В. В. Рябов, А. Я. Шевко, М. П. Гора

МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА

Геологам,
внесшим вклад в изучение траппового магматизма
и рудных месторождений Норильского района,
посвящают авторы эту книгу
в связи с 300-летием
горно-геологической службы России.

MINISTRY OF NATURAL RESOURCES
OF RUSSIAN FEDERATION
**THE COMMITTEE FOR NATURAL RESOURCES
IN TAYMYR AUTONOMOUS OKRUG**

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCE
SIBERIAN BRANCH
INSTITUTE OF GEOLOGY

V. V. Ryabov, A. Ya. Shevko, M. P. Gora

MAGMATIC FORMATIONS IN NORILSK REGION

Volume 1

TRAPP PETROLOGY

second edition, corrected

**Novosibirsk
Nonparel Publishers
2001**

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
**КОМИТЕТ ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ
ПО ТАЙМЫРСКОМУ АВТОНОМНОМУ ОКРУГУ**

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

В. В. Рябов, А. Я. Шевко, М. П. Гора

МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА

Том 1

ПЕТРОЛОГИЯ ТРАППОВ

издание второе, исправленное

**Новосибирск
Издательство "Нонпарель"
2001**

УДК 552.11; 552.122,31,332
ББК 342/16.142
Р982

Рябов В. В., Шевко А. Я., Гора М. П. Магматические образования Норильского района. Т. 1. Петрология траппов. — Новосибирск: Изд-во Нонпарель, 2001, — 408 с.

Монография состоит из двух томов. Первый – "Петрология траппов". В нем освещается состояние основных проблем траппового магматизма и рудообразования северо-запада Сибирской платформы и дается характеристика выделяемых здесь эффузивных и интрузивных комплексов. Особое внимание уделяется петрографии, минералогии и геохимии главных типов пород недифференцированных и в различной степени дифференцированных безрудных и рудоносных расслоенных интрузий. Приводятся детальные описания внутреннего строения дифференцированных тел, особенности состава пород расслоенной серии и пегматоидов. Рассматривается онтогения главных породообразующих минералов траппов – оливина, пироксенов, полевых шпатов, слюд и минералов группы шпинели, а также геохимия Cr, Ni, Ti, S и ЭПГ в траппах. Обсуждаются вопросы дифференциации базальтовых расплавов, флюидного режима магматической системы и рудообразования. Предлагается генетическая модель формирования расслоенных интрузий и оруденения, с ними связанного, в которой важная роль отводится флюидно-магматической дифференциации расплава. В приложении приводится химический состав пород дифференцированных базальтовых покровов и опорных разрезов различных типов расслоенных интрузий. Второй том – "Атлас магматических пород". В нем приводятся паспорта главных типов пород магматических комплексов Норильского района. Каждый паспорт состоит из таблицы химического состава породы и микрозондовых анализов составляющих ее минералов, их генераций и элементов зональности кристаллов. Паспорта сопровождаются цветными фотографиями шлифов пород и деталей их структуры. Всего в атласе 226 паспортов (59 – для эффузивных и 167 для интрузивных пород), 320 цветных фотографий, свыше 600 рентгенофлуоресцентных анализов пород, более 200 анализов ЭПГ и цветных металлов в породах и около 2500 рентгеноспектральных анализов минералов.

Ответственные редакторы
О. Н. Симонов, В. Н. Шарапов

Рецензенты
Ю. Р. Васильев, В. В. Золотухин, Д. М. Туровцев

UDK 552.11; 552.122,31,332
BBK 342/16.142
R982

Raybov V. V., Shevko A. Ya., Gora M. P. Magmatic formations in Norilsk region. Vol. 1. Trapp petrology. — Novosibirsk: Nonparel Publishers, 2001, — 408 p.

The monograph consists of two volumes. The first volume is titled "Trapps petrology". It considers a present state of main problems in trappean magmatism and ore formation in northwestern Siberian platform and includes the description of effusive and intrusive complexes recognized here. The emphasis is on petrography, mineralogy and geochemistry of the main types of nondifferentiated rocks and barren and ore-bearing laminated intrusions differentiated to a variable degree. Internal structure of differentiated bodies, features of rocks in layered series and pegmatoids are described in detail. Discussed are the ontogeny of the main rock-forming minerals in trapps such as olivine, pyroxenes, feldspars, micas and minerals of spinel group and also geochemistry of Cr, Ni, Ti, S and PGE in trapps. The problems of differentiation of basalt melts, fluidal regime of magmatic system and ore formation are discussed. The volume considers genetic model of layered intrusions formation and associated ore-formation, where an important role is given to fluid-magmatic differentiation of melt. The appendix to the volume includes chemical composition of rocks of differentiated basaltic sheets and reference sections of layered intrusions of different types. The second volume is titled "Atlas for magmatic rocks". It includes the pasports of the main types of rocks from magmatic complexes of Norilsk region. Each pasport consists of the table showing chemical composition of the rock and microprobe analyses of constituent minerals, their generations and elements of crystals zonation. Passports are accompanied by coloured photos of rocks sections and their structure details. The atlas includes 226 pasports (59 for effusive rocks and 167 for intrusive rocks), 320 coloured photos, over 600 roentgenofluorescent analyses of rocks, more than 200 analyses of elements from platinum group and non-ferrous metals in rocks and about 2500 roentgenospectral analyses of minerals.

Responsible editors
O. N. Simonov and V. N. Sharapov

Reviewers
Yu. R. Vasiliev, V. V. Zolotukhin, D. M. Turovtsev

ISBN 5–93089–008–0

© В.В.Рябов

ПРЕДИСЛОВИЕ

Норильский район является одним из наиболее хорошо изученных в геологическом отношении регионов Сибирской платформы. На протяжении многих десятилетий он привлекает внимание исследователей различных российских научных организаций, а в последнее время и зарубежных специалистов. Интерес геологов к Норильскому району обусловлен проявлением здесь уникальных сульфидных Pt-Cu-Ni месторождений-гигантов, а также тем, что к нему приурочены наиболее полные и мощные разрезы туфолавовой толщи и различные по составу, степени расслоенности и рудонасыщенности интрузии, которые охватывают практически все известное разнообразие траппов платформы. Все это является причиной того, что Норильский район на протяжении многих лет служил и продолжает быть полигоном, на богатом геологическом материале которого создавались генетические концепции о природе траппового магматизма, дифференциации базальтовых расплавов, петрогенезисе и рудообразовании.

Основы рудно-магматических понятий, номенклатура и классификация траппов Сибирской платформы, а также представления об их происхождении были заложены в работах В. К. Котульского, М. Н. Годлевского, И. А. Коровякова, Н. Н. Урванцева, а также их коллег и учеников. В дальнейшем исследования были продолжены геологами различных школ и направлений, которые внесли свое видение проблем и методов их решения. Многие из ранее предлагавшихся концепций не выдержали проверки временем и по мере накопления новых данных были отвергнуты. Другие концепции до сих пор пользуются популярностью у геологов и продолжают дополняться и уточняться и, наконец, появляются новые генетические представления, которые являются альтернативой традиционным, устоявшимся концепциям.

Интерес исследователей к Норильскому району резко возрос после открытия Талнахского и Октябрьского месторождений. В 1960–1970 гг. изучением месторождений занимались практически все ведущие геологические институты страны. К этому времени относится резкое увеличение объема геологической и аналитической информации и появление многочисленных публикаций, статей и монографий по норильским объектам. Несмотря на огромный объем накопленного фактографического материала, основные проблемы траппового магматизма и рудообразования до сих пор не теряют своей актуальности и продолжают обсуждаться в литературе. Среди исследователей до сих пор не достигнуто единогласия ни по одной из основных генетических проблем, по которым высказываются самые различные представления. Основные причины обилия гипотез кроются не только в сложности проблем, но и в недостаточном знании объектов исследования, в недооценке и пренебрежительном отношении к известным геологическим фактам и, наконец, в дефиците убедительных аргументов в пользу предлагаемых концепций, которые исключили бы различную интерпретацию их положений. Появившийся в последнее время в литературе большой объем прецизионных аналитических данных по сибирским траппам, выполненных в лабораториях Канады и США, и интерпретация этих материалов, к сожалению, не внесли ясности и убедительности по большинству генетических проблем, а только добавили число гипотез. Как уже было отмечено ранее, эти высокоточные анализы должны согласовываться с фактографическим материалом, накопленным норильскими геологами за многие годы, а не использоваться в трафаретных моделях, созданных по другим регионам [Лихачев, 1997; Золотухин, 1997; Рябов, 1999]. Проверку временем выдерживают те генетические представления, в фундаменте которых заложен добротный и профессионально обработанный материал, который, в отличие от изменчивых теоретических веяний, никогда не стареет, является питательной средой для экспериментов, а также репером и основой для рудно-магматического и физико-химического моделирования природных систем.

В связи с этим давно назрела необходимость создания базы детальных петрографических и минералого-геохимических данных для эталонов горных пород и опорных разрезов магматических комплексов Норильского района. Эти материалы будут реперами для сравнения с новыми объектами, позволят исключить ряд необоснованных генетических концепций, а также могут стать питательной средой для экспериментального физико-химического моделирования природных процессов и основой для отработки поисковых критериев для обнаружения рудных месторождений.

В основу предлагаемой работы была положена созданная к настоящему времени норильскими геологами схема формационного расчленения трапповых образований Норильского района. Эта схема сейчас используется для геологических исследований, и по мере накопления новых данных она, несомненно, будет совершенствоваться. Сознавая недостаточную изученность ряда рудно-магматических проблем, в том числе по расчленению траппов, комагматизму, дифференциации и другим аспектам, авторы сочли оправданным расположить в своем исследовании материал в соответствии с существующей и работающей схемой расчленения магматических образований района. По сути в этой работе мы попытались подвести итоги петрологической рудно-магматической изученности и состояния генетических проблем, связанных с траппами северо-запада Сибирской платформы, на рубеже второго тысячелетия.

Основной задачей данного исследования было петрографическое и минералого-геохимическое изучение главных типов пород магматических комплексов Норильского района, чтобы показать высокую информативность этих данных для решения вопросов петрогенезиса и рудообразования. Результаты исследований изложены в двух томах монографии: в первом помещен текстовый материал, во втором — иллюстративный.

В первом томе монографии освещаются: состояние основных проблем магматической и рудной геологии применительно к траппам и рудным месторождениям с ними связанным, дается краткая петрологическая характеристика магматических комплексов района, приводятся минералого-геохимические особенности пород и обсуждаются вопросы дифференциации базальтовых расплавов и рудообразования. Принимая во внимание большое число публикаций по петрологии траппов Норильского района, основное внимание в работе уделяется ранее неизвестным или малоизученным явлениям, а также тем аспектам, которые имеют наиболее важное значение для решения генетических вопросов. Отдельные экзотические геологические объекты, такие как Микчандинский дифференцированный покров, магнетитовая лава плато Путорана, магматогенная брекчия Хараелаха и ряд других, описаны подробно. В конце книги приведены таблицы анализов пород и минералов опорных разрезов различных расслоенных покровов и интрузий.

Второй том — это атлас магматических образований, в котором приводятся паспорта аналитически аттестованных эталонов пород всех магматических комплексов района, фотографии шлифов типичных пород. В отдельных случаях приводится несколько дополняющих друг друга паспортов для одного петрографического типа пород с одной микрофотографией, а в других – дается один паспорт и несколько фотографий шлифов структурных разновидностей или деталей одного типа породы.

Приведенные в монографии микрофотографии позволяют получить представление о разнообразии структурных разновидностей траппов. Каждая фотография отражает неповторимую композицию минералов. Природа настолько многообразна, что невозможно встретить два абсолютно одинаковых по строению участка породы даже в пределах одного образца и одного структурного типа пород. Химический состав породы и содержание в ней элементов-примесей дают усредненное общее представление о ней, нивелируя распределение химических элементов между фазами. Такие данные используются геологами для решения определенных задач на ранних этапах исследования, за которым следует более глубокое изучение породообразующих компонентов. Важную генетическую информацию несут размер и идиоморфизм минеральных индивидов, характер проявления фенокристаллов и мезостазиса, степень раскристаллизованности породы, морфология и генерации кристаллов, их зональ-

ность, сосуществующие фазы, их взаимоотношения и структурообразующее положение, внутреннее строение кристаллов, включения в минералах, характер вторичных изменений и, наконец, состав минералов и распределение в них элементов-примесей. Многие из этих показателей обсуждаются в генетической минералогии (в онтогении и филогении), а применительно к генезису магматических пород с учетом физико-химических основ, по-видимому, должны решаться генетической петрографией. Все вышеперечисленные элементы породы несут в себе генетическую память об исходном расплаве и условиях его кристаллизации. Так что, задача геологов заключается в том, чтобы на основе исследований по генетической петрографии магматических пород выявить комплекс наиболее информативных признаков для решения задач о составе исходного расплава, механизмах и условиях его дифференциации, особенностях кристаллизации, о флюидном режиме магматической системы и о рудообразовании. Есть основания полагать, что имеющиеся в мировой практике успехи в развитии микрозондовых методов исследования вещества будут стимулировать развитие генетической петрографии, широкое использование которой позволит внести ясность в ряд проблем рудной и магматической геологии. В настоящей работе авторы попытались провести подобные исследования в области генетической петрографии магматических образований Норильского района.

Авторы надеются на то, что приведенная в работе информация позволит геологам внести коррективы и дополнительную аргументацию в устоявшиеся генетические представления, а от некоторых отказаться полностью.

Основу монографии составляют: собранный в экспедициях каменный материал и результаты геологических исследований, проводимых В. В. Рябовым в Норильском районе с 1963 г. Исследования интрузий Авамского комплекса и Джалтульского массива осуществлялись авторами монографии совместно, и наиболее полная информация по этим объектам будет опубликована в отдельных работах. Образцы пород по базальтам самоедской свиты, по нашей просьбе, были отобраны В. Д. Прониным, а лампрофир из рудника "Заполярный" из коллекции Э. А. Кулагова был любезно передан нам В. А. Люлько. При создании монографии обязанности распределились следующим образом: текст был написан В. В. Рябовым, микрозондовые исследования осуществлялись совместно, кроме того, А. Я. Шевко проводил подготовку проб для аналитических исследований, формирование блока эталонов магматических пород, создание программ пересчета минералов на ЭВМ и микрофотографирование шлифов, а М. П. Гора обработала базу аналитических данных и создала электронную версию монографии.

Пользуясь случаем, авторы выражают свою искреннюю признательность всем норильским геологам за доброжелательность и помощь в проведении полевых работ, глубоко благодарны В. С. Шацкому за содействие в создании микрофотографий, Г. Н. Аношину за помощь в проведении геохимических исследований, В. Н. Шарапову за критическое обсуждение результатов исследования. Особая благодарность председателю "Таймыркомприродресурсы" О. Н. Симонову за постоянный интерес к исследованиям и содействие в их проведении.

Работа выполнена по заказу Комитета природных ресурсов по Таймырскому автономному округу.

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ

В НАЗВАНИЯХ ПОРОД

А – афанит
АБ – анкарамитовый базальт
АВ – авгитит
АН – существенно плагиоклазовая порода (анортозит, лабрадорит)
Б – платобазальт
Г – габбро–долерит, безоливиновый габбро–долерит
Гкв – кварцсодержащий габбро–долерит
ГП – габбро–пегматит
ГС – габбро–сиенит
ГФ – гранофир
Д – диорит, габбро–диорит, призматически–зернистый габбро–долерит
Дт – трахидолерит
К – контактовый долерит, габбро–долерит
Кт – контактовый трахидолерит
К.ф. – коэффициент фракционирования $100\times Fe_2O_3/(Fe_2O_3+MgO)$ мас.%
Л – лимбургит
ЛГ – лейкогаббро
М – метасоматит
Ма – мандельштейн
МБ – магматогенная брекчия
МД – метадиорит
О – оливиновый габбро–долерит
ОА – оливин–ангидритовая порода
ОБ – оливинофировый базальт
ОГ – оливиновое габбро
ОС – оливинсодержащий габбро–долерит
ОСкв – кварц–оливинсодержащий габбро–долерит
ОСт – оливинсодержащий трахидолерит
От – оливиновый трахидолерит
П – пикритовый габбро–долерит
ПБ – пикритовый базальт
ПГ – пегматоидный габбро–долерит
ПГт – пегматоидный трахидолерит
Пт – пикритовый трахидолерит
руд – оруденелый, обозначение ставится для пород, содержащих не менее 7–10 % рудных минералов, и для интрузий, не имеющих промышленных руд
Ст – стекло
ГС – глобули с эмульсией ликвационных стекол
ГК – частично раскристаллизованные глобулы стекла
ИС – интерстиционные стекла
ОС – однородные стекла
Т – такситовый габбро–долерит
ТО – такситоподобный габбро–долерит
ТР – троктолитовый габбро–долерит
ФГ – феррогаббро
хр – хромшпинелиды в виде вкрапленности
L – расплав

В НАЗВАНИЯХ И СОСТАВЕ МИНЕРАЛОВ

Амф – амфибол
Ап – апатит
Би – биотит
Блг – боулингит
Илм – ильменит
Кв – кварц
КлП – клинопироксен
Wo – волластонитовый компонент
En – энстатитовый компонент
Fs – ферросилитовый компонент
Ca–Cher – Ca–чермакитовый компонент
КПШ – калишпат
Мг – минерал группы шпинели (серия магнетита)
Usp – ульвошпинелевый компонент
Ол – оливин
Fo – форстеритовый компонент
Fa – фаялитовый компонент
ОртП – ортопироксен
Wo – волластонитовый компонент
En – энстатитовый компонент
Fs – ферросилитовый компонент
Пл – плагиоклаз
Ab – альбитовый компонент
Or – ортоклазовый компонент
An – анортитовый компонент
Плг – палагонит
Прк – периклаз
Рут – рутил
Фл – флогопит
Хл – хлорит
Хр – минерал группы шпинели (серия хромита)
Шп – минерал группы шпинели (серия шпинели)
f – общая железистость минерала $FeO\times100/(FeO+MgO)$ ат.%

В НАЗВАНИЯХ ЭЛЕМЕНТОВ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ ИНТРУЗИЙ

ВЭЗ – верхняя эндоконтактовая зона
НЭЗ – нижняя эндоконтактовая зона
ЦЗ – центральная зона

Глава 1. ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ТРАППОВОГО МАГМАТИЗМА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Сибирская платформа представляет собой благоприятный для исследования геологический полигон, на огромной территории которого в близкой геодинамической обстановке имели место грандиозные по масштабам (около 1,5 млн км^3) проявления траппового магматизма с широким спектром вулканических и субвулканических (гипабиссальных) пород и связанных с ними месторождений и рудопроявлений различных полезных ископаемых. Особый интерес у геологов вызывает северная кромка платформы и ее северо–западный угол, где сконцентрировано практически все многообразие пород трапповой (долерит–базальтовой) формации и проявления различных полезных ископаемых, в том числе сульфидных медно–никелевых руд, самородных железа и меди, магнетита, исландского шпата и др.

1.1. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СЕВЕРО–ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Норильский район располагается на северо–западе Сибирской платформы (рис. 1.1). В структурно–тектоническом плане этот регион на западе ограничивается Енисейским глубинным разломом, на севере – Енисейско–Хатангским прогибом, на востоке – зоной сочленения Тунгусской синеклизы и Анабарской антиклизы [Петрология и перспективы..., 1978]. Располагаясь на стыке крупных структур, регион имеет сложную и длительную историю развития, большое разнообразие геологических формаций и сложную тектоническую обстановку [Геологическое строение,.., 1987],

В разрезе чехла развиты карбонатно–терригенные отложения верхнего протерозоя, карбонатно–глинистые сульфатоносные осадки нижнего и среднего палеозоя, вулканогенные породы верхнего палеозоя, мезозоя и рыхлые образования мезокайнозоя. Северо–западная и северная окраины платформы ограничиваются зоной краевых структур: Туруханским поднятием, Дудинским и Хантайско–Рыбнинским валами, сложенными осадками верхнего протерозоя и нижнего палеозоя, Норильской, Вологочанской, Хараелахской, Иконской, Большеавамской и Боярско–Дельканской мульдами, заполненными туфолавами пермотриаса. К центру платформы зона краевых структур через систему разломов (на севере — Аяно–Амбардахский, на западе — Имангдинско–Летнинский) отделяется от наиболее крупной на платформе структурной единицы — Тунгусской синеклизы. Крупными дизъюнктивными нарушениями региона являются: Енисейский меридиональный разлом — на западе, Енисейско–Котуйский — на севере, Таймыро–Байкальский — на востоке.

Проводимые на протяжении многих лет геологические исследования Сибирской платформы позволили геологам выявить на ее огромной территории магматические образования протерозойского, палеозойского и мезозойского возраста, установить особенности их вещественного состава и наметить характер эволюции магматизма в различных петрографических провинциях, выделяемых формациях и рудно–магматических узлах. Вопросам классификации и номенклатуры базитов, структурно–тектоническому районированию, фациальным особенностям и формационному анализу посвящены работы многих геологов [Лурье и др., 1962; Малич и др., 1965, Карта..., 1976, Виленский, 1967; Додин, 1967, 1982; Виленский, Олейников, 1970; Масайтис, 1973, 1974; Структуры траппов..., 1976; Петрология и перспективы..., 1978; Олейников, 1979; Магнезиальные базиты..., 1984; Золотухин и др., 1986; Геологическое строение..., 1987; и др.].

