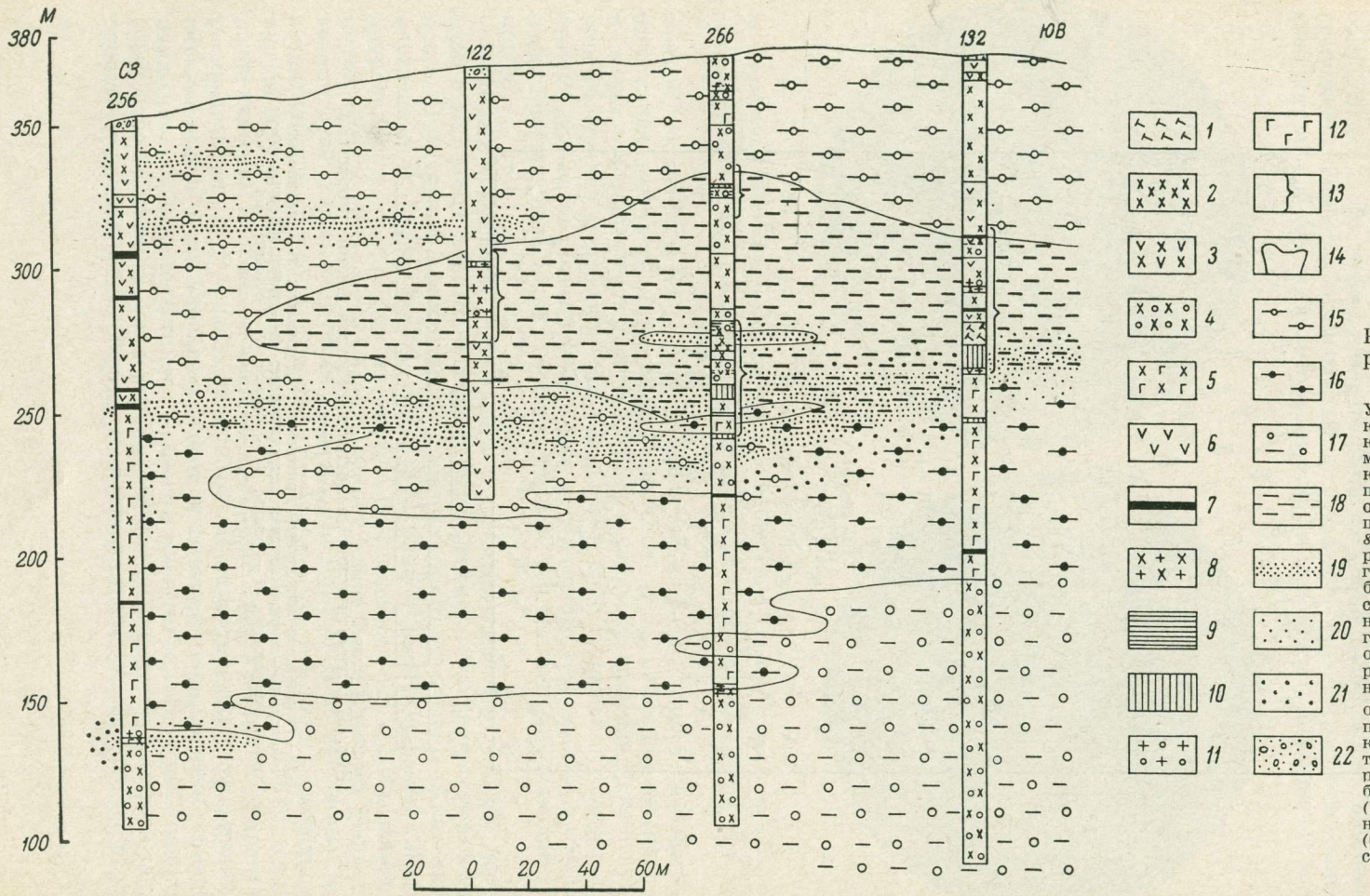


Рис. 23. Геологический разрез через южную террасу горы Нюд.

Условные обозначения на колонках скважин: *1* — лейкократовый норит; *2* — нормальный норит; *3* — меланократовый норит; *4* — пойкилитовый норит; *5* — оливиновый норит; *6* — пироксенит; *7* — лампрофир; *8* — габбро-норит; *9* и *10* — различные ксенолиты; *11* — габбро-пегматит; *12* — альбитит; *13* — участки скважин с габбро-пегматитом и ксенолитами; *14* — вероятные границы пород. Условные обозначения горизонтов на разрезе; *15* — нориты верхней части массива; *16* — оливиновые нориты; *17* — пойкилитовые нориты; *18* — критический горизонт (зона тонкого чередования пород различного состава); *19* — богатое содержание никеля (0.2% и выше); *20* — среднее содержание никеля (0.2—0.15%); *21* — бедное содержание никеля (ниже 0.15%); *22* — морена.

вкрапленников неопределенная. Мы обращаем внимание на то, что пентландит среди сульфидов в ксенолитах отсутствует. В сингенетических породах сульфиды чаще находятся в интерстициях, в амфиболизированных породах ксенолитов сульфиды обычно развиваются путем замещения роговой обманки.

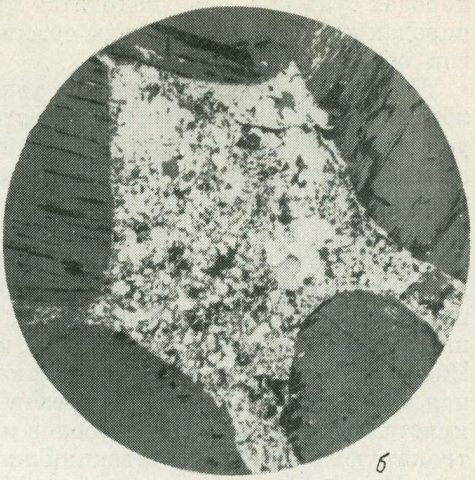
Часто сульфиды находятся в тонком срастании с вторичными минералами, что свидетельствует о близости периода их образования. Отчетливо устанавливается, что сульфиды кристаллизовались позднее породообразующих минералов, так как они проникают в них по трещинкам, разъедают и находятся в интерстициях между ними. Период рудоотложения и гидротермального автометаморфизма были близки по времени, хотя оба эти процесса идут, вероятнее всего, независимо друг от друга. Сульфиды гнезд и инъекционно-гнездовых руд критического горизонта, как показали наши исследования (Козлов, 1953, 1956), кристаллизовались позднее силикатных минералов, но в тот же период, что и сульфиды во вкрапленных рудах. Часто гнезда приурочены к участкам крупнозернистых пород. Сульфидная масса гнезд содержит как резорбированные, так и хорошо ограненные кристаллы пироксенов, амфиболов и плагиоклаза. Трещины, которые контролируют размещение инъекций жильной формы, имеют локальное развитие. По сути дела гнезда — это гигантские вкрапленники, часто паукообразной формы, а гнездово-инъекционные руды — гигантские вкрапленники, выжитые в небольшие трещины разрыва. На рис. 25 и 26 приведены фотографии гнездовых руд, а на рис. 27 — силикатных включений (силикатных «шариков») в сплошных сульфидных рудах. Сульфидные руды интенсивно корродируют породообразующие минералы и породы. Наряду с сульфидными рудами встречаются и магнетитовые. В соответствии с этим в пределах отдельного рудного гнезда иногда можно выделить: а) массивные сульфидные руды, б) массивные сульфидные и магнетитовые руды с включением силикатных пород и отдельных минералов, в) густо вкрапленные сульфидные и магнетитовые руды.

Краткая характеристика вкрапленных и гнездовых руд критического горизонта приводится автором в специальной работе (Елисеев и др., 1956), а более подробная — в отчете (Козлов, 1953ф).

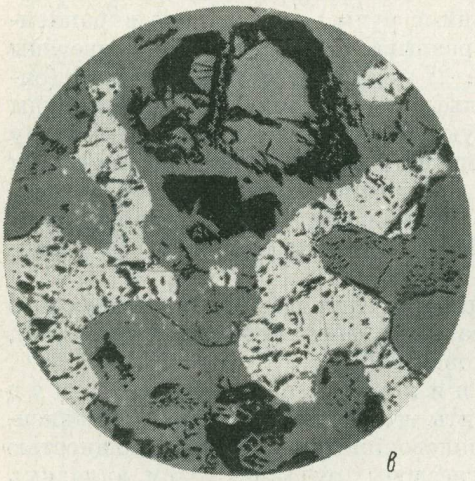
В отношении месторождения вкрапленных руд у дна интрузии можно отметить, что существует прямая зависимость между мощностью придонных полевошпатовых пород и мощностью интервала придонных вкрапленных и гнездовых руд (рис. 28, см. вкладку). Эта зависимость прослежена нами (Козлов, 1950ф) и В. С. Докучаевой (1960ф, 1970ф) во всех разрезах через массивы Н—К—Т и Сопча. Мощность зоны придонных полевошпатовых пород больше в центральных частях мульды, а к краям уменьшается и даже выклинивается. Придонные полевошпатовые породы являются сингенетическими с вышележащими ультраосновными породами (перидотитами и пироксенитами) и относятся к последним членам нисходящего естественного сингенетического ряда горных пород (вертикальный ряд).

Близость состава породообразующих минералов придонных полевошпатовых пород к составу породообразующих минералов вышележащих пород (оливин, пироксены, плагиоклазы) свидетельствует о том, что происхождение полевошпатовых пород не связано с явлениями контаминации. Только небольшая зона эндоконтактных пород — кварц-биотитовых габбро-норитов, норитов с кордиеритом, норитов с микропегматитом — несомненно образовалась с участием контаминационных явлений, но для них вкрапленные сульфиды не характерны. Наличие мелкозернистых, среднезернистых, тонкозернистых, крупнозернистых пегматоидных пород в зоне полевошпатовых пород, офитовые и порфировидные структуры, зональные плагиоклазы свидетельствуют: а) о гипабиссальных и изменчивых

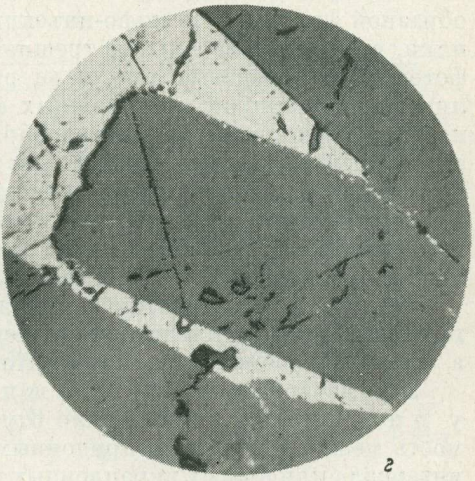
а



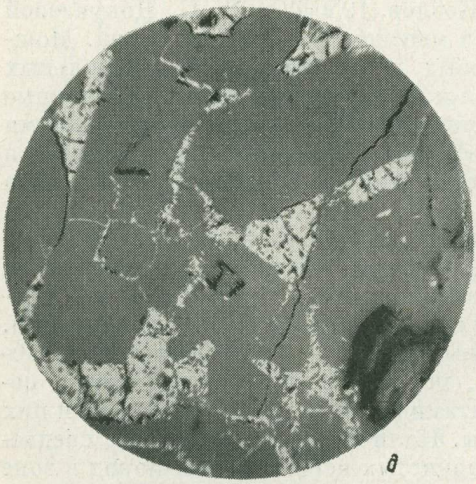
б



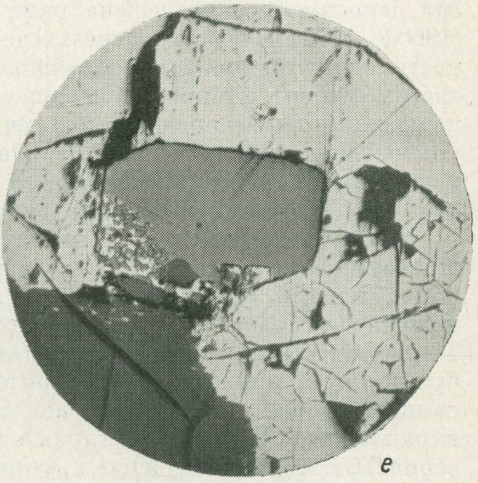
в



г



д



е

f

условиях кристаллизации придонных частей, б) о широком развитии явлений переохлаждения, в) о значительной концентрации летучих компонентов в слое магмы, из которой кристаллизовались придонные полевошпатовые породы и сульфиды, г) о длительной петрологической истории пород придонной части массива по сравнению с вышележащими породами.

Средние химические составы пород массивов Сопча, Н—К—Т и Нюд-Поаз, а также приближенные средние составы придонных полевошпатовых зон этих массивов и всего Мончегорского плутона приведены в табл. 1. Средний состав пород Мончегорского плутона мы условно принимаем соответствующим среднему составу магмы III интрузивной фазы. Он свидетельствует, что в исходной магме содержались такие компоненты, как Al_2O_3, SiO_2, CaO, Na_2O, в количестве, достаточном для образования в придонных частях пород, обогащенных плагиоклазом.

Взаимоотношения сульфидных вкрапленников и сульфидных гнезд с окружающими минералами и породами, приведенные на рис. 29 и 30, свидетельствуют о их сингенетичности.

По форме и характеру развития нами выделены в донной залежи шесть типов вкрапленности (Козлов, 1953ф).

1. Вкрапленность, представленная гнездами сульфидов до 4 см в поперечнике. На темном фоне пород выделяются крупные, овальной формы, слегка сплющенные в плоскости трахитоидности гнезда, между которыми встречается мелкая редкая вкрапленность. Часто такие крупные вкрапленники (гнезда) окружены зоной крупнозернистых пегматоидных пород с повышенным содержанием плагиоклаза. Иногда гнезда соединены тонкими прожилками.

2. Густая средняя вкрапленность, местами гнездовая. Размер вкрапленников до 5 мм, средний 1—2 мм. Редко встречаются вкрапленники до 1—2 см. Вкрапленники или изолированы друг от друга, или образуют «кусты», также изолированные от других «кустов». Встречаются чаще среди крупнозернистых разновидностей пород. На квадратный сантиметр обычно приходится 3—5 вкрапленников.

3. Густая мелкая вкрапленность. Вкрапленники мелкие, соединяются прожилочками, сульфиды часто развиваются по трещинкам. Приурочена к мелкозернистым кварц-биотитовым норитам.

4. Средняя по густоте вкрапленность. Распределена в породе неравномерно, участками. Характерна для пород с неравномернозернистым сложением. Размер вкрапленников варьирует в широких пределах (от долей миллиметра до сантиметра). Встречается в верхних и средних частях рудного интервала.

5. Густая крупная вкрапленность. Встречается редко.

6. Редкая и мелкая вкрапленность. Распространена широко в рудном интервале. Встречается и в полевошпатовых перидотитах. Вкрапленники угловатые, обычно изолированы друг от друга. Иногда образуют редкие

Рис. 24. Взаимоотношения сульфидов с различными породами критического горизонта.

а — часть сульфидного вкрапленника, состоящего из пентландита, пирротина и халькопирита, характерна резорбция породообразующих минералов сульфидами и образование тонких сростков сульфидов с вторичными силикатными минералами вблизи вкрапленника (в отраженном свете, увел. 50); *б* — угловатый вкрапленник в порфировидных оливиновых норитах, состоящий в основном из магнетита, замещающего сульфиды — пентландит, пирротин, халькопирит (в отраженном свете, увел. 25); *в* — сульфидная вкрапленность в рудных норитах с гипидиоморфнозернистой структурой, видно зерно ромбического пироксена, замещенное с краев антофиллитом, сульфиды не проникают между волокнами роговой обманки (в отраженном свете, увел. 25); *г* — угловатые вкрапленники в габбро-норитах, выполняющие промежутки между породообразующими минералами, характерно отсутствие вторичных минералов (в отраженном свете, увел. 30); *д* — группа сульфидных вкрапленников, соединенных прожилками, вкрапленность приурочена к слою плагиоклазитов шириной в 3 мм среди габбро-норитов, форма вкрапленников угловатая, вторичных минералов нет (в отраженном свете, увел. 25); *е* — идиоморфный кристалл магнетита среди сульфидов (пирротина, пентландита, халькопирита), магнетит разъедается халькопиритом (в отраженном свете, увел. 60).

кустообразные скопления, где отдельные вкрапленники часто соединены прожилочками.

Таким образом, рудные компоненты, из которых образовывались сульфиды, были сконцентрированы в нижней приконтактной зоне магмы, обогащенной одновременно легкоплавкими компонентами (компонентами плагиоклаза, летучими) до ее кристаллизации. Серповидный по форме разрез этой зоны аналогичен по форме другим слоям массивов Н—К—Т и Сопча (перидотитовая толща, толща тонкого переслаивания перидотитов с пироксенитами). Рудный интервал состоит из небольших оруденелых участков, чередующихся обычно бессистемно с безрудными. Максимальное скопление сульфидов приурочено к центральной части рудного интер-

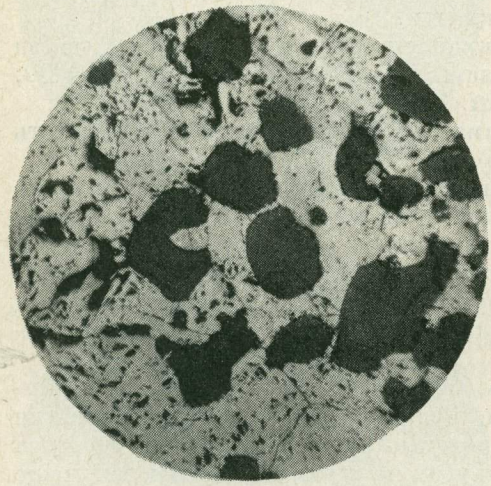


Рис. 25. Руды сульфидного гнезда критического горизонта горы Нюд (в отраженном свете, увел. 15).

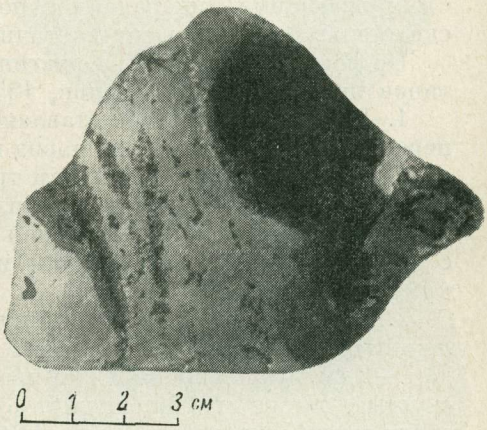


Рис. 26. Руда из рудного гнезда (гора Нюд).

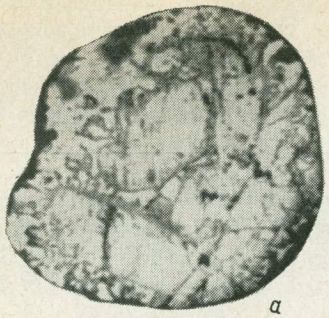
вала. Наши исследования показали (Козлов, 1953ф), что размеры сульфидных вкрапленников определяются сложением пород (за исключением крупных гнездовых вкрапленников). Растворы, из которых кристаллизовались сульфиды, обладали способностью резорбировать породообразующие минералы. Кристаллизация сульфидов совпадала с периодом автогидротермального метаморфизма (между периодом образования актинолита, с одной стороны, и серпентина — с другой). Вкрапленные, гнездовые и гнездово-инъекционные руды образовались в одно время. Нами установлено (Козлов, 1953ф, 1956), что гнездовые и вкрапленные руды кристаллизовались после даек диабаза, секущих придонные породы массива. Так, в скв. 800 на горе Травяной на глубине 273.3 м встречена жила диабаза, контактирующая со среднезернистым меланократовым норитом. В зоне контакта находится гнездо сульфидов. Из рис. 31 видно, что контакт гнезда сульфидов со среднезернистыми и мелкозернистыми породами не резкий. Взаимоотношения сульфидов с породообразующими минералами диабазов показаны на рис. 32 и 33. Из рисунков видно, что сульфиды замещают плагиоклаз и пироксены, но в основном пироксены диабаза.

Нами было проведено специальное исследование сульфидных руд во всех вкрапленных и гнездовых месторождениях Мончегорского плутона (Козлов, 1953ф, 1956, 1960) с целью выяснения особенностей их минералогического состава, установления парагенетических ассоциаций, определения количественных соотношений между минералами, для того

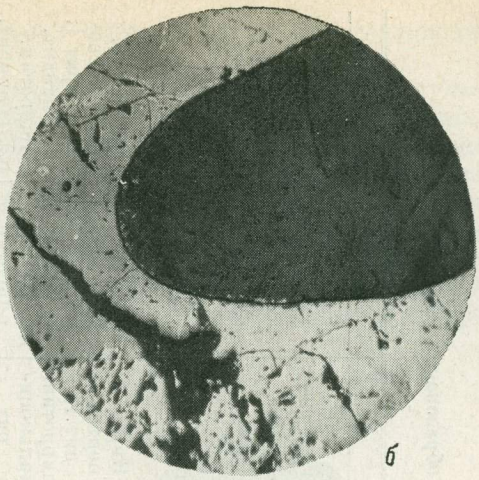
Таблица 5

Минералогический состав вкрапленных и гнездовых руд и последовательность образования минералов и стадий рудообразования

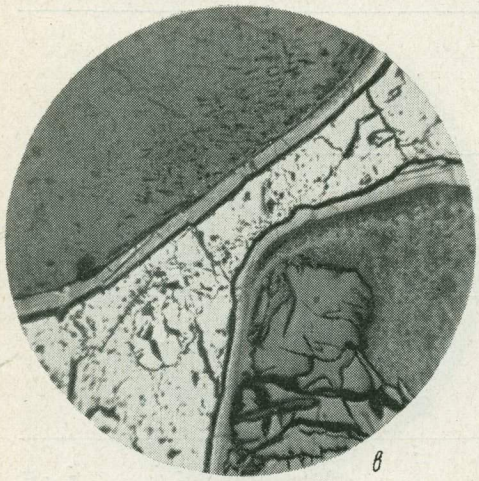
Способ образования	Стадия рудообразования	Критический горизонт		Рудные пласты Сопчи				Донные залежи	
		вкрапленные	гнездовые, массивные	перидотитовые пласты	оливиновые пироксениты северного склона	оливиновые пироксениты восточного склона	пироксениты южного склона	вкрапленные	гнездовые
Кристаллизация из магмы	Досульфидная	Магнетит I, хромит	—	Магнетит I, хромит, магнетит II	Магнетит I			Магнетит I, хромит	—
Кристаллизация из рудных растворов	Сульфидного рудообразования	Магнетит II, ильменит, титаномагнетит, пирит I, пентландит I, пирротин, сфалерит, халькопирит	Магнетит, ильменит I, титаномагнетит, пентландит I, пирротин, халькопирит	Пирит I, пентландит I, пирротин, халькопирит	Пентландит I, пирротин, халькопирит	Пирротин, пентландит I, халькопирит, пирит I, миллерит	Пирит I, пентландит I, пирротин, халькопирит	Магнетит II, ильменит, титаномагнетит, пирит I, пентландит I, пирротин, сфалерит, халькопирит	Магнетит, титаномагнетит, пирит I, пентландит, пирротин, халькопирит, пирит II
Распад твердого раствора		Ильменит II, пентландит II, кубанит	Пентландит I, пентландит II	Пентландит II, кубанит	Пентландит II	Пентландит II, кубанит	—	Ильменит, пентландит II, кубанит	Пентландит, кубанит
Замещение ранее образованных рудных минералов	По пирротину	Пирит, магнетит III, лепидокрокит	—	Халькопирит, магнетит II	Пирит, мельниковит	Пирит II, пентландит, халькопирит, магнетит II	Марказит	Пирит	Пирит III
	По пентландиту	Магнетит III, бравоит, виоларит, гидроокислы железа	Виоларит	Миллерит, валлериит, полидимит, пирит II	Пирит, виоларит	Пирит III	Виоларит	Полидимит	—
	По халькопириту	Магнетит III		Валлериит, ковеллин, халькозин	Пирит	—	—	Борнит, ковеллин (очень редко)	—



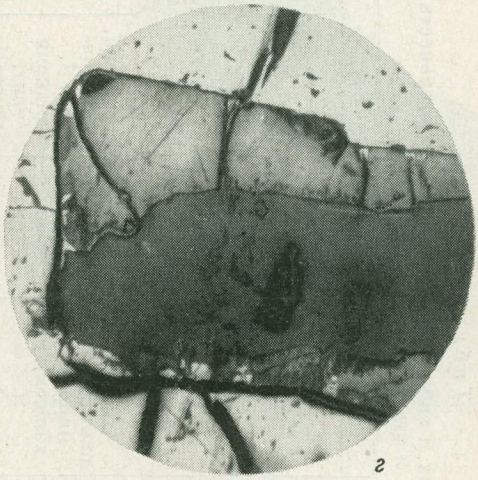
а



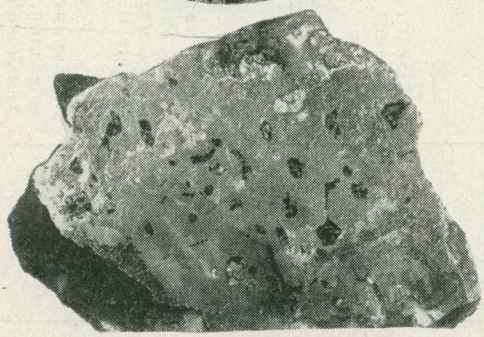
б



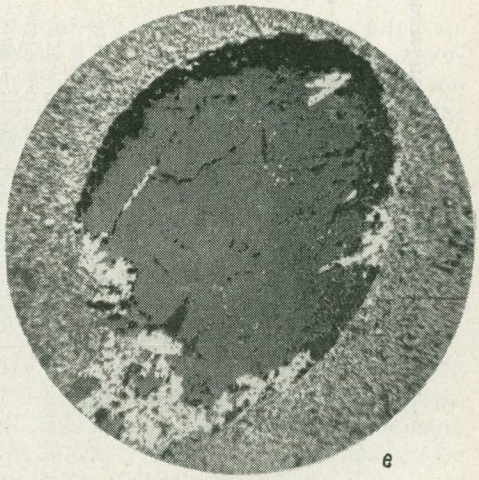
в



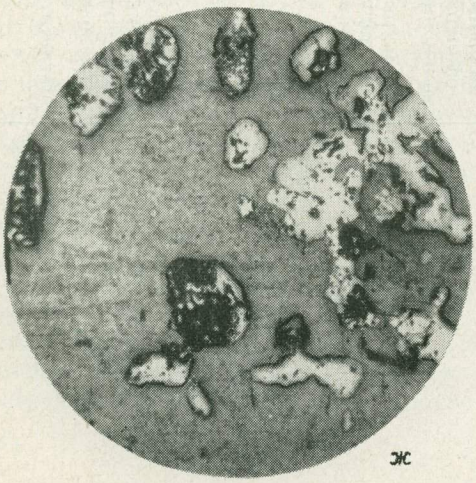
г



д



е



ж

чтобы в совокупности с другими фактами иметь возможность представить картину процессов рудообразования отдельных месторождений, связанных с различными членами сингенетических рядов пород Мончегорского плутона. В табл. 5 приведен качественный состав руд, последовательность возникновения минералов и стадий рудообразования. Из таблицы видно, что во всех месторождениях Мончи встречаются обычные для других сульфидных медно-никелевых месторождений минералы. Однако в деталях имеются некоторые различия в качественном составе руд, особенно в группе минералов, образованных замещением других рудных минералов. Примечательно также, что для различных пластовых месторождений Сопчи характерны специфические минералы. Так, для перидотитовых пластов характерны миллерит, валлериит, хромит. Очень редко встречается пирит. При сильной измененности пентландита и халькопирита пирротин изменен мало. Метасоматические процессы замещения первичных рудных минералов вторичными выражены здесь очень хорошо. В пластах оливиновых и оливинсодержащих пироксенитов характерными минералами являются виоларит и пирит, развивающиеся совместно по пентландиту. В пироксенитах южного склона массива Сопча метасоматические замещения первичных рудных минералов развиты очень слабо, характерным является отсутствие пентландита II генерации. Только здесь встречен марказит. Минералогический состав вкрапленных руд критического горизонта горы Нюд и донных залежей Н—К—Т очень близки друг к другу.

Наши исследования (Козлов, 1953ф, 1956, 1960) позволили установить, что количественные соотношения рудных минералов и химический состав руд различных месторождений Мончи отличаются друг от друга. Для изучения количественных соотношений между минералами мы пользовались как непосредственным подсчетом в аншлифах, так и методом пересчета химических анализов на минералогический состав, распределяя серу между никелем, медью и железом в соответствии с составом пирротина, пентландита и халькопирита. Первый метод дает более точные результаты, второй применим как метод условного состава руд с одинаковой степенью погрешности анализов для различных месторождений. В табл. 6 приведен количественно-минералогический состав руд в различных породах месторождений вкрапленных руд Мончегорского плутона, определенный прямым подсчетом в аншлифах. Приведенные в таблице сведения о количественно-минералогическом составе руд не отражают абсолютно точных содержаний минералов. Для этой цели потребовалось бы провести подсчет в очень большом количестве аншлифов. Однако количественно-минералогические исследования позволили установить сравнительно четкую тенденцию зависимости состава вкрапленных руд от состава пород почти во всех месторождениях Мончи. Так, роговики (ксенолиты) критического горизонта содержат только пирротиновые и пирротин-халькопиритовые руды, что позволяет относить их к рудам ксеногенным, т. е. породы ксенолитов, включенные в сингенетические породы критического горизонта, содержали пирротиновые и пирротин-халькопиритовые руды, среди которых были, вероятно, и массивные. Весьма четко во всех месторождениях уста-

---

Рис. 27. Силикатные включения (силикатные «шарики») в сплошных сульфидных рудах критического горизонта (гора Нюд).

а — силикатное включение, состоящее из микропегматита и крупных кристаллов плагиоклаза (без анализатора, увел. 10); *б* — часть силикатного включения, имеющего плавные контуры, в краевую часть проникают сульфиды (отраженный свет, увел. 30); *в* — титаномагнетитовые оболочки вокруг силикатных «шариков», по трещинкам оболочки проникают сульфиды (отраженный свет, увел. 60); *г* — силикатный «шарик», обрастающий титаномагнетитовым кристаллом (отраженный свет, увел. 30); *д* — массивные сульфидные руды, содержащие силикатные включения в контакте с магнетитовыми рудами (полированный штуф); *е* — силикатное включение в магнетитовых рудах, часть силикатного «шарика» замещена сульфидами (отраженный свет, увел. 60); *жс* — различные стадии замещения силикатных включений в магнетитовых рудах (отраженный свет, увел. 30).

Таблица 6

Средний количественно-минералогический состав сульфидов в различных породах месторождений вкрапленных руд Мончегорского плутона

Номера образцов и глубина отбора по скважинам (в м)	Порода	Пирротин	Пентландит	Халькопирит	Виоларит	Магнетит	Пирит	Содержание руд в породах, %
Критический горизонт								
Ксенолиты								
9г	Роговик	91	—	9	—	—	—	0.34
9д	»	55.5	—	7.1	—	33.7	3.3	0.7
10а	»	99.63	0.06	0.31	—	—	—	10.8
Среднее		81.98	0.02	5.47	—	11.2	1.1	3.95
Породы с оливином								
30	Оливиновый порфировидный норит	88.8	6.4	6.5	—	3.3	—	2.7
9в	То же	67.8	0.2	15.1	15.8	1.1	—	2.4
31а	» »	76.7	8.5	12.4	—	2.4	—	2.63
26	Оливиновый норит	87.51	0.05	5.47	5.97	1.0	—	3.2
9е	Оливиновый габбронорит	80.90	8.1	5.9	—	5.1	—	0.7
Среднее		80.34	9.0	9.07	—	2.6	—	2.34
Породы без оливина								
27в	Измененный норит	92.8	2.2	5.0	—	—	—	10.1
21	Пойкилитовый норит	85.78	4.8	9.4	—	0.07	—	3.2
48	Габбро-норит	92.1	3.3	4.4	—	—	—	2.3
9н	»	90.2	1.6	5.1	3.1	—	—	5.3
22	»	78.9	4.2	9.6	—	2.0	5.3	1.6
Среднее		87.96	3.94*	6.7	—	0.54	1.06	4.5
Придонная часть массива Ниттис—Кумужья—Травяная								
Породы с оливином, скв. 800								
236.3	Перидотит	59.79	40.68	6.53	—	—	—	—
247.3	»	73.8	22.2	4.00	—	—	—	—
252.8	Оливиновый норит	50.1	41.1	8.8	—	—	—	—
259.0	» »	75.0	25.5	4.0	—	—	0.5	—
257.2	Пироксенит с оливином	55.28	22.55	11.03	—	—	11.04	—
Среднее		61.3	28.7	6.9	—	—	2.1	—
Породы без оливина, скв. 800								
249.2	Норит	68.8	17.8	13.4	—	—	—	—
250.5	»	49.3	5.8	44.9	—	—	—	—
254.3	»	77.0	15.0	8.0	—	—	—	—
254.3	»	71.6	17.1	11.3	—	—	—	—
255.2	Полевошпатовый пироксенит	67.7	18.3	15.0	—	—	—	—
260.2	Норит	78.1	18.7	0.2	—	—	3.0	—
262.3	»	77.2	19.0	0.5	—	—	3.3	—
264.0	»	81.9	17.8	0.1	—	—	0.2	—
267.0	»	68.0	17.8	11.8	—	—	2.4	—
Среднее		70.95	16.41	11.6	—	—	2.1	—

* Вместе с виоларитом

Таблица 6 (*продолжение*)

Номера образцов и глубина отбора по скважинам (в м)	Порода	Пирротин	Пентландит	Халькопирит	Виоларит	Магнетит	Пирит	Содержание руд в породах, %
Крупнозернистые породы, скв. 800								
258.0	Крупнозернистый норит	7.4	8.9	66.2	—	—	17.5	—
259.3	Крупнозернистый пироксенит	20.5	5.8	70.3	—	—	3.4	—
Пластовые месторождения горы Сопча								
Перидотитовые пласты								
3	Рудные перидотиты	—	100	—	—	—	—	—
5	» »	24.5	56.5	9.6	—	9.4	—	—
6	» »	18.9	71.6	2.9	—	6.6	—	—
7	» »	28.5	63.9	1.2	—	6.4	—	—
8	» »	5.8	79.1	7.3	—	7.8	—	—
8а	» »	43.3	49.7	4.1	—	2.9	—	—
9	» »	14.1	72.7	9.8	—	3.4	—	—
10	» »	22.6	70.1	3.4	—	3.9	—	—
11	» »	33.6	62.5	0.8	—	3.1	—	—
13	» »	28.6	48.7	21.8	—	0.9	—	—
14	» »	42.5	28.8	16.0	—	12.7	—	—
15	» »	10.0	75.0	11.3	—	3.7	—	—
16	» »	20.0	61.7	18.8	—	—	—	—
19	» »	1.5	85.4	8.9	—	4.2	—	—
22	» »	36.5	52.5	6.2	—	4.8	—	—
23	» »	42.9	41.2	7.9	—	—	—	—
26	» »	18.2	68.2	12.3	—	1.3	—	—
Среднее		28.40**	62.4	9.2	—	4.1	—	—
Слой оливиновых пироксенитов северного склона горы Сопча								
108	Оливинсодержащие рудные пироксениты	37.7	44.2	14.6	—	3.5	—	—
108б	То же	31.6	50.3	13.8	—	4.3	—	—
108в	» »	37.3	40.9	18.6	—	3.2	—	—
108г	» »	42.6	36.3	16.8	—	4.3	—	—
108д	» »	50.8	38.9	10.3	—	—	—	—
108е	» »	31.6	46.2	19.7	—	2.5	—	—
108ж	» »	42.8	46.8	8.9	—	1.5	—	—
Среднее		40.2	43.6	16.2	—	3.2	—	—
Слой рудных пироксенитов южного склона горы Сопча								
113	Рудный пироксенит	77.1	15.3	7.6	—	—	—	—
113а	» »	81.7	11.6	6.7	—	—	—	—
113б	» »	74.7	17.5	7.8	—	—	—	—
113в	» »	73.2	15.8	11.0	—	—	—	—
Среднее		77.6	14.0	8.0	—	—	—	—
Гнездовые руды критического горизонта								
39	Массивные руды с включениями силикатов	92.1	0.2	5.5	2.2	—	—	24.7
47	То же	89.6	7.4	3.0	—	—	—	52.3
45	» »	94.3	5.4	0.3	—	—	—	65.1
9ж	» »	94.3	0.4	3.6	1.5	0.2	—	12.5
91.9	» »	91.9	7.8	0.3	—	—	—	95.1

** Вместе с магнетитом.

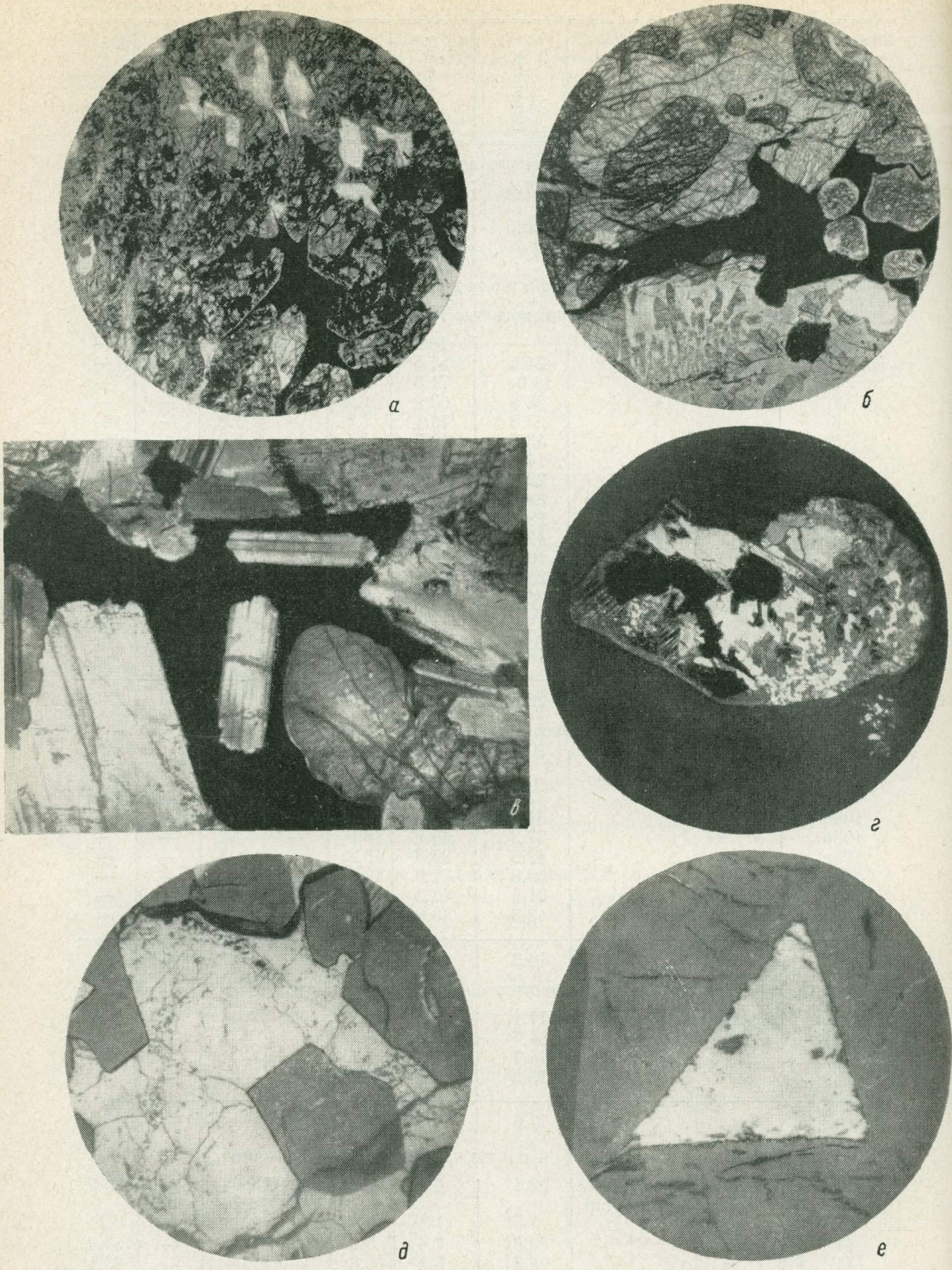


Рис. 29. Взаимоотношения сульфидных вкрапленников с породообразующими минералами в месторождении донной залежи массива Н—К—Т.

а — незначительно серпентинизированные оливиновые нориты, плагиоклаз и пироксены не замещаются вторичными минералами, при серпентинизации образуется большое количество магнетитовой

навливается большее (по отношению к пирротину) содержание пентландита в оливинсодержащих породах по сравнению с безоливиновыми. Особенно контрастные результаты получены для слоев вкрапленных руд массива Сопча, где в перидотитовых слоях среди сульфидов резко преобладает пентландит, а в пироксенитах — пирротин, в промежуточных по составу породах (оливиновые пироксениты) пирротин и пентландит встречаются примерно в равных количествах. Если сравнивать состав сульфидов различных месторождений, то во вкрапленных рудах критического горизонта халькопирит преобладает или находится в равных количествах с пентлан-

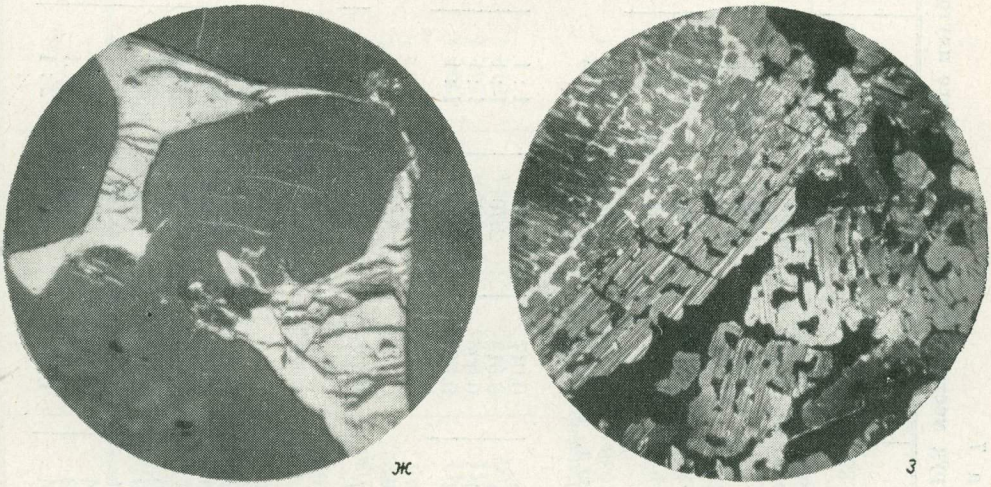


Рис. 29 (*продолжение*).

пыли, сульфиды развиты в интерстициях, они не оказывают какого-либо влияния на степень измененности оливина (скв. 846, глубина 258 м, без анализатора, увел. 15); *б* — оливиновые нориты, оливин незначительно серпентинизирован, плагиоклаз и пироксены почти не изменены, сульфиды резорбируют породообразующие минералы, моноклинный пироксен графически прорастает плагиоклаз (скв. 835, глубина 258.6 м, без анализатора, увел. 18); *в* — участок габбро-норита с офитовой структурой, видны зерна плагиоклаза, корродированные сульфидами (скв. 846, глубина 269 м, без анализатора, увел. 70); *г* — силикатное включение из рудного гнезда (скв. 799, глубина 297.67—298.17 м, с анализатором, увел. 10); *д* — зерна титаномагнетита, наросшие на кристаллы силикатных минералов, характерны четкие границы в контакте с сульфидами (скв. 846, глубина 258 м, отраженный свет, увел. 20); *е* — угловатый вкрапленник, состоящий преимущественно из халькопирита, в одном углу находится зерно пирротина (скв. 841, глубина 201.3 м, отраженный свет, увел. 60); *ж* — вкрапленник сульфидов, включающий резорбированное зерно оливина, видны магнетитовые прожилки и порфировидные зерна пентландита (скв. 846, глубина 190.18 м, отраженный свет, увел. 25); *з* — разъедание крупных кристаллов плагиоклаза сульфидами (скв. 847, глубина 277.2 м, с анализатором, увел. 18).

дитом, в то время как в других месторождениях пентландит количественно преобладает над халькопиритом. Только в крупнозернистых пегматоидных породах наблюдается резкое преобладание халькопирита над другими сульфидными минералами.

Вкрапленные и гнездовые руды критического горизонта значительно отличаются друг от друга. Во вкрапленных рудах халькопирит почти всегда преобладает над пентландитом или находится в равных количествах, т. е. отношение пентландита к халькопириту колеблется в среднем от 1 : 1 до 1 : 2. В гнездовых же рудах пентландит резко преобладает над халькопиритом. Здесь отношение пентландита к халькопириту обычно от 2 : 1 до 10 : 1 и даже до 25 : 1. Содержание пирротина в гнездовых рудах больше, чем во вкрапленных. Обычно вкрапленные руды представляют собой породы, в которых сульфидные вкрапленники, располагаясь в интерстициях, макроскопически изолированы друг от друга. Исследования соотношений минералов во вкрапленниках показали, что составы колеблются

Таблица 7

Химический состав сульфидных медно-никелевых руд месторождений Мончегорского плутона

Места отбора	Количество проб	Ni	Cu	Co	S	Ni : Cu	Ni : Co	$\frac{S}{Ni + Cu + Co}$
Пластовые месторождения горы Сопча*								
Перидотитовый пласт	10	0.55	0.20	0.04	0.90	2.75 : 1	13.7 : 1	1.1 : 1
Пласт оливинсодержащих пироксенитов северного склона	7	0.60	0.25	0.015	1.65	2.4 : 1	40 : 1	1.9 : 1
Пироксенитовые рудные пласты южного склона	4	0.35	0.17	0.02	2.39	2 : 1	17.5 : 1	4 : 1
Критический горизонт горы Нюд, месторождение Нюд II								
Вкрапленные руды								
Проба 1**	1	0.34	0.35	0.017	2.60	1 : 1	20 : 1	3.7 : 1
» 2	1	0.37	0.34	0.018	2.70	1 : 1	20 : 1	3.7 : 1
» 3	1	0.26	0.29	0.006	2.27	1 : 1	40 : 1	4.1 : 1
Среднее		0.32	0.32	0.013	2.44	1 : 1	27 : 1	3.8 : 1
Гнездовые руды								
Среднее	23	3.21	0.37	0.13	—	8.7 : 1	24 : 1	—
Придонная часть массива Ниттис—Кумужья—Травяная								
Вкрапленные руды								
Перидотиты, скв. 798	5	0.31	0.096	0.023	0.65	3 : 1	13 : 1	1.5 : 1
Перидотиты, скв. 799	45	0.296	0.08	0.019	0.726	3.7 : 1	15.6 : 1	2 : 1
Оливиновые пироксениты, скв. 798	15	0.32	0.11	0.017	0.97	3 : 1	19 : 1	2 : 1
Пироксениты, скв. 798	14	0.37	0.18	0.036	1.57	2 : 1	10 : 1	2.7 : 1
Пироксениты, скв. 800	20	0.34	0.19	0.017	1.46	1.8 : 1	20 : 1	2.7 : 1
Нориты и габбро-нориты, скв. 798	13	0.18	0.11	0.023	0.76	1.6 : 1	8 : 1	2.4 : 1
Нориты, скв. 799	12	0.44	0.24	0.015	1.88	1.8 : 1	29 : 1	2.7 : 1
Нориты и габбро-нориты, скв. 800	7	0.32	0.18	0.016	1.44	1.8 : 1	20 : 1	2.8 : 1
Среднее		0.29	0.14	0.02	1.01	2 : 1	15 : 1	2.2 : 1

* Анализировались образцы.

** Пробы анализировались в лаборатории института Механобр.

Таблица 7 (*продолжение*)

Места отбора	Количество проб	Ni	Cu	Co	S	Ni : Cu	Ni : Co	$\frac{S}{Ni + Cu + Co}$
Оруденение в гнейсах ниже дна массива								
Скв. 797	6	0.67	0.24	0.023	3.00	2.8 : 1	29 : 1	3 : 1
Гнездовые и гнездово-инъекционные руды								
Гнездово-инъекционные руды ***								
Шахта 5:								
проба 26	1	1.21	0.048	0.039	7.1	25 : 1	31 : 1	5.4 : 1
» 79—9	1	2.98	—	0.113	27.63	—	25 : 1	9 : 1
» 439	1	6.37	0.030	0.178	32.30	212 : 1	36 : 1	5 : 1
» 52	1	2.55	0.032	0.07	22.22	79 : 1	36 : 1	8.4 : 1
Шурф 85	1	2.03	0.07	0.08	15.10	28 : 1	25 : 1	7 : 1
Гнездовые руды:								
скв. 799, гл. 297.67—298.17		7.98	0.11	0.19	15.87	72 : 1	42 : 1	2.1 : 1
скв. 800, гл. 270.34—270.83		2.76	0.11	0.10	13.89	24 : 1	27 : 1	4.6 : 1
Среднее по гнездовым и гнездово-инъекционным рудам		3.69	0.06	0.108	19.14	61 : 1	36 : 1	5.2 : 1
Прожилково-вкрапленные руды								
Среднее	8	1.84	0.038	0.057	10.36	49 : 1	32 : 1	5 : 1
Существенно медные гнездово-инъекционные руды массива Ниттис—Кумужья—Травяная**								
Скв. 820, гл. 69.87, массивные руды		1.60	32.84	0.006	35.04	1 : 20	266 : 1	≈1 : 1
Скв. 963, гл. 387.10—387.51, массивные руды		0.21	30.14	0.005	30.53	1 : 141	42 : 1	≈1 : 1
Скв. 963, гл. 387.26—387.51, массивные руды		0.24	31.37	0.005	31.14	1 : 131	48 : 1	≈1 : 1
Скв. 963, гл. 388.64—389.13, габбро-пегматит		0.24	17.33	0.007	18.71	1 : 72	34 : 1	≈1 : 1
Скв. 15, гл. 364.88—365.10, габбро-пегматит		0.69	12.34	0.012	12.96	1 : 18	57 : 1	≈1 : 1

*** Из отчета И. В. Ришинского (1963ф).
**** Анализы аналитической лаборатории Гипроникеля.

Таблица 7 (*продолжение*)

Места отбора	Количество проб	Ni	Cu	Co	S	Ni : Cu	Ni : Co	$\frac{S}{Ni + Cu + Co}$
Скв. 15, гл. 365.10—365.47, габбро-пегматит		0.30	9.88	0.011	9.09	1 : 32	30 : 1	≈1 : 1
Скв. 508, гл. 375.6—376.71, массивные руды		1.48	20.93	—	27.51	1 : 14	—	1.2 : 1
Скв. 508, гл. 376.71—377.22, массивные руды		0.90	17.90	—	25.09	1 : 19	—	1.3 : 1
Скв. 816, гл. 385.4—385.65, габбро-пегматит		0.16	1.33	—	3.05	1 : 8	—	2 : 1
Скв. 816, гл. 385.65—385.85, габбро-пегматит		0.16	1.27	—	2.58	1 : 8	—	1.8 : 1
Принятое среднее содержание		0.71	21.59	0.008	23.81	1 : 30	81 : 1	≈1 : 1
Жильные руды								
Массив Ниттис—Кумужья—Травяная								
Магнетитовая руда	1	2.74	1.43	0.20	9.0	1.9 : 1	14 : 1	2 : 1
Существенно пирротиновая руда	3	5.80	0.98	0.29	23.50	6 : 1	20 : 1	3 : 1
Пентландит-пирротин-халькопиритовая руда	1	5.32	2.65	0.33	26.50	2 : 1	16 : 1	2.8 : 1
Существенно халькопиритовая руда	2	2.85	12.2	0.29	26.12	1 : 4.2	9.8 : 1	1.7 : 1
Средний состав, принятый для подсчета запасов		5.1	2.6	0.18	31.92	2 : 1	28 : 1	4 : 1
Массив Сопча								
Сульфидные руды жилы 4 (среднее по трем горизонтам)	8	3.71	2.33	—	—	1.6 : 1	25 : 1	—
Пентландит-пирротиновые руды *****		6.67	0.67	0.25	28.18	10 : 1	26 : 1	3.6 : 1
Пирротин-халькопиритовые руды (средняя проба) *****	4	0.98	7.10	0.052	14.86	1 : 7.2	19 : 1	1.7 : 1
Магнетитовая руда (средняя проба) *****	6	1.39	0.91	0.078	6.32	1.6 : 1	18 : 1	2.5 : 1
Месторождение Морошковое озеро								
Прожилково-вкрапленные руды	125	0.141	0.127	0.03	—	1.1 : 1	4.7 : 1	—
Сплошные (массивные) руды	19	3.88	0.86	0.17	—	4.5 : 1	23 : 1	—

Примечание. Глубина отбора проб по скважинам дана в метрах.

***** Пробы анализировались в химической лаборатории Норильского комбината.

Таблица 8

Рациональные анализы различных типов руд массива Сопча
(по данным К. Ф. Белоглазова)

Оруденелые породы	Номер пробы	Содержание, %			
		никель общий	никель силикатный	оливин	вторичные минералы
Оливинит	9	0.44	0.32	68	—
	6	0.38	0.31	78	—
	13	0.72	0.37	56.3	—
	11	0.40	0.16	24.6	30.3
	8	0.34	0.11	26.4	21.0
Среднее	—	0.45	0.25	50.07	—
Относительные проценты	—	100	48.89	—	—
Оливиновый пироксенит и перидотит	12	0.56	0.10	18.40	23.0
	2	0.62	0.15	28.6	12.2
	4	0.45	0.10	40.00	14.5
	5	0.57	0.16	48.00	2.3
	10	0.53	0.26	37.50	13.0
	14	0.82	0.20	42.60	10.8
	17	0.27	0.07	15.2	—
	18	0.18	0.10	23.6	—
Среднее	—	0.55	0.12	32.8	—
Относительные проценты	—	100	23.28	—	—
Крупнозернистый пироксенит	16	0.52	0.03	5.00	—
Относительные проценты	—	100	3.85	—	—
Смесь крупно- и среднезернистого пироксенита	1	0.47	0.08	4.10	8.2
Среднее	—	0.40	0.075	20.5	5.6
Относительные проценты	—	100	12.5	—	—

в широких пределах, которые зависят от размеров вкрапленников (Козлов, 1953ф, 1956, 1960).

Мы разделили вкрапленники по крупности на три класса: I — от 0.000625 до 0.0025 мм²; II — от 0.0025 до 0.0625 мм²; III — от 0.0625 мм² до 1—2 мм². Вкрапленники I и II классов крупности состоят обычно из одного или двух минералов, редко из трех. Крупные же вкрапленники состоят из трех и реже из двух минералов. Состав крупных вкрапленников определяет количественные соотношения сульфидных минералов в породе. В табл. 7 приведены результаты химических анализов руд Мончегорского плутона. Изучение химического состава руд мончегорских месторождений кроме подтверждения правильности выводов, полученных по результатам количественно-минералогического анализа, показало значительные колебания в составе никеля, меди, кобальта и серы в зависимости от типов руд, состава вмещающих пород и положения самих месторождений в Мончегорском плутоне, что наглядно показано на рис. 34, где приведены процентные соотношения (Ni+Co), Cu и S в рудах. Опробование рудных интервалов на никель, медь, кобальт и серу позволило проследить закономерности распределения в них сульфидов. Было установлено, что в перидотитовых пластах массива Сопча максимум содержания меди располагается выше максимума содержаний никеля, который приурочен к средней части перидотитового пласта, т. е. кривая содержания сульфидов не отражает накопления сульфидов под влиянием силы тяжести (Козлов, 1953ф). Не наблюдается этого и в донных залежах. Характер кривых на рис. 35

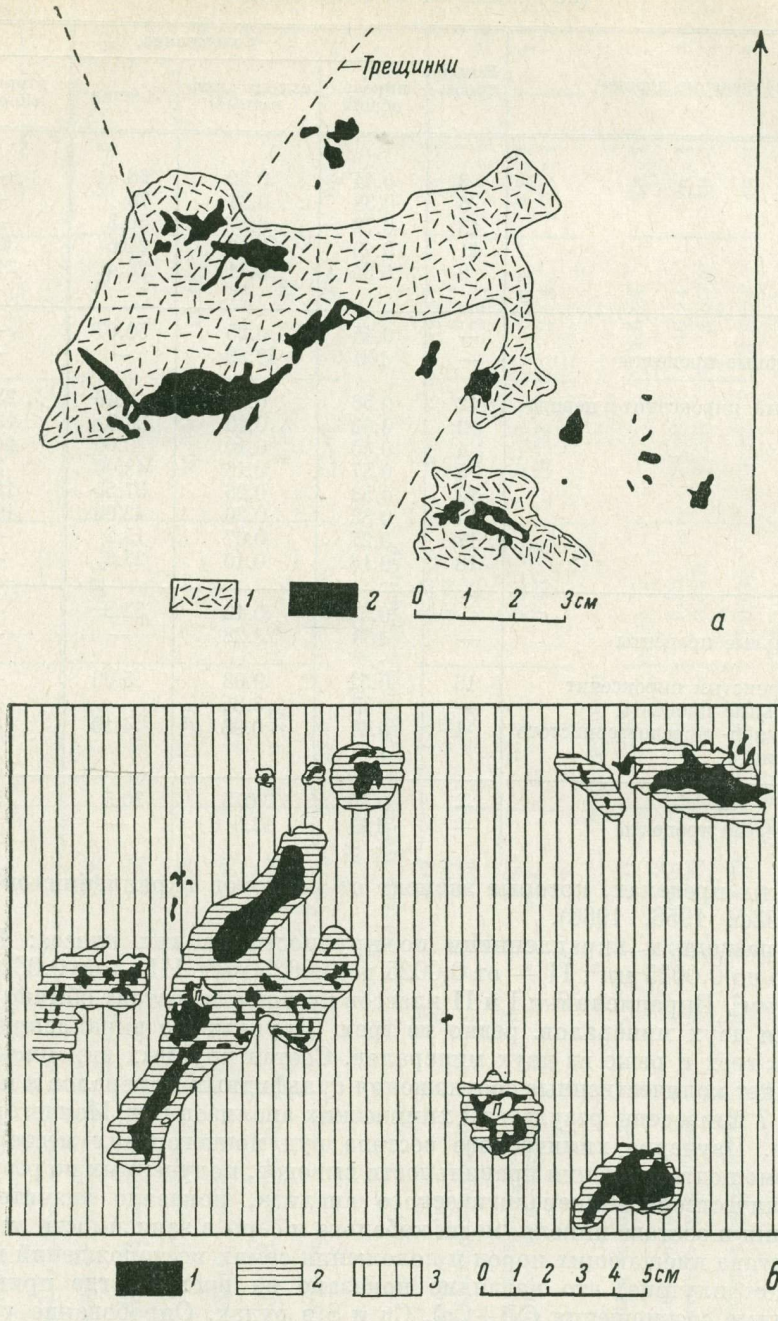


Рис. 30. Взаимоотношения сульфидов с силикатными минералами в сульфидных гнездах.

а — зарисовка участка керна скв. 835 (глубина 253.1 м): *1* — участок крупнозернистых норитов среди оливиновых норитов, *2* — сульфиды; *б* — развертка керна скв. 856 (глубина 207.55—207.7 м): *1* — сульфиды, *2* — ободок измененной породы, *3* — пустая порода, п — пентландит.

отражает весьма неравномерное распределение сульфидов в пределах всего рудного интервала, при этом наибольшее абсолютное количество пентландита находится в центральной части интервала. Из рис. 36 видно, что по всем трем скважинам имеется тенденция к относительному увеличению пирротина и уменьшению пентландита среди сульфидов, т. е. при удалении от оливинсодержащих пород придонной части плутона относительное количество пентландита среди сульфидной массы уменьшается.

Средний состав сингенетических вкрапленных сульфидных медно-никелевых руд должен отражать средний состав рудных компонентов в растворе (или рудной магме) до его кристаллизации. Поэтому отличие в среднем составе сульфидов различных месторождений свидетельствует о различном составе рудных растворов в пространственно разобщенных зонах сингенетических пород Мончи до начала рудоотложения.

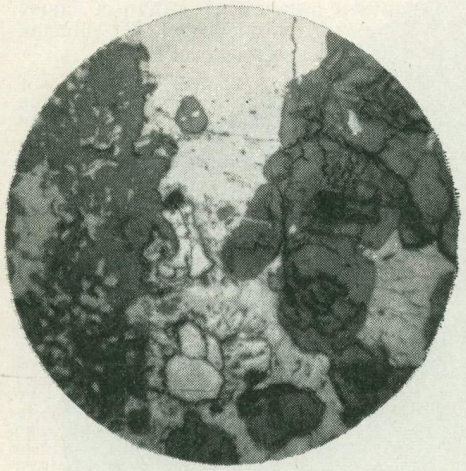


Рис. 31. Контакт гнезда сульфидов со среднезернистыми полевошпатовыми пироксенитами и жилой диабаза (скв. 800, отраженный свет, увел. 20).

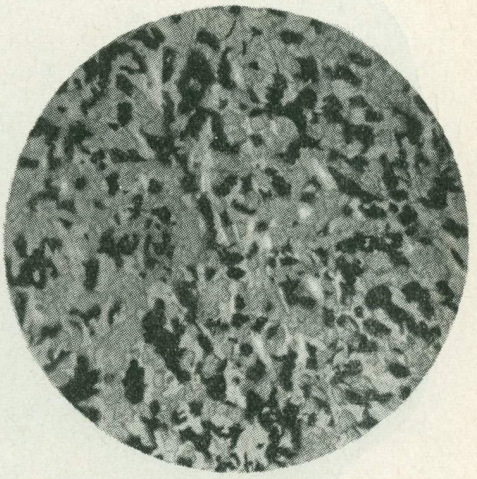


Рис. 32. Характер взаимоотношения сульфидов с породообразующими минералами диабазовой жилы (скв. 800, глубина 273.3, без анализатора, увел. 30).

Резкие колебания в составе отдельных вкрапленников и их групп, изолированных обычно друг от друга, наличие существенно халькопиритовых, существенно пирротиновых и петландитовых гнездовых и гнездово-инъекционных руд, тесно связанных с вкрапленными, свидетельствуют о дифференциации рудных растворов в процессе рудоотложения.

Как минералогические, так и химические исследования показывают, что в сульфидной массе содержится больше пентландита, если вкрапленность находится в оливинсодержащих породах. Видимо, это связано с тем, что оливин является основным концентратом силикатного никеля среди породообразующих минералов. Об этом свидетельствуют как анализы породообразующих минералов (табл. 4), так и рациональные анализы различных типов руд массива Сопча (табл. 8).

Рациональный анализ сульфидных руд не является достаточно точным, однако во всех анализах ошибка должна быть одного и того же порядка, а это позволяет пользоваться им как сравнительным методом.

В последние годы проведены многочисленные опробования на никель перидотитов и пироксенитов, не содержащих макроскопически видимой сульфидной вкрапленности. Среднее содержание NiO в оливинитах по результатам опробования равно 0.30%, в перидотитах — 0.16% (от 0.10

до 0.19%), в пироксенитах — 0.03% (от 0.01 до 0.05%). Содержание никеля в пироксенах составляет сотые доли процента. По всей вероятности, в ходе перетектической реакции оливина с магмой никель накапливается в остаточных растворах.

Важнейшим вопросом для Мончегорского рудного района является выяснение характера связи сульфидных жил массивов Н—К—Т и Сопча с Мончегорским плутоном. Имеющийся фактический материал не дает однозначного ответа на этот вопрос. Рудничной геологической службой комбината Североникель (Лялин, 1956), а также З. А. Образцовой (1953) и В. А. Масленниковым (1956) установлена следующая последовательность

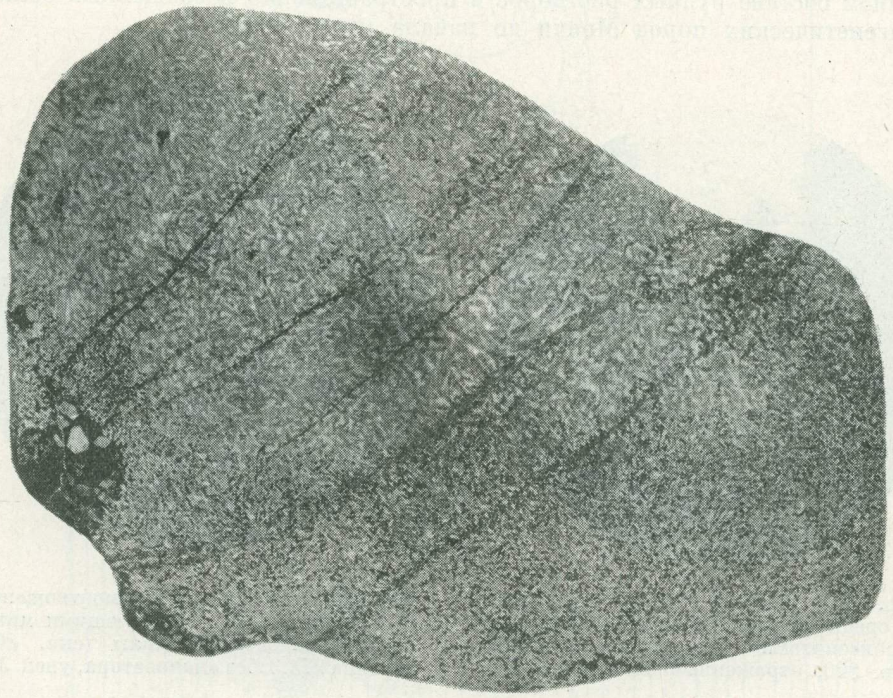


Рис. 33. Замещение пироксена и плагиоклаза сульфидами в диабазах. В контакте с гнездом сульфидов наблюдается развитие жилок.

геологических явлений, включая и образование сульфидных медно-никелевых жил массива Н—К—Т.

1. После формирования массива Н—К—Т образовались первичные трещины — меридиональные (S), широтные (Q) и пологозалегающие (L).

2. Заложение зон наложенных субмеридиональных трещин, крутопадающих (почти вертикальных), длиной до 2—2.5 км. В центральной части массива они совпадают с первичными трещинами S, а в северной части имеют секущее положение по отношению к ним. Эта же система субмеридиональных наложенных трещин в настоящее время установлена и в массиве Сопча. Здесь они имеют отчетливо секущее положение по отношению к первичным трещинам (сульфидные жилы приурочены именно к этим трещинам как в массиве Н—К—Т, так и в массиве Сопча).

3. Расчленение плутона сбросами. Сбросы разбили Мончегорский плутон на блоки. Ранее образованные системы первичных и наложенных субмеридиональных трещин в каждом блоке сместились друг относительно друга.

4. Внедрение гипабиссальных даек диабазов, камптонитов и лампрофиров и др. Дайки использовали при внедрении как наложенные субмеридиональные, так и первичные трещины, а также зоны сбросов. Дайки часто имеют афанитовые зальбанды, что указывает на их внедрение в уже значительно охлажденный массив.

5. Образование сульфидных жил. Рудные растворы для отложения сульфидов использовали субмеридиональные наложенные структуры, особенно там, где они совпадают с субмеридиональными первичными трещинами. Благоприятными для рудоотложения были также короткие первичные широтные и горизонтальные трещины, где образуются перемычки, соединения и ответвления от субмеридиональных тел. В сопряжении со сбросами возникают раздувы и затеки сульфидов в зоны сбросов.

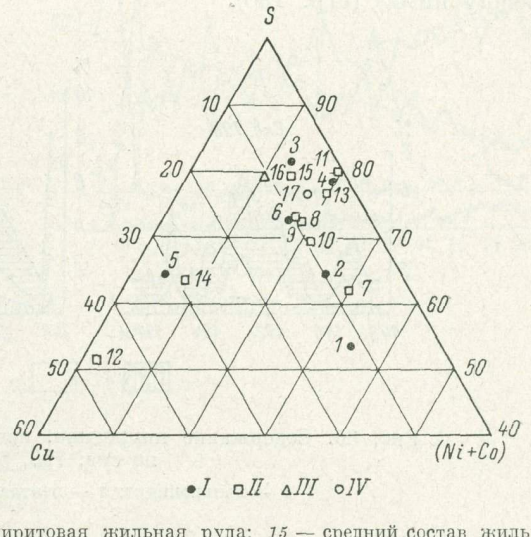


Рис. 34. Соотношение между суммой никеля и кобальта, медью и серой в рудах различных месторождений Мончегорского никеленосного плутона.

I — руды Сопчи: *1* — перидотитовый пласт; *2* — пласт оливинсодержащих пироксенитов северного склона; *3* — пироксенитовые рудные пласты южного склона; *4* — пентландит-пирротиновые жильные руды (средняя проба); *5* — пирротин-халькопиритовые жильные руды (средняя проба); *6* — магнетитовая жильная руда (средняя проба). *II* — руды массива Ниттис—Кумужья—Травяная: *7* — средний состав вкрапленных руд придонной части массива — перидотиты скв. 798, 799, оливиновые пироксениты скв. 798; *8* — то же, пироксениты скв. 798, 800; *9* — то же, нориты и габбро-нориты скв. 798, 800, нориты скв. 799; *10* — средний состав вкрапленных руд придонной части массива по всем анализированным образцам; *11* — средний состав гнездовых и гнездово-инъекционных руд придонной части массива; *12* — принятый средний состав существенно медных гнездово-инъекционных руд; *13* — существенно пирротиновая жильная руда; *14* — существенно халькопиритовая жильная руда; *15* — средний состав жильной руды, принятый для подсчета запасов. *III* — руды месторождения Нюд II: *16* — средний состав вкрапленных руд (критический горизонт). *IV* —вмещающие породы: *17* — оруденелые гнейсы ниже дна массива Ниттис—Кумужья—Травяная.

Пересечение жил с дайками гипабиссальных пород сопровождается образованием брекчии, сульфиды цементируют породы даек.

6. Внедрение даек кварцевых порфиров.

Тектоническая деятельность продолжалась и после образования дайкового комплекса пород и сульфидных жил, вследствие чего жилы диабазов в зонах тектонических движений иногда катаклазированы, а в рудных жилах образуют существенно пиритовые матовые руды и руды с закономерно ориентированными кристаллами пентландита II генерации. Документация отработанных жил массива Н—К—Т убедительно показывает, что жильное поле не является непрерывным (рис. 5 и 6), а состоит из нескольких звеньев, при этом основных жил несколько. А. А. Трегубович отмечает для района второй и третьей шахт три основные жилы — 19, 18, 16 (центральная группа жил). Установлено, что более многочисленные жилы верхних горизонтов являются апофизами этих основных жил, а жилы, расположенные между сбросами, редко переходят друг в друга. Каждая система жил между сбросами по сути дела не связана друг с другом, за исключением единичных случаев, хотя затеки сульфидов в сбросы наблюдаются сравнительно часто. В. А. Масленников (1956) описал случаи тесной связи сульфидных жил массива Н—К—Т с дайками габбро-пегматитов. Это хорошо наблюдалось им на юге массива, где сульфидные жилы

непосредственно переходят в жилы габбро-пегматитов. При этом устанавливается, что габбро-пегматит и сульфидная жила выполняют одну и ту же полость раскрывшейся трещины. Переход одной жилы в другую происходит на расстоянии нескольких метров или первых десятков метров как по их простиранию, так и по падению. Наблюдается чередование полевошпатовых и сульфидных участков. В габбро-пегматитах в интерстициях встречаются сульфиды, а в сульфидных жилах — хорошо ограненные идиоморфные кристаллы плагиоклаза. Жилы габбро-пегматитов и сульфидов представляют собой более молодой комплекс, чем гипабиссальный дайковый комплекс, и, как считает В. А. Масленников (1956), «соотношения свидетельствуют о совместном сосуществовании в полости одной жилы кристаллов силикатов и рудных масс, свидетельствуют об одновременности внедрения габбро-пегматитов и рудообразующего раствора и о тесной связи между ними» (стр. 190).

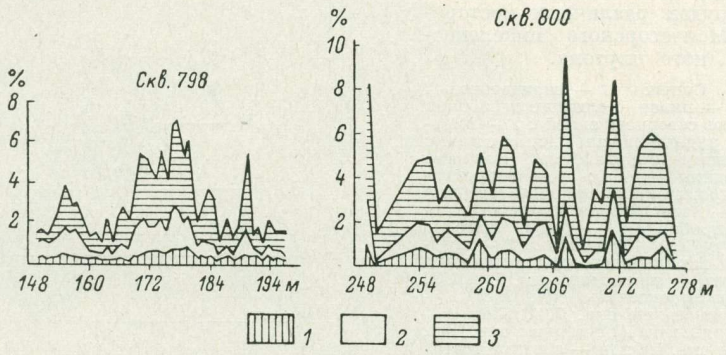


Рис. 35. Содержание пирротина, пентландита и халькопирита по скв. 798, 800.

1 — халькопирит; *2* — пентландит; *3* — пирротин.

В последние годы получена достоверная информация о сульфидных медно-никелевых жилах массива Сопча, наличие которых мы предполагали еще в 1951 г. Исследование сульфидных жил Сопчи проводил И. С. Бартенев. Жильное поле массива Сопчи прослежено на 2.5 км. Жилы слепые. Верхние «кромки» жил находятся в зоне пироксенитов на отметке 0 (400—500 м от поверхности горы Сопча), а «корни» — на отметках —(250—350 м) в зоне тонкого переслаивания перидотитов с пироксенитами. Азимут простирания жил СВ 20—30°. Они приурочены к наложенным рудовмещающим трещинам. Образование жил массива Сопча аналогично образованию жил массива Н—К—Т. Два крупных сброса — меридиональный и большой аномальный, разбивающие массив Сопча на три блока, делят и жильное поле этого массива на три части. Основной промышленный интерес представляют жилы центральной части рудного поля, между большим аномальным и меридиональным сбросами. Юго-западная часть жильного поля смещена к северо-западу. Смещение рудовмещающих трещин произошло до рудоотложения. Залегание сопчинских жил резко не совпадает в пределах всего поля с залеганием первичных трещин. Жилы менее выдержанные, чем в массиве Н—К—Т, и представляют собой обычно серию линз, часто с различным соотношением рудных компонентов (выделяются существенно халькопиритовые и существенно пирротиновые руды). Средняя мощность жил небольшая — 5—10 см, редко наблюдаются раздувы до 40—50 см. Часто жилы расщепляются на несколько тонких жилок. Широко развиты внутрижильные трещины со следами скольже-

ния. В отдельных случаях рудные линзы, контактирующие по таким трещинам, разнятся по составу, что создает видимость их разновременности.

Нижние горизонты жил массива Сопча более богаты медью, чем верхние (например, содержание Cu в жиле 4 на горизонте —100 м равно 2.31%, а на горизонте —191 м равно 3.03%). Никелем наиболее богаты средние части жил. Выделения магнетита, как и в жилах массива Н—К—Т, часто приурочены к пережимам, зонам выклинивания и зальбандам. Так же ведет себя и халькопирит. Пентландит отмечается около зальбандов или ксенолитов, но часто наблюдается и в виде косо ориентированных просечек

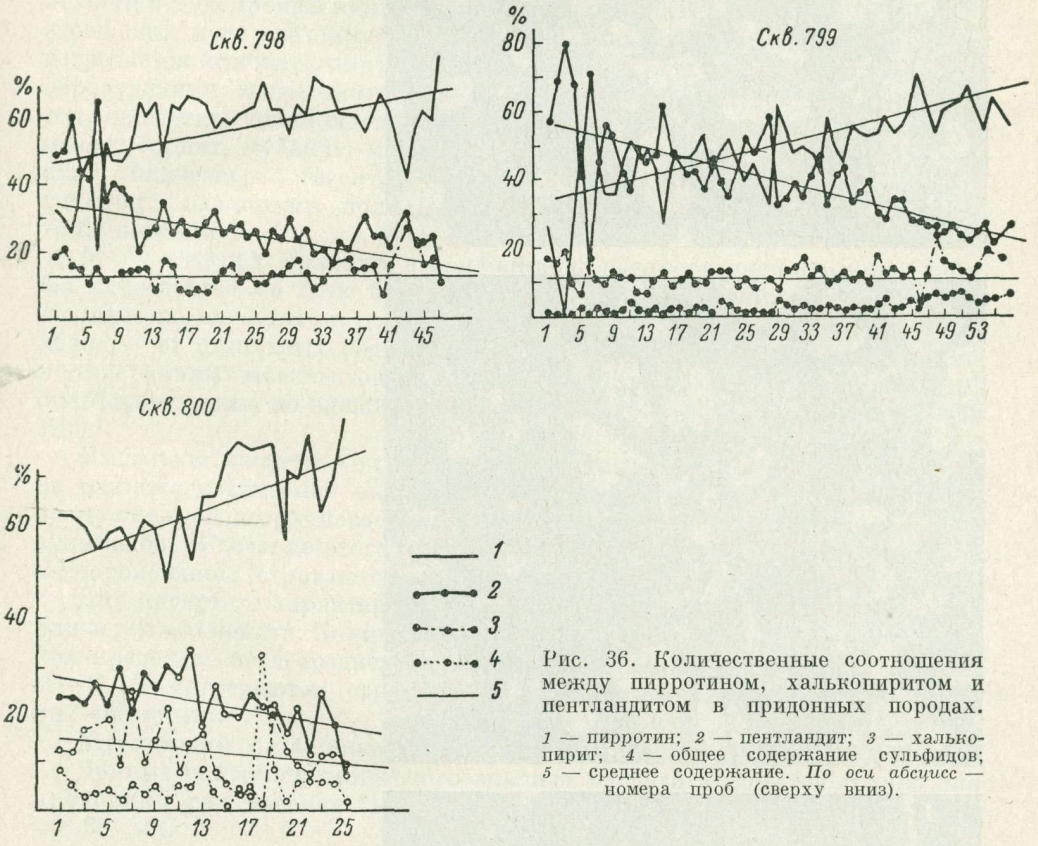


Рис. 36. Количественные соотношения между пирротином, халькопиритом и пентландитом в придонных породах.

1 — пирротин; *2* — пентландит; *3* — халькопирит; *4* — общее содержание сульфидов; *5* — среднее содержание. *По оси абсцисс* — номера проб (сверху вниз).

в средней части жилы. Для жил массива Сопча характерно большое количество ксенолитов боковых пород, приводящее к созданию брекчиевых текстур. Особенно это эффектно выглядит в контактах жилы 4 с дайкой диабаза. Связь жильного оруденения с габбро-пегматитами наблюдалась в нижних горизонтах жилы 4 (горизонты —150 и —191 м). Судя по документации этой жилы, габбро-пегматит является как бы апофизой сульфидной жилы. Наблюдались включения идиоморфных кристаллов основного плагиоклаза и пироксена в сульфидной массе (рис. 37). Химический состав руд из жил массива Сопча приведен в табл. 7. В этих рудах главными минералами, образовавшимися в сульфидную стадию, являются магнетит, пирротин, пентландит и халькопирит. К второстепенным минералам относятся пирит, мельниковит, кубанит, ильменит, сфалерит и платиноиды (пока точно не определены).

Мы отмечали выше, что гнездовые и вкрапленные руды донной залежи массива Н—К—Т образовались позднее даек диабаза, т. е. по времени

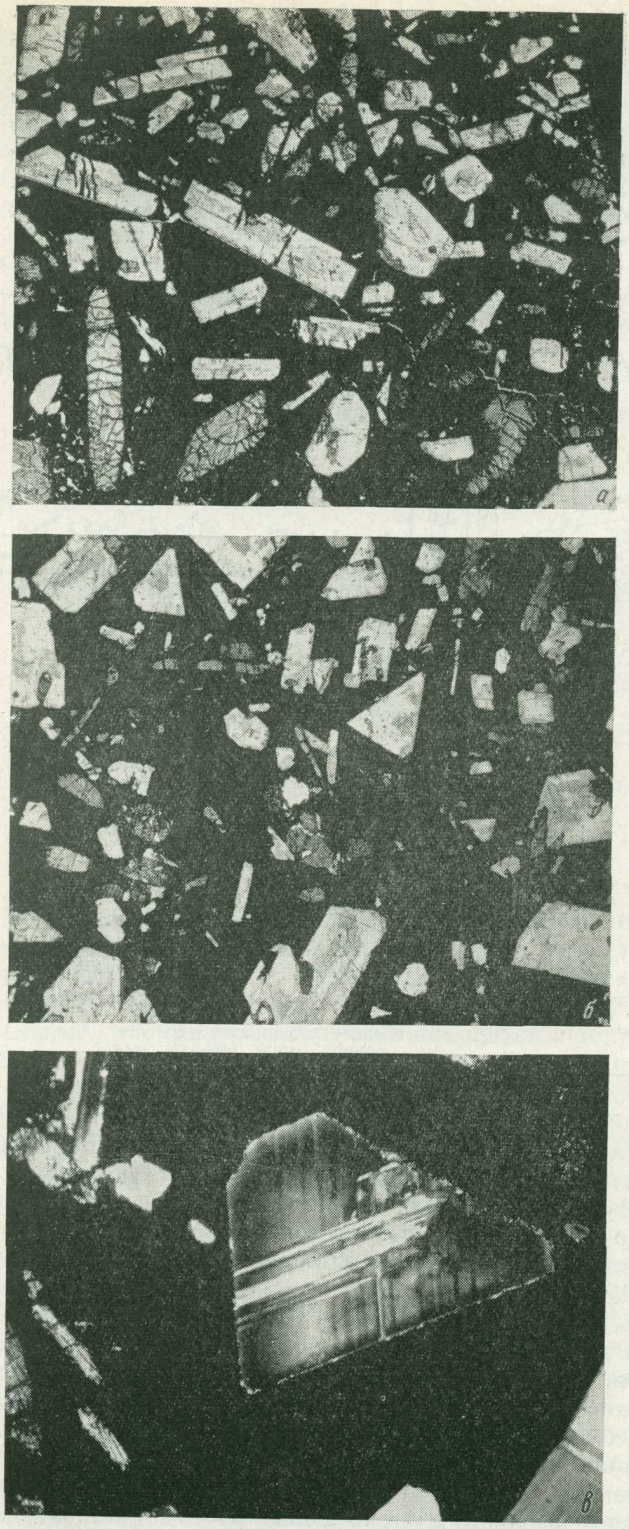


Рис. 37. Массивные руды, включающие хорошо ограненные кристаллы плагиоклаза и пироксена.

а — пирротиновая руда (без анализатора, увел. 9); *б* — существенно халькопиритовая руда (без анализатора, увел. 9); *в* — существенно халькопиритовая руда с включениями зонального плагиоклаза (с анализатором, увел. 30).

образования вкрапленные и гнездово-вкрапленные руды как будто бы не отличаются от жильных руд. Это дало нам основание в ряде работ рассматривать сульфидные жилы массивов Н—К—Т и Сопча как отщепления непосредственно от Мончегорского плутона (Козлов, 1953ф, 1962). Однако геологическое положение сульфидных жил в ряду последовательных магматических фаз горных пород (самый молодой член ряда) не позволяет полностью отказаться от возможной связи жильных руд с глубоко залегающим магматическим очагом, являвшимся источником интрузивных фаз пятого магматического цикла в Мончегорском районе.

При всем разнообразии форм и условий залегания различных месторождений и рудопроявлений, которое наблюдается в Мончегорском плутоне, здесь, как и во всех других медно-никелевых месторождениях, в рудах встречается относительно небольшой набор минералов. Главными рудообразующими минералами являются пирротин, пентландит, халькопирит, магнетит, титаномагнетит, пирит; второстепенными — хромит, ильменит, борнит, кубанит, миллерит, сфалерит, галенит, мончекит, котульскит, майчеперит, гессит, сильванит, алтаит, мелонит; вторичными — виоларит, валлериит, полидимит, бравоит, марказит, мельниковит, рутил, ковеллин.

Магнетит является весьма широко распространенным минералом. Он встречается во всех без исключения месторождениях и типах руд. Количество магнетита в различных рудах меняется в очень широких пределах — от отдельных редких кристаллов среди сульфидов до почти мономинеральных магнетитовых руд (например, в верхних частях некоторых сульфидных жил, во внешней зоне рудного гнезда на южной террасе горы Нюд).

Выделение магнетита охватывает очень широкий промежуток времени — от раннемагматической вкрапленности в породообразующих минералах до прожилков вторичного магнетита и метасоматического замещения им сульфидов. В течение этого времени (в сульфидную стадию) в различных месторождениях отлагаются еще две или три генерации магнетита.

Для магнетита характерны структуры распада с выделением пластинок или зерен ильменита. Количество выпавшего ильменита изменяется в широких пределах, но в среднем незначительно. В придонных рудах массива Н—К—Т встречаются структуры тройного распада: магнетит—ильменит—шпинель.

Химический состав магнетита из сульфидных жил приводится в табл. 9.

Данные рентгенометрического анализа магнетита имеются только для придонных руд массива Н—К—Т и для гнездовых руд горы Нюд (a_0= =8.38 кХ).

Таблица 9

Химический состав магнетита

Окислы	1	2	Окислы	1	2
Fe_2O_3	68.14	68.28	MgO	0.02	0.41
FeO	30.54	30.62	CaO	Не обн.	Не обн.
Cr_2O_3	0.35	0.20	Ni	0.05	0.04
TiO_2	0.02	0.02	Cu	Не обн.	Не обн.
SiO_2	0.54	0.24	Co	» »	» »
Al_2O_3	0.04	0.07	S	» »	» »
MnO	0.23	0.15	H_2O	0.07	0.08
V_2O_5	0.01	0.01			
			Сумма	100.01	100.12

Примечание. Аналитик Е. И. Захаров (Чирков, 1941ф).

Ильменит в рассматриваемых месторождениях распространен широко, но в очень незначительных количествах. Наиболее часто он встречается в виде пластинок и зерен в магнетите как продукт распада твердого раствора и реже в виде самостоятельных выделений среди породообразующих минералов и сульфидов. При замещении титаномагнетита сульфидами пластинки и зерна ильменита сохраняются. Для внутреннего строения ильменита характерны полисинтетические двойники, хорошо видимые вследствие сильной анизотропии минерала. Из вторичных изменений можно отметить только замещение рутилом, встречаемое изредка в придонных рудах.

Хромит встречается почти исключительно в массиве Сопча, преимущественно в ксенолитах перидотитов и оливинитов. Кроме того, в литературе имеются упоминания о нахождении его во вкрапленных рудах массивов Нюд и Н—К—Т. В массиве Сопча хромит встречается как во вкрапленных медно-никелевых рудах в виде ядер в магнетите, так и в виде самостоятельных рудопроявлений (хромитовые прожилки в ксенолитах).

Пирит широко распространен во всех вкрапленных месторождениях и жильных рудах. В то же время его относительное количество в рудной массе изменяется в широких пределах и достигает максимума в придонных рудах массива Н—К—Т (особенно в инъекциях, выходящих за пределы массива) и в месторождении Морошковое озеро (массив Нюд), где количество пирита достигает 50—60% от всей массы рудных минералов.

По времени и характеру выделений довольно четко разделяются пирит первичный и вторичный. Во вкрапленных гнездовых инъекционных рудах различных месторождений пирит (первой генерации) из сульфидов выделяется первым вслед за магнетитом. В жильных сульфидных рудах пирит развивается по пирротину в зонах матовых руд или в непосредственной близости к ним.

Химический состав пирита из прожилковых руд придонной части массива Н—К—Т (Рипинский, 1963ф): Fe — 44.79, S — 50.27, Ni — 1.10, Co — 0.55, Cu — 0.04, нерастворимый остаток — 2.80, ε — 99.55%; уд. вес — 5.08. Кобальтоносность, очевидно, свойственна пиритам и других месторождений. Так, например, в рудах месторождения Морошковое озеро фиксируется повышенное содержание кобальта, что относят за счет кобальта, содержащегося в пирите. Рентгенометрические данные по пириту имеются только для придонных руд массива Н—К—Т, где отмечено колебание размеров параметра a_0 от 5.408 до 5.416 кХ. Из вторичных изменений иногда наблюдается замещение пирита пирротином и марказитом.

Пентландит является главным носителем таких полезных компонентов, как никель и кобальт. Он содержится в рудах в количестве 5—20%, редко до 80%. В жильных рудах в местах раздувов жил встречаются массивные скопления порфировидных выделений пентландита, образующих почти мономинеральные руды, а на северном фланге месторождения, в районе развития халькопиритовых жил, выделяются мелкозернистые пентландитовые руды, отложившиеся в самостоятельную фазу оруденения.

По времени выделения наблюдается несколько генераций пентландита: от первой генерации, выделившейся сразу после пирита (придонные руды), до пламеневидных выделений в пирротине (для всех месторождений и типов руд). В жильных рудах порфировидные выделения (первая генерация) отлагаются сразу после магнетита, раньше всех остальных сульфидов.

Химическими анализами охарактеризован только пентландит из различных типов руд месторождений массива Н—К—Т. В настоящее время выполнено 14 анализов пентландита, результаты которых приведены в табл. 10.

Таблица 10

Химический состав (вес. %) пентландитов

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
S	32.28	31.89	32.39	32.73	32.07	32.47	31.96	32.44	32.17	32.30	33.72	34.08	33.38	33.36
Ni	34.18	35.52	35.13	34.29	33.45	34.45	34.26	34.69	34.92	34.71	35.08	35.22	33.29	34.90
Fe	31.30	30.71	31.29	30.90	31.47	31.01	31.25	31.69	31.52	31.14	30.13	29.74	30.99	30.14
Co	0.50	1.60	1.09	2.08	2.92	2.19	1.73	1.19	1.36	1.90	0.43	0.10	1.32	0.77
Cu	Не обн.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0.14	Не опр.	0.17	0.02
H_2O	1.81	» »	» »	» »	» »	» »	» »	» »	» »	» »	0.49	0.69	0.76	Не обн.
Сумма	100.07	99.75	99.90	100.00	99.91	99.93	99.92	100.01	99.97	100.05	99.99	99.83	99.91	99.49
Уд. вес	4.86	—	—	—	5.1		—	—	—	—	5.03	5.03	4.92	4.83
a_0	10.083	—	—	—	—	—	—	—	—	—	10.054		10.041	10.040
Ni/Co	69 : 1	22 : 1	32 : 1	17 : 1	11 : 1	16 : 1	20 : 1	29 : 1	26 : 1	18 : 1	82 : 1	352 : 1	25 : 1	46 : 1

Примечание. 1 — обр. 435, пентландит из мономинеральной пентландитовой жилы массива Н—К—Т, шахта 5, горизонт +105, жила 12, аналитик А. М. Бондарева; 2—10 — образцы пентландита из различных частей жильного месторождения Н—К—Т, аналитики Е. И. Захаров, М. Т. Дедух, З. М. Гилевая, Н. И. Соколова (Чирков, 1941ф); 11—12 — пентландит из сульфидной жилы с габбро-пегматитом, массив Н—К—Т, шахта 4, аналитик С. И. Смирнова (Елисеев, 1956); 13 — пентландит из сульфидной жилы, массив Н—К—Т, шахта 4, жила 38, аналитик С. И. Смирнова (Елисеев, 1956); 14 — пентландит месторождения Н—К—Т, аналитик С. И. Смирнова (Елисеев, 1956).

Таблица 11

Химический состав (вес. %) пирротинов

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
S	37.15	37.16	37.42	37.99	38.82	39.00	38.57	38.68	39.29	39.57	38.99	38.93	38.86
Fe	59.27	59.19	59.06	59.61	58.50	58.48	61.15	61.06	60.46	60.22	60.72	60.82	57.44
Ni	1.21	1.29	2.86	1.80	1.07	2.15	0.28	0.26	0.25	0.21	0.29	0.25	3.40
Co	0.25	0.33	0.08	0.07	0.03	0.05	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0.10
Cu	0.04	0.01	Не обн.	0.40	Не обн.	Не обн.	» »	» »	» »	» »	» »	» »	0.06
H_2O	0.24	0.32	0.78	0.32	0.40	0.36	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Сумма	98.16	98.30	100.20	100.19	98.82	100.04	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	98.86
Уд. вес	4.66	4.65	4.57	4.62	4.66	4.60	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	4.62
Атомн.% S	51.9	51.9	51.7	52.1	53.3	53.3	52.3	52.4	53.0	53.3	52.7	52.6	53.1
Формула	$Fe_{13}S_{14}$	$Fe_{13}S_{14}$	$Fe_{14}S_{15}$	$Fe_{11}S_{12}$	Fe_7S_8	Fe_7S_8	$Fe_{10}S_{11}$	$Fe_{10}S_{11}$	Fe_8S_9	Fe_7S_8	Fe_9S_{10}	Fe_9S_{10}	Fe_8S_9

Примечание. 1—6 — придонные руды массива Ниттис—Кумужья—Травяная, аналитик А. М. Бондарева; 7—12 — жильные руды месторождения Ниттис—Кумужья, аналитики Е. К. Захаров и М. Т. Дедух; 13 — рудный габбро-пегматит горы Ниттис, аналитик С. И. Смирнова.

По составу пентландиты различных частей жильного месторождения очень близки. Только в мономинеральных рудах северного фланга (ан. 1) наблюдается значительное уменьшение содержания кобальта, что является причиной общего снижения кобальтоносности руд этой части месторождения. Здесь же наблюдается увеличение параметра a_0 до 10.08 кХ при средних значениях для других типов руд — 10.04 кХ.

Из вторичных изменений пентландита наблюдаются замещения виоларитом, валлериитом, браваитом, полидимитом, миллеритом.

П и р р о т и н в подавляющем большинстве месторождений и типов руд является главным рудообразующим минералом и составляет 70—80% от всей рудной массы. Как и другие рудообразующие минералы, наиболее детально изучены пирротины месторождений массива Н—К—Т в жильных и во вкрапленных и инъекционных рудах придонной части.

Характер выделений пирротина очень однообразен — агрегаты зерен неправильной формы. Размер зерен колеблется в очень широких пределах. Исключение составляют руды из рудных габбро-пегматитов, где наблюдаются агрегаты идиоморфных гексагональных кристаллов пирротина, сросшихся по граням призмы. Размер отдельных кристаллов достигает 2 см в поперечнике. Состав пирротинов подвержен значительным колебаниям независимо от типа и характера руд. Имеющиеся в настоящее время химические анализы пирротина приведены в табл. 11 (Рипинский, 1963ф). Анализы из работы И. Н. Чиркова (1941ф) сильно отличаются от других анализов по содержанию никеля, что связано с фазовым методом анализа пирротина, при котором вростки пентландита предварительно растворялись.

Параметры элементарной ячейки, как и химический состав пирротина, подвержены значительным колебаниям. По имеющимся данным, они изменяются в пределах: a_0=3.426—3.442 кХ, B_0=5.679—5.730 кХ, изменение одного параметра не обусловливает изменения другого; c_0/a_0= =1.6548 — 1.671.

В некоторых образцах рентгенометрическим анализом устанавливается в гексагональном пирротине примесь моноклинной его модификации. Для последней рассчитаны параметры элементарной ячейки: a_0=5.944, $в_0$=3.430, c_0=5.688.

Х а л ь к о п и р и т в рудах различных месторождений и жилах изменяется в очень широких пределах — от почти полного отсутствия в инъекционных рудах массива Н—К—Т и гнездовых рудах массива Нюд до существенно халькопиритовых руд северного фланга месторождения Н—К—Т и глубинного медного оруденения горы Ниттис. По химическому составу халькопириты из различных месторождений очень близки между собой и почти точно отвечают теоретическому. Результаты анализов даны в табл. 12 (Рипинский, 1963ф).

К у б а н и т довольно широко распространен в сульфидных жилах и в меньшей степени в придонных рудах массива Н—К—Т. В других месторождениях Мончегорского плутона он в незначительных количествах встречается лишь в некоторых рудных пластах массива Сопча. Генетически кубанит тесно связан с халькопиритом, где находится в виде пластинок как продукт распада твердого раствора. При значительных скоплениях кубанита наблюдается обратная картина — выпадение пластинок халькопирита в кубаните. Отмечается, что максимальные количества кубанита приурочены не к наиболее богатым медью халькопиритовым участкам сульфидных жил. Это подтверждается тем, что в халькопиритовых жилах северного фланга месторождения и в глубинном медном оруденении кубанит существенной роли не играет.

Кроме того, встречается кубанит, метасоматически развивающийся по магнетиту. Химический состав кубанита: S — 38.69, Fe — 42.22, Cu —

Таблица 12

Химический состав (вес. %) халькопирита

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
S	34.56	34.69	34.64	34.60	33.88	34.61	33.65	33.85
Fe	31.41	31.33	33.02	31.04	31.85	31.02	31.91	31.73
Cu	34.02	33.63	29.21	34.24	34.20	34.42	34.45	34.35
Ni	0.08	0.20	3.13	0.04	0.09	0.07	0.05	0.05
Co	Не обн.	Не обн.	0.14	0.01	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
H_2O	0.20	0.20	0.04	Не обн.	» »	» »	» »	» »
Сумма	100.27	100.05	100.18	99.93	100.02	100.12	100.10	99.98
Уд. вес	4.14	4.18	4.21	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.

Примечание. Кроме указанных компонентов определены Se — 0.028%, Fe — 0.0032%. 1 — халькопиритовые жилы, аналитик А. М. Бондарева; 2—3 — придонные руды, аналитик А. М. Бондарева; 4—8 — пирротин-пентландитовые жилы, аналитик М. Т. Дедух. Параметры элементарной ячейки: $a_0 = 5.28$ кХ, $c_0 = 10.40$ кХ.

18.52, Ni — 0.47, Co — 0.10, Σ — 100.00%. Состав кубанита отличается от нормального кубанита меньшим содержанием меди за счет увеличения железа.

Из других минералов в медно-никелевых рудах месторождений и рудопроявлений Мончегорского плутона в незначительных количествах встречаются борнит, валлериит, полидимит, миллерит, сфалерит, виоларит, бравоит, мельниковит.

Минералы платины и палладия установлены в жильных сульфидных рудах месторождения Н—К—Т в виде теллуридов и теллуровисмутидов: мончекит, котульскит, майчеперит. Кроме того, пока только методами минераграфии в рудах глубинного медного оруденения определены теллуриды Au, Ag, Pb, Ni: гессит, сильванит, алтаит, мелонит. Для всех этих минералов характерна тесная ассоциация с халькопиритом.

Как видно из вышеизложенного, в Мончегорском плутоне имеется типичное (по своему положению в пространстве) месторождение вкрапленных руд в придонной части интрузии, с которым ассоциируются гнездовые и гнездово-инъекционные руды, и уникальное месторождение вкрапленных руд, залегающих внутри плутона в виде слоев (рудные пласты массива Сопча), как бы в миниатюре представляющие месторождения типа «рифа Меренского» в Бушвельдском массиве. Встречаются несколько необычные месторождения вкрапленных и гнездовых руд в центре интрузии, приуроченные к своеобразному по петрологической истории критическому горизонту горы Нюд. Имеются вертикальные сульфидные медно-никелевые жилы в массивах Н—К—Т и Сопча. Обнаружены до конца не понятные глубинные существенно медные руды, имеющие форму гнезд и жилоподобных тел в массиве Н—К—Т. В работе Н. А. Елисеева и др. (1956) описаны месторождение Морошковое озеро, рудопроявления аномалий С-39, С-39, Д-38, АН-10 (метагаббро). По нашему мнению, исключительный интерес для понимания природы месторождений Мончи имеет уникальный рудный габбро-пегматит массива Н—К—Т и недавно открытое рудопроявление Приозерное, расположенное к северу от города Мончегорска.

Уникальный рудный габбро-норитовый пегматит горы Ниттис в Мончетундре описан Е. К. Козловым и др. (1962).

В конце 1955 г. в районе шахты 4 на горе Ниттис подземной горизонтальной скважиной, бурившейся на 142-м горизонте, было пересечено крупное тело сплошных сульфидных руд, окруженное пегматоидными габбро-норитами. Рудное тело находилось на продолжении сульфидной жилы 38, которая до этого участка имела сравнительно выдержанную мощность. После возобновления проходки штрека по жиле 38 рудное тело было вскрыто по восточной стенке штрека в интервале 119—131 м. Оно сразу же привлекло наше внимание своим резким отличием от всех других рудных тел Мончегорского района.

Ниже описываемого рудного габбро-норитового пегматита, на горизонте 102 м и между горизонтом 102 и 142 м вскрыто было еще несколько аналогичных небольших тел пегматитов, расположенных или в непосредственной близости к жиле 38, или в незначительном удалении от нее. Таким образом, в этом участке массива имеется как бы целый куст рудных габбро-норитовых пегматитов, залегающих в породах, вмещающих рудную жилу 38 и не имеющих с ней непосредственной связи.

Обычно переход от пегматитового тела к вмещающим породам постепенный, иногда контакт между ними более отчетливый, резкий, но не рвущий. Контуры пегматитового тела неровные, извилистые. Оно залегает на простирании рудной жилы 38 и, казалось бы, должно пересекаться этой жилой. Фактически же наблюдается затухание жилы при приближении к телу габбро-норит-пегматита на расстоянии от 1 до 5 м, так что оно оказывается окруженным безрудным пространством. Подобные взаимоотношения указывают на то, что массивное, сложенное нетрахитоидными породами обособленное тело габбро-норит-пегматита не было пересечено рудовмещающей трещиной жилы 38. Максимальная протяженность пегматитового тела в направлении с севера на юг (вдоль простирания жилы 38) — 8 м, с запада на восток — 16 м и сверху вниз — также 16 м. Общее представление о строении и форме пегматитового тела можно составить по рис. 38.

Центральная часть пегматитового тела состоит целиком из сплошных сульфидных руд. Это как бы ядро пегматитового тела. Вокруг ядра располагается зона гигантозернистых пород с крупной сидеронитовой вкрапленностью сульфидов. Переход от массивных руд ядра к зоне гигантозернистых пород постепенный. В зоне перехода встречаются сравнительно хорошо ограненные кристаллы пироксенов и плагиоклаза, включенные в сульфиды и как бы «плавающие» в них. Зона гигантозернистых пород постепенно, на коротком интервале, переходит в зону крупнозернистых пород, которые имеют тот же минеральный состав, но содержат меньше сульфидов и плагиоклаза. В непосредственном контакте с вмещающими породами (оливиновыми пироксенитами) размер зерен породообразующих минералов становится еще меньше, и тело пегматита постепенно переходит во вмещающие среднезернистые породы. Сульфидная вкрапленность во внешней зоне пегматита встречается очень редко и почти исчезает во вмещающих породах.