Внутри одного возрастного цикла выявлено поэтапное формирование ассоциаций дифференцированных пород, которое наиболее ярко проявилось в среднепалеозойское — раннемезозойское время. Здесь прослеживается последовательное поэтапное образование маломасштабных проявлений ассоциаций пород трахибазальтовой и трапповой формаций, сменяющееся образованием огромных масс пород трапповой формации, и на заключительном этапе вдоль локальных зон осуществляется образование дифференцированных ассоциаций пород трапповой, трахибазальто-

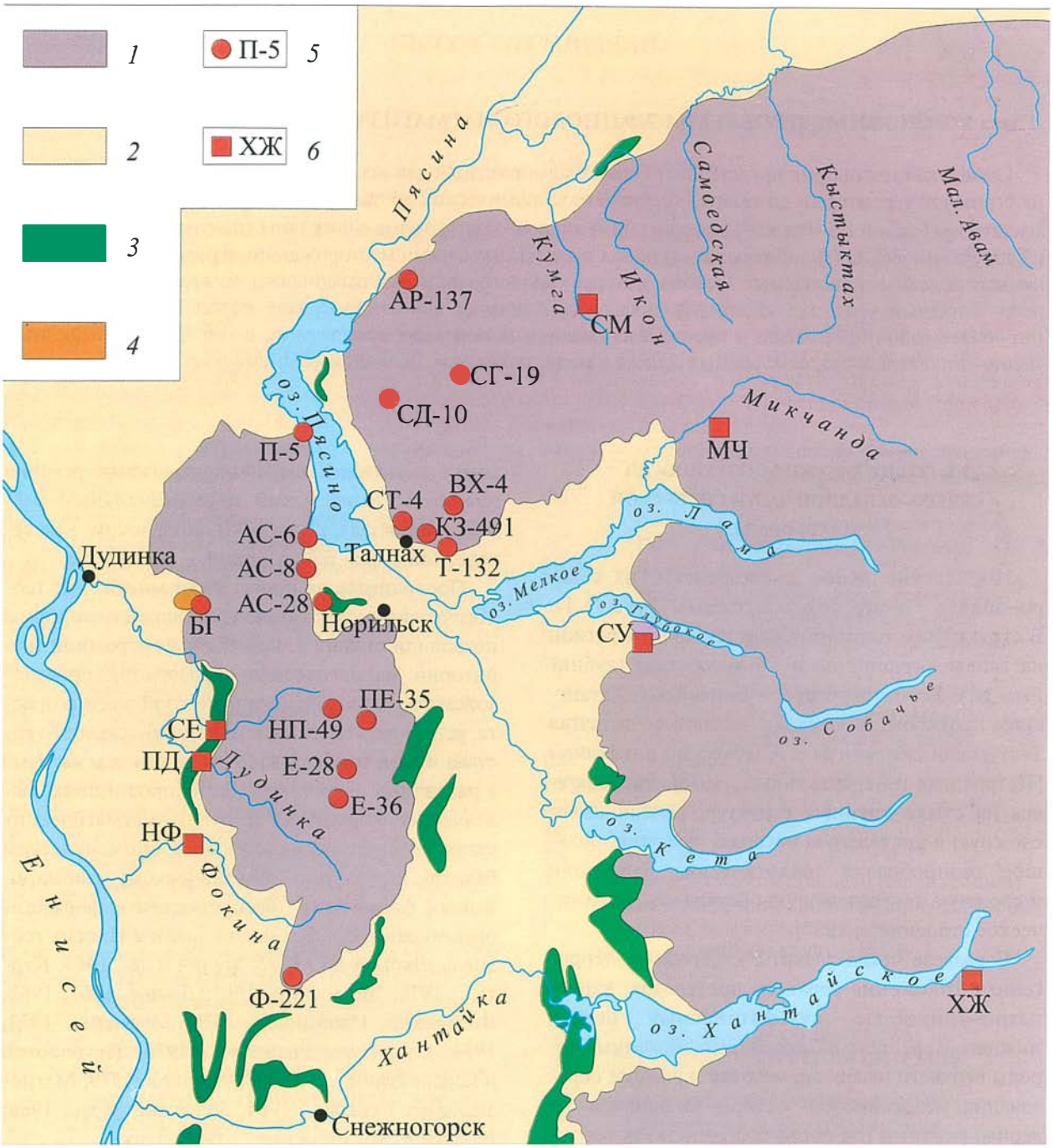


Рис. 1.1. **Схематизированная геологическая карта северо–запада Сибирской платформы.**

1 — эффузивные траппы, *2* — осадочные отложения, *3* — трапповые интрузии, *4* — интрузия гранитоидов, *5*, 6 — места расположения опорных разрезов: по скважинам (*5*) и в коренных обнажениях (*6*). Дополнительная информация о расположении скважин в районе Талнаха приведена на рис. 4.36.

вой, щелочно–ультраосновной, кимберлитовой и нефелин–сиенитовой формаций.

Возрастная последовательность формирования магматических образований сопровождается закономерным изменением их состава, особенно по содержанию титана, кальция, магния и щелочей. В однотипных породах базитовых формаций по мере их образования происходит рост содержания кальция и магния и уменьшение кремнекислоты и щелочей [Масайтис, 1973 и др.]. Этот петрохимический тренд наиболее ярко проявился на северо–западе Сибирской платформы в виде последовательных излияний лав от субщелочных трахибазальтовой формации до пикритовых пикрит–базальтовой, или субгипербазитовой субформации. Большая роль щелочности—крем-

Таблица 1.1.

СОСТАВ ГЛАВНЫХ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ В ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ ИНТРУЗИЯХ НЕКОТОРЫХ ТРАППОВЫХ ПРОВИНЦИЙ МИРА [Феоктистов, 1978]

Местонахождение интрузий	Плагиоклаз, % An	Клинопироксен, % Fs	Ортопироксен, % Fs	Оливин, % Fo
Трапповые силлы, Сибирская платформа	10–95	9–37	13–32	8–86
Долеритовые силлы, Карру, ЮАР	25–80	11–37	15–80	0–85
Силл Палисейд, Нью-Джерси, США	37–66	14–36	15–70	7–82
Долеритовые силлы, о. Тасмания	26–75	5–25	15–30	–
Долеритовые силлы, Вост. Антарктика	10–83	9–50	17–31	–
Интрузия Скаергард, Вост. Гренландия	30–66	21–57	19–56	0–67

Примечание. Здесь и далее: прочерк — отсутствие минерала.

некислотности и особенно калиевости расплавов отводится А. М. Виленским [1967] в выделяемых им петрогенетических сериях и при расчленении формаций.

Петрохимические особенности пород отдельных формаций, субформаций и конкретных геологических тел из различных петрографических провинций платформы характеризуются определенным разнообразием пород, размахом дифференциации и вариациями вещественного состава. Исследования показали, что в пределах одной провинции выдерживаются устойчивые средние содержания петрогенных окислов, которые в другой провинции приобретают также стабильные, но другие значения [Виленский, 1967]. Такая специфика отмечается как внутри Сибирской платформы, так и для трапповых провинций мира [Соболев, 1986]. В целом состав родоначальной магмы траппов изменяется от кварцевого толеита до недосыщенного оливинового толеита [Феоктистов, 1978]. С этим связаны петрохимические и минералогические особенности состава пород в различных трапповых провинциях мира (табл. 1.1), характер дифференциации и металлогения.

Большинство геологов склонны считать, что основная тенденция дифференциации расплавов во внутрикамерных условиях во всех трапповых интрузиях имеет единую направленность, проявившуюся в образовании богатых оливином пород на ранних этапах становления массивов и в обогащении железом или кремнеземом и щелочами на заключительных стадиях кристаллизации. Если особенности внутрикамерной дифференциации можно установить непосредственным изучением геологических объектов, то состав исходного расплава и причины его разнообразия, а также механизм генерации и глубинной дифференциации магмы находятся в области предположений.

1.2. СОСТОЯНИЕ ОСНОВНЫХ ПРОБЛЕМ МАГМАТИЧЕСКОЙ И РУДНОЙ ГЕОЛОГИИ

1.2.1. Исходные магмы

Существуют представления, что многообразие пород трапповой формации обусловлено различным составом исходных расплавов и кристаллизационной дифференциацией их в глубинных очагах, промежуточных камерах и в подводящих каналах. Предполагается, что родоначальная магма имела хондритовый либо пиролитовый, пироксенитовый, эклогитовый (кварцевый или гранатовый) состав, или что вариации ее состава зависели от неоднородности мантийного вещества либо от глубинности магматических очагов и от различных масштабов выплавления субстрата.

Разнообразие траппов В. С. Соболев [1936, 1986] объяснял глубинной и камерной дифференциацией магматического расплава базальтового состава. Согласно его представлениям, трапповая магма имеет нормальную и щелочную ветви дифференциации. Он считает, что в результате эволюции расплава в камерах формировался широкий спектр пород, начиная от пикритовых и кончая безоливиновыми габбро–долеритами

и пегматоидами. А. П. Лебедев [1957, 1958] высказывает сомнение в том, что возможно объяснить все многообразие базальтовых формаций платформ одной (базальтовой) или двумя (толеитовой и оливин–базальтовой) родоначальными магмами. М. Н. Годлевский [1959, 1961, 1967] обращает внимание на то, что магма норильских интрузий, приближаясь к гипербазитовой, является более глубинной нежели обычная трапповая магма, а расплавы трахидолеритов имеют особый источник питания, не связанный с нормальными траппами. Изучение различных интрузивных комплексов на Сибирской платформе дало основание В. Л. Масайтису [1973, 1974] говорить о множественности родоначальных расплавов. Некоторые геологи отрицают глубинную дифференциацию расплавов, полагая, что состав закристаллизованных траппов соответствует глубинным выплавкам [Кутолин, 1972], а разнообразие пород интрузий обязано камерной дифференциации [Феоктистов, 1984].

Ряд исследователей большую роль в причинах многообразия траппов и специфике исходного состава трапповой магмы отводят глубинной дифференциации. В. В. Золотухин считает, что исходная магма для всего разнообразия траппов имела более магнезиальный состав, чем "средний трапп" и была близка средневзвешенному составу норильских интрузий [Золотухин, 1964, 1981; Рябов, Золотухин, 1978; Золотухин, Лагута, 1985; Золотухин и др., 1986]. Кристаллизационная дифференциация таких магнезиальных жидкостей в глубинных очагах, по его мнению, предопределила последовательное отделение фракций различного состава и обособление дочерних расплавов, которые явились исходными для конкретных магматических образований, например, для трапповых комплексов [Лурье и др., 1962]. Предполагается, что многообразие магматических образований Сибирской платформы связано с глубинностью заложения магматических очагов, различными масштабами плавления пиролитового вещества и последующей глубинной дифференциацией магмы на пути к современной камере и в самой камере [Золотухин, Васильев, 1975, 1976]. Эти авторы считают, что магма пикритовых базальтов и норильских интрузий "является результатом достаточно представительного плавления" субстрата и "вряд ли претерпела существенную глубинную дифференциацию". Процессы камерной дифференциации они отождествляют с глубинной и в промежуточных очагах.

Согласно модели А. Д. Лихачева и М. Н. Годлевского [Лихачев, 1978, 1988; Годлевский, Лихачев, 1979], фракционирование расплава начинается при движении его в магматической колонне посредством кристаллизационной дифференциации и гравитационной сепарации. В результате создается эшелонированный столб протяженностью около 100 км, в котором чередуются магнезиальные рудоносные и безрудные порции расплава.

Большую роль докамерному этапу дифференциации расплава отводят в генетических построениях якутские геологи [Олейников, Томшин, 1976; Олейников, 1979, 1981]. Весь процесс эволюции расплава они разделяют на этапы, которые отвечают состоянию магмы в глубинном очаге, в промежуточной и в современной камерах. Фракционная кристаллизация расплава на каждом из этапов накладывала свой отпечаток на вещественный состав пород и отражалась в появлении реперных минеральных парагенезисов. В частности, кристаллизация хризолита в промежуточном очаге, по их мнению, приводила к образованию высокоглиноземистых магм с анортозитовой схемой кристаллизации, которая характерна для потенциально рудоносных интрузий, например норильских. Относительно механизма рудообразования предполагается, что взаимодействие силикатного расплава с потоком восстановительных флюидов в промежуточном очаге приводит к металлизации магм и образованию капельно–жидких рудных сегрегаций [Олейников, 1981]. Высокая активность серы во флюидной фазе способствует сульфуризации металлической жидкости и сохранению в сульфидном расплаве типоморфных признаков магматических месторождений, как это имеет место в норильских.

1.2.2. Камерная дифференциация базальтовых расплавов

Происхождение расслоенных интрузий. Расслоенные интрузии всегда представляли большой интерес для геологов. На протяжении многих десятилетий ведется изучение этих массивов в различных регионах мира, но проблема их образования еще далека от окончательного решения. Формирование расслоенных интрузий и связанного с ними оруденения обычно рассматривается с позиций кристаллизационно–гравитационной дифференциации, либо многофазного внедрения раз-

личных по составу расплавов, ликвационного расщепления жидкостей, флюидно–магматической дифференциации и др. Проблемам генезиса расслоенных интрузий посвящены следующие работы [Гурулев, 1965; Горбунов, 1968; Чернышев, 1971; Козлов, 1973; Жариков, 1976; Маракушев, 1979; Шарков, 1980; и др.].

Классическим примером кристаллизационной дифференциации толеитовой магмы, как известно, считается интрузия Скаергард, богатая информация по которой имеется в ряде работ У. А. Дира, Л. А. Вагера, И. Д. Муира, Г. М. Брауна, Е. А. Винсента и др. [Уэйджер, Браун, 1970]. Другими хрестоматийными для геологов эталонными объектами стали долериты Карру (Инсизва) ЮАР, описанные Ф. Уокером и А. Польдервартом [1950] и др., долериты Тасмании (Грей Лейк), изученные А. Эдвардсом [1950] и др. Прекрасными примерами расслоенных интрузий являются Бушвельд и Стиллуотер, имеющие много общего с норильскими интрузиями по характеру скрытой расслоенности и специфики рудной минерализации [Cameron, 1970; Уэйджер, Браун, 1970; Лихачев, 1975; Naldrett, Cabri, 1976].

К настоящему времени на Сибирской платформе изучено большое количество расслоенных базитовых интрузий: на севере региона — Хунгтукунская, Маймечинская, Ханарская, Арылахская и др. [Лебедев, 1955; Старицына и др., 1972; Геология и рудоносность..., 1988; Рябов и др., 1985в; и др.], на западе — Анакитская, Нижний–I и II, Курейская, Верхнегорбиачинская, Неконгдокон, Джалтул, р. Хурингды, р. Фатьянихи и др. [Ревердатто, 1963; Виленский и др., 1964; Золотухин, Васильев, 1967; Кавардин и др., 1968; Олейников, 1979; Магнезиальные базиты., 1984; и др.], на востоке — Аламджах, Велингна, Холомолах, Вавукан, Усть–Ханнья и др. [Масайтис, 1958; Виленский, 1967; Олейников, 1979; Френкель и др. 1988; и др.], на юге — Толстомысовский, Усольский, Падунский и другие силлы [Феоктистов, 1978; и др.]. Трудно перечислить все публикации по расслоенным трапповым интрузиям. Можно лишь отметить, что степень дифференцированности описанных массивов различная, и авторы в большинстве своем разделяют высказанное в 1936 г. представление В. С. Соболева [1936, 1986] о ведущем механизме кристаллизационно–гравитационной дифференциации при формировании трапповых тел. Это многократно проиллюстрировано различными геологами на примере расслоенных интрузий Сибирской платформы. Основными показателями состоявшегося процесса фракционирования считается закономерное изменение вещественного состава пород в разрезах трапповых тел: повышение щелочности и кремнекислотности снизу вверх и понижение магнезиальности в этом же направлении. На минералогическом уровне скрытая расслоенность проявляется в повышении щелочности плагиоклазов и увеличении железистости фемических минералов (рис. 1.2), которые были выявлены в разрезах ряда расслоенных интрузий [Масайтис, 1958; Нестеренко, Аль-

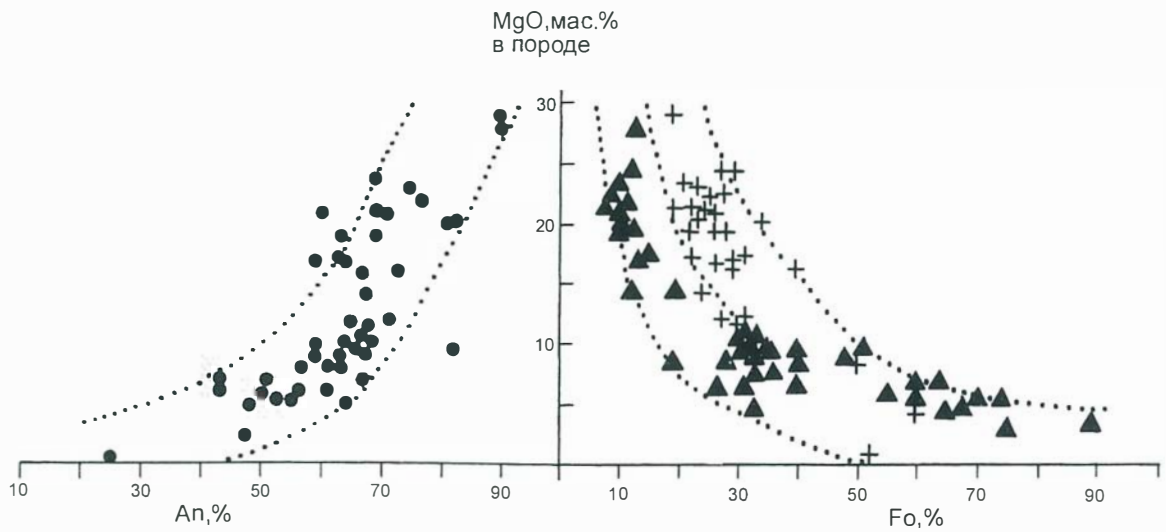


Рис. 1.2. Диаграмма зависимости состава плагиоклаза и пироксенов от магнезиальности пород. Состав минералов взят из работы [Рябов, Золотухин, 1977].

1 — плагиоклаз; *2* — клинопироксен; *3* — ортопироксен.

мухамедов, 1973; Золотухин и др., 1975; Феоктистов и др., 1975; Золотухин, Щедрин, 1977; Дистлер и др., 1979; и др.].

Геохимические исследования позволили определить группу элементов и их соотношений, чувствительных к дифференциации расплава и являющихся важными при расчленении пород, интрузий и установлении перспектив рудоносности [Додин, 1967; Нестеренко, Альмухамедов, 1973; Архипова, 1975; Наторхин и др., 1977; Петрология и перспективы..., 1978; Феоктистов, 1978; Олейников, 1979].

В работах многих геологов показано, что расплав подавляющего большинства трапповых интрузий эволюционирует по скаергардской схеме или по пути Феннера [Масайтис, 1958; Ревердатто, 1963; Виленский и др., 1964; Золотухин, 1964; Старицына и др., 1972; Нестеренко, Альмухамедов, 1973]. Исключение составляют норильские интрузии, ход дифференциации которых близок к реакционному ряду Боуэна, но осложненному участием летучих и усиленным накоплением оливина в подошве тел [Золотухин, 1964; Годлевский, 1967; Виленский, 1967]. В. К. Степанов [1975] для этих объектов предлагает самостоятельное направление дифференциации, отличное от ранее известных.

Наиболее детально изучен магматизм северо–запада Сибирской платформы. На протяжении многих десятилетий по траппам и сульфидным рудам Норильского района накопился богатейший эмпирический материал, но наряду с этим именно объекты этого района являются предметом споров и разногласий среди геологов. Можно с уверенностью сказать, что любая связанная с трапповым магматизмом и рудообразованием генетическая модель прежде всего апробируется на норильском материале. К настоящему времени написаны десятки монографий и сотни статей только по норильским рудоносным интрузиям, но до сих пор нет определенной ясности в объяснении всей совокупности имеющихся фактических данных. Остаются дискуссионными наиболее актуальные проблемы состава исходного расплава норильских интрузий, механизмов его дифференциации, природы основных пегматоидов, руд и т. д., от решения которых зависит дальнейшая постановка геологических поисковых работ и расширение минерально–сырьевой базы комбината.

Относительно происхождения норильских интрузий среди геологов наиболее широко распространено представление о том, что расслоенное строение массивов обусловлено кристаллизационно–гравитационной дифференциацией магматического расплава, исходный состав которого отвечал средневзвешенному составу тел и был близок оливиновому или троктолитовому габбро–долериту [Коровяков и др., 1963; Золотухин, 1964; Виленский, 1967; Кавардин и др., 1968; Урванцев, 1970; Додин, Батуев, 1971; Старицына и др., 1972; Золотухин и др., 1975; Некрасов, Горбачев, 1978; Петрология и перспективы..., 1978; Олейников, 1979; Генкин и др., 1981; Днепровская и др., 1985]. Предполагается, что родоначальная магма имела MgO около 12 мас.% [Золотухин, Лагута, 1985]. В ряде генетических моделей большое значение придается фракционной дифференциации в глубинных очагах, в промежуточных камерах и в подводящих каналах — магматических колоннах [Золотухин, Васильев, 1975, 1976; Лихачев, 1977; Олейников, 1979; Магнезиальные базиты..., 1984]. Это позволяет им объяснять разнообразие составов различных расслоенных интрузий, антидромную последовательность излияния расплавов, переменную рудонасыщенность интрузий, объем и состав руд и т. д.

Наряду с этим устоявшимся представлением на механизм расслоения расплава, геологи давно обращали внимание на ряд геологических фактов, которые не могла объяснить теория фракционной кристаллизации. Это резкие контакты между различными типами пород, переслаивание нижних дифференциатов и текстуры течения в пикритовых габбро–долеритах, "висячее" положение тяжелой фракции магмы в разрезе интрузий, проявления пикритов в кровле тел, отсутствие корреляции между мощностями оливиновых и лейкократовых пород, несоответствие состава средневзвешенного по интрузии и состава контактовых фаций и т. д. Перечень вопросов, которые необходимо снять при отработке петрогенетической модели норильских рудоносных интрузий, имеется в ряде работ [Смирнов, 1966; Золотухин, Рябов, 1977; Коптев–Дворников и др., 1976; и др.]. Как альтернативные фракционной дифференциации высказываются представления о двух или многофазном механизме становления расслоенных тел [Роговер 1959; Смирнов, 1966; Иванов и др., 1971а,б]. Для объяснения особенностей строения интрузий и спе-

Таблица 1.2.

СРЕДНИЙ ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ БАЗИТОВ РАССЛОЕННЫХ СЕРИЙ И КОНТАКТОВЫХ ФАЦИЙ РАССЛОЕННЫХ МАССИВОВ
(приведен к 100 %, по А. А. Маракушеву, 1979)

Оксиды	Породы					
	1	2	3	4	5	6
SiO_2	48,21	49,83	50,58	51,53	50,97	48,52
TiO_2	1,09	1,35	0,66	0,34	0,45	1,18
Al_2O_3	15,64	15,98	15,24	18,70	17,74	17,38
Fe_2O_3	3,57	3,70	1,04	0,28	0,26	1,33
FeO	7,55	8,03	10,08	9,05	9,94	8,52
MnO	0,17	0,17	0,23	0,47	0,15	0,16
MgO	8,14	7,57	8,31	6,85	7,75	8,70
CaO	12,31	9,89	11,31	10,97	10,53	11,49
Na_2O	2,07	1,98	2,24	1,58	1,88	2,39
K_2O	1,09	1,27	0,19	0,14	0,24	0,25
P_2O_5	0,16	0,23	0,12	0,09	0,09	0,08

Примечание: 1, 2 – безоливиновые габбро–долериты и контактовые габбро–долериты интрузий норильского типа; 3, 4 – то же для Бушвельда; 5 – микрогабброиды Стиллуотера; 6 – то же Скаергарда.

цифики их состава привлекается механизм смешения в одном канале двух расплавов: магнезиального — более глубинного и базитового — менее глубинного с последующей фракционной дифференциацией этой смешанной жидкости в современных камерах [Геологическое строение..., 1987; Туганова, 1988]. В противоположность этой точке зрения существует мнение о глубинной ликвации расплава на несмешивающиеся базитовую и гипербазитовую жидкости и внедрении в камеры уже расслоенной жидкости [Маракушев и др., 1982]. Одним из основных аргументов этой гипотезы является несоответствие контактовых пород интрузий средневзвешенному составу массивов (табл. 1.2), которое не является прерогативой норильских интрузий, а характерно и для других расслоенных массивов [Маракушев, 1979].

В генетических построениях И. А. Зотова [1979, 1982] ведущая роль в формировании норильских интрузий и оруденения отводится трансмагматическим флюидам. Он полагает, что 50–75 % Верхнеталнахской интрузии образовалось при магматическом замещении вмещающих пород. Еще ранее И. Н. Горяинов [1969, 1971], С. А. Гулин и Л. Г. Сухов [1973] при изучении интрузий Енисейской рудной провинции, в том числе и норильских, пришли к заключению о том, что стратифицированное строение расслоенных интрузий является отражением метасоматической зональности, которая развивается при воздействии флюидов на недифференцированные интрузии.

1.2.3. Природа высокомагнезиальных траппов

Интерес геологов к высокомагнезиальным траппам, как известно, связан с необходимостью выяснения вопросов глубинного магмообразования, исходного состава трапповой магмы, условий возникновения пикрит–троктолитов в современных камерах, взаимоотношения габбро–долеритов норильских интрузий и высокомагнезиальных пород в рамках трапповой формации и т. д. Актуальность проблемы усугубляется эмпирически установленной связью сульфидного оруденения с расслоенными магнезиальными интрузиями норильского типа и пикритовыми габбро–долеритами в них. Наряду с этим на Сибирской платформе изучено большое количество магнезиальных расслоенных интрузий [Петрология и перспективы..., 1978; Магнезиальные базиты..., 1984], в которых имеются горизонты пикритовых и троктолитовых габбро–долеритов, а рудоносными из них являются единицы. Поэтому перед геологами стоит задача выяснения природы не только исходных расплавов, но и механизма формирования расслоенных интрузий, их дифференциации и пе-

трогенезиса богатых оливином пород — пикритовых и троктолитовых габбро–долеритов.

Формирование пикритовых и троктолитовых габбро–долеритов в расслоенных интрузиях большинство геологов объясняют кристаллизационной дифференциацией с гравитационным накоплением оливина. Этот механизм традиционно распространяется на все расслоенные интрузии. Имея в виду Норильск–1 и Талнах, считается, что присутствие в разрезах интрузий богатых оливином пород является одним из важнейших признаков потенциально рудоносных массивов [Лихачев, 1977; Поисковые критерии..., 1978; Магнезиальные базиты..., 1984]. Считается, что появление пикритового горизонта может быть реализовано в расплавах с содержанием MgO = 10–12 мас.%, т.е. по составу отвечающих магнезиальным базальтам [Naldrett, Cabri, 1976], возникновение ультраосновной ассоциации минералов также возможно в расплавах имеюших MgO не ниже 10 мас.% [Степанов, 1975, 1977].

Сравнивая магнезиальные интрузии Сибирской платформы, В. В. Золотухин [1982] приходит к выводу о близком сходстве исходного состава интрузий норильского типа (Нор–типа) и мороновского (Мор–типа), объединяет их и рассматривает как два крайних пути дифференциации магнезиальной базальтовой магмы. Кристаллизация интрузий Мор–типа идет по скаергардской схеме, которая характерна, по мнению цитируемого автора, для глубинных частей интрузий Нор–типа, а ряд интрузий (Норильск–I, горы Зуб, горы Моронго) представляют звенья единой цепи погружающейся колонны [Петрология и перспективы..., 1978]. В связи с этим предполагается, что проявления на платформе интрузий Мор–типа и находки богатых оливином пород вообще могут указывать на возможность обнаружения рудоносных интрузий Нор–типа. В этом плане обнаружение ряда интрузий повышенной магнезиальности в районе среднего течения Енисея и сходство их с интрузиями Мор–типа ставит эту территорию в перспективные на обнаружение рудоносных массивов [Магнезиальные базиты..., 1984]. А. М. Виленский [1967; Поисковые критерии.., 1978] полагает, что высокая магнезиальность расплава является следствием, а не причиной образования никеленосных интрузий, и рост ее он связывает с оруденением и участием флюидов.

Наряду с, казалось бы, всесторонним рассмотрением всех необходимых условий возникновения пикритовых габбро–долеритов в расслоенных интрузиях, ряд геологических фактов никак не встраивается в рамки механизма фракционной дифференциации [Роговер, 1959; Смирнов, 1966; Иванов и др., 1971б; Степанов, 1975, 1977]. М. Н. Годлевский [1967] указывает на двойственную природу норильских интрузий, которая выражается в том, что средние их части по геохимии имеют черты, сходные с обычными траппами, а нижние — оказывается близки к ультраосновным породам. В ряде работ обращается внимание на широкие вариации вещественного состава внутри группы пикрит–троктолитовых габбро–долеритов, взятых из различных массивов и сравниваемых в пределах одной интрузии и даже одного ее пересечения [Рябов, Якоби, 1981; Магнезиальные базиты..., 1984]. Необъяснимыми с позиции кристаллизационно–гравитационной дифференциации являются верхние пикриты и богатая хромитовая минерализация в кровле норильских интрузий [Иванов и др. 1971б; Рябов, 1984], которые одними геологами рассматриваются как интертеллурические обособления магнезиального оливина, другими — как реликты исходного магнезиального расплава, примерзшие к верхней корке закала, а третьи — привлекают участие флюидов [Рябов, 1983, 1985].

1.2.4. Пегматоиды норильских интрузий

Проблема генезиса пегматоидов обсуждается геологами на протяжении многих десятков лет. Известно, что А. Е. Ферсман рассматривал пегматиты как остаточные расплавы, Ф. Ю. Левинсон–Лессинг — как продукты магматически–пневматолитической системы, А. Н. Заварицкий, Д. С. Коржинский, В. С. Соболев — как метасоматически измененные под действием растворов магматические породы. А. Н. Заварицкий отмечает рудогенерирующий характер пегматитов, определяя их промежуточное положение между изверженными породами и рудными жилами, а И. М. Успенский выражает убежденность в метасоматической природе габбро–пегматитов.

Образование габбро–пегматитов в трапповых силлах большинство геологов предполагают из богатой летучими фракции магмы. Так считают: С. И. Томкеев, изучавший Уайн Силл в Сев. Англии, Е. В. Шеннон — Гус Крик в Виргинии, А. Б. Эдвардс [1950] — долериты Тасмании,

Ф. Уокер и А. Польдеварт [1950] — силл Полисейд и долериты Карру в Южной Африке. Такие же представления высказываются и для пегматитов из трапповых интрузий Сибирской платформы [Соболев, 1936; Лебедев, 1955; 1957], с той лишь разницей, что первый из цитируемых авторов определяет появление пегматитовой магмы в результате кристаллизационной дифференциации, а второй акцентирует внимание на несмешиваемости пегматитовой магмы и сухой собственно трапповой.

Образование пегматоидных обособлений как результат ликвационного расщепления сухого и водонасыщенного расплавов было предложено С. И. Томкеевым в 1928 г. для интрузии Уайн Силл [Соболев, 1936]. Сам В. С. Соболев в работе 1936 г., рассуждая о ликвационной дифференциации, допускает ее появление в расплавах очень богатых летучими, которые возникают на очень поздней стадии кристаллизации магмы. В более поздних работах он уже отрицал возможность силикатно–силикатной ликвации в природе вообще [Заварицкий, Соболев, 1961; Магматогенная кристаллизация.., 1975].

В траппах Сибирской платформы эффект несмешиваемости сухого и флюидонасщенного расплавов был предложен для объяснения шлироподобных тел габбро–пегматитов в интрузиях Тунгусской синеклизы [Лебедев, 1957]. Шлиры щелочных базитов (габбро–тешенитов) рассматриваются В. Л. Масайтисом [1958] как результат ликвации. Примером силикатно–силикатного расслоения считаются метадиориты и собственно пикриты в дифференцированных потоках пикритовых лав [Маракушев, 1979; Маракушев и др., 1982; Рябов, 1988, 1989а,б]. И. А. Наторхин и др. [1977], Д. А. Додин и др. [1987] при изучении Талнахских интрузий описывают признаки ликвационного силикатно–силикатного и рудно–силикатного расщепления жидкостей.

Несмотря на хорошую изученность норильских интрузий, дискуссии о происхождении пегматоидов наиболее остро разгорелись именно для этих объектов. Многообразие форм проявления пегматоидов явилось причиной различных, порою противоположных суждений об условиях их образования и возрасте. Трудно найти геологов, изучавших норильские интрузии, которые бы не высказали в печатных работах свои представления о генезисе такситовых габбро–долеритов и лейкогаббро [Годлевский, 1959; Роговер, 1959; Коровяков и др., 1963; Виленский и др., 1964; Золотухин, 1964; Лихачев, 1965; Смирнов, 1966; Архипова, Наторхин, 1968; Додин, Батуев, 1971; Иванов и др., 1971б; Борисов, 1972; Люлько и др., 1972; Золотухин и др., 1975; Степанов, 1975; Тарасов, 1976; Митенков и др., 1977; Зотов, 1979; Олейников, 1979; и др.].

Одни геологи рассматривают такситовые габбро–долериты как своеобразную эндоконтактовую породу, формирование которой происходило при заполнении магмой своей камеры [Годлевский, 1959; Коровяков и др., 1963; Виленский и др., 1964; Митенков и др., 1977; Степанов, 1975], другие — обращают внимание на секущие контакты такситов по отношению к другим породам интрузии и делают вывод о более позднем образовании пегматоидов по сравнению с породами расслоенной серии. М. Ф. Смирнов [1966] и др. считают, что такситы являются продуктом самостоятельного внедрения расплава, обособившегося в глубинном очаге. В. В. Золотухин и Ю. Р. Васильев [1967], И. Н. Горяинов [1969], М. К. Иванов и др. [1971б], А. В. Тарасов [1976], И. А. Наторхин и др. [1977] и др. рассматривают такситообразование как процесс взаимодействия расплава с летучими, происходящий в современной камере. Характерной особенностью этого процесса, по мнению одних геологов, является дебазификация, по мнению других — базификация, третьи говорят в целом о метамагматическом перерождении расплава [Коржинский, 1973; Наторхин и др., 1977; Магнезиальные базиты..., 1984].

Существует представление, согласно которому лейкократовое габбро и такситоофитовый габбро–долерит являются вынесенными из глубины продуктами протокристаллизации [Коровяков и др., 1963; Лихачев, 1965, 1977; Тарасов, 1976; Олейников, 1979]. Основанием этого служат булкообразные обособления – блуждающие тела лейкогаббро в пикритовых габбро–долеритах и жилы богатых оливином пород (пикритов), секущие лейкогаббро. В противовес этому приводятся широко распространенные в верхних и нижних горизонтах пегматоидов постепенные переходы меланократовых такситов в лейкократовые и лейкогаббро [Золотухин, Васильев, 1967; Рябов, 1969]. А. В. Тарасов [1976] рассматривает обособления лейкогаббро в пикритах как ксенолиты, а В. В. Рябов [1989в] — как гомеогенные включения. Широко встречающиеся в такситах скопления и дорожки зерен магнезиального оливина, по мнению

одних геологов (А. Е. Воронцов, Н. С. Зонтов, И. А. Коровяков), являются интертеллурическими образованиями, по мнению других [Рябов, Павлов, 1984] — реликтами пикритов, третьи [Люлько и др., 1972; Зотов, 1979] — считают их метасоматически измененными ксенолитами осадочных и магматических пород.

Формирование такситовых габбро–долеритов, по мнению В. В. Золотухина [1964; 1997; Золотухин, Васильев, 1967; Золотухин и др., 1975] — это результат вторичного приконтактового переплавления (магматического замещения) пород интрузии при сопутствующей метасоматической их переработке. Ряд геологов отводят большую роль в образовании лейкогаббро, такситов и "магматогенной" брекчии метасоматическим процессам [Горяинов, 1969, 1971; Борисов, 1972; Гулин, Сухов, 1974; Зотов, 1979].

Принимая во внимание постоянную связь рудной минерализации с основными пегматоидами в различных расслоенных интрузиях и наиболее высокую рудонасыщенность такситового горизонта в норильских интрузиях, проблема основных пегматоидов имеет прямой выход на генезис месторождений и в этом плане несомненно представляет как научный, так и практический интерес [Золотухин, 1997].

1.2.5. Происхождение сульфидных руд норильских месторождений

Сульфидные медно–никелевые месторождения, как правило, приурочены к базит–гипербазитовым комплексам, располагающимся в платформенных структурах и областях с завершенной складчатостью. Они характеризуются приуроченностью к породам интрузии и ближнего экзоконтакта и устойчивым халькопирит–пентландит–пирротиновым составом главных минеральных фаз. Эти предпосылки являются основанием для сопоставления месторождений из различных регионов по ряду признаков и создания и обоснования с помощью информации по различным объектам обобщенной генетической модели рудообразования [Годлевский, 1968; Горбунов, 1968; Чернышев, 1971; Козлов, 1973; Лихачев, 1977, 1988; Золотухин, 1979, 1988; Дистлер, Дюжиков, 1988; Naldrett, Cabri 1976].

Вопросам геологии норильских месторождений, а также строения рудных тел, вещественного состава залежей, особенностей поведения рудных компонентов, их зональности и условиям рудообразования посвящено множество работ различных исследователей [Годлевский, 1959; Роговер, 1959; Смирнов, 1966; Горяинов, 1971; Додин и др., 1971; Кавардин, Митенков, 1971; Генкин и др., 1981; и др.]. Все разнообразие типов руд представляет собой ассоциации одних и тех же главных минеральных видов с широкими вариациями их составов. Основой парагенетических ассоциаций являются минералы группы пирротина, группы халькопирита, пентландит, кубанит, изменение соотношений которых позволило наметить зональность в горизонте вкрапленных руд (рис. 1.3). Скрытая расслоенность в рудоносных горизонтах интрузии проявилась в изменении сернистости минералов и состава пентландита, а также в распределении полезных компонентов между сульфидами [Генкин и др., 1981].

Несмотря на достаточно хорошую изученность норильских месторождений, на протяжении многих десятилетий среди геологов не прекращаются дискуссии о их генезисе. Существует ряд гипотез происхождения руд: ликвационная, инфильтрационно–метасоматическая, магматической или метамагматической сульфуризации, термальная и др. Наиболее популярной у геологов является ликвационная концепция, впервые предложенная в 1921 г. Н. Н. Урванцевым по аналогии с Седбери [Виленский и др., 1964].

В работе 1936 г. В. С. Соболев [1986], отмечая сходство руд Норильского месторождения и Седбери, предполагает образование сульфидов в пегматитовую стадию. В этой же работе [с. 27] он пишет: "Так как сульфиды, отделенные от силикатной магмы путем ликвации, еще долгое время остаются в жидком состоянии и весьма легкоподвижны, совершенно ясно, что в пределах данной интрузии и даже данного района они легко переходят как в диабазы, бедные MgO, так и в боковые породы".

Ликвационная гипотеза разрабатывалась В. К. Котульским [1948], а физико–химические основы были сформулированы в работах М. Н. Годлевского [1959, 1961, 1967, 1968, 1971]. Относительно места и времени ликвационного расщепления расплава на рудную и силикатную жидкости мнения геологов разделились: одни предполагают расслоение в современных камерах [Коровяков, 1960], другие — в современных камерах и промежуточных очагах [Годлевский, 1959; Олейников, 1979], третьи — в глубинных

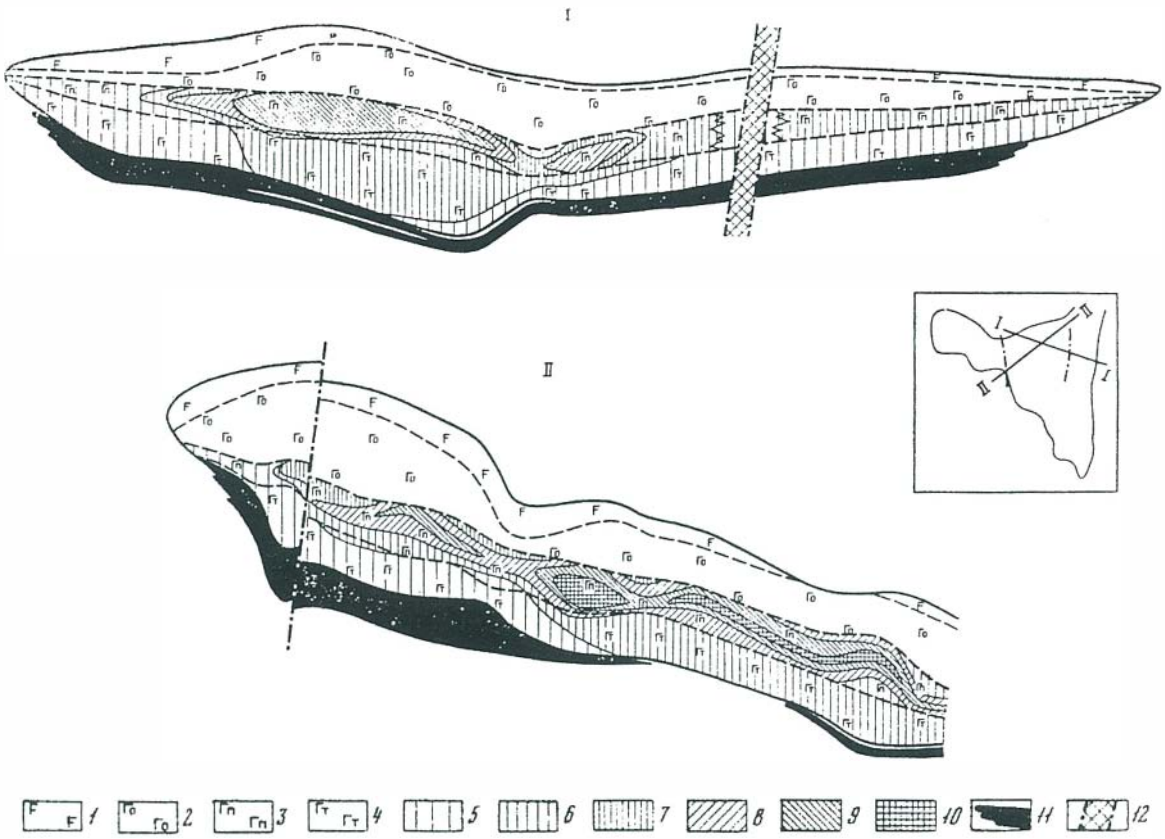


Рис. 1.3. Распределение минеральных ассоциаций сульфидов в вертикальных разрезах Талнахского дифференцированного интрузива [по Генкину и др., 1981]. Положение разрезов I и II показано на схематическом плане интрузива, см. врезку.

1 — диориты, габбро–диориты, габбро; *2* — безоливиновые, оливинсодержащие оливиновые габбро–долериты; *3* — пикритовые габбро–долериты; *4* — такситовые, габбро–долериты; *5–10* — минеральные ассоциации сульфидов: *5* — Pn + Cp + Po_m, *6* — Pn + Cp + Po_h, *7* — Pn + Cub + Cp + Po_h, *8* — Pn + Cub + Cp + Tr + Po_h, *9* — Pn + Cub + Cp + Tr, *10* — Pn + Cub + Tn(Mh, Cp_c) + Tr; *11* — тела сплошных сульфидных руд; 12 — разрывные нарушения.

очагах [Лихачев, 1977; Годлевский, Лихачев, 1979; Генкин и др., 1981; Степанов, 1981; Додин и др., 1987; Дистлер, Дюжиков, 1988], наконец, четвертые — в глубинных очагах и в современных камерах [Котульский, 1948].

В качестве доказательства того, что источником сульфидного расплава может быть верхняя мантия, обычно привлекаются руды, связанные с коматиитами. Возможность появления сульфидной жидкости в абиссальных условиях предполагается за счет выплавления сульфидов, рассеянных в мантийных породах [Годлевский, Лихачев, 1977, 1979], и переноса их в виде мелкой эмульсии, как это предлагают зарубежные авторы для сульфидных медно–никелевых месторождений [Naldrett, Cabri, 1976].

Д. С. Коржинский [1973] высказал предположение о возможности образования сульфидных руд в результате метамагматических процессов. Эти представления разделяют и другие геологи [Наторхин и др., 1977]. В дальнейшем процесс взаимодействия трансмагматического флюида с магматическим расплавом в глубинных очагах и гипабиссальных камерах рассматривался И. А. Зотовым [1979, 1982]. Изменение физико–химических условий состояния внедряющегося расплава и флюидов, как он считает, способствует образованию рудной жидкости, которая в дальнейшем гравитационно накапливается в подошве интрузий. Главным источником рудных компонентов, по его мнению, является мантия, а транспорт–агентами металлов и серы выступают глубинные флюиды.

Концепция магматогенной сульфуризации была предложена А. И. Альмухамедовым и А. Я. Медведевым [1982]. Она предусматривает образование сульфидной жидкости при взаимодействии магмы с серой в процессе миграции расплава через серосодержащие породы сиалической оболочки земной коры.

Инфильтрационно–автометасоматическая гипотеза образования норильских руд получила

обоснование в работах В. В. Золотухина [1964, 1965, 1971, 1979, 1988]. В основе развиваемых им представлений лежит теория инфильтрационного метасоматоза и кислотно–основной эволюции постмагматических растворов по Д. С. Коржинскому. Цитируемый автор связывает пегматито– и рудообразование и отводит большую роль летучим в своих генетических построениях. Он полагает, что присутствующая во флюидах сера приводит к сульфуризации, максимальное развитие которой приурочено к высокотемпературной постмагматической стадии, когда и происходит, по его мнению, формирование всего многообразия руд. В поздних работах автор продолжает развивать свою концепцию, но считает более правильным называть ее сульфуризационно–метасоматической [Золотухин, 1988, 1997].