В нижней части пегматитового тела маломощный сульфидный прожилок, являющийся апофизом жилы 38, сливается с небольшим рудным гнездом в пегматите (рис. 38). Тщательное изучение взаимоотношений показало отсутствие секущих контактов между ними. В этом участке рудовмещающая трещина жилы 38 непосредственно подходит к пегматитовому телу, но не пересекает его.

Породы габбро-норит-пегматитового тела имеют во всех зонах массивную текстуру. Ядро, состоящее из сплошных сульфидных руд, имеет крупнозернистое сложение за счет развития крупных кристаллов пирротина. Структура пород за пределами ядра обычно гипидиоморфнозернистая, но в зоне, примыкающей к рудному ядру, широкое развитие имеют

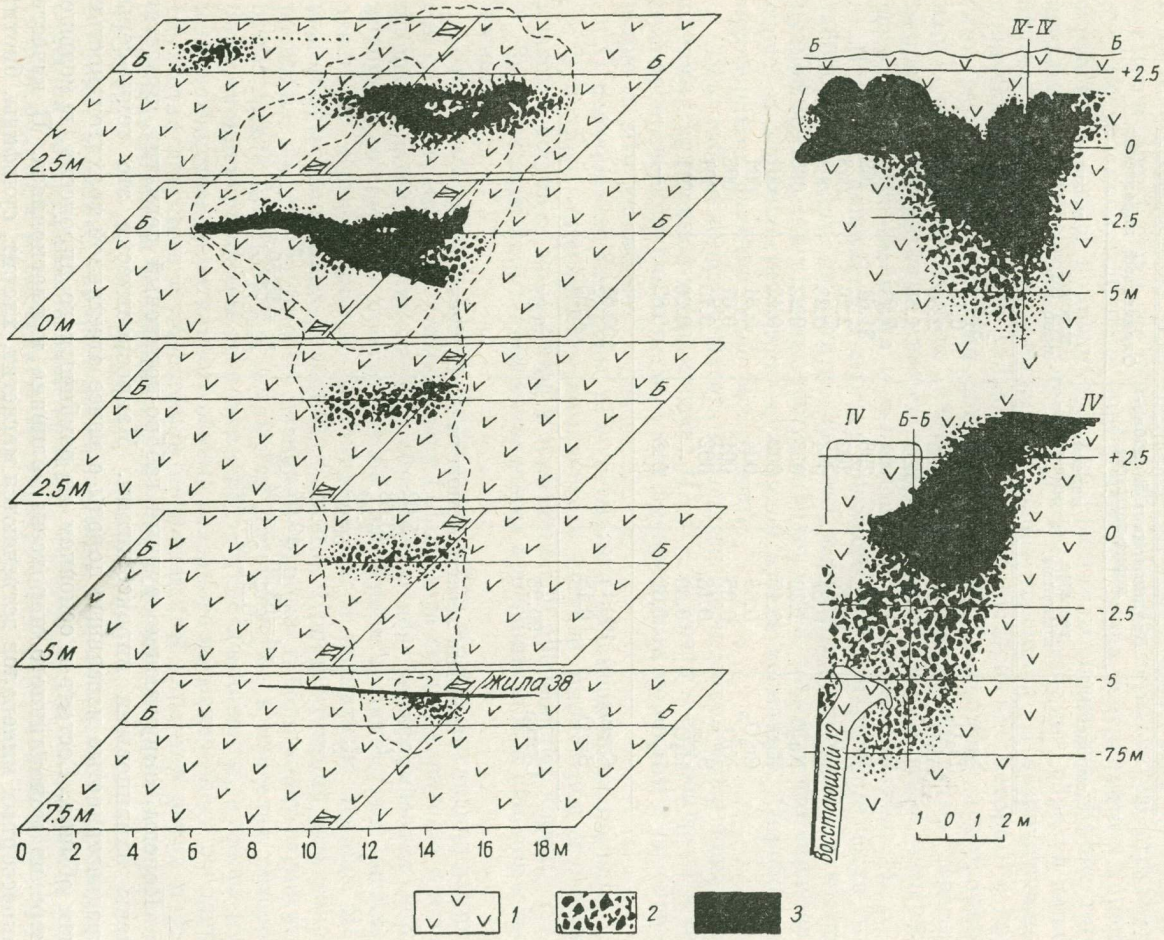


Рис. 38. Блок-диаграмма и разрезы через пегматитовое тело.

1 — оливиновые пироксениты и пироксениты; *2* — неравномернозернистые породы основного состава с крупной сульфидной вкрапленностью; *3* — сплошные сульфидные руды.

пегматоидные структуры, обусловленные эвтектическим срастанием плагиоклаза с пироксеном.

Породообразующие минералы представлены ромбическим пироксеном, моноклинным пироксеном, плагиоклазом, сульфидами, магнетитом; акцессорные — апатитом и кварцем; вторичные — актинолит-тремолитовой роговой обманкой, хлоритом, биотитом, тальком, серицитом, эпидот-цоизитом, карбонатом.

В табл. 13 приведены результаты химического анализа крупнозернистого габбро-норит-пегматита из средней части пегматитового тела и вмещающих их оливиновых пироксенитов (в 10 см от тела пегматита).

Таблица 13

Химический состав габбро-норит-пегматита и оливиновых пироксенитов

(аналитик Н. К. Пыряев)

Компоненты	Крупнозернистый габбро-норит-пегматит		Оливиновый пироксенит	
	весовые проценты	молекулярные количества	весовые проценты	молекулярные количества
Si_2O_2	51.51	858	51.82	863
Ti_2O_2	0.19	002	0.13	001
Al_2O_3	15.37	150	2.80	027
Fe_2O_3	0.94	006	1.53	009
FeO	4.82	062	7.91	110
MgO	11.95	296	31.01	769
CaO	11.37	202	2.20	043
MnO	0.27	004	0.28	004
Na_2O	2.26	036	0.22	003
K_2O	0.17	002	0.12	001
Cr_2O_3	0.65	004	0.61	001
NiO	0.05	001	0.07	003
$S_{общ}$	0.18	002	0.10	001
H_2O^-	0.00	—	0.20	011
H_2O^+	0.32	018	0.82	—
Сумма	100.14		100.02	
S=O	0.18		0.05	
Сумма	99.96		99.97	

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

a	5.02	0.44
b	30.68	1.26
c	7.40	50.74
S	56.90	47.56
f'	16.81	14.33
c'	19.04	2.17
	$m'=63.79$, $n=94.74$, $t=0.23$, $Q=2.56$.	$m'=83.50$, $n=75.0$, $t=0.11$, $Q=1.95$

Породы, окружающие рудный габбро-норитовый пегматит, представлены оливиновыми пироксенитами. Макроскопически это темно-серые среднезернистые массивные породы с менее отчетливой трахитоидностью, чем обычно. Состоят в основном из ромбического пироксена, в меньшей мере из моноклинного пироксена, оливина и плагиоклаза. В качестве акцессорных минералов встречаются магнетит, хлорит, сульфиды, биотит.

Породы очень свежие. Слабо развитые вторичные минералы представлены актинолит-тремолитовой роговой обманкой, биотитом, хлоритом, серпентином, эпидот-цоизитовой группой, тальком, карбонатом. Структура породы гипидиоморфнозернистая, участками пойкилитовая.

Массивные сульфидные руды слагают ядро габбро-норит-пегматитового тела. Руды крупнозернистые, макроскопически резко отличаются от жильных руд массива Н—К—Т, а также от обычных гнездовых руд придонных частей интрузии наличием крупных кристаллов пирротина коротокостолбчатого гексагонального габитуса, образующих между собой сростки по граням призмы. Срастаясь по граням призмы, они создают впечатление одного гигантского кристалла. В крупных образцах отчетливо видны сколы по (0001) в отдельных кристаллах пирротина, имеющих по базопинакоиду форму шестигранников. Размеры их достигают 2 см в поперечнике. Так как пирротин составляет главную массу среди других рудных минералов, то сложение руд выступает как гигантозернистое. В промежутках между гексагональными кристаллами пирротина располагаются прожилочки из пентландита, образуя петельчатую структуру руд. Встречаются отдельные порфировидные зерна пентландита и хорошо ограненные слегка корродированные кристаллы магнетита. Кроме того, пентландит встречается как продукт распада в пирротине, образуя каплевидные и пламеневидные выделения вдоль трещинок. В незначительных количествах встречается халькопирит, взаимоотношение которого с другими рудными минералами показывает, что халькопирит кристаллизовался последним. Изредка наблюдались радиально-лучистые агрегаты пирротина. Результаты анализа крупнозернистого пирротина, содержащего вростки пентландита и халькопирита, приведены в табл. 11.

Изучение аншлифов и штуфов показало, что центральные части тела габбро-норитового пегматита содержат меньше халькопирита в составе рудной массы, чем краевые части, и больше пентландита, что свидетельствует о зональности состава сульфидов в теле пегматита. Опробование подтвердило наличие этой зональности.

Тело габбро-норит-пегматита находится значительно выше зоны вкрапленных руд донной части массива Н—К—Т, почти в его центре. На тесную генетическую связь пегматита с вмещающими породами и на образование in situ указывают:

1) постепенные переходы тела пегматита во вмещающие породы;

2) полная идентичность химического состава пироксенов и плагиоклазов с составом пироксенов и плагиоклазов вмещающих пород;

3) отсутствие каких-либо подводящих проводников или каналов к телу пегматита.

Кристаллизация проходила при постоянном объеме в условиях замкнутой системы. По И. А. Островскому (1952), «эта стадия наступает в конце процесса затвердевания, когда образовавшаяся периферическая корка интрузии достаточно прочна, чтобы изолировать систему от внешнего давления. Представляется, что главная масса пегматитов должна была возникнуть в подобных условиях» (стр. 18). Кристаллизация остаточного расплава, за счет которого возникли рудные габбро-норит-пегматиты, происходила в небольшом замкнутом пространстве, в пределах которого были сконцентрированы легкоплавкие летучие компоненты, а также рудные растворы из значительного объема исходного магматического расплава. Богатство летучими и обусловило пегматоидный характер пород и руд, образовавшихся на последних стадиях становления пород Мончегорского массива.

Тело рудного габбро-норит-пегматита пространственно совмещено с жилой 38, рудовмещающая трещина которой почти вплотную со всех сторон подходит к пегматиту, но не пересекает его. В ближайшем про-

странстве вокруг пегматита рудовмещающая трещина не содержит сульфидов (за исключением одного апофиза, о котором мы упоминали выше). Эти факты некоторые исследователи (например, Карпов, 1959) берут за основу для суждения о природе сульфидных руд в пегматите и считают, что сульфиды не связаны генетически с пегматитом. По их мнению, породы пегматитового тела как более крупнозернистые легко замещались сульфидами при образовании рудных жил, о чем свидетельствуют процессы разъедания силикатных минералов сульфидами с краев и вдоль трещинок. Более крупнозернистая центральная часть пегматита заместилась сульфидами полностью. Согласно их мнению, оруденение в пегматите наложенное, эпигенетическое, как и сами сульфидные жилы. Нам представляется, что подобные взгляды не согласуются со следующими фактами.

1. Рудовмещающая трещина только подходит к телу пегматита, но нигде его не пересекает. Лишь в одном месте (по восстающему 12) было отмечено соединение сульфидной жилы (но не пересечение) с гнездом сульфидов в пегматитовом теле.

2. Наряду с сульфидами, резорбирующими силикатные минералы пегматита, более широко развиты сульфиды в виде вкрапленников, выполняющие угловатые интерстиции между минералами. Размеры вкрапленников в интерстициях уменьшаются по мере уменьшения зернистости пород пегматита.

3. Среди сульфидов в пегматитовом теле наряду с резорбированными кристаллами присутствуют хорошо ограненные кристаллы плагиоклаза и пироксенов с ровными гладкими гранями, что указывает на рост этих кристаллов в свободных условиях.

4. В центральной части пегматита среди сплошных сульфидов полностью отсутствуют реликты силикатных минералов.

5. Морфология рудных минералов в рудном ядре резко отлична от морфологии сульфидов из жилы 38. Крупные кристаллы пирротина с четкой безопинакоидальной отдельностью встречены в месторождениях Мончи только в описываемом пегматите.

6. Сульфидное ядро удлинено не по простиранию жилы 38, а в перпендикулярном направлении.

7. Краевая зона среднезернистых пород пегматита не имеет каких-либо признаков «просачивания» через нее рудной магмы и следов выноса компонентов силикатных минералов, слагающих ядро пегматита до его замещения сульфидами. Поэтому непонятно, какими путями проникла рудная магма в центр пегматитового тела, заместила силикаты и удалила компоненты силикатных минералов, если придерживаться взглядов Г. В. Холмова (1958) и Р. В. Карпова (1959).

8. Процессы метасоматического замещения силикатов сульфидами наблюдаются очень часто во всех сингенетических рудах вкрапленных месторождений Мончи (Елисеев и др., 1956).

9. Местами наблюдается тонкое субграфическое срастание сульфидов с такими постериорными минералами, как актинолит, хлорит, тальк, что указывает на сравнительно низкую температуру кристаллизации рудного раствора.

Все приведенные факты и доводы свидетельствуют о генетической связи сульфидов с самим пегматитом. Пространственное совпадение рудного габбро-норитового пегматита и рудовмещающей трещины жилы 38 — явление случайное. Поэтому генезис сульфидных медно-никелевых руд пегматитового тела находится в неразрывной связи с петрологической историей формирования габбро-норитового пегматита. Это предполагает для рудных компонентов такой же процесс концентрации, как и для других компонентов, входящих в состав остаточного расплава, из которого

возникло тело габбро-норит-пегматита. Сульфиды, судя по их взаимоотношению с силикатами, кристаллизуются последними, т. е. завершают процесс формирования пегматита. При этом период кристаллизации совпадает с периодом гидротермального автометаморфизма. Об этом свидетельствуют тесные срастания сульфидов с актинолитом, хлоритом, тальком.

Необходимо обратить внимание на положение рудного ядра в теле пегматита. Если бы рудные растворы были сульфидной магмой, образующей самостоятельную фазу до кристаллизации силикатных минералов пегматита, то вряд ли они заняли положение в его верхней части. Они находились бы на дне «пегматитовой полости». Отсюда следует, что сульфидные компоненты пегматита не образовывали самостоятельной фазы, отделенной от силикатной на ранних стадиях кристаллизации пегматита. Само положение рудного пегматита в центре массива тоже свидетельствует, что сульфиды не ликвировали от силикатной магмы и в начальные периоды кристаллизации.

ВЫВОДЫ

Изучение истории магматизма в Мончегорском районе, а также детальное исследование петрологии Мончегорского плутона и связанных с ним месторождений сульфидных медно-никелевых руд позволяют сделать ряд обобщений.

1. Подавляющее большинство скважин, пересекших лополитоподобное тело плутона на всех его участках, показывает отчетливое развитие магматических экзоконтактных и эндоконтактных зон. На контактный метаморфизм не накладывается метаморфизм региональный. С момента своего отвердевания Мончегорский плутон не был затронут складчатыми процессами. Граниты широко развитые во вмещающих плутон породах не встречены в его пределах. Мончегорский никеленосный плутон сформировался в зоне завершенной складчатости.

Образование Мончегорского никеленосного плутона связано с пятым завершающим циклом магматизма в Мончегорском районе. Этот цикл состоит из четырех фаз абиссальных интрузий и нескольких фаз гипабиссальных (объединенных нами пока в одну гипабиссальную пятую фазу). Магмы этих фаз образуют естественный ряд пород, развитие которых предположительно связано с магматической деятельностью глубинного абиссального очага, расположенного ниже современной эрозионной поверхности на глубине 10—12 км.

Мончегорский никеленосный плутон является наиболее крупной интрузией пятого цикла. Он относится к плутонам III величины и представляет собой в целом пологозалегающее магматическое тело, имеющее на отдельных участках форму лополита. По времени образования является третьей фазой пятого интрузивного цикла. Четвертая фаза, представленная дайками среднезернистых и крупнозернистых габбро-норитов, также является никеленосной.

Развитие естественного ряда пород последовательных магматических фаз пятого интрузивного цикла в Мончегорском районе имеет гомодромный характер (рис. 13).

2. Мончегорский никеленосный плутон является классическим примером дифференцированных интрузий. Исследования показали, что его расслоенность связана с явлениями гравитационно-кристаллизационной дифференциации (Куплетский, 1932а; Козлов, 1953ф; Образцова, 1953; Полканов, 1954), гравитационно-кинетической дифференциации (Козлов, 1949ф, 1953ф, 1953, 1956, 1958, 1960б; Елисеев и др., 1956; Полканов, 1954; Иванова, 1953) и диффузионными процессами по принципу Соре (Козлов, 1953ф, 1968, 1970).

Гравитационно-кристаллизационная дифференциация имела место на участке массива Ниттис—Кумужья—Травяная. Гравитационно-кинетическая дифференциация отчетливо проявлена в широтной ветви плутона на участках массивов Сопча—Нюд-Поаз.

Диффузионные процессы имели место при формировании приконтактных пород плутона.

В верхней части массива Нюд-Поаз слоистость связана с кинетической дифференциацией, в ходе которой образуются комплементарные слои пород, представленные меланократовыми и лейкократовыми норитами.

Различные типы дифференциации, обусловившие асимметричное строение плутона, связаны с общим ходом истории заполнения магмой камеры и отношением периода движения магмы к периоду кристаллизации. На участке массива Н—К—Т магма заполнила камеру до начала кристаллизации. Широтная ветвь плутона, представленная массивами Сопча—Нюд-Поаз, выполнялась магмой в период кристаллизации. Здесь наряду с гравитацией большое значение при дифференциации имело движение. Кристаллизация при гравитационно-кинетических процессах обусловила дифференциацию в горизонтальном направлении (Козлов, 1953ф, 1953, 1956, 1958, 1960а, 1960б; Полканов, 1954; Н. А. Елисеев и др., 1956).

3. В соответствии с тремя типами дифференциации, обусловившими слоистое и асимметричное строение Мончегорского плутона в различных частях магматической камеры, образовалось три естественных ряда сингенетических горных пород:

а) ряд пород, образованный в процессе гравитационно-кристаллизационной дифференциации и диффузионных явлений по принципу Соре (вертикальный ряд);

б) ряд пород, образованный в процессе гравитационно-кинетической дифференциации (горизонтальный ряд);

в) ряд пород верхней части массива Нюд-Поаз, возникший в процессе кинетической дифференциации и контрастной кристаллизации (комплементарные породы).

Гравитационно-кристаллизационная и гравитационно-кинетическая кристаллизационная дифференциация приводят к образованию сходных рядов горных пород, последовательность которых развивается от ультраосновных к основным и кислым (рис. 13 и 14). Это наиболее распространенный тип эволюции магмы при кристаллизации и фракционировании с участием гравитации и движения магмы.

Комплементарные горные породы верхней части массива Нюд-Поаз составляют прерывистый ряд, что является спецификой, характерной, как увидим дальше, и для всех толщ других массивов, в которых кристаллизация начинается со светлых минералов. В лейкократовых породах плагиоклаз более основной и кристаллизовался первым, а в меланократовых он кристаллизуется после пироксена и содержит меньше анортитовой молекулы. Имеющийся перерыв во времени кристаллизации плагиоклаза обусловил и прерывистость рядов. При этом последние члены являются породами более меланократовыми. На диаграмме А. Н. Заварицкого анализы последовательно возникающих пород располагаются сверху вниз.

В отличие от существующих представлений, что при гравитационном фракционировании наиболее низкие члены нисходящих естественных рядов занимают наиболее высокое положение в разрезах или в сериях расслоенных пород (Полканов, 1954), в Мончегорском плутоне на участке массива Н—К—Т наиболее низкие члены нисходящего вертикального ряда занимают наиболее низкое положение. Возможно, что аналогичные породы имелись и в верхней части, которая теперь уничтожена эрозией.

Как установлено нами впервые (Козлов, 1949ф, 1953), отдельные члены нисходящих естественных рядов, возникающих при гравитационно-кинетическом фракционировании, располагаются не только асимметрично в вертикальном разрезе, но и по направлению течения магмы. Более низкие члены нисходящих естественных горизонтальных рядов занимают как более высокое положение в вертикальных разрезах (габбро-нориты гор Нюд и Поаз), так и более отдаленное положение по направлению течения магмы (район горы Поаз).

4. Сопоставление химического и минерального состава естественного ряда пород последовательных магматических фаз Мончегорского района с сингенетическими рядами горных пород гравитационно-кристаллизационной и гравитационно-кинетической дифференциации Мончегорского никеленосного плутона показывает удивительный параллелизм в направлении дифференциации глубинного магматического очага, являвшегося предположительно источником магм I, II, III, IV и V фаз пятого интрузивного цикла, и дифференциации в Мончегорском никеленосном плутоне. Отсюда мы делаем вывод: так как разнообразие пород Мончегорского плутона обязано явлениям гравитационной и гравитационно-кинетической дифференциации (а естественные сингенетические нисходящие ряды горных пород, образованные в ходе фракционирования при этих двух процессах, сходны между собой), то и естественный ряд пород последовательных магматических фаз Мончегорского района обязан явлениям гравитационно-кристаллизационной дифференциации глубинного абиссального очага.

Кристаллизация глубинного очага, вероятнее всего, начинается в его верхних зонах. Поэтому первые фазы, поступавшие из апикальной части, обогащенные минералами ранней кристаллизации (оливином), имеют оливинитовый и перидотитовый состав. Последующие фазы были все более и более обогащены компонентами поздней кристаллизации.

Кварцевые порфиры, соответствующие по составу гранофировым жилкам Мончегорского плутона, вероятно, являются производными магмы, возникшей как в ходе гравитационно-кристаллизационной дифференциации, так и в результате явлений контаминаций в глубинном очаге.

Подобный ход процесса образования магм объясняет гомодромный характер развития естественных рядов последовательных магматических фаз и их параллелизм с естественными сингенетическими нисходящими рядами горных пород Мончегорского никеленосного плутона.

5. Изучение сульфидных медно-никелевых руд Мончегорского никеленосного плутона показало тесную пространственную связь вкрапленных месторождений с определенными членами естественных сингенетических нисходящих рядов горных пород.

Так, месторождение рудных пластов Сопчи представляет собой серию слоев течения перидотитов и оливиновых пироксенитов, содержащих сульфидную вкрапленность и залегающих среди пироксенитов верхней части массива Сопча. Слои перидотитов и оливиновых пироксенитов образовались в процессе гравитационно-кинетической дифференциации (Козлов 1949ф, 1953, 1956) и являются первыми членами горизонтального нисходящего ряда сингенетических пород. Одновременно, как уже отмечалось нами, с ними связаны тела крупнозернистых пегматоидных полевошпатовых пироксенитов и пироксенитов, содержащих, так же как и породы пласта, сульфиды. Они являются последними членами естественного сингенетического ряда.

Следовательно, петрологическая история участка пластовых месторождений вкрапленных руд была наиболее длительной по отношению к другим участкам верхней части массива Сопча. Пластовая форма месторождения обусловлена пластовым характером слоев течения. Обилие

пегматоидных пород свидетельствует о благоприятных условиях концентрации летучих не заключительных этапах кристаллизации именно в зонах перидотитовых слоев и слоев оливиновых пироксенитов. Позднемагматический характер руд свидетельствует о том, что процессы концентрации летучих и рудных компонентов шли совместно.

В противоположность перидотитовым пластам Сопчи породы месторождений донных залежей массива Н—К—Т и критического горизонта горы Нюд являются конечными членами сингенетических естественных нисходящих рядов. Их пластовая форма развития в плутоне определила и пластовую форму месторождений вкрапленных руд. Как уже отмечалось нами, для них, как и для месторождений перидотитовых пластов Сопчи, характерно широкое развитие пегматоидных пород (габбро-пегматиты, габбро-норит-пегматиты), содержащих часто крупную сульфидную вкрапленность.

Следовательно, на участках донной залежи и критического горизонта петрологическая история плутона была наиболее продолжительной. Здесь были такие же благоприятные условия, как и в рудных пластах горы Сопча, для процессов пегматитообразования наряду с процессами образования сульфидных медно-никелевых руд.

Связь пегматитов с месторождениями вкрапленных руд в дифференцированных интрузиях была впервые установлена при сравнительном исследовании мончегорских месторождений (Козлов, 1953ф, 1956). Это является характерной их чертой, не зависимо от того, приурочены ли вкрапленные руды к первым или к последним членам сингенетических естественных рядов горных пород.

Связь руд с процессами пегматитообразования определяет их позднемагматический генезис.

Необходимо отметить, что месторождения вкрапленных руд, приуроченные к первым и последним членам естественных рядов горных пород, имеют целый ряд отличительных особенностей, связанных с историей образования пород, содержащих сульфидную вкрапленность.

Донные залежи массива Н—К—Т представляют собой придонные полевошпатовые породы с вкрапленностью сульфидов. Мощность слоя пород с сульфидной вкрапленности находится в прямой зависимости от мощности слоя придонных пород, обогащенных полевым шпатом. Повышенные концентрации сульфидов встречаются только в его пределах. Если выклинивается зона полевошпатовых пород, то выклинивается и зона пород с сульфидами. Контаминационные явления при образовании этого слоя играли весьма незначительную роль.

Вкрапленные месторождения южной террасы горы Нюд и месторождение Нюд II находятся в пределах критического горизонта горы Нюд, являющегося прерывистым слоем, располагающимся в средней по вертикали части массива Нюд-Поаз на границе толщи оливиновых и «нормальных норитов». Этот горизонт представляет собой слой течения, изобилующий ксенолитами вмещающих пород, нередко пирротинсодержащих. Размеры ксенолитов колеблются от сантиметров до десятков метров. Обилие их обусловило образование текстурных и структурных такситов, а также значительные различия в зернистости близлежащих участков пород и иногда зональное строение плагиоклаза.

6. Критический горизонт и придонные части интрузии близки по своим особенностям. Часто в них наблюдаются порфировидные и офитовые структуры, изменчивость в зернистости на коротких интервалах. В разрезах обоих участков встречаются ксенолиты вмещающих пород и небольшие прожилки гранофиров, являющиеся результатом ассимиляции ксенолитов кислых пород. Часто к участкам с гранофировыми образованиями приурочены гнезда и прожилки сульфидов, включающие светлые грано-

фиры в виде силикатных «шариков». Руды как в критическом горизонте, так и в донной залежи являются не только вкрапленными, но и гнездовыми, и прожилково-инъекционными. При этом гнезда и прожилки достигают значительных размеров. Рудные пласты Сопчи в отличие от вышеописанных месторождений сложены ультраосновными породами, ксенолиты в их пределах не встречаются (есть автобрекчия оливинита), разрезы через них хотя и сложные, но более выдержанные по простиранию, чем в двух других месторождениях, и имеют сравнительно одинаковую мощность. Гнездовые и инъекционные руды в них отсутствуют, если не считать небольших, редких и маломощных жилочек сульфидов.

6. О времени образования руд и физической природе рудных растворов можно судить по форме развития сульфидов и их взаимоотношению с нерудными минералами. Формы развития сульфидной вкрапленности разнообразны, но одной из широко развитых форм является выполнение интерстаций между породообразующими минералами и тонких трещинок в породах. Встречаются участки, где развивается тончайшая система жилок. При интенсивном развитии по первичным породообразующим минералам автогидротермальных минералов (актинолита, тремолита, талька) на стыках и по границам зерен наблюдаются их тесные срастания с сульфидами. Серпентинизация происходила после отложения сульфидов. Предельным случаем форм выполнения является сидеронитовая структура.

Отчетливо выражены и формы, свидетельствующие о метасоматическом замещении сульфидами породообразующих минералов. Следовательно, во всех месторождениях вкрапленных руд Мончи сульфиды кристаллизовались после первичных породообразующих минералов, после биотита и кварц-полевошпатовой эвтектики.

Сульфиды корродируют и проникают в них по трещинкам или находятся в промежутках между ними.

Взаимоотношения сульфидов с постериорными минералами, возникающими в автогидротермальную стадию при взаимодействии остаточных водных растворов с породообразующими минералами, более сложные. Прямая связь между процессами автогидротермального метаморфизма и рудоотложения отсутствует, так как не всегда сульфиды сопровождаются автогидротермальными изменениями породообразующих минералов и наоборот. Однако во всех случаях, когда автогидротермальные минералы и сульфиды встречаются вместе, отчетливо устанавливается по их взаимоотношению, что период автогидротермального метаморфизма и рудоотложения были очень близки друг к другу, т. е. они не были разорваны во времени. На это указывают тесные срастания сульфидов и хорошо ограненных посториорных минералов.

Развитие сульфидов по актинолитовой роговой обманке свидетельствует о том, что процесс актинолитизации предшествовал в некоторых случаях процессу рудоотложения. Четкие угловатые вкрапленники сульфидов, развитые в интерстициях с ободками серпентина между сульфидами и породообразующими минералами, показывают, что процесс рудоотложения шел несколько раньше процесса серпентинизации, так как сульфиды не проникают между волокнами серпентина. Следовательно, процессы рудообразования и автогидротермального изменения пород как бы пронизывают друг друга. Однако не везде рудные растворы были богаты водой. В различных месторождениях, судя по разной интенсивности изменения породообразующих минералов, роль воды в остаточных растворах, где находились и сульфиды, была различная. Месторождения вкрапленных руд Мончи можно расположить в следующий ряд по убывающей роли воды в рудных растворах: месторождение перидотитовых пластов Сопчи—

пласты оливиновых плагиоклазсодержащих пироксенитов восточной части горы Сопча—критический горизонт горы Нюд—донная залежь массива Н—К—Т—пласты рудных пироксенитов и оливинитов северного и южного склонов горы Сопча. В последних вторичные (постериорные) минералы почти отсутствуют.

7. Изучение минерального и химического состава руд различных месторождений показало, что средний химический состав рудных растворов, из которых отлагались сульфиды, был неодинаковым.

Удалось впервые показать тесную связь между количеством пентландита и количеством оливина в породах, содержащих сульфидную вкрапленность. Особенно она четко устанавливается в рудных пластах горы Сопча (табл. 6 и 7). Сульфидная масса, извлеченная из перидотитов, содержит больше пентландита, чем сульфидная масса в оливиновых пироксенитах, а в последних его больше, чем в сульфидной массе пироксенитов. Это мы связываем с перитектической реакцией оливина с магмой, в ходе которой никель из оливина переходит в магму и накапливается в остаточных растворах (Козлов 1960б). Отсюда следует, что состав рудных растворов определялся не только их составом в исходной магме, но и всем ходом ее эволюции в процессе кристаллизации.

8. Приведенные результаты исследования уникального рудного пегматита однозначно свидетельствуют о генетической связи суьфидов с пегматитом. Пространственное совпадение рудного габбро-норитового пегматита и рудовмещающей трещины жилы 38 — явление случайное. Следовательно, процессы образования габбро-норитового пегматита неразрывно связаны с процессами образования сульфидных руд в его ядре. Это предполагает для рудных компонентов такой же процесс концентрации, как и для других компонентов, входящих в состав остаточного расплава, из которого возникло тело габбро-норит-пегматита.

Сульфиды, судя по их взаимоотношению с силикатами, кристаллизуются последними, т. е. завершают процесс минералообразования в пегматите. При этом период кристаллизации совпадает с периодом гидротермального автометаморфизма. Об этом свидетельствуют тесные срастания сульфидов с актинолитом, хлоритом, тальком.

Уникальный рудный пегматит массива Ниттис—Кумужья—Травяная подтвердил позднемагматический характер сульфидных сингенетических месторождений Мончегорского плутона.

Сульфидные жилы в Мончегорском никеленосном плутоне имеют ряд признаков, позволяющих связывать их прохождение с самим плутоном, однако целый ряд приведенных ранее фактов противоречат этому положению. Взаимоотношения сульфидных жил с уникальным рудным габбро-пегматитом, с габбро- и диорит-пегматитами свидетельствуют о близости периода отложения гнездовых, вкрапленных и жильных руд. С другой стороны, сульфидные жилы Мончегорского плутона по возрасту занимают то же положение, что и породы пятой гипабиссальной фазы пятого интрузивного цикла. Моложе их являются только жилы кварцевого порфира. Этот факт свидетельствует о том, что образование сульфидных жил во времени значительно оторвано от периода образования вмещающих пород.

9. Изучение Мончегорского никеленосного плутона показало тесную связь процессов формирования естественных рядов горных пород с процессами рудообразования в группе магматических месторождений. В группе метаморфических и метаморфогенных месторождений надо искать другие процессы, определяющие связь пород с рудами.

МАССИВ ПАНСКИХ ТУНДР

Массив Панских тундр располагается в центральной части Кольского полуострова в тектонической зоне сочленения Центрально-Кольского антиклинория с Имандра-Варзугским грабеном. Его длина с запада на восток равна 80 км, а ширина от 4 до 6 км на западе и 300—500 м на востоке. Массив слагает все возвышенности в депрессии Панских тундр. Наиболее хорошо он обнажен на горах Каменник, Киевей, Пашемпахк, Чуарвурд.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Массив Панских тундр занимает межформационное положение (рис. 39, см. вкладку) между архейскими гнейсами и щелочными гранитами на севере и породами свиты имандра-варзуга на юге.

На севере восточная часть массива только на небольшом участке в районе к юго-востоку от Чурозера контактирует с архейскими гнейсами. Контакт тектонический, почти вертикальный, срезает полосатость и трахитоидность в породах массива, которая здесь падает на юг под углом в 65°. Самая восточная часть массива имеет с архейскими гнейсами интрузивный контакт, который залегает почти вертикально. Во всей остальной зоне северного контакта массив Панских тундр контактирует с щелочными гнейсо-гранитами. Контакт между ними как в обнажениях, так и по скважинам почти всюду тектонический (скв. 9 и 10). Однако рядом скважин пересечен контакт, не нарушенный тектоникой. Изучение этих скважин показало, что между породами массива и щелочными гнейсо-гранитами находится маломощная пачка сланцев серии имандра-варзуга, на которую оказывают воздействие сверху массив Панских тундр (ороговикование), а снизу — щелочные граниты образуют зону метасоматитов щелочных гранитов (скв. 3 и 4, 7 и 8). Характер северного контакта по данным бурения показан на рис. 40.

Южный контакт массива до р. Кисенга всюду тектонический, как правило, скрыт под четвертичными образованиями. Он был изучен по скв. 13 (рис. 41), которая вначале пересекла пачку сильно измененных метабазитов свиты имандра-варзуга и вошла в зону тектонических сланцев по метапорфиритам и породам массива. Сланцеватость пород в тектонической зоне наклонена к югу под углом в 60° к горизонту, срезает трахитоидность пород массива и слоистость пород серии имандра-варзуга, которые наклонены в том же направлении под углом 30—35° к югу. Восточнее, на южном склоне горы Чуарвы, южный тектонический контакт имеет простирание 300—320° и падение на юго-восток под углом 15—20°, т. е. по сравнению с крутопадающим северным тектоническим контактом на северном склоне горы Чуарвы южный тектонический контакт здесь пологий. В 20 км восточнее р. Кисенга канавами вскрыт интрузивный контакт между габбро Панского массива и тонкоигольчатыми амфиболитами стрельнинской свиты. Простирание контакта северо-западное 290°, падение юго-западное под углом 40°. Пока не получено достоверных геологических данных, позволяющих судить о возрастных отношениях щелочных гранитов и пород массива, и только находка М. Т. Козловым (1969ф) метасоматитов щелочных гранитов по бластомилонитам основных пород массива западнее Горного озера дает основание считать граниты более молодыми породами. Абсолютный возраст пород массива, определенный Э. Г. Герлингом калий-аргоновым методом, равен 1820—1880 млн лет. При картировании с применением геофизики кроме субширотных тектонических зон, обычно отделяющих массив от вмещающих пород, было установлено широкое развитие субмеридиональных сбросов, разбивших

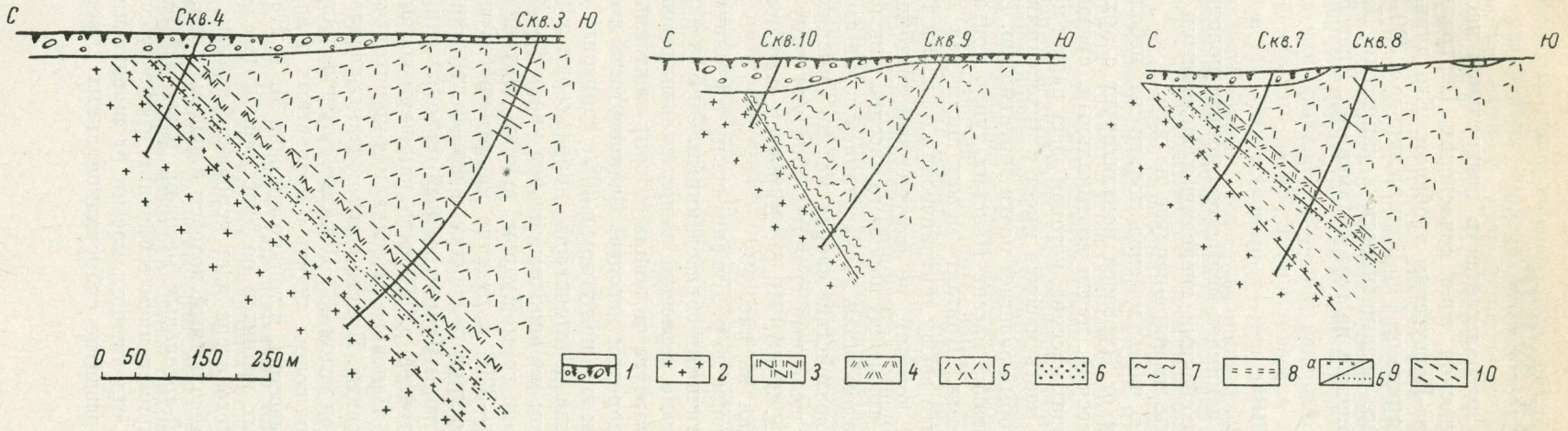


Рис. 40. Геологические разрезы через зону северного контакта западной части Панского массива.

1 — четвертичные отложения; *2* — щелочные граниты; *3* — меланократовые нориты; *4* — меланократовые габбро-нориты; *5* — среднезернистые габбро-нориты; *6* — такситовый горизонт; *7* — амфиболизация; *8* — зоны катаклаза; *9* — зоны приконтактовых изменений сланцев (*а* — под действием щелочных гранитов, *б* — под действием основных пород); *10* — сланцы.

массив на блоки. Влияние тектоники на его форму нашло отражение на геологической карте (рис. 39).

Массив Панских тундр является отчетливо дифференцированным массивом. В нем широко развито чередование слоев пород, отличающихся составом, сложением, текстурой, а также наблюдается планпараллельное расположение в породах таблитчатых минералов (трахитоидность), имеющих иногда линейную ориентировку (линейность). Кроме того, для массива Панских тундр весьма характерны «маркирующие» пласты пород, протягивающиеся на несколько километров при мощности в 30—200 м и резко подчеркивающие первичную расслоенность массива. Обычно они хорошо выделяются в рельефе. В сопряжении с первично-полосчатыми структурами течения находятся первичные трещины.

Анализ геологических материалов, полученных при изучении массива Панских тундр, отраженных на карте (рис. 39) и блок-диаграмме (рис. 42, см. вкладку), показал следующее: 1) массив Панских тундр является однофазным, сопровождается слабо развитой дайковой фацией, и следовательно, все многообразие пород, их расположение в пространстве обязано процессам дифференциации, механизму интрузии и форме магматической

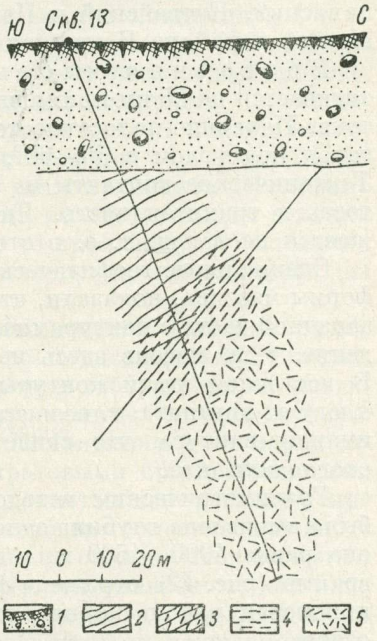


Рис. 41. Геологический разрез через зону южного контакта западной части Панского массива.

1 — наносы; *2* — метадиабазы и диабазовые метапорфириты; *3* — сланцы по метадиабазам; *4* — сланцы по габбро-норитам; *5* — габбро-нориты.

камеры; 2) положение в пространстве структурного блока,[7] а также характер расслоенности показывают, что массив Панских тундр состоит из двух крупных частей: западной и восточной, разделенных центральным блоком в районе Горного озера; 3) западная и восточная части отличаются друг от друга не только по составу и структуре пород, но и по форме залегания интрузии.

Западная часть (рис. 39, до профиля XXI—XXII) имеет в плане форму прямоугольника длиной 25 км и шириной 5—6 км, т. е. в два раза превосходит по площади Мончегорский никеленосный плутон. Сложена она преимущественно габбро-норитами. О форме в пространстве можно судить по положению трахитоидности и полосчатости. В лежачем боку интрузии трахитоидность и полосчатость имеют простирание северо-западное 290—300°, а падение юго-западное под углом в 40°. Тектонические северные контакты обычно более крутые и срезают полосатость и трахитоидность (скв. 9, 10). Там где контакты не нарушены тектоникой, трахитоидность и полосатость залегают согласно с контактами под углом в 40°. При движении от подошвы к кровле угол падения полосатости и трахитоидности постепенно выполаживается до 25—30°. Южный тектонический контакт падает на юг под углом 50—70° и срезает трахи-

[7] Сопряженность в пространстве первичных структур течения и первичных трещин.

тоидность пород массива. В западном окончании массива наблюдается изменение в залегании первично-полосатых текстур, которые заворачивают к югу параллельно контакту, как это обычно бывает в лополитоподобных интрузиях. Учитывая, что в западной части линейность погружается на юго-восток по азимуту 140° под углом 10° в плоскости полосчатости, можно предположить, что поступление магмы в камеру шло из района Горного озера. Судя по выполаживанию трахитоидности от краев к центру мульд, как это наблюдается в воронкоподобных интрузиях, западная часть массива имеет форму лополита, южное крыло которого срезано сбросом (рис. 42). Субмеридианальные тектонические нарушения разделили западную часть на четыре участка — Каменникский, Сулейпахкский, Киевейский и Пашемпахский, построенные по одному плану. Массив в районе Пашемпахка, вероятно, опущен на 1.5—2.0 км.

Восточная часть преимущественно габбрового состава протягивается на 55 км при мощности от 3 км на западе до 300—500 м на востоке. Первично-полосатые текстуры массива наклонены вначале на юго-запад под углом в 50—60°, а на востоке залегают почти вертикально. Тектонические контакты на севере и на юге срезают первичную полосатость и трахитоидность. Линейность в восточной части массива погружается на запад, т. е. в сторону Горного озера.

Специальные геофизические работы, поставленные с целью уточнения формы массива, показали, что при сопоставлении геологических контуров западной части с контурами магнитных аномалий наблюдается их несовпадение, т. е. массив здесь не продолжается под свитой имандра-варзуга. В восточной части контуры магнитной аномалии расположены далеко к югу от контакта, т. е. массив как бы «просвечивает» через породы свиты имандра-варзуга, что свидетельствует о пологом залегании тектонического контакта.

Гравиметрическим методом подбора двухмерного возмущенного тела была вычислена глубина залегания подошвы массива. Для западной части она равна 4000—4500 м, а для восточной — 2500—3000 м. На блок-диаграмме (рис. 42) отражена форма массива в западной и восточной частях и показан район «корней» предположительно там, где находится Горное озеро.

ВНУТРЕННЯЯ СТРУКТУРА И ЕСТЕСТВЕННЫЕ РЯДЫ ПОРОД ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ МАССИВА

Западная часть массива представляет наибольший интерес. Именно здесь была обнаружена сульфидная медно-никелевая минерализация и закартированы слои пород, содержащих повышенное количество магнетита и титаномагнетита. Западная часть, как и восточная, отчетливо дифференцирована, однако характер дифференциатов, структурный план и их расположение в пространстве сильно отличаются друг от друга и от других дифференцированных никеленосных массивов Кольского полуострова (Федоровой тундры, р. Цаги, массива № 1, Застейд II, Мончегорского никеленосного плутона). Истинная мощность западной части массива вкрест простирания слоистости равна примерно 2.5—3.0 км. Породы в этой трехкилометровой толще на 95% отвечают по составу габбро-норитам. Однако несмотря на простой качественный минеральный состав (плагиоклаз, ромбический и моноклинный пироксены), в разрезе через массив выделяется очень большое количество слоев габбро-норитов, отличающихся друг от друга или по количественным соотношениям минералов, или по сложению (мелкозернистые, среднезернистые, неравномернозернистые), или по структуре (офитовые, трахитоидные, пойкилитовые,

со структурой распада ромбических пироксенитов и др.), или по текстуре (массивные, слоистые). Встречаются кварцевые габбро-нориты.

Обычно слои отличаются друг от друга различными признаками, что определяет неодинаковую четкость слоистости: переход от слоя к слою бывает или резкий, или постепенный. Контакты между отдельными слоями всюду согласные и не несут признаков перерыва во времени образования, т. е. являются сингенетическими. Наиболее четко в обнажении выделяются слои меланократовых и лейкократовых пород различного сложения и текстуры. Чередования меланократовых, мезократовых и лейкократовых слоев образуют зоны различной протяженности по простиранию. Одна из наиболее интересных таких зон представляет собой своеобразный маркирующий горизонт протяженностью в 13 км при мощности в 150 м. Она расположена в нижней части массива на расстоянии 800—1000 м от контакта и получила название «нижнего пласта расслоенных пород». Именно к ней приурочена убогая сульфидная вкрапленность. Кроме такого типа слоистости в западной части массива встречены пласты мелкозернистого ильменит-магнетитового габбро, залегающие согласно с общей структурой массива и являющиеся по целому ряду признаков несомненно геологически одновозрастными, и лишь иногда резкие контакты и зонки закала свидетельствуют о некотором разрыве во времени их образования с окружающими породами. Местами эти пласты прослеживаются на несколько километров.

Интересным образованием западной части массива Панских тундр является так называемый верхний пласт оливинсодержащих пород, где в послойном залегании находятся оливиновые габбро-нориты, плагиоклазиты, форелленштейны, оливиновые пироксениты, меланократовые и лейкократовые габбро-нориты с оливином. Пачки слоев этих пород отделены друг от друга трахитоидными мезократовыми среднезернистыми габбро-норитами, иногда с оливином. Пространственное расположение пород в массиве маркирующих пластов отражено на геологической карте (рис. 39), на блок-диаграмме (рис. 42), а также на сводном геологическом разрезе (рис. 43). Если следовать от южного тектонического контакта к северному, в районе XIX профиля, то сначала пересечем верхнюю часть массива, сложенную преимущественно среднезернистыми и неравномернозернистыми трахитоидными габбро-норитами с офитовой и гипидиоморфнозернистой структурой, у которых трахитоидность падает под углом 35—25° к югу. Мощность слоя трахитоидных габбро-норитов примерно 300—800 мм. Моноклинный и ромбический пироксены в габбро-норитах часто сильно амфиболизированы, поэтому порода приобретает зеленоватую окраску. Плагиоклаз также затронут вторичными процессами (соссюритизацией), вследствие которых осветляется. В 250 м от контакта среди трахитоидных среднезернистых габбро-норитов наблюдается пятнадцатиметровая зона чередования меланократовых, мезократовых и лейкократовых габбро-норитов (мелкозернистых и среднезернистых), отчетливо трахитоидных. Ниже этой зоны в обнажениях отмечаются неравномернозернистые и среднезернистые трахитоидные габбро-нориты, среди которых встречаются гистерогенетические шлиры размером до 3 м, состоящие из крупных кристаллов ромбического пироксена (до 5 см). Выше верхнего пласта среднезернистые трахитоидные габбро-нориты в пределах стометровой зоны содержат слои мелкозернистых габбро-норитов. Строение верхнего пласта лейкократовых и оливинсодержащих пород показано на рис. 44. Верхний пласт мощностью 150—200 м как бы отделяет верхнюю толщу сравнительно однородных среднезернистых трахитоидных габбро-норитов от толщи габбро-норитов центральной части массива, мощность которой примерно 1000—1200 м. Сразу же под верхним пластом лейкократовых и оливинсодержащих пород находятся обычные среднезернистые и неравно-

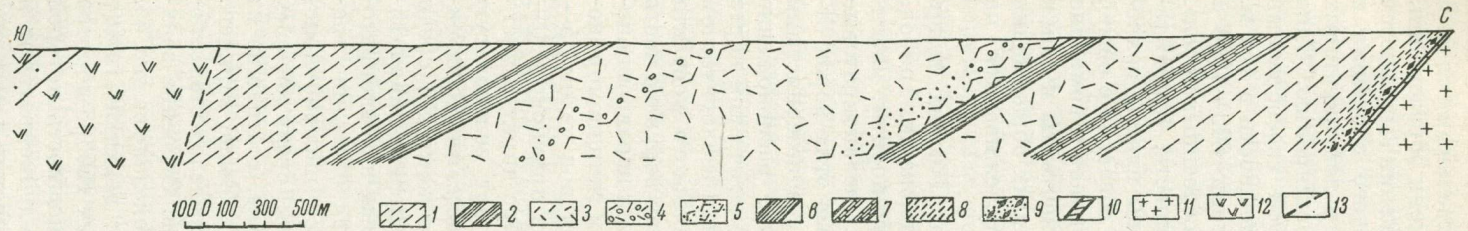


Рис. 43. Сводный разрез через западную часть Панского массива (по А. Ю. Одинец).

1 — трахитоидные среднезернистые габбро-нориты; *2* — верхний пласт тонкослоистых пород; *3* — среднезернистые габбро-нориты; *4* — пойкилитовые габбро-нориты; *5* — габбро-норит со структурами распада ромбического пироксена; *6* — слои магнетитового габбро; *7* — нижний пласт тонкослоистых пород; *8* — меланократовый норит придонной части; *9* — мелкозернистый такситовый горизонт; *10* — пачка сланцев свиты имандра-варзуга; *11* — щелочные граниты; *12* — свита имандра-варзуга; *13* — сбросы.

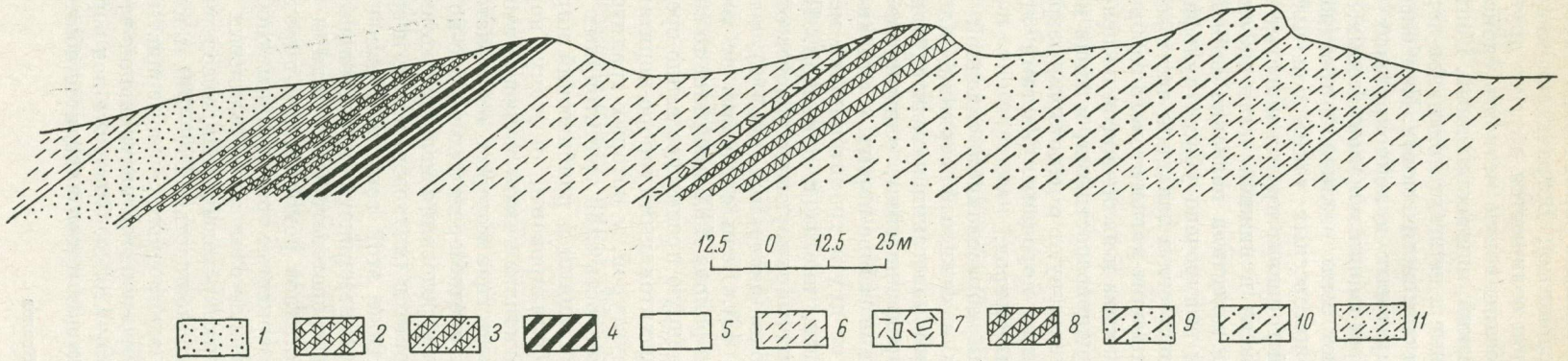


Рис. 44. Строение верхнего пласта западной части массива Панских тундр.

1 — мезократовые и лейкократовые габбро-нориты с оливином и без оливина; *2* — мезократовые и лейкократовые оливиновые габбро-нориты; *3* — мезократовые и лейкократовые оливиновые габбро-нориты со слоями плагиоклазитов и троктолитов; *4* — тонкое переслаивание лейкократовых и мезократовых габбро-норитов с оливином; *5* — плагиоклазиты и троктолиты; *6* — трахитоидные габбро-нориты с редкими зернами оливина; *7* — автобрекчия плагиоклазитов; *8* — нечеткослоистые трахитоидные мезократовые и лейкократовые оливиновые габбро-нориты; *9* — мезократовые равномернозернистые неслоистые оливиновые нориты; *10* — пачка слоев троктолита и оливиновых габбро-норитов; *11* — нориты и габбро-нориты, содержащие слои пород, обогащенные оливином.

мернозернистые габбро-нориты. В западной части на расстоянии 30—50 м от контакта среди габбро-норитов встречен пласт мелкозернистого магнетитового габбро мощностью в 20 м, прослеженный по простиранию на 6 км.

Ниже пласта магнетитового габбро прослеживается пятисотметровая толща неравномерно- и равномернозернистых среднезернистых мезократовых габбро-норитов. Среди них встречаются зоны перемежаемости меланократовых и лейкократовых слоев. Мощность зон небольшая — 2—3 м. По простиранию они прослеживаются на десятки метров. Это — как бы локальные зоны контрастной дифференциации. В рассматриваемой пятисотметровой толще наблюдаются следующие слои пород.

1. Слой мелкозернистых отчетливо трахитоидных габбро-норитов. Переход к среднезернистым габбро-норитам постепенный. Мощность 30 м.

2. Слой неравномернозернистых и среднезернистых габбро-норитов с отдельными маломощными зонами тонкорасслоенных пород. Для пород характерна пойкилитовая структура. Мощность 270 м.

3. Зона тонкого чередования слоев лейкократовых габбро-норитов с меланократовыми мелкозернистыми габбро-норитами и габбро. Характерным для этих пород является расположение кристаллов ромбического пироксена в виде цепочек. Мощность зоны 20 м.

4. Слой среднезернистых, трахитоидных, слабо расслоенных габбро-норитов. Мощность 120 м.

5. Пласт магнетитсодержащего габбро и габбро-норита. Переход пласта во вмещающие породы постепенный. Прослежен пласт на 10 км. Мощность 50 м.

Восточнее профиля XIX в разрезе ниже слоя магнетитового габбро залегает зона слоистых пород мощностью 150 м и протяженностью 13 км (нижний пласт). О строении нижнего пласта можно судить лучше всего по скв. 5 и 11. Здесь наблюдаются комплементарные слои пород — меланократовые и лейкократовые габбро-нориты, располагающиеся среди мезократовых трахитоидных габбро-норитов. Строение нижнего пласта по двум скважинам показано на рис. 45. Строение массива под нижним пластом детально изучено по скв. 1, 2, 3, 4, разрезы по которым приведены на рис. 46. Здесь породы по составу соответствуют мезократовым кварцевым габбро-норитам, имеющим среднезернистое и мелкозернистое сложение. Среди них встречаются слои лейкократовых габбро-норитов. Характерным для нижнего слоя, имеющего мощность 900—1000 м, является сравнительно частая встречаемость сильно измененных пегматоидных пород (так называемых пятнистых кварцевых габбро). Переход их в окружающие породы постепенный. Мощность тел пегматоидных пород достигает 20 м (обычно 2—5 м). По зонам сильной трещиноватости в породах наблюдается амфиболизация пироксенов, осветление плагиоклаза и развитие тонких прожилков кварц-альбитового состава. Скв. 4 и 3, 7 и 8 были добурены до контакта, так что по ним впервые удалось изучить его особенности. Контакт интрузивный.

Из вышеописанного разреза видно, что массив слагают сверху вниз в основном мезократовые габбро-нориты. При этом, как установлено в шлифах, плагиоклаз во всех породах, кроме меланократовых габбро-норитов, кристаллизуется первым, а пироксены — последними, т. е. ожидать на «дне» скопления более тяжелых темноцветных минералов под влиянием гравитации у нас не было оснований. Однако скв. 3 и 4 пересекли у дна слой меланократовых норитов—пироксенитов, контактирующий с породами свиты имандра-варзуга через небольшую эндоконтактную зону контаминированных пород. Разрез по этой скважине заслуживает более подробного описания. Скв. 4 от устья до глубины 77.6 м пересекла мезократовые и меланократовые нориты среднезернистого

сложения. Макроскопически эти породы очень сходны с меланократовыми норитами Мончегорского плутона. Кристаллы пироксена часто включены в крупные пойкилокристаллы плагиоклаза. Эти породы на интервале 76—78 м постепенно становятся неравномернозернистыми, местами мелко-

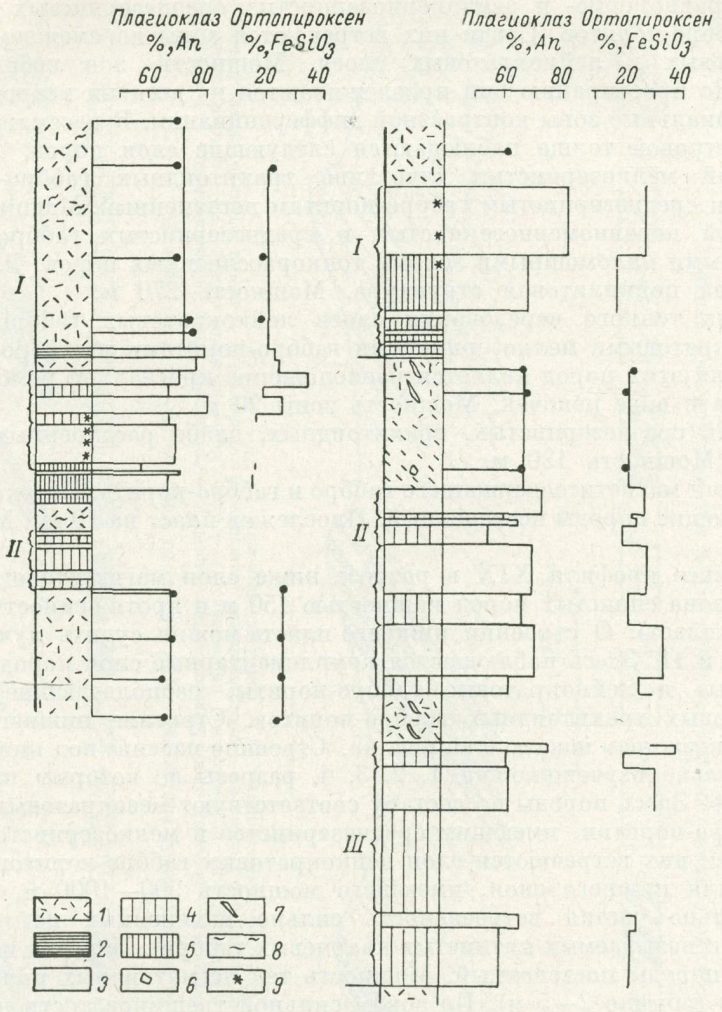


Рис. 45. Строение нижнего пласта Панского массива. Показано изменение состава породообразующих минералов (по А. Ю. Одинец).

Породы нерасслоенной части пачек: *1* — габбро-нориты с офитовой структурой; *2* — мелкозернистые отчетливо трахитоидные габбро-нориты. Породы расслоенной части пачек: *3* — лейкократовые габбро; *4* — мезократовые габбро-нориты; *5* —{меланократовые габбро-нориты; *6* — ксенолит мелкозернистого габбро; *7* — пегматитовые жилы; *8* — амфиболизация; *9* — сульфидная вкрапленность; I, II, III — номера пачек.

зернистыми и переходят в десятиметровый слой полевошпатовых пироксенитов — меланократовых норитов такситового сложения (до глубины 88.8 м). Самая нижняя часть этого слоя сложена мелкозернистыми меланократовыми норитами, слегка амфиболизированными. При этом в интервале 86.2—88.8 м в породах появляется кварц и гранофир, т. е. породы соответствуют мелкозернистым мезократовым кварцевым габбро-норитам.

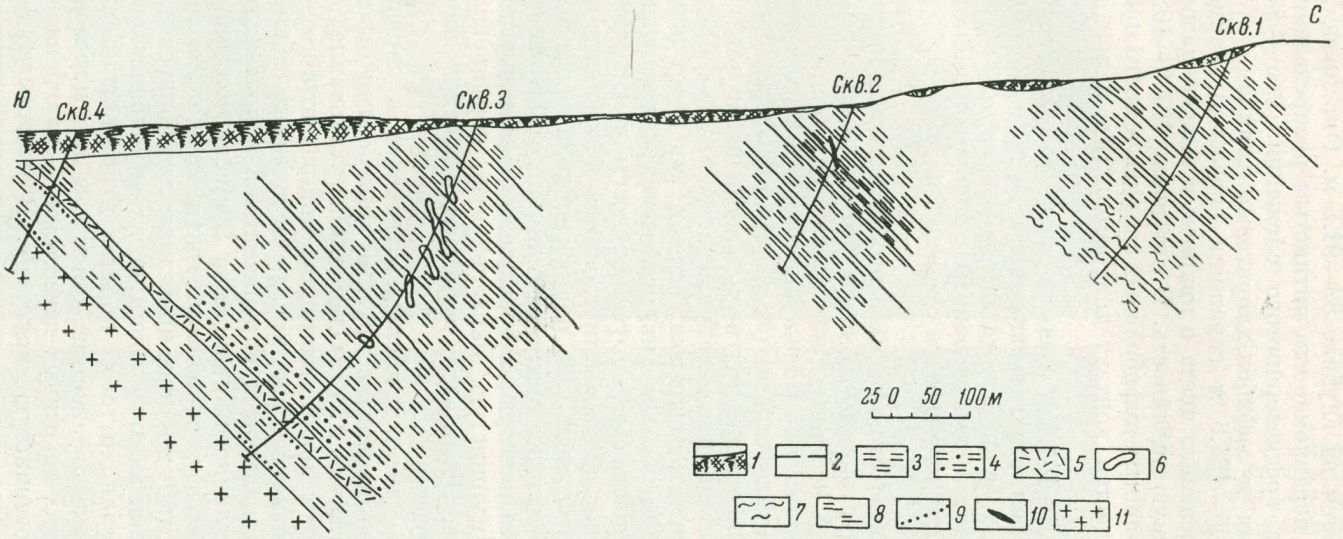


Рис. 46. Геологические разрезы через нижнюю часть массива и зону эндо- и экзоконтакта.

1 — наносы; *2* — лейкократовый норит и габбро-норит; *3* — мезократовый норит и габбро-норит; *4* — меланократовый норит; *5* — мелкозернистый приконтактовый меланократовый габбро-норит; *6* — пегматитовые жилы; *7* — амфиболизация; *8* — амфиболовые сланцы; *9* — зона приконтактовых изменений; *10* — дайки диабаза; *11* — щелочные граниты.

Плагиоклазы зональные. На глубине 88.8—89.0 м встречены те же мелкозернистые массивные породы, но сильно обогащенные кварцем и гранофиром, ниже которых находятся породы зоны экзоконтакта. На рис. 47 приведена серия микрофотографий из зоны эндо- и экзоконтакта. Зона экзоконтакта начинается на глубине 89—91.5 м. Она представлена массивными породами с неравномерным пятнистым распределением светлых и темных минералов среднезернистого сложения. Это — роговики по кварц-полевошпатовым и амфибол-хлоритовым сланцам.

На интервале 91.5—134.6 м скважина пересекла кварц-актинолит-хлоритовые сланцы зеленого цвета с кварцем и плагиоклазом, имеющие четкую метаморфическую линейность. В интервале 107.9—108.25 м отмечен прослой мелкозернистых амфиболовых сланцев темного цвета. На глубине 127.7 м наблюдается контакт тонкозернистых и среднезернистых сланцев.

На интервале 134.6—141.4 м развиты светло-розовые среднезернистые массивные породы — метасоматиты щелочных гранитов по породам свиты имандра-варзуга (зона эндоконтакта щелочных гранитов). Ниже скважина пересекла щелочные гнейсограниты с первичной метаморфической линейностью. Аналогичный разрез устанавливается и по скв. 3, 7 и 8.

Описанный контакт Панского массива со сланцами свиты имандра-варзуга является интрузивным с четко выраженными зонами экзо- и эндоконтакта, с зоной неравновесной кристаллизации и контаминации. Наличие слоя меланократовых пород мощностью в 80 м в самой нижней части массива, в которых встречаются гнезда сульфидов (очень редкие, в скв. 4 встречено одно гнездо, другие скважины их не встретили) размером до 3 см, сближает внешне западную часть массива Панских тундр с другими никеленосными массивами, однако, как будет видно из дальнейшего описания, при образовании придонных слоев меланократовых пород в этом массиве действовали другие процессы, чем, например, в Мончегорском плутоне при образовании нижнего слоя перидотитов.

Петрографическое исследование пород западной части массива Панских тундр показало, что все они имеют типичные магматические структуры: гипидиоморфнозернистую, габбровую, габбро-офитовую, пойкилитовую, призматическизернистую, параллельную, порфировидную, аллотриоморфнозернистую. Очень часто встречаются в одном образце сочетания нескольких структур.

П л а г и о к л а з имеет наибольшее значение в породах массива. Его состав и взаимоотношение с другими минералами были предметом специального исследования А. Ю. Одинец. Она установила, что плагиоклаз в зависимости от условий кристаллизации развит в нескольких формах, а именно: 1) призматические, хорошо ограненные кристаллы, встречающиеся в виде пойкилитовых вкрапленников в кристаллах оливина, ромбического и моноклинного пироксенов; 2) призматические или таблитчатые кристаллы, часто с неровными гранями, обычно составляющие главную массу породы; 3) крупные кристаллы плагиоклаза неправильной формы, пойкилитически включающие кристаллы ромбического пироксена (развиты только в меланократовых норитах и полевошпатовых пироксенитах); 4) неправильно ограненные кристаллы плагиоклаза, встречающиеся только в породах некоторых ксенолитов — плагиоклазитах, имеющих аллотриоморфнозернистую структуру. В кварцсодержащих разновидностях и в габбро-пегматитах, а также в зоне эндоконтакта плагиоклаз часто находится в графическом срастании с кварцем. В зоне эндоконтакта наблюдаются зональные плагиоклазы. В зависимости от степени огранки, формы и расположения в пространстве кристаллов плагиоклаза возникают гипидиоморфнозернистые, габбровые, габбро-офитовые или призма-

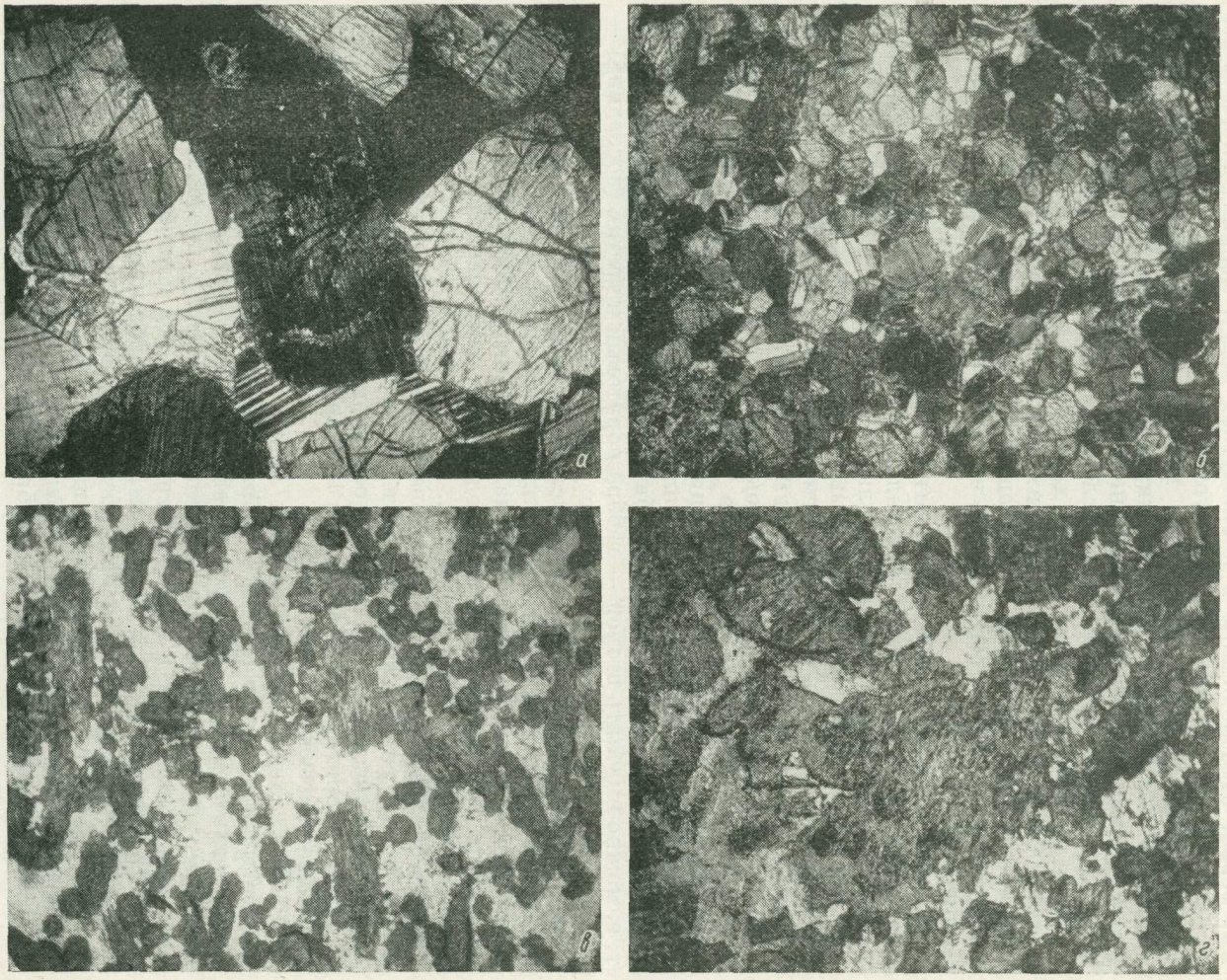


Рис. 47. Микрофотографии шлифов из зоны эндоконтакта и экзоконтакта (скв. 4).

а — среднезернистый меланократовый габбро-норит, структура гипидиоморфнозернистая, придонная часть массива (шлиф 4/64.1, с анализатором, увел. 25); *б* — мелкозернистый меланократовый норит, структура габбровая, приконтактная зона (шлиф 4/87.45, с анализатором, увел. 25); *в* — амфиболизированный мезократовый норит, структура габбровая, с участками микропегматитовой, зона эндоконтакта (шлиф 4/88.6а, без анализатора, увел. 25); *г* — плагиоклаз-амфиболовая порода из зоны экзоконтакта (шлиф 4/89.00, без анализатора, увел. 25).

тическизернистые, параллельные, пойкилитовые и аллотриоморфнозернистые структуры.

Ромбический пироксен имеет следующие формы развития: 1) крупные порфировидные хорошо ограненные кристаллы (содержащие пойкилитовые вкрапленники плагиоклаза, а в оливинсодержащих породах — вкрапленники оливина), обусловливающие порфировидную и пойкилитовую структуру; 2) таблитчатые или крупнопризматические зерна различных размеров, как правило, с неровными гранями, располагающиеся между кристаллами плагиоклаза и обусловливающие габбровую, габбро-офитовую и гипидиоморфнозернистую структуры.

Моноклинный пироксен всегда ксеноморфнее плагиоклаза и ромбического пироксена. Встречается в двух формах: 1) ксеноморфные зерна, расположенные в промежутках между зернами плагиоклаза и ромбического пироксена; 2) крупные, иногда гигантские кристаллы неправильной формы, придающие породе порфировидный, пятнистый облик, обычно переполненные пойкилитовыми вкрапленниками плагиоклаза. Кроме того, наблюдаются тонкие пластинчатые вростки моноклинного пироксена в ромбическом — следствие распада твердого раствора.

Для оливинсодержащих пород характерна кристаллизация оливина после плагиоклаза. Оливин в таких породах образует часто крупные порфировидные кристаллы, содержащие вкрапленники плагиоклаза, хорошо различимые макроскопически, что позволяет выделять оливинсодержащие породы в поле.

Формы развития кристаллов плагиоклаза свидетельствуют о том, что плагиоклаз, с одной стороны, кристаллизовался самым первым, с другой— с кварцем завершал период кристаллизации магмы, т. е. его кристаллизация проходит через весь период развития сингенетического ряда горных пород массива, вплоть до габбро-пегматитов. На первом этапе кристаллизации плагиоклаз был единственным минералом, выделяющимся из магмы, о чем свидетельствуют слои плагиоклазитов и автобрекчия этих слоев. Это дает нам основание выделить в Панском массиве первый — плагиоклазитовый — период кристаллизации. На втором этапе вместе с плагиоклазом кристаллизовался сначала оливин (не во всем объеме, а только в некоторых слоях), а затем ромбический и моноклинный пироксены, т. е. можно выделить второй — габбро-норитовый и третий (последний) — пироксенитовый периоды кристаллизации. В меланократовых габбро-норитах условия кристаллизации обусловили изменение порядка кристаллизации. Плагиоклаз здесь кристаллизуется позже ромбического пироксена. Так как оливин кристаллизовался раньше ромбического пироксена, то группа оливинсодержащих пород начала образовываться несколько раньше, чем группа безоливиновых. Мы выделяем несколько рядов сингенетических пород. Общая последовательность образования пород в сингенетических рядах западной части следующая: 1) плагиоклазиты и группа оливинсодержащих пород (в основном оливиновые габбро-нориты); 2) группа норитов+габбро-норитов+габбро; 3) меланократовые нориты и полевошпатовые пироксениты.

Ранние члены сингенетических рядов последовательно включают: плагиоклазиты → троктолиты → лейкократовые оливиновые габбро-нориты → мезократовые оливиновые габбро-нориты → меланократовые оливиновые габбро-нориты. Они встречаются только в пределах верхнего пласта лейкократовых и оливинсодержащих пород или вблизи его. Краткая петрографическая характеристика этих пород приведена в табл. 14. В ней приведены также сведения о безоливиновых породах, находящихся в переслаивании с оливинсодержащими породами и плагиоклазитами (мелкозернистые габбро-нориты, среднезернистые мезократовые габбро-нориты, лейкократовые габбро и габбро-нориты; оливин в них встречается

Таблица 14

Краткая петрографическая характеристика пород верхнего пласта в средней части Панского массива (ранние члены сингенетического ряда)

Порода	Плагиоклаз		Оливин		Ромбический пироксен		Моноклинный пироксен		Плагиоклаз, №		Ромбический пироксен, % $FeSiO_3$	
	содержание, %	размер зерен	содержание, %	размер зерен	содержание, %	размер зерен	содержание, %	размер зерен	от—до	средний	от—до	среднее
Оливинсодержащие породы												
Плагиоклазиты с панидиоморфнозернистой и пойкилитовой структурами	95.3—98	0.3—2.0	—	—	—	—	2.0—4.7	3.0—5.0	77—81	79 (9)	—	—
Троктолиты с пойкилитовой и порфировидной структурами	53—90.5	0.5—3.0	9.5—46.0	1—150.0	—	—	—	—	78—80	79 (5)	—	—
Лейкократовое оливиновое габбро с офитовой и порфировидной структурами	60—83	0.5—3.0	5.0—36	3.0—5.0	—	—	8.5—24.5	0.5—3.0	80—81	80 (6)	16—17	16 (4)
Оливиновый габбро-норит с габбро-офитовой структурой	42—58	0.5—3.0	3.0—21	3.0—5.0	4.0—32	1.0—3.0	3.0—31.0	0.5—3.0	78—81	79.9 (9)	14—23	18 (8)
Меланократовый оливиновый норит с пойкилитовой структурой	10—35	0.5—1.0	26—41.8	5.0—8.0	23.1—64	10—15	—	—	70	70 (1)	17	17 (1)
Безоливиновые породы, находящиеся в переслаивании с оливинсодержащими породами верхнего пласта												
Мелкозернистый габбро-норит	—	—	Ед. з.	—	—	—	—	—	75—90	81 (4)	17—23	19 (5)
Среднезернистый мезократовый габбро-норит с трахитоидной и габбро-офитовой структурами	—	—	—	—	—	—	—	—	71—85	77.5 (15)	16—24	18.7 (10)

Примечание. В моноклинном пироксене En = 48.5%, Fs = 10%, Wo = 41.5%. В скобках — количество измерений.

в виде единичных зерен). Все породы верхнего пласта помимо содержания оливина резко отличаются от других пород западной части массива более основным плагиоклазом, в которых среднее содержание анортитовой молекулы составляет 78—81%, что на 10—15% больше, чем в выше- и нижележащих породах. Среднее содержание $FeSiO_3$ в ромбических пироксенах также ниже, чем в других породах, и составляет от 16 до 19%. Содержание Fe_2SiO_4 в оливине в среднем равно 21.7%. Следовательно, породы верхнего пласта слагаются минералами, расположенными в самых верхних частях прерывного и непрерывного реакционных рядов Боуэна.

Учитывая широкое развитие трахитоидных текстур в породах верхнего пласта, есть все основания рассматривать происхождение его слоев как следствие гравитационно-кинетической дифференциации, в процессе которой самые первые члены прерывного и непрерывного рядов кристаллизации были собраны в слои по принципу Болка—Полканова. Вероятно, большую роль играл при этом и механизм интрузии. Нам представляется, что первоначально возникла узкая магматическая камера, которая заполнялась под большим гидростатическим давлением кристаллизующейся магмой. Верхний пласт находится примерно на том месте, где возникла эта камера. В дальнейшем по мере расширения камеры магма проникала в пространство выше и ниже верхнего пласта. Из нее образовались все остальные породы массива, в том числе и породы нижнего пласта (в результате комплементарной дифференциации). На рис. 48 показана схема последовательного развития западной части массива Панских тундр.

Петрографические особенности средних членов сингенетического ряда пород кратко сведены в табл. 15.

Анализ таблицы показывает, что массовые определения состава минералов по оптическим свойствам позволяют расположить средние члены сингенетического ряда пород в порядке их образования в зависимости от состава минералов прерывного и непрерывного рядов кристаллизации. А. Ю. Одинец здесь выделяет четыре группы пород, образующих самостоятельные сингенетичные тела, которые, судя по составу породообразующих минералов, представляют собой члены ряда нисходящей кристаллизации в центральной толще габбро-норитов. В порядке образования этими породами являются: а) габбро-нориты с офитовой и параллельной структурой; б) габбро-нориты с пойкилитовой структурой; в) габбро-нориты со структурами распада в ромбическом пироксене; г) ильменит-магнетитовое габбро.

Самыми первыми членами средней части общего ряда являются мезократовые габбро-нориты с офитовой и параллельной структурами. Они пространственно располагаются выше верхнего пласта и встречаются ниже его в виде слоев среди других разновидностей габбро-норитов. Макроскопически это среднезернистые и мелкозернистые породы темного цвета с идиоморфными лейстами плагиоклаза, между которыми располагаются ксеноморфные кристаллы пироксенов. Исследованиями на федоровском столике и иммерсией установлен одинаковый средний состав плагиоклаза и пироксенов во всем разрезе в группе габбро-норитов с офитовой структурой. Плагиоклаз в отдельных слоях, расположенных в полуторакилометровой толще между верхним и нижним пластами, содержит в среднем 66.7% анортитовой молекулы, а ромбический пироксен — 22% $FeSiO_3$. Плагиоклаз в мезократовых габбро-норитах с офитовой структурой, разделяющих пачки лейкократовых и меланократовых слоев в нижнем пласте, содержит в среднем 67.6% анортитовой молекулы, а ромбический пироксен — 22.2% $FeSiO_3$, т. е. практически их составы одинаковы. Моноклинный пироксен относится к диопсид-энстатиту и содержит в среднем 50% En, 9.6% Fs и 40.4% Wo.

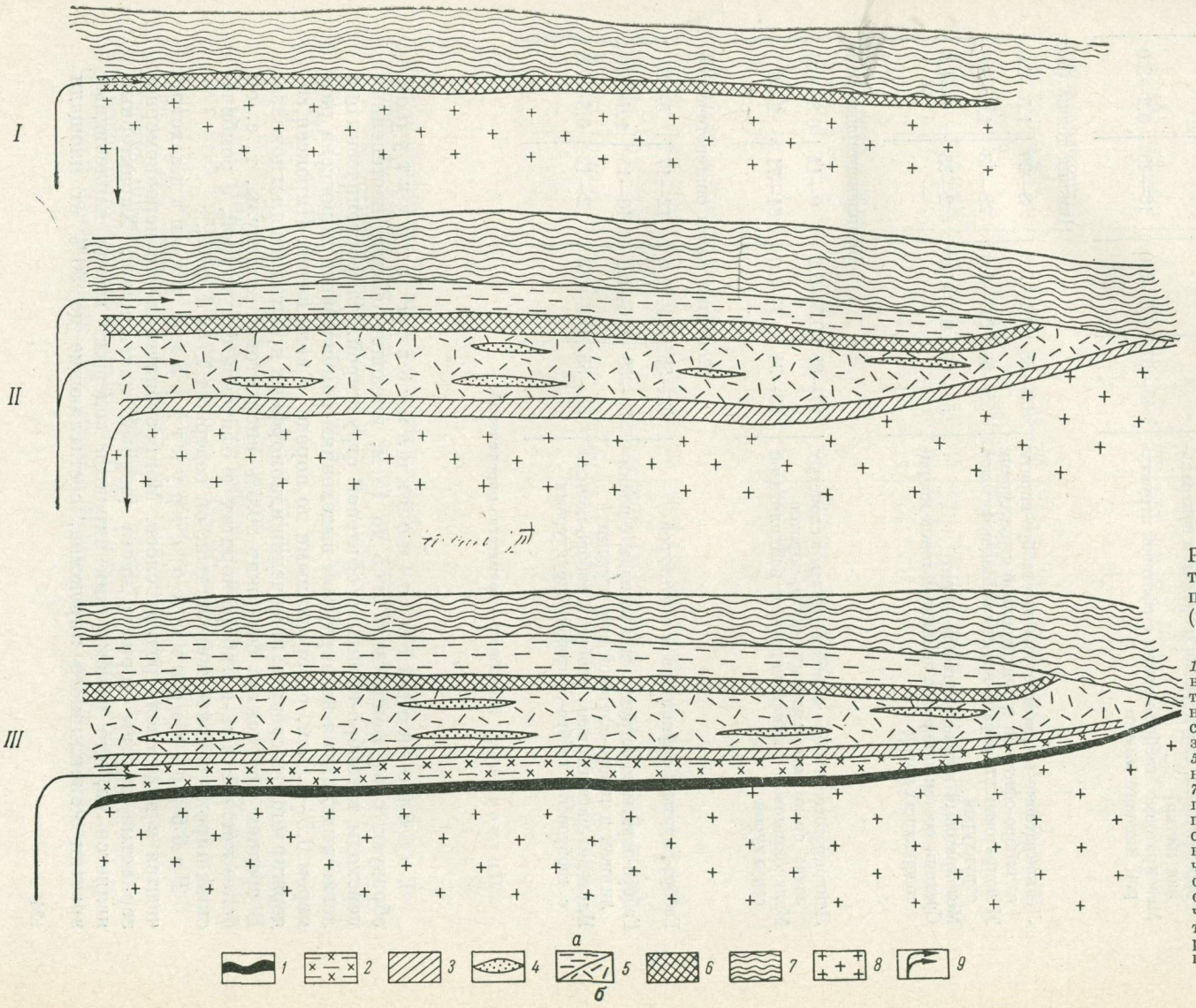


Рис. 48. Схема последовательности формирования западной части Панского массива (продольный вертикальный разрез).

1 — придонный пласт меланократовых норитов; *2* — нижняя толща трахитоидных кварцевых габброноритов; *3* — нижний пласт тонкослоистых пород; *4* — слои мелкозернистого магнетитового габбро; *5* — породы верхней (*а*) и центральной (*б*) части; *6* — верхний пласт; *7* — свита имандра-варзуга; *8* — гнейсы и граниты архея; *9* — направление последовательного поступления порций магмы. Последовательные фазы развития западной части Панского массива: *I* — образование верхнего пласта; *II* — образование верхней и центральной части массива и нижнего пласта *тонкослоистых пород*; *III* — внедрение магмы, соответствующей кварцевым габбро-норитам нижней толщи.

Табли

Краткая петрографическая характеристика средних членов

Порода	Плагиоклаз		Ромбический пироксен		Кварц, %	Плагиоклаз, №		Ромбический пироксен, % $FeSiO_3$		Моноклинный пироксен En : Fs : Wo (среднее)
	содержание, %	размер зерен	содержание, %	размер зерен		от—до	средний	от—до	среднее	
Верхняя и центральная толщи										
Мезократовые габбро-нориты с трахитоидной и габбро-офитовой структурами (верхняя и центральная пачки)	40—56	0.3—3.0	18—22	1—5.0	—	60—75	66.7 (17)	18—26	22 (17)	50 : 9.6 : 40.4 (3)
Мезократовые габбро-нориты с офитовой структурой нижнего пласта	45—67	0.5—3.0	18—45	0.2—3.0	—	53—78	67.6 (24)	16—27	22.2 (21)	
Нижняя толща (под										
Лейкократовые кварцевые габбро и габбро-нориты с габбро-офитовой и трахитоидной структурами	69—85	0.5—2.0	8—20	1.5—2.0	2—9	68—80	71 (13)	18—27	20.7 (13)	46.3 : 12.7 : 41 (3)
Мезократовый кварцевый норит с пойкилоофитовой структурой	55—69	0.5—1.0	28—43	1.0—3.0	1.0—3.0	60—75	65.7 (11)	18—22	19.7 (11)	
Мезократовый кварцевый габбро-норит	50—69	0.3—1.0	2—35	1—1.5	2—4	53—75	60.1 (17)	19—26	23 (17)	44 : 15.5 : 40.5 (2)
Средний состав минералов по нижней толще кварцсодержащих пород	—	—	—	—	—	53—80	65.1 (41)	18—27	21 (41)	
Комплементарные поро										
Лейкократовое габбро и габбро-нориты в слоистых зонах среди мезократовых габбро-норитов	67—85	0.5—6.0	0—11	0.8—0.6	—	58—80	68.1 (21)	22—38	29.3 (16)	
Меланократовые габбро-нориты с пойкилитовой структурой	13—34	1—5.0	61—71	2—8	—	57—67	61.5 (6)	14—19	17 (6)	
Конечные члены сингенетического										
Габбро-нориты с пойкилитовой структурой	52—58	0.1—3.0	12—17	5—10	Титаномагнетит 0.0—1.0	56—65	60.6 (13)	21—28	27 (13)	44.5 : 14 : 41.5 (2)
Габбро-нориты со структурами распада, с пойкилитовой и габбро-офитовой структурами	50—59	0.1—2.0	10—15	1.0—4.0	—	58—65	60.8 (15)	24—33	30.6 (15)	42 : 17.6 : 40.4 (3)
Ильменит-магнетитовое габбро и габбро-нориты с габбровой и габбро-офитовой структурами	54—55	0.1—0.5	2—12	0.3—0.8	3—10	46—68	52.5 (17)	36—52	45 (14)	38.7 : 25.7 : 36 (3)

Примечание. В скобках — количество определений.

ца 15

сингенетического ряда пород западной части Панского массива

Габбро-нориты с пойкилитовой структурой образуют слои мощностью от 5 до 15 м, имеющие обычно постепенные переходы в габбро-нориты с офитовой структурой. Макроскопически они легко выделяются по округлым выделениям ромбического пироксена размером 0.5—1.0 см, разбросанными по породе в виде пятен. Пироксен содержит многочисленные включения идиоморфных кристаллов плагиоклаза. В среднем плагиоклаз содержит 60.6% анортитовой молекулы, т. е. он более кислый, чем в габбро-норитах с офитовой структурой, а ромбический пироксен более железистый, он содержит 27% $FeSiO_3$.

Габбро-нориты со структурами распада встречаются в виде очень редких слоев. Макроскопически это неравномернозернистые породы черного цвета (черный плагиоклаз). Характерным является то, что ромбический пироксен содержит всегда каплевидные вростки моноклинного пироксена, составляющие до 30% от площади всего минерала. Они представляют собой продукт распада твердого раствора. В среднем плагиоклаз содержит 60.8% анортитовой молекулы, т. е. аналогичен плагиоклазу в габбро-норитах с пойкилитовой структурой, ромбический же пироксен более железистый и содержит в среднем 30.6% $FeSiO_3$.

Ильменит-магнетитовые габбро и габбро-нориты образуют слои мощностью от 25 до 300 м и протяженностью до 13 км. Иногда слои короткие и имеют форму линз. На горе Пешемпахк слой имеет наибольшую мощность 300 м. Состав пород меняется от краев к центру слоя: наблюдается увеличение количества моноклинного пироксена. Характерно, что в слоях, имеющих постепенные переходы в окружающие породы, по направлению к центру слоя уменьшается размер породообразующих минералов от 0.3—3.0 мм в краевых частях до 0.01—0.1 мм в центральных. На участке Восточный Киевей ильменит-магне-

титовое габбро встречено в виде двух параллельных линз мощностью в 100 и 90 м. Распределение рудных минералов в линзах в центре и в контактах различное. В центральной части магнетит и ильменит образуют равномерную рассеянную вкрапленность. В зонах перехода к габбро-нориту зерна рудных минералов становятся более крупными, а содержание их уменьшается от 10—11% в центре до 3—5% в краях. Рудные минералы представлены магнетитом и ильменитом. Располагаются они в интерстициях, т. е. оруденение относится к фузивному типу. Ильменит образует мелкие рассеянные зерна (0.01 мм), также встречается в виде пластинчатых структур распада в титаномагнетите или концентрируется по краям крупных зерен магнетита. Магнетит количественно резко преобладает над ильменитом. На горе Киевей была встречена 10—15 см жила сплошного титаномагнетита протяженностью в 1.5 м.

Плагиоклаз в породах в среднем содержит 52.5% анортитовой молекулы, а ромбический пироксен — 45% $FeSiO_3$.

Характерно, что среднее содержание железистого компонента (Fs) в моноклинном пироксене также повышается при переходе от габброноритов с офитовой структурой к ильменит-магнетитовому габбро. В габброноритах с офитовой структурой его значение равно 9.6%, в габбро-норитах со структурами распада — 17.6%, а в ильменит-магнетитовом габбро — 25.7%. Характерным является также изменение соотношения между моноклинным и ромбическим пироксеном. В габбро-норитах с офитовой структурой оно равно 1.2 : 1, в габбро-норитах с пойкилитовой структурой — 2 : 1; в габбро-норитах со структурами распада в пироксенах — 3 : 1; в ильменит-магнетитовом габбро — (4 — 10) : 1. Как уже отмечалось, примечательной особенностью западной части массива Панских тундр является наличие зон тонкослоистых пород, где в послойном чередовании находятся лейкократовые и меланократовые слои. Пачки таких комплементарных пород всегда разделены мезократовыми габбро-норитами с офитовой и трахитоидной структурами.

Лучше всего можно представить строение зоны по скважинам (рис. 45). Так, в скв. 11 от устья до глубины 56.6 м наблюдаются неравномернозернистые, местами порфировидные габбро-нориты с офитовой структурой. В интервале 56.5—63.2 м пересечена пачка полосчатых габбро-норитов (мелкозернистых и среднезернистых). Мелкозернистые разновидности — трахитоидные и лейкократовые, среднезернистые — массивные и меланократовые. В верхней части интервала преобладают лейкократовые слои, в нижней — меланократовые. Контакты между ними как четкие, так и расплывчатые. В интервале 63.2—79.4 м встречена пачка полосчатых габбро-норитов. Слои габбро-норитов отличаются по составу, структуре и текстуре. Преобладают среднезернистые трахитоидные габбро-нориты. В интервале 77.7—78.8 м встречен прослой светлых «пятнистых» гидротермально измененных габбро-норитов. Интервал 79.4—100.6 м сложен преимущественно среднезернистыми нечетко трахитоидными мезократовыми габбро-норитами. Полосатость в них выражена слабо. Наблюдается постепенное увеличение сверху вниз содержания пироксена, так что в конце интервала (99—100.6 м) образуется пласт меланократовых норитов—плагиопироксенитов. Нижний контакт его четкий, а верхний — расплывчатый. Собственно отсюда начинаются пачки слоев меланократового и лейкократового состава.

В интервале 100.6—124.5 м переслаиваются плагиопироксениты и плагиклазиты (лейкократовое габбро). Мощность слоев плагиопироксенитов колеблется от 1.4 до 6.4 м, а плагиоклазитов, лейкократовых габбро и габбро-норитов — от 3 см до 3 м. Внутреннее строение мощных слоев также неоднородное. Плагиопироксениты содержат бедную мелкую сульфидную вкрапленность. Заканчивается описанный интервал слоем плагио-

клазитов мощностью в 1.2 м. Контакт с нижележащими породами отчетливый. В интервале 124.5—148.9 м наблюдается послойное чередование лейкократовых и меланократовых габбро-норитов и плагиоклазитов. Мощность слоев варьирует от 1—2 м до 1.5 м.

На глубине 148.9—155.5 м встречен слой плагиоклазита, макроскопически имеющий пятнистую окраску, трахитоидный, среднезернистый. Пятна представлены амфиболизированным пироксеном. Нижний контакт нечеткий. Пятнистый плагиоклазит постепенно переходит в неотчетливо полосатые темно-серые трахитоидные габбро-нориты — интервал 155.5—182.55 м. Среди них наблюдаются прослои массивных порфировидных габбро-норитов, в которых кристаллы ромбического пироксена достигают 1—1.5 см.

В расположении слоев по скважинам можно подметить некоторую ритмичность — наиболее меланократовые части верхнего ритма соприкасаются с наиболее лейкократовыми частями нижерасположенного ритма. Мощность ритмов колеблется от 6—7 до 20—40 м. В лейкократовых габбро и габбро-норитах плагиоклаз содержит в среднем 68.1% анортитовой молекулы, т. е. только на 0.5% больше, чем в плагиоклазе мезократовых норитов, разделяющих друг от друга пачки комплементарных слоев (табл. 15). Пироксен более железистый. В нем содержится 29.8% $FeSiO_3$ (в мезократовых породах — 22.2%). В меланократовых габбро-норитах и плагиопироксенитах плагиоклаз более темный и менее основной, содержит в среднем 61.5% анортитовой молекулы, а ромбический пироксен более магнезиальный (17% $FeSiO_3$).

А. Ю. Одинец провела определение плотностей и химического состава комплементарных слоев (меланократовых и лейкократовых), вычислила их примерное среднее значение и сопоставила со значениями плотностей и химическим составом пород, разделяющих пачки слоистых пород. Результаты сопоставления приведены в табл. 16 и 17.

Из табл. 16 видно, что в отношении плотностей лейкократовые и меланократовые+мезократовые нориты действительно являются комплементарными. Их общая плотность равна плотности пород, из которых они образовались.

Кварцсодержащие габбро-нориты, расположенные под нижним пластом, видимо, являются породами, образовавшимися из третьей парции магмы, заполнявшей магматическую камеру (рис. 48). Толща кварцсодержащих габбро-норитов дифференцирована на мезократовые и лейкократовые породы. В лейкократовых членах плагиоклаз

Таблица 16

Средняя плотность комплементарных слоев пород в первой пачке нижнего пласта и плотность неслоистых пород

Порода	Число измерений	Плотность, г/см³	Мощность слоя, м	Средневзвешенные значения плотности
Габбро-нориты между пачками слоистых пород	12	$\frac{2.91—2.93}{2.92}$	7.5	2.92
Слои:				
лейкократовые габбро	6	$\frac{2.76—2.85}{2.80}$	2.5	
мезократовые и меланократовые габбро-нориты	6	$\frac{2.93—3.18}{3.07}$	1.8	2.91

Примечание. В числителе — пределы колебаний, в знаменателе — среднее значение.

Таблица 17

Химический состав комплементарных пород

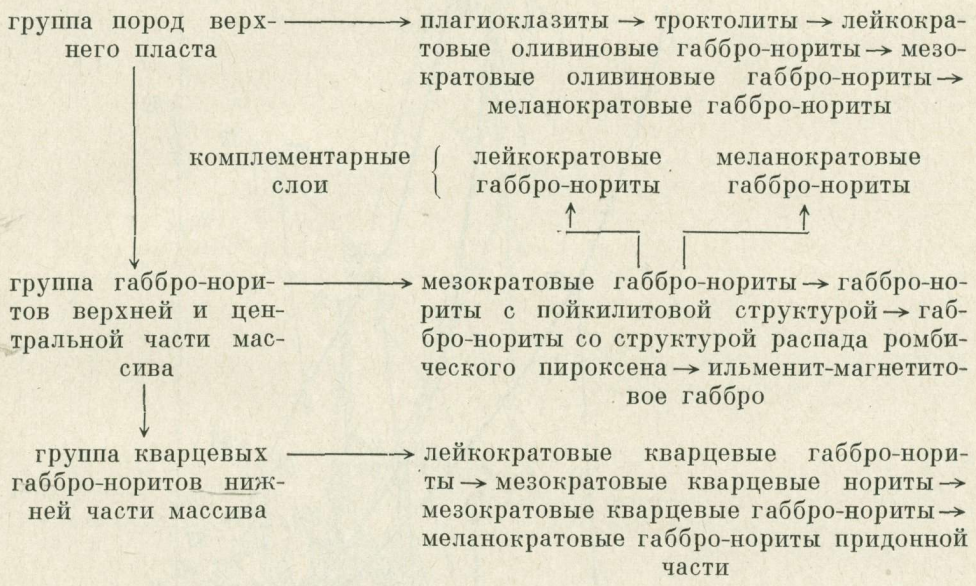
Порода	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO
Комплементарные породы:								
лейкократовое габбро, обр. 836/21а	50.13	0.29	23.55	2.43	3.34	0.08	2.84	12.71
меланократовый норит, обр. 836/23	54.13	0.34	6.14	0.86	8.08	0.25	18.53	9.15
Среднее	51.80	0.31	15.85	1.75	5.40	0.15	9.76	11.29
Габбро-нориты между пачками слоистых пород, обр. 836/2	51.48	0.09	15.88	1.58	5.21	0.13	10.39	13.45

Таблица 17 (*продолжение*)

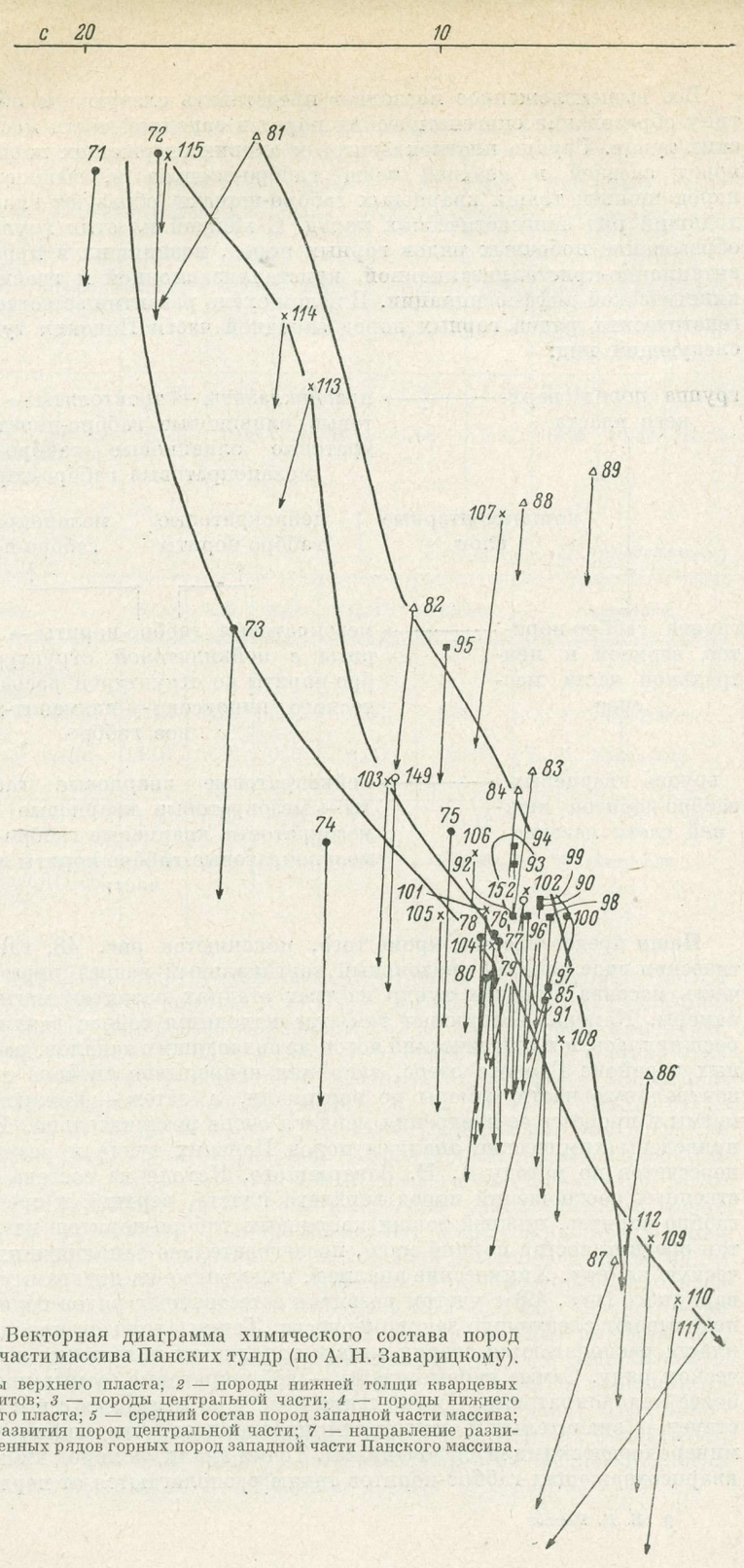
Порода	Na_2O	K_2O	H_2O^-	H_2O+	Сумма	Аналитики
Комплементарные породы:						
лейкократовое габбро, обр. 836/21а	2.55	0.90	0.34	0.84	100	О. А. Фетисова
меланократовый норит, обр. 836/23	1.04	0.26	0.25	1.23	100.23	Е. И. Успенская
Среднее	1.90	0.61	0.30	1.00	100.12	
Габбро-нориты между пачками слоистых пород, обр. 836/2	1.60	0.10	0.00	0.44	100.26	О. А. Фетисова

более основной (71% анортитовой молекулы), чем в мезократовых (65.7% анортитовой молекулы в норитах и 60.1% — в габбро-норитах). В среднем плагиоклаз по 41 измерению содержит 65.1% анортитовой молекулы, а ромбический пироксен — 21% $FeSiO_3$ (т. е. очень близок к составу этих минералов в толще габбро-норитов с офитовой структурой). Моноклинный пироксен содержит в среднем $MgSiO_3$ от 42 до 47%, $FeSiO_3$ от 12 до 18%, $CaSiO_3$ от 40 до 41%, т. е. он более железистый, чем в группе габбро-норитов с офитовой структурой. Характерным является развитие в толще кварцевых габбро-норитов тел и гнезд габбро-пегматитов, которые представляют собой как бы конечные члены кристаллизации толщи кварцевых габбро-норитов. Габбро-пегматиты имеют крупнозернистое, иногда гигантозернистое сложение. Краевая зона обычно состоит из крупных (до 5 см) амфиболизированных кристаллов ромбического пироксена и мелких зональных кристаллов плагиоклаза (0.1—0.2 см). Средняя зона состоит из крупных и гигантских (1.5—3 см) кристаллов плагиоклаза, составляющих до 85% всего объема зоны, кварца (10%) и тонкоигольчатого амфибола. Центральная часть тел пегматитов состоит в основном из сростков кварца и плагиоклаза. Встречаются апатит, гранат, титаномагнетит. Плагиоклаз соответствует андезин-лабрадору. В телах пегматитов, приуроченных к нижнему пласту, встречается убогая медно-никелевая сульфидная вкрапленность и небольшие гнезда сульфидов.