Принципиально близкие представления к инфильтрационно–метасоматической концепции В. В. Золотухина высказывают сторонники гидротермальной, гидротермально–метасоматической (постмагматической) гипотезы рудообразования: Э. Н. Елисеев [1959], А. М. Виленский и др., [1964], И. Н. Горяинов [1971], А. В. Тарасов [1976] и др. Необходимо отметить, что наложенными, эпигенетическими эти авторы считают богатые сульфидные руды, а бедные интерстиционные они относят все–таки к магматическим, сингенетическим.

1.3. КРАТКИЙ ОБЗОР ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ В ОБЛАСТИ ПЕТРОГЕНЕЗИСА БАЗИТОВ

Одной из главных причин многообразия магматических пород является дифференциация расплава. Относительно условий и механизмов дифференциации расплава, а также факторов их вызывающих и петрогенетической роли тех или иных процессов у геологов сушествуют различные представления [Левинсон–Лессинг, 1935; Григорьев, 1946; Заварицкий, Соболев, 1961; Жариков, 1976; Маракушев, 1978; Петрография, 1976, 1981; и др.]. Наибольшей признательностью среди геологов пользуется механизм кристаллизационно–гравитационной (фракционной) дифференциации и, приобретающий в последнее время популярность, механизм магматической (флюидно–магматической, ликвационной) дифференциации. Рассмотрим экспериментальную обоснованность этих двух типов дифференциации.

1.3.1. Экспериментальные данные по кристаллизационной дифференциации

Основы теории кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы были заложены Н. Л. Боуэном и опубликованы в 1928 г. в его знаменитой монографии "Эволюция изверженных пород". Несмотря на то, что со временем по всем обсуждаемым в его работе положениям внесены значительные коррективы, выявленные им закономерности кристаллизации сохраняют свое значение до сих пор. Это было показано в книге одноименного названия коллектива авторов, посвященной 50–летию фундаментального труда Н. Л. Боуэна. К настоящему времени получено много новых данных по окисным и силикатным системам, системам с летучими, глубже изучена роль оксидов железа и фугитивности кислорода, выясняются пути кристаллизации в системах с тройными твердыми растворами и количественная оценка фракционной кристаллизации. После многолетнего периода полного отрицания процессов ликвации в природе получено ее экспериментальное и геологическое подтверждение и геологами осознается ее петрогенетическая важность как механизма предкристаллизационной дифференциации [Реддер, 1983], появились данные по ультраосновным расплавам (перидотитовым коматиитам) и т. д.

Поскольку принципы кристаллизации многокомпонентных расплавов те же самые, что и простых по составу бинарных, тройных, четверных искусственных систем, то исследования экспериментальных систем позволяют глубже понять процессы кристаллизации магмы.

Кристаллизационная дифференциация базальтового расплава рассматривалась Боуэном на основании тройных систем диопсид–форстерит–кремнезем, анортит–форстерит–кремнезем, анортит–альбит–диопсид, анализ которых по сути дает общее представление о кристаллизации траппов [Заварицкий, Соболев, 1961]. Принимая во внимание гравитационную сепарацию ранних фаз и используя дополнительно некоторые двухкомпонентные системы, можно легко объяснять кристаллизацию из базальтовой магмы обогащенных оливином пород, кремнекислых пород со свободным кварцем, широкое проявление пироксен–плагиоклазовых ассоциаций в недифференцированных траппах, зональность в минералах переменного состава, гомодромное строение расслоенных магматических тел и т. д. [Соболев, 1986].

Н. Л. Боуэн на основании сформулированного им реакционного принципа высказал представление о происхождении всего разнообразия изверженных пород из единой базальтовой маг-

мы, которая в ходе дифференциации эволюционирует с образованием остаточной жидкости гранитного состава (путь Боуэна). К. Н. Феннер, а позднее В. С. Соболев [1986] при изучении траппов, находят, что базальтовый расплав в ходе кристаллизации абсолютно обогащается железом (путь Феннера). В геологической литературе эти два направления кристаллизации противопоставлялись до тех пор, пока Дж. Кеннеди [1950; Kennedy, 1955] экспериментально не показал, что одним из главнейших факторов, определяющих направление дифференциации расплава, является величина и характер изменения давления кислорода. В связи с этим низкое парциальное давление кислорода в ходе кристаллизации или высокое исходное отношение FeO : Fe_2O_3 в базальте ведет к увеличению железа в конечных продуктах дифференциации и образованию феррогаббро (путь Феннера). Наоборот, высокое парциальное давление кислорода или низкое исходное отношение оксидов железа способствует формированию гранитного остатка (путь Боуэна). Выводы Дж. Кеннеди в дальнейшем были подтверждены и развиты в многочисленных работах А. Муана

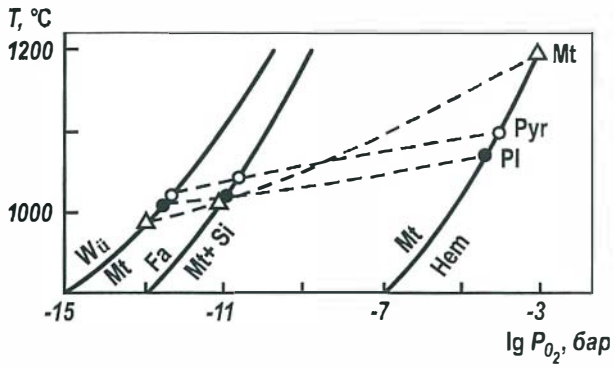


Рис. 1.4. Порядок кристаллизации минералов толеитового базальта в зависимости от давления кислорода [по Осборну, 1964].

Mt — магнетит, Pyr — пироксен, Pl — плагиоклаз. Сплошные линии — величина давления кислорода (в зависимости от температур), регулируемого различными буферами. Компоненты буфера: Wü — вюстит, Mt — магнетит, Fa — фаялит, Si — кремнезем, Hem — гематит.

[1983; Muan, 1955] и Е. Ф. Осборна [1983; Osborn, 1959]. Проведенные ими исследования показали, что направление эволюции расплава зависит от того, является ли система открытой для кислорода, в связи с чем давление кислорода поддержива-

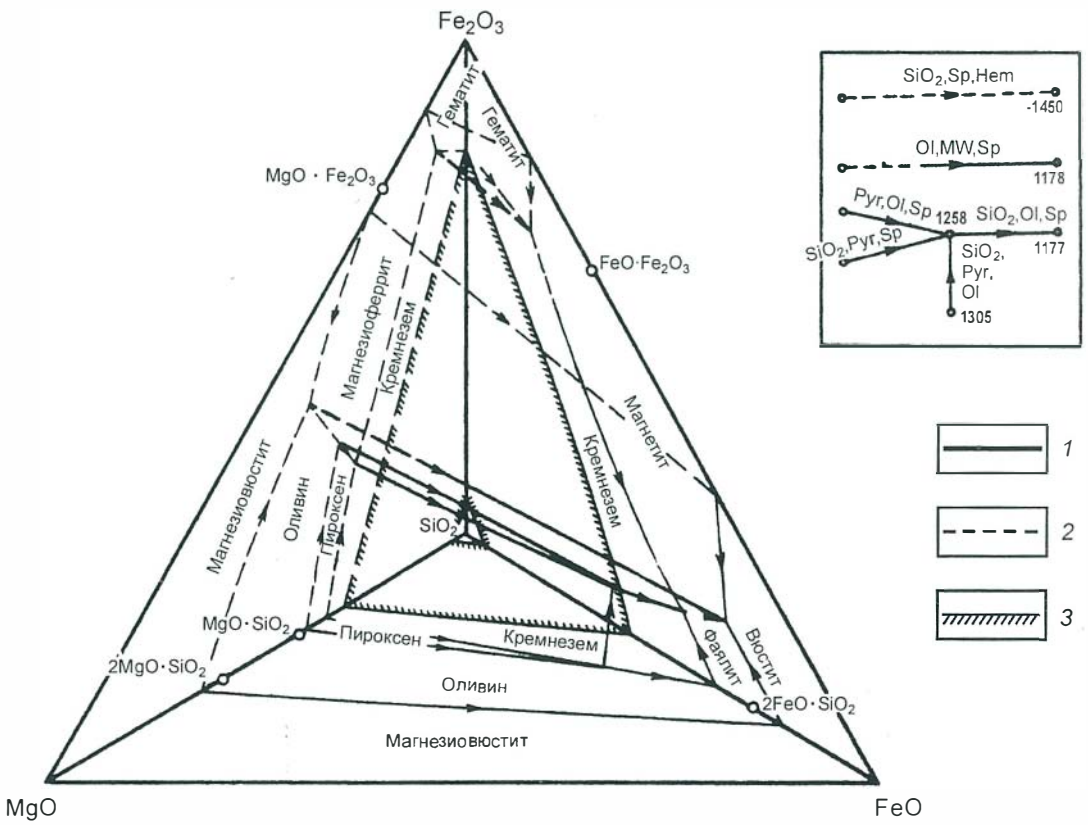


Рис. 1.5. Диаграмма, показывающая ликвидусные фазовые соотношения в системе MgO — FeO — Fe_2O_3 — SiO_2, по данным Муана [1983].

Пограничные кривые: *1* — на гранях тетраэдра; *2* — внутри тетраэдра; *3* — область несмесимости жидкостей. На врезке — упрошенное изображение моновариантных ликвидусных кривых в развертке на плоскость: Sp — шпинель, Hem — гематит, Ol — оливин, MW — магнезиовюстит, Pyr — пироксен.

ется постоянным или увеличивается (путь Боуэна), либо закрытой для кислорода, тогда давление кислорода уменьшается в процессе кристаллизации расплава (путь Феннера).

Изучение системы $MgO - FeO - Fe_2O_3 - CaAl_2O_8 - SiO_2$ [Roeder, Osborn, 1966] позволило количественно показать, что в случае если P_{O_2} больше 10^{-9}, то конечным продуктом кристаллизации базальтового расплава будет жидкость андезитового состава, а если меньше этой величины — то феррогаббрового. В окислительных условиях окисно–рудные минералы являются первыми, ранними кристаллическими фазами, а в восстановительных — поздними (рис. 1.4). В первом случае требуется довольно высокое P_{O_2} (10^{-7} атм.). При низком P_{O_2} магнетит отсутствует и его место занимает серия железистых оливинов. Различные режимы эволюции P_{O_2} дали основание Н. Л. Осборну [Osborn, 1962] по аналогии с реакционными рядами Боуэна выделить

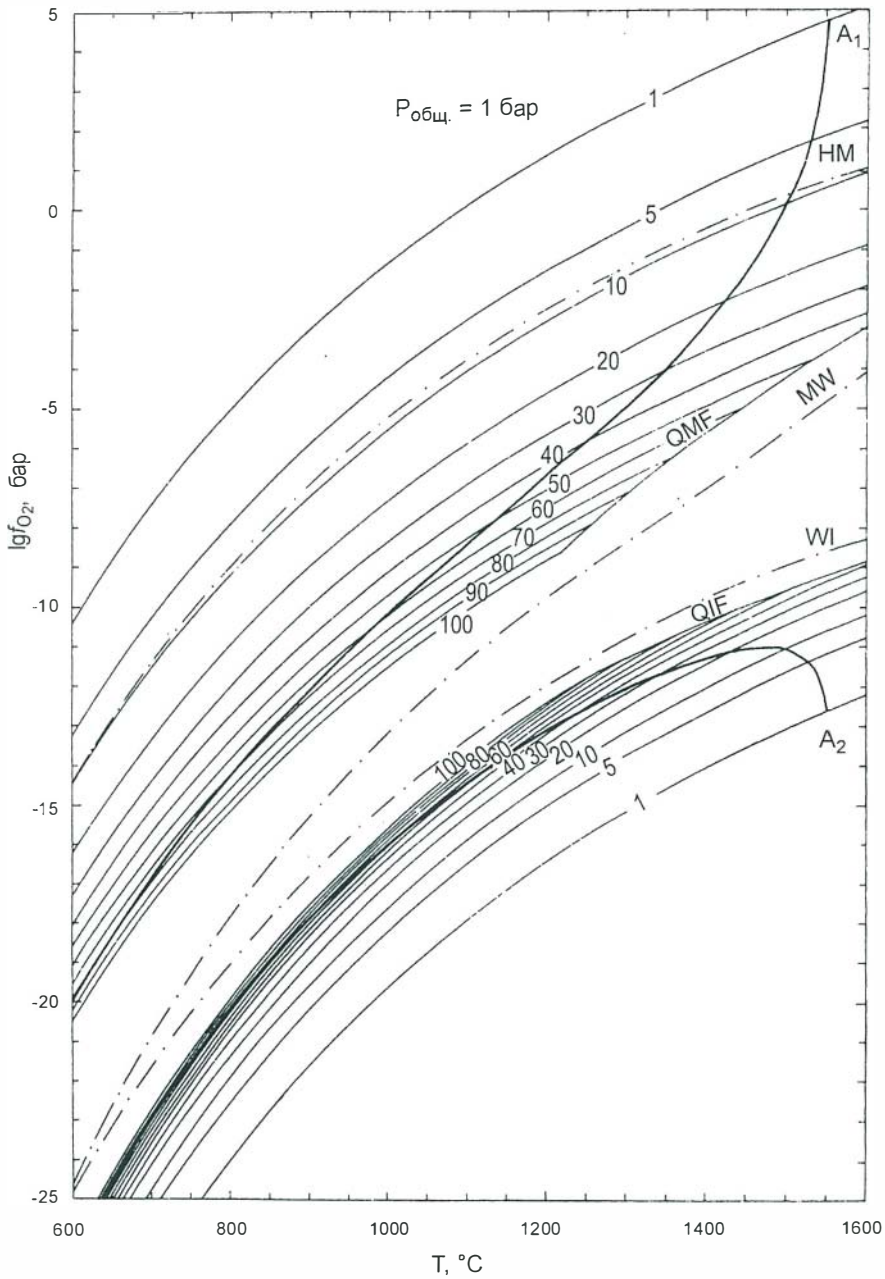


Рис. 1.6. Изолинии равновесий в зависимости от температуры и логарифма летучести кислорода при общем давлении 1 бар.

Цифры на кривых – содержание фаялитовой молекулы в оливине [по Никольскому, 1978]. A_1 и A_2 — графики изменения свободной энергии.

две серии для случаев кристаллизации расплава при низких и высоких значениях P_{O_2}.

Пути кристаллизации расплава, известные из бинарных и тройных систем, могут быть проиллюстрированы четверной диаграммой (рис. 1.5), на которой совмещены важные для петрологии сухих расплавов данные по инконгруэнтно плавящемуся соединению ($MgSiO_3 - FeSiO_3$) и области твердых растворов фемических минералов [Муан, 1983].

Экспериментальные исследования зависимости состава оливина от P_{O_2} и температуры имеются в работах [Hill, Roeder, 1967; Roeder, Emslie, 1970; Nitsan, 1974; Никольский, 1978]. Степень окисления железа связана с фугитивностью кислорода уравнением: $\log X_{FeO}/X_{FeO_{1.5}} = -0/20 \log f_{O_2} - 1{,}04$ [Roeder, Emslie, 1970]. На основании полученных вышеуказанными исследователями диаграмм, в частности рис.1.6, можно видеть зависимость состава оливина при изменении P_{O_2} и температуры.

Классическим примером фракционной кристаллизации считается интрузия Скаергард, и геологи часто используют имеющиеся по ней данные для сравнения с трапповыми массивами [Золотухин, 1964; Феоктистов, 1978; и др.]. Сопоставление особенностей кристаллизации интрузии Скаергард и норильских проводится И. Я. Некрасовым и Н. С. Горбачевым [1978]. Различия в исходном составе расплава, по данным этих авторов, предопределили различия в дифференциации интрузии, которые можно видеть на диаграммах (рис.1.7), построенных с использованием экспериментальных систем An — Ab — Fo — Di и An — Ab — Fo — Q.

Одним из методов исследования расслоенных интрузий является физико–химическое моделирование с помощью математических методов и ЭВМ процесса кристаллизации магмы с использованием природных и экспериментальных данных. На основе схемы Х. Натана и К. Ван Кирка [Natan, Van Kirck, 1978] была создана программа кристаллизации силикатных расплавов в условиях сухой системы, а позднее — с участием воды [Феоктистов, 1984]. Сейчас представляется возможным оценить скорость и динамику кристаллизационной дифференциации в зависимости от исходного расплава при наличии летучих и без них, учитывать режим охлаждения, изменения вязкости, предсказывать минералогические, петрохимические и геохимические закономерности строения интрузии, условия их возникновения и т. д. [Шарапов, Черепанов, 1986; Френкель и др., 1988; Арискин, 1999]. Моделирование динамики кристаллизационной дифференциации применительно к ряду расслоенных интрузий имеется в публикациях [Днепровская и др., 1985; Коптев–Дворников и др., 1976; Френкель и др., 1988; Ярошевский, 1989]. Модель предусматривает совместное решение термодинамической задачи в зависимости от набора и состава фаз, от температуры и уравнений тепломассопереноса (диффузия, гравитационная

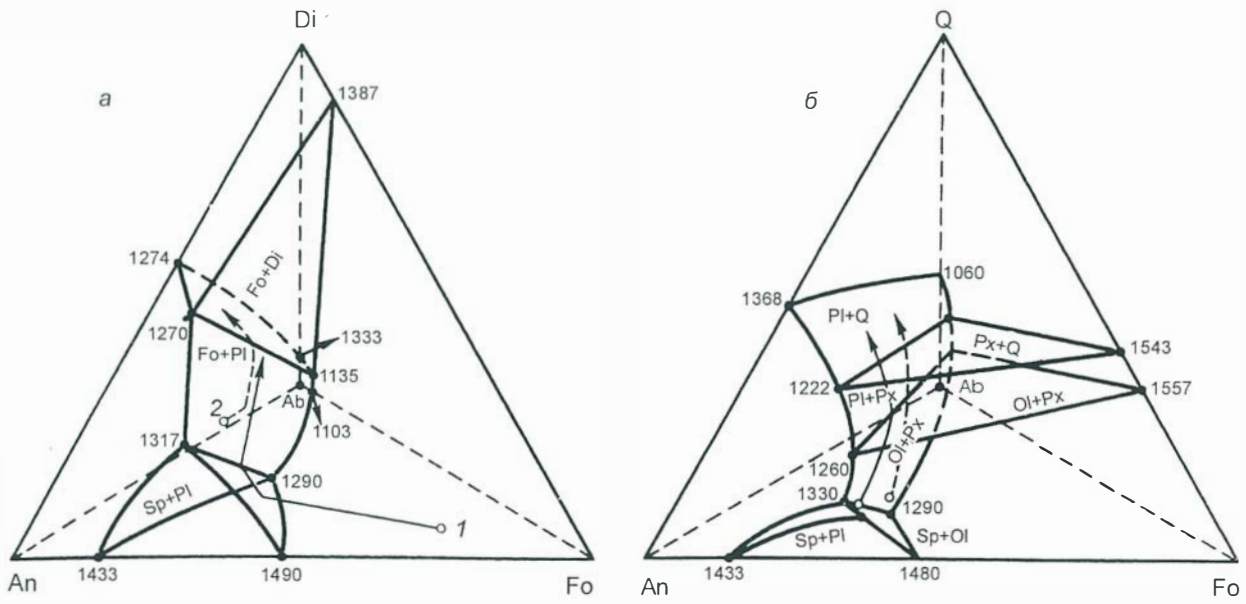


Рис. 1.7. Диаграммы плавкости систем An — Ab — Fo — Di (*а*) и An — Ab — Fo — Q (*б*).

Стрелками показаны пути кристаллизации расплава в интрузиях норильского *(1)* и скаергардского *(2)* типов. Цифры — t, °C [Некрасов, Горбачев, 1978].

сепарация кристаллов и жидкости, конвекция гетерогенных жидкостей и т. п.). С помощью разработанной модели авторы объясняют особенности внутреннего строения и состава расслоенных интрузий, специфику дифференциации толеитовых магм и различных массивов, пегматитообразование и т. п. [Арискин, 1999].

Накопившийся за многие годы богатый эмпирический материал послужил основой для локального и регионального прогноза потенциально рудоносных интрузий, перспективных на обнаружение руд, участков и площадей платформы с помощью математических и логико–математических методов [Додин, Садиков, 1967; Дмитриев и др., 1968; Наторхин и др., 1977; Петрология и перспективы..., 1978; Сухов, 1985; Карбышев, 1986; и др.].

1.3.2. Температура кристаллизации траппов

Материалы по современному вулканизму, а также экспериментальные и расчетные данные позволяют предполагать, что температура базальтового расплава была близка 1100–1200 °С [Годлевский, 1959; Йодер, Тилли, 1965; Наторхин и др., 1977]. Эксперименты по плавлению и кристаллизации пород показали, что формирование пород от пикритовых габбро–долеритов до гранофиров и габбро–пегматитов осуществлялось в диапазоне 1360–800 °С [Золотухин, 1964; Нестеренко, Альмухамедов, 1973; Феоктистов, 1978; Альмухамедов, Медведев, 1982].

Наиболее объективную информацию о физико–химических условиях кристаллизации магматических расплавов дают термобарогеохимические исследования включений в минералах. Изучение включений в пироксенах норильских интрузий позволило Е. Н. Булгаковой [1971] оценить температурный интервал кристаллизации пород расслоенный серии в 1280–1130 °С, а основных пегматоидов — 1300–1070 °С. Проведенные В. В. Ворцепневым [1978] исследования включений в минералах Талнаха показали, что в клинопироксенах из различных магматических пород гомогенизация наступает при 1120–1140 °С, в плагиоклазах при 1120–1170 °С, а в кварце из габбро–диоритов при 1060–1070 °С.

Большой интерес представляют минералотермометрические исследования С. В. Ковязина и З. В. Щербаковой [Золотухин и др., 1985], охватившие различные типы богатых оливином пород Сибирской платформы. Было установлено, что наиболее высокую температуру кристаллизации имеют оливины пикритовых габбро–долеритов норильских интрузий (1470–1440 °С), гомогенизация в плагиоклазах этих же пород наступила при 1250 °С. В пикритовых троктолитовых габбро–долеритах интрузий Сухой Бахты соответственно по минералам температуры составляли 1400–1350 и 1300–1280 °С, интрузии р. Фатьянихи — 1360 и 1180 °С. Температуры гомогенизации включений в плагиоклазах Усть–Ханьинского, Туолбинского и Амовского интрузивов, по данным В. Ю. Панкова [1986], отражают этапность кристаллизации минерала при 1410–1450 и 1220–1160 °С.

Изучение включений минералообразующей среды в породообразующих минералах "нормальных траппов" в бассейнах рек Таймура, Тутончана и Ниж. Тунгуска дало основание В. В. Золотухину и Н. М. Подгорных [1998] считать, что базальтовая магма сибирских траппов была перегретой вплоть до 1600 °С. Этим, как они полагают, объясняются низкая вязкость расплава, создающего протяженные маломощные базальтовые покровы и силлы, крупнозернистая пойкилоофитовая структура базальтов, обычное отсутствие порфировидности в закалочных фациях интрузивных траппов и т. д.

Температурные условия возникновения ликвационной дифференциации в траппах известны в трех объектах. По включениям в оливинах Усть–Ханьинской интрузии силикатно–силикатная ликвация наступала при температурах ниже 1170–1110 °С [Панков, 1983]. В мезостазисе платобазальтов Путорана верхняя граница процесса по результатам гомогенизации включений в плагиоклазе была определена при 1200–1190 °С [Тихоненков и др., 1985]. Рудно–силикатную ликвацию по включениям в пироксене Хунгтукуна Н. Ф. Красов установил при 1180–1100 °С [Рябов и др., 1985а]. Следует отметить, что полученные разными авторами температуры возникновения ликвации согласуются с экспериментальными данными других исследователей [Реддер, 1983; Philpotts, 1982].

1.3.3. Экспериментальные данные по дифференциации в силикатных и рудных жидкостях

Ликвация, как возможный механизм образования разнообразных пород и руд из одного очага, была предложена Дюроше в 1857 г, использована в 1893 г. Бекстремом для объяснения магматической дифференциации [Левинсон–Лессинг, Струве, 1937], а в дальнейшем получает развитие в работах ряда геологов, в том числе Фогта, Ниггли, Дели, Розенбуша и др.

Предпринятые в институте Карнеги для проверки ликвации экспериментальные исследования позволили Грейгу получить расслоение расплавов в бинарных системах только при температуре выше 1700 °С, а результаты опытов, нанесенные на диаграмму SiO_2 — RO — (R_2O + Al_2O_3), показали значительные расхождения полученного поля ликвации и состава природных магматических пород. Это послужило основанием считать ликвацию нереальным процессом для природных условий.

Первое экспериментальное подтверждение ликвации в силикатных жидкостях при температуре около 1200 °С было получено Д. П. Григорьевым [1935], который проводил плавки с участием летучих. Из шихты, близкой по составу щелочному магнезиальному базальту, он получил жидкости, близкие по составу сиениту, миссуриту и перидотиту, то есть отвечающие ассоциации пород типичной для щелочных массивов типа Инагли.

В 1951 г. Е. Роддер [1954] устанавливает область стабильной низкотемпературной (1100 °С) ликвации в системе лейцит — фаялит — SiO_2. Позднее совместно с П. Вейбленом [Roeder, Weiblen 1971] они обнаруживают в базальтах Луны эмульсию ликвационных стекол и наносят их состав на диаграмму Грейга, демонстрируя близкое сходство экспериментальных и природных данных [Реддер, 1983]. В настоящее время число и география находок ликвационных стекол значительно расширились. Обнаружены они и в сибирских траппах [Панков, 1983, Рябов и др., 1985а; Тихоненков и др., 1985]. Наиболее полная информация об этом имеется в монографии В. В. Рябова [1989в].

В последние 10–15 лет интерес исследователей к ликвации значительно возрос и в научной литературе увеличилось число теоретических и экспериментальных разработок в этой области [Warren, Pinkus 1940; Фишер, 1954; Есин, Гельд, 1966; Филиппович, Дмитриев, 1971; Андреев и др., 1974; Анфилогов, 1975; Carstens, 1979; Варшалл, 1981; Бабушкин, Жунина, 1983; Павлов, 1983; Реддер, 1983; и др.]. Как отмечают И. А. Бондарь и Н. А. Торопов [1963], "если раньше существование ликвационных областей считалось исключительным явлением, то в настоящее время в ряде работ показано, что образование микронеоднородностей — характерная черта большинства искусственных и природных силикатных расплавов".

Ликвация (или иначе жидкостное фазовое разделение, жидкостная несмешиваемость) представляет собой процесс разделения однородной жидкости на две и более с четкой границей раздела [Андреев и др., 1974]. По мнению О. А. Есина и П. В. Гельда [1966], основными факторами возникновения несмешиваемости в рудно-магматических расплавах являются структура анионных групп и концентрация MeO, которая определяет начало расслаивания, протяженность области несмесимости на диаграммах состояния и увеличивается по мере роста отношения заряда катиона к его радиусу. Причина ликвации в силикатных расплавах заключается в энергетической выгодности наи-

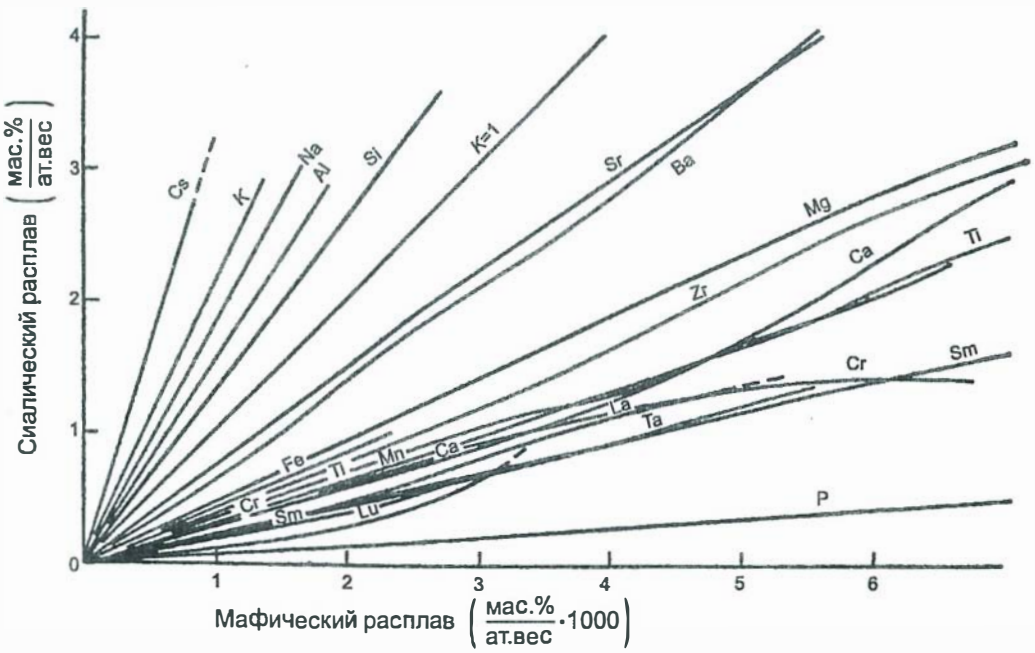


Рис. 1.8. Диаграмма распределения химических элементов между железистыми расплавами: кислым (сиалическим) и основным (мафическим), по экспериментальным данным [Watson, 1976].

K = 1 — равное распределение.

более тесного сближения положительного иона металла оксида с окружающими его отрицательными ионами кислорода [Филиппович, Дмитриев, 1971]. Экспериментальные исследования [Watson 1976; Кривенко и др., 1984] позволили наметить главные закономерности распределения химических элементов в процессе ликвации (рис. 1.8). В области рудно–силикатной ликвации основополагающими являются работы И. Г. Л. Фогта [Vogt, 1923], Д. П. Григорьева, Е. В. Искюль [1937] и Я. И. Ольшанского [1951], которые определили растворимость сульфидов в силикатном расплаве и тенденции ее изменения. Опыты Я. И. Ольшанского [1948, 1951] имели прямое отношение к образованию норильских руд. Изучая систему FeS — FeO — SiO_2, он установил области существования несмешивающихся жидкостей силикатной, сульфидно–силикатной и сульфидно–металлической, а в более ранней из указанных работ показал жидкотекучесть сульфидной жидкости и склонность ее к слиянию в сегрегации. Позднее эта система была детализирована А. Язавой и М. Камедой (рис. 1.9). Г. Наслунд [Naslund, 1983; и др.] в приближающейся к природным магмам системе $KAlSi_3O_8$ — $NaAlSi_3O_8$ — FeO — Fe_2O_3 — SiO_2 получил ликвационное расщепление жидкости на обогащенную железом и кремнекислотой в четырех режимах $P_{O_2} = 10^{-22}, 10^{-9}, 10^{-7}, 10^{-5}$ атм. В. Маклин изучил ликвационные явления в системе FeS — FeO — Fe_2O_3 — SiO_2, Г. Шимазаки и Л. Кларк — в FeS — FeO — SiO_2 — Na_2O. Ликвационное расщепление в рудных жидкостях изучалось В. Ньюхаузом в системе пирротин—пентландит и Г. Куллерудом в системе Fe — Ni — Cu — S.

В кратком изложении трудно охватить весь объем имеющейся в настоящее время информации по ликвации, если учесть, что количество публикаций по этому вопросу превышает 100 работ в год. Некоторый обзор этих исследований применительно к петро– и рудогенезу приводился ранее [Рябов, 1989в].

Известно, что образование несмешивающихся жидкостей может происходить в сухих расплавах (по Грейгу), обогащенных железом, хромом, титаном и др. [Бабушкин, Жунина, 1983], а также в насыщенных летучими, в частности фосфором [Фишер, 1954] и фтором [Григорьев, 1935]. По конечному результату, т.е. по возникновению эмульсии жидкость в жидкости, понятия ликвация и флюидно–магматическая дифференциация [Петрография, 1976; 1981; Маракушев, 1979; Жариков и др., 1986; Летников и др., 1988; и др.]

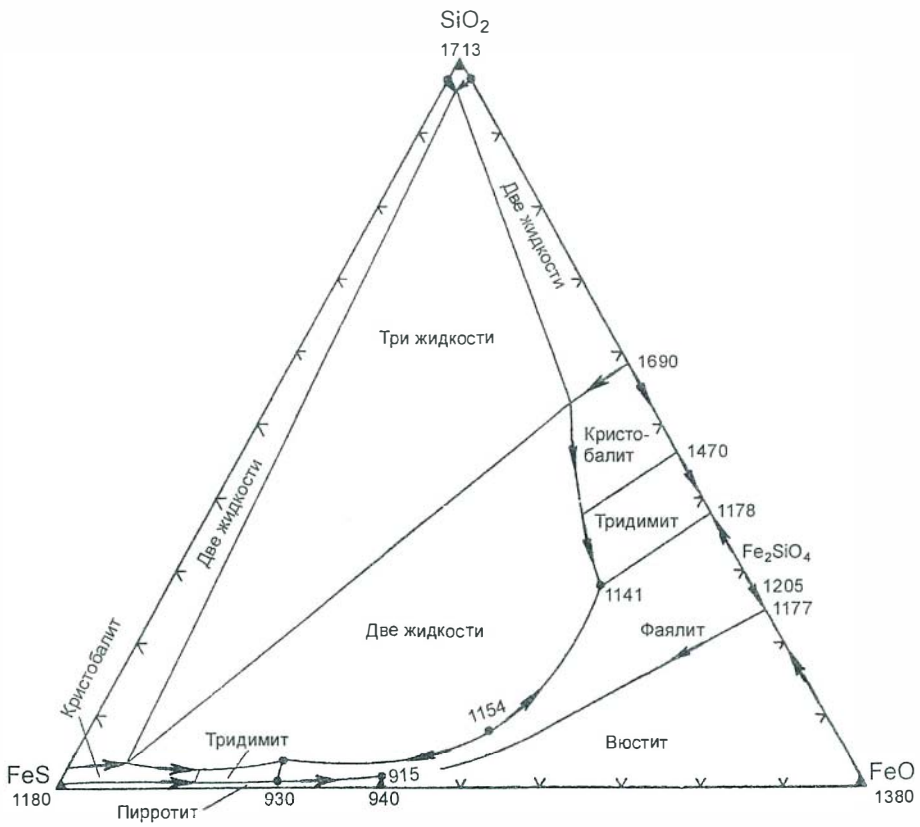


Рис. 1.9. Ликвидусные соотношения в системе FeS — FeO — SiO_2, [Скиннер, Пэк, 1973].

Цифры — *t*, °С.

тесно переплетаются. Поэтому термин ликвация, ликвационная дифференциация, по–видимому, является более объемным и включает все частные типы возникающих несмешивающихся жидкостей, образовавшихся с участием флюидов или без них в силикатных, рудно–силикатных, рудных или солевых системах.

В ряде экспериментальных работ показана роль отдельных элементов и соединений, как активных агентов ликвации. К ним относятся HF, HCl, CH_4, H_2O, CO_2, H_2S, B_2O_3, P_2O_5, Cr, Ti и др. [Рябов, 1989в]. Большое влияние летучих в процессах петрогенеза и рудообразования отмечается многими исследователями и обращается внимание на рудогенерирующую роль флюидно–магматической дифференциации [Петрография, 1976, 1981; Жариков и др., 1986].

Летучие оказывают существенное влияние на температуру и последовательность кристаллизации минералов. Растворенные в расплавах, они вызывают изменение их физико–химических свойств – вязкости, степени полимеризации. При насыщении магм летучими происходит расщепление расплава на силикатно–силикатные и(или) силикатно–солевые (рудные, карбонатные, фосфатные, фторидные и пр.). Отделяющийся от расплава магматогенный флюид и солевые расплавы способны избирательно концентрировать и транспортировать многие петрогенные и рудные элементы. Вопросы флюидно–магматического взаимодействия давно привлекают внимание геологов. Важность флюидного режима в магматическом процессе подчеркивалась в работах Д. С. Коржинского, А. Н. Заварицкого, В. С. Соболева и др.

Применительно к траппам особый интерес представляют экспериментальные данные с участием летучих, которые показали возможность расщепления расплавов на базит–гипербазитовые и базит–гранофировые жидкости [McBirney, Nakamura, 1974; Маракушев и др., 1982] и склонность трахибазальтовых расплавов к ликвации [Горбачев, 1989].

Относительно состава глубинных флюидов считается, что они имеют восстановительный характер и представляют собой сложную газово–солевую смесь, которая в некотором приближении имеет вид системы C — O — H [Маракушев, Перчук, 1974; Никольский, 1978]. Для траппов и, в частности, для норильских интрузий и связанных с ними руд также предполагается изначально восстановительный характер флюидов, сопровожда-

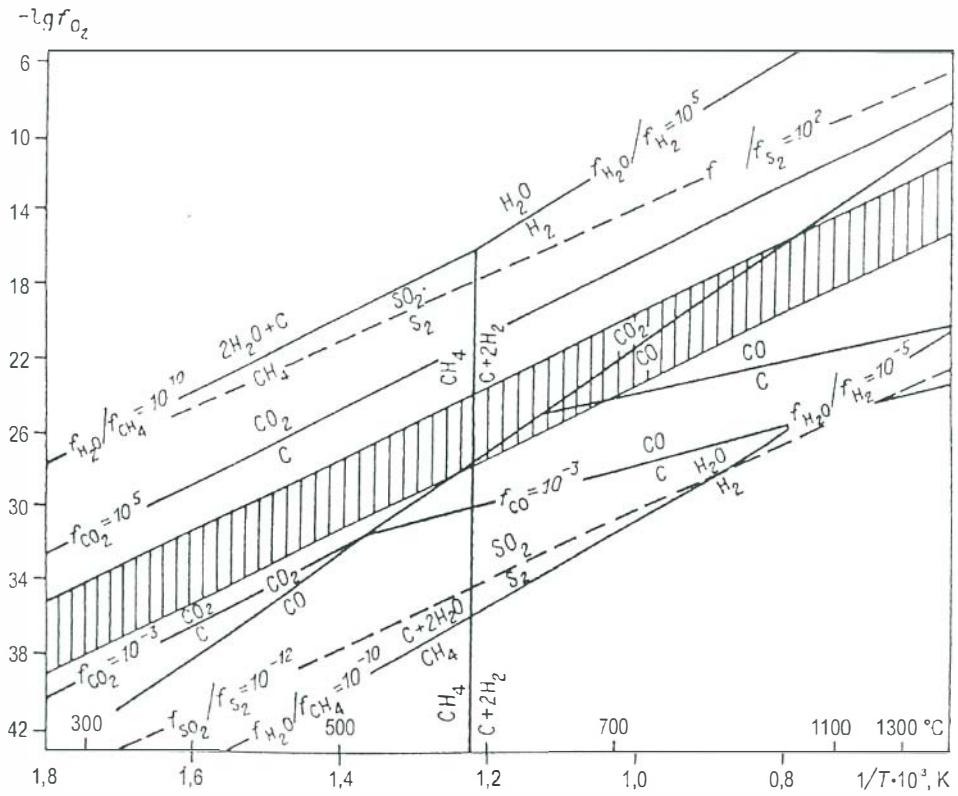


Рис. 1.10. Зависимость f_{O_2} от температуры для типовых равновесий в системе C—O—H—S.

Заштрихована область с наиболее оптимальными величинами летучести компонентов и температуры для кристаллизации руд норильского типа [Некрасов, Горбачев, 1978].

ющих расплав, которые окисляются в ходе эволюции магматической системы [Некрасов, Горбачев, 1978; Генкин и др., 1981; Рябов, 1989в].

Применительно к траппам и связанным с ними рудам наиболее детально изученной является экспериментальная система Fe — S — O — SiO_2, отдельные звенья которой известны [Муан, 1983; Ольшанский, 1951; Naldrett, 1969; Maclean, Shimazaki, 1976; и др.]. Исследования, проведенные И. Я. Некрасовым и Н. С. Горбачевым [1978], позволили проследить всю последовательность образования парагенезисов медно–никелевых руд при кристаллизации сульфидного расплава. Установлено, что важнейшими физико–химическими параметрами, регулирующими рудообразование, являются температура и фугитивность O_2, S_2, (H_2S), понижение которых в процессе рудообразования приводит к изменению окисно–сульфидных равновесий и расширению полей устойчивости сульфидов. Встречающиеся в сульфидных рудах проявления графита и карбидов дали основание предполагать их равновесие с H_2O, CO_2, CO, CH_4 (рис. 1.10). Расчеты показали, что в ходе рудообразования обстановка была восстановительной, f_{H_2O}/f_{CH_4} было постоянным, f_{CO_2} снижалась от 10 до 10^{-1} атм., f_{SO_2}/f_{S_2} составляло $10^{-6} - 10^{-8}$.

В процессе рудообразования f_{O_2} изменялась от 10^{-12}(1300 °С) до 10^{-37} атм. (300 °С), f_{S_2} соответственно от 10^{-3} до 10^{-16} атм. Кристаллизация сульфидной жидкости при понижении температуры буферируется пирротин–магнетитовой ассоциацией с оливином и без него, борнит–магнетитовой и др. (рис. 1.11), а на фоне уменьшающейся величины f_{S_2} происходит закономерная смена недосыщенных серой высокотемператур-

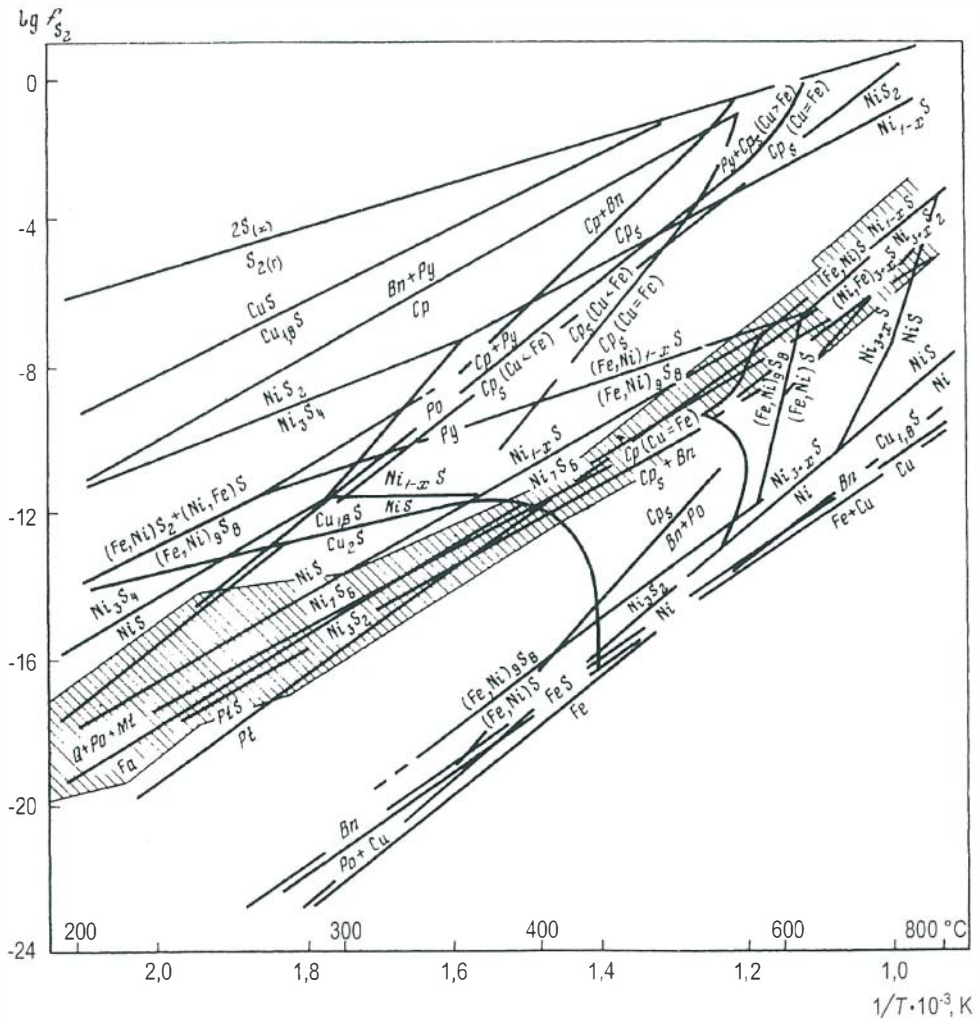


Рис. 1.11. Зависимость $\lg f_{S_2}$ от температуры для главных сульфидных равновесий медно–никелевых месторождений.