Все вышеизложенное позволяет представить следующую общую картину образования сингенетических пород в западной части массива Панских тундр. Группа плагиоклазитов и оливинсодержащих пород, группа пород средней и верхней толщ габбро-норитов и, наконец, группа пород нижней толщи кварцевых габбро-норитов образуют главный нисходящий ряд сингенетических пород. С каждой из этих групп связано образование побочных рядов горных пород, возникших в процессе гравитационно-кристаллизационной, кристаллизационной и гравитационно-кинетической дифференциации. В целом схема развития естественных сингенетических рядов горных пород западной части Панских тундр имеет следующий вид:



Наши представления, кроме того, поясняются рис. 48, где в схематическом виде показан продольный вертикальный разрез через западную часть массива Панских тундр на трех стадиях развития магматической камеры. Камера, возникшая там, где находится сейчас верхний пласт, расширялась, и магматический поток из подводящих каналов, расположенных в районе Горного озера, заполнял непрерывно сначала верхнюю и центральную части камеры по вертикали, а затем — нижнюю. Состав магмы в процессе ее внедрения менялся очень незначительно. В табл. 18 приведены химические анализы пород Панских тундр и результаты их пересчетов по методу А. Н. Заварицкого. Исходя из состава и количественных соотношений пород верхнего пласта, верхней и средней толщ габбро-норитов, нижней толщи кварцевых габбро-норитов нами рассчитан средний состав порций магм, последовательно заполнявших магматическую камеру. Химические анализы, нанесенные на диаграмму А. Н. Заварицкого (рис. 49) с учетом развития естественных рядов горных пород, показывают следующие закономерности. Точки анализов пород верхнего пласта располагаются сверху вниз в порядке их положения в сингенетическом ряду. Самые первые члены — лейкократовые, самые последние — более меланократовые. Соотношение между параметрами *c* и *a* свидетельствует о значительной основности плагиоклаза, что подтверждается и минералогическими исследованиями. Точки анализов пород нижней толщи кварцсодержащих габбро-норитов также располагаются от первых членов



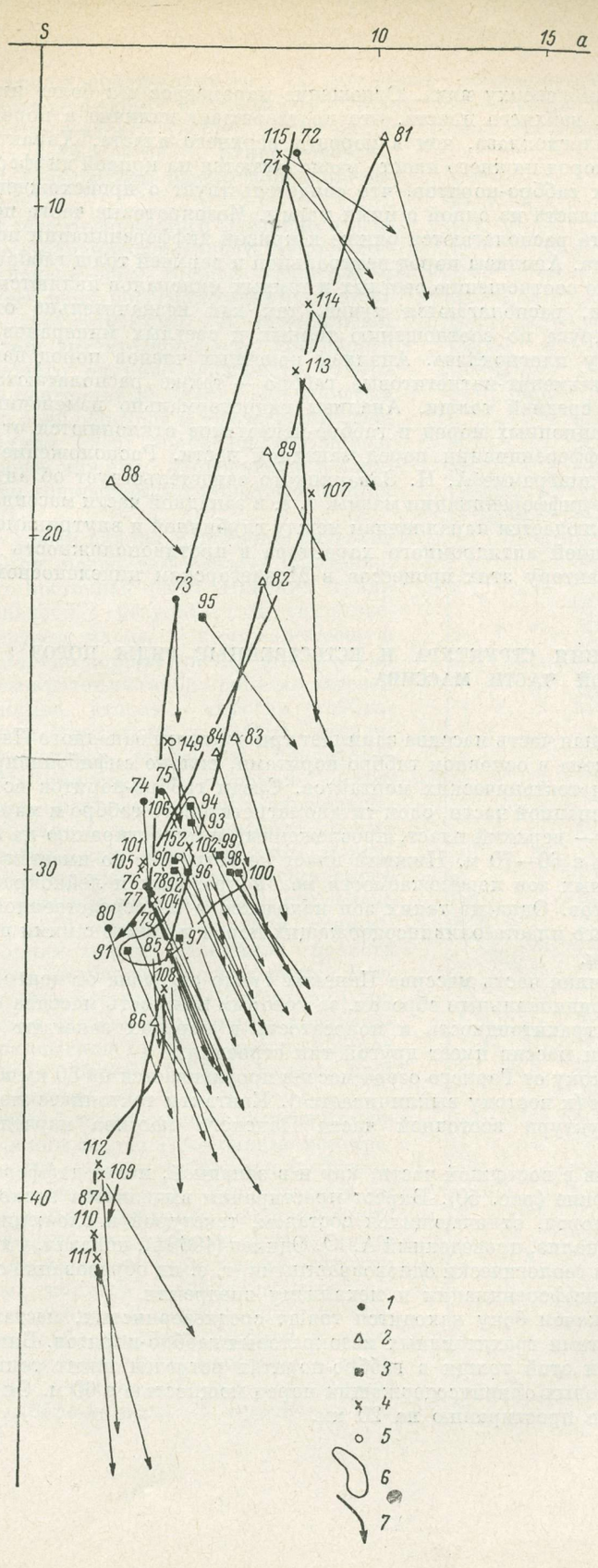


Рис. 49. Векторная диаграмма химического состава пород западной части массива Панских тундр (по А. Н. Заварицкому).

1 — породы верхнего пласта; *2* — породы нижней толщи кварцевых габбро-норитов; *3* — породы центральной части; *4* — породы нижнего расслоенного пласта; *5* — средний состав пород западной части массива; *6* — поле развития пород центральной части; *7* — направление развития естественных рядов горных пород западной части Панского массива.

к последним сверху вниз. Отношение параметров *c/a* более низкое, чем в породах верхнего пласта, что подтверждает наличие в породах более кислого плагиоклаза, чем в породах верхнего пласта. Характерно, что анализы пород нижнего пласта располагаются на кривой дифференциации кварцевых габбро-норитов, что свидетельствует о происхождении пород нижнего пласта из одной с ними магмы. Мезократовые части пород нижнего пласта располагаются ближе к кривой дифференциации пород верхнего пласта. Анализы пород центральной и верхней толщ габбро-норитов, которые по соотношению светлых и темных минералов являются все мезократовыми, располагаются кучно, так как незначительно отличаются друг от друга по соотношению темных и светлых минералов, а также по составу плагиоклаза. Анализы конечных членов пород центральной части — ильменит-магнетитовые габбро — также располагаются в поле анализов средней толщи. Анализы гидротермально измененных пород, контаминационных пород и габбро-пегматитов отклоняются от основных линий дифференциации пород западной части. Расположение анализов пород на диаграмме А. Н. Заварицкого свидетельствует об антидромном характере дифференциации магмы, т. е. в западной части массива Панских тундр наблюдается параллелизм между глубинной и внутрикамерной дифференциацией антидромного характера в противоположность гомодромному характеру этих процессов в Мончегорском никеленосном плутоне.

ВНУТРЕННЯЯ СТРУКТУРА И ЕСТЕСТВЕННЫЕ РЯДЫ ПОРОД ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ МАССИВА

Центральная часть массива занимает три вершины западного Пешемпахка. Она сложена в основном габбро-норитами, сильно амфиболизированными вдоль зон тектонических контактов. Среди габбро-норитов встречаются, как и в западной части, слои титаномагнетитового габбро и маркирующий горизонт — верхний пласт, прослеженный по простиранию на 5.5 км при мощности в 60—70 м. Нижний пласт не встречен, но имеется несколько маломощных зон перемежаемости меланократовых и лейкократовых габбро-норитов. Одна из таких зон находится в непосредственной близости от верхнего пласта оливинсодержащих пород и вместе с ними прослежена на 5.5 км.

Восточная часть массива Панских тундр отделена от центральной его части меридиональным сбросом, за которым мощность массива становится меньше, трахитоидность и полосатость в породах залегают под углом 45—50°, и массив имеет другой тип строения.

К востоку от Горного озера массив протягивается на 50 км при ширине в 1—4 км (к востоку выклинивается). Контакты тектонические. Внутренняя структура восточной части Панского массива изучена недостаточно.

Массив в восточной части, как и в западной, имеет дифференцированное строение (рис. 50). Вкрест простирания выделяется несколько толщ горных пород, отличающихся составом, текстурой и сложением. Структурный анализ, проведенный А. Ю. Одинец (1968ф), показал, что все толщи являются геологически одновозрастными, т. е. их образование обязано явлениям дифференциации и механизму внедрения.

В лежачем боку находится толща среднезернистых, местами массивных, местами трахитоидных мезократовых габбро-норитов. Ближе к верхней части этой толщи в габбро-норитах встречен пласт тонкослоистых мезократовых оливинсодержащих пород мощностью в 60 м. Он прослеживается по простиранию на 20 км.

Выше толщи среднезернистых трахитоидных габбро-норитов за пластом оливинсодержащих пород залегает толща сравнительно крупнозернистого трахитоидного габбро, а еще выше — толща гигантозернистого массивного лейкократового оливинсодержащего габбро. Переходы между породами постепенные.

Толща гигантозернистого массивного лейкократового оливинсодержащего габбро сменяется в висячем боку толщей уралитового габбро через зону переслаивания массивных габбро с трахитоидными. В центральной части толщи гигантозернистого массивного лейкократового оливинсодержащего габбро находится центральный пласт тонкослоистых пород, а в зоне перехода к уралитовому габбро — верхний пласт тонкослоистых пород. Разрезы через нижний, центральный и верхний пласты тонкослоистых пород приводятся на рис. 51.

Структурный анализ и петрографические исследования позволяют сделать предположение, что восточная часть Панских тундр сформировалась в результате двухимпульсного внедрения магмы в крутозалегающую полость. Первая порция магмы отвечала по составу мезократовым габбро-норитам нижней толщи массива, вторая — породам габбрового состава (трахитоидное габбро, массивное лейкократовое габбро и уралитовое габбро). По аналогии с западной частью массива мы предполагаем, что зарождение массива началось в зоне нижнего пласта тонкослоистых оливинсодержащих пород. Затем магматическая камера расширялась в сторону нижнего контакта (там, где сейчас находятся габбро-нориты нижней толщи). Вторая порция магмы заполнила полость выше пласта оливинсодержащих пород. Возможно, что она поступала из глубин импульсами, с чем и связано образование центрального и верхнего пластов тонкослоистых пород и различие в составе габбро вкрест простирания массива.

В восточной части массива выделены следующие группы пород: 1) массивные мезократовые среднезернистые габбро-нориты лежачего бока массива; 2) мезократовые и меланократовые оливиновые габбро-нориты нижнего пласта расслоенных пород, среди которых встречаются слои меланократовых оливиновых норитов и лейкократовых трахитоидных габбро; 3) мелкозернистые трахитоидные габбро-нориты (развиты в краевых зонах крупных толщ массива); 4) среднезернистое трахитоидное мезократовое габбро и габбро-нориты; 5) крупно- и ги-

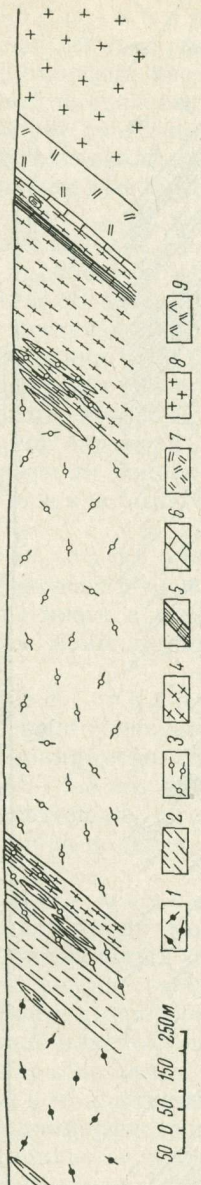


Рис. 50. Разрез через восточную часть Панского массива (по А. Ю. Одинец).

1 — амфиболовое габбро; *2* — мелкозернистый трахитоидный габбро-норит; *3* — массивное меланократовое габбро с оливином и гранатом; *4* — трахитоидное габбро; *5* — лейкократовое габбро; *6* — оливиновый габбро-норит; *7* — мезократовый габбро-норит; *8* — щелочные граниты; *9* — свита имандра-варзуга.

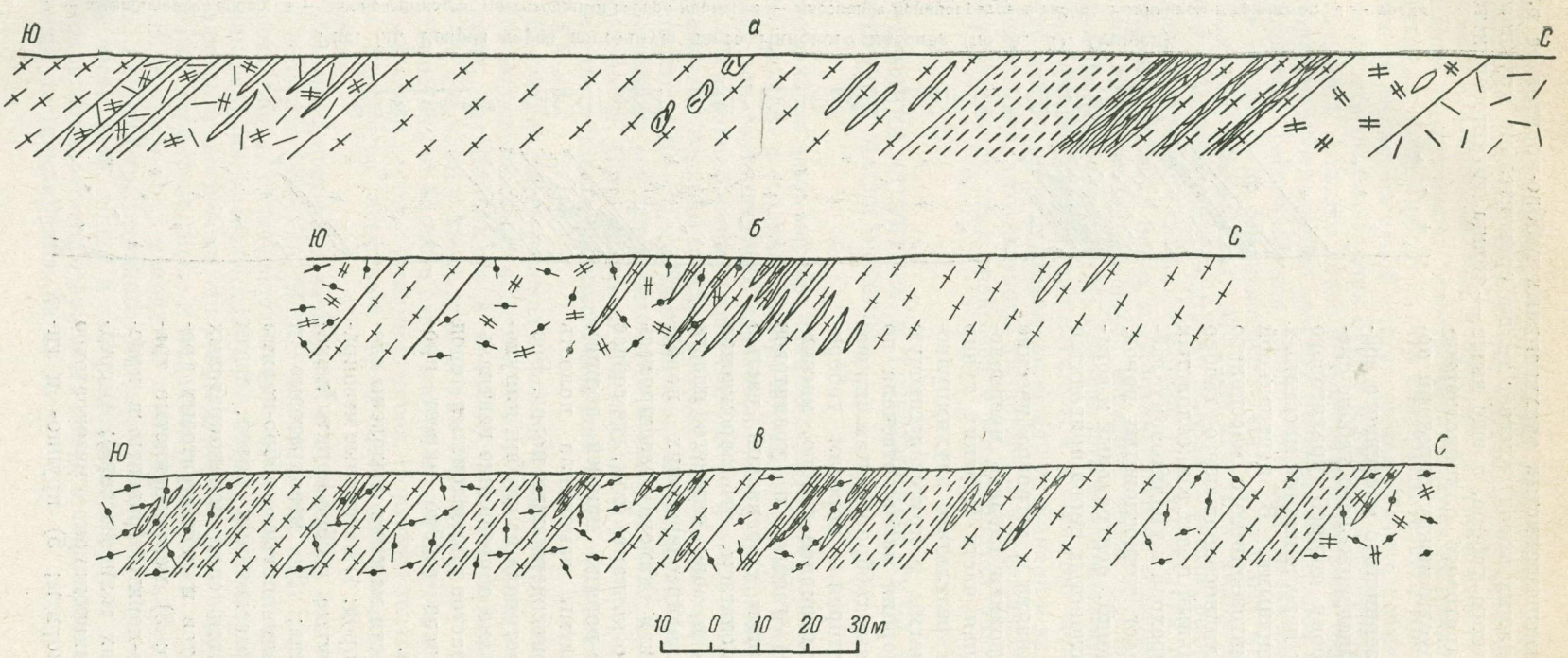


Рис. 51. Геологические разрезы через нижний (*а*), центральный (*б*) и верхний (*в*) пласты (по А. Ю. Одинец).

1 — массивное лейкократовое габбро; *2* — массивное лейкократовое оливинсодержащее габбро; *3* — массивный мезократовый габбро-норит; *4* — мезократовый оливиновый габбро-норит; *5* — меланократовый оливиновый габбро-норит; *6* — трахитоидное мезократовое габбро; *7* — мелкозернистый трахитоидный габбро-норит; *8* — линзы трахитоидного лейкократового габбро; *9* — пегматоидные обособления; *10* — тонкое переслаивание лейкократовых и мезократовых габбро-норитов.

гантозернистые массивные лейкократовые оливинсодержащие габбро; 6) амфиболовое (уралитовое) массивное габбро.

Краткие сведения о составе пород и минералов восточной части массива приведены в табл. 19.

Мезократовые массивные габбро-нориты характерны для нижней приконтактовой зоны, имеют темно-серый цвет и среднезернистое сложение. Плагиоклаз в них идиоморфен, часто в виде включений находится в ромбическом и моноклинном пироксенах. Размер зерен пироксенов больше, чем плагиоклаза. Образует скопления из 3—4 зерен. Структура пород габбро-офитовая, пойкилитовая, габбровая. Порядок кристаллизации: плагиоклаз → плагиоклаз+ромбический пироксен → моноклинный пироксен.

Мезократовые и меланократовые оливиновые габбро-нориты и нориты слагают пропласток в лежачем боку разреза нижнего пласта мощностью в 8—10 м. В меланократовых разновидностях пойкилокристаллы плагиоклаза достигают 0.5—0.7 см и включают кристаллы ромбического пироксена и оливина. Плагиоклаз свежий, прозрачный. В мезократовых породах плагиоклаз более идиоморфен, чем ромбический пироксен. Оливин содержит 23—26% Fe_2SiO_4, размер его зерен колеблется от 0.4 до 0.8 см, форма округлая и неправильная. Часто пойкилитически включен в ромбический и моноклинный пироксены. По результатам химического анализа моноклинный пироксен (табл. 18) содержит 50% En, 9.1% Fs, 40% Wo.

Лейкократовые трахитоидные габбро встречены в тонких слоях нижнего пласта среди мезократового и меланократового среднезернистого габбро-норита светло-серого цвета с зеленоватым оттенком. Плагиоклаз идиоморфнее ромбического и моноклинного пироксенов.

Мелкозернистые трахитоидные габбро-нориты встречены в верхнем и нижнем пластах в виде слоев мощностью 0.5—1.5 м. Величина зерен плагиоклаза и моноклинного пироксена (диопсида) 0.5—0.1 мм, а ромбического (бронзита) 0.5—1.5 мм. Лейсты плагиоклаза имеют четкую план-параллельную ориентировку. Темноцветные минералы располагаются цепочками. Цвет габбро-норитов коричневато-серый, структура габбровая.

Среднезернистые трахитоидные мезократовые габбро и габбро-нориты слагают толщу мощностью 600—700 м, залегающую над нижним пластом тонкослоистых оливинсодержащих пород, а также присутствуют в виде слоев мощностью 0.5 —10 м в верхнем пласте. Они имеют среднезернистое, близкое к крупнозернистому сложение и окрашены в темные тона. В свежем сколе плагиоклаз черного цвета. Его кристаллы имеют отчетливую план-параллельную ориентировку. В породе кроме плагиоклаза, ромбического и моноклинного пироксенов встречается кварц. Структура пород гипидиоморфнозернистая и параллельная. Порядок кристаллизации: плагиоклаз → плагиоклаз+ромбический пироксен → плагиоклаз+моноклинный пироксен.

Массивные оливиновые лейкократовые габбро слагают центральную часть массива и встречены среди пород верхнего и среднего пластов. Макроскопически это светлоокрашенные крупнозернистые породы. Кроме плагиоклаза, оливина и диопсида, частично или полностью замещенного амфиболом, содержат гранат (1.5—6%), апатит и титаномагнетит (0.5—1.5%). Когда кристаллы плагиоклаза достигают размера до 1 см, оливина до 15 см, а моноклинного пироксена (диопсида) до 5 см, то породы считаются гигантозернистыми. Оливин содержит 34—35% Fe_2SiO_4. В крупных кристаллах оливина наблюдаются включения плагиоклаза. Моноклинный пироксен (диопсид) и титаномагнетит развиты

Таблица 19

Состав пород и минералов восточной части Панских тундр

Порода	Плагиоклаз		Ромбический пироксен		Моноклинный пироксен		Оливин		Плагиоклаз, №		Ромбический пироксен, % $FeSiO_3$		Моноклинный пироксен En : Fs : Wo
	содержание, %	размер зерен, мм	содержание, %	размер зерен, мм	содержание, %	размер зерен, мм	содержание, %	размер зерен, мм	от—до	средний	от—до	среднее	
Нижняя часть массива													
Мезократовый массивный габбро-норит	55—59	0.5—3.0	15—16	1.0—3.0	25—28	0.3—3.0	—	—	70—80	73 (6)	22—30	24.6 (6)	—
Нижний пласт													
Оливиновый габбро-норит	37—45	0.5—3.0	15—27	2.0—5.0	12—35	0.5—3.0	16—50	2.0—4.0	80	80 (1)	—	17	—
Меланократовый оливиновый габбро-норит	19—30	1.0—5.0	20—49	3.0—5.0	4—22	2.0—4.0	9—55.0	1.0—4.0	70—80	75.5 (5)	17—19	18 (3)	51 : 9 : 40
Лейкократовое габбро и плагиоклазит	65—75	0.5—3.0	0.0—6.0	—	25—28	3.0—5.0	—	—	—	69	—	20	—
Мелкократовый трахитоидный габбро-норит	44—52	0.05—0.1	10—29	0.5—1.5	18—36	0.05—0.1	—	—	68—72	68.8 (5)	20—27	23 (5)	—
Средняя и верхняя часть массива													
Среднезернистое трахитоидное мезократовое габбро	50—66	3.0—8.0	2.0—14.0 (гранат)	2.0—5.0	28—49	1.0—3.0	—	—	58—65	63.7 (15)	24—29	26.1 (8)	45 : 15 : 40
Крупно- и гигантозернистое оливинсодержащее габбро	65—74	3.0—10.0	4.5—6.0 (амфибол)	4.5—6.0	12—27 (титаномагнетит)	5.0—15	0.0—8.0 (кварц)	70—150	58—72	62.7 (17)	22—40	31.8 (10)	40 : 20 : 40
Массивное лейкократовое амфиболовое габбро	65—75	3.0—10	20—33	5.0—10.0	1.5—2.0	—	1.5—20	—	55—69	60.4 (5)	—	—	—
Верхний пласт													
Массивное габбро	—	2.0—60	—	2.0—7.0	—	—	—	—	59—60	60 (8)	—	—	—
Трахитоидное мелкозернистое габбро	—	0.5—1.0	—	—	—	—	—	—	60—65	62.5 (2)	—	—	—
Трахитоидное среднезернистое габбро	—	—	—	—	—	—	—	—	58—60	59 (2)	—	—	—
Центральный пласт													
Массивное, частично трахитоидное габбро	—	—	—	—	—	—	—	—	58—65	60.8 (5)	—	—	—

Примечание. В скобках — количество анализов.

в интерстициях между кристаллами плагиоклаза. Вокруг титаномагнетита обычно развивается мелкочешуйчатый амфибол и гранат. Гранат, по данным А. Ю. Одинец, содержит $Am_{59}Gr_{27}Pyr_3Sp_6$, состав граната (в %): SiO_2 — 38.5, TiO_2 — 0.14, Al_2O_3 — 22.0, $FeO+Fe_2O_3$ — 23.6; MnO — 2.32, MgO — 0.71, CaO — 9.13; уд. вес. — 3.98, a=11.60 Å, N=1.810. Апатит имеет No=1.634, Ne=1.691.

Амфиболовое массивное габбро залегает в висячем боку интрузива. Резкой границы между амфиболовым и оливинсодержащим габбро не наблюдается. Проводится она условно по верхнему пласту расслоенных пород. Порода состоит из плагиоклаза, амфибола и амфиболизированного пироксена. Содержит титаномагнетит, апатит, гранат, кварц (1.5—2%). Темноцветные минералы, титаномагнетит и кварц кристаллизуются в интерстициях между зернами плагиоклаза. Структура пород гипидиоморфнозернистая, пойкилоофитовая, микропегматитовая.

Габбро-пегматиты встречаются в мезократовых габбро-норитах, в центре нижнего пласта расслоенных пород. Размеры тел не превышают 1.5×0.5 м. Часто имеют ветвистую форму, зональны. Внешняя зона сложена крупными (1.5—2 см) кристаллами плагиоклаза и более мелкими (до 0.5 см) ксеноморфными зернами кварца. Часто наблюдаются графические срастания кварца и плагиоклаза. Внутренняя зона более меланократовая и сложена крупными (1—3 см) кристаллами ромбического и моноклинного пироксенов, замещенных обычно с краев бесцветным или бледно-зеленым амфиболом (актинолитом). В кристаллах пироксенов видны структуры распада. Титаномагнетит, подобно кварцу, находится в интерстициях.

Анализ табл. 19 показывает, что наиболее основные плагиоклазы и магнезиальные ромбические пироксены находятся в породах, образованных из первой порции магмы, из которой в процессе гравитационно-кинетической и кристаллизационной дифференциации образовался сингенетический ряд горных пород нижнего пласта, включающий плагиоклазиты, оливиновые габбро и габбро-нориты, меланократовые оливиновые габбро-нориты, мезократовые массивные габбро-нориты и мелкозернистые трахитоидные габбро-нориты. Анализы пород нижней части массива (восточная часть), нанесенные на диаграмму А. Н. Заварицкого (рис. 52), укладываются в серию, близкую по своему положению к серии пород первых членов сингенетического ряда западной части массива. Учитывая, что лейкократовые и меланократовые члены ряда являются комплементарными, группа анализов, соответствующих мезократовым породам, показывает как бы первоначальный состав магмы, из которого образовались меланократовые и лейкократовые ветви ряда.

Анализы мезократового среднезернистого трахитоидного габбро концентрируются в центральной части диаграммы и показывают, что породы этой группы имеют приблизительно одинаковые соотношения между темноцветными и светлыми минералами, но плагиоклазы в этих породах содержат различное количество анортитовой молекулы (от 58 до 75%, в среднем 63.7%), как это было установлено и по их оптическим свойствам. Анализы трахитоидного габбро вместе с анализами крупнозернистого оливинового габбро и амфиболового габбро образуют серию пород, положение которых на диаграмме А. Н. Заварицкого сходно с положением пород нижней толщи западной части массива. Характерно, что составы плагиоклазов в трахитоидном габбро, крупнозернистом оливиновом габбро и амфиболовом габбро близки между собой и отличаются в среднем на 3—4 номера. Породы центрального и верхнего пластов имеют плагиоклаз такого же состава, что и окружающие их породы. По содержанию $FeSiO_3$ в ромбическом пироксене трахитоидное и крупнозернистое оливиновые габбро также различаются незначительно (на 5%), но более существенно, чем

по составу плагиоклаза. Химические анализы и особенности минералогического состава пород показывают, что трахитоидное габбро является первым членом сингенетического ряда, а крупнозернистое оливиновое

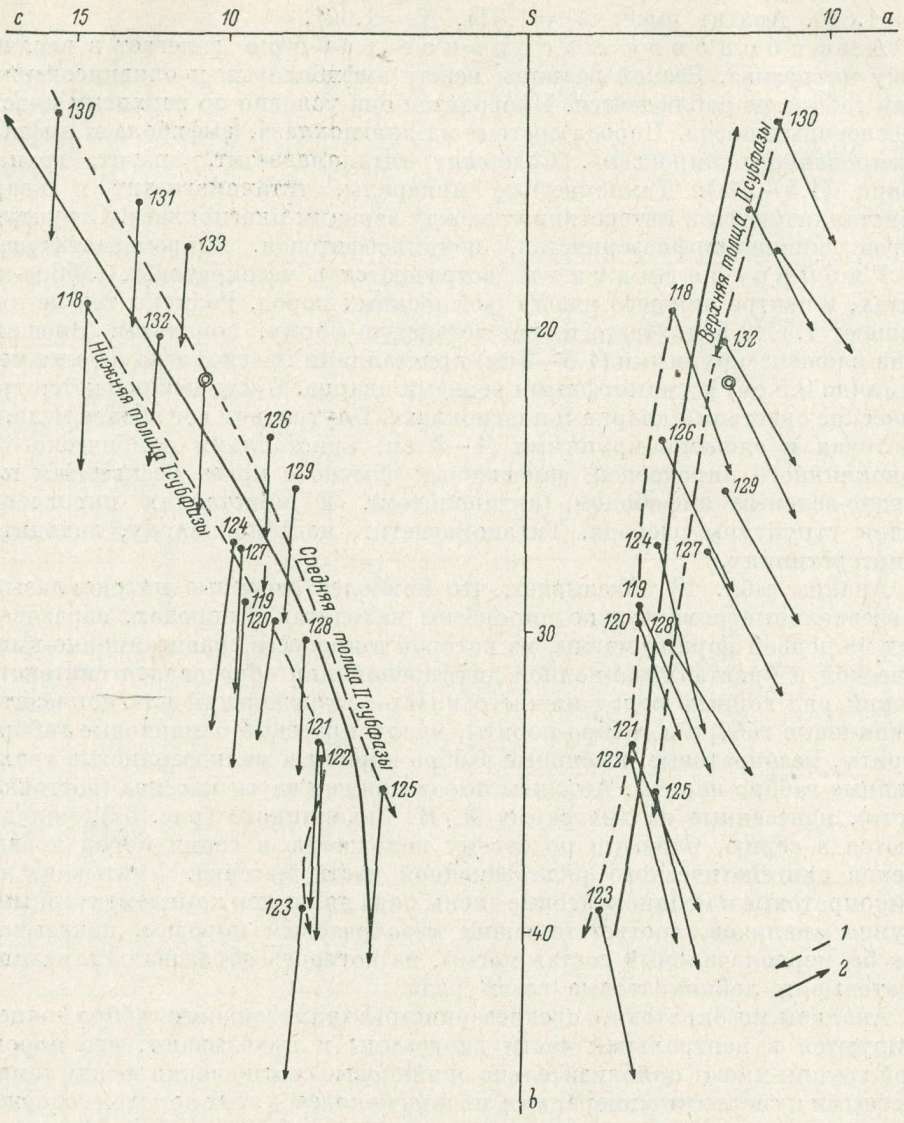


Рис. 52. Диаграмма химического состава пород восточной части Панского массива (по А. Н. Заварицкому).

1 — направление эволюции состава пород нижней толщи (*I* субфаза), средней толщи (*II* субфаза), верхней толщи (*III* субфаза); *2* — общее направление эволюции субфаз.

габбро — вторым. Не исключено, что трахитоидное габбро и крупнозернистое оливиновое габбро образовались из различных порций магмы, заполнявших последовательно магматическую камеру.

В общем виде сингенетический ряд пород восточной части включает следующие породы:

Группа габбро-норитов нижней части массива (с оливином и без оливина)	⟶	Плагиоклазиты → оливиновые габбро и габбро-нориты → мезократовые массивные габбро-нориты (лейкократовые меланократовые)
↓		
мезократовые среднезернистые трахитоидные габбро	⟶	лейкократовые → меланократовые
↓		
крупнозернистые и гигантозернистые оливинсодержащие габбро и амфиболовые габбро	⟶	с оливином → без оливина (амфиболовые).

На основании химических анализов был рассчитан состав магмы, из которой образовались породы габбро-норитового состава лежачего бока интрузии, средний состав трахитоидного мезократового габбро, крупнозернистого массивного оливинсодержащего габбро, а также был вычислен средний состав пород восточной части массива. Результаты расчетов приведены в табл. 18.

РУДОПРОЯВЛЕНИЯ В МАССИВЕ ПАНСКИХ ТУНДР

В восточной части массива Панских тундр рудопроявлений не обнаружено. Породы западной части Панских тундр также очень бедны рудными минералами. Химические анализы пород показывают низкое содержание в них окиси железа и титана. Титаномагнетит, магнетит и ильменит редко встречаются даже как акцессорные минералы.

Анализы ромбических и моноклинных пироксенов (табл. 18) показывают, что в моноклинных пироксенах содержится Fe_2O_3 — 1.24—1.34, TiO_2 — 0.27—0.39%. Из 47 анализов магматических пород западной части массива в 20 из них Fe_2O_3 содержится меньше 1%, в 17 — от 1 до 2% и лишь в 10 — более 2% (в том числе в 3 анализах ильменит-магнетитового габбро, в 2 — пегматитов и 2 — сильно гидротермально измененных пород). Окись титана тоже содержится в очень малых количествах: в 24 анализах меньше 0.2%, в 10 — от 0.2 до 0.3% и лишь в 14 — более 0.3%. Единственными породами, где наблюдается повышенное содержание Fe_2O_3 и TiO_2, а соответственно магнетита и ильменита, являются ильменит-магнетитовые габбро. В них содержится Fe_2O_3 — 3.06—9.86, TiO_2 — 0.47—0.64%. Они представляют собой наиболее поздние члены сингенетического ряда пород центральной толщи габбро-норитов западной части. Пластообразный характер залегания ильменит-магнетитового габбро и постепенные переходы слоев в окружающие породы свидетельствуют о их сингенетичности с другими породами массива. Сами руды относятся к фузивному типу. Их образование связано с накоплением железа в процессе кристаллизационной дифференциации с одновременным увеличением парциального давления кислорода в остаточных замкнутых полостях, что способствовало переходу FeO в Fe_2O_3. Возможно, что остаточные порции магмы центральной зоны, обогащенные железом, выжимались в уже отвердевшие части массива. Фузивный характер ильменит-магнетитовых руд объясняет образование жил титаномагнетита, являющихся рудами, выжатыми в трещины. Такая жила, как отмечалось нами, была встречена на северо-восточном склоне горы Киевей в 500 м к западу от профиля XXI. Ее мощность равна 10—15 см, протяженность — 1.5 м, падение вертикальное, простирание согласное с простиранием полоса-

тости. Ильменит-магнетитовые габбро составляют 7% от объема верхней и средней толщ. Учитывая бедность пород Fe_2O_3 и TiO_2 и отсутствие окислительных условий в ходе кристаллизации магмы, вряд ли можно ожидать здесь образования крупных титаномагнетитовых месторождений. Однако важное значение имеет сам факт наличия титаномагнетитовой минерализации в центральной толще габбро-норитов и сульфидной медно-никелевой минерализации в нижней толще кварцевых габбро-норитов и породах нижнего пласта, свидетельствующий о металлогенической специализации толщ массива.

Коренные выходы пород с сульфидной вкрапленностью зафиксированы в пределах нижнего пласта на значительном протяжении по его простиранию. Так, убогая вкрапленность была встречена в обнажениях

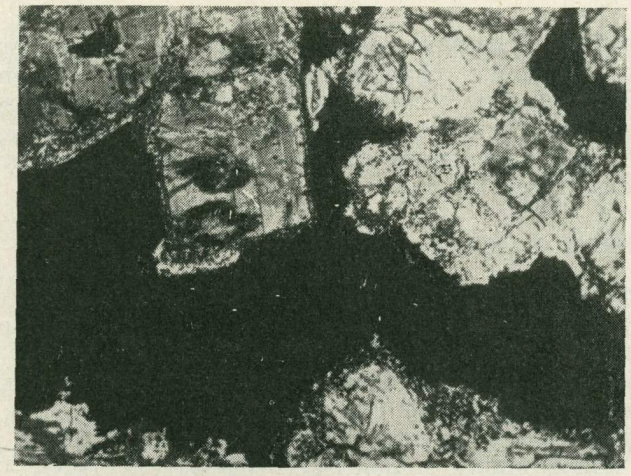


Рис. 53. Сидеронитовая структура в габбро-норитах с анализатором, увел. 50.

и в скв. 5 на северном склоне горы Сулейпахк. Мощность пород с содержанием сульфидов 0.5—1.5% не превышает 1.5 м. В разрезе через пласт встречены 1—2 таких интервала, не связанных между собой. Часто такую вкрапленность можно назвать пылевидной. На северном склоне горы Киевей и в скв. 11 также отмечалась сульфидная вкрапленность в пределах нижнего пласта. Сульфиды встречаются как в меланократовых, так и в лейкократовых прослоях и пегматоидных породах. По скв. 11 суммарный интервал пород с содержанием сульфидов от 0.5 до 3% равен примерно 6 м. Отдельные обнажения пород с сульфидами были встречены по профилю XXX и далее к востоку, а также в 100 м к востоку от профиля XXI. Изучение показало, что в пределах нижнего пласта закономерности в распределении сульфидной вкрапленности нет. Вкрапленность мелкая и лишь иногда встречаются крупные вкрапленники (преимущественно в крупнозернистых породах). В этом случае наблюдается сидеронитовая структура (рис. 53). Сульфиды бедны пентландитом. Необходимо отметить, что кроме нижнего пласта вкрапленность была встречена скв. 4 в придонных меланократовых норитах в интервале 82—85 м. Здесь были отмечены два шлира размером 0.8—1.5 см на расстоянии 10—15 см друг от друга по вертикали и гнездо длиной около 5 см. Состав сульфидов: пирротин — 80, пентландит — 10, пирит и халькопирит — 10%. Все остальные скважины, пробуренные до контакта интрузий, сульфидов не встретили. В. В. Проскуряковым был

Таблица 20

Содержание сульфидных минералов в породах Панских тундр

(в % от общего состава)

Минералы	Гора Каменник		Гора Сулейпахк		Гора Киевей	
	5 аншлифов	среднее	7 аншлифов	среднее	5 аншлифов	среднее
Пирротин	1.5—4	3	1.0—4.0	2	0.5—2.0	1.5
Халькопирит	1.0—1.5	1.2	1.0—4.0	1.5	0.5—1.0	0.7
Пентландит	0.5—1.5	0.7	0.3—1.0	0.5	0.2—0.5	0.3
Пирит	До 3		До 0.5		Ед. з.	
Ильменит	Ед. з.		Ед. з.		0.5—2.0	
Магнетит	» »		» »		—	

определен и подсчитан в аншлифах состав сульфидов из различных участков Панских тундр, который приведен в табл. 20.

Многочисленные анализы пород на содержание Ni, Cu, Co, S показали, что в лейкократовых слоях (33 проба) содержится Ni — 0.156, Cu —0.25, Co — 0.04, S — 0.563%; в меланократовых (61 проба): Ni — 0.15, Cu — 0.22, S — 0.45%.

Сульфидные вкрапленники почти всегда сопровождаются гидротермальными минералами — хлоритом, актинолитом, тальком.

Геохимическое сопоставление пород Панского массива с никеленосными и неникеленосными массивами сделано М. Е. Зильбером.

Сопоставление содержания рудогенных элементов в породах Панских тундр с кларковыми содержаниями и фоновым содержанием для пород потенциально никеленосных по расчетам Д. В. Палферова и М. Е. Зильбера приведено в табл. 21.

Таблица 21

Содержание рудогенных элементов в породах массива Панских тундр

Источник	NiO	CoO	CuO	Cr_2O_3	S
Кларк по А. П. Виноградову (1962)	0.016	0.0045	—	0.010	0.02
По Д. В. Палферову:					
фоновые содержания	0.013	0.0026	—	0.036	0.01
оптимальные	0.034	0.006	—	0.038	0.22
По М. Е. Зильберу:					
неникеленосные	0.043	0.006	0.012	0.153	0.053
никеленосные	0.078	0.018	0.027	0.305	0.116
Западная часть Панского массива	0.027	0.006	0.012	0.006	0.035
Восточная часть Панского массива	0.021	0.007	—	0.010	0.010

При всей условности отнесения массивов к потенциально никеленосным и неникеленосным на основании среднего содержания в породах никеля, кобальта, меди и серы можно констатировать, что в Панском массиве содержание никеля почти равно кларковым. Низкое содержание серы также является весьма неблагоприятным моментом для образования концентраций сульфидов.

Краткие сведения о сульфидном медно-никелевом оруденении позволяют сделать вывод, что в западной части массива в нижней толще были благоприятные физико-химические условия для возникновения позднемагматических сульфидных медно-никелевых руд, но бедность магмы никелем и серой не могла привести к образованию крупных промышленных месторождений по крайней мере до глубины 500 м.

Возможно скопления сульфидов присутствуют в более глубоких частях толщ пород, не выходящих на поверхность, как это имеет место в лополитоподобных интрузиях. С этими толщами могут быть связаны сульфидные руды, но их залегание должно быть слишком глубоко. Для перспективной оценки массива было бы желательно заложение глубокой структурной скважины.

ВЫВОДЫ

Проведенные исследования Панского массива позволяют сделать следующие обобщения.

1. Средний состав пород восточной части массива несколько отличается от среднего состава пород западной его части. Это видно из диаграммы А. Н. Заварицкого (рис. 52), где показан также общий средний состав магмы, из которой образовались породы Панских тундр. Необходимо отметить, что восточная часть Панских тундр имеет только петрологический интерес, так как здесь не было встречено даже признаков концентрации каких-либо рудных минералов (магнетита, титаномагнетита, сульфидов), в то время как в западной части имеются признаки титаномагнетитовой и сульфидной медно-никелевой минерализации.

2. Характерной особенностью массива Панских тундр является сложность механизма интрузии. Обоснованные структурным анализом, геологической съемкой, петрологическими и геофизическими исследованиями строение и структура массива Панских тундр (рис. 42) могут быть объяснены и понятны только из признания импульсного поступления магмы в магматическую камеру из района Горного озера (рис. 48). Схождение линий течения (линейности) к этому району подтверждает наличие подводящих корней именно здесь. Изменчивые составы порций магм, поступавших в процессе формирования массива, приближают массив Панских тундр к многофазным образованиям. С этим связана и изменчивость в текстурах пород. Однако значительных разрывов во времени внедрения отдельных порций магмы не было. Это были субфазы, которых в западной части было три, в восточной — две. Если же признать, что нижний пласт в восточной части массива сформировался в самостоятельную фазу, как и верхний пласт в западной части, тогда и в восточную часть магма поступала тремя импульсами, а именно: 1) магма, из которой возникли породы нижнего пласта, 2) магма, из которой образовались габбро-нориты; 3) магма, из которой возникли породы габбрового состава. Характерно, что в восточную часть поступали порции магмы все более и более кислого и лейкократового состава, т. е. изменение состава магмы носит гомодромный характер, в то время как внутри каждой толщи дифференциация носит преимущественно контрастный характер, при которой из магмы образуются слои то более лейкократовых пород, то более меланократовых пород, чем породы среднего состава.

В западной части массива Панских тундр в центральной и верхней толщах габбро-норитов, являющихся по среднему составу мезократовыми, установлен особый тип скрытой слоистости, происхождение которой связано с кинетической и кристаллизационной дифференциацией. Параллельное изменение состава плагиоклаза и темноцветных минералов при их относительно одинаковом количественном соотношении привело к тому, что возникла скрытая слоистость и естественный ряд, в котором породы последовательно представлены мезократовыми габбро-норитами с офитовой структурой, габбро-норитами с пойкилитовой структурой, габбро-норитами со структурами распада ромбического пироксена, ильменит-магнетитовым габбро. На диаграмме А. Н. Заварицкого анализы этих пород не ложатся на одну кривую, а образуют кучное поле, в котором

положение отдельных анализов отражает различный состав светлых и темных минералов, а изменение соотношения между количеством светлых и темных минералов не является закономерным.

3. В западной части массива Панских тундр в некоторых толщах, образованных из различных порций магмы, имелись благоприятные условия для формирования ильменит-магнетитовых и сульфидных медно-никелевых руд. Однако бедность рудогенными элементами и серой отрицательно сказалась на образовании промышленных концентраций руд титана, железа и никеля. По крайней мере до глубины 500 м месторождений нет. Для окончательного решения этого вопроса желательно провести глубокое структурное бурение в западной части массива до 2000—2500 м, что позволит окончательно определить роль Панского массива как возможного концентратора руд титана и никеля. Кроме того, глубокое структурное бурение следует провести и потому, что в западной части массива в непосредственном контакте находятся меланократовые нориты со спорадической вкрапленностью и гнездами сульфидов, которые должны быть широко представлены в глубоких зонах.

Обращает на себя внимание развитие пойкилитовых структур в придонной части. В этом отношении массив Панских тундр, Мончегорский никеленосный плутон в районе горы Нюд-Поаз, нориты предгорий горы Выручуайвенч, массив Застейд II очень сходны между собой. Всюду в этих массивах у дна (контакта) встречаются пойкилитовые нориты и габбронориты, содержащие вкрапленность и гнезда сульфидов. Видимо, они развиты и в более глубоких частях массива Панских тундр. Их образование в массиве Панских тундр имеет такую же природу, как образование полевошпатовых пород у дна массива Ниттис—Кумужья—Травяная (Мончегорский плутон). Меланократовые нориты являются в Панском массиве крайними (последними) членами ряда сингенетических пород западной части, так же как и полевошпатовые придонные породы Мончегорского плутона являются крайними (последними) членами сингенетического вертикального ряда пород Мончи. Различный порядок кристаллизации минералов приводит к различным конечным результатам в отношении состава крайних членов пород. В Мончегорском плутоне (в массивах Ниттис—Кумужья—Травяная и Сопча) кристаллизация начинается с оливина и заканчивается плагиоклазом. В Панском же массиве кристаллизация начинается с плагиоклаза и заканчивается пироксенами. В обоих случаях рудные растворы концентрируются в последних членах сингенетического ряда. Именно эта аналогия и позволяет надеяться на возможность концентрации сульфидных медно-никелевых руд в меланократовых норитах там, где этот приконтактный прослой имеет большую мощность.

ЦАГИНСКИЙ МАССИВ

Цагинский массив габбро-лабрадоритов получил свое название по р. Цаге, пересекающей его в южной части. Расположен он восточнее оз. Ловозеро в сильно заболоченной депрессии, ограниченной с юга Панскими и Федоровой тундрами, а с северо-востока — горой Урмаварака. Очень редкие коренные обнажения пород встречаются лишь на небольших плоских возвышенностях, отдельные превышения которых составляют 10—20 м (за исключением высот Сефкрапахк — 140 м и Лесной вараки — 160 м).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Комплекс проведенных геологических и геофизических исследований позволил Б. А. Юдину (1953ф) составить схематическую геологическую карту Цагинского массива (рис. 54), а осуществленный им и А. И. Богачевым

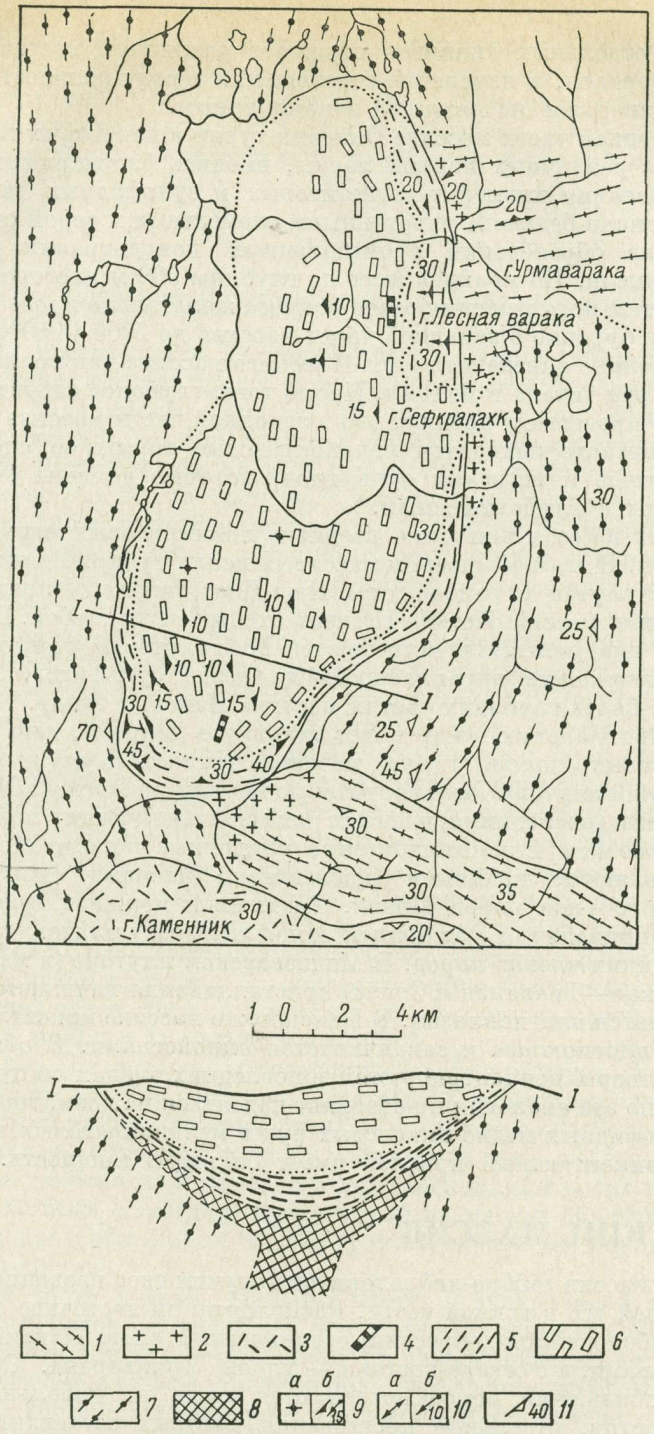


Рис. 54. Схематическая геологическая карта Цагинского массива (по Б. А. Юдину).

1 — щелочные граниты; *2* — аплитовые граниты; *3* — габбро-нориты Панских высот; *4* — дайки диабазов и габбро; *5* — габбро и габбро-нориты; *6* — гигантозернистые габбро и лабрадориты; *7* — олигоклазовые гнейсо-граниты; *8* — возможная продуктивная толща с титаномагнетитовыми и медно-никелевыми рудами; *9* — первичные гнейсовидные и трахитоидные текстуры (*а* — горизонтальное залегание, *б* — с углом падения); *10* — линейные текстуры (*а* — горизонтальное положение, *б* — с углом погружения); *11* — вторичная гнейсовидность, угол падения.

структурный анализ дал нам аналитический материал для суждения о строении массива в разрезе. Скважины и горные выработки показали, что Цагинский массив является первично-расслоенным массивом с большим разнообразием структурных элементов как первичного, так и вторичного происхождения. Первичная полосатость представлена послойным чередованием слоев пород различного минералогического состава и сложения. Кроме того, в породах часто наблюдается трахитоидность, совпадающая обычно с залеганием полосатости. Трахитоидность при выклинивании слоев пород по простиранию и падению не меняет своего залегания.

Элементы залегания полосатости и трахитоидности имеют закономерное положение в пространстве: простирание их совпадает с контурами массива, а падение направлено к центру массива. При этом в краевых частях углы падения круче (30—35°), чем в центре (5—10°). В этом отношении Цагинский массив является аналогом Мончегорского никеленосного плутона на участке массивов Сопча и Ниттис—Кумужья—Травяная. Дно Цагинского массива, судя по залеганию первично-магматических текстур, имеет форму вытянутого в меридиональном направлении желоба с падением бортов к центру под углом в 30—35°, что определяет мощность массива в 2.5—3 км, т. е. по форме Цагинский массив является первично-расслоенным лополитом. К сожалению, этот правильный вывод Б. А. Юдина (1953ф, 1957ф) и А. И. Богачева позднее не был использован Б. В. Губачевым при подсчете запасов руд Цагинского титаномагнетитового оруденения. На основании данных по одной канаве, вскрывшей западный контакт гнейсов с милонитами по породам массива, был сделан вывод о моноклинальном падении массива на запад. Поэтому все многочисленные скважины увязывались Б. В. Губачевым в разрезах по поисковым профилям исходя из этой ошибочной идеи.

Более поздние гравиметрические исследования (Г. П. Колесников и др.) по пяти профилям показали, что западный контакт Цагинского массива падает на восток с постепенным выполаживанием к центру массива. Положение восточного контакта по материалам этих исследователей осталось нерасшифрованным. Отмечается, что фиксируемые над массивом гравитационные и магнитные аномали без четкого перерыва продолжаются к востоку от восточной границы массива, т. е. данные наземной магнитометрии, гравиметрии и аэромагнитной съемки говорят о продолжении Цагинского массива к востоку. Данные структурного анализа противоречат этому выводу. Возможно, что к востоку среди гнейсов расположен еще один массив основных пород, не выходящий на поверхность, связанный единством происхождения с Цагинским массивом. Представление Б. А. Юдина и А. И. Богачева о форме Цагинского массива как о лополите нам кажется достаточно аргументированным как структурным анализом, так и геофизическими полями.

Линейность, часто встречающаяся в породах массива и представленная линейной ориентировкой кристаллов плагиоклаза в плоскости трахитоидности, всюду имеет широтное направление с погружением к центру массива под углом в 5—10°, что дает основание предполагать наличие подводящих каналов вдоль меридиональной оси массива, откуда магма растекалась в стороны в широтном направлении.

Цагинский массив залегает в основном среди олигоклазовых гнейсо-гранитов архея и мигматитов. Лишь на северо-востоке и частично на востоке он контактирует с прорывающими его щелочными гранитами Урмавараки и их метасоматитами. Для олигоклазовых гнейсо-гранитов характерно северо-восточное, близкое к меридиональному, простирание гнейсовидности с падением на запад под углами 25—70°, т. е. по отношению к олигоклазовым гнейсо-гранитам массив является дискордатной

интрузией с конформной автономной структурой. Гнейсо-граниты являются, видимо, породами, подстилающими Цагинский лополит. Кровлей лополита предположительно являются породы кейвской свиты, останцы которых в северо-восточной части массива закартированы в 1967 г. Г. П. Колесниковым в ненарушенном залегании. Залегание гнейсовидности в останцах кейвских гнейсов такое же, как и в кейвских гнейсах к востоку. Контакт массива с останцами кейвских гнейсов интрузивный. Породы массива в зоне контакта превращены в сланцеватые амфиболиты.

Щелочные граниты моложе пород Цагинского массива. В контакте массива с ними на северо-востоке наблюдается мощная зона метасоматитов и эруптивной брекчии шириной в 50—200 м. Эруптивная брекчия прослежена вдоль контакта массива на 7 км. Ширина зоны приконтактных изменений в щелочных гранитах достигает 2 км. В Цагинском массиве встречено большое количество секущих жил щелочных гранитов, подробно описанных Б. А. Юдиным (1957ф, 1962).

Геологическое картирование показало, что Цагинский массив состоит из двух комплексов пород, получивших название краевой и центральный (Юдин, 1960а).

Центральный комплекс представлен крупнозернистыми и гигантозернистыми породами. Полосатость и трахитоидность в них располагаются под углом от 3 до 15° к центру массива, т. е. мы видим и в этом полную аналогию с Мончегорским никеленосным плутоном на участке массивов Сопча и Ниттис—Кумужья — Травяная, где трахитоидность и полосатость выполаживаются к центру массива от 40° (в контакте) до 10° (в центре). Эта аналогия позволила нам предположить, что в Цагинском массиве имеется более глубокая придонная третья толща, не выходящая на поверхность (рис. 54), а верхние толщи (центральный и краевой комплексы) имеют в поперечном разрезе форму полумесяца.

Непосредственный переход от центрального комплекса к краевому не наблюдался на поверхности из-за отсутствия обнажений. Судя по скважинам, пробуренным вблизи зоны перехода, породы центрального и краевого комплексов являются сингенетическими образованиями. Здесь наблюдается переслаивание трахитоидных крупнозернистых и среднезернистых габбро (трахитоидность в них залегает одинаково). При этом в зоне перехода в породах краевого комплекса широко развиты крупные порфировые вкрапленники плагиоклаза. Скважины вдали от зоны перехода среди среднезернистых пород краевого комплекса часто пересекают слои крупнозернистых пород. К сожалению, глубоких скважин через весь массив пробурено не было, в том числе и через зону перехода от гигантозернистых к среднезернистым породам. Поэтому ряд вопросов решается альтернативно.

Краевой комплекс представлен базитами среднезернистого сложения. Он окружает массив по периметру. Его видимая мощность на поверхности не превышает 700 м, а истинная — 300—350 м. Комплекс расслоен, полосатость и трахитоидность наклонена под углом в 30° к центру массива в западной и восточной частях массива. Скважины пересекли только верхние слои пород комплекса, представленные габбро-норитами, оливиновыми габбро, кварцевым габбро-норитом и габбро. Среди базитов встречаются менее мощные слои и линзы ультраосновных пород, обогащенных титаномагнетитом: титаномагнетитовые оливиниты, титаномагнетитовые троктолиты, титаномагнетитовое оливиновое габбро, титаномагнетитовые плагиоклазиты, титаномагнетитовые пироксениты. Взаимоотношения между слоями пород и их пространственное положение хорошо иллюстрируются разрезом по скв. 28 и 31, пробуренным в северо-восточной части массива (участок Марийок) (рис. 55). Все слои являются образованиями сингенетическими.

В краевом комплексе на востоке ближе к контакту преобладают габбро и кварцевые габбро-нориты. Слои оливинсодержащих титаномагнетитовых пород здесь встречаются редко. Ближе к центральной крупнозернистой зоне массива и в более глубоких его частях преобладают габбро-нориты, оливиновые габбро-нориты и широко развиты плоские линзы ультраосновных пород, богатые титаномагнетитом, т. е. наблюдается дифференциация не только снизу вверх, но и от центра массива (от подводящих корней лополита) к его краям по направлению движения магмы.

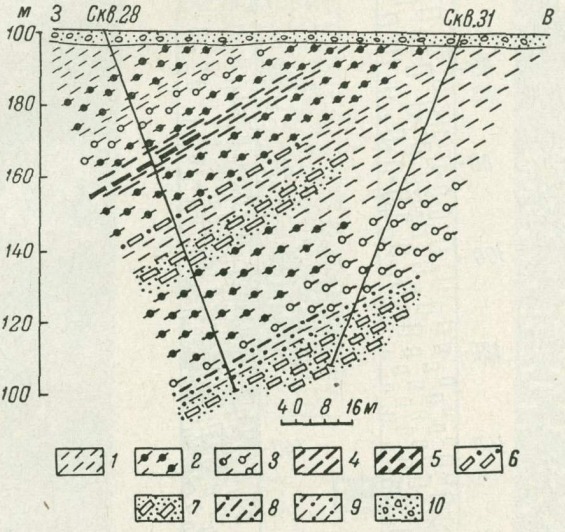


Рис. 55. Геологический разрез через краевой комплекс пород Цагинского массива (по Б. А. Юдину).

1 — среднезернистые габбро; *2* — среднезернистые габбро-нориты; *3* — среднезернистые оливиновые габбро; *4* — среднезернистые титаномагнетитовые габбро; *5* — титаномагнетитовые пироксениты; *6* — титаномагнетитовые плагиоклазиты; *7* — крупнозернистые габбро-нориты; *8* — титаномагнетитовые троктолиты; *9* — титаномагнетитовые оливиниты; *10* — морена.

Это явление было впервые доказано для Мончегорского плутона (Козлов 1949ф; Козлов, Иванова, 1958) и отмечено для Цагинского массива Б. А. Юдиным (1957ф).

Центральный комплекс сложен гигантозернистыми лабрадоритами, гигантозернистыми габбро, гигантозернистыми титаномагнетитовыми плагиоклазитами и существенно титаномагнетитовыми породами. Центральный комплекс пересечен скважинами только в своих верхних горизонтах, так что строение глубоких частей осталось до сих пор неизвестным. На рис. 56 приведены колонки трех наиболее глубоких скважин, пробуренных в южной части массива, а на рис. 57 показаны детали строения существенно титаномагнетитовых пород по скв. 51 (по Юдину, 1957ф, 1960а, 1960б). Отчетливо видна ритмичная расслоенность центрального комплекса на пачки. Сверху вниз каждая пачка включает: лабрадориты, габбро, титаномагнетитовые габбро, существенно титаномагнетитовые породы. С глубиной мощность пачек уменьшается. Пачки и слои залегают в массиве сравнительно полого (горизонтально и под углом в 5—10°). Переходы между слоями обычно постепенные, и только существенно титаномагнетитовые слои, слагающие низы каждой пачки, часто имеют резкие извилистые границы с нижележащими гигантозернистыми габбро или

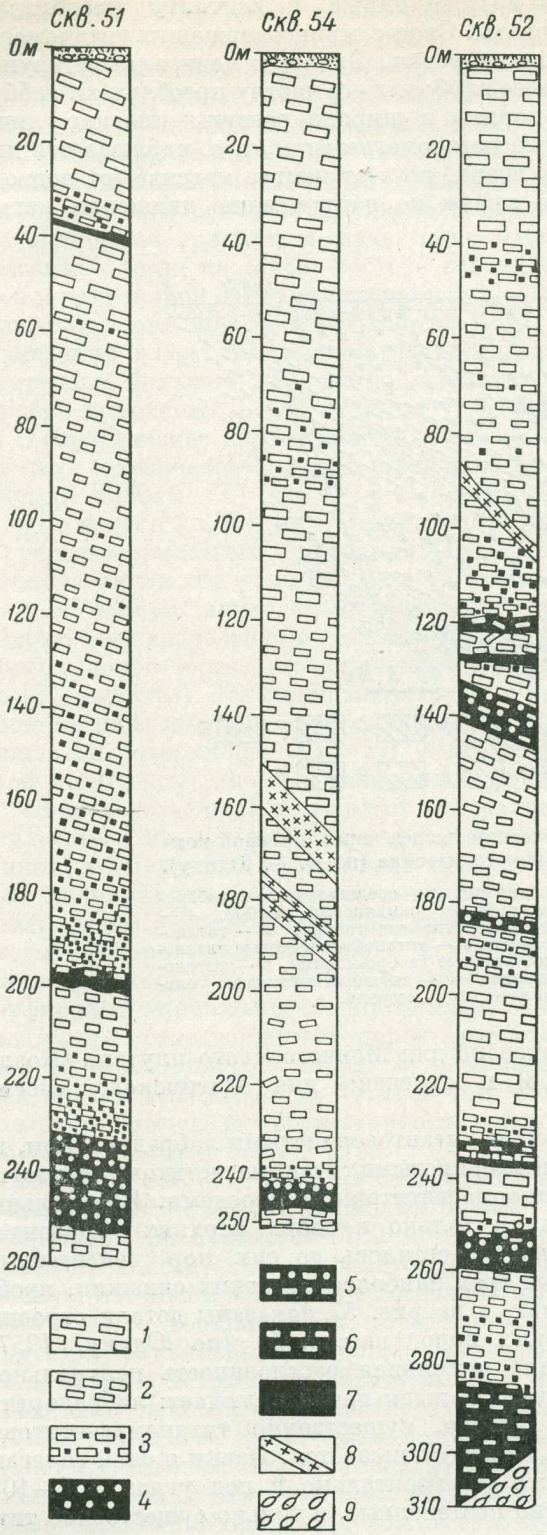


Рис. 56. Строение центрального комплекса Цагинского массива по трем скважинам (по Б. А. Юдину).

1 — гигантозернистые лабрадориты; *2* — гигантозернистые габбро; *3* — гигантозернистые титаномагнетитовые оливиниты; *4* — рудные оливиниты; *5* — титаномагнетитовые троктолиты; *6* — титаномагнетитовые породы с лабрадором; *7* — мономинеральные титаномагнетитовые породы с лабрадором; *8* — граниты; *9* — милонитизированные гигантозернистые габбро.

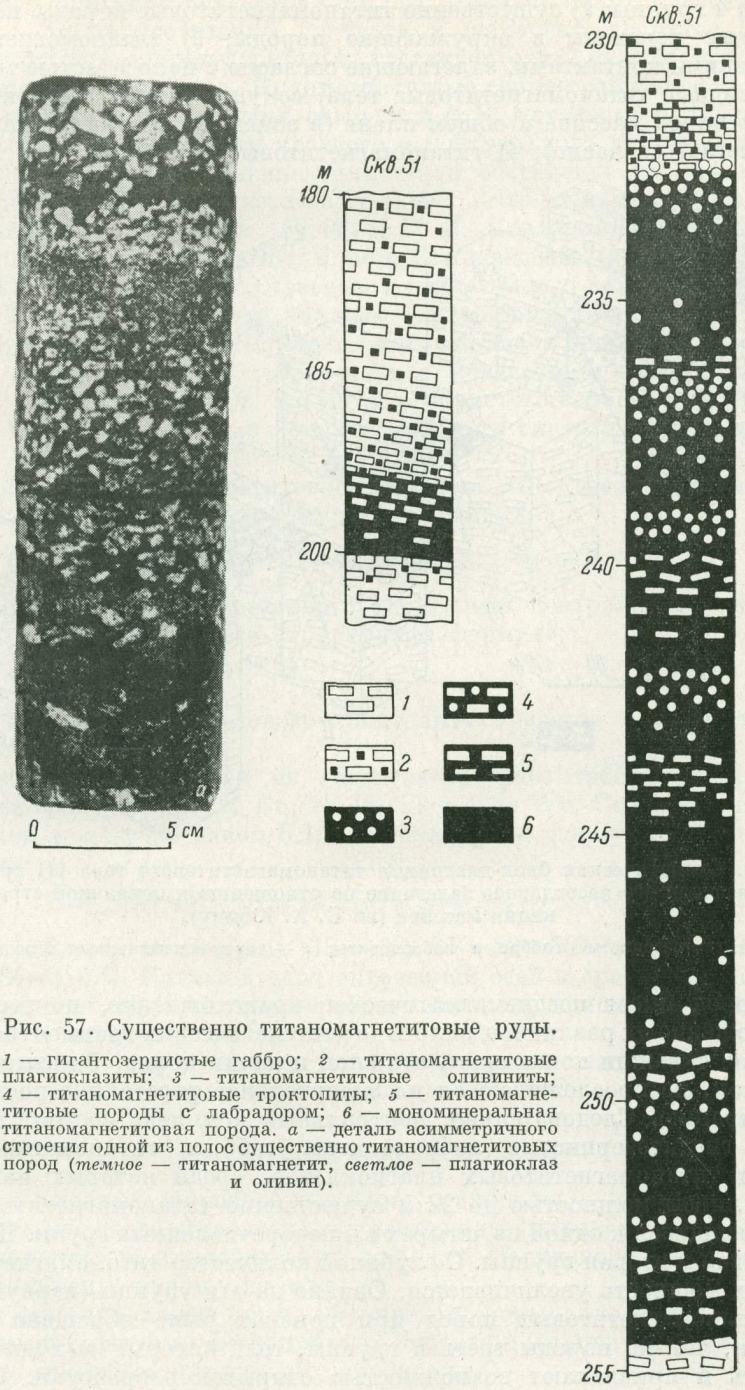


Рис. 57. Существенно титаномагнетитовые руды.

1 — гигантозернистые габбро; *2* — титаномагнетитовые плагиоклазиты; *3* — титаномагнетитовые оливиниты; *4* — титаномагнетитовые троктолиты; *5* — титаномагнетитовые породы с лабрадором; *6* — мономинеральная титаномагнетитовая порода. *а* — деталь асимметричного строения одной из полос существенно титаномагнетитовых пород (*темное* — титаномагнетит, *светлое* — плагиоклаз и оливин).

лабрадоритами, но иногда эти переходы также постепенные. Существенно титаномагнетитовые породы были предметом специального изучения Б. А. Юдина (1957ф, 1860б), который в центральном комплексе подразделил их на 4 группы: 1) существенно титаномагнетитовые породы, имеющие постепенные переходы в окружающие породы; 2) титаномагнетитовые слои с резкими контактами, залегающие согласно с полосатостью массива; 3) линзовидные титаномагнетитовые тела, секущие полосатость и трахитоидность пород массива в общем плане (в зонах же контакта трахитоидность залегает согласно); 4) титаномагнетитовые жилы. Каждая из этих

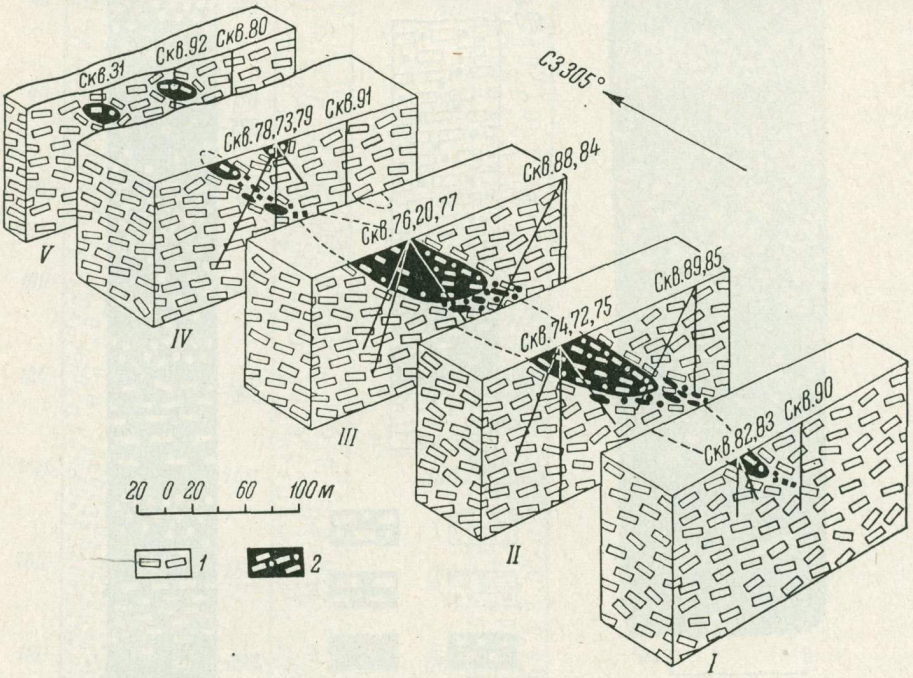


Рис. 58. Схематическая блок-диаграмма титаномагнетитового тела III группы, показывающая его несогласное залегание по отношению к первичной стратификации массива (по Б. А. Юдину).

1 — гигантозернистые габбро и лабрадориты; *2* — титаномагнетитовые породы.

групп пород имеет позднемагматическое происхождение, но геологическое положение их различное, вплоть до эпигенетических взаимоотношений.

Анализ скважин показывает, что слои и пачки пород, богатые титаномагнетитом, не прослеживаются на значительное расстояние по падению и простиранию. Следовательно, центральный комплекс состоит в основном из гигантозернистых лабрадоритов, габбро, титаномагнетитовых габбро и титаномагнетитовых плагиоклазов, среди которых находятся плоские линзы мощностью до 22 м существенно титаномагнетитовых пород, относящиеся к одной из четырех вышеперечисленных групп. Преобладают первая и вторая группы. С глубиной количество титаномагнетитовых линз и их мощность увеличивается. Однако на эти группы (первую и вторую) титаномагнетитовых пород при поисках было обращено меньше внимания, чем на породы третьей группы, тела которых выходят на поверхность и привлекают возможностью открытой разработки. Одно из таких тел показано на рис. 58. Учитывая значительную мощность центральной зоны — до 1.5 км, можно предполагать большие скопления титаномагнетитовых пород в ее глубоких горизонтах. К сожалению, глубже 400 м скважины не бурились.

Геологические исследования свидетельствуют об однофазном образовании Цагинского лополита. Жильный комплекс диабазов можно отнести ко второй фазе. Жилы биотитовых гранитов и щелочных гранитов (эгирин-арфведсонитовых, эгирин-авгитовых, гастингситовых) не относятся к ряду пород Цагинского массива. Крупнозернистые серые граниты, встреченные в южном и восточном контактах, считаются А. И. Богачевым палингенными. Уже различие в зернистости краевого и центрального комплексов свидетельствует о различной физико-химической обстановке их образования. Петрографические и минералогические исследования, проведенные Б. А. Юдиным (1957ф, 1960а, 1960б) и Г. И. Кавардиным (1957ф, 1960а, 1960б), подтверждают этот вывод. В табл. 22 приведены сведения о петрографических особенностях пород краевого и центрального комплексов массива. В табл. 23 даны химические анализы главнейших породообразующих и постериорных минералов. Пересчеты этих анализов показали, что плагиоклаз из среднезернистого габбро-норита краевого комплекса содержит 44% An, 54% Ab и 2% Or, из гигантозернистого габбро — 58.76% An, 38.97% Ab и 2.29% Or, из мономинерального гигантозернистого лабрадорита — 67.63% An и 32.37% Ab.

Оливин из титаномагнетитового оливинита центрального комплекса содержит 32% Fe_2SiO_4. Его структурная формула:

$$(Mg_{0.99}Fe^{+2}_{0.41}Fe^{+3}_{0.22}Ca_{0.017}Mn_{0.03})_{1.83}[Si_{1.09}O_4].$$

Оливин из титаномагнетитового троктолита центрального комплекса содержит 33% Fe_2SiO_4. Его структурная формула:

$$(Mg_{1.22}Fe^{+2}_{0.65}Fe^{+3}_{0.04}Al_{0.04}Mn_{0.01}Ca_{0.02}Na_{0.01})_{1.99}[Si_{0.97}Ti_{0.11}]_{0.98}O_4.$$

Оливин из титаномагнетитового троктолита краевого комплекса содержит 48% Fe_2SiO_4.

Моноклинный пироксен из гигантозернистого габбро центрального комплекса содержит 39.7% En, 18.3% Fs и 42% Wo. Содержание алюмосиликатной молекулы равно 6.1%. Структурная формула моноклинного пироксена:

$$(Ca_{0.75}Mg_{0.76}Mn_{0.01}Fe^{+2}_{0.34}Fe^{+3}_{0.03}Ti_{0.02}Al_{0.09})_2\,(Si_{1.85}Al_{0.15})_2\,O_4,$$

$c : Ng$ колеблется в пределах 38—42°, $2V=50—60°$, $Ng=1.709—1.697$, $Np=1.684—1.675$. Большой угол оптический осей и сравнительно низкое двупреломление, а также химизм показывают, что моноклинный пироксен относится к авгиту.

Ромбический пироксен из крупнозернистого титаномагнетитового габбро центрального комплекса содержит 32% $FeSiO_3$. Его структурная формула:

$$(Mg_{1.25}Fe^{+2}_{0.65}Ca_{0.05}Mn_{0.02})_{1.97}\,[Si_2O_6].$$

Кроме главных породообразующих минералов — оливина, плагиоклаза, ромбического пироксена, моноклинного пироксена, титаномагнетита, магнетита и ильменита — в породах Цагинского массива встречаются шпинель, кварц, апатит.

Автогидротермальные минералы представлены сине-зеленым амфиболом, куммингтонитом, антофилитом, биотитом, серпентином, хлоритом, гранатом, цоизитом, серицитом, карбонатом.

Вторичная роговая обманка представлена двумя разновидностями: 1) $Ng=1.695$, $Np=1.667$, $Ng—Np=0.028$, $c : Ng=19°$, $2V=—78$; плеохроизм: Ng — синевато-темно-зеленый, Nm — синевато-зеленоватый, Np — светло-зеленовато-желтый.

Табл

Краткая петрографическая характеристика пород крае

ица 22

вого и центрального комплексов Цагинского массива

Номера анализов	Порода	Количественно-минералогический состав												Состав породообразующих минералов											
		оливин		плагиоклаз		ромбический пироксен		моноклинный пироксен		титаномагнетит		сульфиды		апатит	биотит	келифитовая кайма	гранат	оливин, % Fe_2SiO_4		плагиоклаз, №		ромбический пироксен, % $FeSiO_3$		моноклинный пироксен			титаномагнетит		
		от—до	среднее	от—до	среднее	от—до	среднее	от—до	среднее	от—до	среднее	от—до	среднее	среднее				от—до	среднее	от—до	среднее	от—до	среднее	En	Fs	Wo	магнетит	ильменит	шпинель
	Центральный комплекс																												
1	Гигантозернистые лабрадориты	—	—	90—100	95	—	—	0—10	5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	65—67	66 (2)	—	—	—	—	—	—	—	—
2	Гигантозернистые габбро	—	—	35—90	65	—	—	10—60	35	0—10	5	—	—	—	—	—	—	24—28	26 (2)	59—60	59.5 (2)	—	—	39.7	18.3	42	—	—	—
3	Гигантозернистые магнетитовые плагиоклазиты	—	—	80—90	85	—	—	0—10	5	8—12	10	—	—	—	—	—	—	—	32	54—59	56.3 (3)	—	—	—	—	—	—	—	—
4	Крупнозернистые титаномагнетитовые габбро-нориты	—	—	14—30	22	5—8	6.1	32—43	37.7	18—42	27.7	2.9—7.4	5.2	—	—	1.3	—	—	23	46—51 47—48	48 (3) 47.5 (2)	— —	33 45	— 40	— 22	— 38	— —	— —	— —
5	Среднезернистые титаномагнетитовые габбро-нориты	—	—	17—40	31	12—40	25	8—21	12.8	13—22	16.9	0—6.9	2.2	—	0.2	11	0.7	—	24	46—50	47 (5)	33—36	34.5 (4)						
6	Среднезернистые титаномагнетитовые габбро	—	—	16—52	37	—	—	9—33	23.1	13—48	26.9	0—7	2.2	0.1	—	9.7	1.0	—						—	—	—	61.8	32.5	5.7
7	Титаномагнетитовые оливиниты	33—75	54	0—10	1.5	—	—	0—14	2—8	22—66	37.2	—	—	—	—	4.5	—												
8	То же	11—51	24.5	0—6	1.5	—	—	0—10	0.7	37—90	70.9	—	—	—	—	2.4	—	26—44	32 (11)	46—50	48 (4)	—	—	35	25	40	—	—	—
9	Титаномагнетитовые породы с лабрадором	0—8.3	3.2	10—40	19.7	—	—	—	—	57—89	77.1	—	—	—	—	—	—	26—31	28.5 (2)	—	54	—	—	—	—	—	59.2—64	28.5—33.6	7.2—7.5
10	Титаномагнетитовые троктолиты	14—44	30.3	6—46	23	—	—	0—8	1.3	8—38	22.4	—	—	—	0.3	22.7	—	29—45	38.3—33	49—52	50.5 (2)	—	—	—	—	—	62 60	30.5 31	7.5 9.0
11	То же	10—43	24.1	10—40	14.8	—	—	0—2	1.0	37—84	60.0	—	—	—	—	1.0	—												
12	Мономинеральная титаномагнетитовая порода	0.0—81	24	1—8	3.5	—	—	—	—	83—99	94.1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
13	Пироксениты с гиперстеном	—	—	0—4	1.9	20—60	39	0—8	3.0	12—80	38.6	5—38	15.6	0.5	—	1—4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
14	Пироксениты с авгитом	—	—	0—8	2.4	0—5	1.3	28—75	47.8	17—61	44.4	0—7.4	0.9	—	—	3.2	—	—	—	43—45	44.5 (2)	46—49	47.5 (2)	30	20	50	64	28.6	7.4
	Краевой комплекс																												
15	Титаномагнетитовые оливиниты	31—40	37.7	4—9	7.3	—	—	3—5	2.3	21—39	32.8	—	—	—	—	18.7	—	51—54	52.3 (3)	—	54	—	—	40	20	40	—	—	—
16	Титаномагнетитовые троктолиты	12—44	28.3	13—41	23.6	—	—	0.1—4	1.6	21—50	34	—	—	—	1.3	11.2	—	48—56	51 (3)	56—65	59.6 (3)	—	—	40	20	40	61.9	31.7	6.4
17	Титаномагнетитовое оливиновое габбро	24—35	27.9	21—29	25	—	—	8—24	15.6	21—35	27.6	—	—	—	—	3.9	—	52—56	54 (2)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
18	Титаномагнетитовые плагиоклазиты	—	—	40—83	62.3	—	—	1—10	5.7	11—42	26.2	—	—	0.5—1	4.8	3.3	0.2—6	—	—	—	47	—	—	31	21	48	63	27.9	9.1
19	Титаномагнетитовые пироксениты	—	—	—	—	—	—	—	18.7	—	75.4	—	—	—	—	4.7	—	—	—	—	43	—	—	34	24	42	63.6	32.3	4.1
20	Титаномагнетитовые габбро	0.0—1.8	0.5	48—58	54.3	—	—	16—28	22.2	16—23	18.5	—	—	0.5—1.5	—	2—5	3.3 (сфен)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
21	Оливиновое габбро	6—10	7.4	62—74	63.6	—	—	9—23	16.9	7—9	8.8	—	—	0.5—5	—	1.9	—	55—56	55.5 (3)	43—58	50 (5)	—	—	42	23	35	—	—	—
22	Габбро-нориты	0—5	0.4	53—73	62.6	7—25	11.9	6—29	12.5	5—13	7.6	—	—	0.1—2.5	0—10	0—9	1—9	—	—	39—47	43.5 (3)	—	48	43	27	30	—	—	—
23	Габбро	0.5	1.2	51—74	63.9	0—5	0.7	10—30	21	6—15	9.1	—	—	0—2	0—5	0—5	—	—	61	33—47	41.5 (6)	—	—	43	25	32	—	—	—
24	Кварцевые габбро-нориты	—	—	—	57	—	10	—	12	—	8	—	—	—	5.1	0.7	7.2 (кварц)	—	—	38—43	41.2 (8)	—	51	31 48	32 15	37 37	—	—	—

Примечание. В скобках — количество анализов.

Таблица 23

Химические анализы главнейших породообразующих, постериорных и рудных минералов Цагинского массива

Окислы	Оливин			Плагиоклаз			Авгит из габбро	Гиперстен из титаномагнетитового габбронорита	Роговая обманка из катаклазированной породы	Хлорит из катаклазированной породы	Гранат из катаклазированной породы
	из титаномагнетитового троктолита центрального комплекса	из титаномагнетитового оливинита	из титаномагнетитового троктолита краевого комплекса	из среднезернистого габбро	из гигантозернистого габбро	из мономинерального лабрадорита					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	34.73	37.12	35.33	56.96	52.72	50.94	48.92	51.40	44.42	27.44	38.16
TiO_2	0.10	1.43	0.69	Сл.	Сл.	0.07	0.76	0.55	2.01	0.27	Сл.
Al_2O_3	0.70	3.6	1.29	27.13	29.52	30.56	5.35	2.15	9.93	22.16	23.97
Fe_2O_3	2.07	15.29	2.21	0.42	0.81	0.16	0.80	3.02	6.88	1.37	2.13
FeO	37.99	12.31	28.38	0.16	0.32	0.87	10.82	19.90	11.97	16.55	27.69
MnO	0.58	0.65	0.47	Сл.	Сл.	0.01	0.28	0.62	0.33	0.12	2.46
MgO	22.65	15.85	29.92	»	»	0.51	13.43	10.31	10.69	19.92	2.31
CaO	0.3	2.60	0.66	8.70	11.55	13.17	18.47	2.20	10.46	1.37	3.61
Na_2O	—	0.60	0.13	5.88	4.18	3.55	Сл.	0.43	1.33	0.46	—
K_2O	—	0.02	—	0.28	0.43	0.06	»	0.10	0.03		
H_2O	—	5.56	0.36	0.00	0.15	0.00	0.37	0.32	1.76 0.22	0.37 9.97	—
П. п. п.	—	5.63	0.63	0.78	0.136	0.32	0.72	0.34	—	10.02	—
Ni	—	—	0.006	—	—	—	—	—	—	—	—
Cu	—	—	—	—	—	—	—	0.12	—	—	—
S	—	—	0.19	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99.12	100.22	100.266	100.31	100.04	100.22	99.22	100.46	100.03	100.05	100.33
Ng	1.770	—	—	—	—	—	1.717	—	1.678	1.614	—
Nm	1.730	—	—	—	—	—	1.689	—	—	—	—
Np	1.758	—	—	—	—	—	1.706	—	1.652	1.610	—
Ng—Np	0.04	—	—	—	—	—	0.028	—	0.026	0.004	—
Уд. вес	3.774	—	—	—	—	—	3.30	—	3.222	2.89	—

Таблица 23 (*продолжение*)

Окислы	Титаномагнетит														Ильменит	
	из титаномагнетитового троктолита		из титаномагнетитового пироксенита		из титаномагнетитового плагиоклазита	из милонитизированного габбро		из рудного габбро	из титаномагнетитовой породы с лабрадором		из монономинеральной титаномагнетитовой породы	из сплошной руды	из руды с лабрадором и оливином	из руды с оливином	свободные зерна	пластинчатые вростки
	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27
SiO_2	6.20	1.44	6.08	0.89	1.75	2.42	1.35	1.20	0.88	0.69	1.04	1.07	3.55	0.82	1.18	0.32
TiO_2	11.25	11.43	11.48	11.26	10.41	8.99	7.07	12.44	11.67	13.60	11.82	12.34	11.48	12.28	47.18	49.82
Al_2O_3	4.54	3.94	4.40	4.04	1.35	2.98	1.29	3.21	4.43	3.87	4.47	4.22	4.21	4.73	1.42	2.98
Fe_2O_3	39.77	47.23	39.89	47.86	47.68	50.11	55.80	48.69	43.75	44.87	47.09	42.12	41.82	45.02	6.56	5.47
FeO	32.87	33.08	32.72	33.45	33.32	33.16	33.42	32.54	35.36	33.30	33.08	36.13	35.02	33.52	40.63	36.22
MnO	0.28	0.24	0.38	0.08	0.17	0.48	0.39	0.20	0.25	0.17	0.26	0.27	0.34	0.26	0.97	1.07
MgO	3.57	1.57	2.74	1.59	2.03	1.06	0.63	0.99	2.63	2.72	1.78	3.28	3.29	2.68	2.22	4.55
CaO	0.70	0.12	1.16	—	—	0.72	Сл.	0.19	0.19	0.15	—	0.20	0.32	0.20	0.30	—
Na_2O	0.21	—	0.23	—	—	—	—	0.25	—	—	—	—	—	—	—	—
K_2O	0.05	—	0.05	—	—	—	—		—	—	—	—	—	—	—	—
V_2O_5	0.54	0.52	0.57	0.53	0.44	0.06	0.17	0.57	0.53	0.22	0.53	0.30	0.29	0.47	—	—
Cr_2O_3	0.18	0.28	0.18	0.28	—	—	—	0.18	0.18	—	0.21	0.27	0.10	0.21	—	—
S	0.19	0.10	0.24	—	—	—	—	0.24	0.18	0.21	0.14	0.15	0.21	0.04	—	0.04
Сумма	100.35	99.95	100.12	99.98	100.24	100.02	100.12	100.12	100.05	99.93	100.42	100.28	100.54	100.19	100.46	100.47

Примечание. 1—27 номера анализов.

2) $Ng=1.676$, $Np=1.651$, $Ng-Np=0.025$, $c:Ng=15°$, $2V=-67$; плеохроизм: Ng — бледно-синевато-зеленый, Nm — желтовато-зеленый, Np — очень бледный желтоватый.

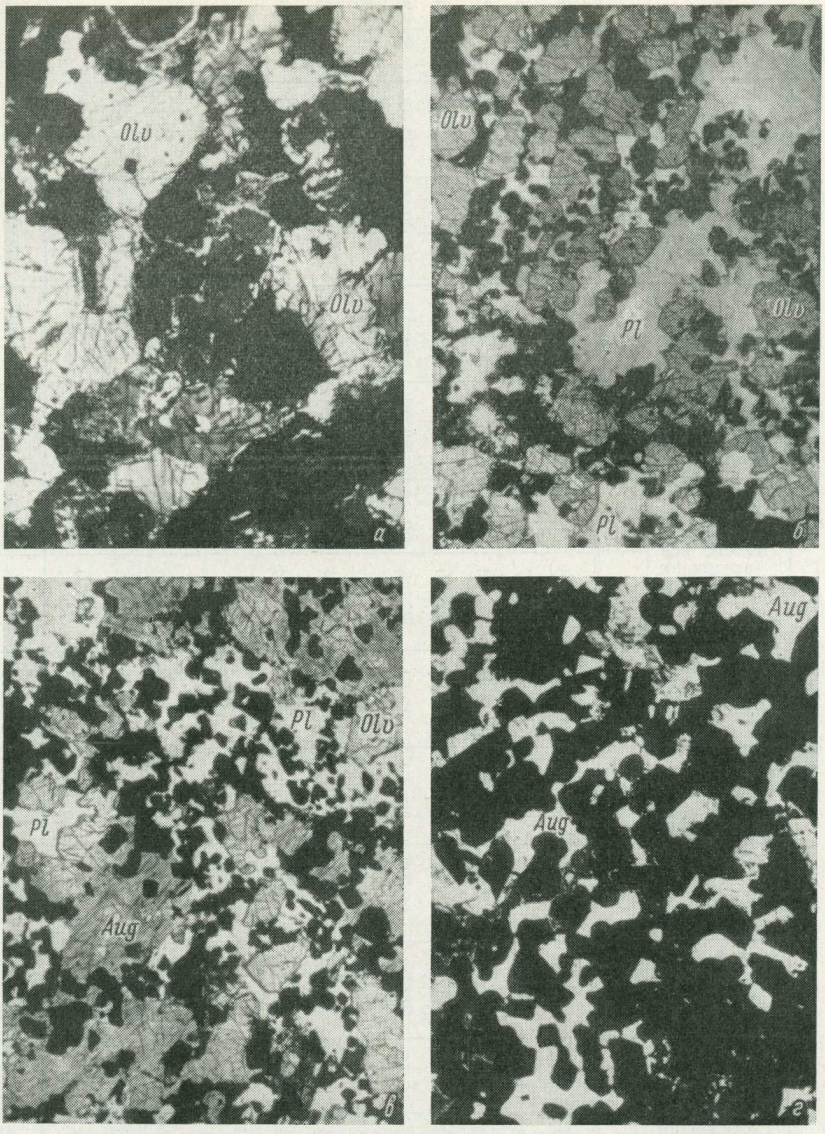


Рис. 59. Породы краевого комплекса Цагинского массива (фото Б. А. Юдина).

а — титаномагнетитовые оливиниты, структура аллотриоморфнозернистая (с анализатором, увел. 16); *б* — титаномагнетитовые троктолиты, структура пойкилитовая, с элементами сидеронитовой (без анализатора, увел. 16); *в* — титаномагнетитовые оливиновые габбро, структура пойкилитовая (без анализатора, увел. 7); *г* — титаномагнетитовые пироксениты, структура пойкилитовая (без анализатора, увел. 16).

Куммингтонит имеет (обр. 9/19.6) $Ng=1.695$, $Np=1.666$, $Ng-Np=0.029$, $2V=80-85°$, $c:Ng=16-18°$. Содержит 60% железистого компонента.

Антофиллит имеет $Ng=1.660$, $Np=1.640$, $Ng-Np=0.020$. Содержит 40% железистого компонента (А. Винчелл, Г. Винчелл, 1953), развит по гиперстену.

Хлорит и гранат охарактеризованы в табл. 23.

Апатит наиболее часто встречается в ассоциации с сульфидами в рудных пироксенитах, где его содержание доходит до 10—20%, No=1.632—1.635, Ne=1.627—1.630. По диаграмме Винчелла определяется как фторапатит.

Рис. 60. Структуры пород краевого комплекса (фото Б. А. Юдина).

а — титаномагнетитовые плагиоклазиты, структура сидеронитовая (без анализатора, увел. 16); *б* — оливиновые габбро, структура офитовая (с анализатором, увел. 16); *в* — габбро-нориты, структура офитовая (с анализатором, увел. 16); *г* — габбро, структура офитовая с элементами сидеронитовой (с анализатором, увел. 14).

Биотит является реакционным минералом. Часто развит по титаномагнетиту. Встречается вместе с кварцем и карбонатом. Различные генерации биотита имеют близкие оптические свойства. Плеохроизм: от буровато-коричневого по Ng до желтоватого по Np, Ng=1.662, $2V$ — отрицательный. Близок к лепидомелану.

Клиноцоизит развит по плагиоклазу, $c : Ng = 0—5°$, $Ng—Np$ — низкое, $2V$ — отрицательный, большой.

Серпентин встречается редко. По оптическим свойствам относится к антигориту и хризотил-асбесту.

Тальк встречается вместе с серпентином.

Серицит развит в зонах милонитизации.

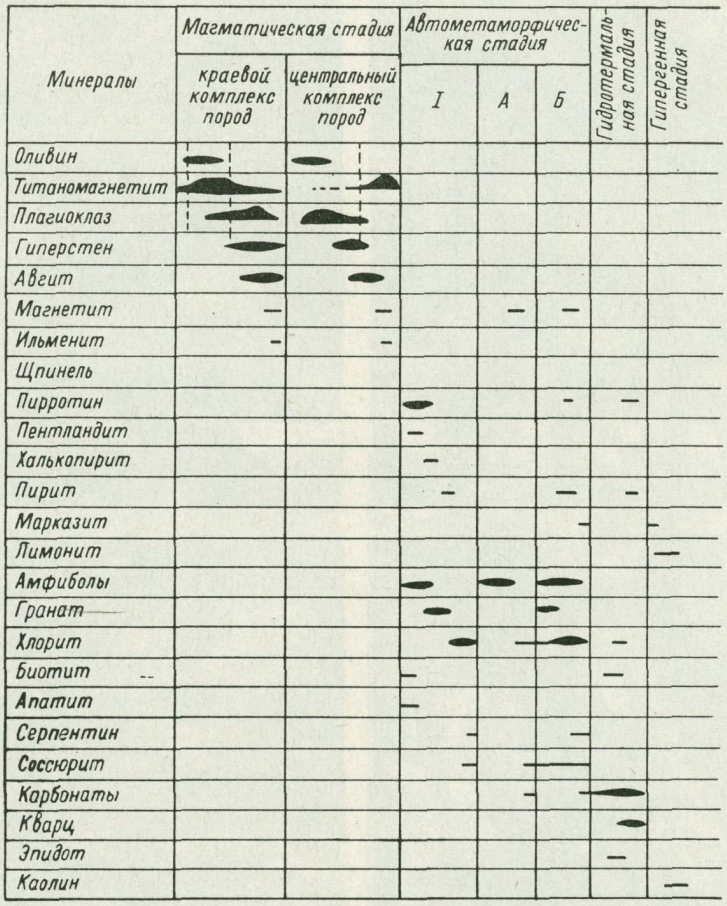


Рис. 61. Обобщенная схема парагенезисов и порядка выделения минералов в породах краевого и центрального комплексов Цагинского массива.

I — реакционные явления при высокой температуре; *А* — собственно автометаморфическая среднетемпературная стадия; *Б* — период формирования тектонических зон, среднетемпературная стадия.

Карбонат представлен кальцитом и магнезитом. У магнезита $No = 1.697$, у кальцита $No = 1.657$.

Необходимо отметить, что титаномагнетитовые руды являются по своей природе магматическими породами, которые входят в сингенетические ряды горных пород центрального и краевого комплексов. Однако их положение в этих рядах различное: в краевом комплексе они являются первыми членами сингенетического ряда, а в центральном — последними. Это следует из наблюдений над структурами и из установленного Б. А. Юдиным (1957ф) порядка кристаллизации минералов.

В породах краевого комплекса наиболее распространенными и характерными структурами являются аллотриоморфнозернистая, сидеронитовая, пойкилитовая, габбро-офитовая и офитовая. На рис. 59, 60 приведены микрофотографии пород краевого комплекса с типичными для них структурами. Исследования Б. А. Юдина (1957ф) показали, что оливин и титаномагнетит кристаллизуются в краевом комплексе самыми первыми. При этом кристаллизация титаномагнетита проходит через весь магматический период жизни массива, вплоть до завершающей стадии, когда титаномагнетит выполняет интерстиции между ранее выделившимися силикатами и ранним титаномагнетитом с образованием сидеронитовой структуры. Оливин очень редко включает кристаллы титаномагнетита. Ромбический пироксен кристаллизовался позднее оливина. Его главная масса выделилась вместе с плагиоклазом, который обычно переполнен пойкилитовыми включениями изометричных зерен оливина и титаномагнетита. Кристаллизация плагиоклаза, как и титаномагнетита, занимала, видимо, наибольший отрезок времени. Моноклинный пироксен (авгит) всегда более ксеноморфен, чем оливин, ромбический пироксен, плагиоклаз и титаномагнетит. Иногда он кристаллизуется позднее титаномагнетита в породах с сидеронитовой структурой. Порядок кристаллизации породообразующих минералов, а также кристаллизация постериорных и сульфидных минералов приведены на рис. 61.

Породы центрального комплекса имеют гигантокристаллическое сложение. Структура пород офитовая, габбро-офитовая и сидеронитовая, встречается часто и келифитовая структура. Большая часть богатых титаномагнетитом пород центрального комплекса имеет сидеронитовую структуру. Титаномагнетитовые породы с высоким содержанием силикатов имеют габбровую, габбро-офитовую и келефитовую структуры.

Весьма характерны порфировидные структуры, обусловленные наличием сравнительно хорошо ограненных крупных кристаллов плагиоклаза, оливина и ромбического пироксена среди титаномагнетитовых кристаллов. Аллотриоморфнозернистая структура наблюдалась в титаномагнетитовых пироксенитах (пироксен-авгит). На рис. 62—63 приведены микрофотографии титаномагнетитовых пород центрального комплекса, на которых показаны их наиболее характерные структуры.

В породах центрального комплекса отчетливо устанавливается поздняя кристаллизация титаномагнетита по отношению к нерудным породообразующим минералам. Порядок кристаллизации минералов в верхней толще (рис. 61) позволяет нам выделить четыре периода в ее формировании.

1. Плагиоклазовый период (оливин → оливин+плагиоклаз). Образуются в основном слои гигантозернистых лабрадоритов.

2. Габбро-норитовый—габбровый период (плагиоклаз+гиперстен → авгит → титаномагнетит (очень мало). Образуются гигантозернистые габбронориты (редко с оливином), габбро, титаномагнетитовое габбро, титаномагнетитовые плагиоклазиты.

3. Титаномагнетитовый период (оливин+плагиоклаз+ромбический пироксен → титаномагнетит). Возникают существенно титаномагнетитовые породы.

4. Автогидротермальный период (сульфидные медно-никелевые руды, вторичные автогидротермальные минералы).

Порядок кристаллизации минералов и их состав позволяют наметить следующие естественные сингенетические ряды пород для центрального и краевого комплексов:

для пород центрального комплекса: гигантозернистые лабрадориты → гигантозернистые габбро → гигантозернистые магнетитовые плагиоклазиты → крупнозернистые титаномагнетитовые габбро-нориты → среднезернистые титаномагнетитовые габбро-нориты → существенно титаномаг-

нетитовые породы (титаномагнетитовые оливиниты, титаномагнетитовые породы с лабрадором, титаномагнетитовые троктолиты, титаномагнетитовые пироксениты, мономинеральные титаномагнетитовые породы);

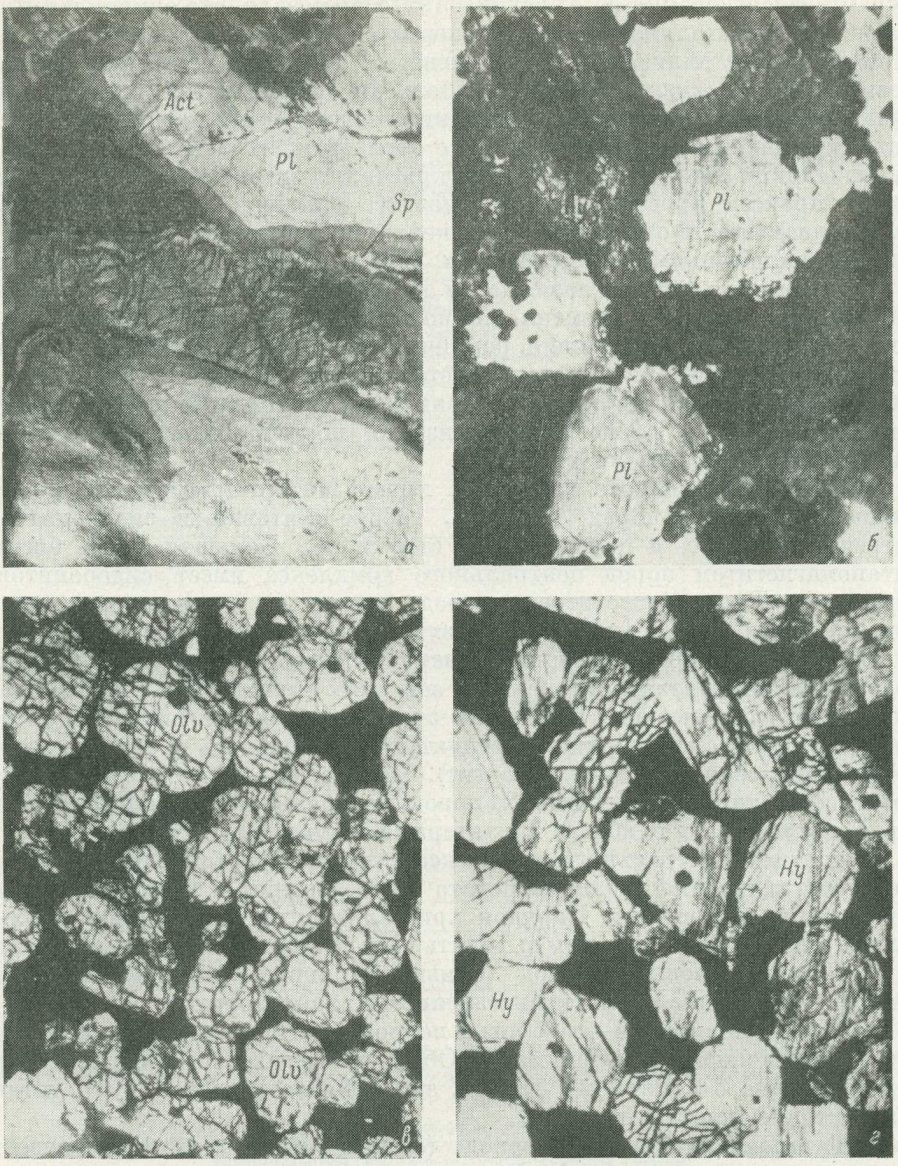


Рис. 62. Породы центрального комплекса Цагинского массива (фото Б. А. Юдина).

а — крупнозернистые оливиновые габбро-нориты, характер взаимоотношения минералов и развитие келифитовых кайм (без анализатора, увел. 8); *б* — крупнозернистые титаномагнетитовые габбро-нориты, структура габбровая (без анализатора, увел. 5); *в* — титаномагнетитовые оливиниты, структура сидеронитовая (без анализатора, увел. 18); *г* — титаномагнетитовые пироксениты с ромбическим пироксеном, структура сидеронитовая (без анализатора, увел. 4).

для пород краевого комплекса: существенно титаномагнетитовые породы (титаномагнетитовые оливиниты, титаномагнетитовые троктолиты, титаномагнетитовые пироксениты, титаномагнетитовые плагиоклазиты) →

оливиновые титаномагнетитовые габбро и габбро-нориты → габбро и габбро-нориты → кварцевые габбро и габбро-нориты.

В табл. 22 породы расположены в той последовательности, в которой они образуют сингенетические ряды центрального и краевого комплексов. Очень хорошо видно, что плагиоклаз в первых членах сингенетических

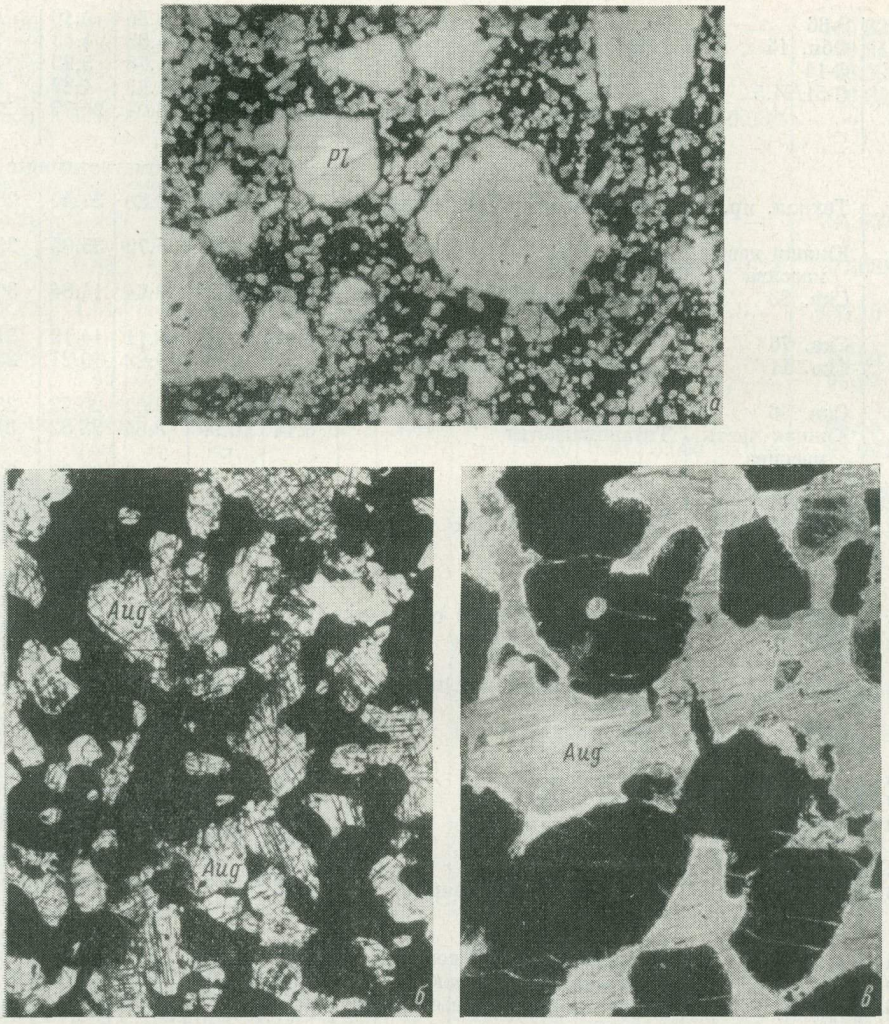


Рис. 63. Породы центрального комплекса Цагинского массива (фото Б. А. Юдина).

а — титаномагнетитовые троктолиты, структура сидеронитовая с элементами порфировой (без анализатора, увел. 2, 6); *б* — титаномагнетитовые пироксениты, структура аллотриоморфнозернистая (без анализатора, увел. 9); *в* — титаномагнетитовые пироксениты, идиоморфные включения (без анализатора, увел. 24).

рядов краевого и центрального комплексов является более основным, оливин — более магнезиальным, а моноклинный пироксен (авгит) содержит меньше ферросилитовой молекулы ($FeSiO_3$), чем в последующих членах ряда. Сопоставление пород центрального и краевого комплексов показывает, что в целом породы центрального комплекса более высокотемпературные, чем краевого (большая основность плагиоклаза, меньшая железистость оливина и пироксенов).

Таб

лица 24

Химические анализы пород Цагинского массива

Номера анализов	Номера образцов	Порода	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^-	H_2O+	П.п.п.	P_2O_5	V_2O_5	Cr_2O_3	Ni	S	Сумма
		Центральный комплекс																			
159	0-36	Гигантозернистый лабрадорит	50.94	0.07	30.56	0.16	0.87	0.01	0.51	13.17	3.55	0.06	0.00	0.32	—	—	—	—	—	—	100.22
160	Обн. 14	Гигантозернистое габбро	48.93	0.54	24.03	4.63	3.61	0.07	2.72	9.30	3.80	0.45	—	0.60	1.16	—	—	—	—	—	99.84
161	С-14	» »	48.51	0.51	21.75	5.23	5.24	Сл.	3.06	10.10	3.82	0.47	0.09	—	0.61	Сл.	—	—	—	—	99.39
162	С-51/94.5	» »	47.79	0.10	21.65	4.87	6.18	»	5.19	9.16	3.25	0.65	0.17	—	0.83	»	—	—	—	—	99.84
163		Титаномагнетитовый плагиоклазит	23.15	7.10	3.07	24.77	25.12	0.47	3.39	2.70	—	—	—	—	—	—	0.28	0.23	Сл.	0.038	—
		Титаномагнетитовые руды центрального комплекса																			
164	Технол. пр. 2	Титаномагнетитовый оливинит	8.52	10.80	6.80	20.40	28.15	—	7.10	1.68	0.67		—	—	—	—	0.50	—	0.039	—	84.659
165	Южная часть массива	» »	9.54	9.82	5.73	35.05	29.20	0.28	6.30	0.42	—	—	—	—	—	—	0.42	0.29	0.004	0.027	97.081
166	Скв. 83	Титаномагнетитовая порода с оливином и плагиоклазом	7.50	10.89	29.64	14.84	30.11	—	3.75	1.61	0.48	0.30	0.06	—	1.10	0.47	—	—	—	—	100.75
167	Скв. 76	То же	7.61	10.52	28.11	14.19	31.31	—	4.64	1.31	0.51	0.20	—	—	0.90	—	—	—	—	—	99.30
168	Скв. 11	Титаномагнетитовый троктолит	24.98	6.06	9.28	19.27	23.80	—	10.10	3.46	0.99	0.17	0.20	—	1.61	—	—	—	—	—	99.92
169	Скв. 56	То же	11.57	10.09	19.02	20.72	28.62	—	5.39	2.04	0.41	0.18	0.04	—	1.47	—	—	—	—	—	99.55
170	Южная часть массива	Титаномагнетит	6.14	10.96	5.54	38.82	31.02	0.28	4.92	0.40	—	—	—	—	—	—	0.48	0.40	0.008	0.024	98.992
171	То же	»	4.78	11.46	5.87	39.33	33.20	0.26	3.76	0.30	—	—	—	—	—	—	0.34	0.23	0.012	0.23	99.772
172	» »	»	3.30	12.02	5.47	42.30	32.02	0.23	2.77	0.24	—	—	0.57	—	—	0.07	0.36	0.24	0.02	0.21	99.82
173	С-18-16	Титаномагнетитовый пироксенит	13.54	7.87	3.52	25.60	25.94	0.41	12.63	0.28	—	—	0.14	—	2.23	—	0.22	—	—	—	100.18
		Краевой комплекс																			
174	С-28-58	Титаномагнетитовый оливинит	16.24	7.70	6.40	25.12	29.88	0.43	12.69	0.74	0.46	—	0.16	0.49	—	—	0.07	—	—	—	100.08
175	С-28-56	Титаномагнетитовый троктолит	23.96	7.44	8.14	15.72	29.88	0.38	10.20	2.50	0.95	—	0.14	0.47	—	—	0.08	—	—	—	99.86
176	С-28-26	Титаномагнетитовый пироксенит	21.38	10.83	7.30	23.65	25.94	0.24	2.67	3.86	1.59	0.25	0.17	0.53	—	—	0.29	—	—	0.66	99.86
177	С-28	Титаномагнетитовый плагиоклазит	32.66	6.72	11.70	14.75	21.66	0.17	3.74	5.40	2.14	0.35	0.14	0.59	—	—	0.18	—	—	—	100.20
178		Рудное габбро	23.15	7.10	3.07	24.77	25.12	0.47	9.39	2.70	—	—	—	—	—	—	0.28	0.23	0.00	0.038	96.32
179	С-28-32	Габбро-норит	42.17	3.81	15.01	8.47	14.91	0.21	4.22	6.90	2.82	0.51	0.17	0.24	—	—	0.06	—	—	—	99.92
180	1003		46.06	2.69	14.35	5.80	14.62	0.19	5.40	5.36	2.70	0.46	0.17	1.08	—	0.85	0.02	—	—	—	99.75
181	С-28-51		49.46	2.26	17.71	4.86	9.41	0.15	3.73	7.71	3.37	0.78	0.10	0.35	—	0.02	0.03	—	—	—	99.94
182	С-28-22	Габбро	48.92	2.57	16.78	4.54	10.91	0.21	3.69	7.31	3.40	0.82	0.11	0.11	—	0.12	0.03	—	—	—	100.03
183	К-317	Кварцевый габбро-норит	50.32	2.13	15.68	4.48	11.08	0.22	4.74	6.36	3.28	0.96	0.08	0.61	—	0.02	—	—	—	—	99.96
		Средние составы пород																			
184		Нижний (краевой) комплекс	45.55	3.24	15.37	6.95	13.40	0.20	4.53	6.67	2.99	0.67	0.12	0.36	—	—	0.05	—	—	—	100.0
185		Центральный комплекс	43.34	2.04	22.10	8.10	8.62	0.08	3.01	9.18	2.91	0.29	0.05	0.28	—	—	—	—	—	—	100.0
186		Нижний+центральный комплексы	44.45	2.64	18.74	7.52	11.01	0.14	3.77	7.88	2.95	0.48	0.08	0.32	—	—	0.02	—	—	—	100.0

Таблица 24 (*продолжение*)

Номера анализов	Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому											Петрохимические коэффициенты					
	a	*c*	*b*	*S*	*f'*	*m'*	*c'*	*n*	*a'*	*a* : *c*	*Q*	$\frac{M}{F}$	*h*	$\frac{MgO \cdot 100}{Fe_2O_3+FeO+MgO}$	$\frac{(Fe_2O_3+FeO) \cdot 100}{Fe_2O_3+FeO+MgO}$	$\frac{(Na_2O+K_2O) \cdot 100}{Al_2O_3+Fe_2O_3+FeO+MgO+CaO}$	$\frac{MgO \cdot 100}{Na_2O+K_2O+Fe_2O_3+FeO+MgO}$
	Центральный комплекс																
159	9.4	18.9	3.2	68.5	35.0	30.0	—	98.3	35.0	0.5	— 0.7	0.86	7.7	48.0	52.0	10.3	9.9
160	10.2	12.8	14.0	68.0	59.9	36.8	—	92.4	3.3	0.8	— 7.2	0.6	36.7	45.9	54.1	12.1	17.9
161	9.8	11.0	18.5	60.7	56.3	30.4	13.3	92.4	—	0.9	— 9.2	0.5	31.1	41.8	58.2	11.5	17.2
162	8.9	11.2	21.1	58.8	51.1	45.1	3.8	88.3	—	0.8	—11.4	0.9	25.9	52.7	47.3	9.7	25.8
163	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	30.7	14.3	85.7	—	—

ляют 25—30% от объема. Мощность участков, обогащенных сульфидами, достигает 3—5 м. Сульфиды располагаются неравномерно, пятнами. В местах сгущения сульфидов породы несколько более крупнозернистые.

Все вышеизложенное свидетельствует, что сульфиды сравнительно широко распространены в породах Цагинского массива, но концентрируются в больших массах в существенно титаномагнетитовых породах,

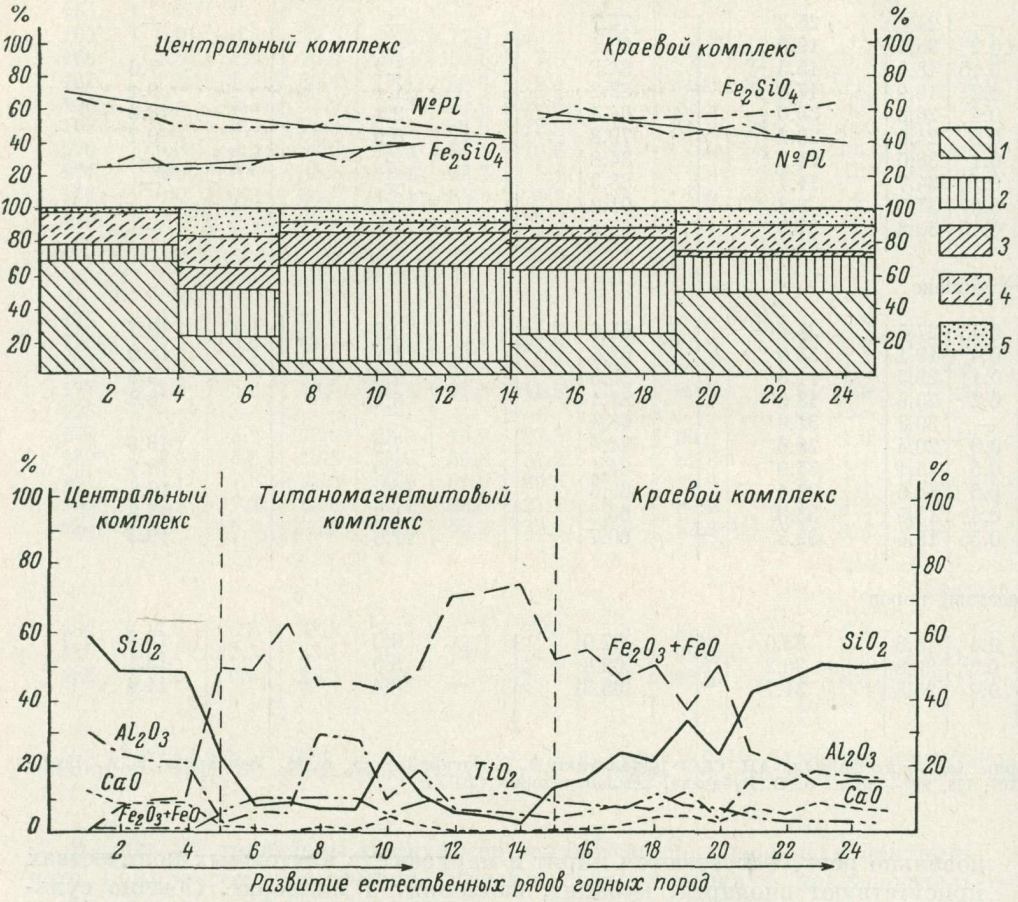


Рис. 64. Зависимость характеристик горных пород от их положения в сингенетическом ряду.

1 — плагиоклаз; *2* — титаномагнетит; *3* — оливин; *4* — моноклинный пироксен; *5* — прочие минералы (ромбический пироксен, сульфиды, апатит, биотит, гранат). Цифры по оси абсцисс соответствуют номерам пород в табл. 23. Минералогический состав дается по группам.

кристаллизуясь здесь после титаномагнетита совместно с автогидротермальными минералами. Так как на поверхность выходит верхняя часть массива, то вряд ли здесь можно ожидать сульфидные руды, богатые никелем, тем более что, как показывают химические анализы оливина, его содержание даже в этом минерале составляет только 0.06%. Минералогические исследования Г. И. Кавардина (1957ф) и результаты поисков подтверждают бедность никелем сульфидов верхней части массива.

На диаграмме минералогического состава сульфидных вкрапленников, составленной Г. И. Кавардиным на основании подсчетов в аншлифах (рис. 67), видно, что подавляющее большинство вкрапленников имеет существенно пирротиновый состав. Пирротина обычно содержится в суль-

фидах 70—90%, пентландита — 3—10%, халькопирита — 2—12%. Иногда вкрапленники полностью сложены халькопиритом. Преобладающим развитием пользуются вкрапленники размером 0.2, 0.6 и 1.2 мм. Вкрапленники менее 0.1 мм и более 2.25 мм встречаются редко.

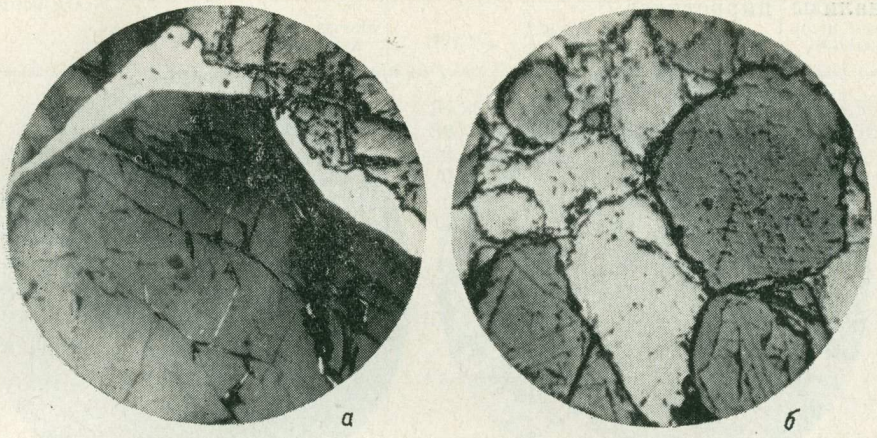


Рис. 66. Сульфидные медно-никелевые руды Цагинского массива.

а — развитие сульфидов в интерстициях породообразующих силикатных минералов (отраженный свет, увел. 50); *б* — сидеронитовая структура в сульфидно-титаномагнетитовых рудах, сульфиды цементируют округлые зерна титаномагнетита (отраженный свет, увел. 45).

П и р р о т и н образует сростки зерен неправильной формы. Размер зерен колеблется от 0.001—0.01 до 0.5—3 мм. Обычно магнитен, хотя встречаются образцы со слабо выраженными магнитными свойствами. Удельный

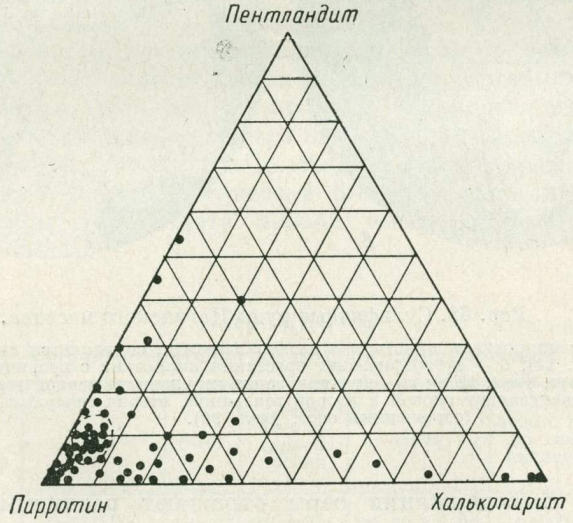


Рис. 67. Состав сульфидных вкрапленников в породах Цагинского массива.

вес 4.6—4.65. Анизотропен, наблюдается спайность, параллельная основному пинакоиду. В трещинках, перпендикулярных спайности, образуется вторичный магнетит. Часто в пирротине при большом увеличении заметны пламеневидные выделения пентландита, отходящие от трещинок или от

границ зерен. Ширина их редко достигает 0.05 см. По отношению к нерудным минералам и титаномагнетиту пирротин резко ксеноморфен. Часто разъедает кристаллы титаномагнетита (рис. 68, *а*), а с вторичными минералами образует субграфические срастания (рис. 68, *б*). Среди сульфидов пирротин образуется первым. В табл. 25 приведены химические анализы пирротинов.

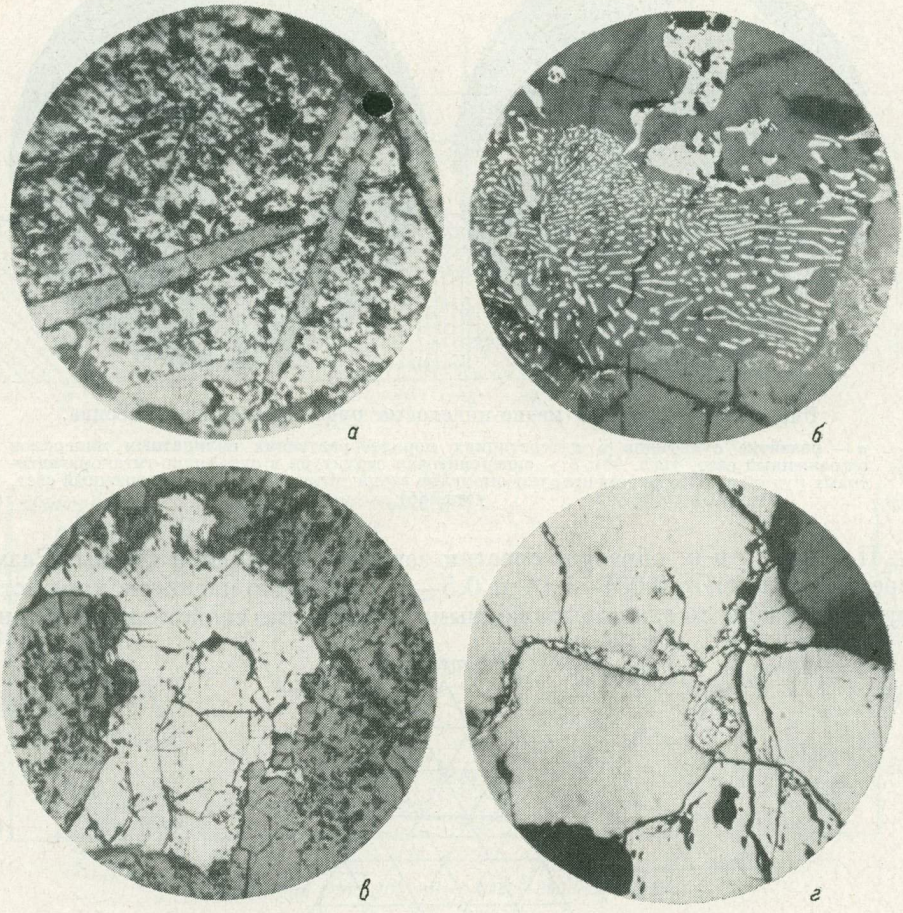


Рис. 68. Сульфидные руды Цагинского массива.

а — разъедание пирротином кристаллов титаномагнетита, сохраняется ильменит (отраженный свет, увел. 14); *б* — субграфические срастания пирротина с вторичными минералами (отраженный свет, увел. 12.5); *в* — крупные зерна пентландита первой генерации (аншлиф, увел. 25); *г* — пентландит первой и второй генераций, вторая генерация — мелкие зерна (отраженный свет, увел. 90).

Колебания в содержании серы отражают различный режим серы в период образования сульфидов. Содержание кобальта по анализам меняется от 0.02 до 0.24%. Обычно он связан с пентландитом и поздним пиритом, но, видимо, какая-то его часть входит и в состав пирротина, изоморфно замещая железо. Спектральные анализы почти всегда дают в нем средние линии Co. Для подтверждения изменчивого содержания серы в пирротинах пород Цагинского массива были выполнены рентгеновские анализы четырех образцов. Результаты анализов приведены в табл. 26.

Таблица 25

Химические анализы пирротина

Компоненты	Обр. 56-2		Обр. К-149		Обр. 10/196.5	
	вес. %	после вычета примесей	вес. %	после вычета примесей	вес. %	после вычета примесей
S	39.48	39.84	34.54	39.26	37.81	38.30
Fe	59.21	59.95	53.06	60.63	60.37	61.70
Ni	0.32	—	0.32	—	0.57	
Co	0.24	0.21	0.13	0.11	0.02	
Cu	0.04		0.14		0.28	
Нераств. ост.	1.10		11.92		—	
Сумма	100.39	100.00	100.11	100.00	99.94	100.00
Уд. вес	4.595				4.656	
Формула	Fe_7S_8		Fe_8S_9		$Fe_{12}S_{13}$	

Примечание. Обр. 56-2 — из цемента-брекчии в лейкократовом габбро; обр. К-149 — из сульфидно-титансмагнетитовой руды; обр. 10/196.5 — из крупного вкрапленника в крупнозернистом лейкократовом габбро. Все образцы из колл. Г. И. Кавардина, аналитик С. И. Смирнова.

Магнитность пирротина зависит от количества серы. Так, пирротин из обр. 10/196.5 состоит главным образом из слабомагнитного пирротина (ромбический пирротин), в то время как другие пирротины имеют сильно выраженные магнитные свойства (моноклинные), т. е. в породах Цагинского массива присутствуют ромбический и моноклинный пирротины.

Пентландит встречается часто, но редко его содержание в породах превышает 1—3%, а в сульфидах — 10%. Развит в двух генерациях. Первая генерация представлена крупными зернами размером до 0.2—0.3 (рис. 68, *в*) и мелкими зернами, развитыми по трещинкам и на стыках зерен (рис. 68, *г*), вторая — пламеневидными вростками в пирротине. Пентландит замещается виоларитом. Спектральные анализы показывают сильные линии Ni и Co, средние линии Cu и следы Mn и Ba. Методом порошка рентгенометрически был определен параметр a_0 элементарной ячейки пентландита первой генерации, который оказался равным 10.05 ± 0.006.

Таблица 26

Состав пирротинов по данным рентгенограмм

Номера образцов	$a_0 \pm \Delta a$	$c_0 \pm \Delta c$	c_0/a_0	Объем элементарной ячейки	S, атомн. %	Атомн. %S по хим. анализу	Атомн. % S по уд. весу	Формула
10/196	4.4427 ± 0.0036	3.7372 ± 0.009	1.6665	58.8883	52.20 ± 0.23	51.97	51.75	$Fe_{12}S_{13}$
36-17	3.4358 ± 0.0051	5.713 ± 0.02	1.6627	58.4032	52.86 ± 0.51	53.02	—	Fe_8S_9
56-2	3.4254 ± 0.0033	5.6900 ± 0.009	1.6611	57.8167	53.45 ± 0.23	53.45	53.35	Fe_7S_8
59-1	3.437 ± 0.01	5.676 ± 0.001	1.6514	58.0653	53.82 ± 0.03	—	—	—

Примечание. Съемку и определения параметров производил А. П. Денисов в рентгеновской лаборатории Геологического института Кольского филиала АН СССР.

Халькопирит составляет не более 6—8% от состава сульфидов. Развивается по границе сульфидных вкрапленников с силикатами, по трещинкам в пирротине, замещая его, вблизи зерен пирита, корродируя их, в виде самостоятельных мономинеральных вкрапленников. Двойники встречаются редко. Иногда наблюдается кубанит в виде тонких пластинчатых вростков, а также валлериит в виде мелких пластинчатых и веретенообразных зернышек размером менее 0.05 мм. Халькопирит является самым поздним по времени образования сульфидным минералом, корродирует как силикаты, так и титаномагнетит. С вторичными нерудными минералами образует тесные срастания.

Пирит встречается редко, более обычен в измененных и милонитизированных породах. Выделяется в виде изолированных идиоморфных зерен пентагондодекаэдрической формы, реже в зернистых сростках, иногда слагает тонкие прожилки. Размер кристаллов достигает 2—3 мм. Спектральный анализ постоянно обнаруживает в нем линии кобальта.

В поверхностных частях массива отмечается марказит, образующийся по пирротину.

Мы привели сравнительно подробное описание сульфидных руд и минералов, чтобы показать их большое сходство по качественному составу с рудами известных сульфидных медно-никелевых месторождений. Количественные же соотношения, как известно, зависят от среды и места образования.

Количественно-минералогические исследования пород с различным отношением сульфидов и титаномагнетита показали, что всюду в рудах преобладает пирротин. Отношение же между пентландитом и халькопиритом не является выдержанным. Результаты количественно-минералогического анализа приведены в табл. 27.

Таблица 27

Количественно-минералогическая характеристика рудопроявлений (в %)

Минералы	Сульфидно-магнетитовые руды			Вкрапленные сульфидные руды, богатые титаномагнетитом			Вкрапленники из пород с густой вкрапленностью сульфидов		Титаномагнетитовая порода с бедной сульфидной вкрапленностью	
Нерудные минералы	5.0	6.0	29.7	24.0	35.1	36.0	88.0	7.0	47.5	38.5
Титаномагнетит	55.0	51.0	20.3	41.0	34.4	44.2	—	17.6	50.0	60.0
Пирротин	38.6	41.6	47.0	34.9	30.0	17.6	11.7	12.1	2.32	1.40
Пентландит	0.9	1.2	2.2	0.5	0.3	0.1	0.1	0.2	0.1	0.06
Халькопирит	0.5	0.2	0.8	0.6	0.2	0.5	0.2	0.1	0.08	0.04
Пентландит/халькопирит	1.8/1	6/1	2.7/1	1/1.2	1.5/1	1/5	1/2	2/1	1.2/1	1.5/1

Опробование пород Цагинского массива показало, что подавляющее большинство проб содержит (в %): S — 0.01—2.27 (ср. 0.4—0.7); Ni — 0.001—0.08 (ед. пробы — 0.68); Co — 0.002—0.02 (ед. пробы — 0.24), Cu — 0.004—0.43. Средние значения по результатам всех определений составляют (%): Ni — 0.039, Co — 0.014, Cu — 0.059, S — 0.45. Особенно мало отношение никеля к кобальту — 2.8 : 1. Два полных анализа богатых сульфидами руд, выполненные в аналитической лаборатории Кольского филиала АН СССР, приведены в табл. 28.

Таблица 28

Химический состав богатых руд

Компоненты	Проба С-1	Проба из скв. 5, глубина 8 м
S	10.59	21.36
Fe	40.54	33.69
Ni	0.21	0.29
Co	0.08	0.27
Cu	0.08	0.26
Нерастворимый остаток	39.54	44.02
Аналитик	Бондарева А. М.	Смирнова С. И.

Примечание. Проба С-1 состоит из образцов, отобранных из скв. 24, 36, 58, 59. Проба из скв.5 — рудные пироксениты с сульфидами.

Судя по анализам, содержание пентландита не превышает 3%. Отношение никеля к кобальту составляет 2.6 : 1 и 1 : 1. Обращает на себя внимание богатство пород Цагинского массива серой.

ТИТАНОМАГНЕТИТОВЫЕ РУДЫ

Химические анализы пород Цагинского массива, в том числе и богатых титаномагнетитом, являющихся титаномагнетитовыми рудами, образующими раннемагматические (сегрегационные) и позднемагматические месторождения (фузивные), приведены в табл. 24. Проблема образования в однофазном массиве различных по генезису титаномагнетитовых месторождений представляет большой интерес. Этому вопросу посвящены специальные работы Б. А. Юдина (1957ф, 1960б, 1963, 1970) и Г. И. Кавардина (1957ф, 1960а). Однако многое еще остается неясным.

Химические анализы титаномагнетитов из пород краевого и центрального комплексов и из руд, затронутых динамометаморфизмом, приведены в табл. 23. Пересчеты анализов (с 12 по 26) показали, что титаномагнетит содержит молекулы магнетита, ильменита и шпинели (табл. 29).

Как видно из табл. 29, среднее содержание магнетита, ильменита и шпинели в титаномагнетитах краевого и центрального комплексов практически одно и то же. От них резко отличается титаномагнетит из зон, затронутых милонитизацией, в составе которого резко преобладает магнетит и очень мало содержится шпинели (ан. 16, 17).

Таблица 29

Результаты пересчетов химических анализов титаномагнетита

Номера анализов	Краевой комплекс			Номера анализов	Центральный комплекс			Номера анализов	Метаморфические руды		
	магнетит	ильменит	шпинель		магнетит	ильменит	шпинель		магнетит	ильменит	шпинель
12	61.9	31.7	6.4	19	62	30.5	7.5	16	73	24.2	2.8
13	63.6	32.3	4.1	20	64	28.5	7.5	17	79.5	19.0	1.5
14	63.0	27.9	9.1	21	59.2	33.6	7.2				
15	64.0	28.6	7.4	22	60.0	31.0	9.0				
18	61.8	32.5	5.7	23	63.5	29.7	6.8	Среднее	76.2	21.6	2.2
				24	64.2	28.9	6.9				
				25	57.5	33.3	9.2				
Среднее	62.8	30.6	6.6	Среднее	61.5	30.8	7.7				

ВЫВОДЫ

Приведенные сведения по Цагинскому массиву позволяют сделать следующие обобщения.

1. Цагинский массив габбро-лабрадоритов является межформационной дифференцированной интрузией, внедрившейся между гнейсами архея и нижнепротерозойской свитой кейв. Он имеет форму лополита с подводящими каналами, расположенными вдоль длинной оси массива. По систематике А. А. Полканова, относится к платформенным дискордантным, конформным интрузиям. По возрасту Цагинский массив моложе кейвской свиты и древнее щелочных гранитов, т. е. относится к тому же магматическому циклу, с которым связано образование интрузии Панских тундр.

2. Средний состав пород центрального и краевого комплексов свидетельствует о богатстве исходной магмы Цагинского массива окисным и закисным железом, окисью алюминия, двуокисью титана и серой по сравнению с другими интрузиями центральной части Кольского полуострова.

3. Цагинский массив является концентратором титаномагнетитовых руд раннемагматического и позднемагматического генезиса. Руды являются по сути дела горными породами, занимающими определенное место в сингенетических рядах горных пород центрального и краевого комплексов. Раннемагматические месторождения связаны с краевым комплексом, а позднемагматические — с центральным. В краевом комплексе существенно титаномагнетитовые породы (руды) являются первыми членами сингенетического ряда, а в центральном — последними.

В Цагинском, как и в других расслоенных никеленосных массивах Кольского полуострова, отчетливо намечается две линии развития процессов дифференциации в верхней и нижней толщах (рис. 65). В нижней толще Цагинского массива развитие процессов кристаллизации и дифференциации приводит к образованию все более лейкократовых и более кислых пород, так что в магматическом остатке идет накопление кварца и щелочей (рис. 64). Обычно этот путь дифференциации в других никеленосных массивах Кольского полуострова приводит к образованию сульфидных медно-никелевых месторождений, приуроченных к последним членам сингенетических рядов горных пород (Монча, Федорова тундра, массив Застейд II). В верхней толще развитие процессов дифференциации и кристаллизации приводит к накоплению железа и титана и к образованию позднемагматических фузивных титаномагнетитовых месторождений.

4. Расслоенность в Цагинском массиве связана с явлениями гравитационно-кинетической дифференциации (Юдин, 1957ф). Богатство первичной магмы окислами железа и окисью алюминия привело к кристаллизации сравнительно железистого оливина, титаномагнетита и основного плагиоклаза.

По данным Б. А. Юдина (1957ф), различие в объемном весе между породами Цагинского массива очень значительное. Для гигантозернистых лабрадоритов (объемный вес 2.66 г/см^3) и мономинеральных титаномагнетитовых пород (объемный вес 4.52 г/см^3), являющихся крайними членами естественного ряда центральной толщи, разница составляет 1.82 г/см^3, что и обусловило четкую дифференциацию этого комплекса. Удельные веса породообразующих минералов — плагиоклаза (2.68—2.71), титаномагнетита (4.61—4.80) — также резко различны. Поэтому можно предполагать, что такое большое различие в удельных весах минералов и пород играло значительную роль при дифференциации.

В процессе гравитационно-кинетической дифференциации образуются три толщи: верхняя — существенно плагиоклазовая, средняя — габбро-

норитовая и нижняя — существенно титаномагнетитовая — оливинитовая (предполагаемая нами). В средней толще (краевой комплекс) находятся слои и линзы как существенно плагиоклазового состава, так и ультраосновных пород, богатых оливином и титаномагнетитом сегрегационного происхождения. Верхняя толща габбро-лабрадоритов не была однородной в начальные периоды своего образования. В этой толще первоначально слабо сцементированные кристаллы плагиоклаза образовывали один мощный слой с массой линзовидных и лентоподобных полостей внутри его, где концентрировался остаточный магматический расплав, обогащенный магнием, железом, титаном и летучими компонентами. Поэтому в разрезах по скважинам через верхнюю толщу наблюдается закономерное чередование пачек пород, включающих лабродориты+габбро+титаномагнетитовое габбро+существенно титаномагнетитовые породы. Часто соседние скважины не увязываются друг с другом, что свидетельствует о малой протяженности полостей, обогащенных титаномагнетитом. Местами существенно титаномагнетитовые породы в разрезах отсутствуют. Кристаллизация остаточного магматического расплава в замкнутых полостях с повышенным содержанием воды осуществлялась в условиях возрастающего парциального давления кислорода, что приводило к превращению FeO в Fe_2O_3 и к образованию титаномагнетита.

5. В Цагинском массиве широко распространена сульфидная минерализация. В верхней части магматической камеры не было условий для концентрации никеля в магме, поэтому сульфиды имеют существенно пирротиновый и халькопиритовый состав. Учитывая реальную возможность образования в придонной части лополита ультраосновных пород с оливином первой генерации, обычно богатым магнием и соответственно никелем (последний в ходе перитектической реакции переходил из оливина в остаточную магму), а также принимая во внимание повышенное содержание серы в породах Цагинского массива, мы относим Цагинский массив к перспективным для поисков сульфидных медно-никелевых месторождений в его приподошвенной толще, не выходящей, по нашим предположениям, на поверхность.

6. Все приводимые нами сведения о сульфидной минерализации в верхней части массива позволяют отнести ее к позднемагматическим образованиям. Сульфиды концентрировались в остаточных растворах, кристаллизуясь вместе с автогидротермальными минералами. Объективный фактический материал показывает, что в Цагинском массиве сульфиды генетически связаны с последними членами его сингенетических рядов горных пород.

МАССИВ ФЕДОРОВОЙ ТУНДРЫ

Массив Федоровой тундры слагает цепь возвышенностей (Мал., Ср., Бол. Ихтегипахк и Пахкварака), разделенных заболоченными долинами. На поверхности массив имеет форму треугольника, основание которого шириной в 6 км находится на востоке, а вершина на северо-западе. Длина массива составляет 10.5 км, площадь — примерно 30 км^2 (рис. 69).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МАССИВА И ЕСТЕСТВЕННЫЕ РЯДЫ ПОРОД ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНЫХ ИНТРУЗИВНЫХ ФАЗ

В районе Федоровой тундры земная кора имеет по крайней мере двухъярусное строение. Нижний структурный ярус представлен комплексом пород архея, верхний — протерозоя. Буровые работы, проведенные

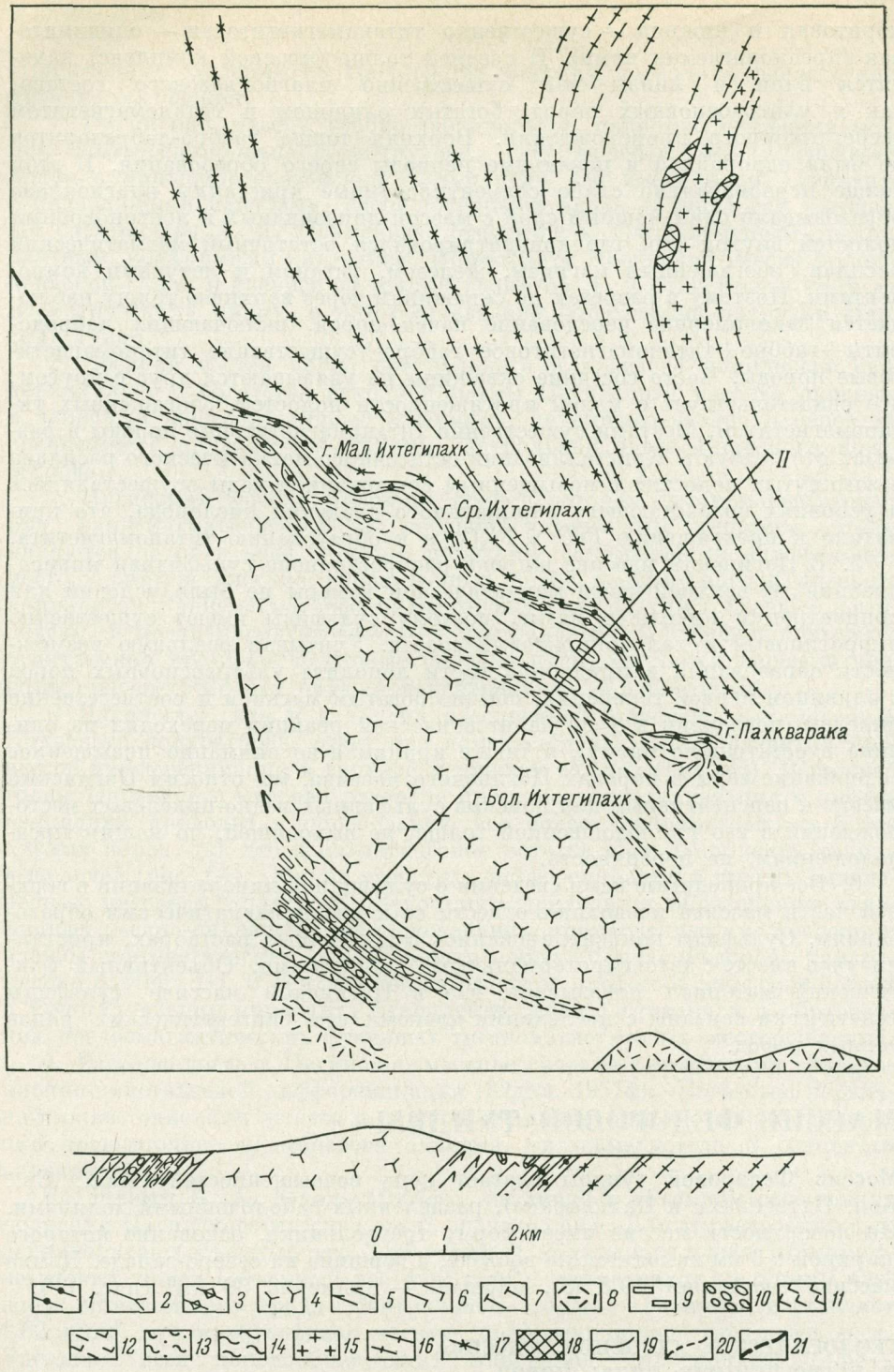


Рис. 69. Карта массива Федоровой тундры (по Г. Н. Старицыной).

1 — амфиболиты; *2* — амфиболовое габбро; *3* — диориты; *4* — лейкократовое габбро; *5* — габбро, габбро-нориты; *6* — нориты, габбро-нориты; *7* — плагиоклазовые пироксениты; *8* — диабазы; *9* — порфиритоиды; *10* — сланцеватая эруптивная брекчия; *11* — метагаббро; *12* — метапорфириты; *13* — кварцево-слюдистые сланцы; *14* — зеленые сланцы; *15* — микроклиновые граниты и мигматиты микроклиновых гранитов по олигоклазовым гнейсо-гранитам; *16* — олигоклазовые гнейсо-граниты; *17* — биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы; *18* — древние амфиболизированные основные породы; *19* — установленные границы пород; *20* — условные границы пород; *21* — разрывные нарушения.

под руководством В. А. Костина, однозначно показали, что треугольный в плане массив Федоровой тундры, падающий на юго-запад, занимает межформационное положение, располагаясь по контакту нижнего и верхнего структурных ярусов. Контакты массива осложнены сбросовой тектоникой и более молодыми интрузиями. Среди гнейсов нижнего структурного яруса отмечались разнообразные интрузивные породы.

Архейский комплекс пород слагает северо-восточное и северное обрамления массива. Представлен биотитовыми и биотит-амфиболовыми, биотит-амфибол-гранатовыми гнейсами, мигматизированными олигоклазовыми и микроклиновыми гранитами. В гнейсах встречаются различные по составу пластовые тела амфиболитов. Вблизи массива Федоровой тундры гнейсы имеют простирание, близкое к простиранию контакта массива — северо-западное. При удалении от массива простирание гнейсовидности с северо-западного изменяется на северо-восточное с падением на юго-восток под углом 40—50°, т. е. в зоне контакта породы нижнего структурного яруса имеют согласное залегание с породами верхнего структурного яруса, а при удалении сохраняют древний узор гнейсов.

Протерозойский комплекс зеленокаменных пород Имандра-Варзугской зоны в южном контакте массива представлен глубокометаморфизованными разновидностями эффузивно-осадочных пород: метапорфиритами, метамандельштейнами, амфиболитами, биотит-амфиболовыми диорито-гнейсами, кварцево-слюдяными и хлоритовыми сланцами. Встречается внутриформационная эруптивная брекчия и согласно залегающие метаморфизованные интрузии основных пород (метагаббро). Эти породы секутся дайками диабазов и габбро-диабазов. Южный контакт массива с протерозойским комплексом пород — тектонический, что установлено буровыми скважинами. Простирание сланцевого комплекса протерозоя совпадает с залеганием линии контакта. Контакт падает под углом в 45° и является несогласным с трахитоидностью массива в южной части, имеющей наклон 30—40°, т. е. плоскость контакта на юго-западе срезает часть массива Федоровой тундры. Район между Федоровой и Панскими тундрами сильно заболочен и геологически не изучен, так что характер контактов массива с востока неясен.

Как видно на геологической карте (см. рис. 69), массив Федоровой тундры сложен различными магматическими породами, залегающими в виде слоев, простирающихся в северо-западном направлении с падением на юго-запад под углами от 60° (у подошвы) до 30—40° (в верхней части массива).

Петрографические исследования показали, что можно выделить в массиве три группы пород — ультраосновные, основные и средние, соответствующие трем интрузивным фазам.

Основные породы составляют 99% от всего объема пород массива. Они представлены габбро, габбро-норитами, норитами и пегматитами (норит-пегматиты, габбро-норит-пегматиты, кварцевые габбро-нориты). В них выделяются разновидности, отличающиеся по количественным соотношениям минералов: меланократовые, мезократовые, лейкократовые (с оливином и без оливина); по зернистости: крупнозернистые, среднезернистые, мелкозернистые; по текстуре: массивные, такситовые, трахитоидные. Структуры пород также весьма разнообразны.

Ультраосновные породы имеют в массиве резко подчиненное значение. Они представлены перидотитами, плагиоклазовыми оливиновыми пироксенитами, плагиоклазовыми пироксенитами, пироксенитами. Сложение их в основном среднезернистое, равномернозернистое. Текстура пород трахитоидная и массивная.

Породы среднего состава представлены диоритами и кварцевыми диоритами. В массиве встречаются жильные тела авгитовых порфиритов,

пикритовых порфиритов, диабазов, гранитов, аплитов, гранодиоритов, пегматитов.

Возрастные взаимоотношения между этими группами пород были предметом дискуссий на протяжении всего периода исследования массива. Так, П. В. Соколов в 1938 г. считал, что массив сформировался в две интрузивные фазы: в первую фазу возникли крупнозернистые мезократовые габбро, слагающие 3/4 площади массива, а во вторую — все остальные породы. Сульфидное оруденение он связывал со второй фазой. В 1940 г. Д. В. Шифрин и Е. А. Гедовиус рассматривали массив как однофазное образование. Средние породы — диориты — они считали полигенными образованиями. В 1955 г. В. А. Костин пришел к выводу, что основные—ультраосновные породы должны быть отнесены к первой интрузивной фазе, а средние породы — диориты и кварцевые диориты — ко второй. К третьей возрастной группе он относил жильные образования. Так как в породах массива широко развиты первично-магматические директивные текстуры течения, выраженные в послойном чередовании отдельных разновидностей пород и в закономерной ориентировке в пространстве плагиоклаза и пироксена, для изучения взаимоотношений между породами и выяснения строения массива Г. Н. Старицыной (1958ф, 1958) был применен (как и на Монче) метод структурного анализа и метод составления детальных структурно-геологических разрезов. Первичная полосчатость в массиве имеет северо-западное простирание и падение на юго-запад под углом от 60 до 30°. Задача составления разрезов облегчалась тем, что поисковые буровые профили задавались вкрест простирания полосатости, так что можно было увязать разрезы по обнажениям с разрезами по скважинам. Два таких разреза — через лежачий и висячий бок интрузии (по второму поисковому профилю) — приведены на рис. 70 (см. вкладку) и 71.

На рис. 72 приведен разрез через нижнюю норитовую толщу в ложбине между Ср. и Мал. Ихтегипахками. Здесь скважины пересекли в норитах большое количество секущих жил диоритов. Текстура диоритов в центре жил массивная, у контактов гнейсовидная. Встречены дайки пегматитов с голубым кварцем и сульфидами, а также ксенолиты перидотитов.

Исследования взаимоотношений пород по разрезам, аналогичным вышеприведенным, и изучение массива между ними позволили Г. Н. Старицыной и автору однозначно установить следующее.

Ультраосновные породы — пироксениты, относимые Ф. П. Харченко (1935) и позднее В. А. Костиным к шлирам и жильным образованиям (перидотиты и плагиоклазовые оливиновые пироксениты), являются глыбами (ксенолитами) первой интрузивной фазы, пока не обнаруженной на поверхности. В массиве они располагаются крайне неравномерно, но кучно. Крупные глыбы сопровождаются мелкими ксенолитами. Форма ксенолитов овальная, остроугольная, прямоугольная. Контакты всегда резкие. Залегание их самое разнообразное.

Основные породы образуют лополитоподобное, сравнительно тонко дифференцированное интрузивное тело, юго-западная часть которого срезана сбросом. От лежачего к висячему боку наблюдается переход норитов в габбро-нориты и последних — в габбро. Они образуют три сингенетичные пачки пород. Внутренняя структура каждой из них достаточно сложная. Более меланократовые породы лежачего бока состоят из тонкого чередования крупных слоев меланократовых норитов, габбро-норитов и маломощных прослоев более лейкократовых разновидностей норитов и габбро-норитов. Кроме того, здесь наблюдается чередование слоев среднезернистых норитов, габбро-норитов и габбро с мелкозернистыми. Среди них встречается сульфидная вкрапленность очень бедная

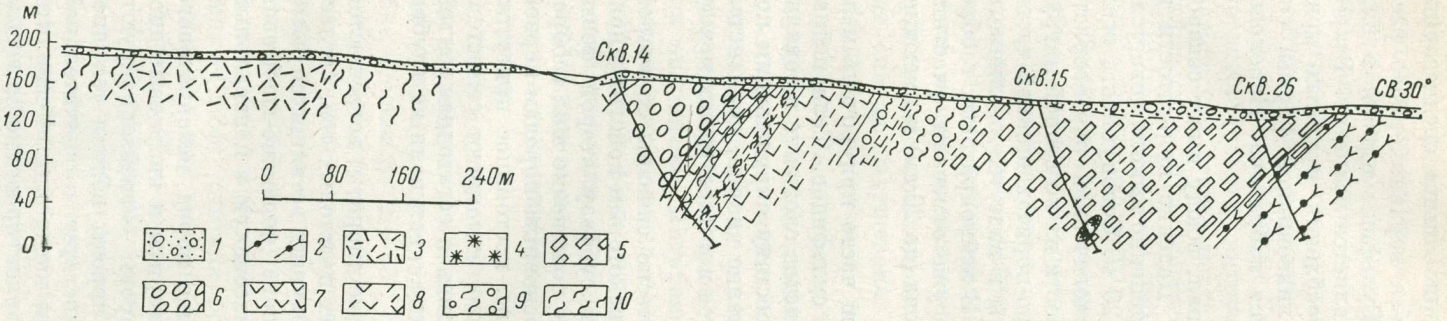


Рис. 71. Геологический разрез через верхнюю часть массива Федоровой тундры (по Г. Н. Старицыной).
1 — четвертичные отложения; *2* — амфиболовое габбро; *3* — диабазы; *4* — эпидозиты; *5* — порфиритоиды; *6* — эруптивная брекчия; *7* — метагаббро; *8* — порфириты; *9* — слюдяно-кварцевые сланцы; *10* — зеленые амфибол-хлоритовые сланцы.

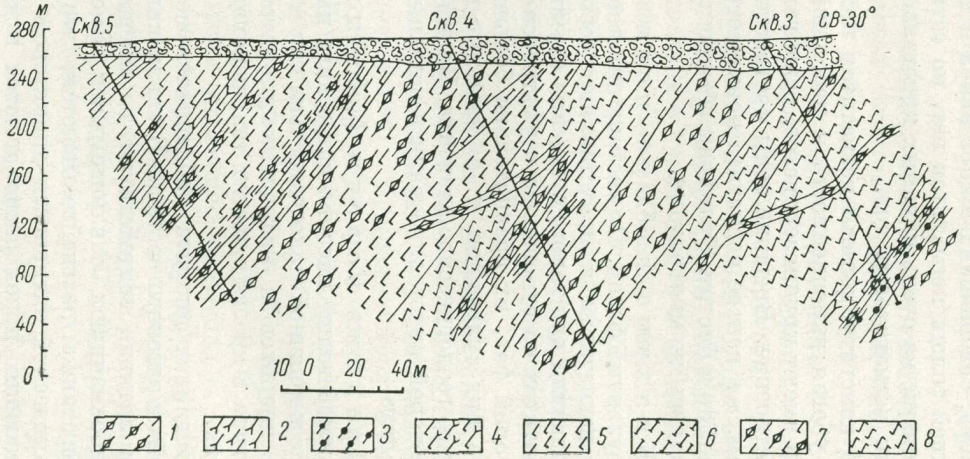


Рис. 72. Разрез через нижнюю часть массива Федоровой тундры в районе между Ср. и Мал. Ихтегипахками (по Г. Н. Старицыной).

1 — диориты и кварцевые диориты; *2* — лейкократовое габбро; *3* — амфиболиты; *4* — метагаббро; *5* — нориты; *6* — перидотиты; *7* — нориты, пересеченные густой сетью жилок; *8* — измененные кварцевые нориты.

и неравномерно распределенная по породе. Зона с сульфидами имеет «висячее» положение, так как она не доходит до контакта. Крупнозернистое габбро самой верхней толщи, расположенное выше среднезернистого габбро, часто имеет пятнистый облик из-за неравномерного распределения светлых и темных минералов. Сульфиды никеля в них отсутствуют. Характерным рудным минералом является магнетит. Встречаются гнездообразные пегматитоподобные обособления крупных кристаллов пироксенов. Широко развиты шлиры линзовидной формы, состоящие из наиболее рано кристаллизовавшегося лабрадора. Переходы между всеми породами постепенные.

Полосатость наблюдается то четкая, то неясная, всюду имеет северо-западное простирание и юго-западное падение. Падение полосатости и трахитоидности от лежачего бока к висячему постепенно выполаживается. Мощность пластов варьирует от 1—2 до 100—120 м. Совокупность всех этих фактов однозначно свидетельствует о геологической одновозрастности всех пород и соответственно о принадлежности их ко второй интрузивной фазе. Характерно, что в норитах и габбро-норитах нижней части массива сравнительно широко развиты пегматиты в виде тел различного размера, содержащих в ядре кварц и гранофир. В лейкократовых габбро верхней толщи пегматитов нет, но есть, как мы уже отмечали, участки, состоящие из очень крупных кристаллов пироксена (до 20 см) и имеющие облик пегматитовых тел.

К конституционным пегматитам нижних толщ часто приурочена мелкая убогая вкрапленность и небольшие гнезда сульфидов. Тела пегматитов имеют крупнозернистое, реже гигантозернистое сложение и зональное строение. Внешние зоны соответствуют по составу окружающим породам, а в центре пегматита повышается содержание кварца, появляется гранофир и биотит. Сульфиды обычно наблюдаются в интерстициях между силикатными минералами.

Жильные габбро-пегматиты тесно связаны со второй интрузивной фазой. По составу они аналогичны некоторым конституционным пегматитам и представляют собой как бы субфазу второй фазы. Основанием для такого суждения служит секущее положение жил габбро-пегматитов по отношению к ультраосновным и основным породам первой и второй фаз, их сравнительно большие размеры, постоянное присутствие в них сульфидов, т. е. жильные габбро-пегматиты имеют самостоятельное геологическое значение. Видимо, пегматоидная остаточная магма, из которой кристаллизовались жильные пегматиты, поступала из глубин лополита.

Средние породы (диориты и кварцевые диориты) встречаются в нижней толще массива как в виде интрузивных пластовых тел, согласных с первичной полосчатостью, так и в виде секущих ветвящихся даек. Для диоритов и кварцевых диоритов характерна первично-гнейсовая текстура в краевых частях тел, переходящая в массивную в центральных частях.

В дайках диорита наблюдается переслаивание пород мезократового и лейкократового состава. В зонах контактов диориты и кварцевые диориты активно воздействуют на вмещающие породы — грейзенизируют, амфиболизируют, окварцевывают. Вмещающие породы вблизи тел диоритов также разгнейсовываются, что свидетельствует о значительной механической активности диоритовой магмы при внедрении. Ксенолиты вмещающих пород располагаются в диоритах ориентированно и всегда согласно с гнейсовидностью. Совокупность геологических фактов дает основание однозначно полагать, что средние породы представляют третью интрузивную фазу в районе Федоровой тундры, магма которой обладала

значительной механической активностью. К заключительной, последней фазе интрузивной деятельности в районе Федоровой тундры относится жильный комплекс, представленный единичными дайками диабазов, авгитовых порфиритов. Вероятно, часть жильных образований не является комагматами с породами массива Федоровой тундры (аплиты, микроклиновые граниты.)

Структурно-геологические исследования позволяют достаточно аргументированно выделить четыре разновозрастных интрузивных комплекса пород в районе Федоровой тундры, которые образуют ряд пород последовательных интрузивных фаз и свидетельствуют о развитии магматической деятельности от ультраосновных пород к кислым. Этот ряд включает: ультраосновные породы I фазы → основные породы II фазы → диориты+кварцевые диориты III фазы → жильный комплекс IV фазы (диабазы и порфириты).

Возможно, что внедрение диабазов предшествовало внедрению кварцевых диоритов. Порфириты являются самыми молодыми образованиями.

Сульфидная медно-никелевая минерализация связана со второй интрузивной фазой, особенно с ее второй пегматоидной субфазой, т. е. породы второй интрузивной фазы представляли наибольший интерес для целей наших исследований.

Изучение контактов интрузии базитов с архейскими гнейсами, там где они не затушеваны более молодой пластовой ветвистой интрузией диоритов, показывает, что контакты эти эруптивные.

В зоне эндоконтакта наблюдается уменьшение зернистости, а в экзоконтакте с архейскими гнейсами образуются ороговикованные амфибол-гранатовые гнейсы с участками биотит-амфибол-гранатовых роговиков. Мощность зоны роговиков не превышает 2—3 м. Все породы второй интрузивной фазы имеют структуры интрузивных горных пород (кроме зон милонитов). Интрузия не участвовала в складчатости и не затронута процессами регионального метаморфизма. Следовательно, породы второй интрузивной фазы слагают межформационный первично-паракристаллический интрузив, конформный и конкордантный по отношению к породам I структурного яруса. С породами второго структурного яруса взаимоотношения тектонические, что усложняет однозначное определение формы интрузии.

Форма интрузии была и остается предметом дискуссии. По довоенным работам на Ср. Ихтегипахке и Пахквараке на глубине 110—160 м устанавливалось резкое выполаживание контакта лежачего бока массива до 35—45°. Д. В. Шифрин в 1940 г. пришел к выводу о блюдцеобразной форме массива. В 1955 г. В. А. Костин на основании поисковых скважин опровергает данные Д. В. Шифрина о выполаживании подошвы массива с глубиной и об увеличении в этом направлении перспектив сульфидного оруденения. Форма массива, по В. А. Костину, лополитоподобная с падением на юго-запад под углом 50—70°. Г. Н. Старицына (1958ф) считала форму интрузии удлиненно-линзовидной, погружающейся под углами 40—50° на юго-запад. В своих представлениях о форме габбро-норитовой интрузии мы исходим из следующих фактов.

1. Интрузивные контакты с архейскими гнейсами простираются на северо-запад и падают на юго-запад под углом в 60°. Полосатость и трахитоидность пород лежачего бока имеет эти же элементы залегания. При движении к югу полосатость и трахитоидность в породах массива выполаживаются до 30°, как это имеет место в воронкоподобных и лополитоподобных интрузиях.

2. Южный контакт тектонический — плоскость контакта срезает трахитоидность, т. е. часть массива срезана. Нечеткость трахитоидности

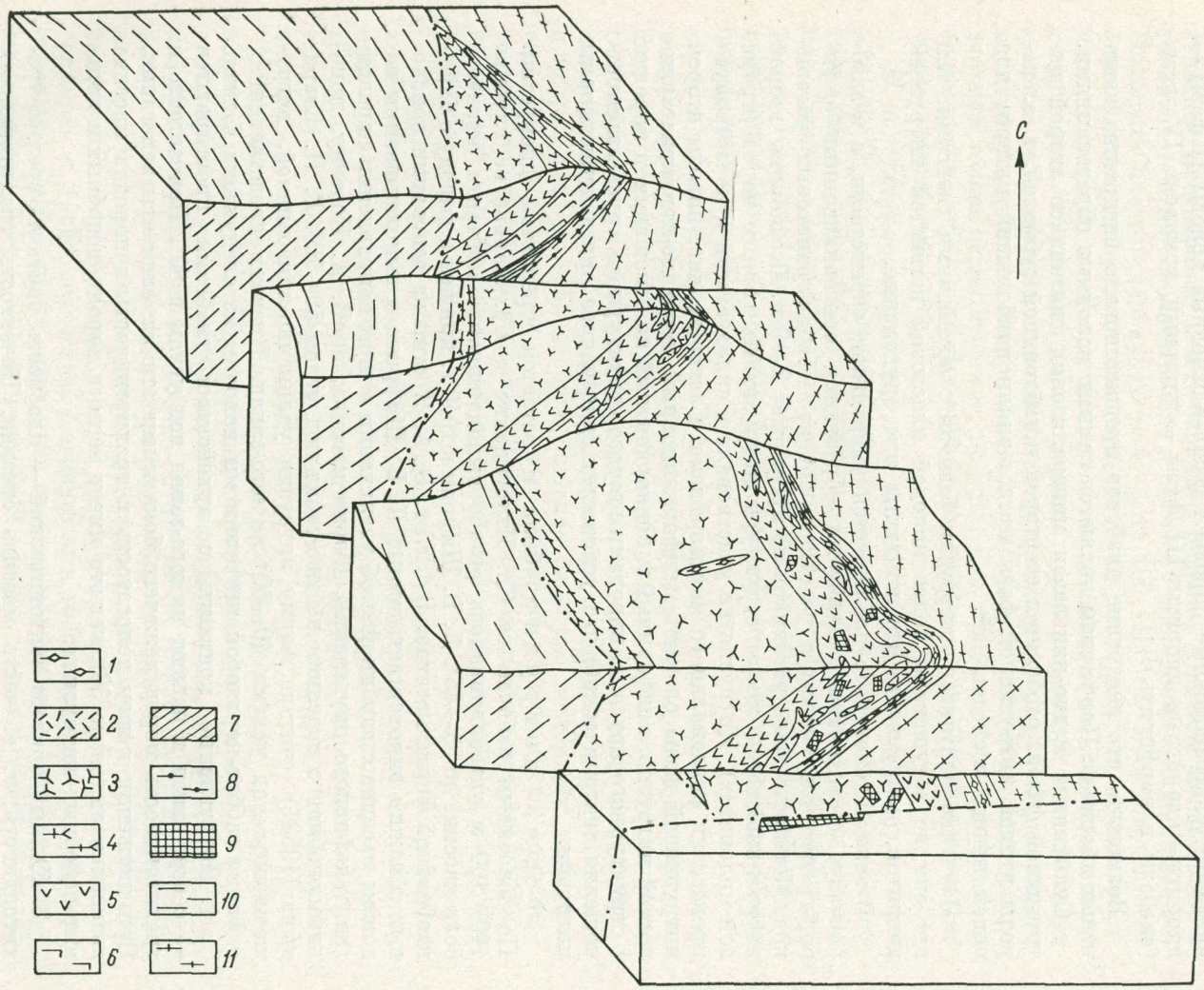


Рис. 73. Блок-диаграмма массива Федоровой тундры.

1 — диориты; *2* — габбро-пегматиты с сульфидами; *3* — лейкократовое габбро; *4* — амфиболовое габбро; *5* — габбро и габбро-нориты; *6* — нориты, габбро-нориты; *7* — предполагаемый горизонт меланократовых норитов; *8* — амфиболиты; *9* — ксенолиты бронзититов, полевошпатовых пироксенитов, перидотитов; *10* — свита имандра-варзуга; *11* — олигоклазовые гнейсо-граниты и биотитовые гнейсы.

в крупнозернистом габбро дает основание предполагать, что, возможно, сохранилась более значительная часть южного крыла лополита.

3. Интрузия в настоящее время в плане имеет форму удлиненного треугольника.

4. Магма поступала в воронкоподобную камеру плутона от корней интрузии, располагавшихся в восточной части в меридиональной зоне разлома, которая длительный отрезок времени определяла магматизм этого района (массив № 1 и массив р. Цаги). Поэтому мы считаем, что первичная форма интрузии была лополитоподобная, как это показано на блок-диаграмме рис. 73. Сброс в южной части обусловил треугольную форму интрузии как на поверхности, так и в поперечных разрезах. Не исключено, что сохранилась более значительная часть южного крыла лополита. Ответ на этот вопрос дадут гравиметрические исследования.

Сингенетические ряды пород первой интрузивной фазы

Ультраосновные и основные породы массива относятся нами к одному сингенетическому ряду условно, так как перидотиты и полевошпатовые оливиновые пироксениты, с одной стороны, и пироксениты и полевошпатовые пироксениты — с другой, встречаются в ксенолитах изолированно друг от друга. Однако петрографические исследования позволяют считать, что все эти ксенолиты принадлежали одному дифференцированному магматическому телу, брекчированному в ходе последующего внедрения магмы основных пород второй фазы.

Взаимоотношения между минералами в ультраосновных породах показывают следующую последовательность их образования: магнетит—оливин—ромбический пироксен—моноклинный пироксен—плагиоклаз. Их особенности были изучены Г. Н. Старицыной (1958ф).

В перидотитах оливин содержит 24—26% Fe_2SiO_4 и составляет 60—70% объема породы; гиперстен ($-2V=78-80°$, с: $Ng=0-3°$, $Ng=1.692-1.693$, $Nm=1.691-1.690$, $Np=1.683-1.682$) содержит 21—23% $FeSiO_3$ и составляет 20—25% объема породы. Моноклинный пироксен составляет 5—8% и магнетит — 5—9% от объема породы. Вторичные минералы — актинолит, серпентин, тальк. Структуры пород гипидиоморфнозернистая, пойкилитовая, порфировидная.

В плагиоклазовых оливиновых пироксенитах оливин содержит 23—25% Fe_2SiO_4 ($-2V=85-87°$, $Ng=1.723-1.726$, $Nm=1.716-1.719$, $Np=1.688-1.690$), в породе составляет 20—30%; гиперстен содержит 22—25% $FeSiO_3$ ($-2V=85-82°$, $Ng=1.692-1.699$, $Nm=1.686-1.695$, $Np=1.680-1.686$), в породе составляет 40—45%. Моноклинный пироксен ($2V=60°$, $c:Ng=46-42°$) составляет 5—14% от объема породы; плагиоклаз содержит 65—75% анортитовой молекулы.

В пироксенитах и плагиоклазовых пироксенитах гиперстен содержит 20—22% $FeSiO_3$ ($2V=78-80°$, $Ng=1.690-1.692$, $Nm=1.684-1.685$, $Np=1.679-1.680°$) и составляет от 95 до 65% от объема породы. Моноклинный пироксен ($-2V=55°$, $c:Ng=42°$) составляет 4—10% от объема породы. Плагиоклаз содержит 80—82% анортитовой молекулы и в породе составляет 2—12%. Вторичные минералы представлены амфиболом и хлоритом.

Близость оптических свойств (соответственно близость составов минералов) во всех разновидностях ультраосновных пород и одинаковый порядок их кристаллизации позволяют считать, что в интрузии гипербазитов первыми членами естественного сингенетического ряда горных пород были перидотиты, а последними — полевошпатовые пироксениты, т. е. имеется следующий сингенетический ряд пород в первой интрузивной фазе:

перидотиты — пироксениты — полевошпатовые пироксениты
перидотиты — полевошпатовые оливиновые пироксениты

Химические анализы пород приведены в табл. 30.

Сингенетические ряды пород второй интрузивной фазы

Лополитоподобное тело второй интрузивной фазы четко дифференцировано на две крупные пачки:

1) нижнюю, сложенную толщами, состоящими в основном из меланократовых норитов, габбро-норитов и габбро (с оливином и без оливина) с слоями мезократового и лейкократового норита, габбро и габбро-норита, содержащих бедную сульфидную вкрапленность, тела конституционных пегматитов и эпигенетические дайки кварцевых габбро-пегматитов с сульфидами;

2) верхнюю, состоящую в основном из лейкократовых, реже мезократовых габбро и лабрадоритов.

Породы, образующие слои разной протяженности, отличаются количественными соотношениями между оливином, ромбическим пироксеном, моноклинным пироксеном и плагиоклазом. На разнообразие пород влияли также условия кристаллизации, приводившие в одних случаях к образованию крупнозернистых пород, в других — мелкозернистых, а также пород с массивными и трахитоидными текстурами. Количественные соотношения между минералами приведены в табл. 31.

Породы второй интрузивной фазы характеризуются разнообразными структурами, но наиболее обычной является гипидиоморфнозернистая. В верхней толще широко развита также габбровая и офитовая структуры, а в нижней — пойкилитовая. Отмечается друзитовая структура.

Ромбический пироксен (а в оливинсодержащих породах и оливин) в меланократовых и мезократовых норитах и габбро-норитах лежачего бока интрузии обычно более идиоморфен, чем плагиоклаз. Идиоморфизм плагиоклаза и моноклинного пироксена примерно одинаков, но у моноклинного пироксена он все же выше. В редких прослоях лейкократовых норитов и габбро-норитов, встречаемых в нижней толще, наблюдаются закономерные эвтектические срастания моноклинного пироксена с плагиоклазом, что указывает на близость времени их кристаллизации на заключительных этапах. В верхней толще лополита, представленной лейкократовым крупнозернистым габбро и лабрадоритом, плагиоклаз резко идиоморфен по отношению к пироксену. При этом чем крупнозернистее порода, тем плагиоклаз более хорошо ограничен. Наиболее поздние члены сингенетического ряда в верхней толще габбро представлены своеобразными породами, состоящими из гигантозернистых сростков пироксенов, располагающихся между кристаллами плагиоклаза, т. е. процесс дифференциации приводит к накоплению железисто-магнезиальных компонентов.

Наиболее поздними членами кристаллизации в породах нижней пачки являются пегматиты, центральные части которых, как показано в табл. 31, содержат последовательно кристаллизующиеся амфибол, биотит, кварц, кварц-полевошпатовые графические сростки, сульфиды (пирротин, пентландит, халькопирит), т. е. в процессе дифференциации накапливаются щелочи и кварц. Петрографические исследования четко показывают, что в нижней и верхней толщах имеется различная последовательность кристаллизации минералов.

В верхней толще, представленной лабрадоритами, лейкократовыми и мезократовыми габбро, порядок кристаллизации следующий: плагио-

клаз → плагиоклаз + моноклинный пироксен → моноклинный пироксен → → рудные минералы и кварц.

В нижней толще последовательность минералообразования другая; оливин → ромбический пироксен → ромбический пироксен + плагиоклаз → моноклинный пироксен + плагиоклаз → плагиоклаз → амфибол, биотит, кварц, микропегматит, сульфиды (находятся часто в тесном срастании с низкотемпературными автометаморфическими минералами, образующимися как вблизи сульфидных гнезд и вкрапленников, так и вне связи с сульфидами). Автогидротермальные минералы представлены хлоритом, серицитом, тальком, карбонатом. Различный порядок кристаллизации предопределил образование различных сингенетических рядов горных пород в верхней и нижней толщах массива.

В нижней толще естественный нисходящий сингенетический ряд пород включает: группу норитов (меланократовые, мезократовые, лейкократовые) → группу габбро-норитов (меланократовые, мезократовые, лейкократовые) с габбро-норит-пегматитами, кварцевыми габбро-пегматитами и диорит-пегматитами с сульфидами → группу среднезернистого габбро (меланократовое, мезократовое, лейкократовое) с габбро-пегматитами.

В верхней толще естественный сингенетический ряд последовательно включает следующие породы: лабрадориты → крупнозернистое лейкократовое габбро → крупнозернистое мезократовое габбро → гигантозернистое меланократовое габбро с магнетитом и титаномагнетитом, а также амфиболовое габбро.

Оптические свойства, состав минералов (оливина, ромбического пироксена, моноклинного пироксена, плагиоклаза) пород второй интрузивной фазы приведены в табл. 32.

Каждую из групп пород сингенетического ряда нижней части массива и весь ряд в целом завершают породы пегматоидного облика, которые относятся Г. Н. Старицыной к группе габбро-пегматитов. Этим образованиям она посвятила специальную работу (Старицына, 1958 б). Гнездовые габбро-пегматиты, завершающие образование сингенетического ряда пород нижней пачки массива, имеют размер от сантиметров до нескольких метров. Размер минералов в гнездах пегматитов варьирует от 0.5 см в краевых частях гнезд до 5—7 см в центральных. Сами гнезда располагаются без видимой закономерности. Краевые части гнезд имеют состав окружающих пород, но более амфиболизированы. К центру в них увеличивается количество зерен кварца и плагиоклаза, часто находящихся в графическом срастании друг с другом (гранофиры). Центральные части состоят преимущественно из кварца и часто содержат небольшие гнезда и вкрапленность сульфидов.

В краевых частях тел габбро-пегматитов отмечается основной плагиоклаз (№ 50—52), который не содержит кварцевых вростков. В центральной части тел плагиоклаз более кислый. Здесь одновременно находятся олигоклаз-андезин и олигоклаз, образующие графические срастания с кварцем. По оптическим данным, центральная часть кристаллов (где мало кварцевых вростков) содержит 30—40% анортитовой молекулы, а края — 20—30%. Иногда вростки кварца, находящиеся внутри кристаллов плагиоклаза, имеют пространственную связь и ориентировку, аналогичную с зернами кварца, расположенными в промежутках между зернами плагиоклаза.

Ромбический пироксен как породообразующий минерал встречается только в норит-пегматитах и габбро-норит-пегматитах. В остальных разновидностях пегматитов он встречается редко и сохраняется только в виде реликтов, так как подвергается замещению амфиболом и хлоритом. По плоскости второго пинакоида содержит вростки моноклинного пироксена. Ромбический пироксен (гиперстен) совместно с кварцем и

Таблица 30

Химические анализы пород массива Федоровой тундры

Номера анализов	Номера образцов	Порода	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	П. п. п.	Ni	Cu	Co	S	Сумма
		Первая фаза																	
187	6/95	Перидотит	45.4	0.33	4.55	4.05	6.99	0.13	27.23	8.30	0.23	—	0.17	2.70	—	0.22	0.08	0.08	100.35
188	7/145	»	53.0	0.18	5.99	1.34	7.30	0.014	25.54	3.83	0.50	0.47	—	—	—	—	—	—	98.2
189	9/40.3	Плагиопироксенит	53.8	0.23	5.51	1.23	8.33	0.20	25.16	4.12	0.53	—	0.12	0.72	—	—	—	—	100.19
		Вторая фаза																	
190	165-б	Габбро-норит оливиновый	49.65	0.30	12.30	0.53	7.04	—	12.35	14.74	1.02	0.22	—	—	—	—	—	—	98.15
191	10	Норит	50.98	0.60	11.54	4.61	8.32	0.18	11.54	9.27	1.38	0.15	—	0.53	0.24	—	—	1.34	99.55
192	21/1	»	50.49	0.23	14.39	1.27	8.31	0.20	12.75	9.54	1.50	0.36	—	1.02	0.05	—	—	0.04	100.19
193		Габбро-норит с сульфидами	49.13	0.37	17.19	1.09	10.36	—	9.49	9.15	2.18	0.28	—	—	—	—	—	—	99.24
194	3	Норит	51.8	0.38	15.52	2.50	6.58	0.14	8.65	11.70	2.00	0.01	0.30	0.24	—	—	—	—	99.80
195	1/186	Габбро-норит	48.76	0.14	19.09	1.31	5.87	0.08	11.91	8.51	1.19	0.66	—	—	—	—	—	—	97.52
196	18	Габбро-норит с мелкими гнездами сульфидов	50.62	0.39	17.83	1.44	6.32	0.15	10.32	10.32	1.34	—	—	—	—	—	—	—	98.73
197	21/4	Биотит-амфиболовый габбро-пегматит с голубым кварцем	60.09	0.31	9.60	5.52	7.37	0.20	7.78	2.91	1.82	0.78	—	1.36	0.21	—	—	0.61	99.56
198	21/2	Габбро-норит—пегматит	51.88	0.25	12.73	2.90	7.01	0.18	12.57	7.76	1.47	0.16	—	1.07	0.16	—	—	0.83	98.91
199	21/3	Габбро-пегматит	55.49	0.44	13.30	2.30	6.56	0.19	8.99	7.98	1.97	0.35	—	1.77	0.08	—	—	0.20	99.65
200	6	Лейкократовое габбро	50.14	0.39	23.90	1.76	3.86	0.08	3.40	13.92	2.13	0.02	0.24	0.22	—	—	—	—	100.06
201	4	Мезократовое габбро	50.28	0.38	20.46	2.29	5.30	0.10	5.24	12.68	1.78	0.06	0.40	0.66	—	—	—	—	99.83
202	7/44	Лабрадорит	53.9	0.10	26.62	1.0	1.15	0.03	1.30	10.66	4.02	0.05	0.14	0.60	—	—	—	—	100.35
		Третья фаза																	
203	63	Диорит	59.92	0.10	22.88	1.40	0.88	0.02	1.55	7.14	6.01	—	—	—	Сл.	—	—	—	100.1
204	21/380	Кварцевый диорит	60.69	0.14	19.15	2.17	2.41	0.08	2.85	8.21	4.12	0.09	—	—	»	—	—	—	99.91
		Мине ралы																	
205		Гиперстен	54.92	0.14	2.54	4.29	6.66	0.24	29.11	2.06	Не опр.	Не опр.	—	—	0.0066	—	—	—	100.02
206	10	»	54.07	0.24	2.35	0.26	13.49	0.33	26.3	2.28	0.43	0.12	0.20	0.15	—	—	—	—	100.22
207	21/168.5	»	54.88	0.20	3.35	1.88	8.38	—	29.21	2.02	0.24	0.11	—	—	—	—	—	—	100.27
		Средние составы пород																	
208		Породы первой фазы	52.21	0.24	5.56	1.84	7.71	0.11	25.91	4.87	0.46	0.18	0.08	0.83	—	—	—	—	100.0
209		Верхняя толща второй фазы	50.24	0.37	23.02	1.89	4.21	0.08	3.87	13.60	2.06	0.03	0.29	0.34	—	—	—	—	100.0
210		Нижняя толща второй фазы	51.17	0.33	16.94	1.77	7.60	0.10	10.63	9.33	1.63	0.33	—	0.17	—	—	—	—	100.0
211		Породы второй фазы	50.52	0.36	21.19	1.85	5.23	0.09	5.90	12.32	1.93	0.12	0.20	0.29	—	—	—	—	100.0
212		Породы третьей фазы	60.37	0.12	21.02	1.78	1.65	0.05	2.20	7.69	5.07	0.05	—	—	—	—	—	—	100.0

Таблица 30 (*продолжение*)

Номера анализа	Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому												Петрохимические элементы					
	a	*c*	*b*	*S*	*f'*	*m'*	*c'*	*t*	φ	*n*	*a'*	*Q*	$\frac{M}{F}$	*h*	$\frac{MgO \cdot 100}{Fe_2O_3+FeO+MgO}$	$\frac{(Fe_2O_3+FeO) \cdot 100}{Fe_2O_3+FeO+MgO}$	$\frac{(Na_2O+K_2O) \cdot 100}{Al_2O_3+Fe_2O_3+FeO+MgO+CaO}$	$\frac{MgO \cdot 100}{Na_2O+K_2O+Fe_2O_3+FeO+MgO}$
	Первая фаза																	
187	0.46	2.36	53.48	43.7	15.9	72.6	11.5	0.53	5.38	100.0	—	—15.88	4.6	20.5	84.7	15.3	0.4	70.7
188	1.5	2.6	44.7	51.2	15.2	82.0	2.8	0.3	2.1	61.5	—	— 3.2	—	7.3	85.2	14.8	1.5	72.7
189	0.92	2.63	44.9	51.55	16.85	79.7	3.45	0.33	1.79	100.0	—	— 1.37	4.7	5.7	83.5	16.5	1.03	71.4
	Вторая фаза																	
190	2.3	6.7	37.0	54.0	18.2	53.7	28.1	0.5	1.1	88.9	—	— 3.3	—	3.0	75.2	24.8	2.3	58.4
191	3.26	5.73	35.14	55.87	32.65	53.07	14.28	0.93	10.76	92.0	—	— 0.51	1.6	20.1	66.5	33.5	3.4	44.4
192	3.68	7.43	33.36	55.53	26.43	62.33	11.24	0.35	3.16	85.7	—	— 3.73	2.36	6.5	72.0	28.0	3.7	52.7
193	5.0	8.4	33.8	52.8	24.3	44.7	31.0	—	—	92.1	—	—23	—	4.6	61.0	39.0	5.3	40.5
194	4.32	8.16	28.95	58.57	29.37	50.12	20.51	0.57	7.46	100.0	—	+ 0.34	1.7	14.8	66.5	33.5	4.7	43.8
195	3.64	10.63	28.81	56.92	24.03	71.6	—	0.25	3.9	73.1	4.57	— 4.07	3.0	8.9	76.6	23.4	3.6	56.9
196	3.05	10.63	27.43	58.89	27.34	64.81	7.85	0.59	4.55	100.0	—	+ 1.05	2.4	9.3	72.5	27.5	3.1	53.1
197	5.04	3.44	24.92	66.6	46.28	51.59	—	0.4	18.08	76.3	2.13	+19.68	1.1	24.8	58.6	41.4	8.0	33.4
198	3.45	6.58	32.29	57.68	28.0	64.0	8.0	0.46	7.41	92.3	—	+ 1.88	2.3	15.6	73.0	27.0	3.8	52.1
199	4.84	6.31	26.46	62.39	30.97	56.6	12.43	0.54	7.11	88.9	—	+ 8.79	1.8	13.3	68.0	32.0	5.8	44.6

Номера анализов	Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому											
	a	*c*	*b*	*S*	*f'*	*m'*	*c'*	*t*	φ	*n*	*a'*	*Q*
												Вторая
200	5.16	15.19	15.87	63.78	36.84	40.19	22.97	0.59	10.53	100.0	—	+2.05
201	4.39	12.52	21.38	61.71	35.28	44.52	20.2	0.59	9.59	96.7	—	+ 2.12
202	10.08	14.73	5.58	69.91	38.39	44.44	17.17	0.11	16.67	100.0	—	+ 4.33
												Третья
203	13.95	9.14	5.11	71.8	42.25	54.93	—	0.1	25.35	100.0	2.82	+ 6.56
204	9.4	8.41	11.5	71.04	39.0	44.65	16.35	0.2	17.6	98.5	—	+14.87
												Средние
208	1.0	2.6	46.5	49.9	16.0	79.0	5.0	0.3	2.7	77.8	—	— 4.8
209	5.0	14.5	17.2	63.3	36.2	41.9	21.9	0.6	10.5	100.0	—	— 2.1
210	3.9	9.3	28.7	58.1	30.5	62.4	7.1	0.5	5.2	89.6	—	— 3.9
211	4.7	12.8	20.8	61.7	33.7	51.2	15.1	0.6	7.7	96.9	—	+ 1.2
212	11.8	8.7	8.2	71.3	40.0	47.8	12.2	0.1	19.1	98.8	—	+10.3

Примечание. 187, 189, 194, 197, 199, 200, 201 — колл. Г. Н. Старицыной, аналитик А. М. Бондарева; Г. Н. Старицыной, аналитики Е. А. Кульчицкая и Е. И. Смирнова; 188, 190, 202 — колл. В. А. Ко-

кислым плагиоклазом не встречается. Содержит 21% $FeSiO_3$, $2V=78—74$, $Ng=1.693$, $Nm=1.689$, $Np=1.682$. Моноклинный пироксен часто обрастает с краев гиперстен или прорастает его по спайности, замещается амфиболом и хлоритом, *c*: $Ng=36—38°$, $2V=58°$. Амфибол встречается в трех разновидностях: 1) актинолит бледно-зеленый, $2V=—80°$, $c:Ng=14°$, $Ng=1.663$, $Nm=1.650$, $Np=1.639$, содержит около 40% железистого компонента (Соболев, 1950); 2) зеленая обыкновенная роговая обманка, $2V=—75°$, $c:Ng=20°$; 3) куммингтонит, в шлифах бесцветный, $c:Ng=10°$, $2V=82°$, $Ng=1.649$, $Nm=1.640$, $Np=1.632$, т. е. содержит 25% $H_2Fe_7Si_8O_{24}$ (Винчелл, 1949).

Биотит является первичным породообразующим минералом в биотит-амфиболовых габбро-пегматитах. В других разновидностях — вторичный и обычно развивается по амфиболу. Именно с биотит-амфиболовым габбро-пегматитами как гнездовыми, так и жильными связаны бедные сульфидные медно-никелевые руды. Схема плеохроизма биотита нормальная, в коричневых тонах; $Np=1.578—1.573$, $Ng=1.625—1.624$. По диаграмме Соболева (Соболев, 1950) в биотите содержится 40% железистого компонента. Из вторичных минералов встречаются хлорит, тальк, кальцит, из акцессорных — апатит, гранат. Согласно Г. Н. Старицыной (1958, стр. 33), зональность пегматитов хорошо иллюстрируется химическими анализами, пересчитанными по методу Барта. Пересчет анализов (табл. 30, обр. 21/2, 21/3, 21/4) дал следующие магматические формулы пород:

Обр. 21/2 [8] — $K_2Na_{26}Ca_{76}Mg_{172}Fe^{+2}_{53}Fe^{+3}_{20}Al_{138}Si_{477}[OH_{64}S_{14}O_{1520}]$,

Обр. 21/3 — $K_4Na_{35}Ca_{72}Mg_{122}Fe^{+2}_{50}Fe^{+3}_{15}Al_{148}Si_{508}[OH_{107}S_4O_{1489}]$,

Обр. 21/4 [9] — $K_9Na_{32}Ca_{29}Mg_{104}Fe^{+2}_{56}Fe^{+3}_{36}Al_{102}Si_{541}[OH_{82}S_{10}O_{1598}]$.

Изучение минералов в сингенетическом ряду горных пород нижней части массива показало, что в норитах, габбро-норитах и габбро содержание анортитовой молекулы в плагиоклазе варьирует от 55 до 65% и только в лейкократовых норитах отмечалось увеличение до 70—75%. При этом

[8] Краевая часть пегматита.

[9] Центральная часть пегматита.

Таблица 30 (*продолжение*)

$\frac{M}{F}$	*h*	$\frac{MgO \cdot 100}{Fe_2O_3+FeO+MgO}$	$\frac{(Fe_2O_3+FeO) \cdot 100}{Fe_2O_3+FeO+MgO}$	$\frac{(Na_2O+K_2O) \cdot 100}{Al_2O_3+Fe_2O_3+FeO+MgO+CaO}$	$\frac{MgO \cdot 100}{Na_2O+K_2O+Fe_2O_3+FeO+MgO}$
		Петрохимические коэффициенты			
фаза					
1.1	16.9	56.4	43.6	5.4	30.4
1.3	15.9	59.6	40.4	4.6	35.7
фаза					
1.3	42.8	64.4	35.6	23.6	15.7
1.1	29.8	59.8	40.2	14.9	24.5
составы пород					
4.9	9.2	84.5	15.5	1.0	71.8
1.1	17.1	57.8	42.2	5.2	32.1
2.0	9.4	69.3	30.7	4.1	48.5
1.5	13.1	63.5	36.5	4.8	39.2
1.2	32.3	61.8	28.2	19.7	20.5

191, 192, 198, 199; 206 — колл. Г. Н. Старицыной, аналитик В. В. Беляева; 203, 204, 206, 207 — колл. стина, СЗГУ.

в лейкократовых норитах плагиоклаз кристаллизуется первым. Ромбический пироксен всюду примерно одинаков по оптическим свойствам. Содержание $FeSiO_3$ в нем варьирует в пределах 20—23% и только в меланократовых оливиновых норитах снижается до 18%.

Химический состав пироксенов приведен в табл. 30. Пересчеты химических анализов дали следующие кристаллические формулы ромбических пироксенов:

из пироксенитов I интрузивной фазы —

$$(Ca_{0.040}Fe^{+2}_{0.098}Fe^{+2}_{0.057}Mg_{0.769}Mn_{0.013})\,[Al_{0.052}Ti_{0.08}Si_{0.94}]O_3,$$

из норитов II интрузивной фазы —

$$(K_{0.002}Na_{0.014}Ca_{0.044}Fe^{+2}_{0.221}Fe^{+3}_{0.003}Mg_{0.702}Mn_{0.004})\,[Al_{0.052}Ti_{0.03}Si_{0.970}]O_3,$$

из габбро-пегматитов —

$$(K_{0.02}Na_{0.008}Ca_{0.038}Fe^{+2}_{0.123}Fe^{+3}_{0.025}Mg_{0.782})\,[Al_{0.068}Ti_{0.003}Si_{0.029}]O_3.$$

Моноклинный пироксен, судя по оптическим свойствам, относится к диопсиду. Его химический состав варьирует также в небольших пределах. Следовательно, именно порядок выделения минералов определяет последовательность образования пород в сингенетическом ряду нижней части массива. Минералы центральных частей габбро-пегматитов (так же как и наиболее распространенных жильных биотит-амфиболовых кварцевых габбро-пегматитов, с которыми встречаются сульфиды) являются наиболее поздними образованиями, поэтому гнездовые пегматиты относятся к конечным членам сингенетического ряда пород нижней части массива.

Химические анализы горных пород нижней части, нанесенные на диаграмму А. Н. Заварицкого (рис. 74), располагаются снизу вверх в том порядке, в котором они находятся в естественном сингенетичном ряду горных пород. Завершают этот ряд биотит-амфиболовые габбро-пегматиты (обр. 21/4), содержащие сульфидную вкрапленность.

В сингенетическом ряду пород верхней толщи массива лабрадориты образуют небольшие линзообразные участки среди крупнозернистого

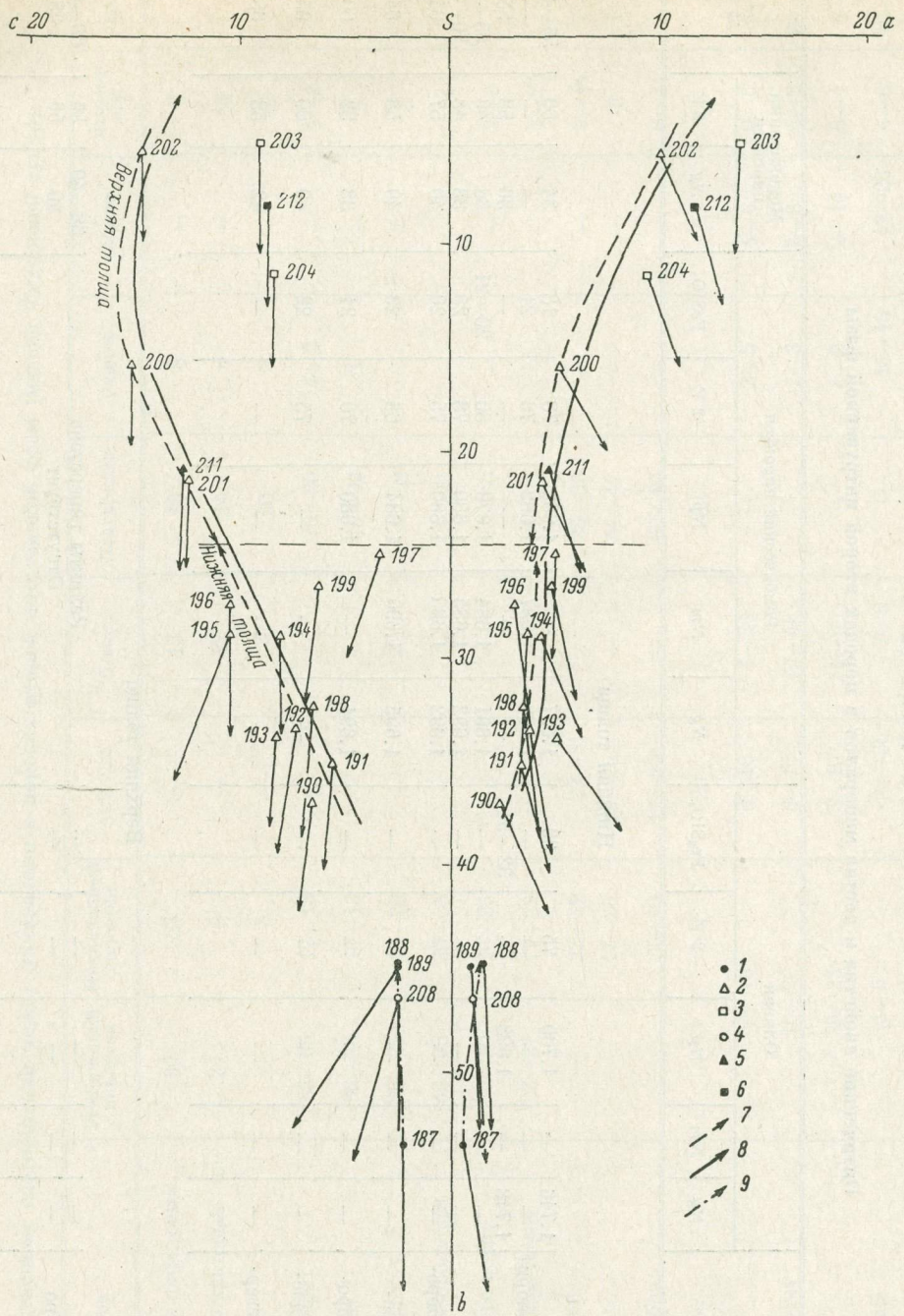


Рис. 74. Векторная диаграмма химического состава пород массива Федоровой тундры (по А. Н. Заварицкому).

1 — породы первой фазы; *2* — породы второй фазы; *3* — породы третьей фазы; *4* — средний состав пород первой фазы; *5* — средний состав пород второй фазы; *6* — средний состав пород третьей фазы; *7* — направление развития естественных рядов горных пород верхней и нижней толщ II фазы; *8* — общее направление развития естественных рядов горных пород второй фазы; *9* — эволюция состава пород первой фазы.

лейкократового габбро. Величина кристаллов плагиоклаза достигает 2 см. Плагиоклаз содержит 60—65% анортитовой молекулы. Крупнозернистое лейкократовое габбро, слагающее большую часть массива, содержит около 80% плагиоклаза, 10% пироксена и амфибола, 10% вторичных минералов — биотита, хлорита. Из рудных встречается магнетит, титаномагнетит; акцессорные — рутил, апатит. Среди лейкократового габбро наблюдаются отдельные, с нечеткими контактами прослои мезократового габбро. Кристаллы плагиоклаза в отдельных участках достигают до 12 см. Плагиоклаз более кислый, чем в лабрадоритах, и содержит 50—55% анортитовой молекулы. Гнезда, состоящие в основном из крупных кристаллов пироксена, имеют размер до 80×50 см. Характерно, что с верхним комплексом пород связана не сульфидная, а магнетитовая и титаномагнетитовая минерализация.

Точки химических анализов на диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 74) располагаются от лабрадоритов к мезократовому габбро сверху вниз, т. е. сингенетический ряд горных пород верхней толщи развивается как бы навстречу конечным членам сингенетического ряда нижней толщи, что связано с обогащением конечных членов пород верхней толщи темноцветными минералами, а также магнетитом и титаномагнетитом.

Следовательно, химические анализы горных пород, так же как и петрографические исследования, достаточно объективно подтверждают наличие двух сингенетических рядов пород во второй интрузивной фазе, развитие которых приводит в одном случае к конечным членам, обогащенных кварцем и щелочами (с сульфидной минерализацией), а в другом — к образованию пород с титаномагнетитовой и магнетитовой минерализацией.

Производными второй фазы являются, как мы уже отмечали, жилы биотит-амфиболовых кварцевых габбро-пегматитов с сульфидами, аналогичные по составу конституционным гнездовым пегматитам, являющихся конечными членами сингенетического ряда пород нижней части массива. Поэтому жилы рудных пегматитов мы связываем не с глубинной дифференциацией, а с процессами дифференциации второй интрузивной фазы.

Естественный ряд сингенетических пород третьей интрузивной фазы состоит из двух членов: диоритов и кварцевых диоритов. Состав диоритов и кварцевых диоритов (в %): плагиоклаз — 30—80 (№ 36—26), кварц — 25, актинолит — 5—21% ($2V=80°$, $Ng=1.640$, $Nm=1.635$, $N\,p=1.622$), хлорит — 2—10 ($2V=0$; $Ng=1.613$, $Np=1.611$), биотит — 5; встречаются гранат, эпидот и апатит. Структура пород гипидиоморфнозернистая, аллотриоморфнозернистая, с участками гранобластовой и лепидобластовой.

СУЛЬФИДНОЕ МЕДНО-НИКЕЛЕВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

В породах нижней части массива — в норитах, габбро-норитах, в гнездах и жилах габбро-пегматитов — сульфиды встречаются в основном в виде рассеянной мелкой вкрапленности и мелких гнезд. Вкрапленность появляется выше нижней контактной поверхности на 50—300 м, т. е. у самой подошвы она не встречается. Зона пород, в которой отмечались сульфиды, имеет мощность от 300 до 700 м и протягивается вдоль всего лежачего бока массива на 10.5 км.

В пределах этой зоны сульфиды располагаются как бы отдельными «струями», «линзами» и «столбами», которые прослеживаются как по падению, так и по простиранию массива на сотни метров. Участки с сульфидной вкрапленностью имеют неправильно удлиненную форму и вытянуты параллельно первичной расслоенности массива. Эти полосы расположены изолированно друг от друга. В других случаях границы распространения сульфидной вкрапленности определяются границами тел пегматитов.

Между участками пород с сульфидами располагаются безрудные породы. Сульфиды в пределах рудных зон распределены весьма неравномерно. В участках сгущения сульфидных вкрапленников обычно встречаются гнезда габбро-пегматитов и появляется голубоватый кварц. Сульфидные вкрапленники расположены в интерстициях между силикатными минералами. Тонкие секущие и проходящие по контакту между минералами прожилки следует рассматривать как формы выполнения свободного пространства. Форма вкрепленников рудных минералов остроугольная, группы вкрапленников иногда соединяются прожилками. Размер вкрапленности изменяется от пылевидной до 0.5 см в поперечнике, чаще 2 см.

Рис. 75. Формы развития сульфидов и их взаимоотношения с силикатами в массиве Федоровой тундры.

а — гнездовая сульфидная вкрапленность в норитах, идиоморфные зерна пироксена и плагиоклаза (*темное*) погружены в сульфидную массу (*светлое*), фото образца; *б* — замещение пироксена сульфидами, выделение сульфидов по пересекающейся спайности пироксенов (без анализаора, увел. 15); *в* — амфиболизированный норит, зерна сульфидов окружены агрегатом мелких чешуек хлорита, наблюдается приуроченность апатита к сульфидам (с анализатором, увел. 27).

Широкое распространение имеют формы метасоматического замещения породообразующих минералов сульфидами. Наиболее интенсивно силикатные минералы замещаются сульфидами в гнездах и жилах габбро-пегматитов. Здесь прослеживаются все стадии замещения.

В большинстве случаев гнезда сульфидов и их единичные зерна сопровождаются постериорными низкотемпературными минералами. Сульфидные гнезда представляют собой или сростки сульфидов с породообразующими и постериорными минералами, или сплошную сульфидную массу с редкими зернами кварца и апатита. Размер гнезд сульфидов варьирует от 0.5 до 10 см в поперечнике (чаще 1—3 см). Как уже отмечалось, в 1936 г. было встречено гнездо размером до 3 м.

В одних случаях время образования автометаморфических минералов и период кристаллизации рудных растворов совпадали, о чем свидетельствуют их тесные срастания, в других — кристаллизация сульфидов была раньше, на что указывают оторочки мелкокристаллических агрегатов хлорита и актинолита около сульфидной вкрапленности. На рис. 75, *а*, *б*, *в*

показаны формы сульфидных вкрапленников и гнезд и их взаимоотношения с силикатами.