Bn — борнит, Cp — халькопирит, халькопиритовый твердый раствор, Po — пирротин, Py — пирит. Заштрихована область кристаллизации норильских руд [Некрасов, Горбачев, 1978].

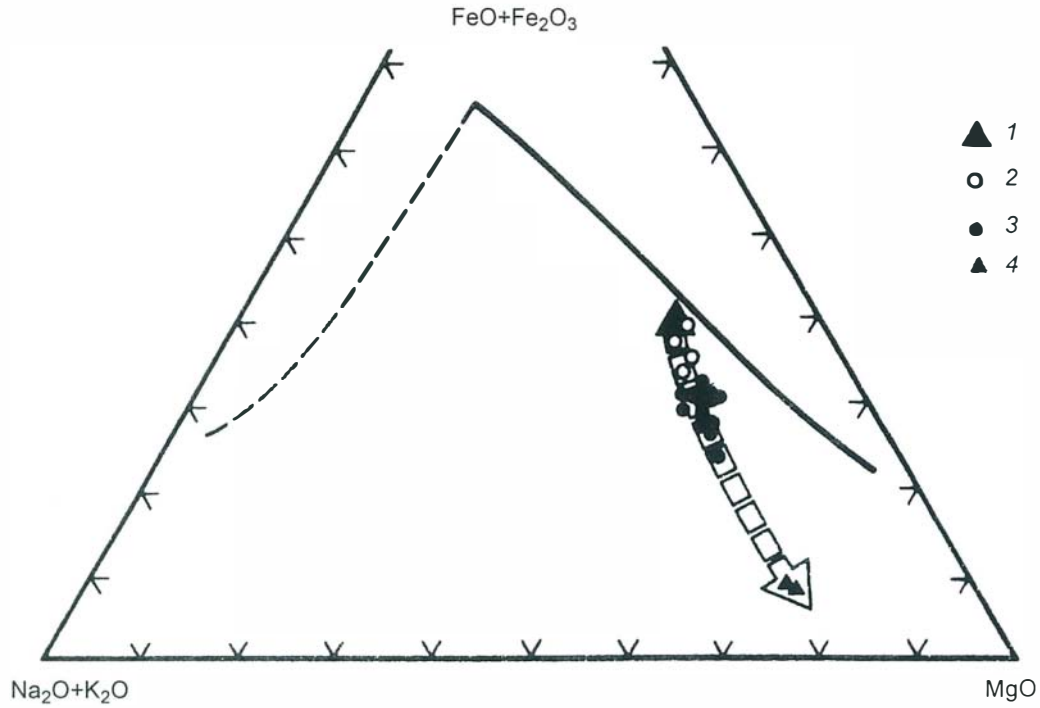


Рис. 1.12. Изменение состава (мол.%) базальтового расплава в опытах по сульфуризации [по Альмухамедову, Медведеву, 1982].

1 — исходный состав (обр. TR–2); *2–4* — взаимодействие: *2* — с пирротином, *3* — с пиритом, *4* — с $CaSO_4$. Линия — направление дифференциации траповой магмы, широкая — изменение состава жидкости в эксперименте.

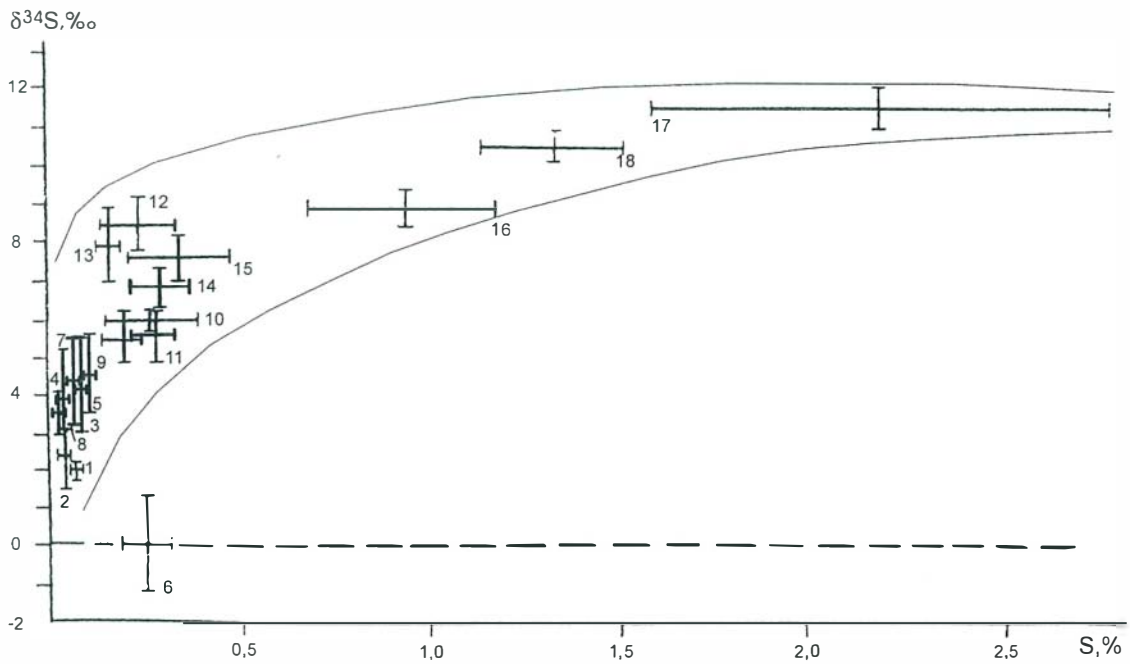


Рис. 1.13. Содержания и изотопный состав серы габбро–долеритовых интрузий [по Гриненко, 1987].

Отрезки прямых — доверительные интервалы для средних содержаний серы и значений $\delta^{34}S$. Пересечения их соответствуют средним содержаниям серы и средним значениям $\delta^{34}S$. Цифрами обозначены интрузии: *1* — Ф–81; *2* — ПЕ–3; *3* — Ф–88; *4* — Далдыканская; *5* — I–го порога р.Курейка; *6* — Хюкта; *7* — Путаная; *8* — Нижний–II; *9* — Накохозская; *10* — Зеленая Грива; *11* — Пясино–Вологочанская; *12* — Нижнеталнахская; *13* — Мантуровская; *14* — Имангда; *15* — горы Черная; *16* — Норильск–I; *17, 18* — Верхнеталнахские, северо– восточная (*17*) и северо–западная (*18*) ветви.

ных моносульфидов полуторными сульфидами и дисульфидами.

Для понимания процессов сульфидного рудообразования большой интерес представляют эксперименты с участием серы. Проведенные в этом направлении исследования показали, что при воздействии серосодержащих растворов и газов на твердые ультраосновные породы, оливин или силикатный расплав происходит активная экстракция Fe и Ni из силикатных фаз с образованием сульфидов [Kullerud, Yoder, 1965; Петренко и др., 1974; Mutanen, 1957; Naldrett et.al., 1984; Арутюнян и др., 1988; и др.]. Примечательно, что в процессе сульфуризации базальтового расплава количество Fe закономерно уменьшается пропорционально избыточной сере и происходит относительное увеличение магнезиальности силикатной жидкости (рис. 1.12).

В связи с проблемой источника рудообразующего вещества сульфидных месторождений большое значение имеют исследования изотопии серы, являющейся по сути единственным параметром ее геохимической истории. К настоящему времени по изотопии серы из пород и руд Сибирской платформы накоплен огромный аналитический материал [Годлевский, Гриненко, 1963; Гриненко В.А., Гриненко Л.Н., 1974; Горяинов, Яловой, 1972; Горбачев, Гриненко, 1973; Нестеренко, Альмухамедов, 1973; Коваленкер и др., 1974; Гриненко и др., 1976; Кузьмин, Туганова, 1977; Августинчик, 1981; Гриненко, 1985, 1987; и др.]. Исследования показали, что по мере увеличения рудонасыщенности (при переходе от рудопроявлений к мелким и крупным месторождениям) отмечается увеличение тяжелого изотопа серы, сопряженное с ростом общего содержания серы (рис. 1.13). Сходная тенденция установлена также для рудоносных интрузий Печенги [Гриненко, 1987]. Предполагается, что повышение доли тяжелого изотопа в рудах норильских месторождений связано с ассимиляцией сульфатной серы из осадочных пород [Годлевский, Гриненко, 1963]. Наряду с этим, приводимый в работах различных геологов фактический материал свидетельствует о значительных вариациях отношения S^{32}/S^{34} как в пределах одного месторождения, так и по разрезу интрузии, по ее латерали, в пределах одного типа пород и даже одного сульфидного вкрапленника. Величина этих вариаций зависит от многих физико–химических факторов, в том числе от P_{O_2}, P_{S_2}, T, P [Лихачев, Стрижев, 1974; Омото, Рай, 1982; Гриненко В., Гриненко Л., 1974], и только детальные исследования позволят приблизиться к решению вопроса об источнике серы — механизмах ее фракционирования и генезису норильских месторождений [Овчинников, Рябова, 1975, 1977].

Глава 2. ЭФФУЗИВНЫЕ И ЭКСПЛОЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА

2.1. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЛАТОБАЗАЛЬТОВ

Наиболее полный разрез вулканогенной толщи Сибирской платформы, составляющий 3500 м, проявился в Норильском районе (рис. 2.1). Он представляет собой чередование лавовых покровов и туфовых горизонтов, которые находятся в соотношении 90 : 10 [Люлько и др., 1994]. В северной части платформы в верхних частях разреза преобладают лавовые покровы, а в южной — на широте Нижней Тунгуски, базальты сменяются туфогенными образованиями. В разрезе туфолавовой толщи выделяется более 200 лавовых покровов и около 30 туфовых горизонтов. Мощность первых колеблется от 1 до 100 м (средняя 15 м), а вторых — от первых метров — десятков метров до 100 м. Отдельные маркирующие горизонты туфов и лавовые покровы прослеживаются на десятки и сотни километров (рис. 2.2; 2.3).

Туфолавовая толща состоит из 11 свит, часть которых дополнительно подразделяется на подсвиты и пачки (табл. 2.1). Основная масса лав представлена производными толеит–базальтовой магмы, в небольших объемах проявляются производные субщелочных базальтовых и пикрит–базальтовых расплавов. Платобазальты имеют афировую и порфировую структуры с пойкилоофитовой, толеитовой и интерсертальной структурой основной массы. Главными породообразующими минералами базальтов являются плагиоклаз, клинопироксен, оливин с переменным количеством титаномагнетита, ильменита, стекла и палагонита. К настоящему времени создана классификация и номенклатура пород трапповой формации, по материалам многочисленных аналитических данных выявлены особенности геохимии базальтов различных стратиграфических подразделений и рассчитан средневзвешенный состав эффузивных траппов Сибирской платформы (табл. 2.2).

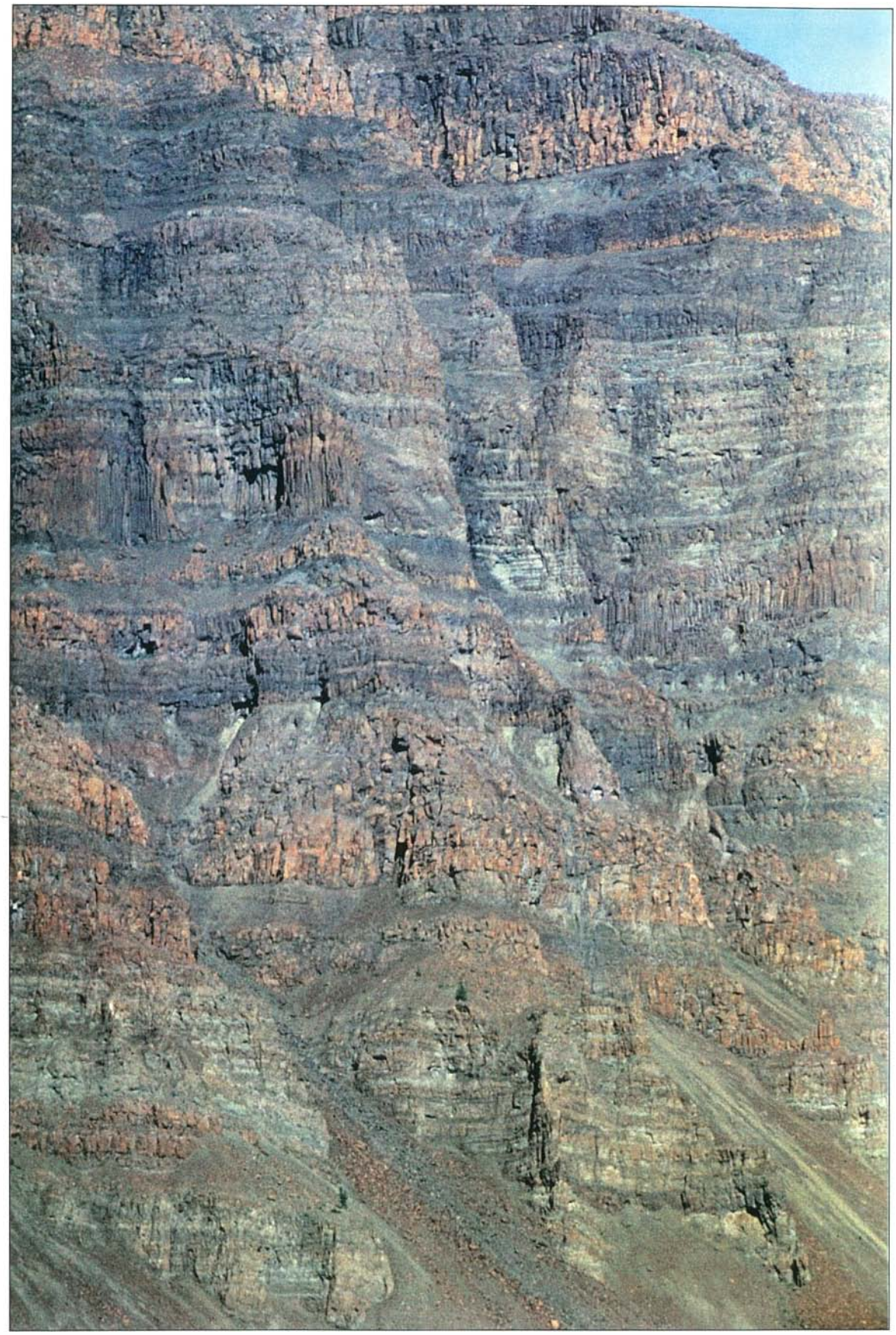
Абсолютный возраст эффузивных и интрузивных траппов, полученный по различным объектам, различными методами и в различных лабораториях [Renne and Basu, 1991; Dalrymple et al., 1991; Campbell et al., 1992], показал, что начало формирования лавовой толщи имело место на рубеже перми и триаса [Люлько и др., 1994].

Палеомагнитное исследование туфолавовой толщи показало, что базальты ивакинской и верхней части самоедской свит имеют обратную полярность, а остальная часть разреза эффузивов от

Таблица 2.1.

СХЕМА СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ ТУФОЛАВОВОЙ ТОЛЩИ НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА

Фаза (цикл)	Возраст, индекс	Свита	Мощность, м	Основной тип пород
V	T_1sm	Самоедская	>600(?)	Базальты толеитовые, афировые, порфировые
	T_1km	Кумгинская	160-210	Базальты толеитовые, гломеропорфировые
	T_1hr	Хараелахская	380-620	Базальты толеитовые, субщелочные, порфировые, гломеропорфировые
IV	T_1mk	Мокулаевская	400-690	Базальты толеитовые, афировые, порфировые
	T_1mr	Моронговская	240-700	Базальты толеитовые, афировые, субщелочные, анкарамиты
III	T_1nd	Надеждинская	150-530	Базальты толеитовые, порфировые, гломеропорфировые, туфы
	T_1tk	Туклонская	0-220	Базальты толеитовые, пикритовые
	T_1hk	Хаканчанская	15-260	Туфы, туффиты, редкие прослои базальтов
II	T_1gd	Гудчихинская	0-250	Базальты толеитовые, пикритовые, гломеропорфировые
	T_1sv	Сыверминская	0-195	Базальты толеитовые
I	P_2iv	Ивакинская	0-330	Базальты субщелочные, трахибазальты, трахиандезитобазальты, туфы



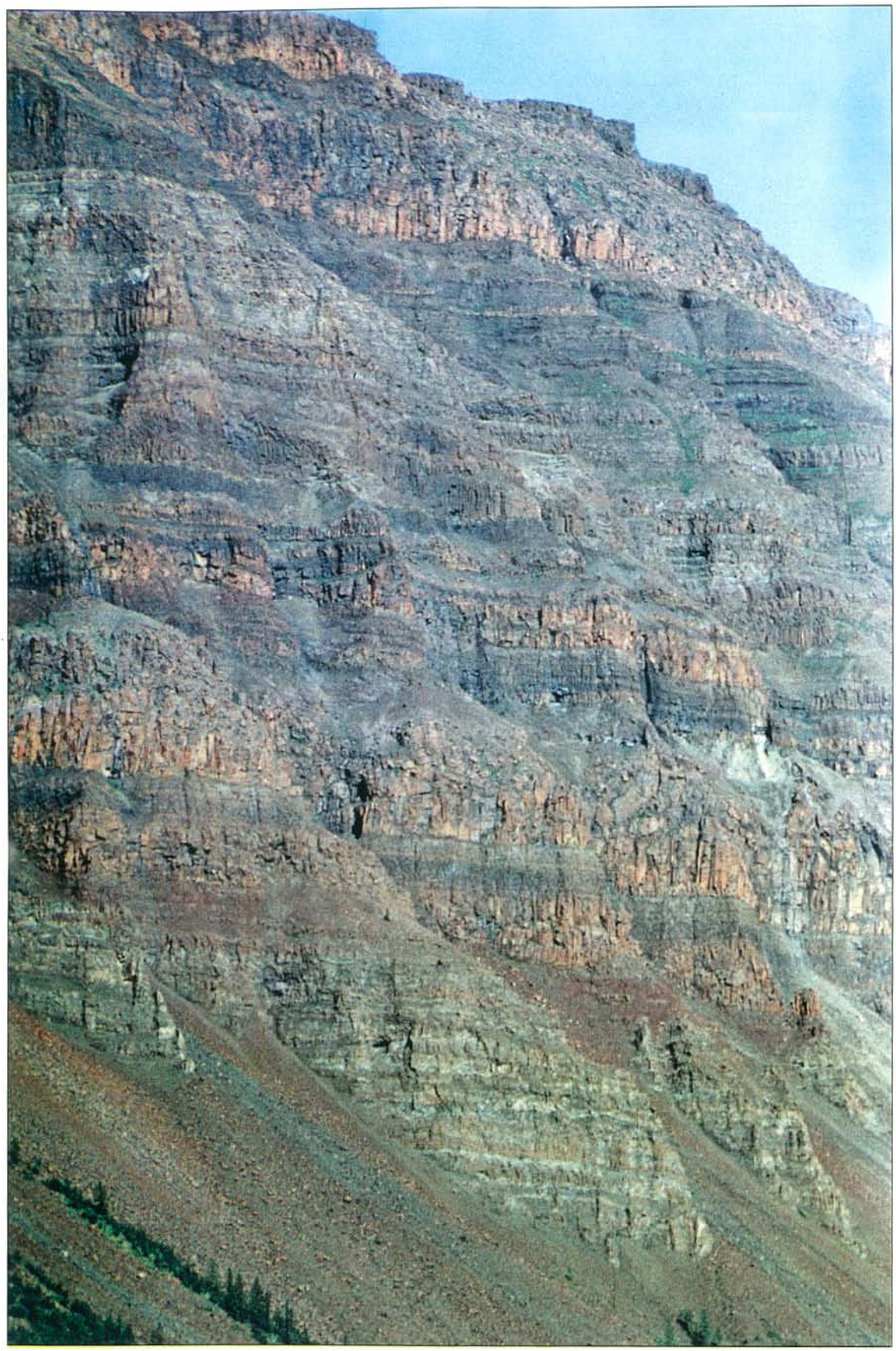


Рис. 2.1. Туфолавовая толща Западного Путорана, район оз. Хантайское.

Таблица 2.2.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ БАЗАЛЬТОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Компонент	1	2	3	4	5
SiO_2	48,43	48,41	48,70	48,25	48,24 ± 5,41
TiO_2	1,48	1,30	1,36	1,18	1,32 ± 0,14
Al_2O_3	15,35	15,31	14,80	15,47	14,71 ± 2,75
Fe_2O_3	3,59	4,23	3,31	4,84	
FeO	9,39	8,24	7,27	7,64	
$FeO_{общ.}$	12,62	12,00	10,25	12,00	11,29 ± 1,32
MnO	0,19	0,19	0,18	0,18	0,19 ± 0,01
MgO	6,18	7,04	7,30	6,90	7,17 ± 5,74
CaO	10,69	10,68	9,68	10,78	10,79 ± 3,59
Na_2O	2,18	1,81	2,37	2,20	2,34 (0,54
K_2O	0,73	0,68	0,85	0,42	0,56 ± 0,43
P_2O_5	0,13	0,22	0,11	0,15	0,17 ± 0,02
П.п.п.		2,04	4,00		2,92 ± 3,49
Сумма	98,34	99,97	99,93	98,01	99,19
Кол–во анализов	176	401	219	845	444

Примечание. 1 – средний состав базальтов Сибирской платформы [Кутолин, 1969]; 2 – средневзвешенный состав эффузивных траппов северо–запада Сибирской платформы [Зеленщиков, Дюжиков, 1974]; 3 – средний состав базальтов Сибирской платформы [Нестеренко и др., 1964]; 4 – то же Тунгусской синеклизы [Леднева, Порошин, 1981]; 5 – средневзвешенный состав базальтов северо–запада Сибирской платформы [Альмухамедов и др., 1988].

Рис. 2.2. Базальтовый покров хоннамакитской свиты, район р. Намакан

сыверминской до низов самоедской свиты включительно отвечает нормальной полярности [Линд, Щекотуров, 1991]. На основании этих данных базальты ивакинской свиты относятся к верхней перми, а вышележащие эффузивы – к нижнему триасу. Предполагается, что формирование пород первого триасового интервала нормальной полярности, которые составляют около 90 % пород разреза, происходило в течение 0,6 млн лет [Haag and Heller, 1991], а продолжительность образования всей туфолавовой толщи Норильского района, имеющей мощность 3500 м, не превышала 1 млн лет [Люлько и др., 1994].