Рудные минералы во вкрапленниках, гнездах и редких прожилках представлены пирротином, пентландитом, халькопиритом, пиритом, магнетитом, ильменитом, бравоитом, гематитом, титаномагнетитом, рутилом, борнитом, марказитом, гидроокислами железа. Интересные результаты получены В. А. Костиным при определении зависимости состава сульфидов от состава пород массива. Они приведены в табл. 33.

Таблица 33

Количественное соотношение рудных компонентов по группам пород в массиве Федоровой тундры и массиве № 1

Минералы	Крупнозернистые лейкократовые габбро (5 аншлифов)	Крупнозернистые породы нижней части массива, главное оруденение (45 аншлифов)	Габбро-пегматиты нижней части массива (9 аншлифов)	Амфиболизированные габбро (5 аншлифов)	Диориты (4 аншлифа)	Массив № 1 (6 аншлифов)
Пирротин	—	38.5	30.2	11.0	13.5	18.2
Пентландит	—	7.2	9.4	5.0	—	4.2
Халькопирит	18.6	25.3	25.0	28.0	9.0	18.2
Пирит	—	9.0	14.6	13.1	38.6	16.0
Магнетит	18.6	4.8	8.3	22.0	9.7	7.2
Ильменит	22.2	7.2	8.3	9.1	17.1	9.2
Бравоит	—	1.6	—	1.1	—	—
Гематит	16.0	1.0	4.2	5.0	—	2.0
Титаномагнетит	—	1.7	—	—	—	16.0
Рутил	14.0	—	—	1.4	12.1	—
Борнит	1.6	—	—	—	—	—
Марказит	—	2.5	—	—	—	9.1
Гидроокислы	8.6	—	—	4.3	—	—

П и р р о т и н является преобладающим сульфидом во всех породах, кроме габбро. Форма зерен неправильная, редко полигональная, средний размер зерен 0.025—0.5 мм в поперечнике. Часто замещается халькопиритом, пиритом и в зоне окисления — марказитом. Содержит пламеневидные вростки пентландита. В рентгеновской лаборатории КФ АН СССР были исследованы методом порошка два образца пирротина из вкрапленных руд и два из гнездовых (по данным Г. Н. Старицыной, 1958ф). Расчеты показали, что во вкрапленных рудах параметры элементарной ячейки следующие: $a_0=3.427\pm0.002$ кХ, $c_0=5.651\pm0.004$ кХ, $c_0/a_0=1.6491$; в гнездовых рудах: $a_0=3.4343\pm0.0006$ кХ, $c_0=5.718\pm0.006$ кХ, $c_0/a_0=1.6650$.

Как было показано Э. Н. Елисеевым и А. П. Денисовым (1957), имеется зависимость размеров элементарной ячейки пирротина от его состава. Ими были составлены графики для практического определения состава пирротина по элементарной ячейке. На основании этих графиков формула пирротина во вкрапленных рудах — Fe_5S_6, откуда содержание серы 54.5%; а в гнездовых рудах — Fe_9S_{10} и содержание серы 52.8%.

Согласно Э. Н. Елисееву (1959а), эти пирротины относятся к модификации, ферромагнитной, имеющей гексагональную «пирротиновую» (дефектную) структуру. Температура образования таких пирротинов около 450°.

П е н т л а н д и т встречается во всех породах рудной зоны, кроме крупнозернистых лейкократовых габбро и диоритов. Форма зерен неправильная. Размер их обычно не превышает 0.1 мм, реже 0.3 мм и еще реже встречаются зерна размером 0.7 мм в поперечнике. Зерна распола-

гаются часто цепочками вдоль трещинок в пирротине, нередко представлен пламеневидными вростками, развивающимися по спайности. В зоне выветривания пентландит замещается бравоитом.

Халькопирит является вторым минералом по количественному значению после пирротина. Преобладает над другими рудными минералами в амфиболизированом габбро. Часто образует самостоятельные вкрапленники различного размера вплоть до эмульсионной, а также нитевидные прожилочки. Наблюдается в тонком срастании с силикатными минералами. Замещает пирротин, пирит, пентландит (резорбирует). Форма зерен неправильная, их размер варьирует от тысячных долей миллиметра до 1 мм (в среднем 0.5 мм). Включает иногда зерна сфалерита. По халькопириту в поверхностной зоне развиваются борнит, бравоит, марказит, ковеллин и гидроокислы железа.

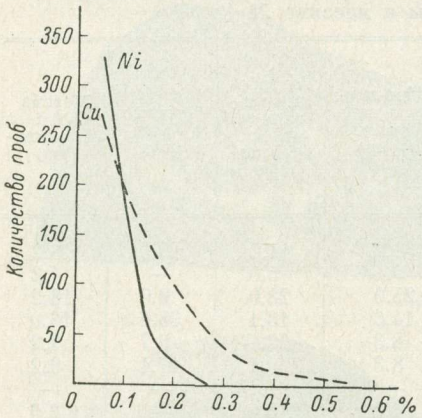


Рис. 76. Содержание никеля и меди в породах Федоровой тундры по результатам опробования.

Пирит встречается во всех породах. В диоритах преобладает над всеми рудными минералами. Часто вкрапленники и прожилки полностью состоят из пирита. Размер зерен редко превышает 2 мм.

Ильменит распространен широко, но содержится в небольшом количестве. Преобладает в крупнозернистом лейкократовом габбро. Встречается в виде самостоятельных зерен и как продукт распада в титаномагнетите, местами окаймляет зерна магнетита. Размер зерен варьирует от 0.01 до 1.5 мм.

Магнетит широко распространен в малых количествах. Встречается в виде точечной вкрапленности и в форме неправильных и хорошо ограненных кристаллов. Образует небольшие зернистые агрегаты, прожилки. Замещается иногда мартитом или гематитом.

Титаномагнетит имеет незначительное распространение. Отсутствует в габбро-амфиболитах и диоритах. Редко наблюдается в ассоциации с сульфидами. Размер зерен варьирует от тысячных долей миллиметра до 0.5 мм.

Рутил наиболее широко развит в диоритах в виде небольших призмочек, размер которых варьирует от сотых долей миллиметра до 0.18 м.

Марказит, бравоит, ковеллин, мельниковит, гидроокислы железа наблюдались только в зонах гипергенеза. В одном случае отмечен молибденит. Встречается сфалерит в халькопирите. Преобладающими текстурами в рудах являются вкрапленные. Среди них выделяются редковкрапленные, неравномерновкрапленные, реже густовкрапленные и равномерновкрапленные, очень редко отмечаются прожилковые руды. Структура сплошных руд панидиоморфнозернистая и аллотриоморфнозернистая, встречается сидеронитовая структура.

Количество сульфидов в породах колеблется от 0.5 до 2%, редко достигая 3—5% (скв. 7 и 9). Обычно в сульфидах медь преобладает над никелем, хотя содержание этих металлов по опробованию невелико. Было проанализировано 486 проб, содержание никеля и меди в которых отражено на рис. 76. Обычно эти содержания составляют сотые доли процента (в интервал от 0.01 до 0.1% попадает более 60% анализов). Наибольшее содержание никеля отмечалось в скв. 7 и 9. Так, среднее со-

держание никеля в скв. 9 в интервале 214—254 м составило 0.12% (сульфидного никеля — 0.078%), меди — 0.257%; в скв. 7 в интервале 131—188 м никеля — 0.084%, меди — 0.12. Наибольшее значение никеля в скв. 7 равно 0.17%, меди — 0.39%, в интервале 153—198 м никеля — 0.09%, меди — 0.27%. Среднее содержание никеля по наиболее обогащенным сульфидным зонам равно 0.1%, меди — 0.2%. Кобальт составляет тысячные доли процента и только по восьми пробам (скв. 1, 4, 5, 9, 20) были получены значения в пределах 0.01—0.02%. Содержание серы по некоторым анализам достигает 3.86%. В одной из рудных зон, прослеженной по простиранию на 500 м и по падению на 100 м при средней мощности в 3 м, среднее содержание никеля составляет 0.16%, меди — 0.25%, кобальта — 0.006%, серы — 1.31%. В целом в массиве Федоровой тундры отношения: Ni : Co=1 : 1.42, а (Ni+Cu)/S=1 : 3.5. Содержание платины 0.1—0.4 г/т.

ВЫВОДЫ

Изучение массива Федоровой тундры позволяет сделать следующие обобщения.

1. Массив Федоровой тундры сложен тремя разновозрастными группами пород, образующими естественный ряд последовательных интрузивных фаз. Первый член ряда представлен ультраосновными породами, второй — основными, третий — средними и кислыми. Все три интрузивные фазы в той или иной степени дифференцированы.

Естественные сингенетические ряды горных пород каждой интрузивной фазы также имеют в конечных членах более кислые породы, т. е. эволюция глубинного очага, поставлявшего магму в верхний структурный ярус, и образование пород в верхнем структурном ярусе шли в одном направлении, как и в Мончегорском плутоне. Общим для трех интрузивных фаз является кристаллизация в период внедрения, о чем свидетельствуют трахитоидные и полосчатые текстуры. Гнейсовые текстуры в диоритах являются первичными и связаны с механической активностью диоритовой магмы.

2. Породы второй интрузивной фазы слагают большую часть массива, имеющего форму лополита. Наблюдаемое послойное распределение разновидностей основных пород массива от лежачего к висячему боку аналогично распределению пород в массивах, в которых полосчатое строение обусловлено явлениями гравитационно-кинетической дифференциации (Полканов, 1954). Однако имеются отклонения от обычных схем, которые трудно объяснить только явлениями гравитационно-кинетической дифференциации. Прежде всего в массиве в среднем не наблюдается увеличения кислотности пород снизу вверх. Удельные веса минералов из пород верхней и нижней частей массива также приблизительно одинаковы. Это дает основание предполагать, что помимо гравитационно-кинетической дифференциации имела место неоднородность состава магмы в нижней и верхней частях камеры плутона еще в период ее кристаллизации, что, видимо, связано как с гравитационными явлениями в докристаллизационный период, так и с механизмом внедрения кристаллизующейся магмы, имевшей, вероятно, несколько различный состав на начальных и конечных этапах заполнения магматической камеры. Верхняя часть магматической камеры заполнилась, вероятно, позднее нижней.

Об этом же свидетельствует и тот факт, что в нижней и верхней толщах образовались различные сингенетические ряды пород. В сингенетическом ряде нижней толщи наблюдается последовательность от более основных пород к более кислым вплоть до образования габбро-пегматитов, в которых наблюдается свободный кварц и кислый плагиоклаз. В верхней толще конечные члены сингенетического ряда также представлены породами

с бóльшим содержанием SiO_2, но кварцсодержащие породы не образуются. В них наблюдается увеличение содержания окисей магния и железа. В табл. 30 приведены средние составы нижней толщи и всей II фазы.

3. Сульфидная медно-никелевая минерализация связана с нижней толщей второй интрузивной фазы и особенно с конечными членами сингенетического ряда пород этой толщи (с габбро-пегматитами), в то время как с конечными членами сингенетического ряда пород верхней толщи связано магнетит-ильменитовое оруденение, иногда с халькопиритом. Подобная четкая связь сульфидов с определенными группами пород, образование которых обязано сложным процессам кристаллизации и внедрения массива, однозначно указывает, что сульфидные медно-никелевые руды являются магматическими в широком смысле этого слова, и концентрация сульфидов в тех участках плутона, где мы их сейчас встречаем, связана с процессом образования естественных сингенетических рядов горных пород. Постепенные переходы между гнездами габбро-пегматитов, норитами и габбро-норитами, постепенное увеличение размера кристаллов от вмещающих пород к габбро-пегматитам, присутствие в последних наиболее низкотемпературных и водосодержащих минералов, а также кварца, количество которого увеличивается к центру гнезд, позволяют однозначно относить их к самым поздним сингенетическим производным габбро-норитовой магмы. Именно к ним и к окружающим породам и приурочена наиболее густая сульфидная вкрапленность. Температура обрзования сульфидов была примерно 300—500°, о чем свидетельствуют тесные срастания сульфидов с низкотемпературными автометаморфическими минералами. Пирротины содержат от 52.8 до 53.5% серы, т. е. имеют формулу Fe_9S_{10} и Fe_5S_6. Пирротины такого состава, если кристаллизуются из раствора, должны, по Э. Н. Елисееву (1958а), образовываться при температуре от 300 до 500°.

Сульфидное медно-никелевое орудненение Федоровой тундры, подобно вкрапленному оруденению Мончегорского плутона (Козлов, 1953ф), следует относить к позднемагматическому типу. Кристаллизация сульфидов по времени совпадала с гидротермальной стадией автометаморфизма.

4. Особое значение как концентраторы сульфидов играют жильные габбро-пегматиты, тесно связанные со второй интрузивной фазой. Распространение и залегание этих пород выяснены только в общих чертах в отдельных точках массива до глубины 300 м от поверхности. Породы, образованные из остаточной магмы, могут иметь и самостоятельное значение, о чем свидетельствует массив № 1.

5. Массив Федоровой тундры с востока не оконтурен и не изучен. Геологические, геоморфологические и геофизические данные свидетельствуют о том, что этот район лежит в меридиональной зоне глубинного разлома, который неоднократно служил путями движений магматических масс. Учитывая, что интрузия имеет форму лополита, корни которого находятся в депрессии, куда погружается и ось лополита, а также учитывая возможность нахождения в глубоких частях ультраосновных толщ, можно предполагать, что в глубинных частях имелась благоприятная обстановка для формирования рудных разновидностей горных пород. Этот вопрос можно решить бурением глубоких структурных скважин.

Глыбы ультраосновных пород I фазы, вероятно, принадлежат интрузии, размещенной в зоне меридионального глубинного разлома, откуда они были вынесены. Это предположение подтверждается строением массива № 1. С ультраосновными интрузиями также могут быть связаны сульфидные медно-никелевые месторождения. Все это дает основания для постановки дальнейших исследований с применением глубинного структурного бурения для определения перспектив как самого массива Федоровой тундры, так и всей меридиональной зоны разлома.

МАССИВ № 1

Массив № 1 расположен в депрессии между Федоровой и Панскими тундрами, в 10 км от горы Похкварака. На геологической карте, составленной Колесниковым в 1964 г., массив имеет в плане форму сплюснутого прямоугольника. Протяженность его с севера на юг примерно 2 км, а с запада на восток — 700—800 м (рис. 77).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ЕСТЕСТВЕННЫЕ РЯДЫ ПОРОД ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНЫХ ИНТРУЗИВНЫХ ФАЗ

Массив № 1 с поверхности и на глубину изучен слабо, так как естественные обнажения отсутствуют, а скважин пробурено всего 8. Разрез через массив по трем скважинам приведен на рис. 77. Судя по скважинам и геофизическим исследованиям, западный контакт — интрузивный с падением на восток под углом 40—50° до глубины 200—220 м, а в районе скв. 35 выполаживается до горизонтального. Восточный контакт — тектонический. Здесь породы массива контактируют с щелочными гранитами и с породами свиты имандра-варзуга. Продолжение массива на восток осталось невыясненным. Характер северного и южного контактов не изучен, так как он с трудом устанавливается по магнитным и гравиметрическим аномалиям. Это связано с малой мощностью массива в северной части (112—152 м по скв. 28 и 36) и уменьшением мощности массива на юге.

На рис. 77 северный и южный контуры показаны как тектонические. Вертикальная мощность массива составляет 250—300 м. Разрезы по скважинам и петрографические исследования показали, что массив № 1 сложен породами, очень сходными с породами массива Федоровой тундры. Это как бы массив Федоровой тундры в миниатюре. Здесь также можно выделить три группы пород — ультраосновные, основные и средние.

Ультраосновные породы имеют несколько большую распространенность среди других пород, чем в массиве Федоровой тундры (примерно 10%). Они представлены оливинитами, перидотитами, пироксенитами (бронзитами), полевошпатовыми пироксенитами, меланократовыми норитами.

Ультраосновные породы прослежены вдоль длинной оси массива в его центральной части на расстоянии 1.5 км. Они тянутся в виде прерывистой полосы шириной 70—100 м, хотя встречаются и в других частях массива, т. е. ультраосновные породы в центральной части представляют собой громадный ксенолит плитообразной формы, падающий на восток под углом 50—60°, разбитый на отдельные блоки и мелкие ксенолиты. Он состоит в основном из пироксенитов — меланократовых норитов. Перидотиты вскрыты скв. 31 в интервалах 184—188.75 м, 190.65—194.85 м, а в скв. 32 — в интервалах 56.4—58.2 м, 65.4—79.10 м и др. Мощность тел по скважинам не превышает 4—5 м. Они залегают обычно в тесной ассоциации с пироксенитами, хотя встречаются и среди габбро-норитов (скв. 32). Контактные взаимоотношения перидотитов с плагиопироксенитами видны в скв. 32 на глубине 56.4 м: контакт здесь четкий, но не резкий, извилистый, согласный с полосатостью в пироксенитах, контактовых изменений нет. В скв. 32 в интервале 65.4—74.7 м тела перидотитов имеют неправильную форму и включены в пироксениты. Переход одних пород в другие происходит на расстоянии 2—4 см. Контакты с габбро-норитами резкие (скв. 31, глубина 184 м).

Пироксениты—меланократовые нориты образуют остроугольные, округлые, прямоугольные тела размером от 60×300 до 1—2 м в поперечнике. Секутся жилами габбро-норитов (скв. 31, глубина 76.7, 84.05,

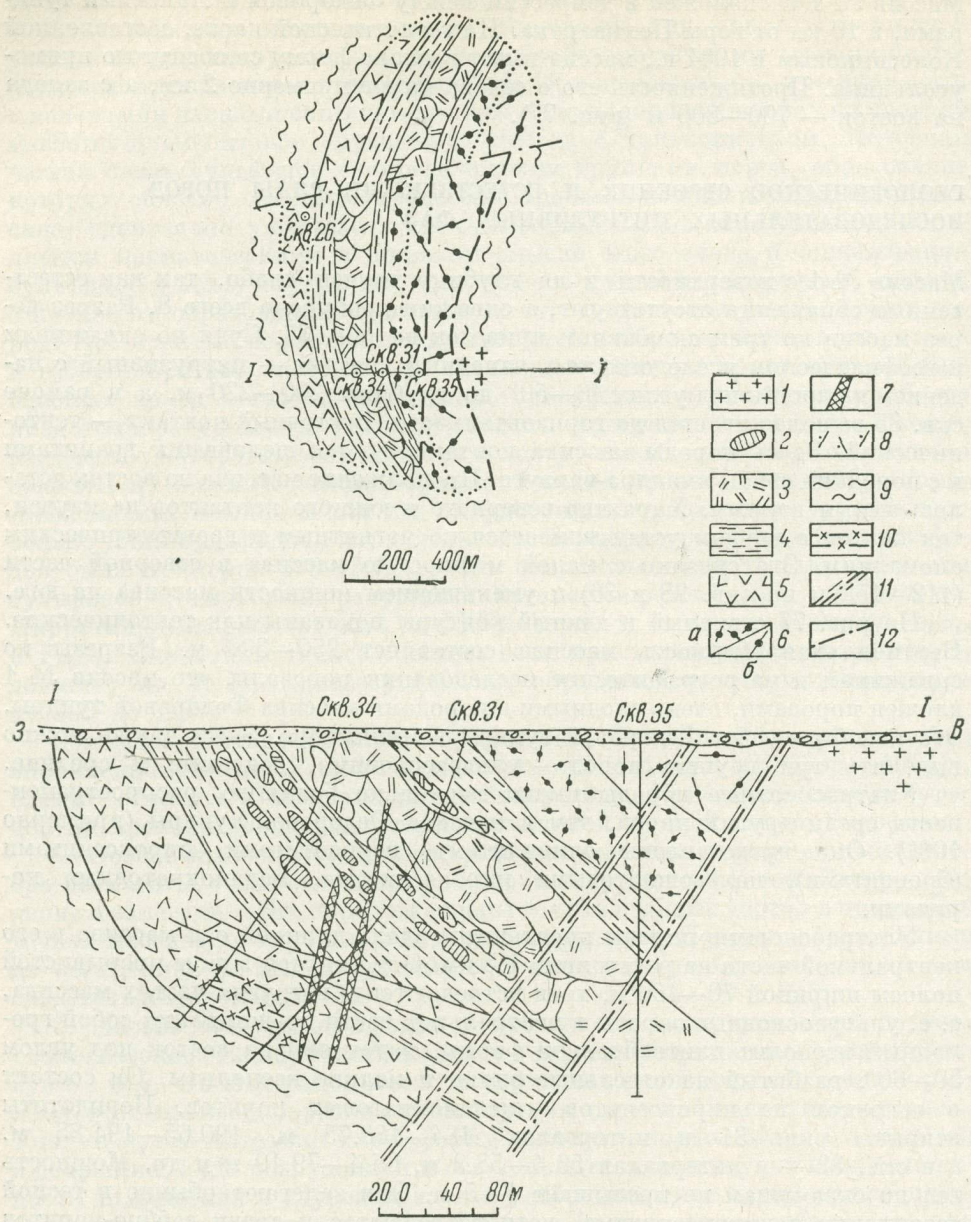


Рис. 77. Геологическая карта и разрез массива № 1.

1 — щелочные граниты; *2* — оливиниты и перидотиты; *3* — бронзититы; *4* — нориты и габбро-нориты; *5* — приконтактные габбро-нориты; *6* — лейкократовое габбро (*а* — среднезернистое; *б* — гигантозернистое); *7* — мелкозернистые габбро-нориты; *8* — пегматоидные габбро-нориты *9* — вмещающие гнейсы; *10* — зоны рассланцевания с пирротиновым оруденением; *11* — зоны сбросов и рассланцевания; *12* — зоны разломов.

88.25, 100 м), габбро и габбро-норитами (скв. 31, глубина 119.65—135.0 м; скв. 37, глубина 32.4—52.10 м). В скв. 37 наблюдалась эруптивная брекчия плагиопироксенитов, обломки которых цементируются мелко- и среднезернистым амфиболизированным габбро.

В зоне висячего и лежачего контактов плитообразного блока ультраосновных пород наблюдается перемежаемось базитов различного состава, содержащих ксенолиты ультраосновных пород. Взаимоотношения ультраосновных пород с основными однозначно свидетельствуют, что ультраосновные породы относятся к первой фазе интрузивной деятельности, как и в массиве Федоровой тундры.

Породы группы габбро-норитов и габбро составляют 90% от всех пород массива № 1. Они относятся Г. П. Колесниковым и нами главным образом ко второй интрузивной фазе. Однако из этой группы мы выделяем в третью и четвертую фазу базитовые породы, имеющие жильное залегание и самостоятельное геологическое значение.

Следовательно, вторая интрузивная фаза представлена дифференцированной интрузией, включающей раздробленный гигантский ксенолит пород первой фазы. Расположение и залегание дифференциатов в массиве видно на геологической карте и разрезе (рис. 77). В интрузии второй фазы можно выделить три толщи пород различного состава.

Самая нижняя, приподошвенная толща имеет мощность 80—100 м. Она получила название «толща приконтактового габбро-норита». Для пород этой толщи характерна сильная амфиболизация, более мелкозернистое сложение по сравнению с вышележащими толщами и повышенное содержание кварца. В ней встречена зона интенсивного рассланцевания мощностью 30—40 м, залегающая сравнительно полого, вдоль которой габбро-нориты превращены в сильно оруденелые силлиманит-ставролит-амфибол-хлоритовые сланцы. Оруденение пирротиновое. Приконтактовые габбро-нориты вверху постепенно переходят в центральную габбро-норитовую толщу. Она имеет мощность 300—500 м (вместе с ксенолитом ультраосновных пород). В породах этой толщи часто наблюдается трахитоидность, которая обтекает ксенолиты ультраосновных пород. Толща расслоена, отдельные слои представлены норитами, габбро-норитами, реже габбро мезократового и лейкократового состава. Нижняя и центральная толщи содержат спородическую рассеянную вкрапленность сульфидов. Структура пород гипидиоморфнозернистая. Встречаются конституционные тела пегматитов основного состава (норит-пегматиты, габбро-норит-пегматиты, габбро-пегматиты с голубым кварцем и сульфидами).

Центральная толща норитов—габбро-норитов выше постепенно переходит в верхнюю толщу, которая внизу сложена мезократовым среднезернистым и крупнозернистым габбро, а вверху — гигантозернистым, иногда пегматоидным лейкократовым габбро, местами сильно амфиболизированным. В породах верхней толщи сульфидная вкрапленность не встречается и рудные минералы представлены магнетитом и титаномагнетитом. В деталях строение всех трех толщ устанавливается по скв. 34, 31 и 35, на основе которых составлен обобщенный разрез через весь массив (рис. 77). Скв. 35 пересекла три мощных зоны сброса, верхнюю и центральную толщи и часть блока пироксенитов. Контакт массива — тектонический.

По скв. 34 и 31 отчетливо выделяются породы, представленные дайкоподобным телом крупнозернистых пегматоидных габбро-норитов мощностью в 15—20 м, для которых характерны голубой кварц и сульфидная медно-никелевая минерализация в виде вкрапленности и небольших гнезд. Мы отнесли эти пегматоидные габбро-нориты к интрузии III фазы. Дайкоподобное тело полого падает на восток и отчетливо сечет и включает ксенолиты пород второй фазы. Необходимо отметить, что небольшие тела

в виде гнезд пегматоидных габбро-норитов с голубым кварцем и сульфидами встречаются и в габбро-норитах в виде сингенетичных с ними образований (в скв. 31 на глубине 43.10, 45.60 и 46.35 м; в скв. 34 на глубине 119.2 м; в скв. 32 на глубине 58.2—63.10 м и др.).

Все пегматоидные габбро-нориты очень сходны с жильными пегматоидными габбро-норитами массива Федоровой тундры. Особенно характерным для них является голубой опаловидный кварц. Пегматоидные габбро-нориты имеют крупнозернистое сложение и темный цвет благодаря темной окраске плагиоклаза. Идиоморфные кристаллы плагиоклаза достигают 0.5—1.0 см в поперечнике. Темноцветные минералы, сульфиды, кварц и микропегматит располагаются в промежутках между кристаллами плагиоклаза. Часто в пегматоидных габбро-норитах встречаются линзовидные участки, сложенные гранофиром.

К породам IV интрузивной фазы мы относим мелкозернистые трахитоидные жильные габбро-нориты, отмеченные в скв. 31 в интервале 212—221 м и в других местах. Залегание даек крутое. Структура пород офитовая и пойкилоофитовая. Жильные гранодиориты, встреченные в скв. 34 (глубина 73.1—73.4 м), скв. 32 (глубина 74.10—76.55 м) и скв. 37 (глубина 102.55—107.40 м), которые Г. П. Колесников отнес к последней (по его определению третьей) интрузивной фазе, мы относим также к последней, но пятой интрузивной фазе.

Все вышеизложенное позволяет сделать вывод, что массив сформировался в ходе сложной многофазной магматической деятельности, давшей естественный ряд горных пород последовательных интрузивных фаз от ультраосновных до кисылх, а именно: ультраосновные породы (I фаза) → основные породы (II фаза) → пегматоидные габбро-нориты с голубым кварцем (III фаза) → мелкозернистые трахитоидные габбро-нориты (IV фаза) → гранодиориты (V фаза). Сульфидное медно-никелевое оруденение связано с III интрузивной фазой, хотя в виде рассеянной вкрапленности встречается в нижней и центральной толщах II интрузивной фазы массива. О форме массива пока судить трудно, так как на поверхности обнажается только его часть — небольшой тектонический блок, ограниченный с трех сторон сбросами и лишь с запада имеющий слабо нарушенный интрузивный контакт с архейскими породами, вдоль которого также наблюдаются зоны тектонитов.

Сингенетические ряды пород

Условно все ультраосновные породы массива № 1 мы относим к первой интрузивной фазе, хотя и не располагаем для этого достаточно надежными геологическими фактами, позволяющими рассматривать их как совокупность пород естественного сингенетического ряда, образованного в результате дифференциации одной интрузии. Делаем это мы по аналогии с массивом Федоровой тундры, хотя не исключена возможность, что в обоих массивах оливиниты и перидотиты будут представлять самостоятельные фазы, отделенные во времени от пироксенитов—полевошпатовых пироксенитов, тем более что отмечались ксенолиты (неправильные тела) перидотитов в пироксенитах. Если это не ксенолиты, а автолиты, тогда геологически все ультраосновные породы составляют одно целое.

Краткая петрографическая характеристика пород и состав минералов приведены в табл. 34. Петрографические исследования дают основание относить ультраосновные породы к одному сингенетическому ряду. Об этом, в частности, свидетельствует близость составов оливина в оливинитах и перидотитах, близость составов ромбического пироксена во всех группах ультраосновных пород и закономерное изменение его состава от начальных членов пород сингенетического ряда к конечным.

Рис. 78. *Оливиниты первой интрузивной фазы.*

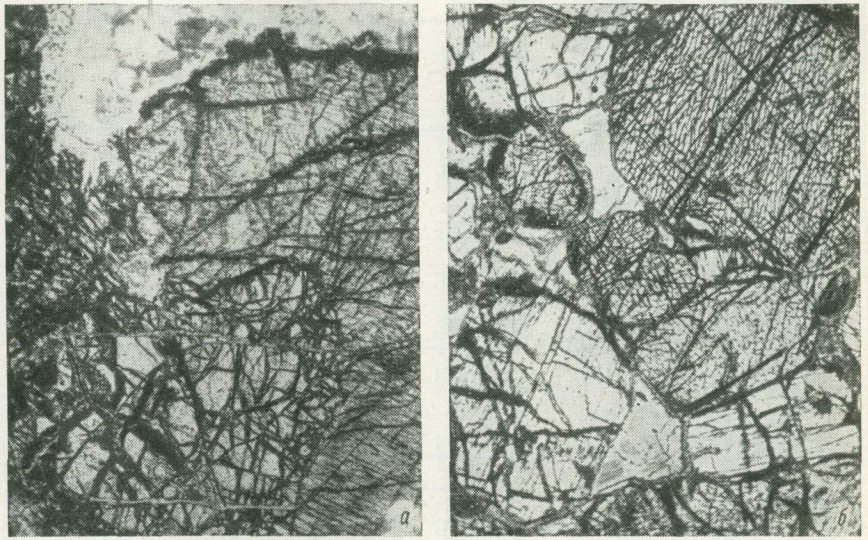


Рис. 79. *Породы первой интрузивной фазы* (без анализатора, увел. 8).
а — перидотит; *б* — пироксенит.

Al_2O_3=3.59, FeO=10.50, NnO=0.28, MgO=14.30, CaO=19.30%, Ng= =1.710, Nm=1.688, Np=1.680, c : Ng=43°, $2V$=50. По оптическим свойствам и химическим анализам моноклинный пироксен содержит 46% En, т. е. относится к группе диопсида.

Результаты пламенно-фотометрического анализа плагиоклазов, представленные в табл. 35 (по данным А. Ю. Одинец и химической лаборатории КФ АН СССР), также подтвердили достаточную точность их определения на федоровском столике. Различия в составе плагиоклазов при определении на федоровском столике связаны, как показали определения А. Ю. Одинец, или с их изменениями (альбитизацией и цоизитизацией), при которых происходит деанортизация плагиоклаза, или с воздействием кварца и остаточных щелочей на плагиоклаз на заключительных этапах кристаллизации пород. Так, из одного образца (обр. 31/528) лейкократового габбро, содержащего в мезостазисе кварц, было изготовлено 6 шлифов и сделано 26 определений на федоровском столике. В плагиоклазе, не соприкасающемся с кварцем, среднее содержание анортитовой молекулы равно 75% (18 измерений), а у соприкасающихся с кварцем кристаллов — 58%, а в среднем содержание An составляет 70% (табл. 34, 35). В непосредственном контакте с кварцем заметно разъедание плагиоклаза кварцем. Его границы становятся волнистыми, а угасание зональным.

Таблица 35

Состав щелочей, определенный пламенно-фотометрическим методом, и номера плагиоклазов

Номера образцов	Порода	Na_2O	K_2O	Li_2O	№ Pl	№ Pl средний	№ Pl по оптике
			Первая фаза				
32/45	Перидотит	1.22	0.09	0.0001	91	91	87
31/95	Пироксенит (бронзитит)	2.92	0.20	0.0007	75	75.5	71
31/168	То же	2.85	0.33	0.0011	76		
			Вторая фаза				
31/100	Норит жильный в I фазе	3.86	0.30	0.0017	67	67	73
31/203.7	Норит	3.19	0.13	0.0001	73	}	
31/36	Габбро-норит	2.96	0.14	0.0004	75	} 71.5	69
34/81	»	3.22	0.17	0.0005	73	}	
34/88	»	4.12	0.18	0.0006	65	}	
34/88.9	Лейкократовое габбро	3.58	0.39	0.0026	70	71	69
35/39	То же	3.35	0.22	0.0008	72		
31/52	Жильное лейкократовое габбро	3.20	0.33	0.0004	73	73	69
			Третья фаза				
34/191	Пегматоидные габбро-нориты	3.95	0.29	0.0004	67	67	64
			Четвертая фаза				
31/219	Мелкозернистые габбро-нориты	3.16	0.18	0.0001	75	75	64

Значительное изменение первоначального состава плагиоклаза наблюдается в амфиболизированых разновидностях пород, особенно когда по плагиоклазу развивается серицит, цоизит, хлорит и амфибол. Так, из образца габбро-норита (обр. 35/100.5) было изготовлено 5 шлифов. В неизмененных участках плагиоклаз содержит в среднем 72% анортитовой молекулы, в породах амфиболизированных — 66%, а цоизитированный плагиоклаз содержит 60% анортитовой молекулы. Все это дает нам основание утверждать, что плагиоклаз во второй интрузивной фазе в норитах—габбро-норитах—габбро, встречающихся как в жильном залегании в породах первой интрузивной фазы, так и в виде слоев в массиве, имеет примерно одинаковое содержание анортитовой молекулы. Приконтактный же габбро-норит имеет более кислый плагиоклаз. Пегматоидный жильный габбро-норит третьей фазы также имеет несколько более кислый плагиоклаз. Нориты и габбро-нориты отличаются от группы лейкократового габбро составом ромбического пироксена. В последних он более железистый (табл. 34). Среди вторичных минералов наиболее распространен актинолит, интенсивно развитый особенно в тектонических зонах. Антофиллит встречается реже. Он имеет: $c : Ng = 0—3°$, $Ng = 1.640—1.666$, $Nm = 1.634—1.652$, $Np = 1.620—1.647$. Обыкновенная роговая обманка встречается также редко, диагностируется макроскопически по черному цвету. Ее наличие подтверждено рентгеноструктурным анализом. Еще более редко отмечаются флогопит и биотит. Из акцессорных минералов встречены апатит, гранат, титаномагнетит.

Присутствие более железистого пироксена в лейкократовом габбро по сравнению с пироксеном норитов и габбро-норитов при одинаковом составе плагиоклаза позволяет рассматривать породы группы габбро как один из крайних членов сингенетического ряда пород второй интрузивной фазы. С другой стороны, приконтактовые габбро-нориты имеют более кислый плагиоклаз и постоянно содержат кварц. Возможно, что это связано с явлениями контаминации, и в этом случае они также должны быть отнесены к одному из крайних членов сингенетического ряда. Частая перемежаемость лейкократовых и более меланократовых пород свидетельствует о широком развитии в массиве комплементарных слоев пород. В этом отношении породы центральной и верхней толщ составляют как бы два крупных комплементарных слоя. В меланократовых породах центральной части первым кристаллизуется ромбический пироксен, а в лейкократовых породах—плагиоклаз. Сингенетический ряд второй интрузивной фазы включает последовательно: нориты → габбро-нориты → пегматиты, в том числе с кварцем и сульфидами; мезократовое габбро → приконтактовые габбро-нориты → пегматиты → лейкократовое габбро (титаномагнетитовая и магнетитовая минерализация).

Интрузии третьей, четвертой и пятой интрузивной фаз не дифференцированы, а следовательно, нельзя выделить и естественные сингенетические ряды горных пород, хотя в породах третьей фазы есть участки, сложенные гранофирами — продуктами поздней кристаллизации. В табл. 36 приведены химические анализы горных пород массива № 1, а на рис. 80 — диаграмма, где эти анализы нанесены по методу А. Н. Заварицкого. Расположение химических анализов на этой диаграмме закономерное. Породы первой фазы располагаются в самом низу диаграммы, сравнительно близко от центральной линии, что соответствует небольшому содержанию в породах плагиоклаза и значительному преобладанию темноцветных минералов. Темноцветные минералы существенно магнезиальные и содержат мало кальция. Породы второй фазы занимают центральную часть поля, т. е. при переходе от первой фазы ко второй в породах возрастает количество плагиоклаза, увеличивается содержание кальция в темноцветных минералах и повышается кислотность, что отражает зависимость воз-

Таблица 36

Химические анализы пород массива № 1

Номера анализов	Номера образцов	Порода	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O+	H_2O-	П. п. п.	P_2O_5	Ni	Co	Cu		Сумма
		Первая фаза																			
213	31/194.25	Оливинит	36.52	0.18	3.98	6.14	8.26	0.19	34.02	1.41	0.04	0.15	—	0.28	6.65	0.05	0.22	0.034	—	0.09	99.98
214	31/144.25	Перидотит	37.67	0.18	3.94	3.55	5.74	0.18	33.7	1.70	0.08	0.11	0.80	—	6.65	0.05	—	—	—	—	100.4
215	32/52	»	44.86	0.34	4.55	3.09	8.89	0.11	27.81	4.44	0.61	0.12	—	0.40	3.37	0.23	0.10	0.05	0.033	Сл.	99.98
216	35/280	Бронзитит	48.66	0.29	9.70	1.74	8.79	0.22	18.48	5.09	0.76	0.60	—	0.62	3.91	0.05	0.24	0.018	—	0.20	99.57
217	35/241	»	49.66	0.26	10.79	1.58	8.20	0.18	17.39	5.21	0.90	0.68	0.85	—	3.82	0.07	0.14	0.011	0.30	0.14	100.79
		Вторая фаза																			
218	31/100	Норит	51.64	0.44	8.82	1.78	11.80	0.25	16.20	5.84	1.07	0.21	1.43	0.04	—	0.07	—	—	—	—	99.67
219	31/203.5	»	51.72	0.29	12.80	1.23	7.85	0.19	15.45	8.74	1.35	0.13	0.40	0.00	—	0.01	0.016	0.005	0.017	—	100.16
220	31/14.15	Габбро-норит	49.90	0.16	14.70	0.19	5.38	0.11	14.72	7.88	1.76	0.46	0.45	2.03	4.44	2.03	0.04	0.04	0.01	—	100.64
221	31/36.2	»	51.0	0.17	17 190	0.96	4.45	0.11	11.0	12.76	1.50	0.65	—	—	—	—	—	—	—	—	99.79
222	35/127	»	50.22	0.32	15.49	0.82	7.30	0.16	8.22	12.75	1.80	0.40	0.37	0.02	1.45	0.02	0.02	0.03	0.01	0.08	99.32
223	31/12	»	50.66	0.82	16.06	1.92	8.05	0.17	7.79	9.96	1.48	1.12	0.01	0.02	1.93	0.02	—	—	—	0.33	100.02
224	31/39		50.66	0.82	16.06	1.92	8.05	0.17	7.79	9.96	1.48	1.12	0.01	—	1.93	0.02	—	—	—	—	100.02
225	31/271.6	Приконтактовый габбро-норит	49.22	0.24	17.90	1.91	7.78	0.14	8.90	8.35	2.06	0.28	0.21	—	2.38	0.02	0.08	0.01	0.09	0.78	100.44
226	31/205	Лейкократовое габбро	50.0	0.19	24.78	1.18	3.23	0.06	3.03	12.50	2.70	0.28	0.81	0.17	—	0.01	0.05	0.004	0.08	0.31	99.56
227	35/39	То же	50.77	0.20	20.86	1.41	4.75	0.12	5.86	11.96	3.14	0.18	—	0.10	—	—	—	—	—	—	100.35
228	35/65.5	» »	48.8	0.31	17.02	0.94	7.54	0.16	7.93	12.52	2.00	0.50	—	0.10	1.50	0.04	0.24	0.018	—	0.56	99.57
229	31/272	Гранофир	57.44	0.03	25.4	0.85	0.87	0.02	0.31	7.33	5.49	1.40	0.59	0.04	—	0.01	0.01	—	0.02	—	99.86
		Третья фаза																			
230	822/1	Габбро-пегматит	51.52	0.40	15.06	2.61	7.99	0.22	7.94	9.14	2.22	0.38	1.96	0.20	—	0.03	0.016	0.005	0.038	—	99.69
231	31/238	Пегматоидный габбро-норит	51.38	0.48	15.15	0.28	6.88	0.16	8.63	12.64	1.76	0.26	0.19	—	1.07	0.05	0.02	0.003	0.02	0.14	99.64
		Четвертая фаза																			
232	34/125	Мелкозернистый норит	51.03	0.09	18.10	0.89	4.42	0.13	11.33	11.79	1.56	0.09	—	0.04	0.68	—	0.02	0.004	0.014	0.02	—
233	31/290	Ставролит-силлиманит-хлоритовая порода	45.2	0.49	26.75	4.70	6.82	0.07	7.92	1.87	0.72	0.34	—	—	4.22	0.02	0.07	0.007	0.05	0.96	100.49
		Минералы																			
234	31/95	Ромбический пироксен (бронзит)	55.72	0.17	2.35	1.52	8.85	0.17	28.74	2.13	0.07	0.13	0.13	0.38	—	—	—	—	—	—	100.22
235	35/39	Моноклинный пироксен	50.5	0.35	3.59	—	10.5	0.28	14.3	19.3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	98.82
		Средние составы пород																			
237		Породы первой фазы	47.8	0.27	9.12	2.22	8.43	0.19	21.02	4.67	0.72	0.54	0.40	0.30	4.25	0.07	—	—	—	—	100.0
237		Породы второй фазы	50.28	0.29	18.49	1.36	6.43	0.13	7.92	10.86	2.20	0.39	0.31	0.14	1.11	0.09	—	—	—	—	100.0
238		Породы третьей фазы	51.81	0.44	15.21	1.46	7.49	0.19	8.34	10.97	2.01	0.32	1.09	0.10	0.53	0.04	—	—	—	—	100.0

Номера анализов	Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому											
	a	*c*	*b*	*S*	*f'*	*m'*	*c'*	*t*	*φ*	*n*	*a'*	*Q*
												Первая
213	0.35	1.76	60.89	36.99	18.42	80.62	0.91	0.48	10.42	66.7	—	—28.47
214	0.3	1.7	60.7	37.3	18.2	81.5	—	0.3	10.6	67.0	0.3	—27.7
215	1.29	1.99	52.67	44.05	18.15	76.84	5.01	0.53	4.23	90.91	—	—16.47
216	2.30	5.00	40.0	52.7	23.8	74.0	2.20	0.50	1.50	66.70	—	— 4.20
217	2.86	5.47	37.61	54.07	23.7	74.74	1.56	0.48	3.46	68.2	—	— 3.06
												Вторая
218	2.50	4.13	39.34	54.03	30.21	63.91	5.88	0.58	3.50	90.0	—	— 1.07
219	2.92	6.47	35.76	54.83	22.52	67.91	9.58	0.46	2.48	95.66	—	— 2.61
220	4.45	5.26	34.10	56.2	15.42	72.14	12.45	0.36	0.40	84.85	—	— 1.77
221	4.16	9.26	29.04	57.18	17.12	62.33	20.55	0.35	2.74	78.42	—	— 3.22
222	4.55	8.20	29.36	57.89	26.76	47.65	25.59	0.48	2.35	88.88	—	— 1.52
223	5.01	8.50	27.02	59.47	35.57	50.0	14.43	1.17	6.19	66.67	—	+ 0.42
224	5.0	8.4	26.8	59.8	35.3	50.1	14.6	1.1	6.2	66.6	—	+ 1.2
225	5.28	9.92	26.12	58.67	36.89	60.38	2.73	0.37	6.56	91.9	—	— 3.13
226	7.31	15.24	12.44	65.01	36.88	46.25	16.88	0.36	8.15	93.62	—	+ 0.16
227	7.59	10.88	20.83	60.7	29.21	49.83	20.96	0.35	6.19	96.23	—	— 4.66
228	5.20	9.20	27.8	57.8	32.8	43.7	23.5	0.94	0.50	86.5	—	— 4.0
229	15.35	9.59	4.50	70.55	39.35	11.48	49.19	0.00	19.68	85.58	—	+ 0.82
												Третья
230	5.39	7.53	27.44	59.64	36.78	49.62	13.6	0.58	8.06	89.75	—	+ 0.97
231	4.21	8.16	29.35	58.42	25.46	49.54	25.0	0.70	2.78	90.32	—	+ 0.12
												Четвертая
232	3.54	10.35	28.2	57.9	18.12	67.87	14.01	0.12	2.9	96.15	—	— 1.62
233	1.7	2.1	48.8	47.4	19.7	25.1	—	0.8	7.4	78.6	55.2	—10.7
												Средние сос
236	2.0	4.6	42.9	50.5	21.8	76.7	1.5	0.5	4.1	68.7	—	— 7.6
237	5.5	10.0	25.2	59.3	30.5	54.9	14.6	0.47	5.0	89.7	—	— 2.4
238	4.8	7.8	28.2	59.2	30.3	50.1	19.6	0.6	4.3	91.4	—	+ 1.0

Примечание. Все анализы выполнены в химической лаборатории Кольского филиала АН

никновения как эпигенетических, так и сингенетических естественных нисходящих рядов горных пород от кристаллизационной дифференциации. Точки пород третьей фазы лежат несколько в стороне от основной линии дифференциации пород второй фазы. Средний состав пород массива приведен в табл. 36.

СУЛЬФИДНАЯ МЕДНО-НИКЕЛЕВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

В массиве № 1 достаточно четко проявлена металлогеническая специализация: в породах верхней толщи встречается спородическая сингенетическая магнетитовая—титаномагнетитовая вкрапленность, в породах нижних частей массива присутствует сингенетическая сульфидная вкрапленность преимущественно пирротин-пентландит-халькопиритового состава. Кроме того, в нижней части массива в толще приконтактового

Таблица 36 (*продолжение*)

Петрохимические элементы					
$\frac{M}{F}$	*h*	$\frac{MgO \cdot 100}{Fe_2O_3+FoO+MgO}$	$\frac{(Fe_2O_3+FeO) \cdot 100}{Fe_2O_3+FeO+MgO}$	$\frac{(Na_2O+K_2O) \cdot 100}{Al_2O_3+Fe_2O_3+FeO+MgO+CaO}$	$\frac{MgO \cdot 100}{Na_2O+K_2O+Fe_2O_3+FeO+MgO}$
фаза					
4.4	24.8	84.6	15.4	0.19	70.0
4.5	21.6	89.1	10.9	0.30	78.0
4.2	13.3	82.8	17.2	1.15	68.6
3.1	8.3	77.5	22.5	2.3	60.8
3.1	8.1	77.7	22.3	2.9	60.5
фаза					
2.1	6.3	69.7	30.3	2.6	52.2
3.01	6.03	76.8	23.2	2.9	59.4
4.7	1.3	82.8	17.2	4.5	65.4
3.6	8.8	80.1	19.9	4.1	59.3
1.8	4.7	65.5	34.5	4.8	44.3
1.4	9.7	61.0	39.0	5.5	38.3
1.4	9.7	61.0	39.0	5.5	38.3
1.6	9.9	64.6	35.4	5.4	42.5
1.2	13.5	59.1	40.9	7.9	29.1
1.7	12.0	65.9	34.1	8.3	38.2
1.3	5.4	64.0	36.0	5.3	41.9
0.3	29.4	29.2	70.8	25.7	3.5
фаза					
1.3	12.6	60.8	39.2	6.1	37.5
1.9	2.0	68.6	31.4	4.5	48.4
фаза					
3.7	8.9	80.7	19.3	3.5	61.9
1.3	23.4	61.3	38.7	2.3	38.6
тавы пород					
3.5	10.7	79.7	20.3	1.9	63.8
1.8	9.2	66.7	33.3	5.8	43.3
1.6	8.0	64.7	35.3	5.3	42.5

СССР. Колл. А. Ю. Одинец.

габбро к зонам рассланцевания приурочено эпигенетическое существенно пирротиновое оруденение.

Сингенетическая вкрапленность сульфидов в нижней и средней частях массива встречается почти повсеместно. Промышленных концентраций сульфидов не встречено, оруденелых зон геофизическими методами не установлено. Отмечалось повышенное содержание сульфидов в полевошпатовых пироксенитах в нижней зоне перемежаемости пород I интрузивной фазы с породами II фазы и в пегматоидных кварцевых габбро-норитах, что позволяет условно выделить в разрезе через массив № 1 как бы две зоны с повышенным содержанием сингенетической вкрапленности и одну зону эпигенетических сульфидных (пирротиновых) руд (рис. 81). В первом случае рудные минералы представлены магнетитом, пирротином, пентландитом, халькопиритом. Сульфиды кристаллизуются в интерстициях между кристаллами ромбического пироксена (бронзита), имея типичные формы выполнения. На контакте сульфидов с пироксеном обра-

зуется хлоритовая кайма. Во втором случае в пегматоидных породах вкрапленность более обильна. Здесь встречаются сульфидные гнезда до 2—3 см в поперечнике (рис. 82), а отдельные шлиры достигают размеров

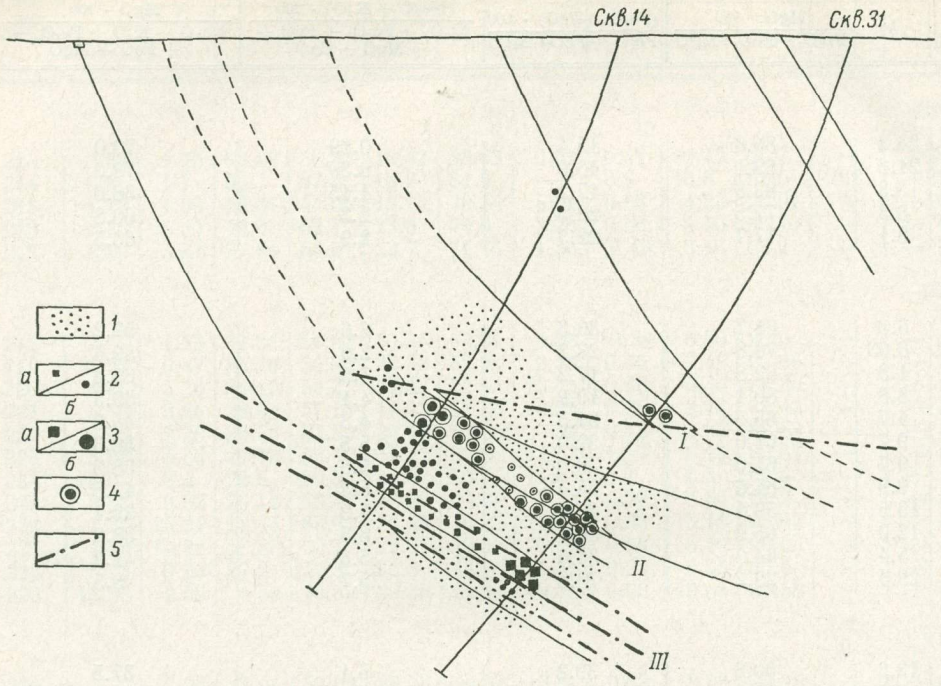


Рис. 81. Расположение сульфидных зон по разрезу массива № 1.

1 — сульфидов < 2%, *2* — сульфидов от 2 до 5% (*а* — медно-никелевые руды, *б* — пирротиновые руды); *3* — сульфидов > 5% (*а* — медно-никелевые руды, *б* — пирротиновые); *4* — никеля > 0.1%; *5* — сброс; *I, II, III* — сульфидные зоны.

3×6 см. Содержание сульфидов местами поднимается до 5—8%. Сульфиды обычно сопровождаются вторичными минералами — амфиболом и хлоритом. Преобладают формы замещения силикатов сульфидами, которые

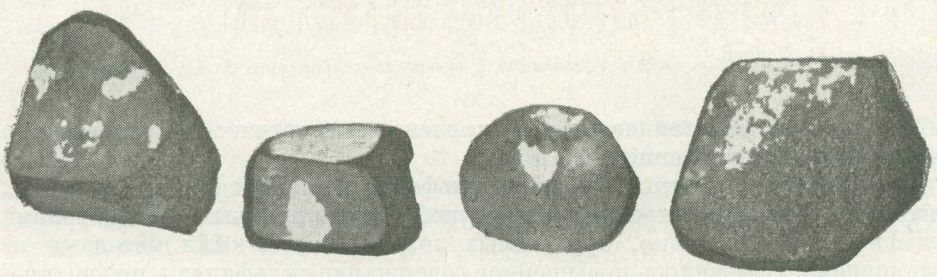


Рис. 82. Гнезда сульфидов в габбро-пегматитах (аншлифы, натур. вел.).

представлены пирротином, пиритом, пентландитом, халькопиритом. Их особенности такие же, как и в аналогичных породах массива Федоровой тундры.

Содержание никеля в пробах обычно не превышает 0.1—0.15% и только в 16 керновых пробах из 172 содержание никеля было 0.2—0.35%. В одной пробе из скв. 34 на глубине 0.9 м содержание никеля дости-

гало 0.46%, меди — 0.65%, серы — 4.74%, кобальта — 0.08%. На рис. 83 показана зависимость между содержанием никеля и меди в трех зонах сульфидной минерализации. Отчетливо устанавливается, что в плагиоклазовых пироксенитах никель преобладает над медью, в то время как в пегматоидных габбро-норитах медь преобладает над никелем. Среднее отношение Ni : Cu=1 : 1.5. Содержание серы в породах при кларковом содержании никеля и меди составляет не более 0.1% и возрастает в 10—12 раз (до 1—1.2%) при суммарном содержании меди и никеля 0.2—0.3%. Среднее содержание никеля в минерализованных породах

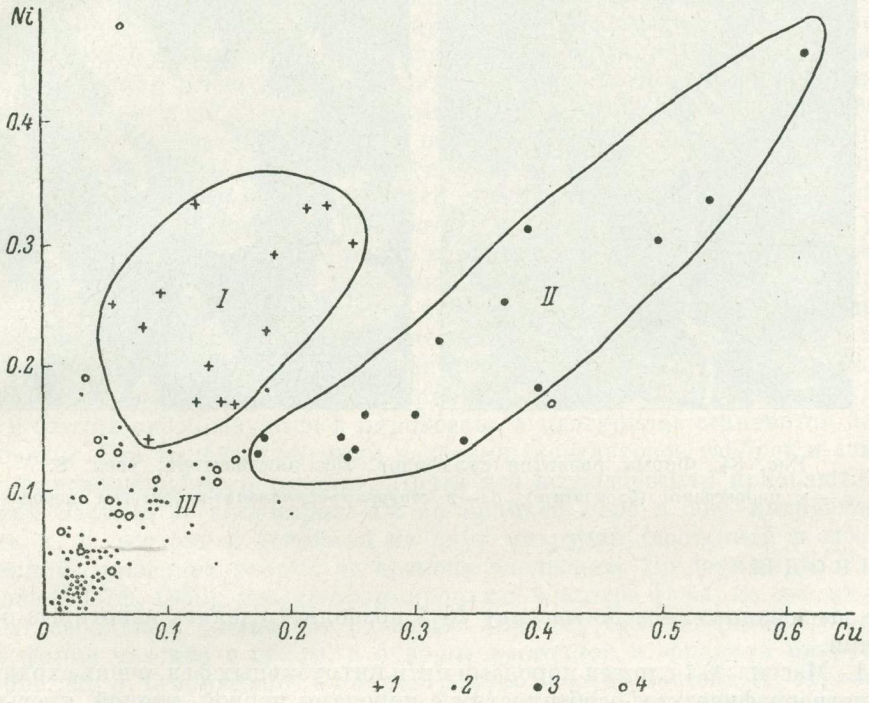


Рис. 83. Зависимость между содержанием никеля и меди в трех сульфидных зонах.

1 — пробы из бронзититов и перидотитов (I зона); *2* — пробы из силлиманит-ставролит-хлоритовых сланцев (III зона); *3* — пробы из мезократовых габбро-норитов (II зона); *4* — пробы вне сульфидных зон.

массива составляет 0.093%, меди — 0.16%, кобальта — 0.09%, серы — 0.31%, Ni : Cu=1 : 2.7, $Ni_{сульф.} : Ni_{силик.}$=1 : 0.6, Co : Ni=1 : 10, (Ni+Cu) : S=3 : 10.

В эпигенетических переотложенных рудах, содержащих от 10 до 70% сульфидов, преобладает пирротин. Пентландит (в виде пламенновидных вростков и редких зерен) составляет 0.5—1%, халькопирит — 0.5—1.5%, встречен молибденит. Сильно оруденелые зоны с пирротином отмечались в скв. 31 (интервалы 279.55—283.2 м, 285—294.1 м), скв. 37 (интервал 150.9—158.25 м), скв. 36 (интервал 31.15—140.7 м) и т. д. В этих зонах сульфиды обычно цементируют обломки рассланцованных габброноритов. Часто сульфиды развиваются и в виде прожилков шириной от 0.1—0.2 мм до 1 см, редко до 10 см. Наиболее обычна густая вкрапленность. На рис. 84, *а*, *б* показаны формы развития сульфидов во второй и третьей зонах. Из 24 проб пирротиновых руд только в одной содержание сульфидного никеля равно 0.24%, меди — 0.09%, кобальта — 0.07%,

серы — 11.2%. В остальных пробах содержание никеля не превышает 0.09%, меди — 0.015%, кобальта — 0.009%. Содержание серы варьирует от 0.8 до 11.2% во вкрапленных рудах и в брекчированных достигает 15.44%.

Рис. 84. Формы развития сульфидов. Без анализатора, увел. 8.
а — в пироксените (бронзитите); *б* — в ставролит-силлиманит-хлоритовых породах.

ВЫВОДЫ

Все вышеизложенное по массиву № 1 позволяет сделать некоторые обобщения.

1. Массив № 1 сложен породами пяти интрузивных фаз, очень сходными по петрографическим особенностям с породами первой, второй, третьей и четвертой фаз массива Федоровой тундры, т. е. массив № 1 является почти аналогом массива Федоровой тундры. Он также относится к группе межформационных платформенных интрузий.

2. Все, что было отмечено в выводах по массиву Федоровой тундры (пункты 2—3), относится и к массиву № 1.

3. В отличие от массива Федоровой тундры в массиве № 1 более широко развиты породы первой интрузивной фазы. Пегматоидные габбронориты отнесены нами здесь к самостоятельной интрузивной фазе, учитывая малый размер массива № 1, который вряд ли мог быть материнским для даек габбро-пегматитов, содержащих сульфидную вкрапленность.

4. Массив № 1 приурочен к меридиональной тектонической зоне разлома. Он является, видимо, частью более крупного массива, т. е. представляет собой небольшой тектонический блок. Наличие этого массива подтверждает вывод о связи магматизма в районе исследования с меридиональной глубинной зоной разлома. На восток он не прослежен.

5. Массив № 1 подтверждает наличие металлогенической специализации, тесно связанной с формированием эпигенетических и сингенетических рядов горных пород.

МАССИВ ЗАСТЕЙД II

Массив Застейд II располагается в горной цепи Сальных тундр вблизи северо-восточной зоны предполагаемого контакта пород гранулитовой формации с породами кольской серии гнейсов (рис. 85, см. вкладку).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Массив Застейд II размещается среди биотит-гранат-амфиболовых гнейсов и диорито-гнейсов, мигматизированных местами микроклиновыми гранитами. Он является одним из наиболее молодых по возрасту массивов района, так как имеет отчетливо рвущие эруптивные контакты со всеми вмещающими его породами, с четкими зонами экзо- и эндоконтакта. Массив слабо затронут тектоникой, не пересекается ни гранитами, ни пегматитами. Более молодыми являются только жилы диабазов, секущие массив. Предположительно относится к интрузиям среднего протерозоя. Буровые скважины и горные выработки, вскрывшие зону контакта в различных местах, показали, что вдоль контакта часто наблюдаются брекчии, в которых обломки гнейсов включены в основные и ультраосновные породы. Обычно в зоне эндоконтакта породы имеют неравномернозернистое и крупнозернистое пегматоидное сложение. Зона экзоконтакта редко превышает 1—2 м. Гнейсы и гнейсо-диориты в зоне экзоконтакта превращаются в массивные породы, а по составу приближаются к габбро. В гнейсах гранат и биотит преобразуются в пироксены, а плагиоклаз становится более основным. Эти породы получили название «контактовое габбро» и «пироксен-плагиоклазовые роговики». Почти все исследователи признают, что массив Застейд II сформировался по крайней мере в две интрузивные фазы, т. е. состоит в основном из двух интрузий (восточной и северо-западной), имеющих разрыв во времени внедрения. По данным А. С. Сахарова (1957ф, 1960), массив сформировался в четыре фазы, но две из них имеют небольшое площадное развитие. Поэтому целесообразно говорить не о форме массива в целом, а о форме восточной и западной интрузий. На рис. 86, *а*, *б* приведены блок-диаграммы массива Застейд II, отражающие его строение и форму. Они составлены на основе данных структурного анализа и керна буровых скважин. Интерпретация глубинного строения в известной степени гипотетична, так как в пределах массива не пробурено ни одной глубокой структурной скважины.

Восточная интрузия в плане имеет форму параллелограмма, удлиненного в северо-западном (почти в меридиональном) направлении (рис. 85). Его южный контакт падает на север под углом 40—50°. Восточный контакт на юге падает сначала под углом 40—50°, а севернее, становясь круче, — под углом 70—85° в сторону массива. В самой северной части восточный контакт имеет падение от массива под углом 80°. Западный контакт на юге крутой — 50—60°, на севере более пологий. Поверхность, ограничивающая восточную интрузию снизу, с запада, востока и юга, создает фигуру, напоминающую по форме «смятый совок» (определение А. С. Сахарова), что нашло отражение на рис. 86. Дно «совка» погружается к северу. Параллельно ему располагается первичная слоистость пород восточной интрузии. Так как дно «совка», погружаясь к северу, одновременно наклонено на запад, то и слоистость в восточной интрузии всюду имеет моноклинальное западное падение. Расслоенность затухает ближе к южному, западному и восточному контактам и слегка «подворачивается». Поэтому только в мелком плане создается впечатление о «притыкании» слоев к крутым поверхностям западного и восточного контактов, как это считает А. С. Сахаров.

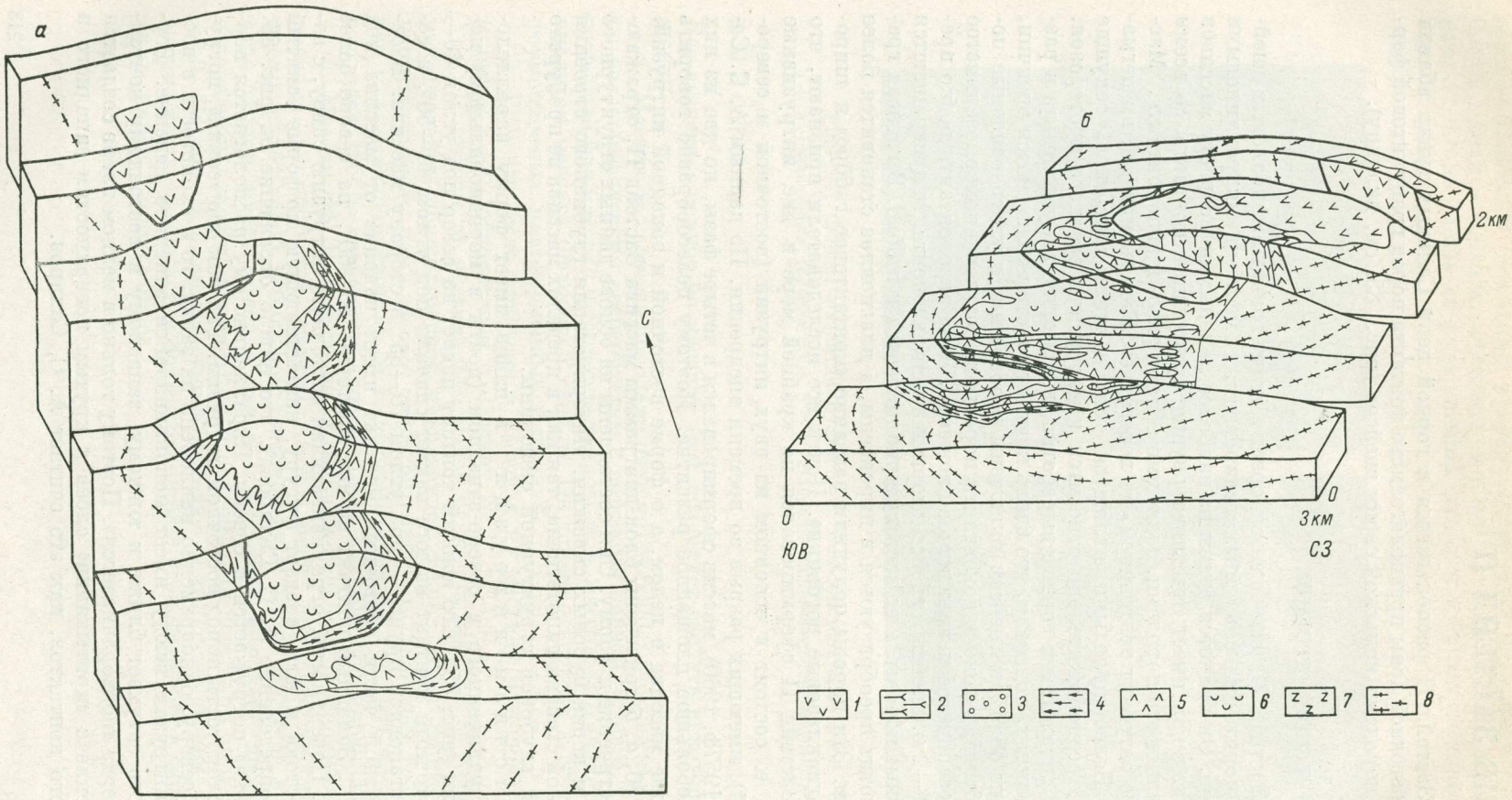


Рис. 86. Блок-диаграммы массива Застейд II в двух положениях (*а* — с востока и *б* — с юга).

1 — пироксениты и плагиопироксениты (III фаза); *2* — верхняя брекчия: угловатые и линзообразные включения перидотитов (II фаза) в пироксенитах и плагиопироксенитах (III фаза); *3* — пойкилитовое габбро (II фаза); *4* — пироксениты, плагиопироксениты (II фаза); *5* — перидотиты (II фаза); *6* — оливиниты (II фаза); *7* — нижняя брекчия: включения тонкозернистых ультраосновных пород (I фаза) совместно с участками пироксенитов в перидотитах (II фаза); *8* — вмещающие породы.

Западная интрузия внедрилась в клиновидную по форме полость, в породы восточной интрузии. Ее западный контакт крутой, а восточный и южный сравнительно пологие и падают на север. Вдоль восточного и южного контактов картируется широкая зона брекчированных пород, отмеченная на геологической карте и блок-диаграмме (рис. 85 и 86).

ЕСТЕСТВЕННЫЕ РЯДЫ ПОРОД ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНЫХ ИНТРУЗИВНЫХ ФАЗ И СИНГЕНЕТИЧЕСКИЕ РЯДЫ ПОРОД

Формирование массива Застейд II в четыре интрузивные фазы доказывается прямыми геологическими фактами, в соответствие с которыми А. С. Сахаров (1957ф) выделяет четыре разновозрастных интрузивных комплекса:

1) тонкозернистых и мелкозернистых ультраосновных пород — перидотитов, оливиновых пироксенитов, пироксенитов (I фаза);

2) среднезернистых оливинитов—перидотитов—пироксенитов—полевошпатовых пироксенитов—меланократовых габбро—габбро-пегматитов (II фаза);

3) среднезернистых пироксенитов—плагиопироксенитов—габбро (III фаза);

4) жильных основных пород (IV фаза).

Породы I фазы встречаются в ксенолитах среди зоны так называемой «нижней» брекчии, которая прослежена в породах II фазы недалеко от ее восточного контакта с вмещающими породами по простиранию на 600 м при ширине по склону в 110—120 м. Зона с ксенолитами пород I фазы падает на запад под углом в 45—55° в соответствии с падением полосчатости в породах II интрузивной фазы. В брекчии цементом являются перидотиты, ксенолитами — пироксениты. Ксенолиты пироксенитов включают участки тонко- и мелкозернистых ультраосновных пород — перидотитов. В контактах с участками мелкозернистых ультраосновных пород пироксениты содержат мелкоточечную вкрапленность сульфидов. Ксенолиты имеют форму пластин и угловатых обломков. Мелкозернистые ультраосновные породы встречаются и вне зоны нижней брекчии в форме неправильных линзовидных тел среди пород II фазы. По контакту с ними всегда развита пироксенитовая оторочка. Крупные ксенолиты пироксенитов секутся жилами перидотитов II фазы. Контакты всегда четкие. Следовательно, существование пород I интрузивной фазы однозначно доказывается прямыми геологическими фактами.

Породы восточной интрузии (оливиниты—перидотиты—пироксениты—габбро — II фаза) отделены от пород северо-западной интрузии (пироксениты—полевошпатовые пироксениты—габбро — III фаза) зоной верхней брекчии, прослеженной вдоль контакта пород II и III фазы на 2.5 км при ширине полосы вдоль склона около 500 м. Ксенолитами в брекчии являются перидотиты и оливиниты II фазы, а цементом — пироксениты, полевошпатовые пироксениты III фазы. Основная масса эруптивной брекчии состоит из пироксенита, в котором находятся обломки перидотита и оливинита. Встречаются крупные блоки перидотитов, в которых пироксенит имеет иногда жильные формы развития. Зоны брекчий показаны на геологической карте и на блок-диаграмме (рис. 85, 86). По отношению к внутренней структуре второго комплекса оливинитов—перидотитов—пироксенитов верхняя зона брекчии имеет секущее положение. Жильное залегание диабазов, секущих породы II и III фаз, также однозначно свидетельствуют о их самом молодом возрасте (IV фаза). Породы, аналогичные породам I фазы, были встречены в жильном залегании среди

гнейсов вблизи юго-восточного края массива. Аналогами пород II и III фаз можно считать жилы перидотитов и пироксенитов, встреченные на горе Застейд I, по р. Пече, на Безымянной высоте, на горе Подасуайв, по руч. Магнетитовому. Породы I и IV фаз имеют петрологическое значение, их роль в строении массива очень невелика. Породы II и III фаз составляют 99% от объема массива.

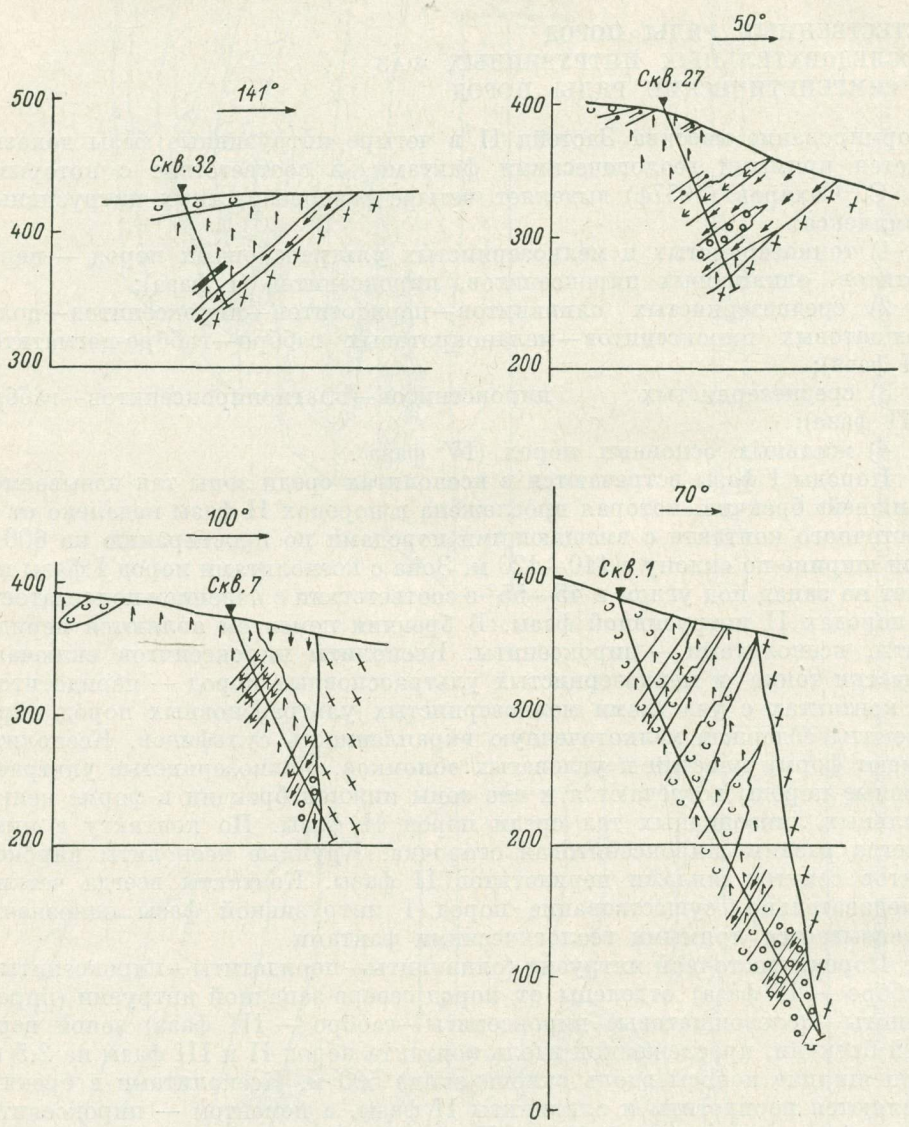


Рис. 87. Разрезы по скважинам через приконтактную зону пород массива Застейд II.

Внутреннее строение интрузии оливинитов—перидотитов—пироксенитов II фазы достаточно сложное. В плане центральная часть сложена толщей, состоящей преимущественно из оливинитов. Мощность ее примерно 400 м, толща падает на запад—северо-запад под углом в 45° (рис. 86, *б*). В верхнем и нижнем контактах оливинитовые толщи постепенно переходят в сравнительно мощные пласты перидотитов. Верхний пласт перидотитов, брекчированный в верхней части при внедрении ин-

трузии III фазы, сравнительно однообразный и имеет мощность примерно 250 м. Нижний пласт имеет мощность 170—175 м. Он содержит слои оливинитов и пироксенитов, а также зону нижней брекчии, мощность которой колеблется от 0 до 60 м. Следовательно, всю центральную часть интрузии II фазы слагают ультраосновные породы — оливиниты—перидотиты. Ядро состоит из оливинитов, а к периферии оливиниты сменяются

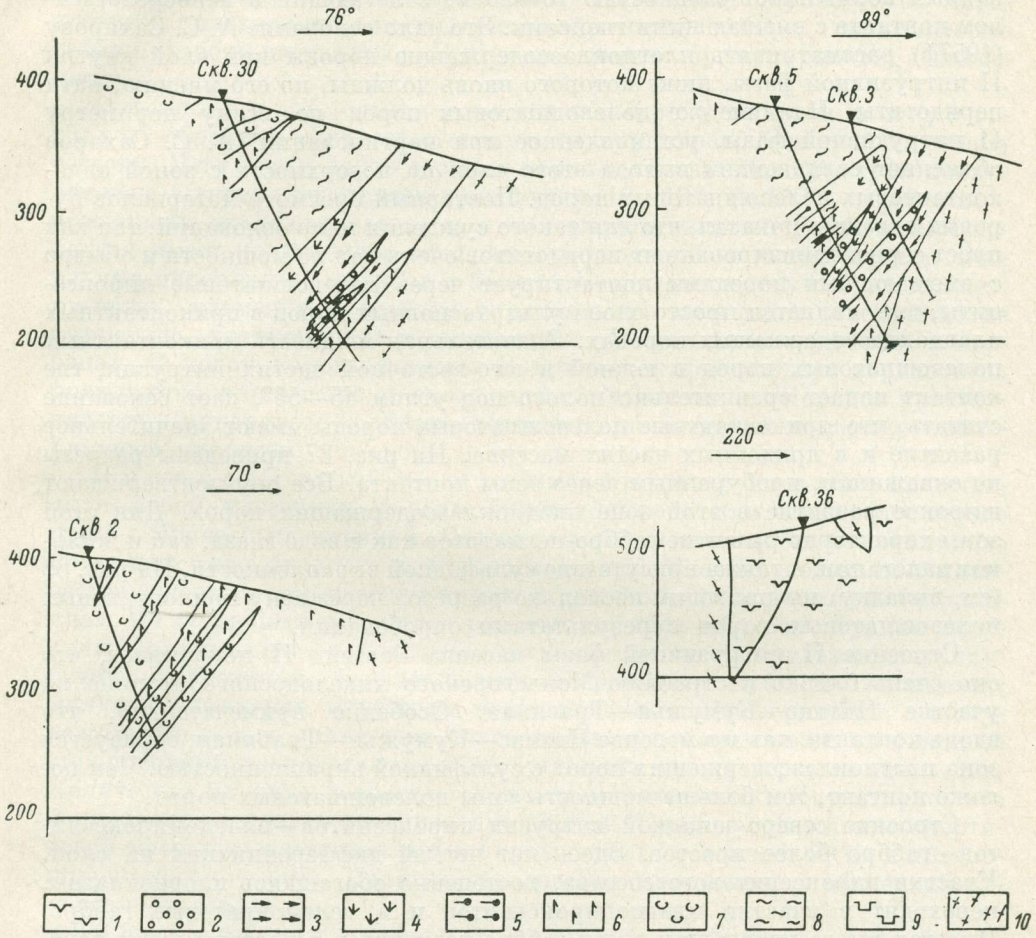


Рис. 87 (*продолжение*).

III фаза: *1* — пироксениты, плагиопироксениты и габбро; II фаза: *2* — пойкилитовое меланократовое габбро (с прослоями плагиопироксенитов), *3* — плагиоклазовые пироксениты, *4* — пироксениты, *5* — оливиновые пироксениты, *6* — перидотиты, *7* — оливиниты I и II фазы: *8* — включения пироксенитов в перидотитах, совместно с участками тонко- и мелкозернистых ультраосновных пород; *9* — контактное габбро; *10* — гнейсы.

перидотитами. По наблюдениям А. С. Сахарова слоистость в этом комплексе пород залегает моноклинально, падая на запад—юго-запад под углом 45—55°. Так как зоны контакта скрыты под наносами, то нельзя судить о поведении полосатости вблизи контактов. Однако, судя по скважинам, около крутых контактов полосатость залегает круто. Это дало нам основание представить положение толщ в пространстве так, как это показано на блок-диаграмме (рис. 86, *а*). Глубокие скважины в центральной части массива не бурились. Скважины, пробуренные вдоль восточного и южного контактов, показывают, что оливинит-перидотитовое

ядро II интрузивной фазы в контактной зоне постепенно сменяется полевошпатовыми породами — пироксенитами с плагиоклазом, полевошпатовыми пироксенитами, меланократовыми габбро, пойкилитовыми габбро. Среди них встречаются как конституционные, так и жильные габбро-пегматиты, а также слои перидотитов. Несколькими скважинами в нижней части зоны полевошпатовых пород пересечен слой серпентинизированных перидотитов мощностью 10—20 м, залегающий в непосредственном контакте с вмещающими гнейсами. Это дало основание А. С. Сахарову (1957ф) рассматривать плагиоклазсодержащие породы как слой внутри II интрузивной фазы, ниже которого вновь должны, по его мнению, идти перидотиты. Наличие же полевошпатовых пород по всему периметру II интрузивной фазы, установленное при картировании, А. С. Сахаров объясняет совпадением выхода этого слоя на поверхность с зоной эндоконтактовых полевошпатовых пород. Повторный просмотр материалов буровых скважин показал, что для такого суждения мало оснований, так как пласт серпентинизированных перидотитов очень мал по мощности и обычно с вмещающими породами контактирует через полевошпатовые пироксениты, т. е. является просто слоем ультраосновных пород в приконтактных плагиоклазсодержащих породах. Значительная мощность приконтактных полевошпатовых пород в южной и юго-восточной частях интрузии, где контакт падает сравнительно полого под углом 45—55°, дает основание считать, что приконтактные полевошпатовые породы имеют значительное развитие и в придонных частях массива. На рис. 87 приведены разрезы по скважинам, пробуренным через зоны контакта. Все они подтверждают широкое развитие в этой зоне плагиоклазсодержащих пород. Для этой зоны характерно развитие габбро-пегматитов как в виде гнезд, так и жильном залегании, а также присутствие сульфидной вкрапленности. На рис. 88 (см. вкладку) мы приводим несколько разрезов через зону приконтактных полевошпатовых пород с результатами опробования.

Строение II интрузивной фазы массива Застейд II показывает, что оно очень близко к строению Мончегорского никеленосного плутона на участке Ниттис—Кумужья—Травяная. Особенно примечательно, что вдоль контакта, как и в массиве Ниттис—Кумужья—Травяная, образуется зона плагиоклазсодержащих пород с сульфидной вкрапленностью. Чем положе контакт, тем больше мощность зоны полевошпатовых пород.

Строение северо-западной интрузии пироксенитов—плагиопироксенитов—габбро более простое. Здесь нет четкой дифференциации на слои. Участки пироксенитового состава, постепенно обогащаясь плагиоклазом, переходят в участки плагиопироксенитов и в меланократовые габбро. Имеется много небольших гнезд габбро-пегматитов с постепенными переходами в окружающие породы. Обогащение пород плагиоклазом часто наблюдается в зоне контакта.

Геологические исследования показывают, что ряд пород последовательных магматических фаз массива Застейд II включает: 1) перидотиты—оливиновые пироксениты, пироксениты I интрузивной фазы; 2) оливиниты—перидотиты—пироксениты—плагиоклазсодержащие породы II интрузивной фазы; 3) пироксениты—плагиопироксениты III интрузивной фазы; 4) жилы диабаза (IV фаза). Сульфидная медно-никелевая минерализация связана с породами II интрузивной фазы.

Ультраосновные и основные породы внутри каждого комплекса связаны взаимопереходами и являются сингенетическими образованиями.

Породы первой интрузивной фазы. Породы этой фазы представлены пироксенитами, оливиновыми пироксенитами и перидотитами, имеют серый цвет с зеленоватым оттенком, сложение мелкозернистое и тонкозернистое. В главной массе порода состоит из ромбического пироксена. Содержание оливина редко превышает 30%. Встречается моноклинный

пироксен типа диопсида. Амфиболы принадлежат к куммингтонитовому ряду. Рудные минералы представлены магнетитом, хромитом, ильменитом, часто встречается шпинель. Из сульфидов отмечались халькопирит и пирротин. Последовательность образования минералов: оливин—ромбический пироксен—моноклинный пироксен.

Породы второй интрузивной фазы. К породам II фазы относятся оливиниты с пироксеном, перидотиты, оливиновые пироксениты, пироксениты, плагиопироксениты, меланократовые габбро, пойкилитовые габбро, габбро-пегматиты. Все они имеют среднезернистое сложение.

Оливиниты, оливиниты с пироксеном и перидотиты образуют одну естественную группу пород, близкую по своему составу. Цвет пород черно-серый и черно-зеленоватый, структура пойкилитовая. Оливин представлен хризолитом (10—13% Fe_2SiO_4), пироксены—в основном диаллагом, авгитом и железистым авгитом. Ромбический пироксен имеет подчиненное значение по сравнению с моноклинным. Вторичные минералы — амфибол и биотит. Из рудных присутствуют хромит, магнетит, ильменит и изредка вкрапленники сульфидов, состоящие из пирротина, халькопирита и пентландита. Встречаются серпентин и карбонат. В целом породы свежие. В приконтактной части в перидотитах появляются плагиоклаз и сульфидные вкрапленники. Порядок кристаллизации минералов: оливин—магнетит—ромбический пироксен—моноклинный пироксен.

Пироксениты и плагиопироксениты представляют собой массивные породы буровато-серого или зеленовато-серого цвета с бронзовым оттенком. Состоят преимущественно из моноклинного пироксена типа диаллага и бурового авгита. В очень небольшом количестве содержат ромбический пироксен и постоянно присутствует плагиоклаз. Из вторичных минералов развиты амфибол и биотит. Рудные минералы предстаавлены магнетитом, ильменитом и сульфидами (халькопиритом, пирротином, пентландитом); встречаются кубанит, валлериит, миллерит, виоларит. Структура пород панидиоморфнозернистая, а в случае значительного количества плагиоклаза — пойкилитовая. Сульфидные вкрапленники располагаются в интерстициях между зернами силикатов. Количество их явно возрастает в плагиопироксенитах. Характерно, что плагиоклаз в породах сравнительно кислый. Среднее содержание анортитовой молекулы в плагиоклазе в пироксенитах составляет 30%, в плагиопироксенитах — 40%. Порядок образования минералов: ромбический пироксен—плагиоклаз.

Меланократовые и пойкилитовые габбро представлены коричневато-серыми породами массивной текстуры с пойкилитовой структурой. Крупные (до 10 см) кристаллы плагиоклаза включают зерна пироксенов. Пироксен преимущественно моноклинный, ромбический пироксен имеет подчиненное значение. Основность плагиоклаза и железистость ромбического пироксена выше, чем в группе пироксенитов—плагиопироксенитов. Постоянно присутствует амфибол, иногда встречается биотит, реже гранат и карбонаты. Рудные минералы представлены ильменитом, магнетитом, хромитом и сульфидами — пирротином, халькопиритом, пентландитом, миллеритом. Сульфиды располагаются в интерстициях. Порядок образования минералов: ромбический пироксен—моноклинный пироксен—плагиоклаз—сульфиды.

Габбро-пегматиты макроскопически представлены крупнозернистыми коричневато-серыми или темно-серыми массивными породами, часто такситовыми. Состоят они из ромбического и моноклинного пироксенов и плагиоклаза. Структура пород гипидиоморфнозернистая. Из рудных встречаются ильменит и сульфиды (пирротин, пентландит и халько-

пирит). Порядок образования минералов: ромбический пироксен—моноклинный пироксен—плагиоклаз.

Породы третьей интрузивной фазы. Породы этой фазы представлены пироксенитами, плагиопироксенитами, меланократовыми габбро. Макроскопически это темно-серые с зеленоватым оттенком среднезернистые массивные породы. Они состоят из моноклинного пироксена типа авгита (с большим количеством вростков железистого авгита), ромбического пироксена и плагиоклаза. Рудные минералы представлены магнетитом и в малом количестве сульфидами — пирротином и халькопиритом. Из вторичных минералов развиты амфибол и биотит. Структура пород панидиоморфнозернистая и гипидиоморфнозернистая. В габбро часто наблюдается пойкилитовая структура, размер зерен плагиоклаза здесь обычно не превышает 1—3 см. Плагиоклаз переполнен включениями пироксена.

Породы четвертой интрузивной фазы. Породы IV фазы представены тонкозернистым диабазом, иногда с видимыми мелкими вкрапленниками плагиоклаза. Диабазы состоят из плагиоклаза (60%), пироксенов или амфиболов (35%) и рудных минералов (5%). Структура пород долеритовая, в краевой части даек — микролитовая. В свежих диабазах (долеритах) средний номер плагиоклаза 58, в амфиболизированных — 45; моноклинный пироксен имеет $2V=42°$, $c : Ng=40°$.

Породы всех интрузивных фаз сложены одними и теми же минералами. Их состав по фазам приведен в табл. 37.

Оливин всегда развивается в виде мелких удлиненных зерен (0.5—0.05 мм) в породах первой фазы и средних (около 1 мм) — в породах второй фазы. Наблюдается спайность (по 010), включений нет, серпенти-

Таблица 37

Состав минералов в породах массива Застейд II

Порода	Оливин, % Fe_2SiO_4		Ромбический пироксен, % $FeSiO_3$		Моноклинный пироксен		Плагиоклаз, №	
	от—до	среднее	от—до	среднее	$2V$	$c : Ng$	от—до	средний
Первая фаза								
Перидотиты	—	—	—	—	—	—	—	—
Мелкозернистые оливиновые пироксениты	4—15	10 (7)	8—10	9 (3)	—	—	—	—
Вторая фаза								
Оливиниты	4—15	10 (7)	—	—	—	—	—	—
Перидотиты	8—16	13 (8)	9—13	10 (7)	46—60 *	37—46	—	—
Пироксениты	—	—	10—20	14 (10)	37—56 *	39—47 *	21—38 *	29 (4)
Плагиопироксениты	—	—	13—15	14 (2)	—	—	36—46 *	40 (5)
Меланократовое габбро	—	—	21—28	24 (11)	—	—	43—50 *	45.3 (11)
Габбро-пегматиты	—	—	20—25	23 (8)	—	—	—	—
Третья фаза								
Пироксениты	—	—	12—12	12 (2)	41—54 *	37—47 *	—	48
Плагиопироксениты	—	—	12—15	13.5 (2)	39—43 *	44—55	—	47
Меланократовое габбро	—	—	21—24	23 (3)	—	—	40—45 *	43 (3)
Четвертая фаза								
Долерит	—	—	—	—	—	—	50—64	56.6 (5)

Примечание. В скобках — количество измерений.
* По оптическим определениям А. С. Сахарова (1957ф).

низирован слабо (кроме серпентинизированных перидотитов). В первой фазе оливин относится к форстериту, во второй — к магнезиальному хризолиту.

Ромбический пироксен в породах первой фазы отличается от пироксенов второй и третьей фаз. В первой фазе мелкие изометрические зерна ромбического пироксена содержат вдоль отдельности по (010) субмикроскопические выделения пластинок рудного минерала и состоят из веретеноподобных двойников, гаснущих неодновременно. В породах второй и третьей фаз ромбический пироксен образует всегда идиоморфные зерна, удлиненные по оси *c*, особенно они хорошо ограничены в местах соприкосновения с плагиоклазом или в случае включения их в плагиоклаз. Плеохроируют от бесцветного по *Ng* до коричневого по *Np*. Интенсивность окраски пироксенов возрастает от оливинитов к габбро, что согласуется с содержанием $FeSiO_3$ (табл. 37). Вдоль трещин спайности по (100) располагаются тончайшие выделения пластинок ильменита.

Моноклинный пироксен более распространен, чем ромбический. Он представлен фиолетово-коричневыми или зеленовато-серыми зернами неправильной формы, которые являются сложными сростками оптически различных индивидов. Устанавливаются две разновидности — диалаг и авгит. Кроме того, во врастках наблюдается железистый авгит. Между диалагом и авгитом наблюдаются переходные разновидности. Зерна диалага с совершенной спайностью по (100) сдвойникованы. Вдоль плоскостей срастания и по спайности (100) отмечаются обильные включения «рудной пыли», так что все зерно кажется бурым. Зерна авгита состоят из полисинтетических и попарно сдвойникованных неправильных дендритовидных срастаний, расположенных косо по отношению к оси *c*. Иногда наблюдаются зональные зерна: центр бесцветный и не сдвойникованный, края бурые и сдвойникованные, часто сростки пироксенов образуют дактилоскопическую структуру. Мутно-зеленый железистый авгит с более высоким светопреломлением образует неправильные червеобразные вростки (выделения) внутри зерен более магнезиальных моноклинных пироксенитов. Количество этих вростков явно увеличивается в авгите третьего комплекса.

Плагиоклаз в породах второй фазы образует ксеноморфные с коричневатым запылением пойкилокристаллы до 5—7 см в поперечнике. В породах третьей фазы плагиоклаз прозрачный, размер кристаллов не превышает 1—2 см при ширине 0.1—0.2 см. В жильных породах вкрапленники плагиоклаза имеют форму лейст. Как видно из табл. 37, основность плагиоклаза возрастает в породах второй фазы с увеличением его количества. В породах третьей фазы основность плагиоклаза убывает с увеличением его содержания.

Амфибол в породах первого комплекса принадлежит к куммингтонитовому ряду. Макроскопически он коричневато-серый, в шлифах почти бесцветный. В породах второго комплекса амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой, плеохроирующей в мутно-зеленых тонах. В породах третьего комплекса амфибол плеохроирует в мутно-зеленых (по *Ng*) и зеленовато-желтых (по *Np*) тонах. В жильных породах амфибол представлен иголочками актинолита.

Биотит образует пластинки без концевых граней. Плеохроирует в коричневато-красных тонах, замещает часто железистый авгит.

Четкая последовательность образования породообразующих минералов и их состав, меняющийся по мере падения температуры или изменения условий кристаллизации, позволяют считать, что во второй интрузивной фазе естественный сингенетический ряд горных пород включает в порядке их образования: оливиниты → оливиниты с пироксеном → перидотиты → → оливиновые пироксениты → пироксениты → полевошпатовые пироксе-

Химические анализы пород массива Застейд II

Номера анализов	Номера образцов	Порода	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O^-	H_2O+	Cr_2O_3	SO_3	NiO	S	Сумма
		Первая фаза																		
239	22	Мелкозернистый оливиновый пироксенит	50.82	0.20	2.32	1.53	10.14	0.20	31.50	2.00	Не обн.	Не обн.	—	1.11	0.03	0.43	—	—	—	100.28
		Вторая фаза																		
240	15/192	Оливинит	38.36	0.12	2.78	1.88	13.58	0.23	42.09	0.88	0.09	Не обн.	Сл.	0.07	—	0.16	Не обн.	0.27	—	100.51
241	9	»	37.09	0.11	1.30	3.38	12.76	—	40.59	1.34	Не обн.	»	0.07	2.19	0.18	1.10	—	0.28	0.03	100.42
242	508-з	Перидотит	47.28	0.44	4.50	1.17	10.13	0.32	23.42	11.32	0.42	»	Не обн.	0.21	0.00	—	0.13	0.08	—	99.92
243		Крупнозернистый перидотит из зоны контакта	38.32	0.62	7.76	2.16	11.79	0.15	27.88	5.13	1.76	2.67	0.40	0.52	—	1.10	0.06	—	—	100.02
244	27/122	Серпентинизированный перидотит	41.16	0.37	3.82	5.57	7.94	0.20	26.87	7.30	0.37	Сл.	Сл.	0.40	4.78	0.46	1.08	0.24	—	100.56
245	15	Перидотит	42.6	0.17	2.65	1.12	12.47	—	34.02	4.94	Не обн.	Не обн.	0.04	1.47	0.04	0.60	—	0.22	0.04	100.37
246	12	Пироксенит	50.27	0.37	2.43	2.39	9.20	0.13	20.0	14.27	0.80	—	0.03	0.08	0.05	0.40	—	—	0.02	100.24
247	14	»	52.02	0.32	2.32	1.52	7.47	0.11	20.33	14.32	0.70	—	0.01	0.24	0.08	0.74	—	—	0.03	99.98
248	514-е	»	50.82	0.37	5.88	1.13	6.67	0.21	19.55	14.54	0.63	Сл.	Сл.	0.15	—	—	—	0.01	—	100.34
249	517-б	Пироксенит с плагиоклазом	51.50	0.36	5.12	1.35	8.42	0.24	21.92	10.34	0.27	—	»	0.14	0.40	0.42	—	0.03	—	100.51
250	8/344.6	Меланократовое габбро	50.14	0.68	8.88	1.80	9.62	0.31	13.58	12.30	1.35	Сл.	»	0.27	—	0.52	0.12	0.01	—	99.58
251	6	Полевошпатовый пироксенит	49.30	0.60	10.66	2.10	8.94	—	12.95	12.39	1.99	—	0.06	1.10	0.16	Не обн.	—	0.04	0.05	100.24
252	519-в	Габбро-пегматит жильный	52.46	0.60	23.80	1.73	4.20	0.11	3.39	9.30	3.90	—	Сл.	0.44	—	—	Сл.	Сл.	—	99.89
		Третья фаза																		
253	37	Плагиопироксенит (контактовый)	51.07	0.69	3.35	1.45	7.87	0.15	18.09	15.54	0.45	0.15	—	0.89	0.12	0.44	—	0.07	—	100.30
254	13	Пироксенит	51.16	0.62	4.09	2.56	8.33	0.20	17.0	15.24	0.99	—	0.013	0.08	0.06	0.09	—	—	0.01	100.17
255	527-а	Пироксенит плагиоклазовый	49.82	0.66	6.88	1.76	10.10	0.53	15.01	15.06	0.48	Сл.	Сл.	0.48	—	—	Не обн.	0.07	—	100.37
256	36/25.6	Габбро	52.25	0.60	8.09	1.51	7.68	0.21	14.02	14.66	0.77	0.12	»	0.14	0.15	0.04	0.08	0.05	—	100.37
257	5	Габбро-пегматит	48.5	0.95	10.42	2.25	9.86	—	13.41	11.44	1.48	—	0.02	1.10	0.16	Не обн.	—	0.04	0.05	99.68
		Четвертая фаза																		
258	4	Диабаз (долерит)	48.49	0.62	15.83	2.97	7.92	—	9.53	8.33	3.55	—	0.11	2.08	0.46	—	—	—	—	99.70
		Средний состав																		
259	Породы второго комплекса		45.4	0.3	4.4	1.4	10.7	0.2	28.3	8.5	0.3	—	—	0.2	—	0.1	0.1	0.1	—	100.0
260	Породы третьего комплекса		49.7	0.5	7.0	1.8	9.8	0.5	14.7	15.0	0.6	—	—	0.4	—	—	--	0.06	—	100.0

Номера анализов	Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому										
	a	*c*	*b*	*S*	*f'*	*m'*	*c'*	*n*	*t*	φ	*Q*
											Первая
239	0.1	1.3	52.2	46.5	16.8	81.9	1.4	—	0.4	1.9	— 8.3
											Вторая
240	0.2	0.8	65.9	33.1	16.8	81.8	1.4	100	0.1	2.0	—35.1
241	—	0.7	66.2	33.1	18.0	81.1	0.9	—	0.2	3.4	—34.6
242	0.6	2.2	51.8	45.4	17.6	64.4	18.0	100	0.6	1.5	—12.6
243	6.6	2.7	53.4	37.3	21.0	74.1	4.9	50.0	1.3	3.0	—41.3
244	0.8	1.8	56.3	41.1	19.0	70.5	10.5	100	0.7	7.2	—21.2
245	0.0	1.4	59.7	38.9	17.1	77.2	5.6	—	0.3	1.3	—23.6
246	1.5	0.6	50.5	47.4	17.7	55.2	27.1	100	0.6	2.3	— 8.8
247	1.2	0.7	49.0	49.1	14.0	58.0	27.6	100	0.5	2.1	— 4.9
248	1.3	2.7	46.7	49.3	13.6	60.1	26.3	100	1.1	1.7	— 6.7
249	0.5	2.6	47.2	49.7	16.6	66.5	16.9	100	0.5	2.0	— 4.2
250	2.8	4.0	40.6	52.7	24.6	51.6	23.8	100	1.1	3.4	— 4.3
251	4.0	4.6	39.1	52.3	24.4	51.8	23.9	100	1.0	4.2	— 8.0
252	9.3	13.5	12.2	65.0	44.3	45.8	9.9	100	1.0	1.2	— 2.1
											Третья
253	1.0	1.7	47.5	49.2	15.1	54.7	30.1	66	1.1	2.2	— 4.7
254	1.8	1.4	47.2	49.5	18.3	51.5	30.3	100	1.0	3.9	— 5.9
255	1.2	3.5	44.7	50.5	22.5	50.2	27.1	100	1.0	3.0	— 4.8
256	1.6	3.8	41.1	53.5	19.2	51.4	29.4	92.3	0.9	2.7	0.0
257	3.1	5.0	39.7	52.3	26.6	53.3	20.2	100	1.5	4.5	— 6.7
											Четвертая
258	7.8	6.7	29.8	55.7	34.0	54.2	11.7	100	1.0	8.8	— 0.9
											Средний
259	0.5	2.1	55.0	42.4	17.4	71.2	11.4	100	0.5	2.0	—18.3
260	1.2	3.6	44.7	50.5	22.3	49.4	28.3	100	0.7	3.0	— 5.0

Примечание. 240, 242, 244; 248, 250, 252, 255,256 — колл. А. С. Сахарова, аналитик Е. А. Куль — колл. М. Г. Равич, аналитики Р. П. Ильницкий и Е. Г. Егорова; 243 — колл. А. М. Шукевич, чицкая; 241, 245, 246, 247, 250, 254; 257, 258 — колл. Н. В. Рямзина, химлаборатория СЗГУ; 239, 253 — аналитик Друзенко.

ниты → меланократовое габбро → габбро-пегматиты. В третьей интрузивной фазе естественный сингенетический ряд горных пород включает в порядке их образования: пироксениты → полевошпатовые пироксениты → → меланократовое габбро → габбро-пегматиты.

С конечными полевошпатовыми членами пород второй интрузивной фазы, развитыми преимущественно вдоль контакта, связана сульфидная медно-никелевая минерализация. Сингенетический ряд пород третьей интрузивной фазы аналогичен по набору пород конечным членам сингенетического ряда второй фазы. Отличие заключается в характере изменения состава плагиоклаза от первых к конечным членам и в отсутствии сульфидной вкрапленности в породах третьей фазы.

В табл. 38 приведены результаты химических анализов пород массива Застейд II, расположенных по фазам, а в пределах последних — в порядке образования пород в сингенетических рядах.