Строение разреза туфолавовой толщи указывает на то, что большинство лавовых покровов изливалось на неэродированную и не испытавшую выветривания поверхность предыдущих излияний. Об этом говорят следы течения лав, сохранившиеся на поверхностях покровов, верхние корочки закаливания и полные разрезы покровов с верхними миндалекаменными зонами. Извержения носили массированный характер, и каждая последующая порция расплава изливалась на поверхность еще не остывшего покрова. Частая периодичность излияний лав способствовала сохранению тепла в ранее излившихся покровах. Этот подогрев снизу способствовал поддержанию в лавах высокой температуры и низкой вязкости, а значит и высокой текучести и лучшей раскристаллизации расплава.

2.1.1. Тектономагматическая цикличность

Проводимые на протяжении многих десятилетий исследования стратиграфии и петрологии туфолавовой толщи севера Сибирской платформы позволили геологам выявить особенности эволюции вулканических явлений и обосновать существование в истории развития магматизма Норильского района пяти основных тектономагматических циклов или фаз [Петрология и перспективы..., 1978; Золотухин и др., 1986; и др.]. Основы расчленения туфолавовой толщи и цикличности вулканических явлений закладывались в работах В. Н. Рожкова, В. К. Котульского, М. Н. Годлевского, Н. Н. Урванцева и получили продолжение в исследованиях В. С. Голубкова, Д. А. Додина, О. А. Дюжикова, Т. К. Ивановой, М. К. Иванова, Э. Н. Линда, В. А. Люлько,

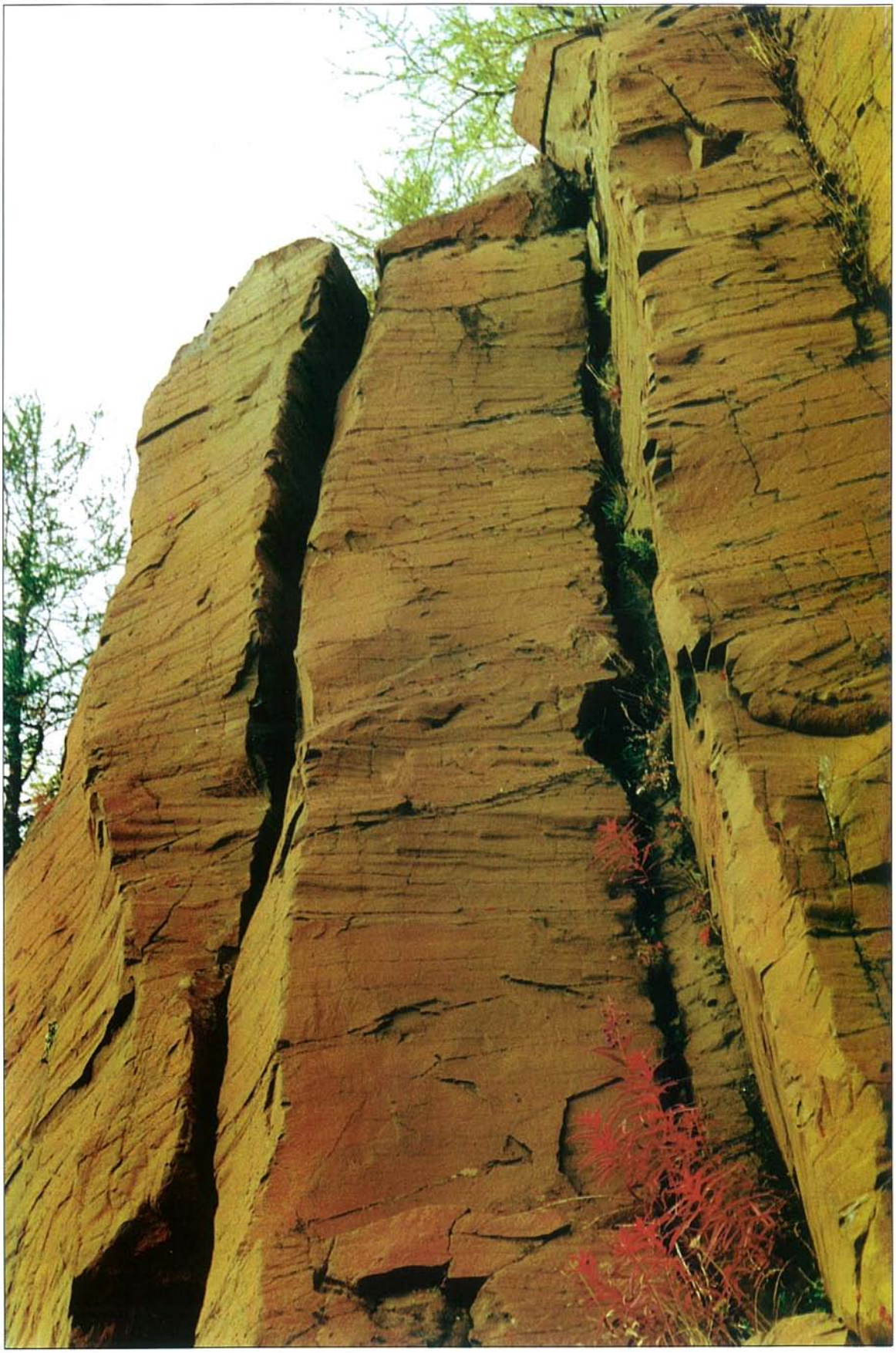


Рис. 2.3. Столбчатая отдельность в базальтах хоннамакитской свиты, район р. Намакан.

Г. Д. Маслова, М. И. Митрошина, Н. Н. Нагайцевой, Т. И. Немененка, В. С. Нестеровского, В. С. Старосельцева, Я. И. Полькина, Г. Н. Старициной, Л. Г. Сухова, А. И. Тараховского, Ю. И. Томановской, В. А. Федоренко и др. По мере накопления геологических данных схема вулканизма, а также принципы расчленения туфолавовой толщи и выделения циклов корректировались, дополнялись, совершенствовались и наконец приняли вид (см. табл. 2.1), который используется геологами при геокартировании и в различных генетических построениях.

Предполагается, что туфолавовая толща Норильского района сформировалась в течение пяти вулканических циклов или тектономагматических фаз, каждая из которых объединяет одну или несколько свит [Петрология и перспективы..., 1978]. Дополнительно вся туфолавовая толща подразделяется на ранний и поздний этапы вулканизма. К раннему этапу относятся производные I и II тектономагматических фаз, сформировавшиеся в течение верхней перми, к позднему – III–V фаз, образование которых происходило в триасе.

Каждая тектономагматическая фаза представлена полифациальным комплексом эксплозивных, эффузивных и интрузивных пород. Считается, что формирование такой фазы или цикла начиналось с эксплозивной деятельности, которая по мере усиления тектонической активности перерастала в массовые трещинные излияния магматического расплава. Последующее ослабление вулканического процесса приводило к обособлению отдельных щитовых вулканов, а прекращение лавовых излияний и затухание вулкана сопровождались накоплением туфового материала и формированием интрузий [Фадеев, 1962; Кузнецов, 1965; Дараган–Сущов, 1989]. Каждая фаза характеризуется индивидуальным химическим составом магматического расплава и особенностями его эволюции во времени и пространстве [Годлевский, 1959; Федоренко, 1981]. В зависимости от геодинамического режима находились периодичность тектономагматической активности, а также продолжительность каждого вулканического этапа, полнота его развития, объем и площадное распространение продуктов вулканизма.

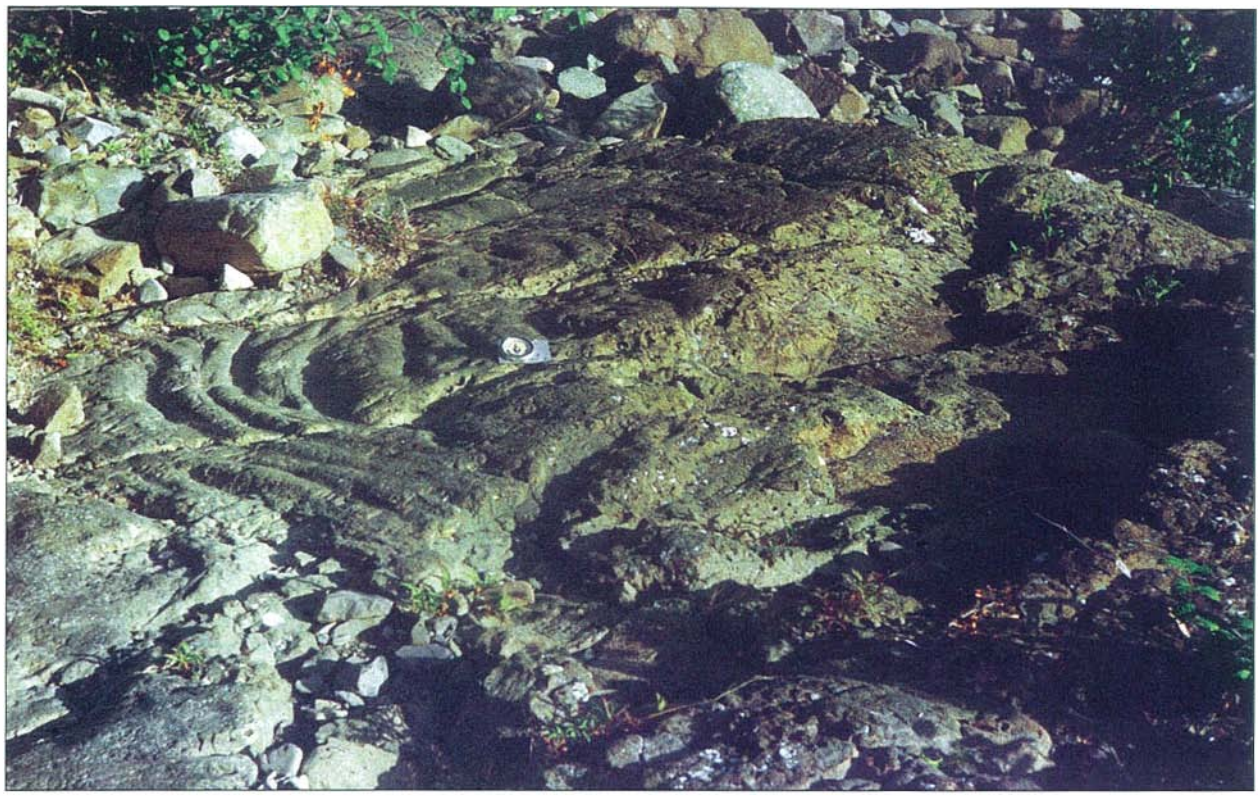
Т. И. Немененок [Петрология и перспективы..., 1978] и О. А. Дюжиков [Золотухин и др., 1986] отмечают, что большинство тектономагматических фаз имеют трехчленное строение: туфогенная пачка, зеленокаменные базальты, иногда с шаровыми лавами и относительно свежие базальты. Зеленокаменные базальты имеют толеитовую, пойкилоофитовую, пойкилоофитоинтерсертальную, офитовую структуру, а "свежие" базальты — порфировую с микродолеритовой и интерсертальной структурой основной массы. Оба цитируемые автора подчеркивают ритмичную повторяемость проявлений зеленокаменных базальтов в строении вулканической толщи. Предполагается, что причиной зеленокаменного перерождения базальтов являлись автометаморфизм и региональный метаморфизм, но главную роль в этом изменении, возможно, играли магматические газы многочисленных трапповых интрузий, внедрившихся в эффузивы [Годлевский, 1959]. Более распространенная точка зрения, которой придерживались Б. Н. Рожков, Г. Г. Моор, И. А. Коровяков, Г. Д. Маслов и др. (цит. по [Петрология и перспективы..., 1978]), предполагает появление зеленокаменных базальтов, спилитов и подобных пород в результате излияния лав в подводных условиях.

В туфолавовой толще плато Путорана тектономагматические этапы проявляются в характерном чередовании мощных (до 120 м) покровов мелкозернистых базальтов с микродолеритовой структурой и маломощных (не более 20 м) покровов крупнозернистых базальтов и анамезитов с такситоофитовой и пойкилоофитоинтерсертальной структурой [Фадеев, 1962; Кузнецов, 1965; 1977]. По мнению цитируемых авторов, степень раскристаллизации пород обусловлена различным содержанием в расплаве летучих компонентов, которое повлияло на степень переохлаждения магмы и ее раскристаллизацию. Поэтому, несмотря на большую мощность покровов, бедные летучими компонентами расплавы сформировали мелкозернистые базальты, а обогащенные — даже в маломощных покровах раскристаллизовались в крупнозернистые породы. Считается, что мелкозернистые базальты имели трещинный характер излияния, а крупнозернистые формировались из вулканов центрального типа.

2.1.2. Строение лавовых покровов

Базальтовые лавы проявляются в виде покровов и потоков, мощность которых изменяется от 0,5–1 до 100–140 м. Отдельные мощные покровы имеют характерные особенности, которые позволяют прослеживать их на сотни километров и рассматривать в качестве маркирующих [Старосельцев, 1982]. Лавовые покровы имеют закономерное строение, которое не зависит от их мощности и петрографического состава [Полькин, 1961]. Они состоят из трех структурных зон: нижней (миндалекаменной), центральной (массивной), верхней (миндалекаменной). Автор указывает также на существование тонких стекловатых корочек закаливания (1–2 см) в верхней час-

а



б

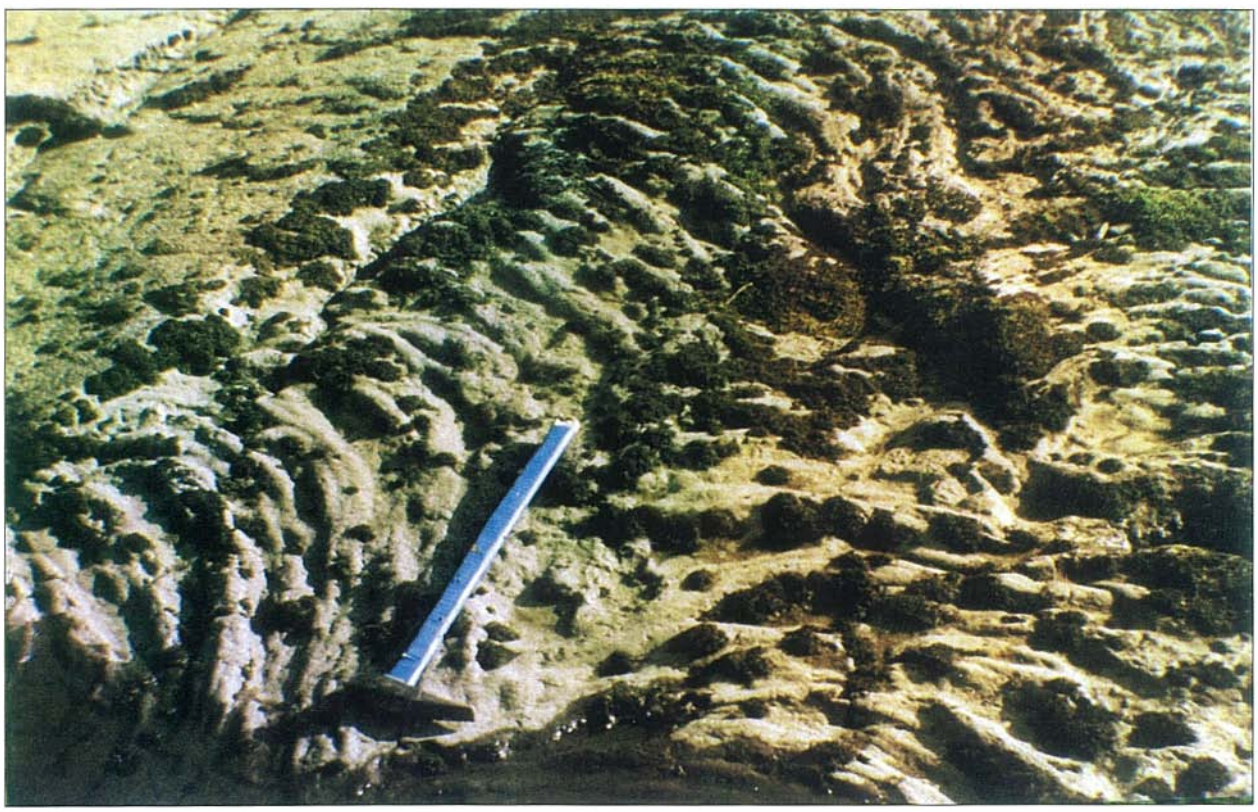


Рис. 2.4. Веревочная поверхность лавовых покровов ивакинской свиты в районе руч. Пироксеновый, приток р. Микчанда (*а*) и правобоярской свиты на р. Левая Боярка (*б*).

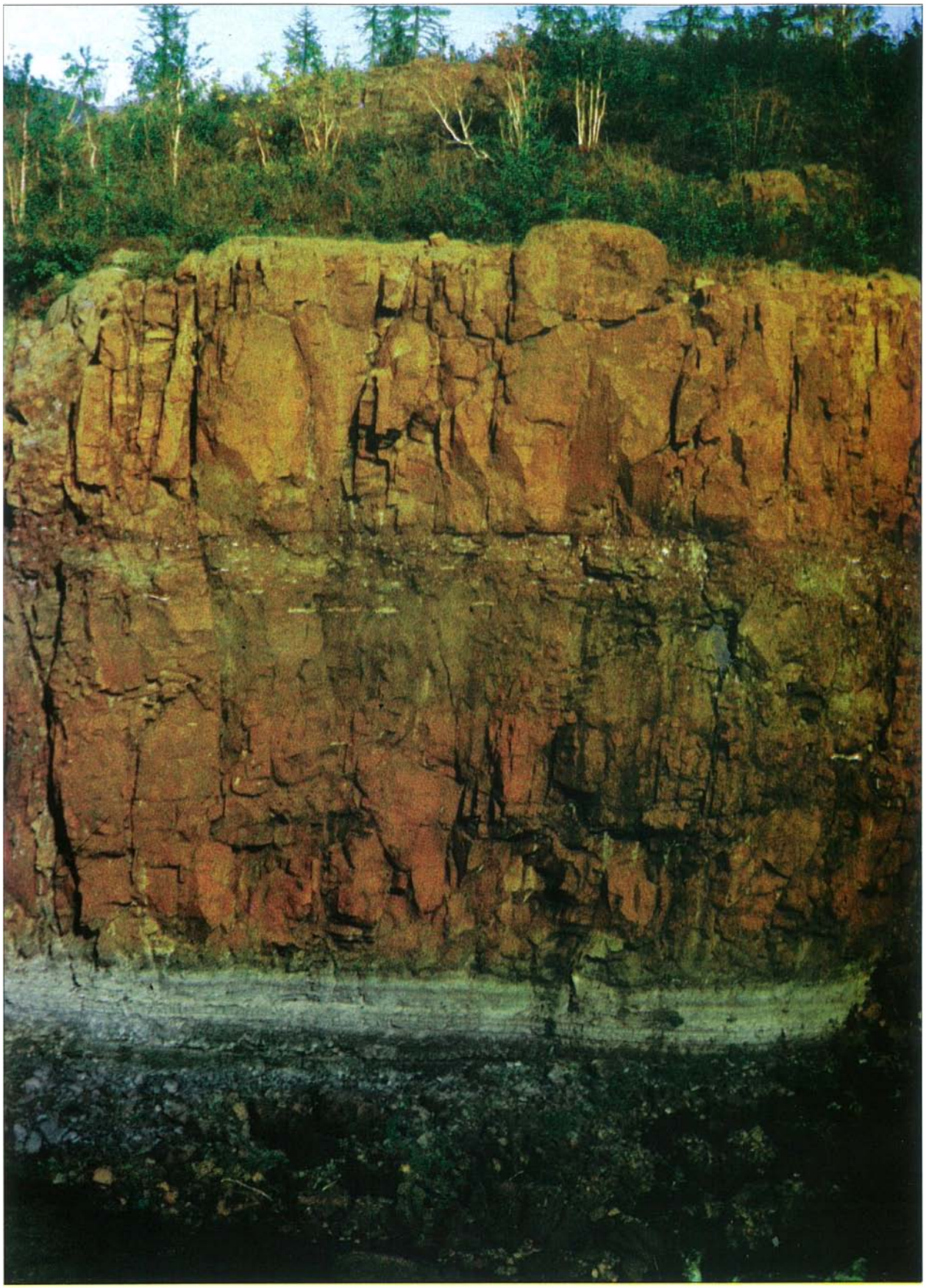
ти миндалекаменных базальтов, поверхность которых имеет гладкий, глянцевый вид и обычно плоская или слегка волнистая. У базальтов с пойкилоофитоинтерсертальной структурой поверхность часто приобретает шероховатый, шлаковидный облик. Он отмечает проявления лавовых покровов с концентрическими морщинами течения и канатным строением поверхности покрова на южном берегу западной части оз. Лама, по долинам ручьев Водопадный (приток р. Гремяка) и Пиритовый (приток р. Макус), на участке между озерами Кета и Глубокое. Веревочная поверхность лавовых потоков известна также в базальтах по ручьям Пироксеновый (приток р. Микчанда), и Сиротский (оз. Хантайское), на р. Лев. Боярке и в других местах (рис. 2.4). М. Н. Годлевский отмечает, что расплав толеитовых базальтов по вязкости приближается к лавам типа *пехуху,* а порфировых – к типу *аа*. В различных частях хоннамакитской свиты в районе оз. Хантайское на отпрепарированных водотоками поверхностях лавовых покровов можно видеть растрескивание верхних корочек закаливания и залечивание их выжатым расплавом.

Своеобразие эффузивных траппов Сибирской платформы в сравнении с платобазальтами других платформ заключается в относительно хорошей раскристаллизованности значительной части покровов и в большом объеме миндалекаменных зон, которые составляют в Норильском районе 36 % лавовой толщи при количестве миндалин, достигающем 30–40 % [Люлько и др., 1994]. В нижних частях разреза эффузивов доля миндалекаменных базальтов составляет 49 %, в верхних – 31 %. Насыщенные миндалинами мелкозернистые и стекловатые базальты принято называть мандельштейнами, а породы со сравнительно меньшим количеством миндалин и сохраняющие присущие им структурно–текстурные особенности называют миндалекаменными базальтами. Количество миндалин и мощность миндалекаменных зон в различных покровах широко варьирует. Детальная характеристика строения базальтовых покровов приводится в работе И. М. Симановича и Д. И. Кудрявцева [1981].