Нанесенные на диаграмму А. Н. Заварицкого точки химических анализов (рис. 89) как первой, так и второй фазы располагаются в сингене-

Таблица 38 (*продолжение*)

Петрохимические коэффициенты					
$\frac{M}{F}$	*h*	$\frac{MgO \cdot 100}{Fe_2O_3+FeO+MgO}$	$\frac{(Fe_2O_3+FeO) \cdot 100}{Fe_2O_3+FeO+MgO}$	$\frac{(Na_2O+K_2O) \cdot 100}{Al_2O_3+Fe_2O_3+FeO+MgO+CaO}$	$\frac{MgO \cdot 100}{Na_2O+K_2O+Fe_2O_3+FeO+MgO}$
фаза					
4.9	6.0	83.9	16.1	—	—
фаза					
4.5	6.0	83.9	16.1	0.15	73.0
4.5	10.5	83.5	16.5	—	—
3.6	4.7	79.7	20.3	0.6	66.6
3.5	7.9	79.5	20.5	5.5	60.3
3.7	24.1	82.1	17.9	0.6	65.9
4.5	3.9	82.3	17.7	—	—
3.1	10.5	77.6	22.4	1.4	61.7
4.1	8.0	81.7	18.3	1.2	67.7
4.4	7.00	82.9	17.1	1.1	69.9
4.0	6.4	81.3	18.7	0.4	68.6
2.1	7.6	69.9	30.1	2.8	51.5
2.1	9.5	70.1	29.9	4.1	49.8
1.0	15.9	54.9	45.1	11.4	25.6
фаза					
3.6	7.6	79.0	21.0	1.03	64.6
2.8	12.1	76.2	23.8	1.8	58.9
2.2	7.2	71.0	29.0	0.9	54.9
2.7	7.7	74.9	25.1	1.6	58.2
2.0	9.3	68.7	31.3	3.0	49.7
фаза					
1.6	14.7	64.8	35.2	8.5	39.8
состав пород					
4.1	5.7	81.6	18.4	0.5	69.5
2.2	7.5	71.3	28.7	1.2	54.6

тичных рядах по восходящей линии от первых к конечным членам, что свидетельствует о постепенном увеличении лейкократовых минералов в процессе кристаллизации. Увеличиваются и параметры *S*, *c* и *a*, обращают на себя внимание повышенные значения коэффициента *c*, свидетельствующие о значительном содержании в темноцветных (пироксенах) волластонитовой молекулы. Постепенное уменьшение во второй фазе параметра *m'* при увеличении *f'* в конечных членах свидетельствует об увеличении железистости пироксенов. Развитие дифференциации приводит к накоплению щелочей на конечных этапах. Все породы недосыщены кварцем. Однако степень недосыщенности уменьшается к конечным членам. Следовательно, развитие дифференциации во всех членах эпигенетического ряда горных пород массива Застейд II идет по схеме Боуэна. В табл. 38 приведены средние составы интрузивных фаз массива Застейд II. Для суждения о среднем составе пород I фазы мы не располагали достаточным количеством анализов. Составы же II и III фаз показывают параллелизм в развитии глубинной дифференциации и в дифференциации внутри ин-

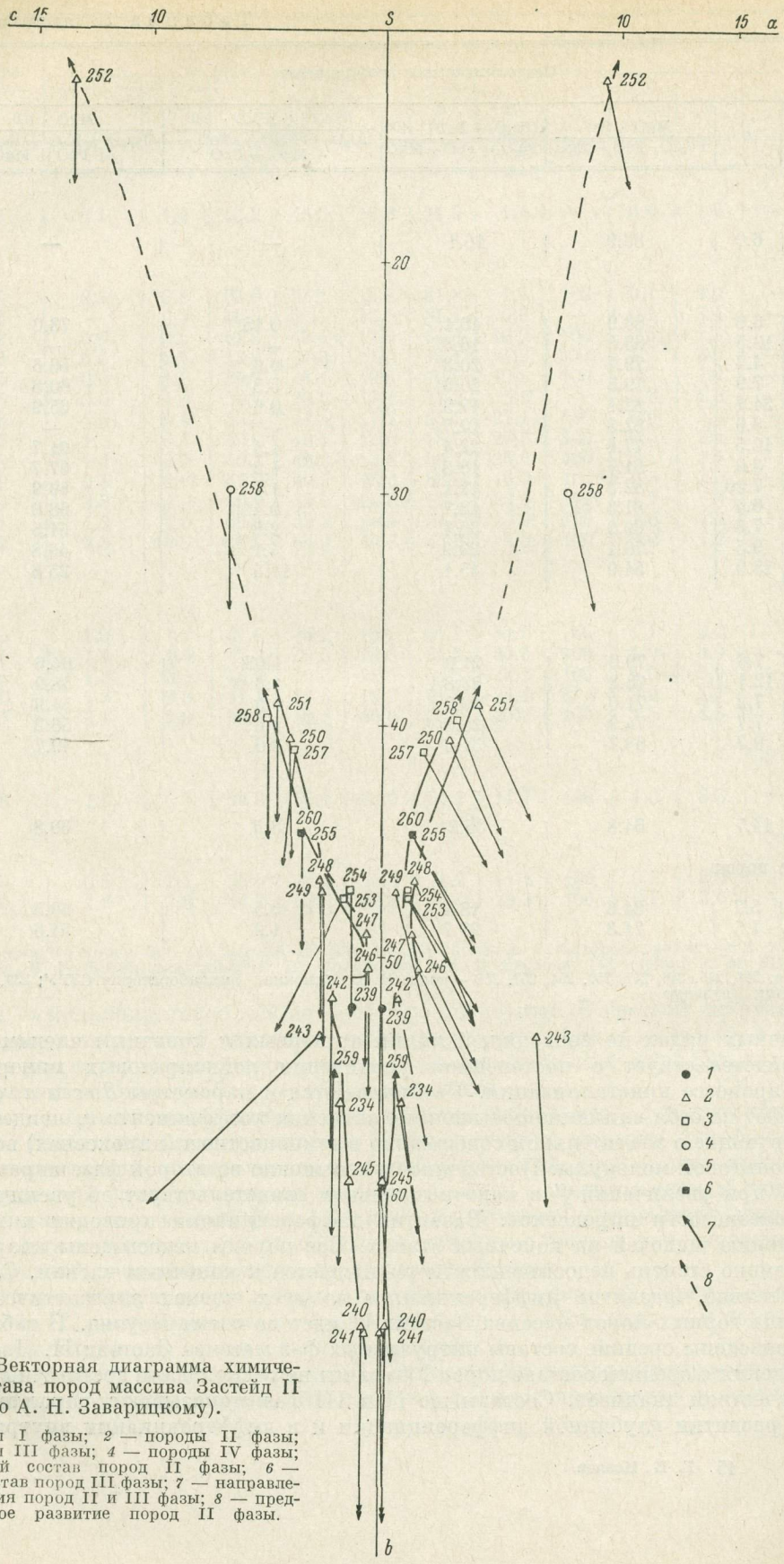


Рис. 89. Векторная диаграмма химического состава пород массива Застейд II (по А. Н. Заварицкому).

1 — породы I фазы; *2* — породы II фазы; *3* — породы III фазы; *4* — породы IV фазы; *5* — средний состав пород II фазы; *6* — средний состав пород III фазы; *7* — направление развития пород II и III фазы; *8* — предполагаемое развитие пород II фазы.

трузивных фаз, т. е. ряды пород последовательных фаз и сингенетические ряды горных пород имеют одну и ту же тенденцию в развитии от первых к конечным членам.

СУЛЬФИДНАЯ МЕДНО-НИКЕЛЕВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

Исследования показали, что в приконтактных частях массива Застейд II встречается сульфидная вкрапленность с обычной для медно-никелевых месторождений ассоциацией минералов: пирротин, пентландит, халькопирит. Попытки отыскать в массиве Застейд II повышенные концентрации сульфидов пока не привели к успеху. Сульфиды в заметных количествах наблюдаются только во II интрузивной фазе в плагиоклазсодержащих породах приконтактной зоны. В ее пределах они распределены весьма неравномерно. Как правило, содержание сульфидов повышается вблизи контакта. В табл. 39 приведено содержание никеля, меди и серы для верхней и средней части зоны полевошпатовых пород, для зон эндоконтакта и экзоконтакта.

В верхней части приконтактной зоны полевошпатовых пород среднее содержание никеля в рудных интервалах колеблется от 0.003 до 0.08%, меди — от 0.05 до 0.25%, серы — от 0.06 до 0.42%, т. е. рудных компонентов в породах очень мало, даже максимальные значения никеля по опробованным скважинам колеблются только от 0.02 до 0.17%, меди — от 0.11 до 0.37%, серы — от 0.11 до 1.06%.

В средней части приконтактной зоны полевошпатовых пород среднее содержание никеля в рудных интервалах варьирует от 0.01 до 0.37%, меди — от 0.11 до 0.31%, серы — от 0.15 до 0.36%. Необходимо отметить, что здесь сульфиды встречаются сравнительно редко, и интервалов для опробования выделено мало. Наибольшее количество опробованных интервалов относится к зоне непосредственного эндоконтакта (от 1 до 16 м от контакта). Здесь среднее содержание никеля варьирует от 0.01 до 0.38%, меди — от 0.14% до 0.32%, серы — от 0.08 до 1.2%. Максимальные значения никеля по различным скважинам бывают от 0.11 до 0.57%, меди — от 0.16 до 0.52%, серы — от 0.11 до 2.07%.

Весьма интересные результаты получены при опробовании зоны экзоконтакта. Здесь среднее содержание никеля в рудных интервалах варьирует от 0.03 до 0.52%, меди — от 0.04 до 0.47%, серы — от 0.21 до 2.21%. Максимальные значения содержания никеля по некоторым интервалам скважин составляют от 0.03 до 1.48%, меди — от 0.04 до 1.3%, серы — от 0.32 до 5.6%. В содержании этих элементов в вышеперечисленных участках пород наблюдается некоторая закономерность (рис. 90). Так, при переходе от верхних частей приконтактной зоны к эндоконтактной зоне имеется тенденция к увеличению содержания никеля, так что отношение медь/никель убывает в этом направлении. Максимальные средние содержания никеля и меди встречаются в зоне эндоконтакта. Наиболее богата серой также зона экзоконтакта, мощность которой колеблется от 1 до 2 м и лишь в одном случае достигает 5.2 м. Необходимо обратить внимание на то, что среднее содержание никеля в приконтактовых полевошпатовых породах ниже, чем его содержание в оливинитах—перидотитах. По результатам опробования скв. 15 среднее содержание никеля в перидотитах—оливинитах равно 0.27%, из них силикатный никель составляет 0.21%. Анализы образцов оливинитов—перидотитов (табл. 38) показывают высокое содержание в них никеля при отсутствии серы. Пироксениты почти не содержат никеля. Главным концентратом его является оливин, содержащий 0.2—0.3% никеля. Из табл. 39 видно, что серы во многих случаях достаточно только для вхождения ее в состав пентландита и халькопирита, для образования пирротина ее или не хватает, или

Таблица 39

Содержание никеля, меди и серы в приконтактных плагиоклазсодержащих породах массива Застейд II

Порода	Номера скважин	Интервал, м	Никель		Медь		Сера	
			максимальное	среднее	максимальное	среднее	максимальное	среднее
Верхняя часть приконтактной зоны полевошпатовых пород								
Плагиопироксенит, меланократовое габбро	27	81.0—120.7	0.02	0.003	0.15	0.017	0.16	0.09
Пойкилитовое габбро	4	0.70—7.2	0.04	0.026	0.23	0.14	0.34	0.23
Плагиопироксенит	6	90—94.7	0.09	0.05	0.34	0.16	0.54	0.28
Пойкилитовое габбро	6	94.7—98.3	0.07	0.05	0.19	0.15	0.40	0.27
Плагиопироксенит	30	151—172.6	0.08	0.01	0.16	0.07	0.19	0.06
Габбро	30	173.6—190.2	0.07	0.014	0.13	0.09	0.11	0.076
Плагиопироксенит и меланократовое габбро	3	68.85—92.85	0.12	0.05	0.13	0.05	0.24	0.17
Пироксенит	5	127.65—132.44	0.12	0.08	0.37	0.19	0.54	0.32
Габбро	5	132.44—139.4	0.17	0.06	0.61	0.16	1.06	0.42
Плагиопироксенит и меланократовое габбро	9	225.65—235.1	0.12	0.06	0.48	0.25	0.60	0.12
Плагиопироксенит	8	293.4—297.4	0.04	0.004	0.22	0.18	0.17	0.13
Плагиопироксенит и меланократовое габбро	1	269.95—274.3	0.06	0.03	0.33	0.13	0.34	0.19
Меланократовое габбро	1	316.8—317.65	0.16	0.08	0.11	0.09	0.16	0.11
Средняя часть приконтактной зоны полевошпатовых пород								
Пойкилитовое габбро	6	108.0—108.9	0.37	0.37	0.11	0.11	0.15	0.15
Плагиопироксенит и габбро пойкилитовое	9	247—275.05	0.08	0.01	0.53	0.12	0.88	0.23
Перидотит—пироксенит	9	282.1—283.1	0.19	0.19	0.30	0.30	0.36	0.36
Габбро пойкилитовое	8	318.3—320.3	0.13	0.11	0.62	0.31	0.95	0.19
Габбро меланократовое	1	330.5—336.0	0.05	0.025	0.24	0.17	0.44	0.18
Зона непосредственного эндоконтакта								
Серпентинизированный перидотит	27	121.65—127.95	0.32	0.20	0.41	0.26	0.78	0.54
Перидотит	4	23.2—27.9	0.26	0.16	0.38	0.20	0.72	0.40
Плагиопироксенит	4	32.6—34.0	0.57	0.38	0.46	0.32	2.07	1.2
Перидотит	30	194.2—196.2	0.11	0.08	0.16	0.15	0.11	0.08
Плагиопироксенит	30	199.2—199.7	0.01	0.01	0.29	0.29	0.32	0.32
Серпентинизированный перидотит	3	92.85—95.1	0.20	0.16	0.27	0.18	0.90	0.67
Габбро контактное и плагиопироксенит	3	95.1—97.9	0.23	0.21	0.33	0.30	1.16	1.06
Плагиопироксенит и габбро пойкилитовое	3	97.9—104	0.22	0.15	0.41	0.24	1.12	0.78
Плагиопироксенит и контактное габбро	3	104.0—111.9	0.22	0.09	0.24	0.12	1.22	0.58
Перидотит	5	170.75—187.4	0.20	0.17	0.32	0.065	0.14	0.052
Перидотит серпентинизированный	9	301.6—30.7.6	0.27	0.20	0.52	0.20	0.91	0.54
Перидотит	8	362.8—363.9	0.14	0.14	0.05	0.05	0.01	0.01

Таблица 39 (*продолжение*)

Порода	Номера скважин	Интервал, м	Никель		Медь		Сера	
			максимальное	среднее	максимальное	среднее	максимальное	среднее
Зона экзоконтакта								
Габбро контактное	4	34.0—37.0	0.57	0.23	0.45	0.21	2.07	0.82
Гнейс контактный	4	37.0—39.0	0.54	0.52	0.63	0.38	2.09	1.1
Габбро контактное	6	119.3—121.40	0.36	0.22	0.53	0.34	2.72	2.21
Гнейс контактный	6	121.4—124.4	1.48	0.46	1.3	0.42	5.6	1.75
Габбро контактное	30	200.8—201.8	0.03	0.03	0.16	0.16	0.32	0.3
Гнейс контактный	3	111.9—113.6	0.04	0.03	0.04	0.04	0.53	0.44
Плагиоклазовая порода с гранатом	5	187.4—192.6	0.35	0.16	0.25	0.11	0.90	0.21
Гнейс контактный	5	192.6—193.6	0.18	0.018	0.47	0.47	0.75	0.75
Габбро контактное	8	387.2—388.6	0.03	0.03	—	—	0.35	0.35

остается слишком мало. Минералографические исследования показывают, что среди сульфидов резко преобладает пирротин. Учитывая, что в безоливиновых породах силикатный никель практически отсутствует, дефи-

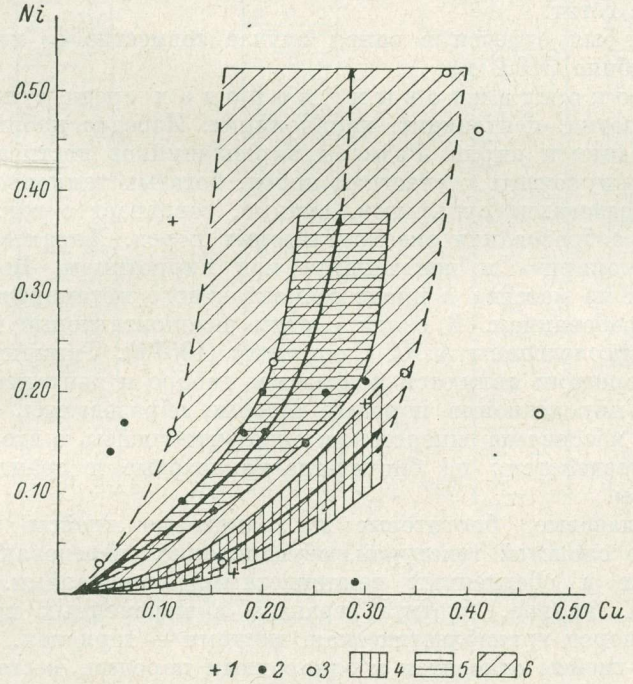


Рис. 90. Количественные отношения Ni и Cu в различных частях полевошпатовых пород зоны контакта массива Застейд II.

1, 4 — зона центральной части приконтактных полевошпатовых пород; *2, 5* — зона непосредственного эндоконтакта; *3, 6* — зона экзоконтакта.

цит серы следует относить за счет погрешности при анализах. В среднем из общей массы сульфидов в плагиопироксенитах пирротин составляет 45—50%, халькопирит — 35—40%, пентландит — 7—10%.

Во вмещающих породах (за пределами зоны экзоконтакта) в сульфидах пентландит отсутствует. Обычно все эти минералы, а также менее распространенные — кубанит, валлериит, миллерит, очень редко полидимит и, видимо, виоларит — образуют совместные выделения, иногда ассоциируясь с ильменитом и магнетитом. Форма сульфидных вкрапленников обусловлена формой промежутков между зернами силикатов, т. е. развиты формы выполнения. Формы замещения характерны для экзоконтактовых пород. Прожилочки между вкрапленниками обычно сложены халькопиритом, реже пирротином. Крупные вкрапленники состоят преимущественно из пирротина и пентландита, в меньшей мере из халькопирита. Мелкие вкрапленники состоят в основном из пирротина и халькопирита, а иногда из одного халькопирита.

Пирротин встречается в крупных (до 1 мм) и мелких зернах (до 0.01 мм) Обычно свежий, содержит пламеневидные вростки пентландита. В зоне вторичного изменения замещается магнетитом.

Пентландит образует грубоизометричные идиоморфные вкрапленники, а также встречается в виде обычных пламеневидных вростков в пирротине.

Халькопирит встречается как совместно с другими минералами, так и отдельно. Образуется позже пирротина и пентландита, так как разъедает иногда эти минералы. Часто имеет двойниковое строение. Отмечаются пластинчатые выделения валлериита и кубанита.

Пирит был отмечен только в трех случаях в виде мелких образований совместно с халькопиритом, при этом в двух случаях частично превращен в гематит и гётит.

Сфалерит был отмечен в одном случае совместно с халькопиритом (скв. 1, глубина 313.2 м).

В экзоконтактовых породах среди сульфидов отмечаются пирротин, пентландит, халькопирит. Изредка наблюдаются валлериит, кубанит и пирит. Размеры вкрапленников достигают до 2 мм. Чаще они приурочены к участкам пород, богатых темноцветными минералами. Образование сульфидов, видимо, совпадает с заключительным периодом преобразования экзоконтактовых пород. Характерно преобладание халькопирита и пентландита над пирротином. Вынос никеля, меди и серы из массива в процессе контактного метаморфизма подтверждается опробованием. В связи с этим экзоконтактовые породы были специально исследованы А. С. Сахаровым (1957ф). Типичными экзоконтактными породами являются контактное габбро и контактные роговики (плагиоклаз-пироксеновые породы). Первые образовались в результате воздействия массива на гиперстеновые диорито-гнейсы, а вторые — вследствие его воздействия на биотит-плагиоклазовые и гранатсодержащие плагиогнейсы.

Плагиоклазовые, биотитовые и гранатовые гнейсы представлены породами со слоистой текстурой, обусловленной чередованием полосок, обогащенных и обедненных темноцветными минералами. Состоят из плагиоклаза, кварца, биотита, граната в переменных соотношениях. Структура пород гранобластическая, местами — торцовая.

Диорито-гнейсы относятся к однородным породам, местами с массивной текстурой. Встречаются разновидности, обогащенные кварцем. Темноцветные минералы представлены биотитом, гиперстеном, амфиболом, иногда гранатом. Имеются все переходные разновидности от диорито-гнейсов к биотит-плагиоклазовым и биотит-гранатовым гнейсам. Определение номеров плагиоклаза на федоровском столике показало, что содержание анортитовой молекулы в биотит-гранатовых плагиоклазовых гнейсах колеблется от 29 до 48%. Более основные плагиоклазы (45—48% An) встречены в гранатсодержащих гнейсах. В диорито-гнейсах содержание анортитовой молекулы в плагиоклазе колеблется от 30 до 39%,

в биотит-плагиоклазовых гнейсах — от 29 до 37% (в среднем 33%). Контактовое габбро и контактовые роговики в типичных образцах макроскопически отличаются друг от друга, но между ними наблюдаются все переходы.

Контактовое габбро является массивной среднезернистой темно-серой породой, состоящей на 30—50% из плагиоклаза и на 50—70% из моноклинного пироксена, ромбического пироксена, реликтов биотита, амфи-

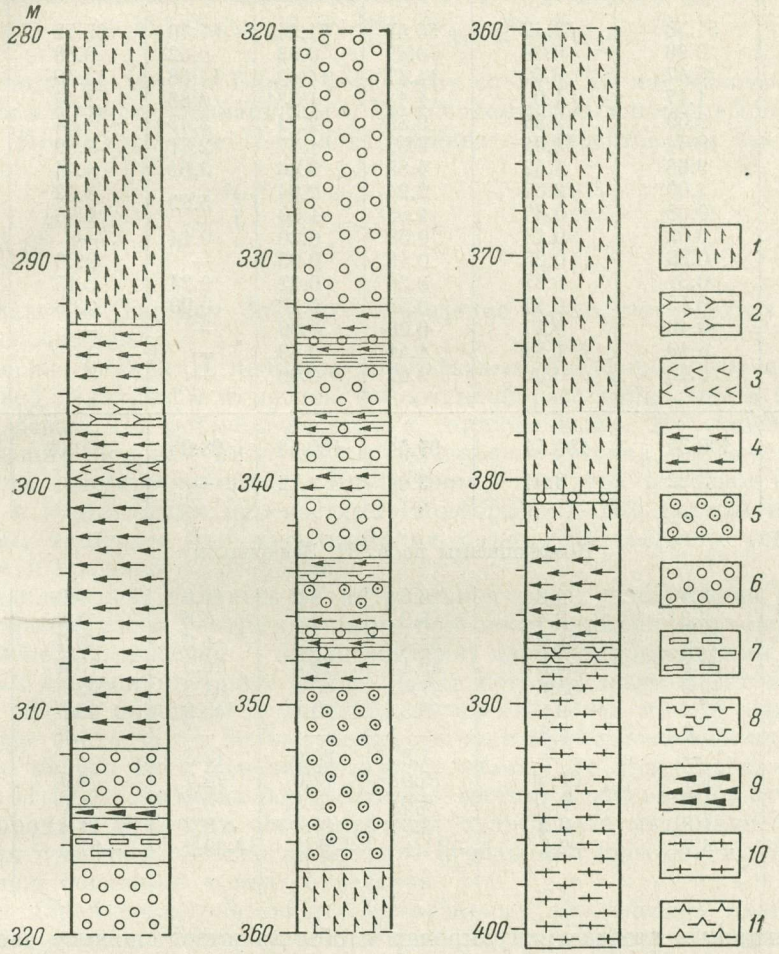


Рис. 91. Разрез по скв. 8 массива Застейд II.

1 — перидотит—оливинит; *2* — перидотит—пироксенит; *3* — пироксенит; *4* — плагиоклазовый пироксенит; *5* — меланократовое габбро; *6* — пойкилитовое габбро; *7* — габбро-пегматит; *8* — контактное габбро; *9* — диабаз; *10* — гнейс; *11* — контактный гнейс.

бола и граната. В процессе метаморфизма появляются кристаллы гиперстена, исчезает биотит, кварц. Образующийся гиперстен резко плеохроирует от розовато-коричневого по Np до слабо-зеленоватого по Ng, $2V$ колеблется от —64 до —76°. Среднее значение $2V = -69°$, что соответствует 22% $FeSiO_3$.

Моноклинный пироксен имеет $c : Ng = 44°$, $2V = 60°$, сильное двупреломление и высокое преломление. Это позволяет относить его к железисто-кальциевому пироксену геденбергитового ряда.

Таблица 40

Химические анализы вмещающих пород

Окислы	Породы зоны экзоконтакта			Породы вдали от контакта			
	контактное габбро	метагнейс темный	метагнейс светлый	гнейс	биотитовый гнейс	диорито-гнейс с амфиболом	диорит
SiO_2	51.78	54.42	56.68	71.24	67.76	65.72	67.10
TiO_2	0.66	0.48	0.47	0.53	0.42	0.88	0.27
Al_2O_3	5.47	9.40	14.47	14.10	14.08	14.49	15.02
Fe_2O_3	1.17	1.03	1.13	1.53	0.88	1.44	0.56
FeO	9.59	12.54	9.86	2.74	3.47	4.64	4.62
MgO	19.44	12.91	6.35	1.57	2.71	2.89	3.13
CaO	9.68	4.52	4.85	3.46	3.01	4.44	3.88
Na_2O	1.00	2.07	2.24	2.94	5.29	3.02	4.22
K_2O	0.08	0.35	1.05	1.30		1.68	
P_2O_5	0.02	0.13	0.52	0.20	0.14	—	0.04
MnO	0.25	0.25	0.18	0.05	—	0.08	—
H_2O^-	0.31	0.17	0.29	0.23	0.24	0.15	0.20
H_2O^+	0.15	0.43	0.56	0.28	0.99	0.68	0.62
Cr_2O_3	0.40	0.10	0.06	0.00	—	—	—
SO_3	0.19	1.58	1.41	0.49	—	—	—
NiO	0.13	0.06	0.02	0.00	—	—	—
Сумма	100.30	100.44	99.54	100.46	98.95	100.00	99.72
Уд. вес.	3.22	3.04	3.04	2.72	—	—	—
Коэффициенты по А. Н. Заварицкому							
a	2.1	4.8	6.6	8.2	10.0	9.0	8.0
c	2.2	3.4	5.9	4.1	3.6	5.2	4.8
b	45.1	34.0	22.4	8.3	9.8	10.7	12.2
S	50.8	57.8	65.1	79.4	76.5	75.4	75.0
f'	19.9	35.6	47.4	45.6	41.8	52.5	39.3
m'	62.4	59.6	48.3	30.4	45.9	45.6	42.1
c'	17.6	4.8	—	—	—	1.9	—
a'	—	—	4.3	24.0	12.3	—	18.6
n	94.1	89.5	75.0	77.0	74.7	72.7	75.0
t	1.0	0.7	0.6	0.3	0.5	1.0	0.4
φ	1.8	2.2	4.3	14.4	8.2	11.4	4.4
Q	−4.7	+2.6	+11.1	+38.3	+29.2	+27.3	+29.2

Плагиоклаз всегда гранулирован и обычно имеет сложное двойниковое строение. Вростки калинатрового полевого шпата, наблюдаемые в плагиоклазе гнейсов, исчезают. Одиннадцать определений на федоровском столике показали, что плагиоклаз в породах экзоконтакта содержит от 37 до 49% анортитовой молекулы при среднем ее содержании 43%. Таким образом, в экзоконтактных породах образуются пироксены, близкие по составу пироксенам в плагиоклазсодержащих породах массива, а плагиоклаз становится более однородным и несколько богаче анортитовой молекулой, чем плагиоклаз в исходных породах вдали от контакта (в диорито-гнейсах и биотит-плагиоклазовых гнейсах).

В химико-аналитической лаборатории Кольского филиала АН СССР были проанализированы четыре образца экзоконтактных пород из скв. 8, в том числе и неизмененный гнейс. В этой скважине зона экзоконтакта вместе с экзоконтактовым габбро составляет 70 см. Гнейсы контактируют с плагиопироксенитами (рис. 91). Результаты химических анализов и пересчеты по методу А. Н. Заварицкого приведены в табл. 40. Для вы-

яснения по химизму сущности минеральных превращений пород, метаморфизованных в зоне контакта с массивом, удобным оказался метод пересчета анализов и по Барту (1956).

Пересчеты химических анализов по методу Барта:

Обр. 8/387.2 — $K_1Na_{18}Ca_{100}Mg_{279}Mn_2Ni_3Fe^{+2}_{78}Fe^{+3}_8Al_{62}Cr_1Ti_5Si_{500}P_0O_{1590}OH_{10}$,

« 8/387.5 (темная) $K_4Na_{39}Ca_{46}Mg_{184}Mn_2Ni_1Fe^{+2}_{100}Fe^{+3}_7Al_{106}Cr_2Ti_3Si_{520}P_1O_{1575}OH_{25}$,

« 8/387.5 (светлая) $K_{13}Na_{40}Ca_{48}Mg_{88}Mn_2Fe^{+2}_{77}Fe^{+3}_8Al_{159}Ti_3Si_{528}P_4O_{1567}OH_{33}$,

« 8/387.6 — $K_{15}Na_{49}Ca_{32}Mg_{20}Mn_2Fe^{+2}_{20}Fe^{+3}_9Al_{144}Ti_2Si_{620}P_7O_{1582}OH_{18}$.

Пересчеты по методу Барта позволяют сделать те же выводы, что и пересчеты по методу Заварицкого. Из экзоконтактных пород выносятся в массив K, Na, Al, Si и H_2O, а из массива привносятся Ca, Mg, Fe^{+2} и Ni.

ВЫВОДЫ

Приведенные по массиву Застейд II сведения позволяют сделать следующие обобщения.

I. Массив Застейд II является многофазным платформенным плутоном третьей величины с отчетливо выраженной расслоенностью в своих главных фазах. По форме относится к гарпидзолитам. По отношению к вмещающим породам интрузивные комплексы массива являются несогласными (дисгармоничными). Внутренняя структура в общем плане согласна с контактными плоскостями (конформная). Все породы имеют структуры, типичные для магматических пород. По возрасту условно относится к среднему протерозою.

2. Никеленосной является II интрузивная фаза, центральная часть которой представлена ультраосновными породами: оливинитами—перидотитами, а периферическая — пироксенитами, плагиопироксенитами, пойкилитовым и меланократовым габбро, среди которых встречаются пегматоидного облика породы и сульфидная медно-никелевая минерализация. Чем положе контакт, тем больше мощность зоны приконтактовых полевошпатовых пород. Есть основание предполагать, что придонная часть интрузии II фазы, имеющая форму «совка», состоит в основном из габброидных пород, с которыми ассоциируются сульфидные медно-никелевые руды. Для проверки перспектив массива необходима проходка глубокой структурной скважины в центре массива.

3. Ряд пород последовательных интрузивных фаз массива включает следующие разновозрастные комплексы: 1) перидотиты—оливиновые пироксениты—пироксениты I интрузивной фазы; 2) оливиниты—перидотиты—пироксениты—плагиопироксениты—габбро—габбро-пегматиты II интрузивной фазы; 3) пироксениты—плагиопироксениты—габбро III интрузивной фазы; 4) жильные диабазы III интрузивной фазы.

Во II интрузивной фазе с увеличением количества плагиоклаза возрастает его основность и повышается железистость гиперстена. В III интрузивной фазе в породах обогащенных плагиоклазом, основность его падает с увеличением содержания. В породах I интрузивной фазы ромбический пироксен резко магнезиален и преобладает над моноклинным. Естественные ряды — эпигенетический и сингенетический — имеют гомодромный характер развития — от основных пород к менее основным.

4. В приконтактовой зоне полевошпатовых пород максимальные скопления сульфидов наблюдаются в непосредственном эндоконтакте (1—4 м, редко 16 м) и в экзоконтакте (1—3 м и в одном случае 5.0 м). Вдали от контакта в зоне полевошпатовых пород сульфиды встречаются

реже. При этом при приближении к контакту соотношение никель/медь меняется в сторону увеличения никеля.

5. Судя по небольшой мощности зоны экзоконтакта в сравнении с зоной эндоконтактных полевошпатовых пород, влияние контаминационных явлений на ее образование было очень невелико. Образование зоны приконтактных полевошпатовых пород обязано, видимо, тем же процессам, которые обусловили возникновение придонных полевошпатовых пород в Мончегорском никеленосном плутоне. Здесь наряду с влиянием вмещающих пород имели место диффузионные процессы по принципу Соре, которые и обусловили концентрацию наиболее легкоплавких компонентов (плагиоклаз, рудные) в краевых зонах массива. В массиве Застейд II скважины вскрыли крутые контакты, которые не позволяют рассматривать накопление сульфидов вследствие оседания сульфидных капель на дно. Ведущая роль принадлежит магматической дифференциации (диффузии). Пегматоидные образования в приконтактной зоне свидетельствуют, что петрологическая жизнь этой зоны была наиболее продолжительной, как и в других интрузиях, где встречаются сульфиды. Сульфиды концентрируются в последних членах сингенетического ряда пород, имея формы выполняя интерстиции, и в породах экзоконтакта, имея формы замещения.

ЕСТЕСТВЕННЫЕ РЯДЫ ПОРОД НИКЕЛЕНОСНЫХ ИНТРУЗИЙ ЗОН ЗАВЕРШЕННОЙ СКЛАДЧАТОСТИ И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Петрология расслоенных интрузий, их образование и генезис месторождений разнообразных руд, встречающихся обычно в связи с этими интрузиями, находились в центре внимания исследователей с самого начала развития науки о магматических горных породах. Интерес к ним возрос и особенно усилился в последние годы. В Советском Союзе расслоенные интрузии детально исследовали А. А. Полканов (1928, 1936, 1941, 1945, 1946, 1953, 1954, 1956), Н. А. Елисеев (1941, 1953а, 1953б, 1956, 1964), Н. А. Елисеев, Э. Е. Федоров (1953), Б. М. Куплетский (1953), А. Н. Заварицкий (1956), Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1949), И. М. Волохов, В. М. Иванов (1963), О. А. Воробьева (1940, 1960), В. И. Герасимовский (1947), И. В. Буссен, А. С. Сахаров (1967), В. И. Герасимовский и др. (1966), Е. К. Козлов (1953, 1956, 1958, 1960а, 1960б), Т. Н. Иванова (1953), З. А. Образцова (1953), Б. А. Юдин (1960а), Г. Н. Старицына (1958а, 1958б), А. Ю. Одинец (1967), А. В. Галахов (1966), А. А. Кадик, Н. И. Хитаров (1968), Л. Н. Когарко, В. П. Волков (1963), А. П. Лебедев (1957а, 1965), И. П. Михайлов, Е. В. Шарков (1968), Д. М. Орлов (1963), А. А. Ярошевский (1965, 1970), Н. П. Аникеев и Г. Г. Моор (1939), А. И. Архипова и Д. А. Додин (1963), В. А. Вакар (1962), А. М. Виленский и др. (1964), Г. И. Кавардин, Г. Н. Старицына и др. (1968), М. Н. Годлевский (1959), В. И. Гоньшакова (1962, 1964), В. В. Золотухин (1964), Ю. Р. Васильев (1966), А. А. Кадик (1963), Ю. А. Кузнецов (1964), В. Л. Масайтис (1958, 1964), Г. В. Нестеренко и др. (1965), Л. А. Полунина (1966), М. Г. Равич и Л. А. Чайка (1956), В. В. Ревирдатто (1963), В. С. Соболев (1936), Ю. М. Томановская, Г. Н. Старицына (1966), Е. В. Туганова (1960), М. Е. Яковлева (1948), А. И. Богачев (1968) и др.

Расслоенные интрузии различных стран мира описаны в замечательных работах Уэйджера (1952, 1959, 1960, 1963, 1962), Хесса (Hess, 1950,

1960), Джексона (Jackson, 1961), Вагнера (Wagner, 1929), Ломбарда (Lombard, 1934), Уиллемс (Willemse, 1959, 1964) и многих других авторов, достаточно полный список которых приводится в переводной работе Уэйджера и Брауна (1970).

В этих работах содержится огромный фактический материал по описанию расслоенных интрузий и рассмотрены проблемы происхождения их дифференцированного строения.

Кольские расслоенные интрузии также частично описаны в литературе. В нашей работе мы рассматривали только комплекс дифференцированных никеленосных интрузий зон завершенной складчатости (рис. 1). При этом главное внимание мы уделили не проблемам происхождения расслоенности, что было сделано в других работах, а проблеме развития естественных рядов горных пород и их связи с формированием эндогенных месторождений сульфидных медно-никелевых руд. Ниже приводится обзор основных теоретических положений, на которые опирается учение о естественных рядах горных пород, рассматриваются типы естественных рядов горных пород, формационное положение никеленосных интрузий, связь процессов формирования сингенетических рядов горных пород с образованием эндогенных месторождений, некоторые вопросы генезиса сульфидных медно-никелевых руд.

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ УЧЕНИЯ О ЕСТЕСТВЕННЫХ РЯДАХ ПОРОД

Вопрос о процессах образования сингенетических естественных рядов горных пород неразрывно связан с представлениями о процессах, приводящих к образованию расслоенных интрузий. А. А. Ярошевский (1970) дал весьма интересный обзор гипотез происхождения первичной расслоенности. Он их объединил в одиннадцать групп, в каждой из которых расслоенность объясняется различными физико-химическими и механическими явлениями:

1) ритмической кристаллизацией, контролируемой диффузионным обменом в жидкости;

2) ритмической кристаллизацией, связанной с переохлаждением и пульсационным характером конвекционных токов в магме;

3) ритмической кристаллизацией, связанной с периодическим отделением газовой фазы от расплава;

4) ритмической кристаллизацией, связанной с различной способностью образования зародышей различных кристаллических фаз, на которую накладываются периодические процессы перемешивания жидкости;

5) гравитационным фракционированием твердых фаз одновременно во всем объеме расплава;

6) гравитационно-кинетическим фракционированием твердых фаз в текущем расплаве;

7) гравитационным разделением фаз в системе пульсирующих токов в магме;

8) повторяющимся послойным внедрением новых порций расплава;

9) гипотетической дифференциацией жидкой фазы на глубине и последующим внедрением уже расслоенной магмы;

10) метасоматозом вдоль системы параллельных трещин;

11) метаморфизмом первично-осадочной толщи.

Анализ форм слоев, последовательности их чередования, размеров и взаимоотношений друг с другом, последовательности в вертикальном и горизонтальном разрезах интрузий показывает исключительное разнообразие рассмотренных интрузий, что определило, видимо, и многообразие гипотез о происхождении расслоенности. Теоретической основой

большинства гипотез являются законы кристаллизации магмы и законы, определяющие перемещение фаз (минералов) или вместе с движущейся и кристаллизующейся магмой, или под влиянием сил гравитации, или под влиянием тепловых конвекционных потоков. Обычно для объяснения происхождения расслоенности привлекается несколько факторов.

К сожалению, наши знания законов кристаллизации магмы, а также законов движения кристаллических фаз (минералов) в кристаллизующейся магме особенно в больших объемах весьма несовершенны. Здесь пока открыты только общие закономерности, не поддающиеся строгому математическому анализу. Попытки такого анализа имеются во многих отмеченных выше работах, но они обычно основываются на каких-либо одних факторах, абстрагируясь от других, влияние которых может существенно отразиться на конечных выводах.

Петрологи всегда уделяли большое внимание изучению природы магмы и факторов, управляющих ее кристаллизацией. Открытие новых явлений и законов, раскрывающих новые черты природы магмы и пути ее кристаллизации, обычно приводит к возникновению и новых петрологических гипотез, в том числе и гипотез, объясняющих образование расслоенных интрузий.

В литературе достаточно широко освещены проблемы магмы (магм) и ее кристаллизации. Этим вопросам посвящены работы Ф. Ю. Левинсон-Лессинга (1949), А. Е. Ферсмана (1937), А. П. Виноградова (1961, 1962), Н. В. Белова (1958), А. Н. Заварицкого (1926, 1950), В. С. Соболева (1936, 1956), Д. П. Григорьева (1935), Д. С. Коржинского (1946, 1950, 1957, 1959а, 1959б, 1960а, 1960б, 1964), В. И. Лебедева (1960), В. В. Щербины (1953, 1963а, 1963б), Н. И. Хитарова (1960), Н. И. Хитарова и др. (1959, 1971), О. А. Есина (1946, 1947, 1957), Я. И. Ольшанского (1950, 1952), К. С. Евстропьева (1940), В. И. Малкина и Б. М. Могутнова (1962), Г. А. Рашина (1965), И. Я. Рябчикова (1965), Ф. К. Шипулина (1960, 1965, 1971), Н. Л. Боуэна (1934), Йодера и Тилли (1965), Осборна (Osborn, 1959, 1963), Феннера (Fenner, 1929), Ф. Тернера и Дж. Ферхугена (1961), В. А. Николаева и В. П. Доливо-Добровольского (1961), Н. Ф. Шинкарева (1970), В. П. Петрова (1964), Л. Л. Перчука (1966), Б. Мейсона (1971) и др. В этих работах изложены современные представления о магме (магмах) и законах ее кристаллизации и дифференциации. Эти законы не противоречат представлениям А. А. Полканова (1956) о формировании естественных сингенетических и эпигенетических рядов горных пород и подтверждают неизбежность их образования при дифференциации магм. Анализ работ по затронутому вопросу показывает следующее.

1. Установлено, что минеральный состав изверженных горных пород весьма прост. На 99% они состоят из семи минералов или минеральных групп, несмотря на значительные колебания химического состава горных пород. Магму можно рассматривать как восьмикомпонентную систему, содержащую такие компоненты, как SiO_2, Al_2O_3, (Fe_2O_3+FeO), MgO, CaO, Na_2O, K_2O, H_2O. Эти компоненты не являются полностью независимыми друг от друга, некоторые из них могут взаимозаменяться в минералах. Характерной особенностью дифференцированных массивов является то, что состав отдельных пород (дифференциатов) содержит часто один, два, три, четыре и редко пять минералов, которые как бы фиксируют отдельные этапы кристаллизации в ликвидус-солидусной области.

2. Кристаллизация магмы подчиняется правилам гетерогенных равновесий, которые определяют условия, при которых можно ожидать образования только одного из возможных минеральных видов, и условия, при которых возможно выделение нескольких минералов одновременно. Это вытекает из правила фаз, согласно которому в любой системе число фаз (Ф) плюс число степеней свободы (С) равно числу компонентов (К)

плюс 2, или Ф+С=К+2, т. е. число фаз в системе максимально, если число степеней свободы минимально. Это состояние реализуется, когда фиксируется температура и давление. Однако при кристаллизации магмы, идущей в определенном интервале температуры и давления, такое состояние мало вероятно и число степеней свободы равно двум. Следовательно, обычно Ф=К, т. е. в системе, состоящей из К компонентов при любых температурах и давлениях не могут быть устойчивыми более k фаз (правило Гольдшмидта). В дифференцированных интрузиях количество фаз в породах (отдельных дифференциатах) почти никогда не бывает равно числу компонентов за исключением крайних членов.

3. Представления петрологов о процессах кристаллизации магмы основываются на законах гетерогенного равновесия, установленных на основании изучения как сухих систем, так и систем с водой. В результате изучения систем удалось экспериментально установить поля кристаллизации отдельных минералов в зависимости от состава расплавов, положение эвтектических точек и котектических линий кристаллизации двух, трех и четырех минералов, законы инкогруэнтного плавления, образование рядов прерывистых реакционных минералов в процессе кристаллизации и непрерывных серий твердых растворов, влияние давления водяного пара на смещение положения эвтектических точек, точек инконгруэнтного плавления, и температуры начала и конца кристаллизации и многие другие закономерности.

В последние годы изучены важные системы: $MgO—FeO—Fe_2O_3—CaAlSi_2O_8—SiO_2$ (Roeder, Osborn, 1966) и $MgO—FeO—Fe_2O_3—SiO_2$ (Osborn, 1959), показавшие большую роль кислорода при кристаллизации систем, содержащих окислы, обладающие переменной валентностью. Это позволило дать объяснение сущности двух путей кристаллизации базальтовых магм (путь Боуэна — накопление в остатке кварца и щелочей и путь Феннера — накопление в остаточном магматическом расплаве железа). Широкое развитие получили эксперименты при высоких и сверхвысоких давлениях, которые позволили установить значительное влияние давления на минеральный состав изохимических пород, уточнить сведения о растворимости воды в силикатных расплавах различного состава при различном давлении, выявить влияние давления на смещение точек инконгруэнтного плавления, точек эвтектики и многие другие явления. Изучение плавления горных пород также вскрыло ряд интересных закономерностей. Все эти эксперименты и их результаты широко освещены в литературе. Исследования геохимии магматических процессов, обобщение результатов которых можно найти в работах Ф. К. Шипулина (1965, 1971, и др.), показывают, что магма является микрогетерогенной ассоциированной ионно-молекулярной жидкостью, состоящей из элементарных ионов, разнообразных ионных ассоциаций и молекул. Катионы петрогенных элементов (Si^{+4}, Al^{+3}), обладающие большой энергией связи с кислородом, образуют с ним в расплаве разнообразные анионные комплексы. Слабые по энергии связи с кислородом катионы K, Na, Ca находятся в виде свободных катионов, Mg^{+2} и Fe^{+2} в зависимости от активности двух первых групп могут занимать структурное положение либо тех, либо других.

В последнее время все большее внимание привлекает идея, согласно которой охлаждение вызывает полимеризацию кремнекислородных, алюмокремнекислородных комплексов и других ассоциаций, увеличивающихся до размеров центров кристаллизации. В гравитационном поле в жидкой фазе происходит их частичное разделение по удельным весам. При этом процессы полимеризации сопровождаются большим выделением количества энергии. Во время самой кристаллизации энергии выделяется не более нескольких процентов энергии кристаллической решетки.

Все эти исследования позволили создать модели кристаллизации основной, щелочной, щелочноземельной и кислой магмы и опираться на них при решении трудных и сложных вопросов, возникающих при изучении природных объектов, в том числе и расслоенных интрузий.

ЕСТЕСТВЕННЫЕ РЯДЫ ПОРОД ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНЫХ ИНТРУЗИВНЫХ ФАЗ

Наши представления об образовании рядов пород последовательных интрузивных фаз основываются на прямом наблюдении в поле за возрастными взаимоотношениями изверженных горных пород, приуроченных часто к одним и тем же тектоническим структурам. Дальнейшее изучение самих пород, их минералогических и химических особенностей позволяет установить их принадлежность или к одному циклу магматической деятельности, связанной с эволюцией глубинной магмы на ограниченном отрезке времени, или отнести к разным циклам. Как считает Боуэн, «плавный характер кривых на вариационных диаграммах является важнейшим доказательством генетического родства магм сравниваемых типов горных пород и свидетельствует об образовании их главным образом путем фракционирования единой магмы» (Йодер и Тилли, 1965, стр. 11).

В табл. 41 представлена последовательность образования рядов пород магматических фаз в изученных нами районах. Наиболее сложный и длительный магматизм устанавливается в Мончегорском районе, где геологически выделяется пять циклов магматизма. Пятый цикл включает пять интрузивных фаз. Из них четыре фазы представлены породами абиссальными, пятая — гипабиссальными. В пятой фазе устанавливается несколько разновозрастных различных по составу пород. Развитие магматизма имеет гомодромный характер. На диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 14) поля точек пород от первой до четвертой фазы занимают все более и более высокое положение вдоль оси *Sb*, при этом поля точек пород второй и третьей фазы перекрывают друг друга. Точки средних составов интрузий первых четырех интрузивных фаз ложатся на одну плавную кривую. Продолжением этой кривой в самой верхней части диаграммы может служить анализ кварцевых порфиров (ан. 24). Анализы пород, представляющие химический состав гипабиссальных даек пятой фазы, не ложатся на общую кривую эволюции. Поэтому есть основание относить их к пятому интрузивному циклу Мончегорского района у с л о в н о. Этот вопрос пока мы оставляем открытым. На тройной диаграмме (Na_2O+K_2O+CaO)—MgO—(Fe_2O_3+FeO) (рис. 92) средние составы интрузивных фаз ложатся на кривую с последовательным уменьшением в породах роли магния и возрастания роли щелочей и кальция. Содержание железа меняется незначительно, т. е. эпигенетический ряд пород пятого цикла развивается по схеме Боуэна. На диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 93, см. вкладку), где представлены средние составы пород всех дифференцированных интрузий, составы фаз Мончегорского никеленосного магматического цикла занимают нижнюю часть вместе с породами массива Застейд II и первыми фазами массивов Федоровой тундры и массива № 1.

Массивы Застейд II, Федоровой тундры и массив № 1 сложены четырьмя интрузивными фазами (табл. 41). Главную их часть составляют породы вторых фаз, в которых породы первой фазы встречаются в виде крупных глыб—ксенолитов. Третья фаза в массиве № 1 и массиве Федоровой тундры представлена габбро-пегматитами, а в массиве Застейд II — ультраосновными породами. Четвертые фазы представлены различными жильными породами. В массиве Федоровой тундры и массиве № 1 нами выделяются пятые фазы, которые, так же как и в мончегорском пятом цикле, представлены жильными телами. Отнесение жильных пород

Таблица 41

Естественные ряды пород последовательных магматических фаз

Район	Фазы				
	I	II	III	IV	V
V интрузивный цикл Мончегорского района (верхне- и среднепротерозойские интрузии)	Оливиниты, пойкилитовые перидотиты	Перидотиты, оливиновые пироксениты, пироксениты, меланократовые нориты, гарризиты	Все сингенетические породы Мончегорского плутона	Нориты, габбро-нориты, габбро-пегматиты	Гипабиссальные дайки безоливиновых диабазов, оливиновых диабазов, диабазов, лабрадоровых порфиритов, кварцевых диабазов, лампрофиров, камптонитов, спессартитов, габбро-пегматитов, кварцевых порфиров
Панские тундры (среднепротерозойская интрузия)	Габбро, габбро-нориты, образованные в пять субфаз	Диабазы	—	—	—
Федорова тундра (среднепротерозойская интрузия)	Перидотиты, пироксениты	Разнообразный комплекс естественных сингенетических рядов горных пород (от основных до кислых), возникший из магмы, отвечавшей по составу габбро-норитам (никеленосный комплекс). Рудные габбро-норит-пегматиты (субфаза II фазы)	Диориты	Жильный комплекс; диабазы, авгитовые порфириты.	

Таблица 41 (*продолжение*)

Район	Фазы				
	I	II	III	IV	V
Массив № 1 (среднепротерозойская интрузия)	Оливиниты, перидотиты, пироксениты, полевошпатовые пироксениты, меланократовые нориты	Естественный ряд сингенетических пород, включающий нориты, габбро-нориты, лейкократовое и мезократовое габбро, приконтактовые габбро-нориты	Рудные пегматоидные габбро-нориты с голубым кварцем (дайки)	Мелкозернистые трахитоидные габбро-нориты (жильные)	Гранодиориты (жилы)
Район р. Цаги, Цагинский массив (предположительно нижнепротерозойская интрузия)	Разнообразный комплекс естественных сингенетических рядов горных пород, возникших из магмы, отвечавшей по составу мезократовому, ближе к лейкократовому габбро-нориту (рудоносный титаномагнетитовый комплекс)	Диабазы	—	—	—
Сальные тундры, массив Застейд II (верхнепротерозойская интрузия)	Мелкозернистые перидотиты, оливиновые пироксениты, пироксениты	Разнообразный комплекс естественных сингенетических рядов ультраосновных горных пород, возникшей из магмы, отвечавшей по составу полевошпатовым перидотитам (никеленосный комплекс)	Пироксениты, плагиопироксениты, меланократовое габбро	Жильные породы (диабазы)	—

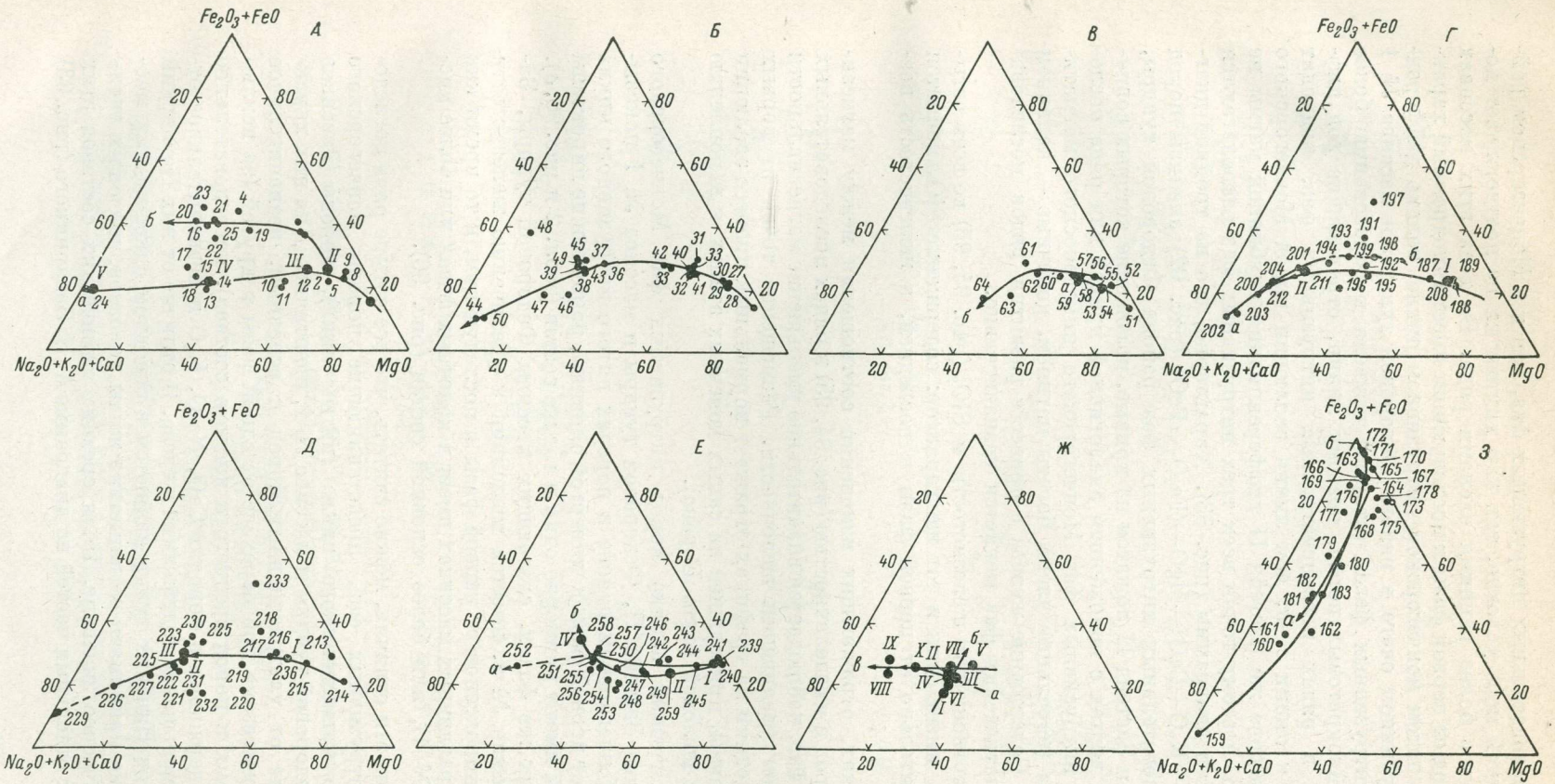


Рис. 92. Тройная диаграмма составов пород дифференцированных интрузий центральной части Кольского полуострова.

А, Б, В — Мончегорский район: *А* — общая схема последовательного развития пород пятого интрузивного цикла (*а*) и жильных пород (*б*). *I—V* — средние составы интрузивных фаз; *Б* — вертикальный ряд дифференциации III фазы; *В* — горизонтальный ряд дифференциации III фазы (*а* — эволюция бесполевошпатовой ветви, *б* — эволюция полевошпатовой ветви). *Г* — массив Федоровой тундры (*а* — общее направление развития пород от I к III фазе, *б* — естественный ряд пород верхней толщи), *I, II* — средний состав интрузивных фаз. *Д* — массив № 1, *I—III* — средние составы интрузивных фаз. *Е* — массив Застейд II (*а* — сингенетический ряд пород II фазы, *б* — ряд пород последовательных фаз. *Ж* — Панский массив (*а* — линия эволюции магмы западной части массива, *б* — линия эволюции восточной части массива, *в* — общая эволюция последовательных фаз), *I—IV* — средние составы пород западной части массива; средние составы восточной части массива: *V* — нижнего пласта, *VI* — нижней толщи, *VII* — трахитоидных габбро-норитов, *VIII* — крупнозернистых оливинсодержащих габбро, *IX* — амфиболизированного габбро, *X* — общий средний состав пород. *З* — Цагинский массив (*а* — направление эволюции краевого комплекса, *б* — направление эволюции центрального комплекса). *Арабские цифры* на треугольниках соответствуют номерам химических анализов в табл. 1; 18; 24; 30; 36; 38.

к рядам последовательных интрузивных фаз, как и в Мончегорском районе, в известной мере условно, так как химизм их не подтверждает комагматичность с более ранними членами ряда. Во всех этих массивах развитие пород от первой фазы к последующим имеет гомодромный характер, как и в пятом мончегорском интрузивном цикле, только дифференциация в глубинном очаге в районе Федоровой тундры и массива № 1 в главных интрузивных фазах (вторых) привела к образованию более кислых и лейкократовых пород, поэтому линии, отражающие ход дифференциации в рядах последовательных интрузивных фаз, подходят здесь ближе к линии *с—а*, чем линия эволюции пород Мончегорского района. В массиве же Застейд II дифференциация глубинной магмы не зашла далеко, поэтому точки всех трех интрузивных фаз располагаются в нижней части диаграммы (рис. 93). Характерно, что на тройной диаграмме (Na_2O+K_2O+CaO)—MgO—(Fe_2O_3+FeO) (рис. 92) анализы пород рядов последовательных интрузивных фаз района Федоровой тундры, массива № 1 и Застейд II ложатся на кривые, положение которых совпадает в общих чертах с положением аналогичной кривой для ряда последовательных интрузивных фаз Мончегорского никеленосного магматического цикла (начальные члены богаты магнием, конечные — кальцием и щелочами). Содержание железа в процессе развития рядов последовательных магматических фаз меняется незначительно.

График соотношения железистости и SiO_2 (рис. 94, 95) во всех четырех массивах имеет один и тот же характер: содержание SiO_2 меняется очень незначительно от первой фазы к последней, а железистость возрастает.

На графиках, отражающих изменения соотношения между магнезиальностью пород и их щелочностью (рис. 94, 95) в рядах последовательных интрузивных фаз, наблюдается значительное уменьшение магнезиальности при небольшом увеличении щелочности. Размещение точек от первых членов к последним на графиках отражает нормальный процесс эволюции толеитовой магмы, приводящей на самых конечных этапах к накоплению кремнезема и щелочей (путь Боуэна).

Минералогический анализ пород интрузивных фаз Мончегорского района, массива Застейд II, Федоровой тундры и массива № 1 показывает, что в Мончегорском районе в породах пятого интрузивного цикла при переходе от первой фазы к четвертой оливины, ромбические пироксены и плагиоклазы имеют примерно один и тот же состав (табл. 2 и рис. 96, *а*). В интрузивных же фазах, слагающих массивы Федоровой тундры, Застейд II и массив № 1, имеется тенденция к увеличению железистости ромбических пироксенов от первой фазы к последующим, в то время как плагиоклаз в различных массивах имеет в конечных фазах или более кислый (массив № 1), или более основной состав (рис. 96).

Несмотря на эти отличия, можно считать, что все четыре ряда последовательных интрузивных фаз, представляющие породы мончегорского никеленосного магматического цикла (пятый цикл), породы массивов Застейд II, Федоровой тундры и массива № 1, идентичны. Для них характерно развитие от ультраосновных пород к основным, незначительное увеличение кремнезема при переходе от одной фазы к другой (за исключением жильных и пород среднего и кислого состава), последовательное увеличение содержания в породах CaO, Na_2O, K_2O и незначительное относительное уменьшение содержания железа. В отличие от них Цагинский массив и массив Панских тундр являются в основном однофазными массивами, если не принимать во внимание жилы диабазов, имеющих очень малое геологическое значение. Поля средних химических составов этих массивов и их отдельных частей на диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 93)

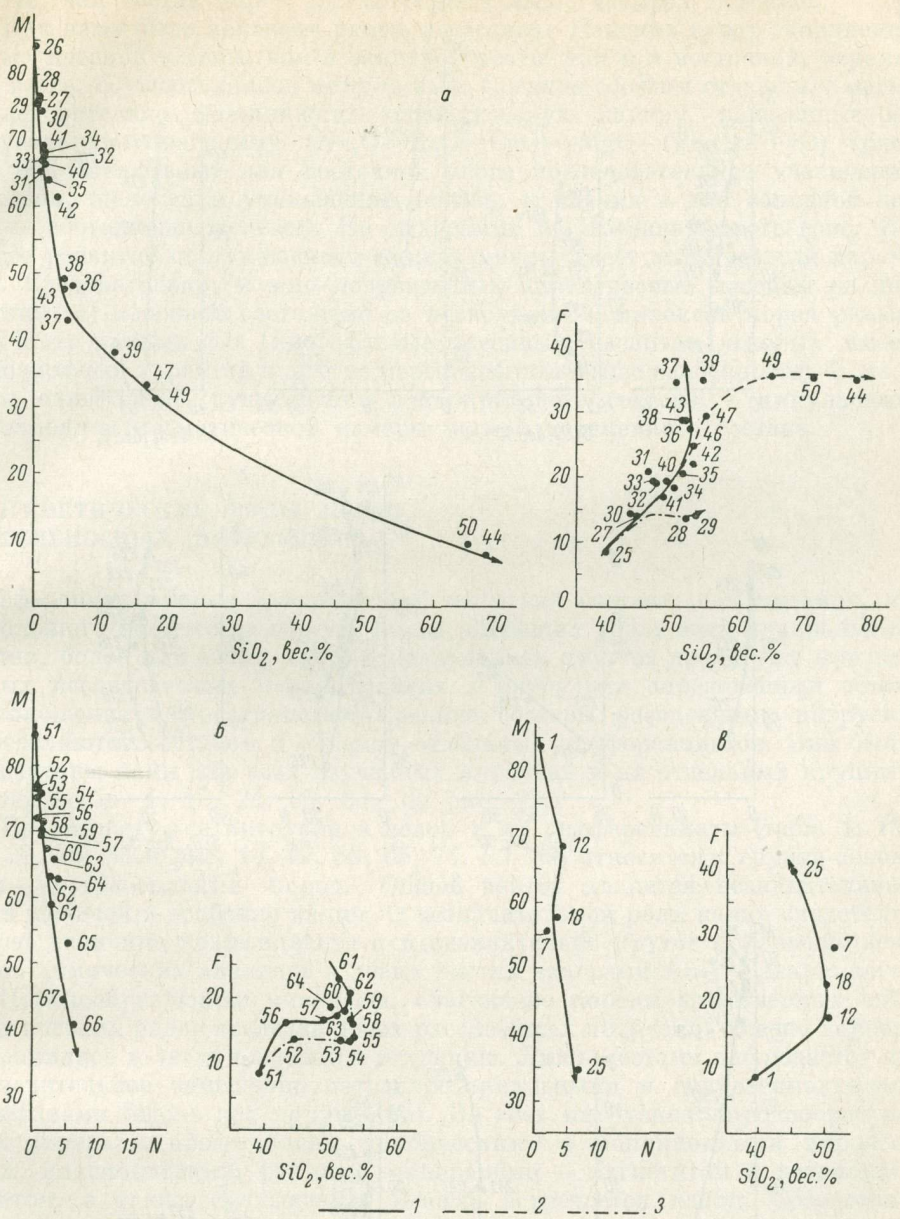


Рис. 94. Графики соотношения M—N и F—SiO_2 для пород пятого интрузивного цикла Мончегорского района.

$$M = \frac{MgO \cdot 100}{Na_2O + K_2O + Fe_2O_3 + FeO + MgO};$$

$$N = \frac{(Na_2O + K_2O) \cdot 100}{Al_2O_3 + Fe_2O_3 + FeO + MgO + CaO};$$

$$F = \frac{(Fe_2O_3 + FeO) \cdot 100}{Fe_2O_3 + FeO + MgO}.$$

а — породы вертикального сингенетического ряда III интрузивной фазы; *б* — породы горизонтального сингенетического ряда III интрузивной фазы; *в* — эволюция среднего состава интрузивных фаз пятого цикла. *1* — направления дифференциации полевошпатовых пород; *2* — ряд сложных контаминированных пород; *3* — направление дифференциации бесполевошпатовых пород. *Арабские цифры* — номера анализов пород в табл. 1, 18, 24, 30, 36, 38.

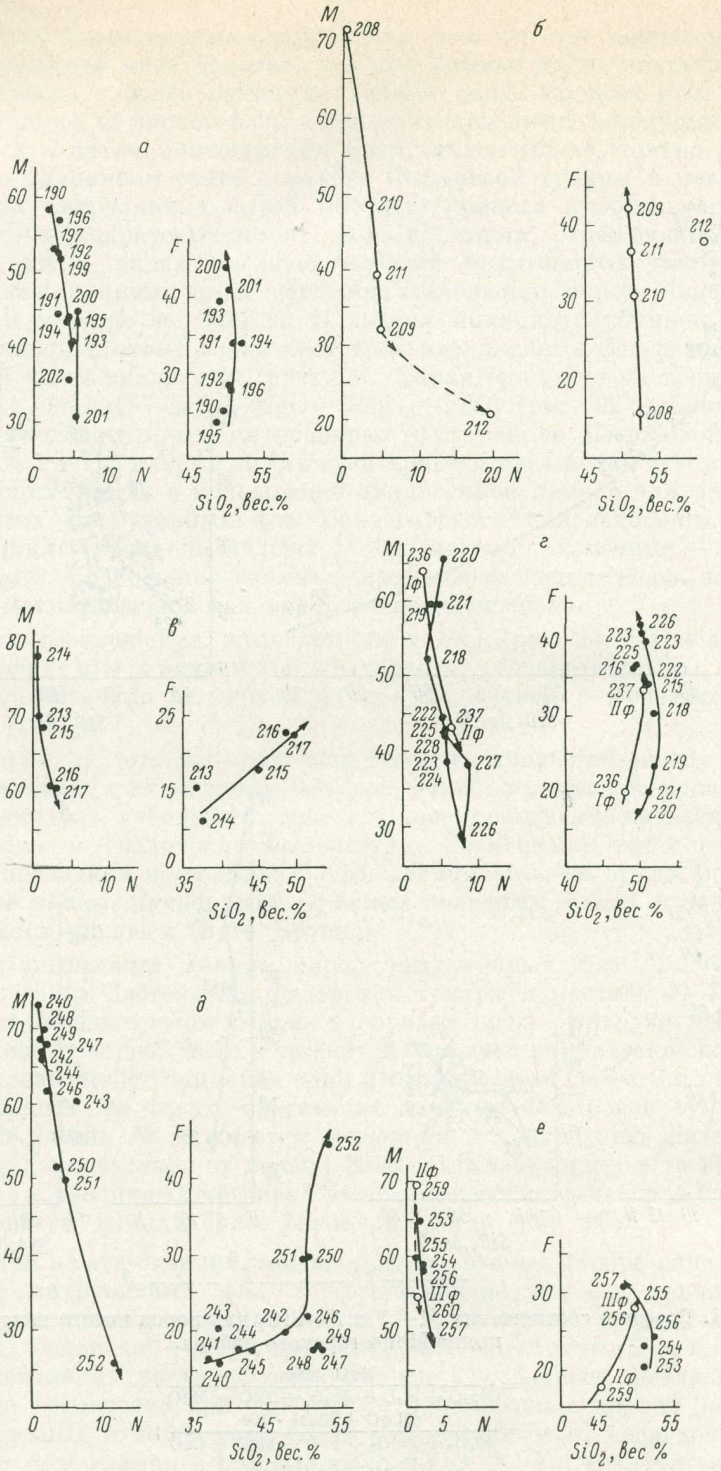


Рис. 95. Графики соотношения M—N и F—SiO_2 для пород массивов Федоровой тундры, № 1 и Застейд II.

а, *б* — породы массива Федоровой тундры (*а* — породы II фазы, *б* — средний состав пород последовательных магматических фаз); *в*, *г* — породы массива № 1 (*в* — породы I фазы, *г* — породы II фазы); *д*, *е* — породы массива Застейд II (*д* — породы II фазы; *е* — породы III фазы). Iф, IIф, IIIф — средние составы интрузивных фаз; *арабские цифры* — номера анализов в табл. 1, 18, 24, 30, 36, 38.
Обозначения M, N, F см. на рис. 94.

располагаются в верхней части, что отражает их более лейкократовый состав, чем состав пород рассмотренных выше четырех массивов.

Как нами было показано ранее, в массивах Панских тундр заполнение магматической камеры как в западной части, так и в восточной, вероятнее всего, осуществлялось импульсами. Средние составы отдельных магм, последовательно заполнявших магматическую камеру, нанесенные на треугольную диаграмму (Na_2O+K_2O+CaO)—MgO—(Fe_2O_3+FeO) (рис. 92, *Ж*), показывают для восточной части последовательное увеличение кальция, щелочей и уменьшение железа, и магния а для западной части — обогащение железом. На диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 49) общее развитие поступающей в камеру магмы имеет антидромный характер. Следовательно, можно подразделить никеленосные массивы на две группы: а) массивы, состоящие из нескольких комплексов пород различных интрузивных фаз (многофазные массивы), развитие которых имеет гомодромный характер и другие перечисленные выше особенности; б) массивы однофазные, существенно лейкократового состава, с импульсным заполнением магматической камеры магмой переменного состава.

СИНГЕНЕТИЧЕСКИЕ РЯДЫ ПОРОД НИКЕЛЕНОСНЫХ ИНТРУЗИЙ

Дифференцированные (расслоенные) интрузии состоят, как правило, из небольшого количества горных пород, имеющих различный минеральный состав, более или менее четко отделяющихся друг от друга уже при полевых исследованиях и занимающих в интрузиях определенный объем и положение в пространстве. Средние составы расслоенных интрузий определяются составом и объемом отдельных дифференциатов. Они были рассчитаны нами для всех изученных интрузий и их отдельных крупных частей (табл. 1, 18, 24, 30, 36, 38; рис. 93).

По химизму все интрузии в целом и их дифференциаты (табл. 1, 18, 24, 30, 36, 38 и рис. 14, 49, 53, 65, 74, 80, 89) относятся к группе основных—ультраосновных пород. Общей чертой является незначительная роль щелочей и особенно калия. О незначительной роли калия свидетельствует величина коэффициента n и сравнительно крутое положение векторов химических анализов в левых частях диаграмм А. А. Заварицкого.

Породообразующие минералы, слагающие породы естественных сингенетических рядов исследованных расслоенных интрузий, обычно хорошо сохранились и легко поддаются изучению. Лишь местами наблюдается их незначительное замещение автогидротермальными и гидротермальными минералами (вдоль зон нарушения). Во всех интрузиях породообразующие минералы представлены ромбическими и моноклинными пироксенами, плагиоклазами, рудными минералами — магнетитом и титаномагнетитом, а также сульфидами. Иногда встречается кварц. Собственно эти семь минералов и их ассоциации определяют классификацию пород по минеральному составу. При этом все семь минералов нигде не были встречены вместе в качестве породообразующих. Установлено, что отдельные дифференциаты бывают или существенно мономинеральными (оливиниты, пироксениты, плагиоклазиты, титаномагнетиты, массивные сульфидные руды), или двуминеральными (перидотиты, оливиновые пироксениты, нориты, габбро, трактолиты—гарризиты, титаномагнетитовые оливиниты, титаномагнетитовые плагиоклазиты и др.), или трехминеральными, когда к бесполевошпатовым биминеральным породам присоединяется плагиоклаз, а к полевошпатовым — оливин или моноклинный пироксен (полевошпатовые перидотиты, оливиновые нориты, оливиновое габбро, габбро-нориты и др.). Реже встречаются породы из четырех породообра-

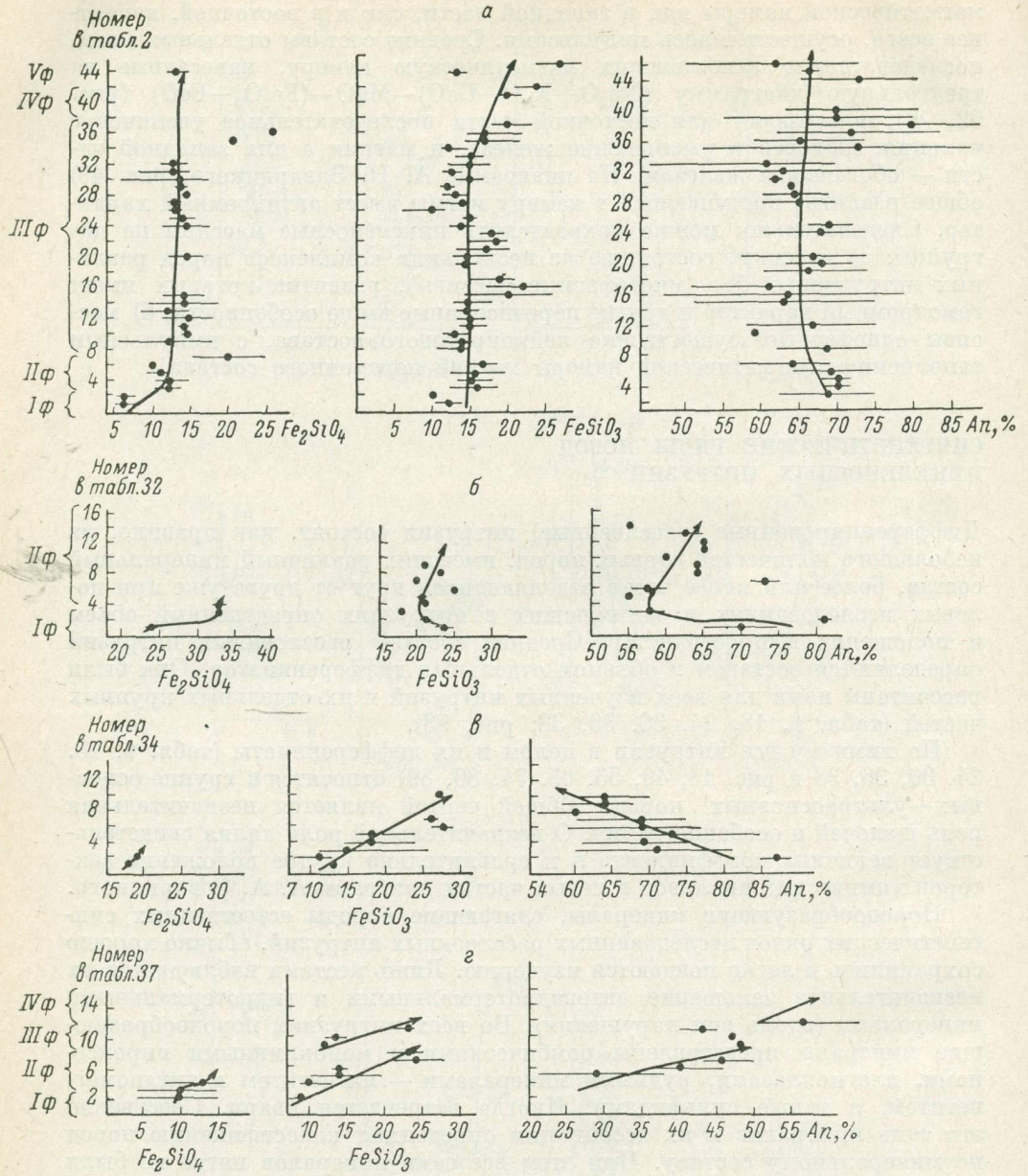


Рис. 96. Изменение составов оливина, ромбического пироксена и плагиоклаза в дифференцированных интрузиях Кольского полуострова.

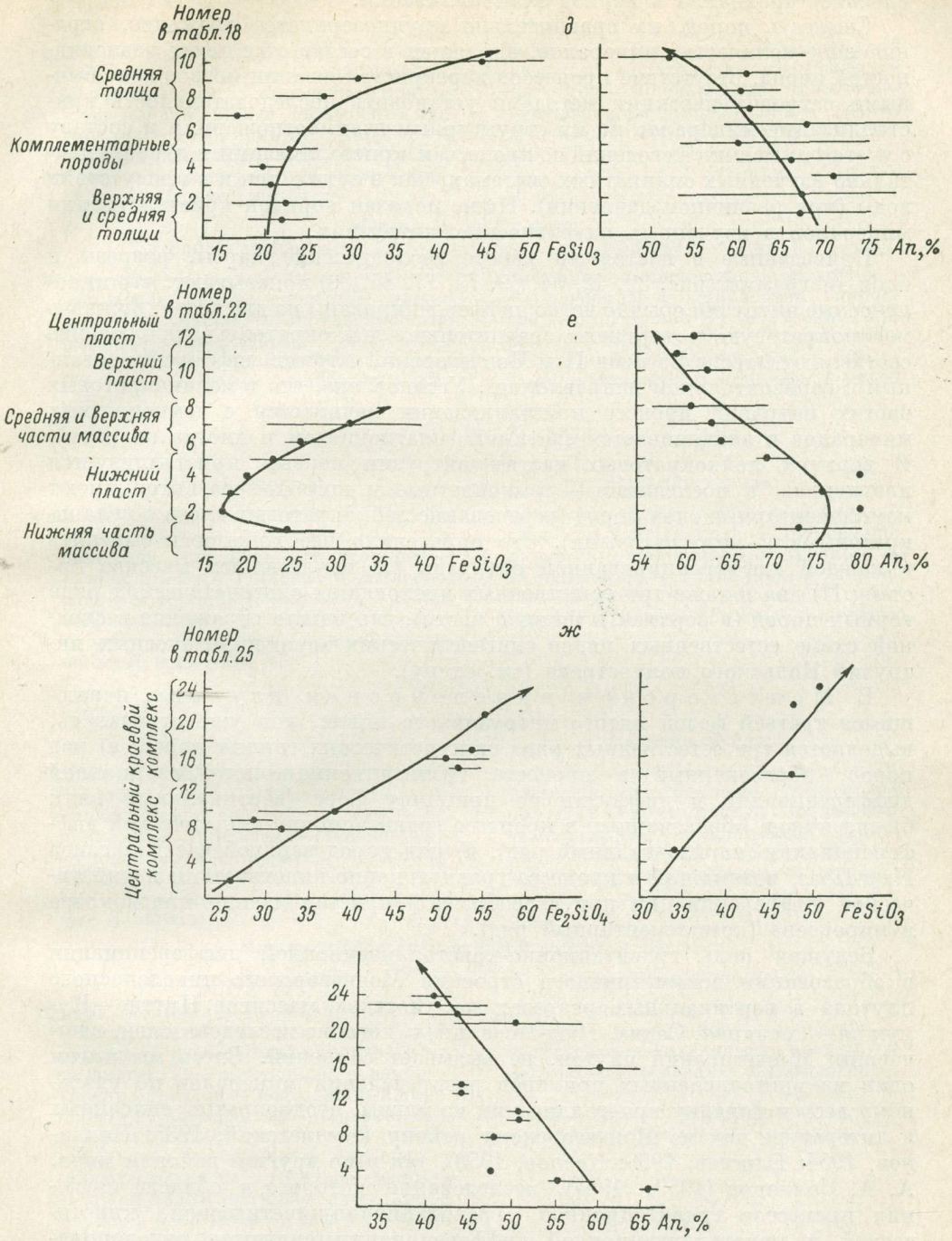


Рис. 96 (*продолжение*).

а — Мончегорский плутон; *б* — массив Федоровой тундры; *в* — массив № 1; *г*— массив Застейд II; *д* — массив Панских тундр (западная часть); *е* — массив Панских тундр (восточная часть); *ж*— массив р. Цаги.

зующих минералов. Все это свидетельствует, что дифференциация (расслоение) проходила в период кристаллизации.

Свежесть пород, их сравнительно крупнозернистое сложение, ограниченное количество минералов, входящих в состав отдельных разновидностей пород, отсутствие процессов перекристаллизации позволяют обычными петрографическими методами установить последовательность кристаллизации минералов по их структурным взаимоотношениям и составу с учетом имеющихся сведений по процессам кристаллизации в экспериментально изученных силикатных системах, как в сухих, так и в присутствии воды (при различном давлении). Ниже показан порядок кристаллизации минералов в изученных никеленосных интрузиях.

Приведенные в настоящей работе геологические карты, разрезы и блок-диаграммы (рис. 39, 42, 54, 69, 73, 77, 85, 86) показывают, что никеленосные интрузии обычно четко дифференцированы на две части: нижнюю меланократовую и верхнюю сравнительно лейкократовую (исключение составляют массив Застейд II и Мончегорский плутон, дифференцированный в горизонтальном направлении). Установлено, что в меланократовых частях интрузий процесс кристаллизации начинается с темноцветных минералов и заканчивается светлыми (плагиоклазом и иногда кварцем). В верхних лейкократовых частях интрузии первым кристаллизуется плагиоклаз, а последними — темноцветные и широкое развитие имеют комплементарные слои пород (чередование лейкократовых слоев с меланократовыми и мезократовыми). Это определило необходимость выделять в каждой дифференцированной интрузии (за исключением массива Застейд II) два и даже три естественных нисходящих сингенетических ряда горных пород (в верхней и нижней части), что нашло отражение в сводной схеме естественных рядов сингенетических пород никеленосных интрузий Кольского полуострова (см. схему).

В Мончегорском никеленосном плутоне, являющимся третьей фазой пятого интрузивного цикла, как уже отмечалось, выделяется три естественных ряда сингенетических горных пород: а) ряд пород, образованный в процессе гравитационно-кристаллизационной дифференциации и диффузии по принципу Соре (вертикальный ряд); б) ряд пород, образованный в процессе гравитационно-кинетической дифференциации (горизонтальный ряд); в) ряд пород верхней части массива Нюд-Поаз, возникший в процессе гравитационно-кинетической и кинетической дифференциации при своеобразной кристаллизации плагиоклаза и пироксена (комплементарный ряд).

Ведущая роль гравитационно-кристаллизационной дифференциации в образовании асимметричного строения Мончегорского никеленосного плутона в вертикальных разрезах на участках массивов Ниттис—Кумужья—Травяная, Сопча, Нюд-Поаз ни у кого из исследователей, изучавших Мончегорский плутон, не вызывает сомнений. Здесь мы имеем один из многочисленных примеров распределения минералов по удельному весу и порядку кристаллизации из магмы, неоднократно описанных в литературе как по Мончегорскому району (Куплетский, 1935; Полканов, 1954; Елисеев, 1956; Козлов, 1953), так и по другим районам мира. А. А. Полканов (1953, 1954), исследования которого в области изучения процессов гравитационной, гравитационно-кинетической, кинетической и кристаллизационной дифференциации являются основополагающими в советской литературе, предложил называть гравитационное фракционирование, или дифференциацию, принципом Ч. Дарвина, который еще в 1844 г. обратил внимание на значение этого явления при образовании пород.

Л. У. Уэйджер и Г. Браун (1970) в наиболее полной сводной работе последних лет, посвященной расслоенным изверженным породам, в за-

Мончегорский плутон

Массивы Ниттис—Кумужья—Травяная и Сопча:

оливин → ромбический пироксен → ромбический пироксен + плагиоклаз → → ромбический пироксен + плагиоклаз + моноклинный пироксен → плагиоклаз + моноклинный пироксен → → кварц-полевошпатовая эвтектика + + кварц + биотит → сульфиды + автогидротермальные минералы

Верхняя часть массива горы Нюд:

плагиоклаз → плагиоклаз + ромбический пироксен → плагиоклаз + ромбический пироксен + моноклинный пироксен → → плагиоклаз + моноклинный пироксен → моноклинный пироксен + магнетит

Массив Панских тундр

Западная часть:

плагиоклаз → плагиоклаз + оливин → → плагиоклаз + ромбический пироксен → плагиоклаз + ромбический пироксен + моноклинный пироксен → → плагиоклаз + ромбический пироксен + моноклинный пироксен + магнетит

Восточная часть:

плагиоклаз → плагиоклаз + оливин → → плагиоклаз + ромбический пироксен → плагиоклаз + ромбический пироксен + моноклинный пироксен → → плагиоклаз + ромбический пироксен + моноклинный пироксен + кварц

Массив Федоровой тундры

(II фаза)

Нижняя толща:

оливин → ромбический пироксен → ромбический пироксен + плагиоклаз → ромбический пироксен + плагиоклаз + + моноклинный пироксен → плагиоклаз + моноклинный пироксен → кварц-полевошпатовая эвтектика + кварц + + биотит → сульфиды + автогидротермальные минералы

Верхняя толща:

плагиоклаз → плагиоклаз + ромбический пироксен → плагиоклаз + ромбический пироксен + моноклинный пироксен → → плагиоклаз + моноклинный пироксен → моноклинный пироксен → обыкновенная роговая обманка + магнетит

Массив № 1

(II фаза)

Нижняя толща:

оливин → ромбический пироксен → ромбический пироксен + плагиоклаз → ромбический пироксен + плагиоклаз + моноклинный пироксен → плагиоклаз + + моноклинный пироксен → кварц-полевошпатовая эвтектика + кварц + биотит → сульфиды + автогидротермальные минералы

Верхняя толща:

плагиоклаз → плагиоклаз + ромбический пироксен → плагиоклаз + ромбический пироксен + моноклинный пироксен → → плагиоклаз + моноклинный пироксен → моноклинный пироксен → обыкновенная роговая обманка + магнетит

Массив габбро-лабрадоритов района р. Цаги

Краевой комплекс:

оливин → оливин + титаномагнетит + + плагиоклаз → титаномагнетит + плагиоклаз + ромбический пироксен → титаномагнетит + плагиоклаз + ромбический пироксен + моноклинный пироксен → титаномагнетит + плагиоклаз + + моноклинный пироксен → титаномагнетит + моноклинный пироксен → → титаномагнетит (очень мало) → → кварц-полевошпатовая эвтектика + + кварц + биотит → сульфиды + автогидротермальные минералы

Центральный комплекс:

оливин → оливин + плагиоклаз → плагиоклаз → плагиоклаз + гиперстен → → титаномагнетит (ничтожная часть) → → гиперстен + авгит + титаномагнетит (главная масса) → магнетит + + ильменит → сульфиды (очень мало) + + автогидротермальные минералы

Массив Застейд II

(II фаза)

Оливин → ромбический пироксен → ромбический пироксен + моноклинный пироксен → моноклинный пироксен → плагиоклаз + моноклинный пироксен → плагиоклаз → сульфиды + автогидротермальные минералы

ключительной главе отмечают, что расслоенность представляет собой магматическое явление, определяемое преимущественно физическим фактором — силой тяжести и химическим фактором — разделением расплава при его кристаллизации. Они считают, что гипотеза образования пород в результате осаждения кристаллов в последнее время признана большинством петрологов.

Принцип гравитационно-кинетического фракционирования или дифференциации был впервые выдвинут А. А. Полкановым (1928). Позднее он более детально был развит как самим исследователем, так и его учениками. Согласно этому принципу, при фракционировании определяющими факторами являются сила тяжести (гравитация) и движение (течение или кинематика магмы). Физическая сущность процесса возникновения полосчатого строения интрузий, согласно этому принципу, разработана А. А. Полкановым (1954). Среди геологических примеров ясно выраженной гравитационно-кинетической дифференциации А. А. Полкановым (1954) отмечаются: «а) несимметричная дайка диабаза (Полканов, 1928). б) первая фаза интрузии габбро-сиенитов плутона Гремяха-Вырмес (Полканов и Елисеев, 1941), в) восточная ветвь плутона ультраосновных пород Мончи (Елисеев, Козлов, Иванова — сб. по Мончетундре, 1953), г) коническая интрузия ийолит-уртитов Хибин (И. В. Сумин в 1953 г.)» (стр. 30). А. А. Полканов подчеркивает, что в восточной части Мончегорского плутона удалось «впервые в науке установить реально происходящую дифференциацию по направлению течения магмы... Эта картина последовательного изменения состава пород по направлению течения магмы сочетается с несимметричным строением слоев течения и серией слоев течения вследствие явлений гравитации» (стр. 31). Как было показано нами при описании геологического строения восточной ветви Мончегорского плутона, буровые работы последнего десятилетия подтвердили наш вывод о дифференциации в горизонтальном направлении, сделанный на основе структурного анализа еще в 1949 г. В направлении течения магмы с юго-запада на северо-восток наблюдается постепенный переход пород от пироксенитов (со слоями течения перидотитов и оливинитов) к плагиоклазовым пироксенитам, меланократовым норитам, норитам и, наконец, к габбро-норитам.

Кристаллизация магмы Мончегорского никеленосного плутона в начальный период шла по схеме хорошо изученной тройной системы анортит—форстерит—кремнезем (Козлов, 1949ф, 1953, 1958, 1960б). В этой системе из магмы, богатой оливином, сначала кристаллизуется оливин. Период кристаллизации оливина мы называем оливинитовым периодом. Затем оливин вступает в перитектическую реакцию с магмой, в ходе которой образуется ромбический пироксен. Ромбический пироксен кристаллизуется и непосредственно из магмы в этот второй период, который мы назвали пироксенитовым. Как видно из среднего состава магмы Мончегорского никеленосного плутона, она содержала Al_2O_3, Na_2O, CaO, K_2O, т. е. компоненты плагиоклаза. В ходе гравитационно-кинетической дифференциации кристаллы оливина образовали слои перидотитов и оливинитов в верхней части массива Сопча и слои этих же пород у дна интрузии. Пироксен и оливин отставали от более подвижного остаточного магматического расплава, который продвигался в самую восточную часть широтной ветви плутона, сложенной в настоящее время массивом Нюд-Поаз. После кристаллизации оливина и части пироксена эта магма была обогащена Na_2O, K_2O, CaO, Al_2O_3. Она кристаллизовалась уже по схеме хорошо изученной системы анортит—альбит—диопсид в третий период, который мы называем габбровым периодом. Правомерность выделения оливинитового, пироксенитового и габбрового периодов кристаллизации подтверждается широким развитием в Мончегорском никеленосном плу-

тоне мономинеральных и биминеральных пород, фиксирующих эти периоды кристаллизации (оливиниты, пироксениты—бронзититы, габбро—нориты и нориты).

Все вышеизложенное показывает необходимость выделения в Мончегорском никеленосном плутоне вертикального сингенетического ряда горных пород и горизонтального ряда, а в пределах последнего, в верхней части массива Нюд-Поаз — пород ряда кинетической дифференциации. Анализ положения точек химических анализов в горизонтальном и вертикальном рядах на диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 14) показывает полную идентичность в химизме отдельных последовательно возникающих пород этих рядов. Отличие заключается в том, что в вертикальном ряду линия дифференциации доходит почти до оси *c—a* диаграммы А. Н. Заварицкого за счет наличия в этом ряду кварцсодержащих пород и пород со средним и кислым плагиоклазом, в горизонтальном же ряду кислые породы отсутствуют. В отличие от вертикального ряда здесь встречаются лейкократовые нориты и габбро-нориты, анализы которых занимают самые верхние части на кривой эволюции пород этого ряда. При этом развитие пород в верхней части идет на диаграмме А. Н. Заварицкого сверху вниз на соединение с линией дифференциации (на рис. 14 проведена разделяющая пунктирная линия) нижней толщи.

Химизм пород вертикального и горизонтального сингенетических рядов горных пород, показанный на дополнительных диаграммах (рис. 92, 94), также свидетельствует о их полной идентичности друг с другом, т. е. дифференциация в горизонтальном и вертикальном направлениях имеет гомодромный характер, приводит к накоплению Al_2O_3, CaO, Na_2O, K_2O в конечных членах рядов. Магма имеет сравнительно постоянное содержание SiO_2 в процессе кристаллизации, меняясь только на средних этапах, а в вертикальном ряду — и на конечных. Развитие процессов дифференциации идет по схеме Боуэна, возможно, в смытых верхних частях плутона мы могли бы видеть более кислые породы.

Комплементарный ряд горных пород верхней части массива Нюд-Поаз является прерывистым, что составляет его специфику, характерную и для некоторых других массивов с обратным порядком кристаллизации в целом или в отдельных их частях. Породы комплементарного ряда входят в ряд пород, возникший в процессе гравитационно-кинетической дифференциации в горизонтальном направлении с преобладанием кинетических процессов. Кристаллизацию магмы, освобожденную от значительной части MgO и FeO (оливин, ромбический пироксен), можно представить следующей схемой. После выделения темноцветных минералов (оливина и ромбического пироксена) в оливинитовый и пироксенитовый периоды и по мере продвижения магмы с запада на восток (от горы Сопча, к горе Нюд) темноцветные минералы оседали в нижней части плутона. Поэтому в верхнюю часть плутона в районе горы Нюд-Поаз поступали расплавы, обогащенные компонентами плагиоклаза. В силу этого в первых членах комплементарных пород — плагиоклазитах и лейкократовых норитах — первым кристаллизуется плагиоклаз. Слои лейкократовых норитов и плагиоклазитов возникли по принципу гравитационно-кинетической дифференциации, описанной А. А. Полкановым (1928). Между слоями лейкократовых коммулятов магма вновь обогащалась MgO и FeO. При достижении насыщения или, вернее, пересыщения этими компонентами из магмы начал кристаллизоваться пироксен, а кристаллизация плагиоклаза временно прекратилась и возобновлялась только на конечных этапах. Таким путем между слоями плагиоклазитов и лейкократовых норитов возникали слои меланократовых и мезократовых норитов с различным порядком кристаллизации минералов и различным их составом. Изменение порядка кристаллизации минералов наблюдается очень

часто в слоях комплементарных пород других массивов, например в нижнем пласте тонкослоистых пород западной части Панских тундр (рис. 97).

Характерной особенностью геологически одновозрастных пород Мончегорского никеленосного плутона является сравнительное постоянство химического состава главных породообразующих минералов в породах от первого до последнего члена как вертикального, так и горизонтального рядов пород (табл. 2 и рис. 96, *а*).

Этот факт наряду с отсутствием зональных структур у минералов свидетельствует об исключительно равновесных условиях кристаллизации пород Мончегорского плутона, с чем, видимо, связана и его отчетливая дифференциация (расслоение).

Рис. 97. Тонкая слоистость пород — лейкократовых и меланократовых (микрофото шлифа, без анализатора, увел. 8).

Цагинский лополит четко дифференцирован на две толщи — центральную (верхнюю) и краевую. Мы предполагаем наличие у дна Цагинского лополита третьей (нижней) толщи, обогащенной магнезиальным оливином, титаномагнетитом и сульфидными медно-никелевыми рудами (рис. 54). Естественные сингенетичные ряды горных пород центральной и краевой толщ имеют резко различный характер развития. На диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 65) видно, что развитие пород в центральной толще от первого члена ряда (лабрадоритов) к конечным идет сверху вниз и имеет антидромный характер (см. также рис. 92, *Ж*). Пунктирная линия на диаграмме Заварицкого (рис. 65) отделяет породы центрального комплекса от пород краевого. Анализы титаномагнетитовых руд фузивного типа, связанных с центральным комплексом, оторваны от анализов силикатных пород этого комплекса и расположены внизу диаграммы, хотя и находятся точно на продолжении кривой эволюции пород центрального комплекса. Весьма характерно, что породы центральной толщи (верхней) от первого члена к последнему на треугольной диаграмме состава (Na_2O+K_2O+)—MgO—(Fe_2O_3+FeO) располагаются, как и породы краевой толщи, близко к стороне (Na_2O+K_2O+CaO)—(Fe_2O_3+FeO). При этом первые члены в центральной толще располагаются близко от вершины Na_2O+K_2O+CaO, а последние — почти в вершине Fe_2O_3+FeO (рис. 92, *Ж*). В краевой толще первые члены сингенетического ряда на-

ходятся вблизи вершины Fe_2O_3+FeO, а последние — ближе к вершине Na_2O+K_2O+CaO. Эта закономерность отражена и на диаграмме А. Н. Заварицкого в гомодромном пути развития пород краевой толщи, а также на дополнительных диаграммах (рис. 98), где наблюдается уменьшение железистости при увеличении SiO_2 и увеличение щелочности при одновременном увеличении магнезиальности. В центральной толще магнезиальность меняется в процессе эволюции магмы незначительно, так же как и щелочность. Необходимо подчеркнуть, что силикатные породы центральной (верхней) толщи сложены минералами более ранней кристаллизации — более основным плагиоклазом и более магнезиальными пироксенами и оливинами. Как было показано при описании титаномагнетитовых руд, титаномагнетиты центральной и краевой толщ не отличаются друг от друга по составу. Следовательно, общее развитие в Цагинском массиве идет от пород центральной толщи к краевой. Этот вывод неизбежно вытекает из анализа минералогических и химических особенностей пород Цагинского массива. При переходе от среднего состава центральной толщи к среднему составу краевой толщи массива уменьшается магнезиальность и увеличивается железистость и кислотность. Богатство магмы окислами железа и титана и бедность магнием определили резко титаномагнетитовую специализацию этого массива. Вероятнее всего, раннее развитие естественного сингенетического ряда пород центральной толщи (верхней) по сравнению с краевой связано было с повышенным содержанием летучих (воды) в верхней части магматической камеры и с более ранней кристаллизацией верхней части лополита.

Все вышеизложенное заставляет резко отделить сингенетические естественные ряды горных пород Цагинского массива от сингенетических рядов Мончегорского никеленосного плутона и выделить их в особый цагинский тип, возникающий при богатстве магмы железом, бедности магнезией и значительном содержании CaO и Al_2O_3. В зависимости от окислительно-восстановительной обстановки развитие процессов кристаллизации приводит или к накоплению кварца и щелочей (краевой комплекс), или к накоплению железа (центральный комплекс). Следовательно, изучение сингенетических рядов Цагинского массива показало, что боуэновский и феннеровский пути эволюции характерны не только для нормальной толеитовой магмы, но и для такой высокоглиноземистой, как магма, из которой образовались породы Цагинского интрузива. При этом в высокожелезисто-глиноземистой магме с каждым из этих путей развития связаны титаномагнетитовые месторождения — в одном случае фузивные, в другом — кристаллизационно-сегрегационные. С боуэновским путем развития, по нашему мнению, в этих интрузиях могут быть связаны также и месторождения сульфидных медно-никелевых руд, особенно в нижней придонной толще. Повышенное содержание в массиве серы должно благоприятствовать образованию сульфидных медно-никелевых руд.

В массиве Федоровой тундры и массиве № 1 естественные сингенетические ряды почти идентичны, только в массиве Федоровой тундры породы более разнообразны. Верхние части этих массивов представлены крупнозернистыми, сравнительно лейкократовыми габброидными породами, в которых наблюдается развитие сингенетических слоев от плагиоклазитов до пироксенитов (гистеромагматические шлиры). Преобладают лейкократовые и мезократовые габбро. Рудная минерализация в верхней габброидной части представлена магнетитом и титаномагнетитом. В верхней толще породы сингенетического ряда располагаются сверху вниз. Нижние толщи имеют естественные сингенетические ряды, развивающиеся с постепенным обогащением пород компонентами плагиоклаза, так что все химические анализы пород этих рядов

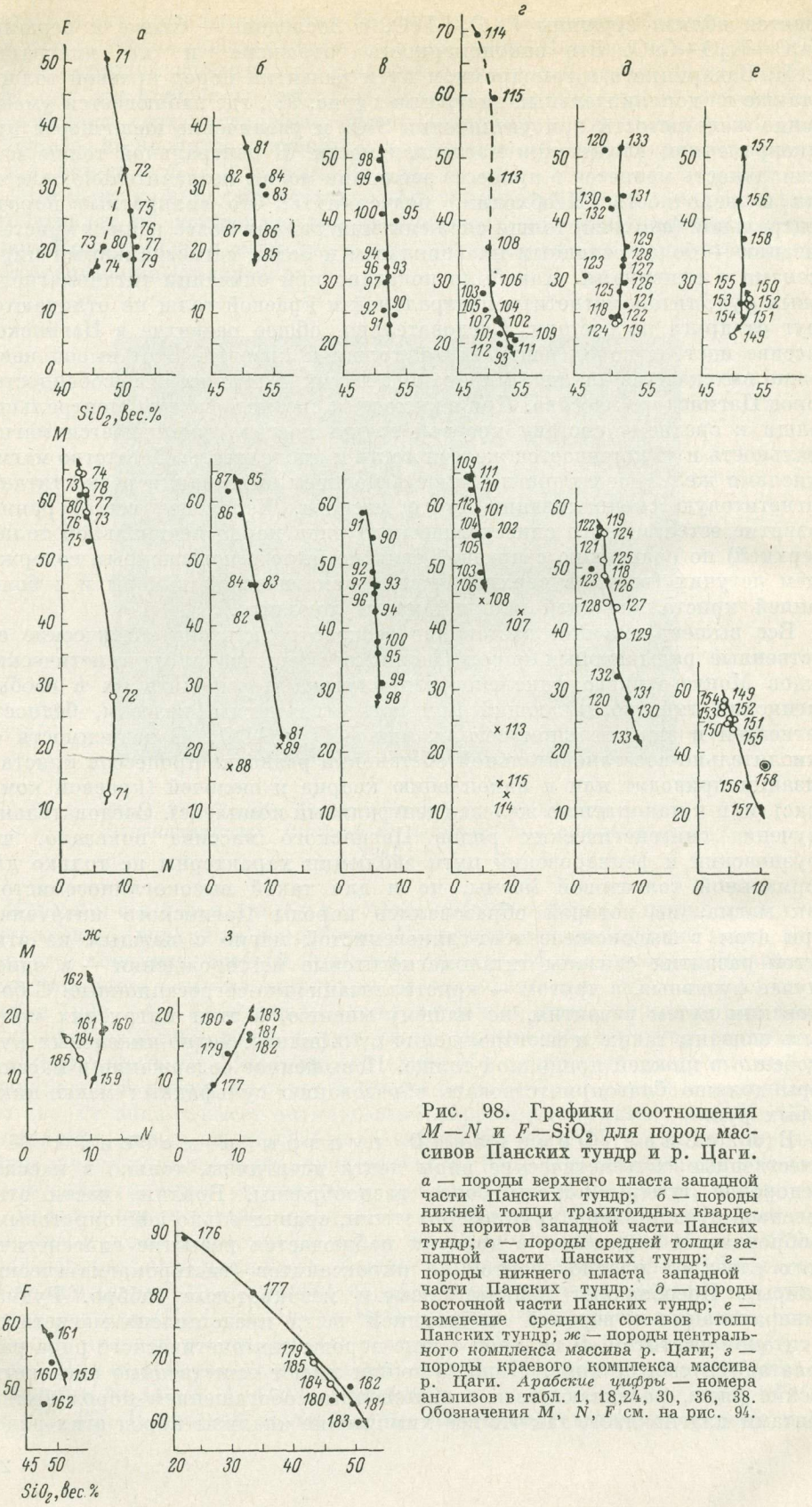


Рис. 98. Графики соотношения $M—N$ и $F—SiO_2$ для пород массивов Панских тундр и р. Цаги.

а — породы верхнего пласта западной части Панских тундр; *б* — породы нижней толщи трахитоидных кварцевых норитов западной части Панских тундр; *в* — породы средней толщи западной части Панских тундр; *г* — породы нижнего пласта западной части Панских тундр; *д* — породы восточной части Панских тундр; *е* — изменение средних составов толщ Панских тундр; *ж* — породы центрального комплекса массива р. Цаги; *з* — породы краевого комплекса массива р. Цаги. *Арабские цифры* — номера анализов в табл. 1, 18,24, 30, 36, 38. Обозначения M, N, F см. на рис. 94.

на диаграммах А. Н. Заварицкого (рис. 74, 80) расположены снизу вверх и смыкаются около пунктирной линии с анализами сингенетических рядов верхних толщ, которые располагаются в эволюционном ряду на диаграмме А. Н. Заварицкого сверху вниз. Общая эволюция магмы в процессе кристаллизации имеет гомодромный характер. В никеленосной II фазе массива Федоровой тундры общее развитие горных пород идет почти при постоянном содержании SiO_2, значительном увеличении железистости и уменьшении магнезиальности (рис. 98). То же самое наблюдается и в массиве № 1 (рис. 95). На треугольных диаграммах (рис. 92) анализы пород естественных сингенетических рядов никеленосных интрузий располагаются, как и в Мончегорском плутоне, близко к стороне $(Na_2O+K_2O+CaO)—MgO$.

Следовательно, есть все основания отнести естественные ряды сингенетических пород массива Федоровой тундры и массива № 1 к мончегорскому типу. Дифференциация в этих массивах, если не считать четкого деления на верхнюю (габбровую) и нижнюю (среднезернистую более меланократовую) толщи, проявлена хуже, чем в Мончегорском никеленосном плутоне. Возможно, мы не видим на поверхности нижние толщи массива Федоровой тундры, которые могут быть представлены ультраосновными породами (рис. 73). Этот вопрос можно решить только глубоким структурным бурением, которое одновременно должно дать ответ о перспективах поисков месторождений никеля в более глубоких горизонтах массива Федоровой тундры. Как было показано нами ранее, условия для образования месторождений сульфидного никеля в массиве Федоровой тундры имеются. Необходимо обратить внимание, что сингенетический ряд пород второй никеленосной интрузивной фазы как Федоровой тундры, так и массива № 1 заканчивается конституционными телами габбро-пегматитов, содержащими голубоватый кварц, сульфидные вкрапленники и сульфидные гнезда, т. е. здесь четко видна приуроченность сульфидных медно-никелевых руд к последним членам пород сингенетического ряда. Аналогичные рудные пегматиты встречаются и в жильном залегании, что свидетельствует об определенной самостоятельности, которую приобретает остаточная магма, богатая рудными компонентами, на завершающем этапе развития естественных рядов сингенетических пород нижних толщ. Возможно, что некоторые жильные тела рудных кварцевых габбро-пегматитов следует относить к самостоятельной фазе, связывая их образование с последними остаточными магмами глубинного магматического очага.

Массив Застейд II в двух интрузивных фазах (II и III) имеет сингенетические естественные ряды горных пород, аналогичные сингенетическим рядам пород Мончегорского плутона. Особенно близок естественный сингенетический ряд II фазы к сингенетическому вертикальному ряду, характерному для массива Ниттис—Кумужья—Травяна, где, как и в массиве Застейд II, нет деления на лейкократовую верхнюю и меланократовые нижние толщи. Поэтому в отличие от массивов Федоровой тундры и массива № 1 во второй никеленосной фазе массива Застейд II имеется только один ряд сингенетических пород, в котором от первого члена к последнему возрастает содержание Al_2O_3, Na_2O, K_2O и уменьшается количество MgO при незначительном изменении содержания железа. Спецификой строения интрузии является расположение оливинитов и перидотитов в центральной части, а основных пород — в периферических зонах (пироксениты и плагиоклазсодержащие породы). Таким образом, по периферии II интрузивной фазы в приконтактовых частях находятся породы, являющиеся последними членами сингенетического ряда (как и в придонной части Мончегорского плутона). К ним и приурочена сульфидная медно-никелевая минерализация, описанная

нами при рассмотрении массива Застейд II. Образование полевошпатовых пород у контакта массива, как и концентрацию в этих зонах рудогенных элементов, мы связываем с диффузивными явлениями по принципу Соре. Окислительный потенциал в процессе кристаллизации был низок. Развитие сингенетического естественного ряда в массиве Застейд II относится к мончегорскому никеленосному типу.

Массив Панских тундр, как и Цагинский массив, является однофазным, за исключением жильных пород, и образовался из высокоглиноземистой толеитовой магмы, которая в отличие от Цагинского массива была значительно беднее окислами железа и титана, но содержала больше окиси магния. Это относится к среднему составу западной и восточной части массива Панских тундр. Средний химический состав пород западной части массива Панских тундр близок к среднему составу пород нижней толщи интрузии второй фазы Федоровой тундры, а состав пород восточной части Панских тундр — к среднему составу всей второй интрузивной фазы Федоровой тундры (рис. 93 и табл. 18 и 30). Особенность формирования Панского массива обусловила сложность рядов сингенетических горных пород, которые мы выделяем в этом массиве. При описании Панского массива мы отмечали импульсный характер поступления магмы как в западную — лополитоподобную часть, так и в восточную — крутозалегающую трещину. При этом кристаллизация начиналась с плагиоклаза, что обусловило расположение химических анализов во всех побочных рядах на диаграмме А. Н. Заварицкого сверху вниз. Поэтому конечные члены сингенетических рядов в массиве Панских тундр представлены более меланократовыми породами, чем первые члены. Как показали наши исследования, в зоне нижнего контакта западной части массива у дна находится слой меланократовых пород — меланократовых норитов и полевошпатовых пироксенитов мощностью примерно в 100 м, выше которого располагаются мезократовые и лейкократовые кварцевые габбро-нориты. Меланократовые породы являются крайними членами ряда. Так как этот слой имеет мелкозернистое сложение в зоне непосредственного контакта и его зернистость вверх от контакта увеличивается, можно сказать, что он образовался в результате кристаллизации непосредственно из весьма меланократовой магмы, обогащенной MgO и FeO и обедненной компонентами плагиоклаза, а не в силу опускания на дно тяжелых минералов. Последний процесс исключается в Панском массиве. Так как ромбический пироксен в породах Панской интрузии начинает кристаллизоваться позднее плагиоклаза, то, вероятнее всего, концентрация окиси магния и железа у холодных контактов обязана принципу Соре и всплыванию ранее кристаллизовавшихся кристаллов плагиоклаза. Характерно, что к этому же пласту меланократовых пород приурочены очень редкие гнезда типичных сульфидных медно-никелевых руд, т. е. и здесь концентрация сульфидов наблюдается с последними членами сингенетического ряда.

Скрытая расслоенность срединной зоны западной части массива, как мы уже отмечали, не раскрывается на диаграммах А. Н. Заварицкого. Анализы пород, относящихся к ряду кинетической кристаллизационной дифференциации, не ложатся на плавные кривые, а образуют поле. Однако дополнительные графики, показывающие зависимость железистости от содержания SiO_2 и магнезиальности от щелочности, раскрывают процесс изменения химизма в этом типе естественного ряда горных пород (рис. 98). На рис. 98 хорошо видно, что в ряду пород верхнего пласта и в нижней толще массива эволюция пород идет с уменьшением железистости. Во всех остальных случаях с увеличением железистости содержание SiO_2 в процессе кристаллизации меняется очень незначительно. Небольшое содержание железа в магме и постоянное низ-

кое парциальное давление кислорода привели к тому, что в породах Панских тундр магнетит и титаномагнетит встречаются очень редко. Эти условия были более благоприятны для образования сульфидных медно-никелевых руд, но обедненность магмы рудогенными элементами (по крайней мере в породах до глубины 500 м) не привела к формированию сульфидных медно-никелевых месторождений. Имеется только очень бедная минерализация. Бурение глубоких структурных скважин в Панском массиве, возможно, даст более обнадеживающие сведения о никеленосности его глубинных частей, где, вероятно, находятся скрытые толщи меланократовых пород, не выходящие на поверхность, как это обычно наблюдается в лополитоподобных интрузиях. Формирование естественных рядов в Панском массиве близко к схеме их развития в никеленосных массивах, если брать за основу суждения о характере изменения состава последовательно поступивших в магматическую камеру порций магмы (рис. 93). При этом в западной части порции магмы все более и более обогащались железом при постоянном количестве окиси магния.

Исследование особенностей сингенетических рядов горных пород в изученных нами массивах позволяет выделить несколько их типов.

1. Ряды пород, возникающие в процессе дифференциации с четкой последовательностью кристаллизации породообразующих минералов, которая позволяет выделять несколько этапов в процессе формирования пород интрузий. Так, в Мончегорском никеленосном плутоне и массиве Застейд II можно выделить четыре периода кристаллизации: первый — оливинитовый, второй — пироксенитовый, третий — габбровый и четвертый — заключительный.

Ряды с такой последовательностью образования пород мы относим к мончегорскому подтипу (подтип А). В зависимости от особенностей дифференциации (гравитационно-кристаллизационной, гравитационно-кинетической, кинетической), возникают три ряда: а) вертикальный ряд, б) горизонтальный ряд, в) ряд контрастных пород (комплементарный).

Кроме того, наблюдаются вариации в характере развития рядов в зависимости от равновесных или неравновесных условий кристаллизации. При равновесных условиях кристаллизации в породах интрузии наблюдается сравнительное постоянство состава минералов в естественных рядах сингенетических пород. При неравновесных условиях состав минералов меняется от одного этапа к другому.

В противоположность Мончегорскому никеленосному плутону и массиву Застейд II в Цагинском массиве и в массиве Панских тундр, а также в лейкократовой толще крупнозернистого габбро массивов Федоровой тундры и № 1 выделяются другие этапы кристаллизации: первый — плагиоклазовый, второй — габбро-норитовый и габбровый, третий — титаномагнетитовый и четвертый — автогидротермальный. Ряды пород, отражающие эту последовательность этапов кристаллизации, мы относим к верхнецагинскому подтипу (подтип Б).

2. Ряды пород, возникающие в процессе дифференциации без четкой последовательности кристаллизации минералов при затвердевании магмы габбро-норитового и габбрового состава. Соотношения между светлыми и темными минералами здесь близки к эвтектическим. Эти ряды относятся нами к типу С. Примером такого типа может служить ряд пород, возникший в центральной толще западной части массива Панских тундр. Мы называем его центральнопанским типом.

Необходимо отметить, что в определенные периоды формирования естественных рядов мончегорского и цагинского подтипов (габбро-норитовый и габбровый периоды) могут возникать естественные ряды пород типа С (центральнопанский тип). Установлено, что интрузии четко дифференцированные на нижнюю (меланократовую) и верхнюю (более лейко-

кратовую) части обычно имеют ряды пород первого типа. При этом в нижней части их развитие идет по мончегорскому подтипу, а в верхней — по верхнецагинскому подтипу.

ПОЛОЖЕНИЕ ПРИКОНТАКТНЫХ ПОРОД В СИНГЕНЕТИЧЕСКИХ РЯДАХ И ИХ ПРОИСХОЖДЕНИЕ

Геологическая одновозрастность придонных полевошпатовых пород массива Ниттис—Кумужья—Травяная с вышележащими полевошпатовыми перидотитами, перидотитами и пироксенитами, особенности их текстур, структур, минерального состава, химизма, металлогении показаны нами при рассмотрении Мончегорского плутона. Было подчеркнуто, что залегание полевошпатовых пород — последних членов вертикального ряда гравитационно-кристаллизационной дифференциации — у дна интрузии нельзя объяснить принципом Дарвина. Специальные исследования придонных частей Мончегорского плутона (Козлов, 1953ф, 1956; Докучаева, 1960ф, 1970ф) привели автора к выводу о решающей роли в их образовании явлений дифференциации по принципу Соре, т. е. явлений диффузии, так как контаминационные явления в процессе образования полевошпатовых пород играли весьма незначительную роль (с ними связано образование норитов с кордиеритом, гранофировых норитов, кварцево-биотитовых габбро-норитов с офитовой структурой, имеющих очень незначительное развитие в непосредственном контакте).

Принцип Соре исходит из принципа Ле-Шателье, согласно которому «всякого рода внешнее воздействие на систему, находящуюся в состоянии равновесия, вызывает в ней процессы (в гетерогенных системах — фазовые реакции), ослабляющие эффект внешнего воздействия» (Николаев и Доливо-Добровольский, 1961, стр. 25).

А. Н. Заварицкий, основываясь на принципе Ла-Шателье, в весьма интересных замечаниях о дифференциации, отмечает, что «охлаждение — непрерывная потеря энергии, за счет которой совершаются процессы дифференциации, потеря способности к дальнейшим превращениям, ведущая к постепенному умиранию магматического очага. При этом постепенном умирании магма, делаясь все более легкоплавкой, проявляет как бы стремление к сохранению существования более продолжительное время. Молекулярная диффузионная дифференциация (по принципу Соре) стремится привести к обособлению в более охлажденных частях бассейна наиболее легкоплавкой эвтектоидной части магмы» (Заварицкий, 1926, стр. 202).

Рассматривая дифференциацию магмы, происходящей посредством диффузии некоторых растворенных ее компонентов, А. Н. Заварицкий (1926) выделяет несколько явлений, которые ее обусловливают: а) диффузия по принципу Соре; б) диффузия более тяжелых молекул вниз под давлением сил тяжести (принцип Гюи и Шаперона); в) диффузия при удалении из магмы растворенных летучих компонентов; г) перемещение вещества в форме ионов при электролитических процессах в магме.

Наибольшее значение из диффузионных процессов дифференциации, по мнению А. Н. Заварицкого (1926), имеет принцип Соре. Поясняя его сущность, он отмечает, что приложение принципа Соре в петрографической литературе встречается часто, но не всегда правильно понимается его смысл. Он полагает, что дифференциация вследствие диффузии сводится к перемещению молекул некоторых растворенных частей магмы. Это перемещение вызывается неравенством осматического давления.

В холодных частях повышается концентрация тех растворенных компонентов, присутствие которых в магме понижает температуру ее кристаллизации, т. е. «состав охлаждаемых частей будет таким образом приближаться к составу эвтектики или, говоря вообще, изменяется в сторону увеличения его легкоплавкости» (стр. 195).

От прибавления к растворителю растворенного вещества температура понижается пропорционально концентрации (закон Рауля Вант-Гофа). При наличии явления диссоциации молекул понижение точки застывания будет более значительным.

Зоны нижнего и верхнего эндоконтактов Мончегорского плутона были более холодными, чем центральные части интрузии. Поэтому диффузия к этим более холодным зонам компонентов, понижающих температуру затвердевания магмы, — явление обязательное. Верхние части Мончегорского плутона уничтожены, сохранились нижние, где наблюдается результат этого явления.

Согласно законам осматического давления, диффузия летучих составных частей магмы (и растворенных в магме более легкоплавких рудных компонентов) направлена также к холодным зонам интрузии, т. е. идет в том же направлении, что и диффузия легкоплавких компонентов по принципу Соре. А. Н. Заварицкий (1926) все вышеизложенные нами положения обосновал для выяснения факторов, приводящих наряду с гравитационно-кристаллизационной дифференциацией к образованию более кислых пород, богатых летучими в апикальных частях массивов. Нам представляется совершенно правомерным распространить эти положения на все зоны интрузий с более низкой температурой, в том числе и на зоны нижних контактов и зоны, содержащие в изобилии ксенолиты и крупные глыбы более холодных вмещающих пород, понижающих температуру в отдельных участках интрузии (например, критический горизонт горы Нюд). В верхних частях интрузии летучие компоненты могут уходить во вмещающие породы, в то время как в зонах нижнего эндоконтакта или в центральных частях интрузий (там, где иногда встречаются ксенолиты) они не покидают интрузию.

Принцип Соре еще в 1921 г. подвергся резкой критике Боуэна, который на основании опыта по диффузии в «сухой» системе диопсид—плагиоклаз вообще отрицает какую либо петрологическую роль диффузии, сохраняя ее значение только для процессов кристаллизации. А. Н. Заварицкий и В. С. Соболев (1961 г.) не согласились с Боуэном отметив, что такие соображения справедливы для условий, допускаемых автором (Боуэном), но, во-первых, нельзя считать доказанным, что вязкость магмы не может быть пониженной за счет присутствия сверхплавких компонентов (летучих), а во-вторых, нельзя отрицать возможности длительного сохранения разности температур вследствие притока магмы в центральную часть или других причин. Подробно этот принцип был рассмотрен в 1926 г. А. Н. Заварицким.

Необходимо отметить, что все исследователи, изучавшие дифференцированные интрузии основных—ультраосновных пород, считают очевидным, что верхние части интрузий, имея более низкоплавкий состав (нориты, габбро-нориты, кварцевое габбро), отвердевали позднее нижних частей интрузии, сложенных оливинитами и перидотитами. Наши исследования (Козлов, 1953ф, 1966, 1970) показали, что придонные полевошпатовые породы, в состав которых входят минералы наиболее поздней стадии кристаллизации, также затвердевали позднее центральных частей интрузии. Об этом свидетельствуют неравномерная зернистость придонных полевошпатовых пород, изменчивость их состава (такситы), обилие пегматоидных пород как гнездового, так и жильного характера. Развитие

явлений перекристаллизации показывает, что история придонных полевошпатовых пород в магматический период (в широком смысле слова) была более длительной, чем история других участков массива Ниттис—Кумужья—Травяная. Этими же особенностями характеризуются и придонные части массива Сопча и критический горизонт горы Нюд, изобилующий ксенолитами вмещающих пород, а также зоны контактов массивов Застейд II и Панских тундр.

Отклонение от схемы распределения пород по удельному весу и образование слоев более легкоплавких (а не более тяжелых) пород в приподошвенных частях интрузий — явление широко распространенное. Так, например, в пологозалегающих интрузиях Норильского района в нижней части под слоем пород, богатых оливином, а соответственно и наиболее тяжелых (пикритовые габбро-долериты), как правило, залегает горизонт такситовых габбро-долеритов, более легких по удельному весу (Коровяков, 1960, 1961; Туганова, 1960; Виленский и др., 1964; Васильев, 1966; Золотухин, 1964; Кавардин и др., 1968).

Г. И. Кавардин и др. (1968) в Енисейской рудной провинции выделяют следующие пять групп дифференцированных интрузий, отличающихся в деталях по внутреннему строению, составу и структурно-текстурным признакам: 1) норильская группа, объединяющая интрузии: Норильск I, Нижнефокинскую, горы Черной, Норильск II (Норильский район), Второго порога р. Курейки, Нижний I, Нижний II, ручья Рудного, Центральную (Курейский район); 2) талнахская группа, включающая Талнахскую и Имангдинскую интрузии; 3) дегенская группа, включающая Дегенскую, Булатную, Нижнегорбиачинскую, Кулюмбинскую, Таситовую и интрузии горы Хупери, расположенные в бассейне рек Горбиачин, Кулюмбе, Курейки, Северной; 4) верхнегорбиачинская группа, включающая интрузии Верхнегорбиачинскую, Неконгдаконскую, Баргухлинскую и др.; 5) ороктинская группа интрузий, включающая Верхнеороктинскую, Шунтарскую, горы Северный камень, оз. Пашкино и др. Мощность интрузий варьирует от 25 до 450 м. Форма интрузий — пластины, силлы, лополиты, хонолиты, факолиты, харполититы, реже дайки. Г. И. Кавардин и др. отмечают, что характерной особенностью первых четырех групп дифференцированных интрузий является обогащение оливином нижних частей интрузий с постепенным уменьшением его содержания к верхним. Кристаллизационная дифференциация в этих интрузиях, по их мнению, контролируется фактором гравитации.

В норильской и талнахской группах интрузий кристаллизационная дифференциация проявилась в образовании естественного ряда пород от пикритовых габбро-долеритов до кварцевых диоритов или сиенитов, в дегенской группе — от троктолитовых габбро-долеритов до пород группы сиенит-диорита, в верхнегорбиачинской — от оливиновых габбро-долеритов до гранофиров. Г. И. Кавардин и др. (1968) подчеркивают как характерную особенность норильской группы интрузий постоянное присутствие в подошвенной части между контактными габбро-долеритами и слоем пород, богатых оливином, рудоносного такситового горизонта, характеризующегося значительным разнообразием минерального состава и текстурных особенностей пород. Макроскопически в этом слое наблюдается беспорядочная перемежаемость крупнозернистых и мелкозернистых участков. Первые обогащены плагиоклазом, кварцем, гидротермальными минералами, вторые — оливином и пироксеном, т. е. здесь также есть пегматоидные породы, обогащенные плагиоклазом. Указанные авторы прямо отмечают, что неоднородность состава подчеркивается наличием шлиров габбро-пегматитов и ксенолитов вмещающих пород. В талнахской группе в подошвенной части также присутствует рудоносный такситовый горизонт. В дегенской группе в подошвенной части интру-

зий, ниже горизонта троктолитовых габбро-долеритов, он также отмечается. Однако здесь он менее четко выражен и содержит меньше сульфидов. Для верхнегорбиачинской группы интрузий, по свидетельству этих авторов, характерно почти полное отсутствие нижнего такситового горизонта, т. е. он есть, но не везде.

Среди норильских геологов нет единого мнения в отношении происхождения пород такситового горизонта. Между тем, как справедливо отмечает В. В. Золотухин (1964), выяснение природы происхождения этих пород, несомненно, является ключевым вопросом в понимании происхождения сульфидного оруденения не только для дифференцированных траповых интрузий Норильского района, но и для однотипных лейкократовых пород, которым сопутствует оруденение, для месторождений других регионов мира. Этими породами интересовались почти все исследователи. М. Н. Годлевский (1959) считает их результатом раскристаллизации приконтактной фации магмы, богатой летучими и контаминированной боковыми породами. И. А. Коровяков (1961) верхние и нижние такситовые контактные габбро-диабазы не рассматривает как дифференциаты. По его мнению, они представляют собой своеобразную закаленную зону, осложненную некоторой ассимиляцией боковых пород. Г. Б. Роговер (1959) рассматривает такситовые габбро-долериты как самостоятельно внедрившийся рудоносный дифференциат. В. В. Золотухин (1964) считает, что такситовый горизонт образовался в процессе активного магматического замещения путем расплавления на месте уже сформировавшихся пород интрузии (с одной стороны, пикритовых, с другой — контактовых габбро-долеритов). Он полагает, что образование такситовых габбро-долеритов и габбро проходило в условиях, когда остальные дифференциаты интрузии уже сформировались. При этом поступательное движение раскаленной интрузии хотя и продолжалось в прежнем направлении под напором нижележащего столба жидкой магмы, но в приконтактных частях интрузии в результате более быстрого их охлаждения, по его мнению, возникли расколы, субпараллельные нижнему и верхнему контактам. В. В. Золотухин (1964) полагает, что газовые струи (воды, водорода, сероводорода, углекислого газа и т. д.), находящиеся под большим давлением, из нижележащего столба магмы в первую очередь устремляются вдоль этих расколов и в условиях высоких температур только что закристаллизовавшихся пород интрузии и прогретых пород экзоконтакта вызывают плавление пород, располагающихся вдоль расколов. Следовательно, Г. Б. Роговер и В. В. Золотухин отрицают сингенетичность такситовых горизонтов с другими породами интрузии, что доказывается петрологическими исследованиями почти для всех дифференцированных интрузий Енисейской рудной провинции.

А. М. Виленский и др. (1964), будучи знакомы со взглядами автора (Козлов, 1953ф) на происхождение придонных полевошпатовых пород массива Ниттис—Кумужья—Травяная, приводят объяснение происхождения такситовых горизонтов в норильских интрузиях, близкое к представлениям автора о формировании придонных пород Ниттис—Кумужья—Травяная. Они отмечают, что, несмотря на присутствие реликтов вмещающих пород, процессы ассимиляции в формировании такситового горизонта не имели существенного значения, как и в придонных частях массива Ниттис—Кумужья—Травяная. Об этом свидетельствует средний состав пород такситового горизонта, который соответствует среднему составу интрузии (исходному), отличаясь от него и от состава любого из вышележащих горизонтов повышенным содержанием щелочей и летучих компонентов (как и в массиве Ниттис—Кумужья—Травяная). Поэтому они, как и автор, предполагают, что в процессе кристаллизации такситового горизонта ведущую роль играл процесс накопления и перераспределения

щелочей и летучих компонентов. Летучие компоненты и щелочи мигрировали, по их мнению, к краям интрузии, в том числе и к дну, понижая температуру кристаллизации этой части расплава. Следовательно, А. М. Виленский и др. (1964), как и мы, пришли к выводу, что кристаллизация такситового горизонта происходила позже кристаллизации пород вышележащих горизонтов, где в первую очередь происходило формирование горизонта пикритовых долеритов. Последний, по их мнению, способствовал сохранению летучих компонентов и щелочей внутри такситового горизонта. Уоккер и Польдерварт (1950) также отмечают широкое развитие такситовых горизонтов в долеритах Карру.

Все вышеизложенное в отношении особенностей придонных частей массива Ниттис—Кумужья—Травяная, а также обзор представлений на происхождение аналогичных пород дали нам основание отнести придонные породы Мончегорского никеленосного плутона, приконтактовые полевошпатовые породы массива Застейд II и меланократовые нориты придонных частей массива Панских тундр к последним членам сингенетических рядов горных пород соответствующих интрузий, образование которых связано в основном с явлением диффузии по принципу Соре. Мы понимаем всю сложность проблемы диффузии и в частности дискуссионность применения принципа Соре к формированию низкоплавких пород в краевых частях интрузий. Опыты, которые могли бы помочь смоделировать эти процессы, будут проведены не скоро. Они очень сложны по исполнению. Поэтому решение вопроса о применимости принципа Соре должно опираться по-прежнему на особенности природных объектов.

ЗНАЧЕНИЕ ЕСТЕСТВЕННЫХ РЯДОВ ПОРОД В РЕШЕНИИ ПРОБЛЕМЫ БАЗИТОВ

Большинство исследователей рассматривают основные и ультраосновные породы как магматические образования. Разногласия существуют в основном в представлениях об источниках основных магм, их количестве и способах образования. Все эти вопросы достаточно полно освещены в работах А. П. Виноградова (1961), А. Н. Заварицкого (1926, 1950), М. Н. Годлевского (1959, 1963, 1968б), Д. Х. Грина, Л. Э. Рингвуда (1968а, 1968б), Г. С. Йодера и К. Э. Тилли (1965), Ю. А. Кузнецова (1964) и других исследователей. В последнее время внимание петрологов привлекает гипотеза происхождения первичных магм путем частичного или полного плавления участков перидотитового мантийного слоя земли. Изучение тепловых потоков, особенностей сейсмических волн и некоторые эксперименты дают основание считать, что мантия при расплавлении способна давать базальтовую магму и перидотитовый остаток (Рингвуд и др., 1968). А. П. Виноградов (1961), основываясь на экспериментах зонной плавки и изучении состава метеоритов, с одной стороны, и глубинных пород — с другой, показал возможность дифференциации вещества верхней мантии на базальт и дунит. То, что основная магма, поступающая из глубин земли, имеет различный состав, доказывается петрографическими исследованиями. Причины этого многообразия также служат предметом исследования как полевых петрологов, так и экспериментаторов. Экспериментальные работы Д. Х. Грина и А. Э. Рингвуда (1968б) с системами при больших давлениях показали возможность образования из толеитовой магмы, богатой оливином (предположительно первичная магма), при последовательном понижении давления сначала магмы щелочного оливинового базальта, затем высокоглиноземистого оливинового толеита и кварцевого толеита.

Н. И. Хитаров и др. (1971) экспериментально показали, что при увеличении давления до 28 000 атм. происходит значительное расширение тем-

пературного интервала в ликвидус-солидусной области: у высокоглиноземистого базальта до 190°, у кварцевого толеита до 200°. Оказалось, что при давлении до 20 000 атм. высокоглиноземистый расплав кристаллизуется с образованием кристаллов анортита, так что в жидкой фазе остается оливиновый толеит, а при давлении больше 20 000 атм. первыми кристаллизуются оливин и пироксен. Жидкость обогащается кварцем. Эти эксперименты показывают возможность дифференциации магмы в глубинных условиях.

А. А. Кадик и др. (1971) приводят данные о растворимости воды (в %) в различных магмах при разных давлениях:

	Кислые, 900°	Основные, 1200°	Ультраосновные 1400°
1 кбар	3.8	3.3	1
2 »	5.4	4.6	2
3 »	7.3	5.7	3
5 »	12	8.5	4
10 »	20	15	10

Возможность значительного увеличения воды в магмах с увеличением давления, что в свою очередь снижает вязкость магмы, также является благоприятным условием для образования магм в процессе дифференциации. А. А. Кадиком и др. (1971) было показано, что при 3000 атм. в системе диопсид—форстерид—вода первые порции расплава, насыщенные водой, появляются при температуре 1270° (в сухой системе при 1389°). Соотношение диопсид/форстерит в точке минимума не меняется, как это наблюдается между диопсидом и плагиоклазом в системе диопсид—анортит—вода (Joder, 1965). Возможность плавления при более низких температурах в условиях больших давлений также является благоприятным фактором для образования разнообразия магм.

Экспериментальные работы, как и различные петрологические гипотезы (например, Йодер и Тилли, 1965), показывают, что магма одного и того же состава при разных давлениях может давать дифференциаты по расходящимся направлениям, что в свою очередь обусловливает различный характер магм, поступающих из глубин. Это один путь решения вопроса о многообразии поступающих в верхние горизонты производных базальтовых магм, возникающих в результате частичного плавления мантии, которое происходит предположительно на глубинах 100—150 км (под материками). М. Н. Годлевский (1968б) для никеленосных интрузий, принадлежащих по его исследованиям к базальтоидным формациям, но имеющих черты более глубинных образований и промежуточную геохимическую специализацию между базальтами и хандритами, предполагает образование при неполном выплавлении из мантийного вещества. Дальнейшая дифференциация выплавленной из мантии магмы может иметь и другие причины, кроме влияния давления. Серии интрузий, образующие эпигенетические ряды горных пород в юго-восточных предгорьях Мончетундры, в районах Сальных, Федоровой и Панских тундр, каждая из которых относится по систематике А. А. Полканова к интрузиям зон завершенной складчатости, свидетельствуют о широком проявлении основного—ультраосновного магматизма в протерозойское время в центральной части Кольского полуострова, которая уже в среднепротерозойское время являлась консолидированной частью земной коры.

Представления А. А. Полканова о эпигенетических рядах близки к представлению о магматических комплексах пород.

По систематике Ю. А. Кузнецова (1964), описанные в нашей работе комплексы интрузий и интрузии относятся к формации дифференцирован-

ных габбровых и норитовых интрузий древних платформ. Часть интрузий в районе Мончи, Застейд II, Федоровой тундры можно отнести к формации дифференцированных габбро-норит-перидотитовых интрузий, учитывая значительную роль ультраосновных пород в эпигенетических и сингенетических рядах. Как отмечает Ю. А. Кузнецов (1964), типы пород, входящих в эту формацию: габбро, нориты, диабазы, пироксениты, перидотиты, дуниты, анортозиты, «несомненно являются продуктом глубокой дифференциации базальтовой магмы. Судя по пространственному распределению всех этих петрографических типов, ассимиляционные явления не играли никакой роли в их образовании» (стр. 352). К этой формации относятся такие крупные интрузивы, как Седбери, Бушвельдский комплекс, плутон Стилуотер в штате Монтана, Великая дайка Родезии. Наши исследования позволяют кроме Мончегорского плутона, уже отнесенного Ю. А. Кузнецовым в 1964 г. к этой формации, отнести к этой же формации лополитоподобные интрузии Застейд II, Федоровой тундры, Панских тундр и района р. Цаги.

Наиболее разнообразен и продолжителен был магматизм в Мончегорском районе, районе Сальных тундр (массив Застейд II) и районе Федоровой тундры. Объективный анализ последовательного развития магматических горных пород, связанных общностью происхождения, показывает, что развитие их всюду имеет гомодромный характер. Большинство исследователей считает, что подъем базальтовой магмы из верхней мантии сопровождается дифференциацией, которая зависит от глубины и положения расплава в земной коре. Дифференциация магмы может происходить и при подъеме (что часто имеет место в вулканических каналах или в глубоких промежуточных очагах) в гомогенном состоянии или в связи с кристаллизацией магмы.

В изученных нами районах состав последовательно поступающих из глубин магм (за который мы условно принимаем состав пород эпигенетических рядов) свидетельствует, что в образовании их многообразия ведущая роль принадлежала кристаллизационной дифференциации. Векторные диаграммы, построенные по методу А. Н. Заварицкого по данным химических анализов пород эпигенетических рядов, показывают параллелизм в процессах дифференциации с процессами кристаллизации. Весьма интересные выводы получаются при сопоставлении направления развития эпигенетических рядов с развитием сингенетических рядов никеленосных интрузий. Во всех случаях наблюдается удивительно близкий параллелизм в образовании сингенетических и эпигенетических рядов горных пород и в эволюции глубинной магмы. Особенно это четко устанавливается для Мончегорского района, что было отмечено нами еще в 1967 г. (Козлов и др., 1967).

Исследования показали, что ведущее значение при образовании естественных сингенетических рядов горных пород Мончегорского никеленосного плутона и других изученных интрузий имели процессы кристаллизации и гравитации. Параллелизм в эволюции сингенетических и эпигенетических рядов горных пород и глубинной магмы косвенно свидетельствует, что образование магм различного состава в глубинных очагах также обязано процессам кристаллизации и гравитации, т. е. многофазные массивы связаны с развитием крупных внутрикорковых промежуточных магматических очагов, расположенных между мантией и периферическими интрузиями. Исследования современного вулканизма и строения вулканических аппаратов подтверждают возможность подобной схемы развития интрузивной деятельности в земной коре. Крупные промежуточные очаги, питающие вулканы, были установлены на глубине 4—6 км под Авачинским и Ключевским вулканами (Меняйлов, 1967), а в последнее время под Гавайскими вулканами (Шминке, 1971).

В районе Мончи ниже современного эрозионного среза (на глубине до 10 км) мы предполагаем наличие крупного интрузива, по составу близкого к породам пятого интрузивного никеленосного цикла. В протерозойское время это был внутрикоровый очаг, являвшийся источником магм пятого интрузивного цикла. Значительный разрыв во времени образования Мончегорского никеленосного плутона и сульфидных медно-никелевых жил не исключают возможность их связи именно с этим глубинным интрузивом. По крайней мере эта проблема требует всестороннего исследования с применением современных средств геофизики. Она имеет не только большое научное, но и практическое значение.

Высокоглиноземистые однофазные интрузии Панских тундр и района р. Цаги, видимо, связаны в своем происхождении с эволюцией также глубинного внутрикорового магматического очага, как и многофазные массивы этого района (массив Федоровой тундры и массив № 1).

Можно отметить, что средний химический состав Цагинского массива, характеризующийся высоким содержанием глинозема, железа и титана, имеет аналоги среди жильных гипабиссальных пород, развитые в районе рудопроявления Приозерное (Мончегорский район). Характерно, что в этих лейкократовых микрогаббро-норитах плагиоклаз кристаллизуется первым, а количество титаномагнетита составляет 10% и более. В них встречаются мелкие зерна сульфидов. По возрасту эти дайки, видимо, моложе Мончегорского плутона. Проведенные нами исследования представляют определенный интерес для понимания процессов образования естественных рядов магматических пород и их родоначальных магм, а также связанной с ними концентрации полезных ископаемых.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ЕСТЕСТВЕННЫХ СИНГЕНЕТИЧЕСКИХ РЯДОВ ПОРОД

Наиболее наглядными диаграммами, отражающими последовательное изменение химического состава куммулятов в ходе развития естественных сингенетических рядов горных пород, являются тройные диаграммы $(Na_2O+K_2O+CaO)—MgO—(Fe_2O_3+FeO)$, показывающие соотношения между катионами, входящими в основном в состав лейкократовых минералов, и железомагнезиальными катионами, входящими в состав темноцветных минералов. Одновременно эти диаграммы отражают эволюцию железистости и магнезиальности магмы в ходе развития естественных рядов. Исследования показывают, что в интрузиях Мончи, Застейд II, Федоровой тундры, массива № 1 и части массива Панских тундр анализы естественных сингенетических рядов горных пород ложатся на однотипные кривые, отражающие последовательное уменьшение темноцветных минералов в составе пород, увеличение их железистости и увеличение щелочности светлых минералов (рис. 94, 95). С диаграммами А. Н. Заварицкого (рис. 93) и дополнительными диаграммами (рис. 98) они создают достаточно полную картину изменения химизма куммулятов в ходе развития естественных сингенетических рядов горных пород. На рис. 99 на тройную диаграмму нанесены составы интрузий Норильск I, Талнаха и Елетьозера (Богачев, 1968). Анализы пород Норильской и Талнахской интрузий тяготеют к кривым, однотипным с кривыми эволюции естественных рядов горных пород никеленосных интрузий Кольского полуострова, анализы же пород Елетьозерской интрузии располагаются вдоль кривой, аналогичной кривой, отражающей эволюцию куммулятов естественных сингенетических пород Цагинской интрузии. Четкое деление естественных сингенетических рядов горных пород на два типа в зависимости от положения анализов этих пород на диаграмме $(Na_2O+K_2O+CaO)—MgO—(Fe_2O_3+FeO)$ дает основание считать, что один путь эволюции характерен для никеле-

носных интрузий, другой — свойствен интрузиям, с которыми образуются титаномагнетитовые месторождения (Елетьозерская и Цагинская интрузии). С магмами, богатыми железом и глиноземом, связаны титаномагнетитовые месторождения фузивного и раннемагматического типа, а с магмами, богатыми (относительно) магнезией и компонентами основного плагиоклаза, — сульфидные медно-никелевые месторождения.

Наличие кривых эволюции естественных сингенетических рядов горных пород, развивающихся от угла MgO к Na_2O+K_2O+CaO (и в обратном направлении), с одной стороны, и развивающихся от угла Na_2O+

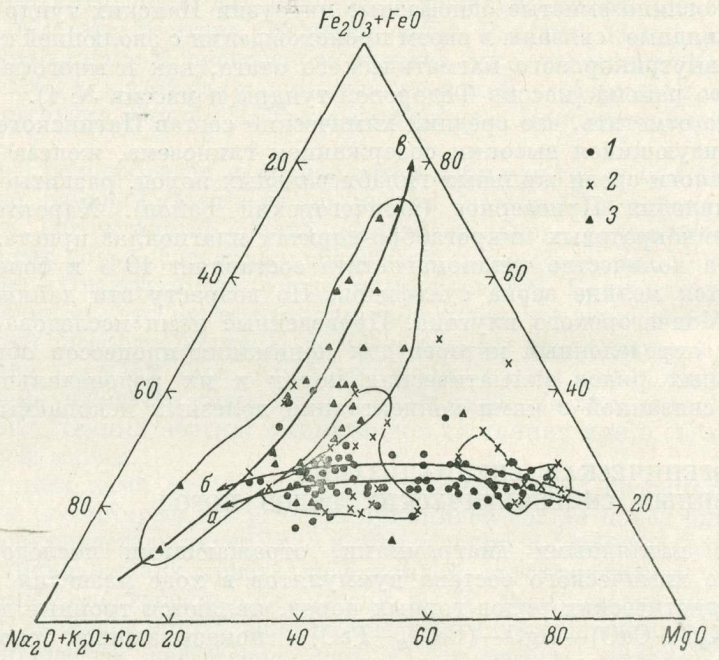


Рис. 99. Соотношение между $Na_2O+K_2O+CaO—MgO—(Fe_2O_3+FeO)$ в породах интрузий Норильск I, Талнахской и Елетьозерской (по Богачеву А. И., 1968).

1 — никеленосная интрузия Норильск I; *2* — Талнахская никеленосная интрузия; *3* — Елетьозерская титаноносная интрузия; эволюция пород интрузий: *а* — Норильск I, *б* — Талнаха, *в* — Елетьозера.

$+K_2O+CaO$ к Fe_2O_3+FeO (и в обратном направлении, рис. 99) — с другой, является фактом, установленным для интрузий Кольского полуострова. Выявлено металлогеническое значение этих путей развития. При этом мы считаем, что при образовании естественных сингенетических рядов пород, эволюция которых идет от угла Fe_2O_3+FeO к Na_2O+K_2O+ $+CaO$, могут образовываться не только титаномагнетитовые, но и сульфидные медно-никелевые месторождения. Это позволяет нам на основе совокупности всех фактов выдвинуть Цагинский массив как один из перспективных объектов для поисков в его нижних зонах сульфидных медно-никелевых руд.

Магмы, богатые MgO и Fe_2O_3+FeO и бедные компонентами полевых шпатов, вероятно, должны давать естественные сингенетические ряды горных пород, химический состав которых должен изменяться вдоль кривых, расположенных близко к стороне $MgO—(Fe_2O_3+FeO)$. Отсутствие хромитовых месторождений в изучаемых нами интрузиях Кольского полуострова и отсутствие кривых эволюции естественных рядов парал-

лельно стороне треугольника $MgO—(Fe_2O_3+FeO)$ служат как бы косвенным доказательством связи хромитовых месторождений с магмами, богатыми магнием и железом и относительно бедными компонентами плагиоклаза. В связи с этим представляют интерес сведения о химизме Бушвельдского интрузива, который помимо своих размеров знаменит тем, что здесь встречаются крупные месторождения сульфидных медно-никелевых руд с платиной, хромитовых руд и титаномагнетитовых руд. Бушвельдский комплекс не исследован в отношении эволюции естественных рядов горных пород. Однако многочисленные анализы пород этого комплекса, нанесенные на треугольную диаграмму $(Na_2O+K_2O)—MgO—FeO$ (Уоккер, Польдерварта, 1950, стр. 125), располагаются близко ко всем сторонам треугольника состава и очень редко в центре, так что в нем можно провести кривые эволюции пород параллельно следующим сторонам трехугольника: $(Na_2O+K_2O)—FeO$, $FeO—MgO$ и $(MgO—Na_2O)+K_2O$, т. е. образование сингенетичных пород бушвельдского комплекса имеет как бы все три пути металлогенической специализации — сульфидной медно-никелевой, хромитовой и титаномагнетитовой.

Нам представляется, что металлогеническую специализацию отдельных интрузий и их комплексов, по крайней мере в группах основных—ультраосновных пород, следует искать в истории эволюции естественных сингенетических и эпигенетических рядов горных пород, которая зависит от состава магмы (следовательно, и от ее рудоносных особенностей), механизма интрузии и физико-химической обстановки.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА СУЛЬФИДНЫХ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ РУД

При рассмотрении отдельных массивов мы показали тесную связь некоторых членов естественных сингенетических рядов горных пород дифференцированных никеленосных интрузий с сульфидными медно-никелевыми рудами. Во введении отмечалось, что связь сульфидных медно-никелевых руд с группой основных—ультраосновных пород подтверждена всем опытом мировой практики, но в каждом конкретном случае характер связи не всегда является одинаковым. Мы считаем, что имеется возможность объективного решения вопроса о природе связи сульфидных медно-никелевых руд с магматическими породами, если будет выяснено место и время сингенетического рудообразования в общей истории развития никеленосных интрузивов и в их естественных сингенетических рядах горных пород.

Наши исследования были начаты с Мончегорского никеленосного плутона, история изучения которого тесно связана с историей создания представлений о генезисе сульфидных медно-никелевых руд среди геологов-рудников в Советском Союзе. Представления о генезисе руд Печенгского, Норильского, Воронежского рудных районов всегда опирались на первый опыт изучения мончегорской группы месторождений.

С самого начала открытия мончегорских сульфидных медно-никелевых руд в основе объяснения их происхождения лежала ликвационно-магматическая гипотеза Фогта (Vogt, 1923, 1962), развитая и дополненная Н. А. Заварицким (1926) и В. К. Котульским (1946, 1948). Наиболее полно эта гипотеза в применении к мончегорским месторождениям была рассмотрена В. К. Котульским, который впервые поставил вопрос о глубинной ликвации, учитывая установленную разницу во времени образования сульфидных жил Ниттис—Кумужья—Травяная и отвердеванием массива. Ликвационно-магматическая гипотеза представлялась настолько объективно отражающей процессы рудообразования, что даже геологическое

строение оруденелых участков (месторождений Мончи) рассматривалось петрографами через призму этой гипотезы.

Так, критический горизонт горы Нюд одними исследователями рассматривался как самостоятельная более молодая интрузия, богатая сульфидами, которые в магматический период ликвировали от силикатной магмы и затем кристаллизовались в более поздний период, чем силикатные минералы. Другие исследователи критический горизонт рассматривали как громадный ксенолит, в котором уже были сульфиды. Некоторые исследователи оливиновые нориты горы Нюд относили к самостоятельной интрузии, содержавшей сульфиды, которые частью скопились после ликвации у ее дня (на границе пойкилитовых норитов и оливиновых норитов), частью были вынесены газами к кровле, откуда были выжаты в критический горизонт, являвшийся, по их мнению, более древним образованием по отношению к оливиновым норитам.

Рудные пласты Сопчи одни исследователи рассматривали как самостоятельные интрузии, богатые сульфидами, другие — как результат ликвации магмы оливиновых пироксенитов от пироксенитовой магмы под влиянием летучих, в том числе сульфидов, скопившихся по непонятным причинам в центральной части магматической камеры в виде слоев, третьи — как нижнюю часть более молодой интрузии, принимая массив Сопчу за многофазное интрузивное тело и считая, что сульфиды скопились у дна этой интрузии в результате ликвации и гравитации. Когда возникли труднопреодолимые противоречия при объяснении происхождения месторождений донных залежей массива Ниттис—Кумужья—Травяная ликвационной гипотезой, то их происхождение стали связывать с внедрением самостоятельной интрузии, несущей сульфидные руды.

Работы В. К. Котульского и Д. Ф. Мурашова значительно способствовали широкому представлению о сульфидных медно-никелевых месторождениях как о ликвационно-магматических. Сущность этой гипотезы достаточно проста. Растворенные в магме сульфиды в магматический период еще до начала кристаллизации ликвируют от силикатной части и скапливаются под влиянием сил гравитации. После отвердевания интрузий все еще жидкие сульфиды выжимаются в тектонические зоны, образуя жилы или пологие секущие залежи. Если выжимания не происходит, то образуются сингенетичные вкрапленные и гнездовые руды. Размер гнезд может быть очень значительным. Процесс ликвации может проходить как в верхних магматических камерах, так и в промежуточных. В последнем случае сульфидная магма может поступать в верхние горизонты земной коры или самостоятельно, или вместе с силикатной магмой. Залегание подавляющего большинства сингенетичных вкрапленных и гнездовых руд у дна интрузий (Монча, Печенга, Норильск, Съедбери, Инсизва и др.) сделало эту гипотезу наиболее достоверной для геологов. Эта гипотеза также хорошо объясняет факты отрыва больших масс сплошных сульфидов во времени образования от интрузий и иногда наблюдаемое нахождение руд во вмещающих породах за пределами интрузий. Сплошные сульфидные руды имеют внешне магматический облик и определенную последовательность в минералообразовании.

Ликвационно-магматическая гипотеза нашла подтверждение в металлургической практике, а также в замечательных экспериментальных работах Я. И. Ольшанского (1950), Г. Г. Уразова и Н. А. Филина (1938), Г. Б. Поповой и В. В. Ершова (1966), Г. Коллеруда (Kullerud a. oth., 1963) с сульфидно-силикатными и сульфидными системами. Поэтому вполне закономерно, что многие ведущие специалисты в области сульфидных медно-никелевых месторождений — Г. И. Горбунов (1968), М. Н. Годлевский (1959), И. А. Коровяков (1960, 1963), Н. М. Чернышов (1971) — считают ликвацию основным процессом в образовании сульфидных медно-

никелевых руд. Во всех учебниках, в том числе и в замечательной работе В. И. Смирнова и др. (1968), сульфидные медно-никелевые месторождения относятся к ликвационно-магматическим.

Однако многие исследователи, в том числе и те, которые придерживаются взглядов ликвационно-магматического происхождения сульфидных медно-никелевых руд, не могли не видеть противоречий этой гипотезы с рядом минералогических и геологических фактов. Это послужило причиной возникновения гидротермально-метасоматической гипотезы Э. Н. Елисеева (1953), гидротермальной гипотезы Н. А. Елисеева (1971), гидротермально-автометоморфической (позднемагматической) гипотезы Е. К. Козлова (1955ф, 1961), гидротермально-метасоматических или инфильтрационно-метасоматических гипотез В. В. Золотухина (1964), А. М. Виленского (1967), Г. И. Кавардина (1967), позднемагматической гипотезы Ю. П. Старицкого и Е. А. Тугановой (1965). Все эти гипотезы менее обоснованы теоретически и экспериментально, чем ликвационно-магматическая, и, к сожалению, так же как и ликвационно-магматическая, не объясняют часто всех особенностей сульфидных медно-никелевых месторождений. Однако дискуссии между сторонниками ликвационно-магматической гипотезы и представителями других взглядов дали свои плоды в том смысле, что сейчас в Советском Союзе нет ортодоксальных сторонников ликвационно-магматической гипотезы и более полно объясняются наблюдаемые факты с привлечением представлений сторонников других взглядов. Например, Г. И. Горбунов (1968) развивает весьма плодотворные представления о формировании печенгских месторождений в результате целого ряда следовавших друг за другом процессов — от ликвации в пределах видимых магматических камер до гидротермальных и метаморфических процессов.

М. Н. Годлевский (1959, 1960, 1961, 1968, 1971) также придерживается мнения, что существует многостадийный процесс формирования сульфидных медно-никелевых руд, в котором требуется различать этапы собственно магматический, постмагматический и метаморфический. М. Н. Годлевский (1971) отмечает, что в настоящее время доказано, что сульфидные руды образуются и видоизменяются в течение всего времени становления материнского массива, т. е. для рудной части магмы, как и для силикатной, можно выделить магматическую и постмагматическую стадии. Сульфидная жидкость отстает в кристаллизации на 200—300°, так что можно выделить стадию жидких сульфидов. Кристаллизация сульфидной жидкости приводит к превращению остаточной ее части сначала в сильно концентрированный флюид, а затем в гидротермальный раствор. Процесс образования руд из расплава и флюида идет при инертном поведении серы в интервале температур 800—400°. Из гидротермальных растворов руды выпадают при температуре 400—200°.

Н. М. Чернышов (1971), давший очень полезный обзор представлений о генезисе сульфидных медно-никелевых месторождений для воронежской группы месторождений, вслед за Г. И. Горбуновым также выделяет ряд стадий и этапов:

а) собственно магматический этап с раннемагматической стадией ликвации и кристаллизации породообразующих силикатов ультраосновной магмы и с позднемагматической стадией кристаллизации отликвировавших сульфидов как в самих материнских породах, так и в эпигенетических рудных телах;

б) пневматолито-гидротермальный этап со стадией автометаморфизма, сопровождающейся отчасти рудным метасоматозом, и сближенными стадиями постмагматического и контактово-реакционного метасоматоза, отделенными внедрениями габброидов и диоритов;

в) гидротермальный этап со стадиями гидротермального метаморфизма и послерудной минерализации.

Наш опыт изучения сульфидных медно-никелевых месторождений Кольского полуострова и никеленосных интрузий показывает тесную связь происхождения сульфидных медно-никелевых руд с историей формирования и происхождения дифференциатов интрузий (пород), к которым они приурочены. Мы отмечали во введении, что на Кольском полуострове имеется группа никеленосных интрузий незавершенных зон складчатости (районов Ловно, Колвицких тундр, Алла-Аккаярви, Приозерного и др.), в связи с которыми месторождения имеют другой характер, чем те, которые описаны в настоящей работе. Эти месторождения относятся в основном к группе метаморфогенных и метаморфических образований, метаморфизованных в различных фациях (Козлов, 1961, 1965, 1968, 1972). Одновременно мы не отрицаем возможность образования ликвационно-магматических месторождений в дифференцированных интрузиях платформенного типа в соответствующих условиях.

Вместе с анализом взглядов других исследователей на генезис сульфидных медно-никелевых руд и того фактического материала, на котором основываются эти взгляды, автор пришел к выводу о многообразии способов образования сульфидных медно-никелевых месторождений, каждый из которых зависит от конкретной геологической и физико-химической обстановки, т. е. существует несколько формационных типов сульфидных медно-никелевых месторождений (Козлов, 1972). Месторождения Мончи и рудопроявления в массивах Застейд II, Федоровой тундры, массива № 1, Панских тундр, р. Цаги имеют такие особенности, которые не позволяют нам относить их в группу ликвационно-магматических. Все сингенетические месторождения и рудопроявления в описанных нами дифференцированных интрузиях центральной части Кольского полуострова относятся нами к магматическим в широком смысле слова и к позднемагматическому формационному типу, так как в процессе образования месторождений и руд не было стадии ликвации сульфидов от силикатной магмы на ранних этапах ее кристаллизации.

При решении вопроса о генезисе месторождений и рудопроявлений их геологическое строение и геологическая (и петрологическая) история должны быть одними из главных (если не решающими) звеньев в общей цепи фактов, на основе которых создаются представления о генезисе месторождений. Описывая месторождения Мончегорского никеленосного плутона, мы показали, что месторождения вкрапленных руд являются внутриформационными. Уже само положение таких месторождений, как рудные пласты Сопчи и критический горизонт горы Нюд, и характер распределения в них сульфидов исключают возможность скопления здесь сульфидов в результате ликвации и оседания (или подъема газовыми пузырьками) сульфидных капель. Особенности залегания, строения и состава рудного габбро-норит-пегматита горы Ниттис также необъяснимы с позиций ликвационного генезиса.

Согласно ликвационно-магматической гипотезы, только ликвация и опускание вниз под влиянием силы тяжести и отжимание определяют положение сульфидных руд в пространстве. Донные залежи массивов Ниттис—Кумужья—Травяная и Сопча в первом приближении не противоречат как будто бы этой гипотезе. Однако мы показали, что эта гипотеза не объясняет деталей строения донных залежей, а наличие подобных же руд у крутых контактов массива Застейд II вообще необъяснимо с позиций этой гипотезы. При описании естественных рядов горных пород мы обратили внимание на то, что сульфидные медно-никелевые руды всюду (за исключением рудных пластов горы Сопча) приурочены к самым последним членам сингенетических рядов в толщах, кристаллизующихся по схеме

Боуэна. Так, к последним членам сингенетических рядов относятся полевошпатовые породы придонных частей массива Ниттис—Кумужья—Травяная и Сопча, приконтактовые полевошпатовые породы массива Застейд II, фузивные титаномагнетитовые руды массива р. Цаги, обогащенные сульфидами, кварцевые габбро-пегматиты Федоровой тундры и массива № 1, меланократовые нориты придонных частей массива Панских тундр. Всюду, где встречаются сульфидные сингенетические руды, широко развиты пегматоидные породы, свидетельствующие, что петрологическая история участков, к которым приурочены сульфидные руды, была наиболее продолжительной. Эти участки массива содержали большое количество летучих наряду с рудными компонентами. Таким образом, учитывая вышеизложенное, нельзя не искать причинно-следственной связи между геологическими особенностями месторождений и процессами рудообразования, т. е. между процессами образования руд и происхождением окружающих их пород. Изучение показывает два возможных способа концентрации первоначально рассеянных в магме рудных компонентов.

1. Рассеянные в магме рудные компоненты концентрировались посредством диффузии к определенным частям интрузии в течение всего периода кристаллизации магмы (донные залежи Ниттис—Кумужья—Травяная, контактные зоны массивов Застейд II и Панских тундр, критический горизонт горы Нюд).

2. Рассеянные в магме рудные компоненты концентрировались в последних остатках кристаллизующейся магмы (рудные пласты Сопчи, нижний пласт западной части Панских тундр, рудопроявления массива Федоровой тундры и массива № 1, рудопроявления в Цагинском массиве, рудные пегматиты массива Ниттис—Кумужья—Травяная). Возможность образования сульфидных медно-никелевых месторождений позднемагматического формационного типа показана в работе С. И. Талдыкина (1959), Ю. П. Старицкого и Е. В. Тугановой (1965), хотя физико-химическая основа этого процесса осталась неясной.

Мы полностью согласны с их выводом, что исходный состав кристаллизующейся магмы имеет решающее значение для всего хода кристаллизации. Он определяет наличие или отсутствие ликвации расплава на сульфидную и силикатную жидкости. Ликвация возможна лишь в расплавах, обогащенных сульфидами.

Вполне вероятно, что при концентрации сульфидов в сильно уменьшившихся объемах остаточных магм могут иметь место ликвационные явления, но гравитационные силы уже не могут играть решающей роли в транспортировке рудных растворов (магм) и в образовании месторождений. Этот вопрос требует экспериментальных исследований. Учитывая, что период кристаллизации сингенетических вкрапленных руд совпадает с периодом гидротермальных автометаморфических процессов, мы относим все эти месторождения к позднемагматическим гидротермально-автометаморфическим, так как почти всюду сульфидная вкрапленность сопровождается автогидротермальными минералами (Козлов, 1953ф; Козлов, Горбунов, 1957).

Рудные месторождения в изученных интрузиях образовались в результате концентрации рудных компонентов из весьма рассеянного состояния. В рудную часть вошли те компоненты, которые не были вовлечены в кристаллическую решетку силикатных минералов. В этом смысле сульфидные медно-никелевые месторождения являются остаточными позднемагматическими месторождениями.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Дифференцированные никеленосные интрузии центральной части Кольского полуострова образовались в период относительной стабилизации земной коры, после которого комплексы пород, вмещающие эти интрузии, и сами интрузии не подвергались складчатым движениям и процессам регионального метаморфизма. После формирования интрузий имела место только дизъюнктивная тектоника. Согласно генетической систематике интрузивных тел А. А. Полканова (1946, 1947), все эти интрузии должны быть отнесены к группе интрузий платформы-кратогена или к интрузиям зон завершенной складчатости.

2. Все никеленосные интрузии центральной части Кольского полуострова имеют лополитоподобную форму. В некоторых интрузиях отдельные части лополитов сброшены и уничтожены эрозионными процессами. Полный разрез этих лополитоподобных интрузий установлен только для Мончегорского никеленосного плутона, где буровыми работами вскрыты все дифференциаты, в том числе и толщи пород, не выходящие на дневную поверхность. Установленная нами лополитоподобная форма массивов Федоровой тундры, западной части массива Панских тундр, массива № 1, массива Застейд II, а также Цагинского массива (по результатам исследования Б. А. Юдина) позволяют сделать вывод о в о з м о ж н о м существовании более сложных вертикальных разрезов, о наличии в них толщ пород, не выходящих на поверхность. Этот вывод дает перспективу открытия сульфидных медно-никелевых месторождений в связи с глубинными толщами пород.

3. Сложные тела и сложные плутоны, по А. А. Полканову (1954), образованы естественными рядами эпигенетических магматических пород последовательных фаз магматизма чаще нисходящего типа. В данной работе мы их называем естественными рядами пород последовательных интрузивных фаз.

Анализ развития этих рядов в районе Мончегорска, Федоровой тундры и массива Застейд II показывает гомодромный характер эволюции магмы глубинных внутрикоровых очагов питания. Последовательно возникающие фазы укладываются в ряд пород от ультраосновных до основных, а в отдельных случаях и до кислых. Никеленосными являются только те из этих фаз, в которых существовали условия для концентрации рудных растворов в процессе длительной дифференциации. В районе г. Мончегорска предполагаемая глубинная интрузия (бывший глубинный магматический очаг) расположена предположительно ниже современной поверхности на 8—10 км. С этой интрузией могут быть связаны отщепленные богатые сульфидные инъекционные руды в пределах выделенной нами Мончегорской тектонической призмы.

4. Исследование расслоенных интрузий центральной части Кольского полуострова позволило развить учение А. А. Полканова (1954, 1956) о есте-

ственных сингенетических рядах горных пород в ультраосновных—основных интрузиях. В зависимости от последовательности и условий кристаллизации минералов в интрузиях нами выделены два типа естественных сингенетических рядов горных пород. Первый тип включает два подтипа (А и Б). Он образуется при четкой последовательности кристаллизации минералов, так что весь период кристаллизации можно разбить на этапы. Ряды подтипа А (мончегорский подтип) образуются при следующей последовательности кристаллизации минералов: оливин → ромбический пироксен → ромбический пироксен+плагиоклаз → ромбический пироксен+плагиоклаз+моноклинный пироксен → моноклинный пироксен+плагиоклаз+кварц+вторичные автогидротермальные минералы+сульфиды. Ряды подтипа Б (центральноцагинский подтип) образуются при другой последовательности кристаллизации минералов, а именно: оливин+плагиоклаз → плагиоклаз → плагиоклаз+ромбический пироксен → плагиоклаз+ромбический пироксен+моноклинный пироксен → ромбический пироксен+моноклинный пироксен+титаномагнетит → автогидротермальные минералы+сульфиды (не везде).

Породы, образующиеся при неравновесной кристаллизации магм габбро-норитового и габбрового состава, в которых соотношения между светлыми и темными минералами близки к эвтектическим, мы назвали типом С. Обычно при образовании рядов пород типа С возникает скрытая слоистость.

В зависимости от условий дифференциации выделяются ряды, образующиеся при гравитационно-кристаллизационной дифференциации (вертикальные ряды), при гравитационно-кинетической дифференциации (горизонтальные и вертикальные ряды) и при кинетической кристаллизационной дифференциации (ряды пород скрытой слоистости и комплементарные породы).

Обычно крупные интрузии, расслоенные грубо на верхнюю сравнительно лейкократовую и нижнюю сравнительно меланократовую толщи, имеют в нижней толще естественные сингенетические ряды подтипа А, в верхней толще — ряды подтипа Б. На диаграмме А. Н. Заварицкого анализы последовательно возникающих пород естественных рядов подтипа А располагаются снизу вверх, а подтипа Б — сверху вниз. В первом случае мы имеем гомодромный порядок развития пород и кристаллизация осуществляется по схеме Боуэна, во втором — антидромную схему развития и кристаллизация идет по схеме Феннера.

В определенные периоды формирования естественных сингенетических рядов (габбровый период) подтипов А и Б при неравновесных условиях кристаллизации возникают ряды типа С (центральнопанский тип).

5. Происхождение придонных полевошпатовых пород у нижнего контакта Мончегорского плутона на участке массива Ниттис—Кумужья—Травяная, придонных меланократовых норитов—пироксенитов в западной части Панского массива, приконтактовых полевошпатовых пород в массиве Застейд II связано с явлениями диффузии по принципу Соре. Все вышеперечисленные породы являются последними членами естественных сингенетических рядов горных пород. Устанавливается четкий параллелизм в образовании естественных сингенетических рядов горных пород и рядов пород последовательных интрузивных фаз. Это дает основание предполагать, что разнообразие магм, поступивших из глубинных очагов, связано с гравитационно-кристаллизационной дифференциацией.

6. На тройных диаграммах состава (Na_2O+K_2O+CaO)—MgO—(Fe_2O_3+FeO) химические анализы сингенетических пород образуют две резко обособленные группы. Одна группа анализов располагается субпараллельно стороне треугольника (Na_2O+K_2O+CaO)—MgO, другая — субпараллельно стороне (Fe_2O_3+FeO)—($CaO+Na_2O+K_2O$). Первая группа

анализов принадлежит никеленосным интрузиям типа Мончи, Норильска, Талнаха, вторая — титаноносным интрузиям типа р. Цаги и Елетьозера. В первой группе никеленосными являются породы, в которых развитие естественных рядов идет от вершины MgO к вершине $CaO+Na_2O+K_2O$ (по схеме Боуэна). Во второй группе естественные ряды, развивающиеся от вершины Fe_2O_3+FeO к вершине $CaO+Na_2O+K_2O$, являются титаноносными (раннемагматические титановые месторождения) и, как мы полагаем, одновременно никеленосными (развитие их также идет по схеме Боуэна); ряды же пород, развивающиеся от вершины $CaO+Na_2O+K_2O$ к вершине $FeO+Fe_2O_3$, являются только титаноносными (фузивные месторождения), так же как и ряды пород в первой группе, развивающиеся от вершины $CaO+Na_2O+K_2O$ к вершине MgO. Предполагается, что естественные ряды пород, анализы которых на треугольной диаграмме располагаются субпараллельно стороне треугольника $(MgO—Fe_2O_3)+FeO$, должны принадлежать хромитоносным интрузиям.

7. Установлена четкая связь сульфидных медно-никелевых месторождений и рудопроявлений обычно с последними членами сингенетических естественных рядов горных пород, развивающихся по схеме Боуэна, и лишь в месторождении рудных пластов Сопчи установлена их связь с первыми членами этого ряда. Однако во всех случаях месторождения и рудопроявления относятся к постмагматическому типу.

Петрологическая история формирования участков интрузий, к которым приурочены сульфидные медно-никелевые руды, была наиболее продолжительной. Всюду процесс рудообразования сопровождается процессом образования основных пегматитов и пегматоидных пород.

ЛИТЕРАТУРА

Опубликованная

Алешунина А. Е. Минералогия богатых медно-никелевых руд месторождения Ниттис—Кумужья—Травяная. — Сб. технич. информации Гипроникеля. Л., 1949.

Анастасенко Г. Ф., Сухов Л. Г., Митрошин М. И. Новые данные по петрологии и рудоносности некоторых дифференцированных интрузий долеритов по левобережью р. Северной. — Уч. зап. НИИГА, регион. геол. Л., 1965, вып. 5.

Аникеев Н. П., Моор Г. Г. Основные черты петрологии и металлогении траппов бассейна р. Северной. — Тр. Арктическ. инст., т. 126, вып. 1, 1939.

Архипова А. И., Додин Д. А. Новые данные по субщелочному трапповому магматизму в северо-западной части Сибирской платформы (горы Хараелах). — Тр. НИИГА, т. 133, вып. 1. Л., 1963.

Афанасьев Г. Д., Борисевич И. В. Протерозойские ультрабазитовые интрузии и сложность интерпретации данных по их абсолютному датированию. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1966, № 3.

Базилевский А. А. Экспериментальные исследования в системе дунит—базальт. — Геохимия, 1968, № 8.

Барт Т. Теоретическая петрология. М., ИЛ, 1956.

Белов Н. В. Кристаллохимия основного петрологического процесса кристаллизации магмы. — В кн.: Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенезиса. М., Изд. АН СССР, 1958.

Белоглазов К. Ф. Получение никеля, меди, кобальта и платиноидов из сульфидных медно-никелевых руд Советского Союза. Коллектив авторов под ред. проф. Грейвера. М., Металлургиздат, 1943.

Бетехтин А. Г. О влиянии режима серы и кислорода на парагенетические соотношения минералов в рудах. — Изв. АН СССР, сер. геол. 1949, № 3.

Бетехтин А. Г. Парагенезисы рудных минералов в системах Fe—S—O и Cu—Fe—S—O. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1950, № 5.

Бетехтин А. Г. Парагенетические соотношения и последовательность образования минералов. — Зап. ВМО, 1951, сер. 2, ч. 80, вып. 2.

Бетехтин А. Г. О генетической связи гидротермальных образований с интрузиями. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд. АН СССР, 1953.

Бетехтин А. Г., Воробьев П. Е. Пирротин, халькопирит. — В кн.: Минералы СССР, т. 2. Сульфиды, сульфосоли и подобные им соединения. М.—Л., Изд. АН СССР, 1940.

Бетехтин А. Г., Генкин А. Д., Филимонова А. А., Шадлун Т. Н. Текстуры и структуры руд. М., Госгеолтехиздат, 1958.

Богачев А. И. Некоторые петрохимические особенности никеленосных, титаноносных и хромитоносных интрузий. — Тр. Инст. геологии. Петрозаводск, Карельск. книжн. изд., 1968.

Боуэн Н. Л. Эволюция изверженных пород. М.—Л., Госгеолтехиздат, 1934.

Буссен И. В., Сахаров А. С. Геология Ловозерских тундр. Л., «Наука», 1967.

Вакар В. А. Трапповая формация Таймыра. — В кн.: Петрография Восточной Сибири, т. 1. М., Изд. АН СССР, 1962.

Васильев Ю. Р. Петрология и черты строения сложно дифференцированной траповой интрузии Норильска. — В кн.: Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы. М., «Наука», 1966.

Виленский А. М. Петрология интрузивных траппов Севера Сибирской платформы. М., «Наука», 1967.

Виленский А. М., Кавардин Г. И., Кравцова Л. И., Старицына Г. Н. Новые данные о рудоносных траповых интрузиях Сибирской платформы. — ДАН СССР, 1963, т. 148, № 1.
Виленский А. М., Кавардин Г. И., Кравцова, Л. И. Старицына Г. Н. Петрология траповых интрузий правобережья нижнего течения Енисея. М.—Л., «Наука», 1964.
Виноградов А. П. О происхождении вещества земной коры. — Геохимия, 1961, № 1.
Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. Геохимия, 1962, № 7.
Винчелл А. Н. Оптическая минералогия. М., ИЛ, 1949.
Винчелл А. Н. и Винчелл Г. Оптическая минералогия. М., ИЛ, 1953.
Волохов И. М., Иванов В. М. Лисогорский габбро-пироксенит-дунитовый интрузивный комплекс западного Саяна. — Тр. Инст. геол. и геофиз. Сибир. отд. АН СССР. Новосибирск, 1963.
Воробьева О. А. Волчья тундра. — В кн.: Материалы по петрографии и геохимии Кольского полуострова, ч. 3, вып. 5. Л., Изд. АН СССР, 1933а.
Воробьева О. А. К вопросу об оруденении Волчьей тундры. — В кн.: Материалы по петрографии и геохимии Кольского полуострова, ч. 3, вып. 5. Л., Изд. АН СССР, 1933б.
Воробьева О. А. Геолого-петрографическое строение Волчьей тундры. — В кн.: Материалы по петрографии и геохимии Кольского полуострова, ч. 4, вып. 7. Л., Изд. АН СССР, 1935.
Воробьева О. А. О первичной полосатости Ловозерского щелочного массива. — В кн.: Производительные силы Кольского полуострова, т. 1. М.—Л., Изд. АН СССР, 1940.
Воробьева О. А. Главные типы нефелиновых щелочных пород, их возраст и особенности минерализации. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1960.
Галахов А. В. О расслоенности интрузива трахитоидных хибинитов Хибинского щелочного массива.— В кн.: Щелочные породы Кольского полуострова. М.—Л., «Наука», 1966.
Генкин А. Д. О виоларите из медно-никелевых месторождений. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1950, № 2.
Геология и рудные месторождения Мончегорского плутона. — Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 3. М.—Л., Изд. АН СССР, 1956.
Герасимовский В. И. О строении луявритового комплекса пород Ловозерского массива. — ДАН СССР, 1947, т. LVI, № 9.
Герасимовский В. И. и др. Геохимия Ловозерского щелочного массива. М., «Наука», 1966.
Герлинг Э. К., Масленников В. А., Морозова И. М., Матвеева И. И., Васильева С. Н. Древнейшие ультраосновные и основные породы Мончетундры (Кольский полуостров) и новые данные об абсолютном возрасте подкорового вещества Земли. — В кн.: Абсолютный возраст докембрийских пород СССР. М.—Л., «Наука», 1965.
Герлинг Э. К., Щуколюков Ю. А., Кольцова Т. В., Матвеева И. И., Яковлева С. З. Определение возраста основных пород по К-Ar методу. — Геохимия, 1962, № 11.
Годлевский М. Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М., Госгеолтехиздат, 1959.
Годлевский М. Н. Кристаллизационная дифференциация сульфидного расплава на примере Норильских медно-никелевых месторождений. — Материалы ВСЕГЕИ. Л., 1960, вып. 31.
Годлевский М. Н. Медно-никелевые месторождения мира и проблема их генезиса. — Доклад на совещании по геологии никелевых месторождений и перспективам никеленосности территории СССР. М., Изд. ЦНИГРИ, 1963.
Годлевский М. Н. Магматические месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра». 1968а.
Годлевский М. Н. Проблемы формирования медно-никелевых месторождений. — Докл. сов. геологов к XXII сессии МГК, Проблема 7, Эндогенные рудные месторождения, М., «Наука», 1968б.
Годлевский М. Н. Соотношение сульфидной и силикатной части в ходе эволюции основной магмы. — Тезисы докл. на Межд. геохим. конгрессе. Т. 1. М., 1971.
Гоньшакова В. И. Трапповая формация юго-восточной части Сибирской платформы. — В кн.: Петрография Восточной Сибири, т. 1. М., Изд. АН СССР, 1962.
Гоньшакова В. И. Закономерности эволюции магматизма на древних платформах. — В кн.: Петрографические формации и проблемы петрогенезиса. М., «Наука», 1964.

Горбунов Г. И. Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. М., «Недра», 1968.
Горжевский Д. И., Козаренко В. Н. Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. М., «Недра», 1965.
Горяинов П. М. Об одном типе нижнепротерозойских структур Кольского полуострова. — Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Тр. научн. сессии 1969 г. Геол. инст. Кольск. фил. АН СССР, вып. 1, 1970.
Григорьев Д. П. Несмешивающиеся силикатные расплавы, близкие по составу к естественным горным породам. — Зап. ВМО, 1935, ч. 64, № 1.
Григорьев С. А. Географические работы на западном побережье озера Имандра.— Изв. Русск. географ. общ., 1924, т. 56, вып. 1.
Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда. — В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968а.
Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение базальтовых магм. — В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968б.
Денисова М. В. Стадийность жильного медно-никелевого оруденения массива Ниттис—Кумужья—Травяная.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1959, № 9.
Денисова М. В. Совещание по геологии никелевых месторождений и перспектив никеленосности территории СССР. (г. Кировск, апрель, 1963). — Сов. геология, 1964, № 6.
Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 1 и 2. М., «Мир», 1965.
Докучаева В. С., Ланев В. С. Юго-западная контактная зона Мончегорского плутона. — В кн.: Основные и ультраосновные породы Кольского полуострова. Л., Изд. АН СССР, 1967.
Докучаева В. С. Особенности строения и формирования придонной зоны Мончегорского плутона. — В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова, вып. 1. Апатиты, 1970.
Евзикова Н. З. О пегматитах основных пород и механизме возникновения в них письменной структуры полевого шпата и кварца. — Зап. ВМО, 1955, ч. 84, № 3.
Евстропьев К. С. Структура стеклообразных и солеобразных жидких бинарных смесей на основании данных об их вязкости и электропроводности. — Изв. АН СССР, сер. физич., 1940, № 4.
Егорова-Фурсенко Е. Н. Протерозойские образования восточной части Кольского полуострова. Свита имандра-варзуга. — В кн.: Геология СССР, т. XXVII, ч. 1. М., Госгеолтехиздат, 1958.
Елисеев Н. А. О происхождении первичной полосатости. — Зап. ВМО, 1941, ч. 70, вып. 1.
Елисеев Н. А., Федоров Э. Е. Ловозерский плутон и его месторождения. — Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 1. М., Изд. АН СССР, 1953.
Елисеев Н. А. Мончегорский плутон. — В кн.: Ультраосновные и основные интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения Мончи. М.—Л., Изд. АН СССР, 1953а.
Елисеев Н. А. Геологическое изучение Мончегорской никеленосной интрузии и задачи дальнейших исследований. — В кн.: Ультраосновные и основные интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения Мончи. М.—Л., Изд. АН СССР, 1953б.
Елисеев Н. А. Петрология Мончегорского плутона. — В кн.: Геология и рудные месторождения Мончегорского плутона. Тр. ЛАГЕД, вып. 3. М.—Л., Изд. АН СССР, 1956.
Елисеев Н. А. Генезис сульфидных медно-никелевых месторождений. — Вестн. ЛГУ, сер. геол. и географии, 1958, № 24, вып. 4.
Елисеев Н. А. Петрология и металлогения ультраосновных и основных никеленосных интрузий Кольского полуострова. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1960.
Елисеев Н. А. Структуры течения в геологии. — Зап. ВМО, 1964, ч. 93, вып. 5.
Елисеев Н. А., Елисеев Э. Н. Генетические типы базитов и гипербазитов и связанные с ними рудопроявления и месторождения. — В кн.: Петрология и формационное деление докембрия Русской платформы. Киев, 1966.
Елисеев Н. А., Елисеев Э. Н., Козлов Е. К., Лялин П. В. и Масленников В. А. Геология и рудные месторождения Мончегорского плутона. — Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 3. М.—Л., Изд. АН СССР, 1956.
Елисеев Э. Н. Вкрапленное сульфидное оруденение рудного пласта Сопчи. — В кн.: Ультраосновные и основные интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения Мончи. М.—Л., Изд. АН СССР, 1953а.
Елисеев Э. Н. Количественный минералогический анализ вкрапленного сульфидного оруденения пласта Сопчи. — В кн.: Ультраосновные и основные интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения Мончи. М.—Л., Изд. АН СССР, 1953б.

Елисеев Э. Н. О составе и кристаллической структуре пентландита. — Зап. ВМО, 1955, ч. 84, вып. I.
Елисеев Э. Н., Козлов Е. К. Гнездовые месторождения Мончегорского никеленосного плутона. — В кн.: Геология и рудные месторождения Мончегорского никеленосного плутона. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 3. М.—Л., Изд. АН СССР, 1956.
Елисеев Э. Н. Пентландит. Гнездовые месторождения. Количественный минералогический анализ вкрапленных руд. О природе силикатного никеля. Материалы к рентгенографическому качественному фазовому анализу сульфидных медно-никелевых руд, генетически связанных с ультраосновными и основными горными породами. О взаимоотношениях между рудными минералами. Геохимия никеля и кобальта. — В кн.: Геология и рудные месторождения Мончегорского плутона, главы 11, 20—25. М.—Л., Изд. АН СССР, 1956.
Елисеев Э. Н., Денисов А. П. Рентгенометрическое исследование пирротина. Вестн. ЛГУ, 1957, № 18.
Елисеев Э. Н. Исследование химического состава природных пирротинов. — Вестн. ЛГУ, 1958а, № 6.
Елисеев Э. Н. Минералогия и геохимия сульфидных медно-никелевых месторождений. — Вестн. ЛГУ, 1958б, № 24.
Елисеев Э. Н. Геохимия главнейших сульфидных медно-никелевых провинций СССР. — В кн.: Проблемы геохимии, вып. 1. Львов, 1959а.
Елисеев Э. Н. Основные черты структуры рудного поля Норильского месторождения. — Информ. бюлл. НИИГА, вып. 17, Л., 1959б.
Елисеев Э. Н., Кавардин Г. И., Юдин Б. А. Оливин в ультраосновных и основных породах Кольского полуострова. — Вестн. ЛГУ, сер. геол. и географ., 1960, № 12, вып. 2.
Есин О. А. Электролитическая природа жидких шлаков. Свердловск, 1946.
Есин О. А. О механизме переноса ионов кислорода в расплавленных силикатах. — Физическая химия, 1947, т. 21, вып. 4.
Есин О. А. О строении расплавленных силикатов. — Успехи химии, 1957, т. 26, вып. 12.
Заварицкий А. Н. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. Л., Научн. хим.-техн. изд., 1926.
Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М.—Л., Изд. АН СССР, 1950.
Заварицкий А. Н. Избранные труды. Т. I и II. М., Изд. АН СССР, 1956.
Зак С. И., Юдин Б. А. Главнейшие титаноносные магматические формации Кольского полуострова и Северной Карелии. — В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., «Наука», 1971.
Золотухин В. В. Основные закономерности прототектоники и вопросы формирования рудоносных траповых интрузий (на примере Норильской). — Автореф. дисс. Новосибирск, 1964.
Иванова Т. Н. Структура массива Нюд-Поаз (Мончетундра). — В кн.: Ультраосновные и основные интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения Мончи. М., Изд. АН СССР, 1953.
Иванова Т. Н., Козлов Е. К., О дифференциации в горизонтальном направлении в основных породах Мончегорского плутона. — Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, 1958, № 3.
Йодер Г. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм. М., «Мир», 1965.
Кавардин Г. И. О некоторых особенностях химизма породообразующих минералов основных и ультраосновных пород Кольского полуострова. — Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, 1959а, № 2, стр. 16—24.
Кавардин Г. И. Структуры распада твердого раствора в рудных минералах Цагинского массива. — В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, вып. 1. Кировск, 1959б.
Кавардин Г. И. Хлориты из Цагинского титаномагнетитового месторождения. — В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, вып. 1. Кировск, 1959в.
Кавардин Г. И. К минералогии сплошных титаномагнетитовых руд Цагинского месторождения. — В кн.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова, вып. 2. М.—Л., Изд. АН СССР, 1960а.
Кавардин Г. И. О сульфидном медно-никелевом рудопроявлении в Цагинском массиве габбро-лабрадоритов. — В кн.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова, вып. 3. М.—Л., Изд. АН СССР, 1960б.
Кавардин Г. И., Горяинов И. Н. К вопросу генезиса медно-никелевых руд Сибирской траповой формации. — Тез. докл. конфер. по петрологии траппов и связанного с ними оруденения. Л., Изд. НИИГА, 1965а.
Кавардин Г. И., Горяинов И. Н. Основные особенности эндогенного оруденения Енисейской металлогенической провинции. — Тр. НИИГА, т. 145. Л., 1965б.

Кавардин Г. И., Старицына Г. Н., Голубков В. С., Горяинов И. Н., Кравцова Л. И., Томановская Ю. И., Урванцев Н. Н. Траппы Енисейской рудной провинции. — Тр. НИИГА, т. 158. Л., «Недра», 1968.

Кадик А. А. Оценка возможной роли гравитации при дифференциации магм в гомогенном состоянии. — В кн.: Химия земной коры, т. 1. М., Изд. АН СССР, 1963.

Кадик А. А., Луканин О. А., Лебедев Е. Б. Система диопсид—форстерит—вода при 3000 атм. — Геохимия, 1971, № 12.

Кадик А. А., Хитаров Н. И. Роль естественной конвекции в переносе магматического тепла и вещества. — Геохимия, 1968, № 6.

Карпов Р. В. Пегматиты основных пород Мончетундры и связанное с ними сульфидное оруденение. — Геология рудных месторождений, 1959, № 5.

Кассин Н. Г. Геологические исследования вдоль Мурманской железной дороги. — Тр. Геолкома, вып. 43, 1923.

Касьянов А. В., Баташев Е. В. Многокамерная кристаллизация магмы на примере Чайского базит-гипербазитового массива (Северное Прибайкалье). — В кн.: Петрология и металлогения базитов (тезисы докладов). М., 1968.

Когарко Л. Н., Волков В. П. Физико-химическая эволюция щелочной магмы дифференцированного комплекса Ловозерского массива в связи с его ритмической расслоенностью. — В кн.: Химия земной коры, т. I. М., Изд. АН СССР, 1963.

Козлов Е. К. Структурный анализ массива Сопча. — В кн.: Ультраосновные и основные интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения Мончи. Л., Изд. АН СССР, 1953.

Козлов Е. К. Месторождения вкрапленных сульфидных руд. — В кн.: Геология и рудные месторождения Мончегорского плутона. Л., Изд. АН СССР, 1956.

Козлов Е. К. Геология никелевых рудопроявлений Кольского полуострова и перспективы развития сырьевой базы. — Матер. совещ. по вопросам интенсификации и усовершенствования добычи и технологии переработки медно-никелевых и никелевых руд. М. Профиздат, 1957а.

Козлов Е. К. Основные проблемы изучения медно-никелевых месторождений Кольского полуострова. — Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, 1957б, № 1.

Козлов Е. К. О некоторых спорных вопросах геологического строения массива Сопчуайвенч (в Мончетундре). — В кн.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова. Л., Изд. АН СССР, 1958.

Козлов Е. К. Закономерности размещения сульфидных медно-никелевых месторождений на территории Кольского полуострова. — В кн.: Металлогения докембрийских щитов и древних подвижных зон, ч. 1. Киев, Изд. АН СССР, 1960а.

Козлов Е. К. *Зависимость состава сульфидной вкрапленности медно-никелевых* руд от состава вмещающих пород (на примере Мончетундры). — В кн.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова, вып. 3. М.—Л., Изд. АН СССР, 1960б.

Козлов Е. К. Основные итоги изучения и перспективы открытия медно-никелевых месторождений на Кольском полуострове. — В кн.: Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова. Мурманск, 1961.

Козлов Е. К. Перспективы никеленосности Кольского полуострова. — Тр. Всес. совещ. по геологии никелевых месторождений и перспективы территории СССР. Апатиты, 1965.

Козлов Е. К. Естественные ряды горных пород никеленосных районов Кольского полуострова. — В кн.: Петрология и формационное деление докембрия Русской платформы (тезисы докладов). Киев, 1966.

Козлов Е. К. Итоги и задачи дальнейших петрографических и петрологических исследований на Кольском полуострове. — В кн.: Геологическое строение, развитие и рудоносность Кольского полуострова. Апатиты, 1968.

Козлов Е. К. Естественные ряды горных пород никеленосных интрузий Кольского полуострова. — Тр. Первого регион. петрограф. совещ. по европейской части СССР. Киев, «Наукова думка», 1970.

Козлов Е. К. Типы медно-никелевых месторождений Кольского полуострова. — В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова, вып. 3. Апатиты, 1972.

Козлов Е. К., Горбунов Г. И. Медно-никелевые месторождения Кольского полуострова. — В кн.: Богатства недр Кольского полуострова. Мурманск, 1957.

Козлов Е. К., Докучаева В. С., Богданов И. С. Уникальный рудный габбро-норитовый пегматит горы Ниттис в Мончетундре. — В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, вып. 3. Апатиты, 1962.

Козлов Е. К., Иванова Т. Н. О дифференциации в горизонтальном направлении в основных породах Мончегорского плутона. — Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, 1958, № 3.

Козлов Е. К., Старицына Г. Н. Структура, петрология и минералогия перспективных интрузий, содержащих месторождения меди, никеля, титана. — В кн.: Геологическая изученность. М.—Л., Изд. АН СССР, 1960.
Козлов Е. К., Юдин Б. А., Докучаева В. С. Основной и ультраосновной комплекс Монче-Волчьих-Лосевых тундр. Л., «Наука», 1967.
Котульский В. К. К вопросу о происхождении магматических медно-никелевых месторождений. — ДАН СССР, 1946, вып. 51, № 5.
Котульский В. К. Современное состояние вопроса о генезисе медно-никелевых сульфидных месторождений. — Сов. геология, 1948, № 29.
Коржинский Д. С. Принципы подвижности щелочей при магматических явлениях. — В кн.: Академику Д. С. Белянкину к 75-летию со дня рождения и 45-летию научной деятельности. М., Изд. АН СССР, 1946.
Коржинский Д. С. Факторы равновесия при метасоматозе. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1950, № 3.
Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., Изд. АН СССР, 1957.
Коржинский Д. С. Кислотно-основное взаимодействие компонентов в силикатных расплавах и направление котектических линий. — ДАН СССР, 1959а, т. 128, № 2.
Коржинский Д. С. Зависимость активности компонентов от кислотности раствора и последовательности реакций при постмагматических процессах.— Геохимия, 1959б, № 7.
Коржинский Д. С. Кислотность—щелочность как главнейший фактор магматических и послемагматических процессов. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Изд. АН СССР, 1960а.
Коржинский Д. С. Особенности послемагматических явлений в вулканогенных формациях в зависимости от глубинности. — ДАН СССР, 1960б, т. 133, № 5.
Коржинский Д. С. Режим кислотности при постмагматических процессах. — В кн.: Проблемы генезиса руд. М., «Наука», 1964.
Коровяков И. А. Поведение никеля в Сибирских траппах. — Минеральное сырье, 1960, вып. 1.
Коровяков И. А. О магматической ликвации медно-никелевых сульфидов. — Минеральное сырье, 1961, вып. 2.
Коровяков И. А. К вопросу о размещении сульфидных медно-никелевых месторождений. — Минеральное сырье, 1962, вып. 5.
Коровяков И. А., Яковлева М. Е. Дифференцированная интрузия Панских высот центральной части Кольского полуострова. — Минеральное сырье, 1962, вып. 4.
Коровяков И. А. и др. Происхождение Норильских трапповых интрузий, несущих сульфидные медно-никелевые руды. — Тр. ВИМС, нов. сер., вып. 9. М., 1963.
Кравцов Л. И., Кавардин Г. И., Старицына Г. Н. К вопросу о классификации и номенклатуре интрузивных траппов Сибирской платформы. — Уч. зап. НИИГА, регион. геол., 1963, вып. 1.
Кравцов Л. И., Старицына Г. Н. Петрохимические особенности дифференцированных интрузий трапповой формации северо-западной части Сибирской платформы. — Уч. зап. НИИГА, сер. геол., 1966, № 7.
Кратц К. О., Елисеев Э. Н. Геохимия процессов направленной кристаллизационной дифференциации. — Тез. докл. на междунар. геохим. конгрессе, т. 1. М., 1971.
Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Наука», 1964.
Куплетский Б. М. Основные породы Панских высот на Кольском полуострове. М.—Л., Изд. АН СССР, 1932а.
Куплетский Б. М. Петрография Кольского полуострова. Л., Изд. АН СССР, 1932б.
Куплетский Б. М. Геолого-петрографическая характеристика Чунатундры на Кольском полуострове. — В кн.: Материалы по петрографии и геохимии Кольского полуострова, ч. 3, вып. 5. Л., Изд. АН СССР, 1933.
Куплетский Б. М. Ультраосновные породы Мончетундры. В кн.: Материалы по петрографии и геохимии Кольского полуострова, ч. 4, вып. 7. М.—Л., Изд. АН СССР, 1935.
Куплетский Б. М. Стратиграфия докембрия Кольского полуострова. — В кн.: Стратиграфия СССР, т. 1. М.—Л., Изд. АН СССР, 1939.
Куплетский Б. М., Воробьева О. А. Геолого-петрографические наблюдения на центральном водоразделе Кольского полуострова летом 1928 г. — Тр. Лен. общ. естествоисп., т. 50, вып. 4, 1930.
Кутолин В. А. Трапповая формация Кузбасса. Новосибирск, 1963.
Кутолин В. А. Статистическое изучение химизма базальтов. М., «Наука», 1969.
Лабунцов А. Н. Отчет о геохимических поисковых обследованиях в районе Тах-

тарвумчорра и в Чунатундре в 1930 г. — В кн.: Хибинские апатиты, II, Л., Госхимтехиздат, 1932.
Лебедев А. П. Трапповая формация центральной части Тунгусского бассейна. — Тр. ГИН АН СССР, вып. 161. М., 1955.
Лебедев А. П. О типе дифференциации в траппах Сибирской платформы. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1957а, № 2.
Лебедев А. П. Проблема изучения базальтовых магм. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1957б, № 12.
Лебедев А. П. Расслоенные текстуры и титановая минерализация в Ангашанском габброидном массиве (Забайкалье). — В кн.: Особенности формирования базитов и связанных с ними минералов. М., «Наука», 1965.
Лебедев В. И. О необходимости изучения термических констант для познания глубинных процессов. — В кн.: Экспериментальные исследования в области глубинных процессов. М., Изд. АН СССР, 1960.
Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Задачи петрографии в СССР. — Природа, 1937, № 10.
Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Проблемы магмы. Уч. зап. ЛГУ, 1937, № 17. Избр. труды, т. 1. М., Изд. АН СССР, 1949.
Левинсон-Лессинг. Ф. Ю. Дифференциация, эвтектика, энтропия. — Изв. СПб. политехн. инст., 1906, № 6. Избр. труды, т. 1. М., Изд. АН СССР, 1949.
Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Гинзбург А. С., Дактилорский Н. Л. Траппы Тулуно-Удинского и Братского районов в Восточной Сибири. — Тр. СОПС АН СССР. Л., 1932.
Лурье М. Л., Масайтис В. Л., Полунина Л. А. Интрузивные траппы западной окраины Сибирской платформы. — В кн.: Петрография Восточной Сибири, т. 1. М., Изд. АН СССР, 1962.
Лурье М. Л., Масайтис В. Л. Основные черты геологии и петрологии трапповой формации Сибирской платформы. — В кн.: Плато-базальты. Докл. сов. геологов на XXII сессии МГК. М., «Наука», 1964.
Лялин П. В. Возможное положение рудоподводящего канала на месторождении Ниттис—Кумужья. — Сб. технической информации Гипроникеля. Л., 1951.
Лялин П. В. Взаимоотношения рудных жил с тектоническими нарушениями и дайками на примере Мончегорского медно-никелевого месторождения. — Сов. геология, 1956, № 53.
Малкин В. И., Могутнова Б. М. Измерение коэффициента самодиффузии иона натрия в трехкомпонентных силикатных расплавах. — Тр. Всес. совещ. по физ. химии расплавленных солей и шлаков. М., ГОНТИ, 1962.
Малышев И. И. Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. М., Госгеолтехиздат. 1957.
Маракушев А. А. Влияние температуры на равновесие флогопироксен—клинопироксен и ортопироксен—оливин. — В кн.: Метасоматизм и другие вопросы физ.-хим. петрологии. М., «Наука», 1968.
Масайтис В. Л. Кристаллизационная дифференциация в одной из интрузий Сибирских траппов. — ДАН СССР, 1957, т. 116, № 2.
Масайтис В. Л. Петрология Аламджахской трапповой интрузии. — Тр. ВСЕГЕИ, вып. 22, Л., 1958.
Масайтис В. Л. Магматические трапповые субпровинции на Сибирской платформе. — Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 97, 1964.
Масайтис В. Л. К петрологии девонских основных лав и интрузий восточной части Сибирской платформы. — В кн.: Петрология и металлогения базитов (тезисы докладов). М., 1968.
Масленников В. А. Рудные бластомилониты в сульфидных жилах Мончетундры. — В кн.: Ультраосновные и основные интрузии и сульфидные месторождения Мончи. М.—Л., Изд. АН СССР, 1953.
Масленников В. А. Сульфидные жилы массива Ниттис—Кумужья—Травяная. — В кн.: Геология и рудные месторождения Мончегорского плутона. М.—Л., Изд. АН СССР, 1956.
Масленников В. А. Абсолютная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. — В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., «Наука» 1968.
Масленников В. А. Древнейший докембрий Кольского полуострова (геология и геохронология). — Автореф. дисс., М., 1969.
Мейсон Б. Основы геохимии. М., «Недра», 1971.
Меняйлов А. А. Вулканология. — В кн.: Советская наука и техника за 50 лет. М., «Наука», 1967.
Михайлов Н. П., Шарков Е. В. Петрология и металлогения формаций расслоенных интрузий основных и ультраосновных пород. — В кн.: Петрология и металлогения базитов (тезисы докладов). М., 1968.
Момджи Г. С. Химический состав пород как источник информации о процессах образования интрузивных массивов. — Сов. геология, 1965, № 10.

Мурашов Д. Ф. Интрузия основной магмы. Нижнепротерозойские основные и ультраосновные породы северо-западной части Кольского полуострова. — В кн.: Геология СССР, т. XXVII, ч. 1. М., Госгеолтехиздат, 1958.
Нестеренко Т. В., Корнаков Ю. Н., Авилова Н. С. Дифференцированная интрузия траппов среднего течения р. Вилюя. — Геология и геофизика, 1965, № 7.
Николаев В. А., Доливо-Добровольский В. В. Основы теории процессов магматизма и метаморфизма. М., Госгеолтехиздат, 1961.
Образцова З. А. Структурно-петрологический очерк массива Ниттис—Кумужья—Травяная в Мончетундре. — В кн.: Ультраосновные и основные интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения Мончи. М.—Л., Изд. АН СССР, 1953.
Овчинников Л. Н. Некоторые вопросы магматогенного рудообразования. — Изв. АН СССР, сер. геол. 1959, № 4.
Одинец А. Ю. Петрология основных пород массива Панских тундр. — В кн.: Вопросы геологии, минералогии и геохимии изверженных и метаморфических комплексов Кольского полуострова. Апатиты, 1967.
Одинец А. Ю. Особенности кристаллизации основных пород Панского массива. — В кн.: Магматизм Балтийского щита. Матер. регион. петрограф. совещ. Л., «Наука», 1970.
Одинец А. Ю. Петрология Панского массива основных пород (Кольский полуостров). — Автореф. дисс. М., 1971а.
Одинец А. Ю. Особенности кристаллизации пород Панского массива. — В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Матер. регион. петрограф. совещ. Л., «Наука», 1971б.
Одинец А. Ю., Захарова Н. И. Применение методов математической статистики для сравнения петрохимических особенностей Панского массива, Федоровой тундры и массива № 1. — В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова, вып. 1. Апатиты, 1970.
Одинец А. Ю., Тюремнов В. А., Кацеблин П. Л. Геологическое строение и петрофизические особенности пород Панского массива. — В кн.: Основной магматизм северо-восточной части Балтийского щита. Л., «Наука», 1969.
Ольшанский Я. И. О большой текучести сульфидных расплавов и возможном геологическом значении этого явления. ДАН, т. 63, вып. 2, 1948.
Ольшанский Я. И. Об ионно-электронных жидкостях. — ДАН СССР, 1950, т. 71, № 4.
Ольшанский Я. И. Сульфидно-силикатные системы. — Автореф. дисс., М., 1952.
Орлов Д. М. О механизме формирования посторогенных интрузий в связи с явлениями усадки при кристаллизации. — Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 98, 1963.
Островский И. А. Вопросы элементарной теории систем с летучими и предположения о ходе затвердевания интрузий. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1952, № 5.
Перчук Л. Л. Зависимость от температуры коэффициента распределения кальция между сосуществующими амфиболами и плагиоклазами. — ДАН СССР, 1966, т. 169, № 6.
Петров В. П. Современное состояние представлений о магме и проблема гранита. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1964, № 3.
Погребицкий С. Е. О формировании Горбиачинского массива. — Тр. НИИГА, т. 102, М., 1959.
Полканов А. А. Несимметричная дайка диабаза с побережья Кольского фиорда.— Тр. Ленингр. общ. естествоиспытателей, т. 53, вып. 4, 1928.
Полканов А. А. Геологический очерк Кольского полуострова. — Тр. Аркт. инст. т. 53, Л., 1936.
Полканов А. А. Дочетвертичная геология Кольского полуострова и Карелии, или наиболее восточной части Фенноскандинавского кристаллического щита. В кн.: Международный геологический конгресс. Тр. 17-й сессии, т. 2. Л.—М., ОНТИ, 1939.
Полканов А. А. Основные положения генетической систематики интрузивных тел. — Изв. АН СССР, 1945, № 5.
Полканов А. А. Генетическая систематика интрузий платформы кратогена. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1946, № 6.
Полканов А. А. — Принцип геологического картирования и вопросы петрологии интрузивных тел. — Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1947. Вестн. АН СССР, № 8, 1947.
Полканов А. А. Гравитационное фракционирование твердой фазы и кристаллизационная дифференциация. — В кн.: Вопросы петрографии и минералогии, т. 1. М., Изд. АН СССР, 1953.
Полканов А. А. Гравитационное, гравитационно-кинетическое и кинетическое фракционирование твердой фазы и кристаллизационная дифференциация магмы. — Материалы ЛАГЕД АН СССР, вып. 2. М.—Л., Изд. АН СССР, 1954.

Полканов А. А. Геология хогландия—иотния Балтийского щита и проблема докембрийского перерыва. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1956, № 1.
Полканов А. А., Герлинг Э. К. Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и его складчатого обрамления. — Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 12. М.—Л., Изд. АН СССР, 1961.
Полканов А. А., Елисеев Н. А. Петрология плутона Гремяха—Вырмес (Кольский полуостров). Л., Изд. ЛГУ, 1941.
Полунина Л. А. Методика геологического картирования траппов. — В кн.: Магматические и метаморфические образования Сибири. М., «Недра», 1966.
Попов Б. А. Об экспедиции на Кольский полуостров в 1901 г. — Зап. Минер. общ. СПб., 1902, ч. 40, вып. 1.
Попова Г. Б., Ершов В. В. Физико-химические условия кристаллизации сплошных руд сульфидных медно-никелевых месторождений. — Геология рудных месторождений, 1966, № 1.
Равич М. Г., Чайка Л. А. Дифференцированная интрузия трапповой формации Таймырской складчатой области. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1956, № 1.
Рашин Г. А. Минералообразование в основных и в ультраосновных силикатных расплавах при неравномерных условиях кристаллизации. М., Изд. МГУ, 1965.
Ревирдатто В. В. Петрология Анакитского дифференцированного массива и его структура. — Геология и геофизика, 1963, № 10.
Риппас П. В. Носков А. А. Кольская экспедиция 1898 года (предварительный отчет). — Изв. Русского географич. общ., 1899, т. 35, вып. 3.
Рингвуд А. Э., Мак-Грегор И. Д., Бойд Ф. Р. Петрографический состав верхней мантии. — В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968.
Рихтер Г. Д. Физико-геоморфологический очерк озера Имандра и его бассейна. Л., Гостехиздат, 1934.
Роговер Г. Б. Месторождение Норильск 1, некоторые его особенности, могущие иметь поисковое значение и рациональная методика его разведки. М., Госгеолтехиздат, 1959.
Рутштейн С. М. Геологическое строение и оруденение для трех основных массивов Мончетундры. — В кн.: Хибинские апатиты, ч. VI. Л., 1933.
Рутштейн С. М. Новые данные о медно-никелевых месторождениях Мончетундры. — Изв. Лен. геол.-гидрогеодез. треста, 1934, вып. 1.
Рябчиков И. Д. Термический анализ поведения малых элементов при кристаллизации силикатных расплавов. М., «Наука», 1965.
Сахаров А. С. Ультраосновной массив Застейд II. — В кн.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова, вып. 3. М.—Л., Изд. АН СССР, 1960.
Смирнов С. С. Заметки по некоторым вопросам учения о рудных месторождениях. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1946, № 3.
Смирнов В. И., Годлевский М. Н., Никитин В. Д., Гинзбург А. И., Эпштейн Е. М., Жариков В. А., Беус А. А., Щерба Г. Н., Овчинников Л. Н., Котляр В. Н., Седорчук В. П., Белевцев Я. Н. Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968.
Смирнов В. И. Глубинные источники рудного вещества эндогенных месторождений. — В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев, «Наукова думка», 1971.
Соболев В. С. Петрология траппов Сибирской платформы. — Тр. Аркт. инст., т. 43, 1936.
Соболев В. С. Значение железистости фемических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов. — Минер. сб. Львовск. геол. общ. № 4. Львов, 1950.
Соболев В. С. Зависимость свойств силикатов от их структуры. — Геохимия, 1956, № 6.
Соустов Н. И. Геолого-петрографический очерк восточных предгорий Чунатундры на Кольском полуострове. — Тр. ИГН, сер. петрограф., № 1, вып. 2. М., Изд. АН СССР, 1938.
Соустов Н. И. Протерозойская спилито-диабазовая формация имандра-варзуга на Кольском полуострове. — Тр. ИГН, сер. петрограф., вып. 26, № 9. М., Изд. АН СССР, 1940.
Старицкий Ю. Г., Туганова Е. В. Генетические типы медно-никелевых руд Сибирской платформы. — Геология рудных месторождений, 1965, № 1.
Старицкий Ю. Г., Туганова Е. В. — Группы и типы месторождений формации медно-никелевых руд (на примере Сибирской платформы). — В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока, М., «Наука», 1966.
Старицына Г. Н. Геология и структура массива ультраосновных и основных пород Федоровой тундры. — Вестн. ЛГУ, 1957, сер. геол. и геогр., № 12, вып. 2.
Старицына Г. Н. Петрология массива Федоровой тундры (Центральная часть Кольского полуострова). — Автореф. дисс., ЛГУ, 1958а.

Старицына Г. Н. К вопросу о генезисе габбро-пегматитов Федоровой тундры. — Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, 1958б, № 2.
Старицына Г. Н. О формировании Верхне-Ороктинской интрузии (северо-запад Сибирской платформы). В кн.: Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы. М., «Наука», 1966.
Старицына Г. Н., Кравцова Л. И. Значение первичных текстур течения для расчленения траповых интрузий. — Тр. НИИГА, т. 145, Л., 1965.
Судовиков Н. Г. Материалы по геологии юго-западной части Кольского полуострова. — Тр. Лен. геол. треста, вып. 10. М.—Л., 1935.
Талдыкин С. И. К вопросу происхождения медно-никелевых сульфидных месторождений. — Вестн. ЛГУ, сер. геол. и географ., 1959, № 12, вып. 2.
Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., ИЛ, 1961.
Трёгер В. Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. М., Госгеолтехиздат, 1958.
Томановская Ю. М., Старицына Г. Н. О комагматичности эффузивных и интрузивных траппов северо-западной части Сибирской платформы. — Уч. зап. НИИГА, Л., 1966, № 8.
Туганова Е. В. Дифференцированная интрузия траппов в бассейне р. Холомолах. — Матер. ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 24, 1959.
Туганова Е. В. О рудоносных интрузиях бассейна р. Курейки. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. Инфор. сборник ВСЕГЕИ, № 40. Л., 1960а.
Туганова Е. В. Минералогия и генезис рудоносных интрузий восточной части Норильского района. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Сибирской платформы. Л., Изд. ВСЕГЕИ, 1960б.
Устиев Е. К. Петрология. — В кн.: Советская наука и техника за 50 лет. М., «Наука».
Уоккер Ф., Польдерварт А. Долериты Карру Южно-Африканского Союза. — В кн.: Геология и петрология траповых формаций. М., ИЛ, 1950.
Уразов Г. Г., Филин Н. А. Исследования сплавов тройной системы Fe—Ni—S. Металлургиздат, № 2 (98), 1938.
Урванцев Н. И. Расчленение интрузивного траппового комплекса как основа для поисков медно-никелевых руд. — Информ. сб. НИИГА, вып. 29. Л., 1962.
Ушакова Е. Н. Биотиты метаморфических пород. Вып. 87. М., «Наука», 1971.
Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М., «Мир», 1970.
Ферсман А. Е. Проблема Мончетундры. — Путеводитель по Хибинским тундрам. Л., Изд. АН СССР, 1932.
Ферсман А. Е. Сульфидные месторождения Мончегубы и магнетиты Мончетундры. — В кн.: Хибинские апатиты, т. II. Л., 1932.
Ферсман А. Е. Геохимия. Т. III. М., ОНТИ, 1937.
Фиженко В. В. Щелочные граниты Белых тундр и геологические соотношения их с массивом основных пород Панских высот. — В кн.: Щелочные граниты Кольского полуострова. М.—Л., Изд. АН СССР, 1958.
Харитонов Л. Я. Основные черты геологического строения. — В кн.: Геология СССР, т. XXVII, ч. 1. М., Госгеолтехиздат, 1958.
Харитонов Л. Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М., «Наука», 1966.
Харченко Ф. П. Федорова тундра. — В кн.: Материалы по петрологии и геохимии Кольского полуострова, ч. 6. М.—Л., 1935.
Хитаров Н. И., Лебедев Е. Б., Ренгартен Е. В., Арсеньев Р. В. Растворимость воды в базальтовом и гранитном расплавах. — Геохимия, 1959, № 5.
Хитаров Н. И. О соотношениях между водой и магматическим расплавом. — Геохимия, 1960, № 7.
Хитаров Н. И., Пугин В. А., Слуцкий А. Б. Эволюция толеитовых магм в глубинных условиях. — Тез. докладов, Междунар. геохим. конгресс, т. 1. М., 1971.
Холмов Г. В. Принципы оценки основных и ультраосновных массивов в отношении их возможной сульфидной никеленосности. — Сб. технич. информ. Гипроникеля, № 9, 1950.
Холмов Г. В. Основные вопросы геологии и направления поисковых работ в Мончегорском никеленосном районе. — Сб. технич. информ. Гипроникеля, № 6, 1956.
Холмов Г. В. Современные представления о генезисе сульфидных медно-никелевых месторождений Кольского полуострова. — Тр. Гипроникеля, вып. 3, 1958.
Челищев Н. Ф. О двух генетических группах пегматитов Мончегорского плутона. — Тр. ИМГРЭ АН СССР, вып. 3, 1962.
Челищев Н. Ф. Некоторые особенности формирования Мончегорского плутона и место пегматитов в этом процессе. — В кн.: Новые данные по геологии и геохимии и генезису пегматитов. М., «Наука», 1965.

Чернышов Н. М. Сульфидные медно-никелевые месторождения юго-востока Воронежского кристаллического массива. Воронеж, 1971.
Чирков И. Н. Минералогия Мончетундры. — ДАН СССР, 1939, т. 25, № 2.
Чирков И. Н. Пентландит из медно-никелевых месторождений Мончетундры. — ДАН СССР, 1940а, т. XXIV, № 8—9.
Чирков И. Н. Бравоит. — В кн.: Минералы СССР, т. II. М., 1940б.
Шарков Е. В. О формационной характеристике интрузии габбро-норит-лабрадоритов Главного хребта Мончи и Мончегорского плутона (Кольский полуостров). — В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., «Наука», 1971.
Шипулин Ф. К. О времени образования металлоносных растворов при извержении некоторых вулканов. — Геология рудных месторождений, 1960, № 5.
Шипулин Ф. К. Отщепленные и самостоятельные малые интрузии и их металлогеническое значение. — В кн.: Критерии связи оруденения с магматизмом применительно к изучению рудных районов. М., «Наука», 1965.
Шипулин Ф. К. Некоторые черты геохимии магматических процессов. — Тезисы докладов к Международ. геохим. конгрессу, т. 1. М., 1971.
Шифрин Д. В. Геологическое строение и сульфидное оруденение Федоровых тундр. — Изв. Ленингр. геол.-гидро-геодез. треста, 1935, № 4.
Шифрин Д. В. Геолого-петрографический очерк Панских тундр в центральной части Кольского полуострова. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Ленинградской и Мурманской областей. Л.—М., Госгеолтехиздат, 1940.
Шинкарев Н. Ф. Физико-химическая петрология изверженных пород. Л., «Недра», 1970.
Шкарбатов А. И., Богданов В. И., Сорокина И. И. Глубинное строение района Монче-Чуна-тундр по геофизическим данным. — В кн.: Вопросы разведочной геофизики, вып. 4. Л., «Недра», 1964.
Шминке Г. Огнедышащие горы Земли. — Наука и жизнь, 1971, № 12.
Шмыгалев В. И., Шмыгалева Х. М., Корсакова М. А. О морфологии интрузии Федорова тундра. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада РСФСР, вып. 3, Гостоптехиздат, 1962.
Щербина В. В. О форме нахождения химических элементов в магматическом расплаве. — В кн.: Вопросы петрографии и минералогии, т. 1. М., Изд. АН СССР, 1953.
Щербина В. В. Кислотность магматического расплава в свете теории безводородных кислот. — В кн.: Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. М., Изд. АН СССР, 1963а.
Щербина В. В. О геохимических условиях выделения окисных соединений из силикатов. — В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд, т. 2. М., Изд. АН СССР, 1963б.
Юдин Б. А. Геология и структура Цагинского массива габбро-лабрадоритов. — В кн.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова, вып. 2. М.—Л., Изд. АН СССР, 1960а.
Юдин Б. А. Цагинский массив габбро-лабрадоритов, несущий титаномагнетитовое орудненение. — В кн.: Основные вопросы и методы изучения структур рудных полей и месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1960б.
Юдин Б. А. Контактово-метасоматические изменения основных пород Цагинского массива под влиянием щелочно-гранитной магмы. — В кн.: Магматические образования Кольского полуострова. М.—Л., Изд. АН СССР, 1962.
Юдин Б. А. К вопросу о генезисе и условиях локализации титаномагнетитового оруденения в Цагинском массиве габбро-лабрадоритов. — В кн.: Магматизм и геология Кольского полуострова. М., Госгеолтехиздат, 1963.
Юдин Б. А. Петрохимические и металлогенические особенности габбро-лабрадоритовой формации Кольского полуострова. — В кн.: Вопросы геологии и металлогении Кольского полуострова, вып. 1. Апатиты, 1970.
Юшко-Захарова О. Е., Бурова З. Н. Селен и теллур в медно-никелевых месторождениях Кольского полуострова. — В кн.: Вопросы минералогии, геохимии и генезиса месторождений редких элементов. М.—Л., Изд. АН СССР, 1959.
Яковлева М. Е. Дифференцированная габбро-диабазовая интрузия района озер Хета—Глубокое Таймырского полуострова. ДАН СССР, 1948, т. 59, № 3.
Ярошевский А. А. Некоторые геологические аспекты зонной плавки. — В кн.: Проблемы геохимии. М., «Наука», 1965.
Ярошевский А. А. О происхождении ритмических структур изверженных горных пород. — Геохимия, 1970, № 5.

Bowen N. L., Shairer Y. E. The system MgO—FeO—SiO_2. — Amer. J. Sci., 1935, v. 29.
Fenner C. N. The crystallization of basalts. — Amer. J. Sci., 1929, Ser. 18.

Green D. H. The petrogenesis of the high-temperature peridotite interusion in the Lizard Area, Cornwall. — J. Petrol. 1964, v. 5, № 3.
Green D. H., Ringwood A. E. Crystallization of basalts and andesite under high pressure hydrous conditions. — Earth and Planetary, Sci. Letters, 1968, v. 3, № 5.
Harker A. The natural history of igneous rocks. — Mac Millan Co, N. Y., 1909.
Hess H. H. Stillwater igneous complex Montana: a quantitative mineralogical study. — Mem. Geol. Soc. Amer., 1960, 80.
Hess H. H. Vertical mineral variation in the Great Dyke of Southern Rhodesia. — Trans. Geol. Soc. S. Africa, 1950, 53, 159—166.
Jackson E. D. Primary textures and mineral associations in the ultramafic zone of the Stillwater complex, Montana. — U. S. Geol. Surv., Prof. Paper, 1961, 358, 1—106.
Kullerud G. The Fe—Ni—S system. — Carnegie Inst. Wash. Year. Book 62, 1962—1963.
Kullerud C., Yoder H. S. Sulfide—silicate relations. — Carnegie Inst. Wash., Year. Book 62, 1962—1963.
Lombard B. J. On the differentiation and relationships of the rocks of the Bushveld igneous complex. — Trans. Geol., Soc. S. Africa, 1934, 37, 5—52.
O' Hara M. J., Yoder H. S. Partial melting of the mantie. Carnegie Inst. Wash, Year Book 62, 1962—1963.
Osborn E. F. Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma. — Amer. J. Sci., 1959, v. 257, № 9.
Osborn E. F. Some problems of anorthosites. — Natural. Canad., 1963, 90, № 8—9.
Roeder P. L., Osborn E. F. Experimental date for the system MgO—FeO—Fe_2O_3—$CaAl_2Si_2O_8$—SiO_2, and their petrologic implications. — Amer. J. Sci., 1966, v. 264, № 6.
Willemse J. The floor of the Bushveld igneous complex and its relationships with special reference to the Eastern Transvaal. — Proc. Geol. Soc. S. Africa, 1959, 62, 21—80.
Willemse J. A brief outline of the geology of the Bushveld igneous complex. In: The geology of some ore deposits of Southern Africa. — Geol. Soc. S. Africa, 1964, 2, 91—125.
Wagner P. A. Platinum deposits and mines of South Africa. Oliver and Boyd Edinburgh, 1929.
Willie P. J. The origin of ultramafic and ultrabasic rocks. — Upper Mantle sympos., J. G. C. Prague, 1968.
Yoder H. S. (jr.) Diopside—anorthite—water at five and ten kilobars and its bearing on explosive volcanism. Carnegie Inst. Wash., 64, 1965.
Vogt H. L. Nickel in igneous rocks. — Econ. Geol., 1923, v. 18, № 4.
Vogt H. L. Magmas ignies ore deposits. — Econ. Geol., 1962, № 3, 4, 5.

Фондовая

Алешунина А. Е. Массив Ниттис—Кумужья—Травяная. — Монография по Мончетундре, т. 3. Фонды Гипроникеля, 1947.
Балакай А. Н. Предварительный отчет о работах Федоровотундровской геофизической партии за 1959—1960 гг. — Фонды Кольск. фил. АН СССР, 1960.
Докучаева В. С. Геология и петрография придонной части массива Ниттис—Кумужья—Травяная (Мончегорский район). — Фонды Кольск. фил. АН СССР, 1960.
Докучаева В. С., Ланев В. С. Геология и петрография юго-западного приконтактового участка Мончегорского плутона. — Фонды Кольск. фил. АН СССР, 1963.
Докучаева В. С. Геология и петрология придонной зоны Мончегорского плутона. — Фонды Кольск. фил. АН СССР, 1970.
Иванова Т. Н. Петрология массива Нюд-Поаз (Мончетундра). — Диссертация. Фонды Кольск. фил. АН СССР, 1949.
Иванова Т. Н. Петрография пород, слагающих западную часть Панских высот и Федорову тундру. — Фонды Кольск. фил. АН СССР, 1950.
Кавардин Г. И. Структура, минералогия и петрология массива габбро-лабрадоритов и месторождения титаномагнетита р. Цаги. — Фонды Кольск. фил. АН СССР, 1957.
Козлов Е. К. Петрология массива Сопчуайвенч (Мончетундра). — Диссертация. Фонды Кольск. фил. АН СССР, 1949.
Козлов Е. К. Донная залежь массива Ниттис—Кумужья—Травяная (Мончетундра). — Фонды Кольск. фил. АН СССР, 1950.
Козлов Е. К. Месторождения вкрапленных и гнездовых руд Мончегорского никеленосного плутона. — Фонды Кольск. фил. АН СССР, 1953.

Козлов М. Т. Промежуточный отчет по теме «Геология и магматизм Цагинской депрессии» (центральная часть Кольского полуострова). — Фонды Кольск. фил. АН СССР, 1963.
Козлов М. Т. Тектоника и магматизм юго-восточной части зоны сочленения протерозоя Имандра—Варзуга с археем. — Фонды Кольск. фил. АН СССР, 1969.
Котульский В. К. и др. Мончетундра и ее месторождения медно-никелевых руд. — Фонды Гипроникеля, 1947.
Масленников В. А. К минералогии сульфидных жил рудного поля Ниттис—Кумужья—Травяная (Мончетундра). — Фонды Кольск. фил. АН СССР, 1950.
Масленников В. А. Минералогия медно-никелевых сульфидных руд Мончетундры. — Фонды Кольск. фил. АН СССР, 1952.
Масленников В. А., Шарков Е. В., Васьковский Д. П., Спринцсон В. Д. — Древнейшие основные и ультраосновные массивы Кольского полуострова. — Фонды ИГГЕД АН СССР, 1968.
Масленников В. А. Древнейший докембрий Кольского полуострова (геология и геохронология). — Диссертация. Фонды ИГГЕД АН СССР, 1969.
Одинец А. Ю. Петрология Панского массива. — Фонды Кольск. фил. АН СССР, 1968.
Рипинский И. В. Минералогия и химизм руд северного окончания массива Ниттис—Кумужья—Травяная (Мончегорский плутон). — Фонды Кольск. фил. АН СССР, 1963.
Сахаров А. С. Ультраосновной массив Застейд II. — Фонды Кольск. фил. АН СССР, 1957.
Старицына Г. Н. Петрология массива Федоровой тундры. Диссертация. — Фонды Кольск. фил. АН СССР, 1958.
Старицына Г. Н. Материалы по структурно-геологическому строению массива Нюд-Поаз. — Фонды Кольск. фил. АН СССР, 1960.
Сумин И. В. Геология и петрология ийолит-уртитового комплекса юго-западной части массива Расвумчорр (Хибинские тундры). — Диссертация. Фонды Кольск. фил. АН СССР, 1953.
Юдин Б. А. Промежуточный отчет по теме «Петрология массива габбро-лабрадоритов района р. Цаги за 1952—1953 гг.». — Фонды Кольск. фил. АН СССР, 1953.
Юдин Б. А. Геология, структура и петрология массива габбро-лабрадоритов и месторождение титаномагнетита района р. Цаги. — Фонды Кольск. фил. АН СССР, 1957.
Юдин Б. А. Основные и ультраосновные породы Главного хребта Монче-, Чуна-, Волчьих и Лосевых тундр (Кольский полуостров). — Фонды Кольск. филиала АН СССР, 1963.
Яковлева М. Е. Петрология интрузии основных пород северо-западной половины Панских высот в центральной части Кольского полуострова. — Фонды Кольск. фил. АН СССР, 1949.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр.

Введение 3

История исследования 10

Мончегорский никеленосный район 15
Геологическое строение 15
Естественные ряды пород последовательных интрузивных фаз и сингенетические ряды пород пятого интрузивного цикла Мончегорского района 34
Сульфидные медно-никелевые месторождения и руды Мончегорского никеленосного плутона 61
Выводы 103

Массив Панских тундр 109
Геологическое строение 109
Внутренняя структура и естественные ряды пород западной части массива 112
Внутренняя структура и естественные ряды пород восточной части массива 132
Рудопроявления в массиве Панских тундр 139
Выводы 142

Цагинский массив 143
Геологическое строение 143
Естественные ряды пород 151
Сульфидная медно-никелевая минерализация 164
Титаномагнетитовые руды 171
Выводы 172

Массив Федоровой тундры 173
Геологическое строение массива и естественные ряды пород последовательных интрузивных фаз 173
Сингенетические ряды пород первой интрузивной фазы 181
Сингенетические ряды пород второй интрузивной фазы 182
Сульфидное медно-никелевое оруденение 191
Выводы 195

Массив № 1 197
Геологическое строение и естественные ряды пород последовательных интрузивных фаз 197
Сингенетические ряды пород 200
Сульфидная медно-никелевая минерализация 208
Выводы 212

Массив Застейд II 213
Геологическое строение 213
Естественные ряды пород последовательных интрузивных фаз и сингенетические ряды пород 215
Сульфидная медно-никелевая минерализация 227
Выводы 233

Естественные ряды пород никеленосных интрузий зон завершенной складчатости их металлогенические особенности 234
Теоретические основы учения о естественных рядах пород 235
Естественные ряды пород последовательных интрузивных фаз 238
Сингенетические ряды пород никеленосных интрузий 245
Положение приконтактных пород в сингенетических рядах и их происхождение 258
Значение естественных рядов пород в решении проблемы базитов . . . 262
Металлогеническая специализация естественных сингенетических рядов пород 265
Некоторые вопросы генезиса сульфидных медно-никелевых руд 267

Заключение 272

Литература 275

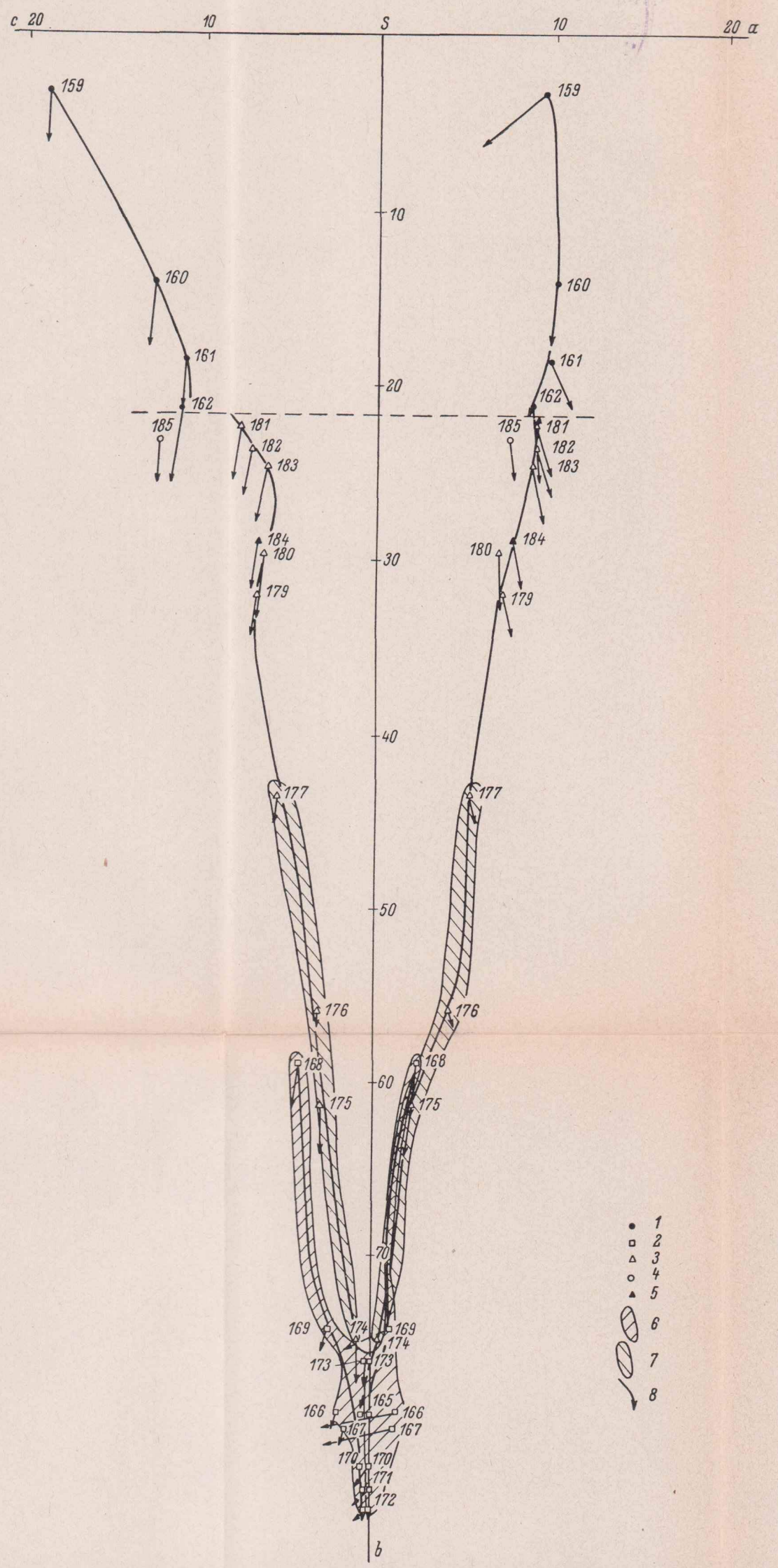


Рис. 65. Векторная диаграмма химического состава пород Цагинского массива (по А. Н. Заварицкому).

1 — центральный комплекс пород; *2* — титаномагнетитовый комплекс пород центральной части; *3* — породы краевого комплекса; *4* — среднее содержание пород центрального комплекса; *5* — среднее содержание пород краевого комплекса; *6* — поле развития титаномагнетитовых пород центрального комплекса; *7* — поле развития титаномагнетитовых пород краевого комплекса; *8* — направление развития естественных рядов горных пород.

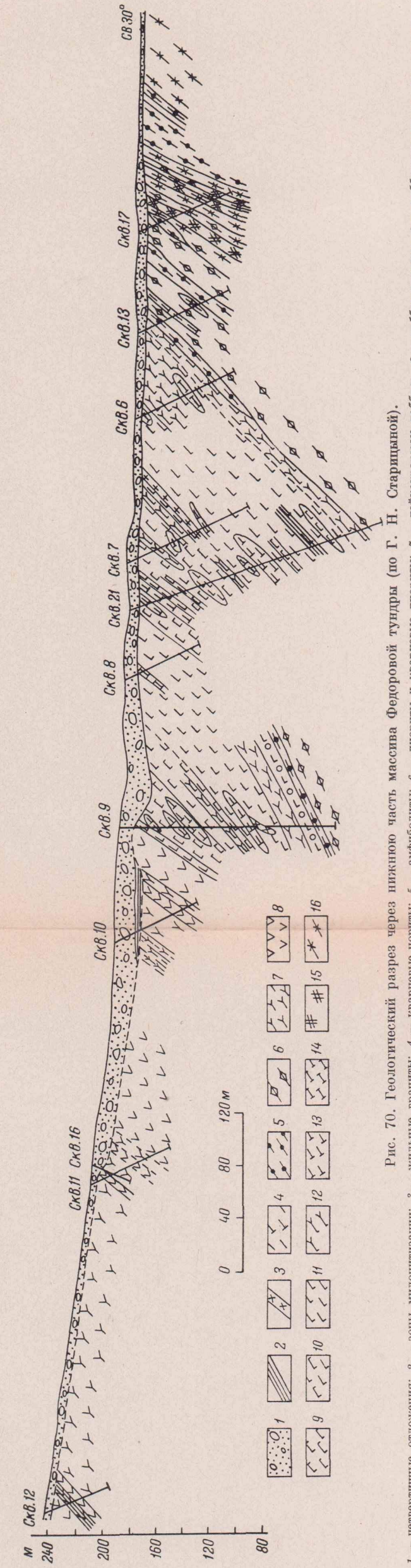


Рис. 70. Геологический разрез через нижнюю часть массива Федоровой тундры (по Г. Н. Старицыной).

1 — четвертичные отложения; *2* — зоны милонитизации; *3* — жильные граниты; *4* — кварцевые нориты; *5* — амфиболиты; *6* — диориты и кварцевые диориты; *7* — лейкократовые габбро; *8* — габбро-нориты; *9* — габбро-пегматиты; *10* — переме-жаемость норитов с габбро-пегматитами; *11* — нориты; *12* — метагаббро; *13* — полевошпатовые пироксениты; *14* — перидотиты; *15* — грейзенизированные гнейсы; *16* — биотит-амфиболовые гнейсы.

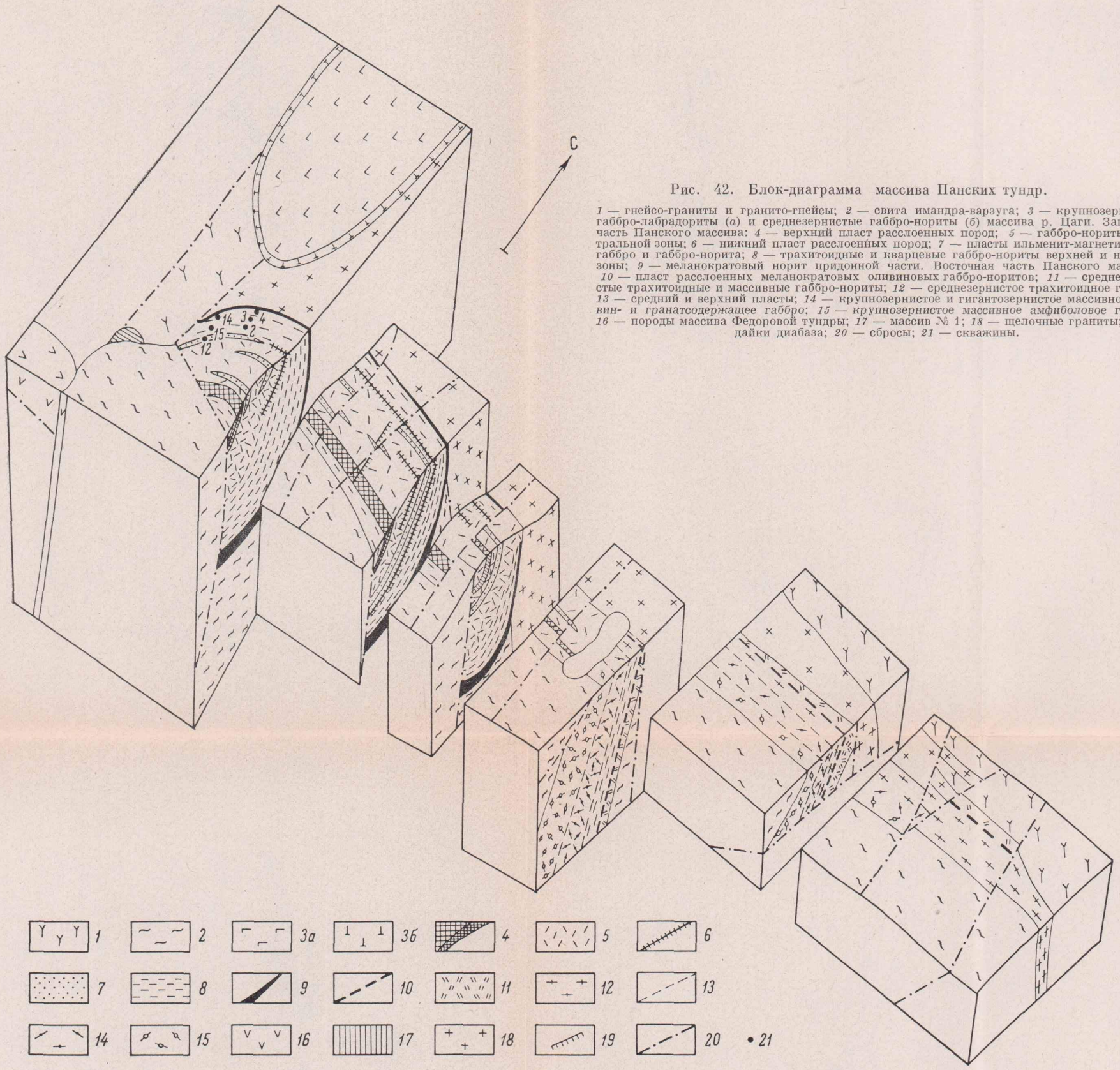


Рис. 42. Блок-диаграмма массива Панских тундр.

1 — гнейсо-граниты и гранито-гнейсы; *2* — свита имандра-варзуга; *3* — крупнозернистые габбро-лабрадориты (*а*) и среднезернистые габбро-нориты (*б*) массива р. Цаги. Западная часть Панского массива: *4* — верхний пласт расслоенных пород; *5* — габбро-нориты центральной зоны; *6* — нижний пласт расслоенных пород; *7* — пласты ильменит-магнетитового габбро и габбро-норита; *8* — трахитоидные и кварцевые габбро-нориты верхней и нижней зоны; *9* — меланократовый норит придонной части. Восточная часть Панского массива: *10* — пласт расслоенных меланократовых оливиновых габбро-норитов; *11* — среднезернистые трахитоидные и массивные габбро-нориты; *12* — среднезернистое трахитоидное габбро; *13* — средний и верхний пласты; *14* — крупнозернистое и гигантозернистое массивное оливин- и гранатсодержащее габбро; *15* — крупнозернистое массивное амфиболовое габбро. *16* — породы массива Федоровой тундры; *17* — массив № 1; *18* — щелочные граниты; *19* — дайки диабаза; *20* — сбросы; *21* — скважины.

Рис. 5. Схематическая геологическая карта Мончегорского никеленосного плутона (по В. С. Ланеву с дополнением Е. К. Козлова).

Протерозойские интрузии: *1* — диабазовые и лампрофировые дайки; *2* — ксенолиты габбро-норитов; *3* — мелкозернистые габбро-нориты, нориты, пироксениты с переработанными ксенолитами кровли (так называемый критический горизонт); *4* — граница зон наибольшего распространения крупнозернистых пегматоидных пород основного и ультраосновного состава; *5* — основные породы зоны эндоконтакта; *6* — нормальные нориты и габбро-нориты горы Нюд-Поаз; *7* — меланократовые нориты (пойкилитовые); *8* — оливиновые нориты; *9* — полевошпатовые пироксениты; *10* — пироксениты; *11* — породы зоны перемежаемости пироксенитов, оливиновых пироксенитов и перидотитов; *12* — перидотиты, *13* — габбро-нориты и нориты, окаймляющие оливиниты юга горы Ниттис; *14* — оливиниты; *15* — серпентиниты.

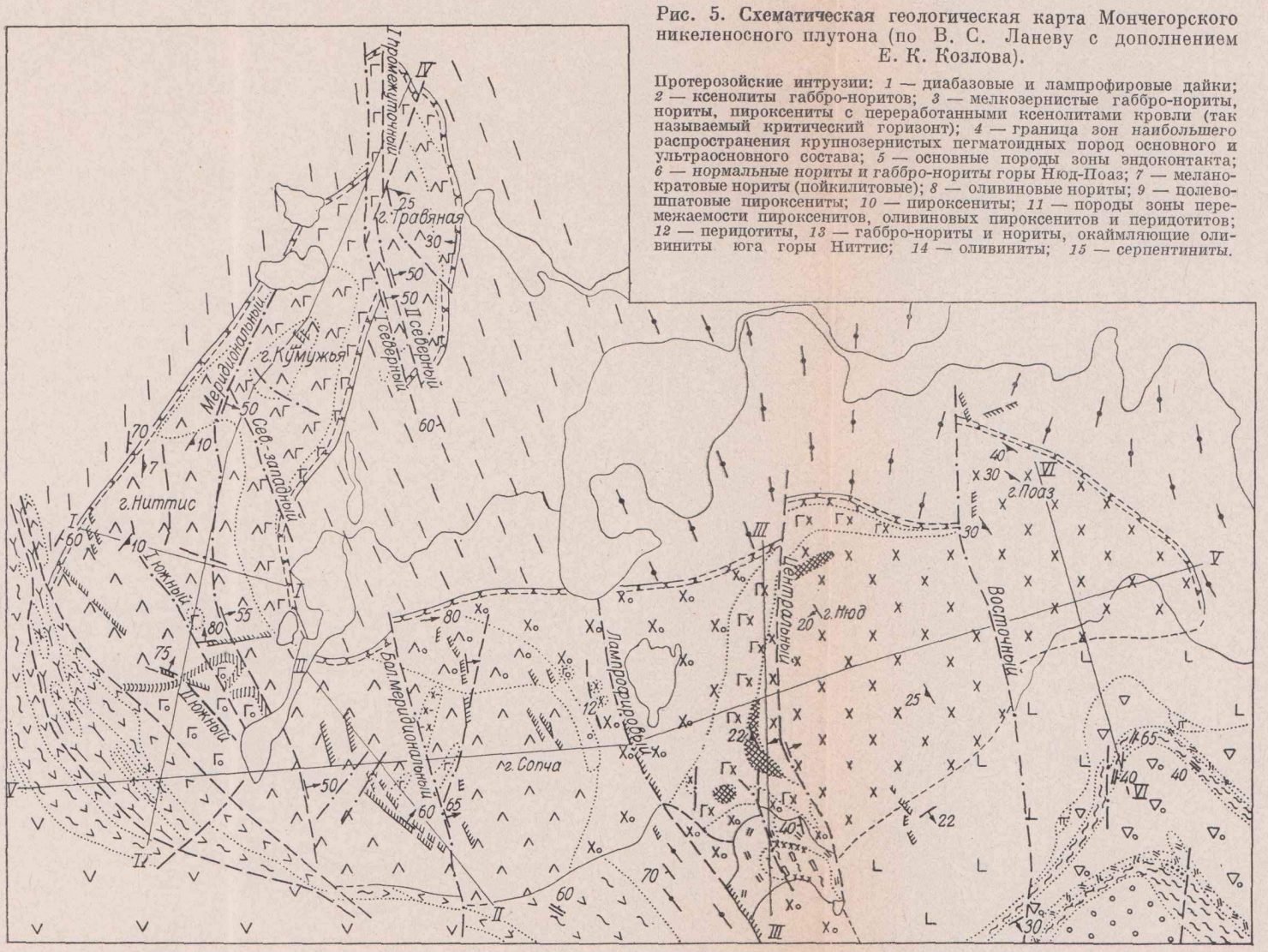
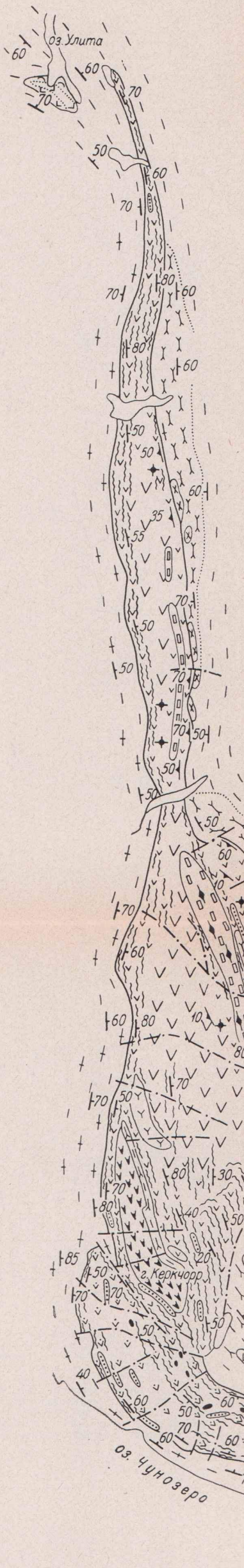
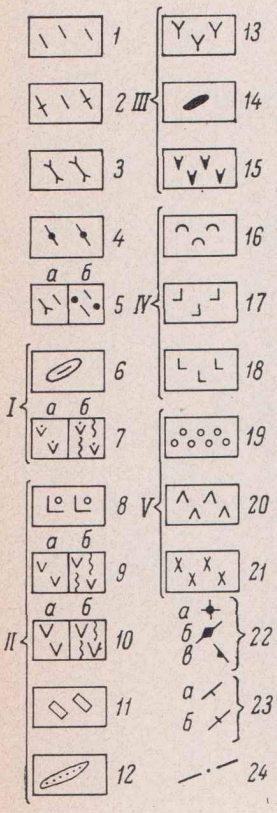


Рис. 5 (*продолжение*).

16 — зона тонкого чередования ультраосновных и основных пород с метаморфизованными габброидами Главного хребта Мончи. Имандра-варзугская серия; *17* — метадиабазы, метамандельштейны, метагаббро-диабазы третьего покрова; *18* — второй туфогенно-осадочный горизонт, диабазовые туфы, хлорит-кварцевые сланцы, кварцито-песчаники; *19* — метадиабазы, метамандельштейны, метагаббро-диабазы второго покрова и сланцы по ним; *20* — конгломераты горы Выручуайвенч; *21* — метаморфизованные габбро-нориты горы Выручуайвенч; *22* — метадиабазы, метамандельштейны, метагаббро-диабазы первого покрова и сланцы по ним. Архейские интрузии: *23* — метагаббро района десятой аномалии горы Нюд; *24* — биотит-амфиболовые, гранат-амфиболовые гнейсы с подчиненными амфиболитами; *25* — милонитизированные сланцеватые габбро и габбро-нориты; *26* — метагаббро и метагаббро-нориты; *27* — альбитизированные диорито-гнейсы; *28* — альбитовые порфириты, альбитовые гнейсы и сланцы с подчиненными им метагаббро-диабазами и плагиоамфиболитами горы Арваренч. Кольская серия: *29* — биотитовые, гранат-биотитовые, амфиболовые гнейсы с подчиненными им ставролит-, кианит- и силлиманитосодержащими гнейсами; *30* — тектонические нарушения установленные; *31* — тектонические нарушения предполагаемые; *32* — контакты плутона (*а* — установленные, *б* — предполагаемые); *33* — границы распространения пород. Элементы залегания: *34* — контактов; *35* — полосчатости и трахитоидности; *36* — линейности; *37* — сланцеватости; *38* — гнейсовидности.





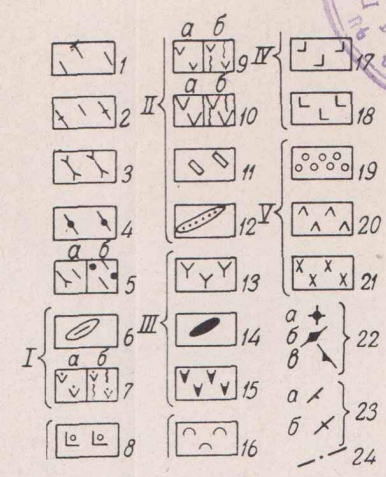


Рис. 4. Схематическая структурно-геологическая карта района Главного хребта Монче-, Чуна-, Волчьих и Лосевых тундр.

Архей: *1* — биотитовые гранат-биотитовые, амфиболовые и другие разновидности гнейсов кольской серии; *2* — биотитовые, гранат-биотитовые и амфиболовые гнейсы беломорской серии, мигматизированные микроклиновыми гранитами; *3* — гиперстеновые диориты и гнейсо-диориты; *4* — олигоклазовые гнейсо-граниты и гранодиориты; *5* — сланцеватые полевошпатовые амфиболиты (*а*) и альбитовые порфириты, биотитовые, гранат-биотитовые, двуслюдяные гнейсы и сланцы (*б*) тундровой серии. Протерозой: *6* — перидотиты и пироксениты оз. Вочe-Ламбина и горы Ягельной; *7* — габбро-нориты южной части Чуна-тундры (*а* — неизмененные, *б* — милонитизированные); *8* — оливиниты, перидотиты и пироксениты массива оз. Тулпъявр; *9* — среднезернистые габбро, габбро-нориты массива Главного хребта (*а* — неизмененные, *б* — милонитизированные); *10* — крупно- и гигантозернистые габбро и лабрадориты массива Главного хребта (*а* — неизмененные, *б* — милонитизированные); *11* — лабрадориты; *12* — жильный комплекс щелочных гранитов и производных микроклиновых гранитов, аплитов и пегматитов; *13* — оливиниты, перидотиты и пироксениты райнен-чоррской группы массивов; *14* — перидотиты интрузивных тел южной части Чунатундры (Нярктундры); *15* — габбро-нориты горы Керкчорр; *16* — оливиниты и перидотиты Островского и Улитаозерского массивов; *17* — пироксены Островского и Улитаозерского массивов; *18* — габбро и габбро-нориты массивов Островского, Улитаозерского, горы Ягельной и предгорий горы Выручуайвенч; *19* — оливиниты; *20* — пироксениты, оливиновые пироксениты и перидотиты; *21* — габбро-нориты, нориты и оливиновые нориты; *22* — первичнополосчатые и трахитоидные текстуры (*а* — горизонтальное залегание, *б* — вертикальное положение, *в* — с углом падения); *23* — элементы залегания гнейсовидности и сланцеватости (*а* — с углом падения, *б* — вертикальное положение); *24* — молодые тектонические нарушения. *I* — первый (доорогенный) интрузивный цикл; *II* — второй (синорогенный) интрузивный цикл; *III* — третий (послеорогенный) интрузивный цикл; *IV* — четвертый (нижнепротерозойский послеорогенный) интрузивный цикл; *V* — пятый послеорогенный среднепротерозойский интрузивный цикл. Основа составлена Н. Г. Добрыниной, Н. В. Рямзиным, Е. Д. Чалых и Б. А. Юдиным. Карта дополнена Б. А. Юдиным под руководством Е. К. Козлова.

121
Институт Геологических Наук АН Арм.ССР
Фундам. Библиотека

Е. К. Козлов

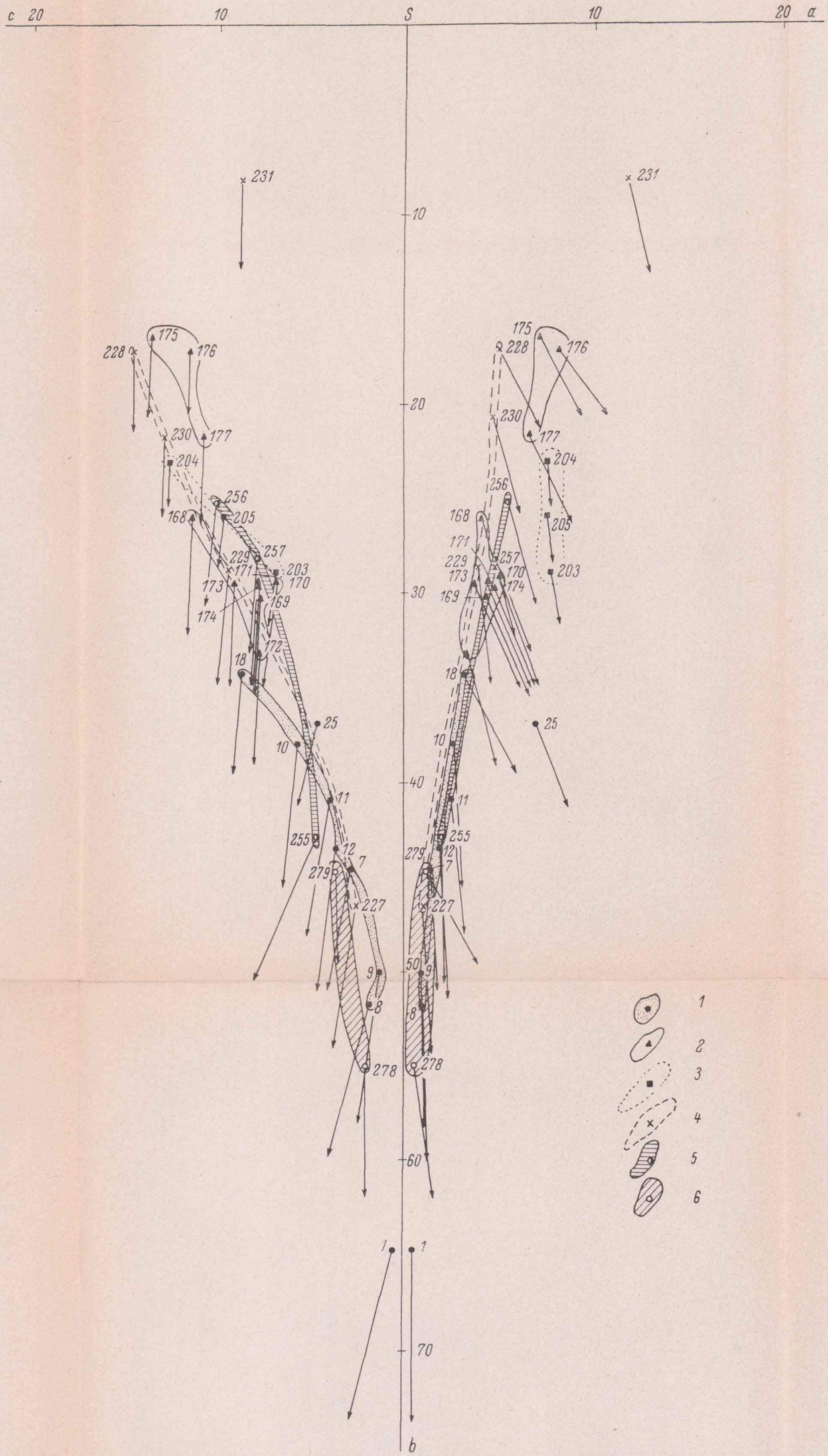


Рис. 93. Векторная диаграмма средних составов пород дифференцированных никеленосных интрузий Кольского полуострова.

1 — Мончегорский район (пятый интрузивный цикл); *2* — Панский массив; *3* — Цагинский массив; *4* — массив Федоровой тундры; *5* — массив № 1; *6* — массив Застейд II.

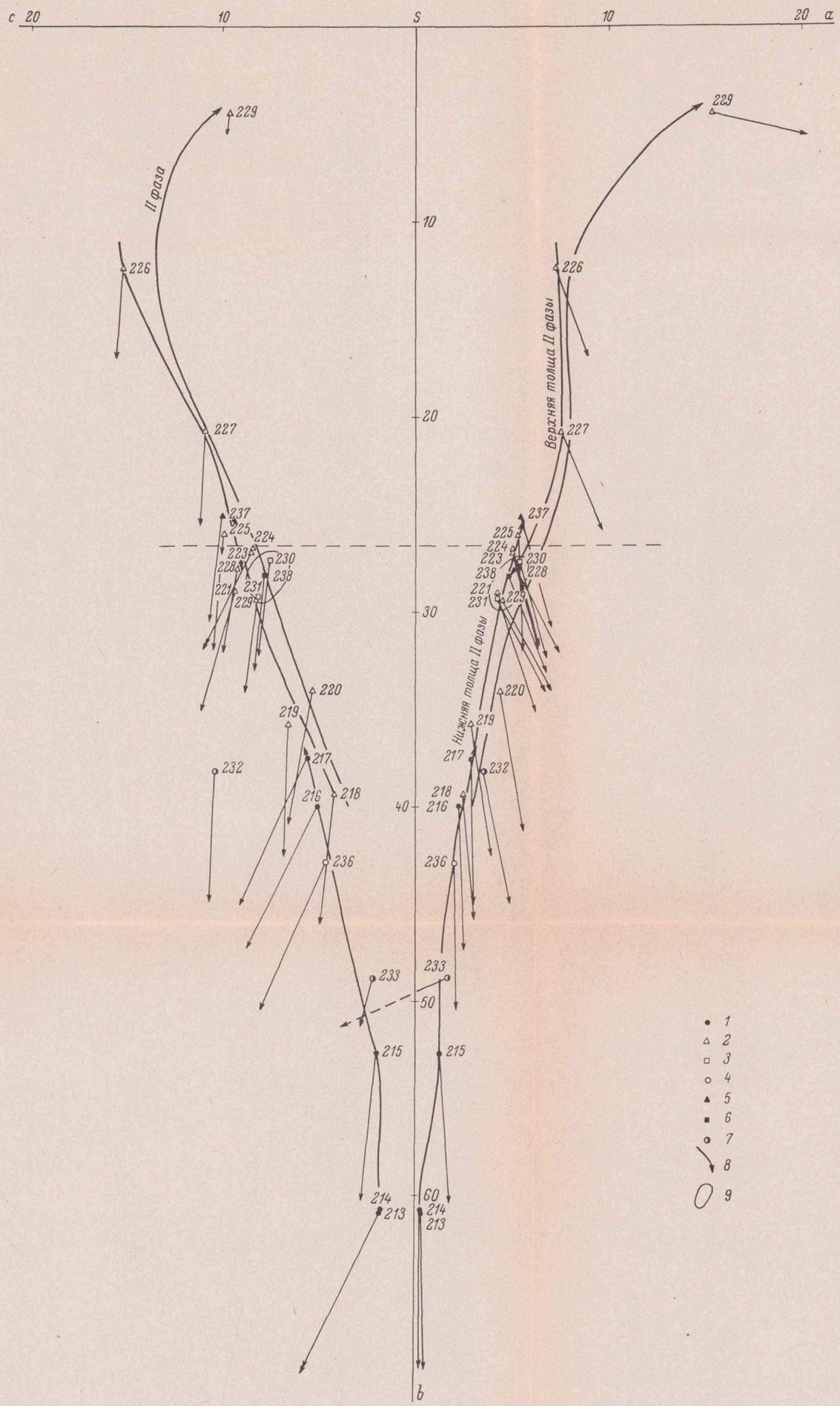


Рис. 80. Векторная диаграмма химических составов пород массива № 1 (по А. Н. Заварицкому).

1 — породы первой фазы; *2* — породы второй фазы; *3* — породы третьей (рудной) фазы; *4* — средний состав пород первой фазы; *5* — средний состав пород второй фазы; *6* — средний состав пород третьей фазы; *7* — средний состав силлиманит-хлоритовой породы; *8* — направление развития естественных рядов горных пород; *9* — поле развития пород третьей (рудной) фазы.

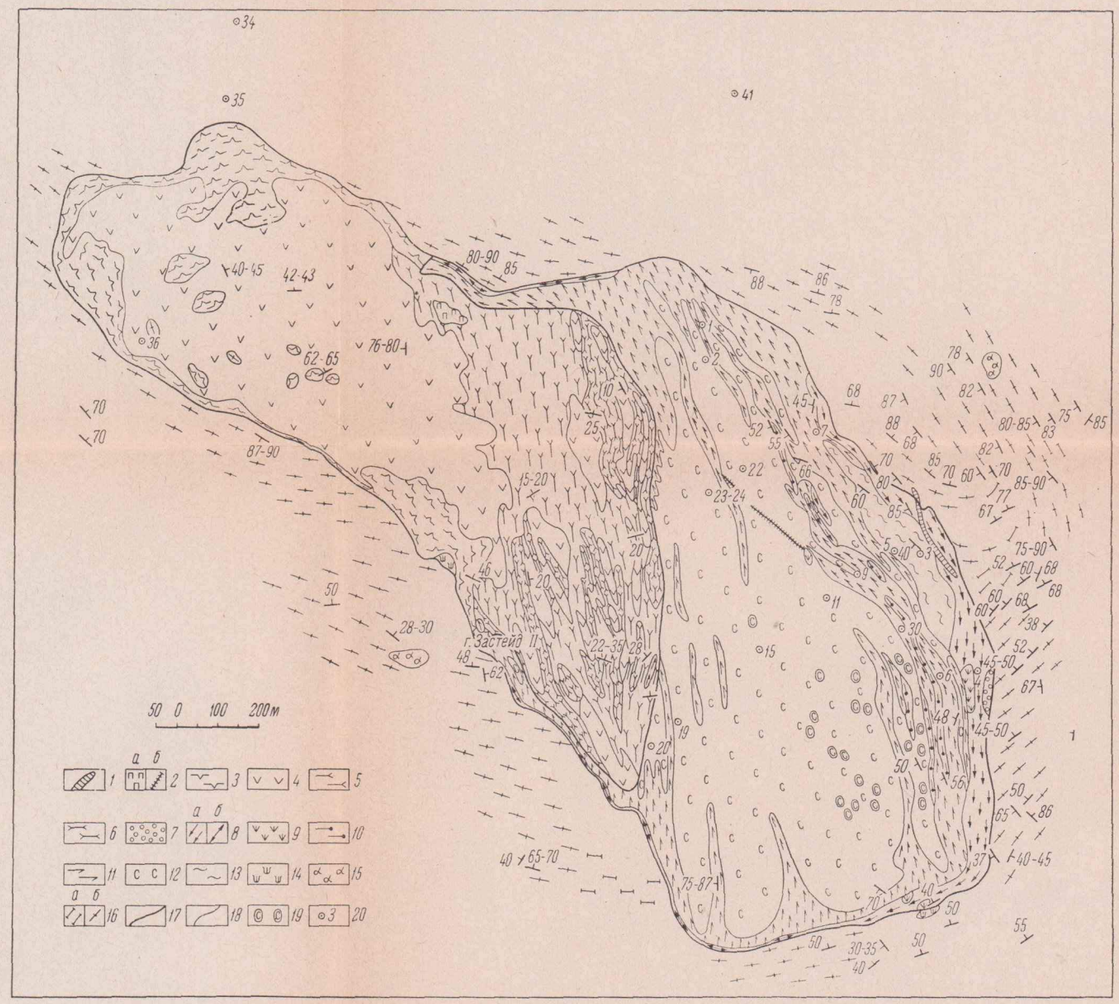


Рис. 85. Геологическая карта массива Застейд II (по А. С. Сахарову).

IV фаза: *1* — диабазы; *2* — пегматиты (*а*) и жильные пегматоидные габбро (*б*); III фаза: *3* — плагиклазовые пироксениты, *4* — пироксениты; верхняя брекчия: *5* — угловатые и плитообразные включения перидотитов II фазы в пироксенитах III фазы; *6* — линзовидные и плитообразные залежи перидотитов II фазы в пироксенитах III фазы; II фаза: *7* — пойкилитовое меланократовое габбро, *8* — пойкилитовые плагиоклазовые пироксениты и плагиоперидотиты, *9* — пироксениты, *10* — оливиновые пироксениты, *11* — перидотиты, *12* — оливиниты; нижняя брекчия: *13* — включения пироксенитов в перидотитах (II фаза) совместно с участками тонкозернистых ультраосновных пород (I фаза); *14* — контактное габбро. Архей: *15* — амфиболиты, *16* — гнейсы диоритового состава (*а*) и плагиоклазовые гнейсы (*б*). *17* — границы комплексов пород; *18* — границы между породами внутри комплексов; *19* — россыпи; *20* — геологоразведочные выработки и их номера.

Е. К. Козлов

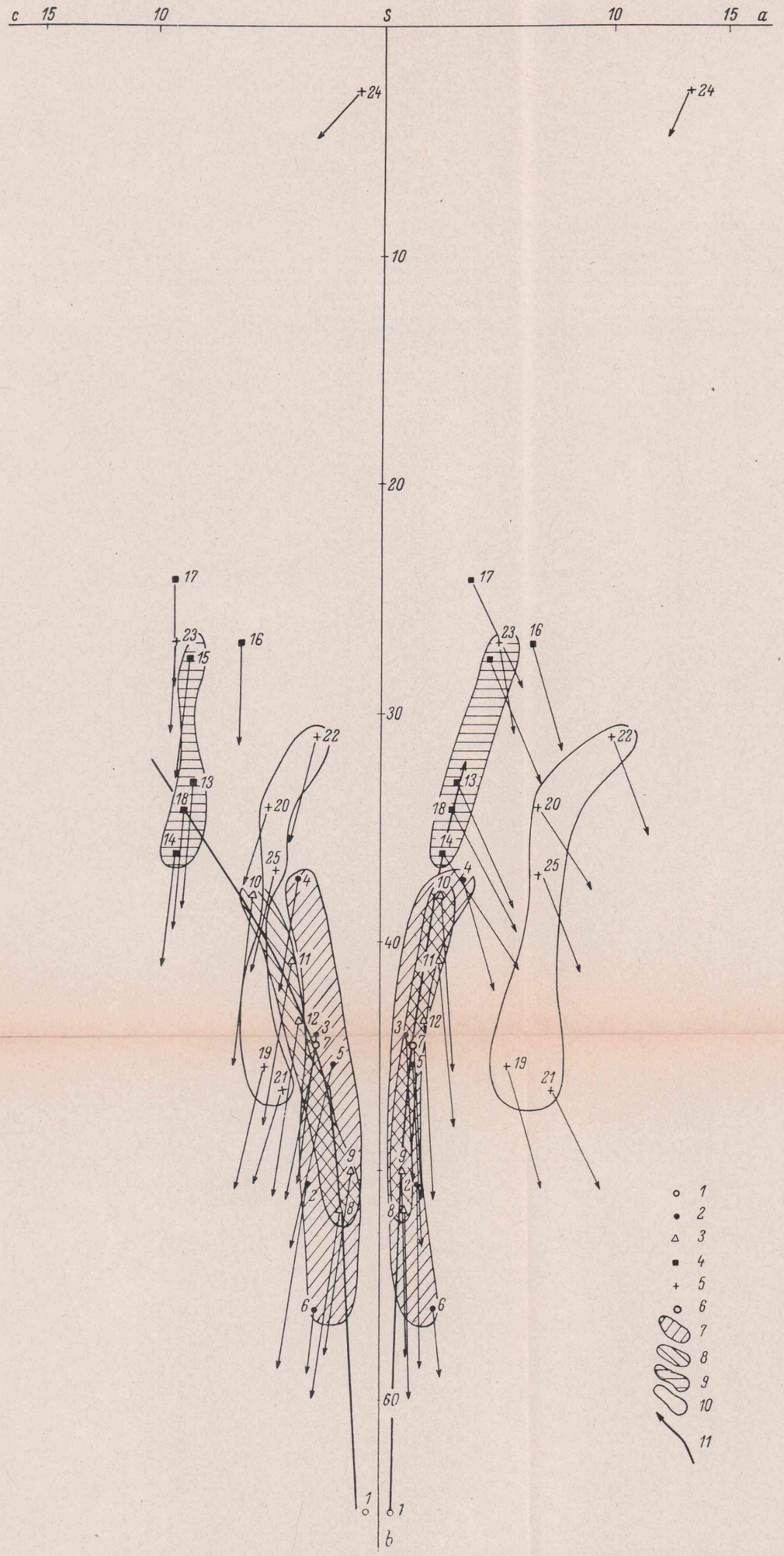


Рис. 13. Диаграмма химического состава пород последовательных магматических фаз пятого интрузивного цикла Мончегорского района (по А. Н. Заварицкому).

1 — породы первой фазы; *2* — породы второй фазы; *3* — породы третьей фазы; *4* — породы четвертой фазы; *5* — породы пятой фазы; *6* — средний состав пород второй фазы; *7* — поле развития пород второй фазы; *8* — поле развития пород третьей фазы; *9* — поле развития пород четвертой фазы; *10* — поле развития пород пятой фазы; *11* — направление развития ряда пород последовательных магматических фаз пятого интрузивного цикла Мончи.

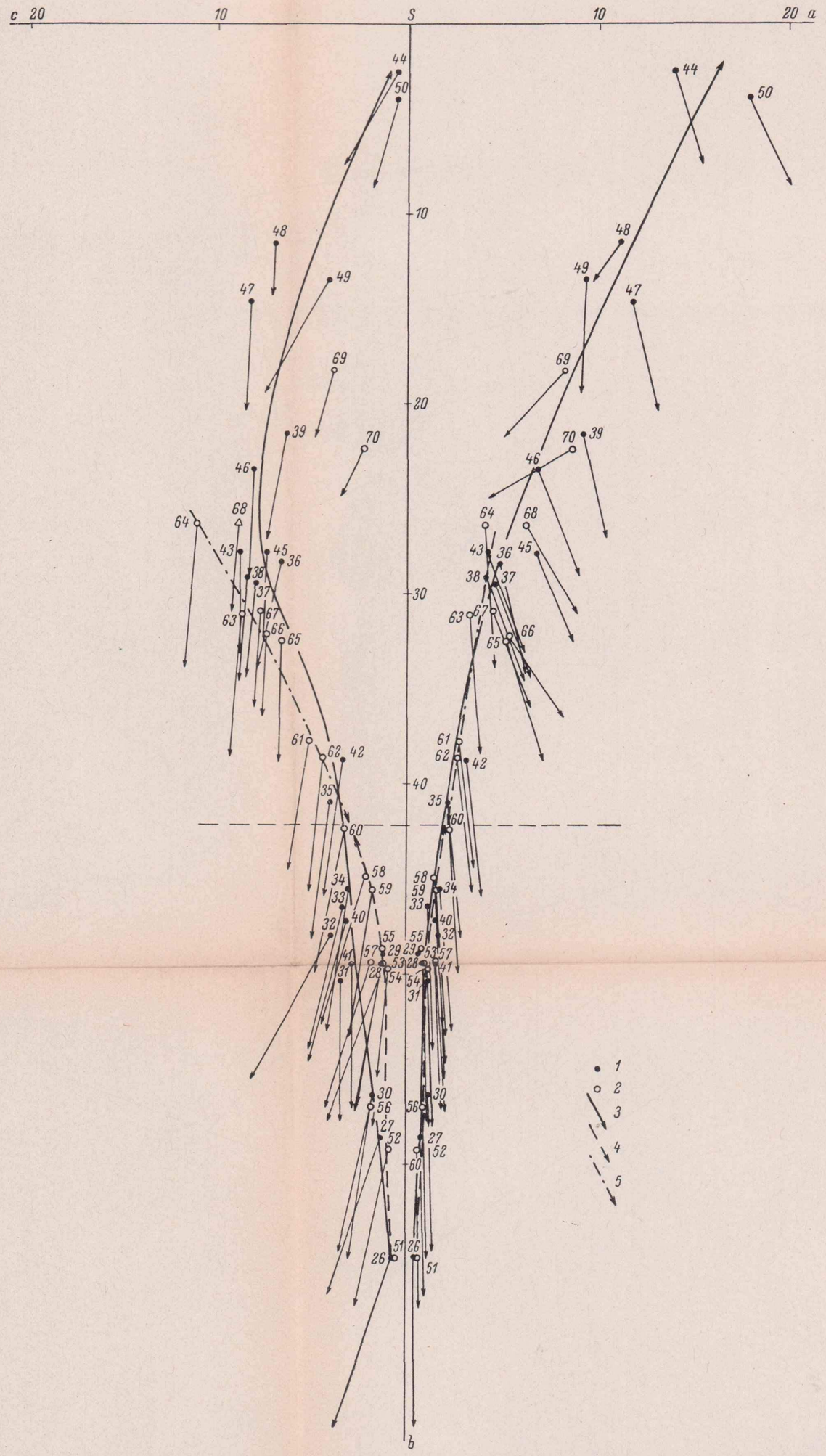


Рис. 14. Векторная диаграмма химического состава пород третьей (никеленосной) фазы Мончегорского плутона.

1 — породы вертикального ряда; *2* — породы горизонтального ряда; *3* — направление развития пород естественного сингенетического ряда, образованного явлениями гравитационно-кристаллизационной дифференциации; *4* — направление развития пород естественного сингенетического ряда, образованного явлениями гравитационно-кинетической дифференциации; *5* — развитие комплементарных пород горизонтального ряда.

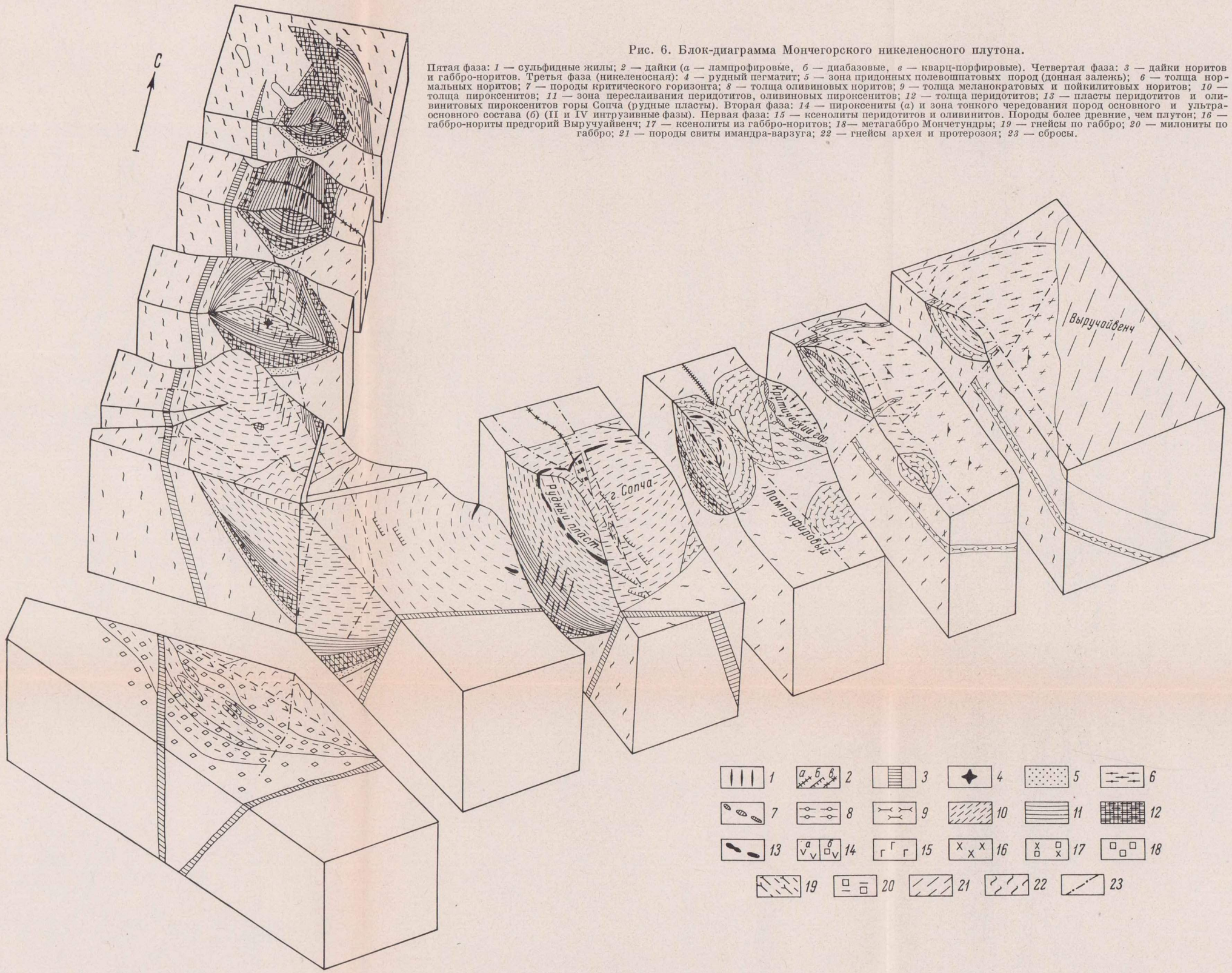


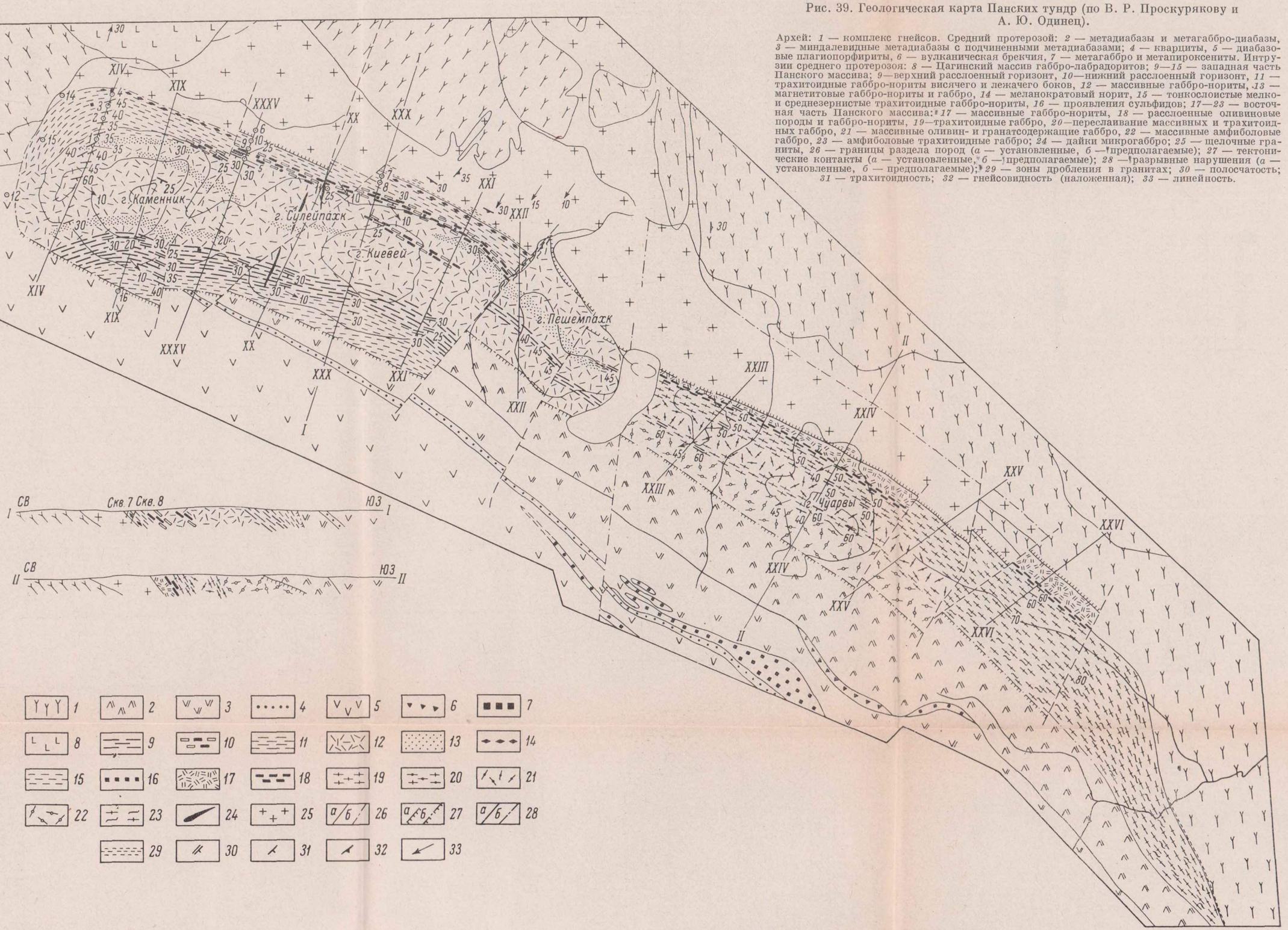
Рис. 6. Блок-диаграмма Мончегорского никеленосного плутона.

Пятая фаза: *1* — сульфидные жилы; *2* — дайки (*а* — лампрофировые, *б* — диабазовые, *в* — кварц-порфировые). Четвертая фаза: *3* — дайки норитов и габбро-норитов. Третья фаза (никеленосная): *4* — рудный пегматит; *5* — зона придонных полевошпатовых пород (донная залежь); *6* — толща нормальных норитов; *7* — породы критического горизонта; *8* — толща оливиновых норитов; *9* — толща меланократовых и пойкилитовых норитов; *10* — толща пироксенитов; *11* — зона переслаивания перидотитов, оливиновых пироксенитов; *12* — толща перидотитов; *13* — пласты перидотитов и оливинитовых пироксенитов горы Сопча (рудные пласты). Вторая фаза: *14* — пироксениты (*а*) и зона тонкого чередования пород основного и ультраосновного состава (*б*) (II и IV интрузивные фазы). Первая фаза: *15* — ксенолиты перидотитов и оливинитов. Породы более древние, чем плутон; *16* — габбро-нориты предгорий Выручуайвенч; *17* — ксенолиты из габбро-норитов; *18*— метагаббро Мончетундры; *19* — гнейсы по габбро; *20* — милониты по габбро; *21* — породы свиты имандра-варзуга; *22* — гнейсы архея и протерозоя; *23* — сбросы.

Е. К. Козлов

Рис. 39. Геологическая карта Панских тундр (по В. Р. Проскурякову и А. Ю. Одинец).

Архей: *1* — комплекс гнейсов. Средний протерозой: *2* — метадиабазы и метагаббро-диабазы, *3* — миндалевидные метадиабазы с подчиненными метадиабазами; *4* — кварциты, *5* — диабазовые плагиопорфириты, *6* — вулканическая брекчия, *7* — метагаббро и метапироксениты. Интрузии среднего протерозоя: *8* — Цагинский массив габбро-лабрадоритов; *9—15* — западная часть Панского массива; *9*—верхний расслоенный горизонт, *10*—нижний расслоенный горизонт, *11* — трахитоидные габбро-нориты висячего и лежачего боков, *12* — массивные габбро-нориты, *13* — магнетитовые габбро-нориты и габбро, *14* — меланократовый норит, *15* — тонкослоистые мелко- и среднезернистые трахитоидные габбро-нориты, *16* — проявления сульфидов; *17—23* — восточная часть Панского массива: *17* — массивные габбро-нориты, *18* — расслоенные оливиновые породы и габбро-нориты, *19*—трахитоидные габбро, *20*—переслаивание массивных и трахитоидных габбро, *21* — массивные оливин- и гранатсодержащие габбро, *22* — массивные амфиболовые габбро, *23* — амфиболовые трахитоидные габбро; *24* — дайки микрогаббро; *25* — щелочные граниты, *26* — границы раздела пород (*а* — установленные, *б* — предполагаемые); *27* — тектонические контакты (*а* — установленные, *б* — предполагаемые); *28* — разрывные нарушения (*а* — установленные, *б* — предполагаемые); *29* — зоны дробления в гранитах; *30* — полосчатость; *31* — трахитоидность; *32* — гнейсовидность (наложенная); *33* — линейность.



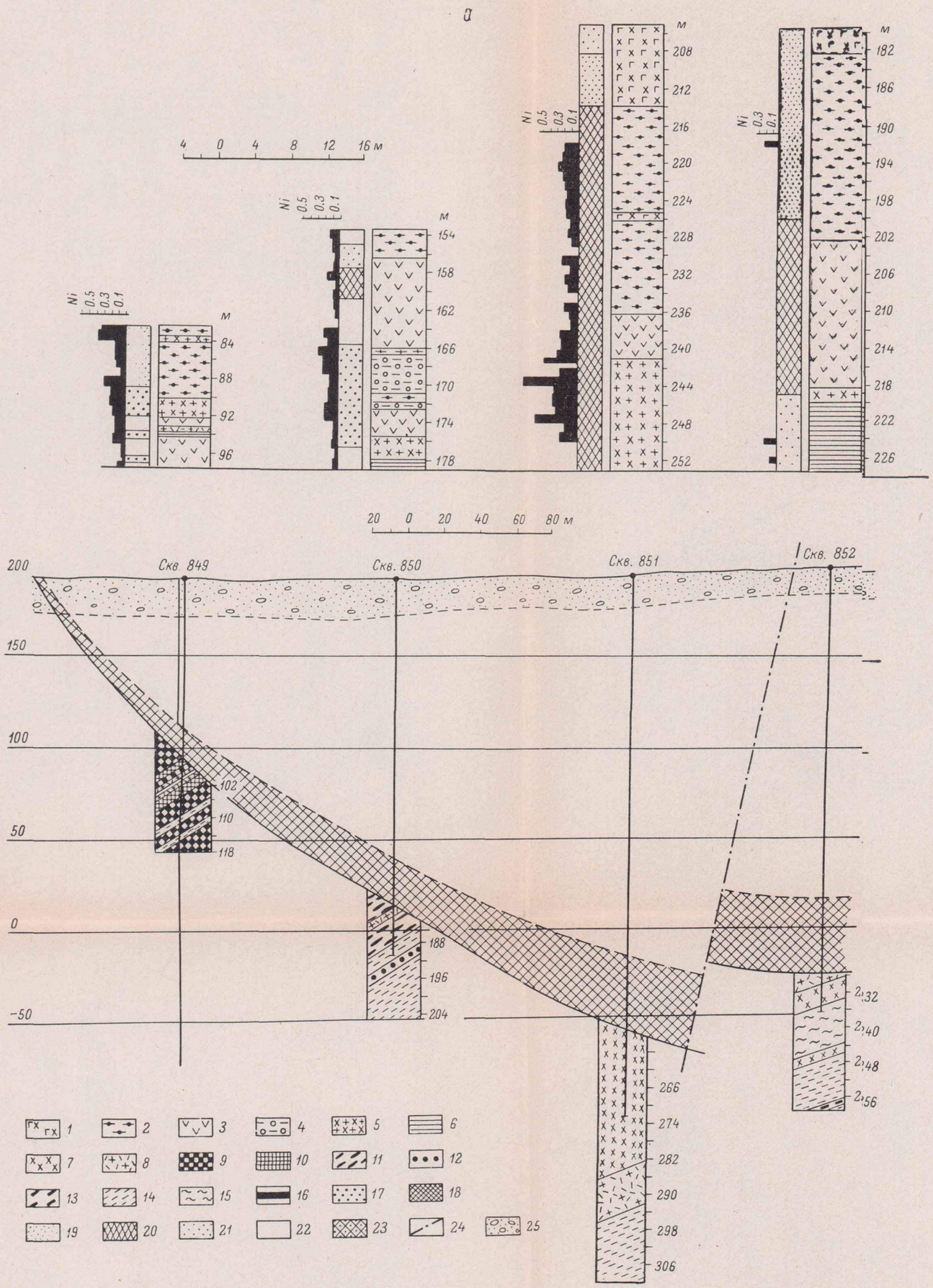


Рис. 28. Геологические разрезы (*а*, *б*) через гору Травяная, показывающие зависимость мощности зоны пород с сульфидной вкрапленностью от мощности зоны придонных полевошпатовых пород.

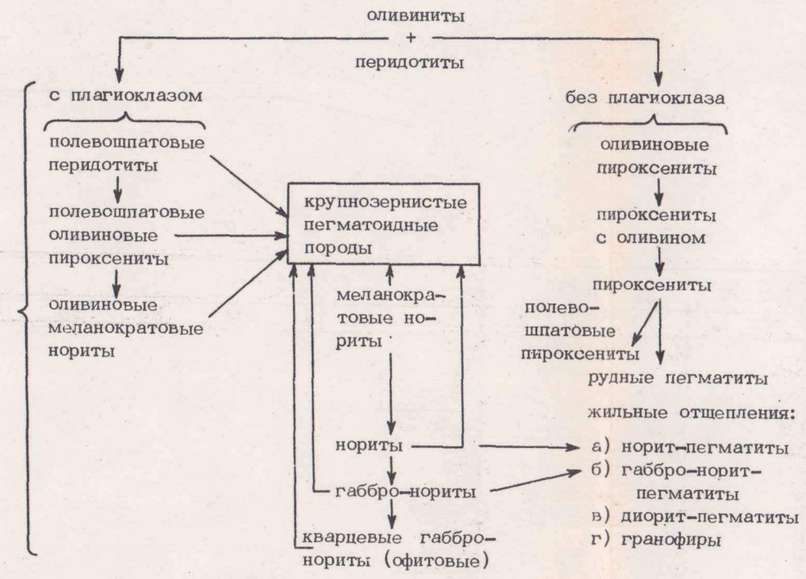
1 — полевошпатовые перидотиты; *2* — среднезернистые оливиновые нориты и габбро-нориты; *3* — нориты; *4* — полевошпатовые пироксениты; *5* — габбро-нориты; *6* — кварцево-биотитовые нориты и габбро-нориты; *7* — габбро и габбро-диабазы; *8* — кварц-полевошпатовая порода (приконтактная); *9* — гиперстен-кордиеритовые гнейсы; *10* — кордиерит-плагиоклазовые гнейсы; *11* — диорито-гнейсы; *12* — гиперстеновые гнейсы с магнетитом; *13* — амфиболиты; *14* — биотит-плагиоклазовые гнейсы; *15* — амфибол-плагиоклазовые гнейсы; *16* — диабазы; *17* — крупные гнезда сульфидов до 4 см; *18* — густая средняя сульфидная вкрапленность, местами гнездовая; *19* — средняя по густоте мелкая и крупная сульфидная вкрапленность; *20* — густая крупная вкрапленность; *21* — редкая вкрапленность; *22* — безрудные интервалы; *23* — полевошпатовые породы придонной части; *24* — сбросы; *25* — морена.

Е. К. Козлов

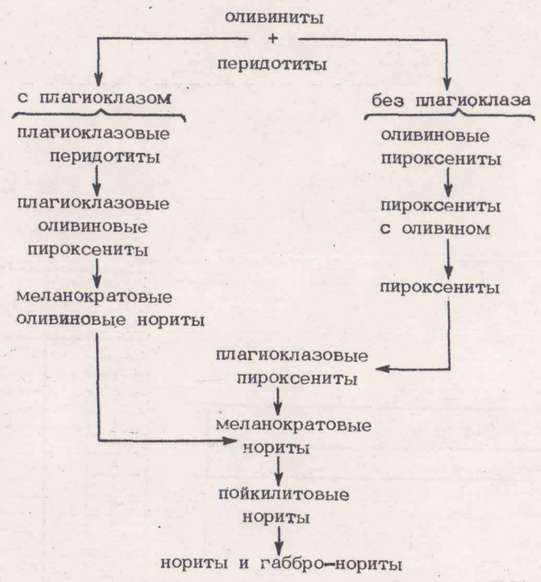
Естественные ряды сингенетических горных пород никеленосных интрузий платформы-кратогена (Кольский полуостров)

Мончегорский плутон

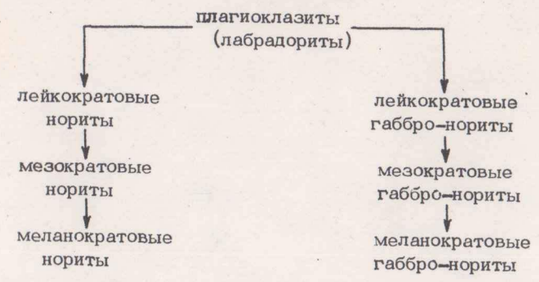
Естественный сингенетический ряд пород гравитационно-кристаллизационной дифференциации (вертикальный ряд):



Естественный сингенетический ряд пород гравитационно-кинетической дифференциации (горизонтальный ряд):

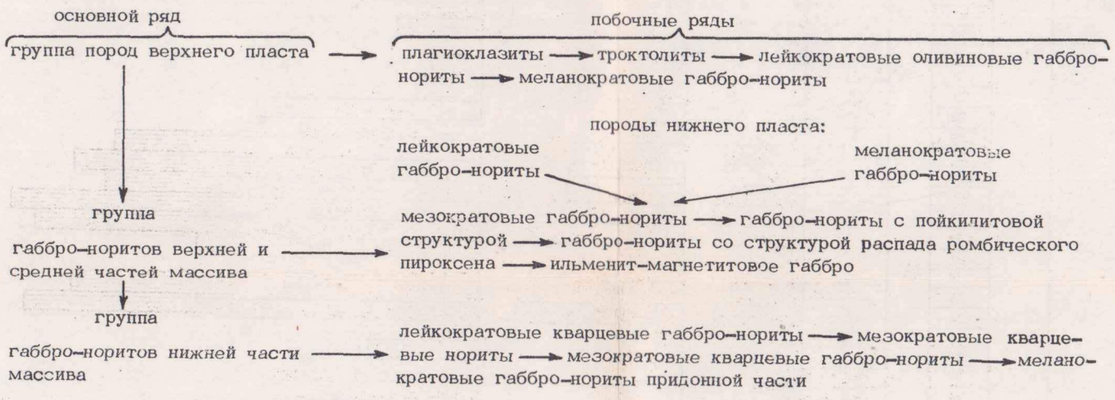


Комплементарный сингенетичей ряд пород верхней части массива Нюд-Поаз:

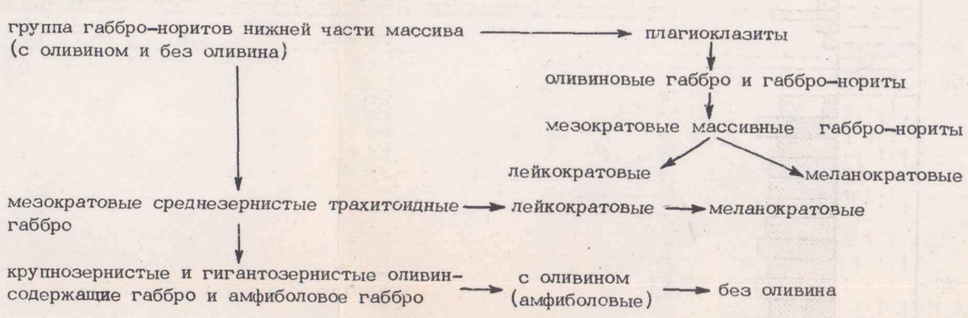


Панский массив

Естественные сингенетические ряды пород западной части:

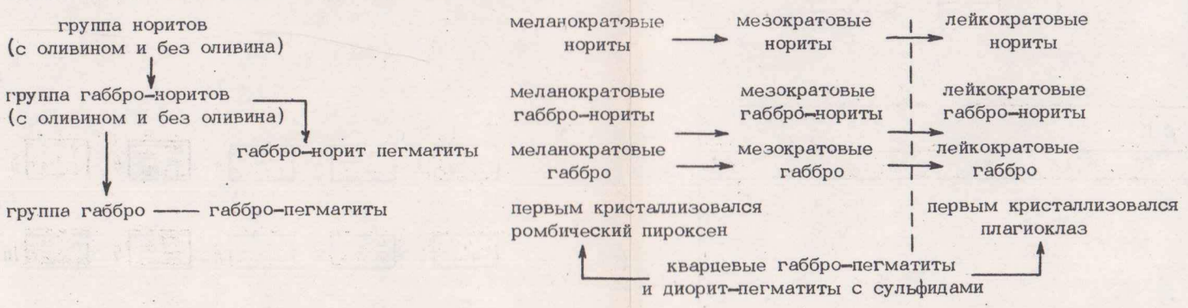


Естественные сингенетические ряды пород восточной части:

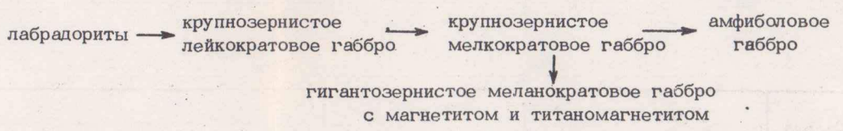


Массив Федоровой тундры

Естественный сингенетический ряд пород нижней толщи:

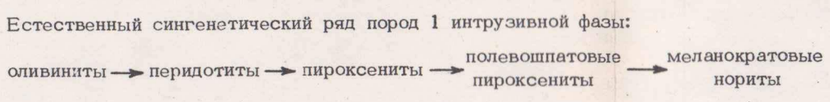


Естественный сингенетический ряд пород верхней толщи:

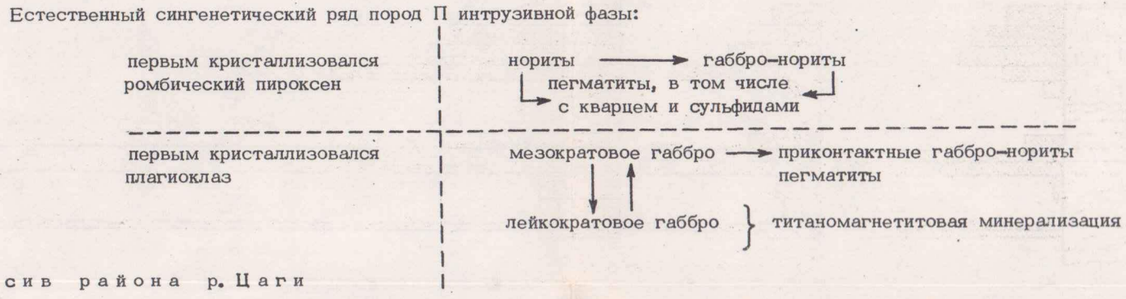


Массив № 1

Естественный сингенетический ряд пород 1 интрузивной фазы:



Естественный сингенетический ряд пород П интрузивной фазы:



Массив района р. Цаги

Естественный сингенетический ряд пород краевого комплекса:

существенно титаномагнетитовые породы (титаномагнетитовые оливиниты → титаномагнетитовые троктолиты → титаномагнетитовые плагиоклазиты → титаномагнетитовые пироксениты)

оливиновые титаномагнетитовые габбро и габбро-нориты → габбро и габбро-нориты → кварцевые габбро и габбро-нориты

Естественный сингенетический ряд пород центрального комплекса:

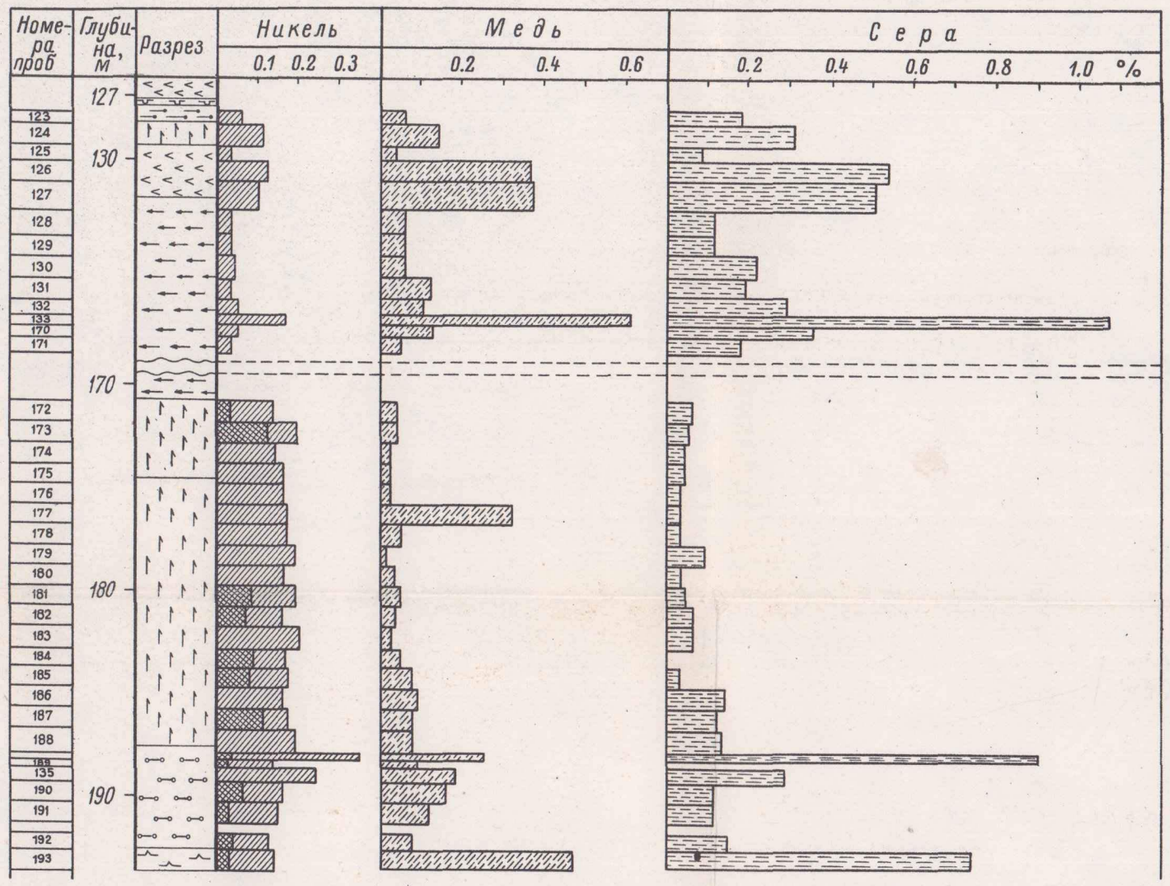
гигантозернистые лабрадориты
↓
гигантозернистые габбро
↓
гигантозернистые магнетитовые плагиоклазиты
↓
крупнозернистые титаномагнетитовые габбро-нориты
↓
среднезернистые титаномагнетитовые габбро-нориты
↓
среднезернистые титаномагнетитовые габбро
↓
существенно титаномагнетитовые породы (титаномагнетитовые оливиниты → титаномагнетитовые породы с лабрадором → титаномагнетитовые троктолиты → титаномагнетитовые пироксениты → мономинеральные титаномагнетитовые породы)

Массив Застейд II

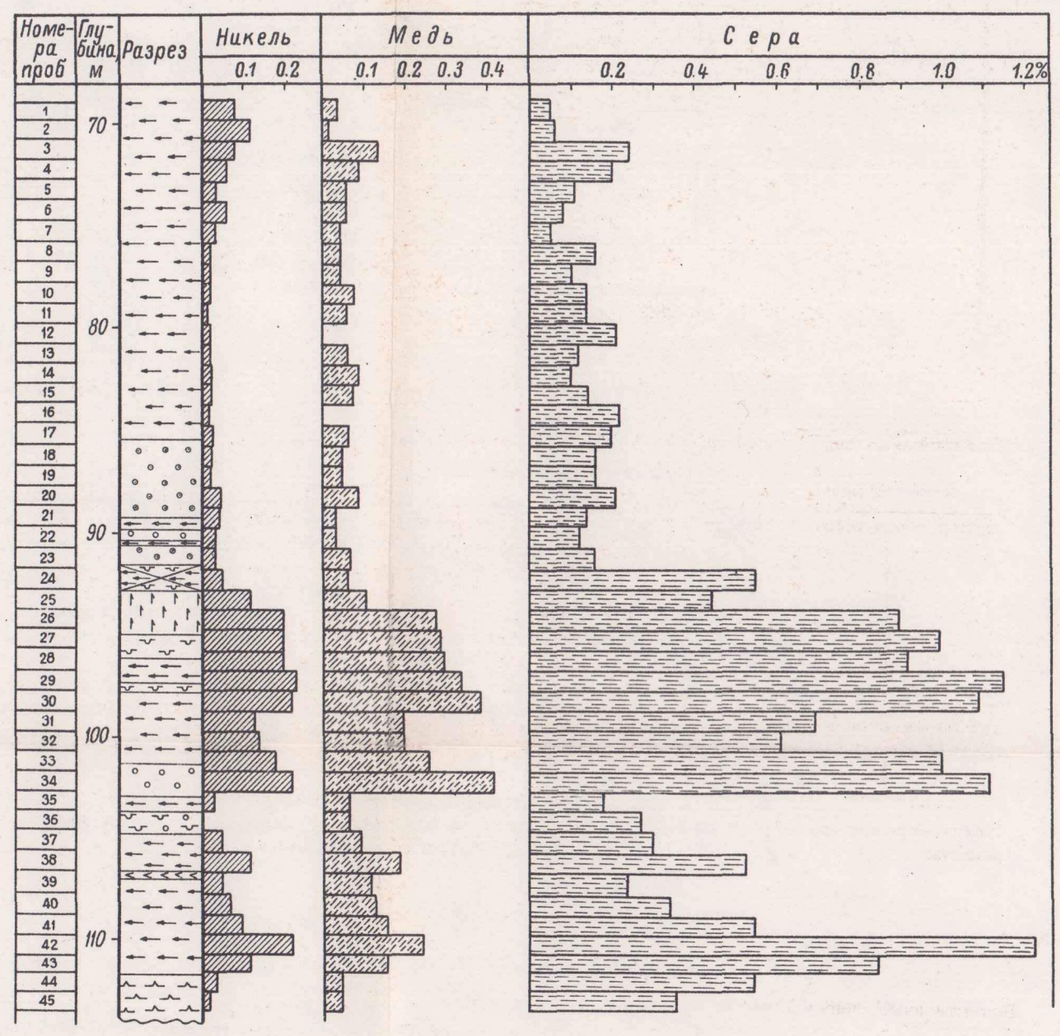
Естественный сингенетический ряд пород II интрузивной фазы:

оливиниты → оливиниты с пироксеном → перидотиты → оливиновые пироксениты → пироксениты → полевошпатовые пироксениты → меланократовые габбро → габбро-пегматиты

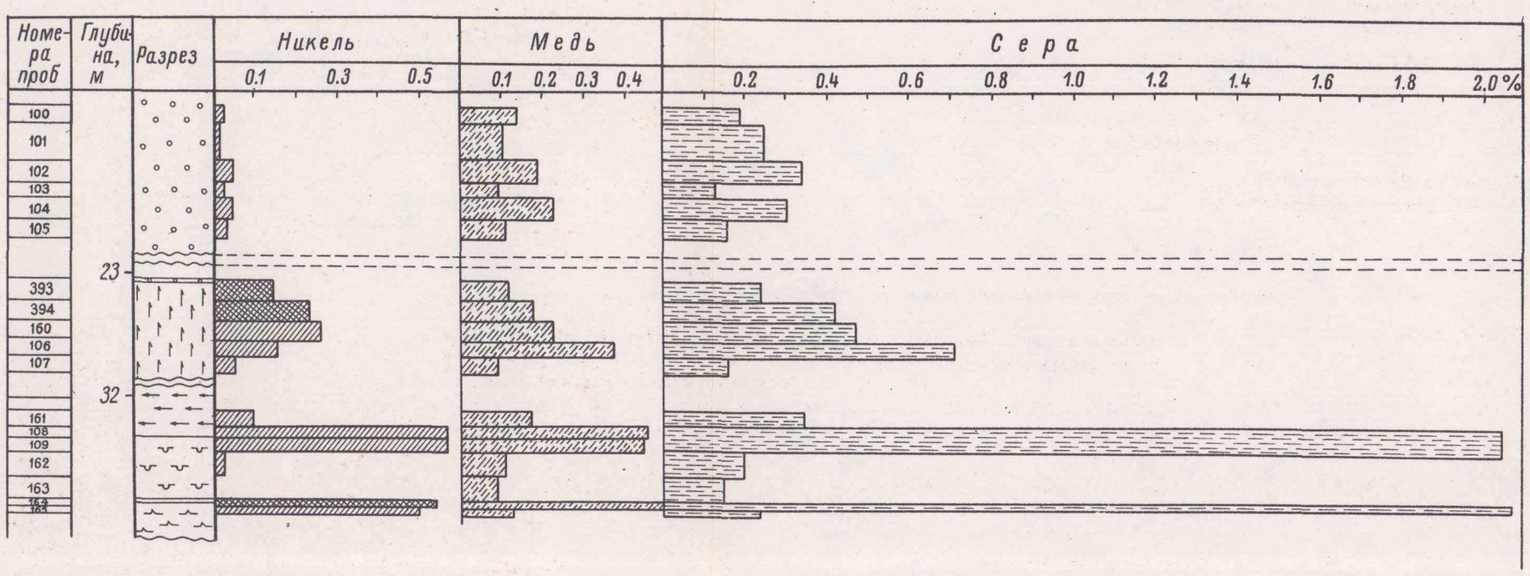
Скв. 5



Скв. 3



Скв. 4



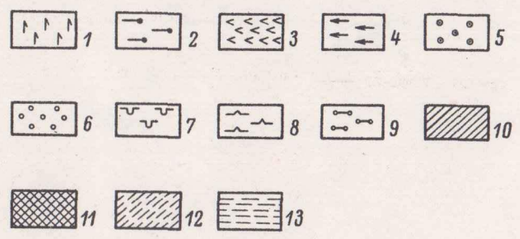


Рис. 88. Разрез по трем скважинам через приконтактную часть массива Застейд II с результатами опробования.

1 — перидотит—оливинит; *2* — оливиновый пироксенит; *3* — пироксенит; *4* — плагиоклазовый пироксенит; *5* — меланократовое габбро; *6* — пойкилитовое габбро; *7* — контактное габбро; *8* — контактный гнейс; *9* — пироксен-плагиоклазовая порода с гранатом; *10* — валовый никель; *11* — сульфидный никель; *12* — медь; *13* — сера.

Зр. Б. К.