В маломощных покровах с такситоофитовой структурой миндалекаменные зоны порою занимают до 75 % разреза. Для пород характерно широкое развитие палагонита в мезостазисе породы и в виде миндалин, проявления свежего стекла и очень редки. В отдельных покровах наблюдается внутрипокровная дифференциация, в результате которой в кровельных частях появляются зеленокаменные породы типа метадиоритов (в понимании Левинсон–Лессинга), обогащенные палагонитом с крупными кристаллами плагиоклаза

Рис. 2.5. Контакт базальтов хоннамакитской свиты с красными пятнистыми туфами, район р. Намакан.

а



б

Рис. 2.6. Формы проявления миндалин в базальтовых покровах.

а — обнажение двух покровов базальтов на границе с угленосными терригенными отложениями тунгусской серии, в кровле нижнего покрова видна зона обогащенная миндалинами и крупными субгоризонтально вытянутыми миароловыми полостями, район р.Микчанда; *б* — обогащенные палагонитом газовые каналы, ориентированные согласно столбчатой отдельности в базальтах, район оз. Хантайское.

и ильменита. Отдельные покровы могут быть полностью сложены зеленокаменными базальтами.

В мощных покровах афировых и плагиофировых базальтов миндалекаменные зоны занимают 10–25 % разреза. В кровле покрова миндалекаменные зоны всегда более мощные нежели в подошве. Снизу вверх по разрезу миндалекаменной зоны происходит увеличение размера миндалин от 2–3 мм в диаметре до 7–12 мм, форма миндалин трансформируется из шарообразной в неправильную и под корочками закаливания нередко можно видеть крупные горизонтально вытянутые миароловые полости, выполненные кальцитом, кварцем и реже цеолитами. В подошве покрова наблюдаются субвертикально вытянутые цепочки миндалин и трубчатые полости длиной 5–7 реже до 12 см нередко с окончаниями, развернутыми в сторону движения лавы (рис. 2.5).

В центральных плотных частях базальтовых покровов встречаются разрозненные миндалины, но нередко можно встретить небольших размеров округлые скопления миндалин с резким ограничением – "газовые пузыри". Другая форма проявления скоплений миндалин – "газовые каналы". Они веретенообразные или слабовытянутые (рис. 2.6), длиной 50–70 см, с округлым сечением диаметром около 5 см. Газовые каналы отчетливо выделяются на фоне массивных базальтов богатым скоплением (до 50–60 %) миндалин, проявляются поодиночке или сериями с различным расстоянием (7–20 см) друг от друга, ориентируясь вдоль столбчатой отдельности либо изгибаясь в сторону движения лавы. В плотных афировых базальтах также наблюдаются цепочки миндалин, выстроившиеся вдоль пластовой прототрещиноватости.

По сути "газовые пузыри" в базальтах отражают явление несмешиваемости обогащенного летучими и "сухого" расплавов. В большинстве случаев "газовые пузыри" представляют собой недоразвитые пегматоиды, которые оказались плохо раскристаллизованы в силу неблагоприятных условий образования, а присутствующий в них в большом количестве палагонит–I является богатым летучими аналогом стекла, который из–за их обилия не мог стекловаться. Исключение здесь, по–видимому, составляют метадиориты из покровов пикритовых базальтов, крупнокристаллическая структура которых все–таки позволяет назвать их покровными пегматоидами.

"Газовые пузыри" являются обособлениями обогащенного летучими расплава, который образовался в кровле покрова в результате накопления летучих, отделяющихся от расплава и поднимающихся вверх. Часть газовых пузырей в силу возросшей вязкости расплава не смогла всплыть в кровлю покрова и застряла на различных гипсометрических уровнях. Это тип блуждающих по разрезу покрова "газовых пузырей". "Газовые каналы" формировались в сравнительно вязком расплаве, когда летучие были уже не в состоянии подняться вверх и поэтому стягивались в ослабленные зоны, которыми являлись прототрещины консолидации, соответствующие будущей столбчатой или пластовой отдельности в лавовых покровах. Состав матрицы газовых пузырей отличается от вмещающих их базальтов тем, что они сложены главным образом плагиоклазом и палагонитом с богатой рудной сыпью или опацитизированным стеклом.

Повышенные количества миндалин, как правило, наблюдаются в кровле покрова (см. рис. 2.6). Они обычно шарообразной формы, размером от субмикроскопических до 0,6–0,8 см, реже более. Заполнителем их являются кальцит, кварц, цеолиты. Несмотря на обилие миндалин, когда породы приобретают пемзоподобный облик, они сохраняют округлую форму и редко образуют крупные миароловые полости. Шарообразные миндалины характерны для мелкозернистых базальтов с микродолеритовой и интерсертальной структурой. В крупнозернистых базальтах такситоофитовой, пойкилоофитоинтерсертальной структуры наряду с шарообразными миндалинами в основной массе породы появляются неправильной формы обособления палагонита–I, нередко в центре с кальцитом. Помимо обособлений палагонит–I проявляется в мезостазисе совместно со стеклом или вместо него, занимая его позицию. Палагонит–I является обогащенным летучими эквивалентом стекла, в отличие от палагонита–II, представляющего собой вторичный хлорито– и смектитоподобный продукт замещения породы [Рябов, 1989в].

Характерной особенностью крупнозернистых базальтов является более широкое проявление в его мезостазисе палагонита–I вместо стекла, что позволяет предполагать обогащенность расплава летучими компонентами. Повышенные количества палагонита в крупнозернистых базальтах обычно бывают приурочены к верхним частям покрова и часто сопровождаются осветлением пород до облика "зеленокаменных" базальтов и метасоматическим их преобразованием. В связи с этим в отдельных случаях изменяется состав пород

Рис. 2.7. Грубослоистые базальты, представляющие собой плотные породы, разбитые сетью субгоризонтальных газовых каналов, обогащенных палагонитом; хоннамакитская свита, район среднего течения р. Намакан.

и намечается внутрипокровная дифференциация расплава. Наиболее ярко это явление выразилось в покровах пикритовых базальтов.

Обогащенные палагонитом крупнозернистые базальты в разрезе покрова чередуются со сходными по структуре породами, базис которых вместо палагонита представлен опацитизированным стеклом. Первые по сравнению со вторыми оказываются неустойчивыми к выветриванию и в результате в обнажениях можно видеть чередование рельефных выступов устойчивых к разрушению плотных базальтов и разрушенных жилообразных впадин рыхлых базальтов. Они описаны в литературе как "слоистые долериты" [Дмитриев, 1973; Симанович, Кудрявцев, 1981]. В наиболее ярком проявлении эти образования наблюдаются в мокулаевской свите и ее фациальных аналогах – хоннамакитской и нидымской (рис. 2.7). Мощность слоев "плотных" базальтов составляет 5–15 см, "рыхлых" – 20–50 см, в последних авторы отмечают наличие мелких (0,1–0,3 мм) пор (не более 5 % объема породы), выполненных кальцитом [Симанович, Кудрявцев, 1981].

Помимо чередования крупнозернистых базальтов с различным соотношением стекла и палагонита–I в верхних частях покровов вышеуказанных свит наблюдается переслаивание мелкозернистых стекловатых базальтов интерсертальной и крупнозернистых базальтов пойкилоофитоинтерсертальной структуры. Своеобразие этого переслаивания заключается в наблюдающемся в пределах одного шлифа последовательном переходе мелкозернистой породы в крупнозернистую. На особенностях этого перехода мы еще остановимся при описании базальтов мокулаевской свиты.

Вопреки существовавшему долгое время представлению о "сухости" трапповой магмы, в последние годы геологи все чаще отмечают обогащенность ее летучими. Косвенными свидетельствами этого являются: сравнительно высокая степень раскристаллизации значительной части базальтов, мощные миндалекаменные зоны лавовых покровов и, следовательно, высокий индекс миндалекаменности, а также высокий коэффициент эксплозивности в траппах Сибирской платформы.

Оценивая особенности изменения коэффициента эксплозивности в различных структурно–формационных зонах и структурно–фациальных подзонах на северо–западе платформы Т. И. Немененок [Петрология и перспективы..., 1978] отмечает различные его значения во времени и в пространстве (рис. 2.8). В среднем наиболее высокий коэффициент эксплозивности (70 %) имеет место в Нижнетунгусской структурно–фациальной подзоне, в Норильско–Вологочанской и Хараелахско–Иконской он составляет 11–15 %, в Ламско–Имангдинской — 21 %, в Боярско–Дельканской – 14 %, на севере Путоран-

Рис. 2.8. Изменение коэффициента эксплозивности в разрезе туфолавовой толщи севера Сибирской платформы по данным Т. И. Немененка [Петрология и перспективы..., 1978].

Свиты: er — ергалахская; am — амбарнинская, остальные см. в табл. 2.1.

ской субпровинции — 21–24 %, на юге – 47 %. Эксплозивный вулканизм имеет экстремальный характер проявления и приходится на время формирования хаканчанской (авамской) свиты. Коэффициент эксплозивности почти повсеместно составлял 90–98 %. Цитируемый автор полагает, что низкий коэффициент эксплозивности свидетельствует о том, что флюиды сохранялись и накапливались в магме интрузивных образований и в дальнейшем способствовали дифференциации расплава и рудообразованию. В этом плане, как он считает, потенциально рудоносными являются структурно–фациальные подзоны с низким коэффициентом эксплозивности.

2.2. ИВАКИНСКАЯ СВИТА (P_2iv)

На северо–западе Сибирской платформы вулканическая деятельность началась в ивакинское время верхней перми и ознаменовалась накоплением туфогенного материала и лавовыми излияниями, которые извергались на эродированные терригенные отложения тунгусской серии. Мощность ивакинской свиты изменяется от 0 до 300 м. Подразделяется она на три подсвиты: нижнюю, среднюю и верхнюю [Люлько и др., 1994].

Нижняя подсвита состоит из 1–13 покровов трахибазальтов, в основании которых располагаются туфы и туфобрекчии. Мощность пород подсвиты варьирует от 0 до 240 м.

Средняя подсвита представлена 1–5 покровами субщелочных титан–авгитовых базальтов со спорадическими проявлениями маломощных прослоев туфов и туфобрекчий. Мощность подсвиты 0–100 м.

Нижняя и средняя подсвиты располагаются в пределах Норильско–Вологочанской, Хараелахско–Иконской и Ламско–Имангдинской структурно–фациальных зон, а южнее оз. Кета они отсутствуют. Мощность покровов достигает 40 м. В их разрезах выделяются нижняя и верхняя миндалекаменные зоны и центральная зона массивных пород. Миндалекаменные зоны составляют 15–25 % пород покрова, причем мощность верхних зон в 3–6 раз больше, чем нижних [Архипова, Додин, 1963].

Верхняя подсвита состоит из двух пачек, нижняя из которых сложена лабрадоровыми андезитобазальтами и трахиандезитобазальтами, а верхняя — двуполевошпатовыми (двуплагиоклазовыми) андезитобазальтами. Породы верхней подсвиты распространяются на большей части территории Норильского района и постепенно выклиниваются у его западных, восточных и южных границ.

На севере Норильской и на юго–западе Хараелахской мульд лабрадоровые андезитобазальты представлены одним мощным (от 25–30 до 60–70 м) покровом, а двуплагиоклазовые андезитобазальты – 1–4 покровами (20–50 м) [Золотухин и др., 1986]. Между этими двумя пачками располагается прослой туфогенных пород и углистых аргиллитов, иногда включающих пласт каменного угля (до 1–1,5 м). В кровле ивакинской свиты в южной части Хараелахской мульды и в западном борту Тунгусской синеклизы встречается пласт каменного угля мощностью 2–4 м, получивший название "Заметный".

Особенности состава пород. Трахибазальты и субщелочные титан–авгитовые базальты по химическому составу относятся к базальтоидам повышенной щелочности, и на классификационной диаграмме ($Na_2O + K_2O$) – SiO_2 располагаются ниже линии Куно, которая разделяет породы нормальной и повышенной щелочности. Трахибазальты имеют более низкую, чем субщелочные титан–авгитовые базальты кремнекислотность при сходном с последними или более высоком содержании щелочей. Кроме того, первые от вторых отличаются повышенной концентрацией $Fe_2O_3 + FeO$, TiO_2 и P_2O_5.

Согласно классификации [Классификация..., 1981], обе разновидности пород по составу отвечают трахибазальтам. Принимая во внимание выявленные норильскими геологами некоторые особенности распространения и состава пород, авторы сохранили в тексте принятые местные названия пород, а в паспортах назвали их трахибазальтами.

Структура этих пород порфировидная или афировая, пойкилоофитовая, офитотолеитовая с интерсертальной микродолеритовой, толеитовой основной массой. В миндалекаменных зонах наблюдаются гиалопилитовая, интерсертальная и толеитовая структуры, в центральных зонах породы лучше раскристаллизованы и наряду с пойкилоофитовой структурой иногда появляется офитовая. Породы состоят из пироксена – 15–25 %, плагиоклаза – 45–60 %, оливина – 0–10 %, апатита – 0,5–2,5 %, стекла и палагонита – 15–20 %, титаномагнетита и ильменита – 5–10 %. Для трахидолеритов характерны повышенные содержания окисно–рудных минералов. Примечательной особенностью описываемых пород является отчетливый плеохроизм розово–лилового титан–авгита, нередко имеющего угасание типа структуры песочных часов. В миндалинах пород отмечаются кальцит, халцедон и хлоритоподобный минерал.

Некоторое представление о породах свиты, их структуре и составе можно получить из паспортов, составленных по частным эталонным образцам, которые размещены во 2-м томе монографии.

Клинопироксены образуют пойкилокристаллы с вростками плагиоклаза, небольшие призматические кристаллы и мелкие гранулы. Состав минерала в субщелочных титан-авгитовых долеритах отвечает $Wo_{37-43}En_{35-47}Fs_{16-24}$ (f = 25–41 ат.%). Минерал имеет переменное содержание (мас.%): TiO_2 — 0,76–2,22; Al_2O_3 — 1,51–3,37; Cr_2O_3 — 0–0,46. Повышенное содержание хрома отмечается у маложелезистого клинопироксена, а в направлении центр — край кристаллов в них происходит понижение количества глинозема (см. пасп. 1–3). Плагиоклаз порфировидных выделений имеет состав лабрадора $Ab_{34-35}Or_{2-1}An_{65-64}$, а лейсты основной массы и хадакристаллы в клинопироксене отвечают лабрадор-андезину $Ab_{45-51}Or_{2-4}An_{53-46}$. В интерстициях и в продуктах замещения плагиоклаза отмечается калишпат $Ab_{52}Or_{47}An_1$. Титаномагнетит содержит повышенное количество V_2O_5 (0,69–0,86 мас.%), а для ильменитов характерно невысокое содержание MgO (0,67–1,38 мас.%).

Лабрадоровые и двуплагиоклазовые андезитобазальты и трахиандезитобазальты имеют порфировую структуру с витрофировой, трахитоидной структурой основной массы с элементами микроофитовой, бостонитовой и гипидиоморфно-зернистой. Характерной особенностью пород является присутствие двух генераций плагиоклаза: оплавленных кристаллов An_{58-50} и монолитных An_{62-68}, которые были выявлены по данным замеров на федоровском столике [Годлевский, 1959). В составе пород (%): плагиоклаз — 60–75, клинопироксен – 10–15, палагонит — 5–15, иногда оливин до 0,5, титаномагнетит и ильменит – 3–7, апатит – 0,5–1. В результате автометаморфизма в палагоните мезостазиса иногда отмечаются новообразования гроссуляра (см. пасп. 4).

Лабрадоровый трахиандезитобазальт из района Талнаха состоит из плагиоклаза $Ab_{47-48}Or_3An_{50-49}$, который образует порфировые выделения и призматические кристаллы, создающие серийно-порфировую структуру породы, и калиевого олигоклаза $Ab_{69}Or_{14}An_{17}$ из мезостазиса породы (см. пасп. 4). Клинопироксен отвечает авгиту $Wo_{39-40}En_{34-35}Fs_{23-26}$, который образует мелкие иногда сдвойникованные зерна и содержит (мас.%): TiO_2 — 0,98–1,95 и Al_2O_3 — 1,23–1,36. Оливин проявляется в виде мелких гранул феррогортонолита Fa_{71} в основной массе породы. Титаномагнетит и ильменит имеют низкие содержания MgO (соответственно, мас.%): 0,12 и 0,38. В качестве примесей в них установлены (мас.%) MnO — 1,25 и 0,54 и V_2O_5 — 0,59 и 0,26.

Двуплагиоклазовый базальт состоит из крупных и мелких фенокристаллов плагиоклаза, основная масса — интерсертальной, долеритовой структуры с элементами офитовой и пойкилоофитовой. Крупные вкрапленники имеют зональное строение, в ядрах их состав $Ab_{44}Or_3An_{53}$, в краю – $Ab_{54}Or_3An_{46}$ (см. пасп. 5). Мелкие порфировые выделения отвечают $Ab_{53}Or_4An_{43}$, а микролиты из основной массы – $Ab_{64}Or_{11}An_{25}$. Клинопироксен образует мелкие изометричные и угловатые зерна и небольшие ойкокристаллы. Состав минерала соответствует авгиту $Wo_{42-38}En_{37-35}Fs_{22-27}$, в нем определены (мас.%): TiO_2 — 1,58–4,03; Al_2O_3 — 2,00–2,63; Na_2O — 0,37–0,40. В базисе породы отмечаются мелкие зерна оливина – Fa_{67}, апатит (F = 3,43–4,16 мас.%; Cl = 0,04–0,08 мас.%), хлорит (f = 89,5 ат.%), титаномагнетит и ильменит. В составе титаномагнетита определены (мас.%): TiO_2 — 19,57; Al_2O_3 — 1,30; MnO — 1,33; V_2O_5 — 0,45; а в ильмените – MnO — 0,62; MgO — 1,28; V_2O_5 — 0,30.

Судя по опубликованным аналитическим данным [Годлевский, 1959; Золотухин, Васильев, 1967; и др.], породы верхнеивакинской подсвиты на классификационной диаграмме (Na_2O + K_2O) – – SiO_2 занимают пограничную область между базальтами – андезитобазальтами – шелочными базальтами – трахиандезитобазальтами. Приведенные О. А. Дюжиковым [Золотухин и др., 1986] анализы двуплагиоклазовых андезитобазальтов по разрезу покрова показывают, что их состав испытывает некоторые колебания. Содержание варьирует (мас.%) SiO_2 = 49,90–51,40; MgO = 4,40–6,69; CaO = 4,00–8,24; Na_2O + K_2O = 4,15–4,72. Снизу вверх по разрезу отмечается некоторое повышение железистости и магнезиальности пород.

2.3. СЫВЕРМИНСКАЯ СВИТА (T_1sv)

Породы свиты представлены довольно однородной пачкой толеитовых и пойкилоофитовых базальтов, которая насчитывает до 20 покровов мощностью от 4–5 до 15–20, редко до 50 м. Максимальная мощность свиты (180–240) м установлена в западном борту Тунгусской синеклизы (плато Путорана); в центральной части Норильско-Хараелахского прогиба она уменьшается до 120–150 м, на юге Норильской мульды – до

20–70 м. На водоразделе рек Горбиачин—Курейка сыверминская свита выклинивается [Петрология и перспективы..., 1978].

Базальты сыверминской свиты имеют характерную толеитовую и пойкилоофитовую структуру, которая обусловливает их мелкогорошчатый облик. Толеитовые базальты состоят (%): из плагиоклаза (41–59), клинопироксена (17–26), вулканического стекла и продуктов его изменения (13–34) и рудного минерала (2–4) [Годлевский, 1959]. Своеобразие структурного рисунка породы создают изометричные слабовытянутые ойкокристаллы клинопироксена $Wo_{39-37}En_{46-47}Fs_{15-16}$ с многочисленными лейстовидными хадакристаллами плагиоклаза $Ab_{32-34}Or_{1-2}An_{66-65}$ (см. пасп. 6, 7). Основная масса породы сложена палагонитом или опацитизированным стеклом с лейстами плагиоклаза $Ab_{37}Or_2An_{61}$ и мелкими зернами клинопироксена $Wo_{35-33}En_{43-44}Fs_{22-24}$. Иногда встречаются мелкие зерна оливина, чаще замещенные боулингитом, и анизотропные пластинчатые хлоритоподобные образования (f = 42,4 ат.%). В составе клинопироксена установлены (мас.%): TiO_2 — 0,77–1,16; Al_2O_3 — 1,20–2,02; MnO — 0,21–0,34; Na_2O — 0,23–0,29; Cr_2O_3 — 0,009–0,36. Ильменит имеет переменные количества примесных элементов, содержания которых достигают (мас.%): MnO — 5,14; MgO — 1,96; Cr_2O_3 — 0,36; V_2O_5 — 0,33.

Изученный О. А. Дюжиковым [Золотухин и др., 1986] один из покровов толеитовых базальтов позволил выявить закономерное изменение содержаний петрогенных оксидов в направлении от подошвы к кровле тела (снизу вверх по разрезу): повышение MgO, понижение CaO и железистости пород. Примечательно, что максимальное содержание MgO имеет место в средней части покрова, в кровле располагаются трахибазальты (SiO_2 = 47,14 мас.%, $Na_2O + K_2O$ = 4,20 мас.%), а в основной части разреза (мас.%): SiO_2 (43,98–47,46); Na_2O+K_2O (3,08–3,25). Этот факт указывает на существование внутрипокровной дифференциации толеит–базальтового расплава.

2.4. ГУДЧИХИНСКАЯ СВИТА (T_1gd)

В составе свиты выделяются три подсвиты, состав пород и мощности покровов в которых широко варьируют в пределах района.

Нижняя подсвита в Норильской мульде и на юге Вологочанской представлена 2–4 покровами порфировых базальтов, а на севере последней мульды разрез подсвиты сложен толеитовыми и пойкилоофитовыми базальтами [Золотухин и др., 1986]. В юго–западной части Хараелахской мульды, на востоке Вологочанской и в западном борту Тунгусской синеклизы располагается характерный покров гломеропорфировых базальтов. Максимальная мощность пород подсвиты (около 160 м) наблюдается в западной части Хараелахской мульды. В основании подсвиты обычно находится прослой туфогенных пород.

Средняя подсвита состоит исключительно из покровов пикритовых базальтов, количество которых изменяется от 1–2 до 25–27, а общая мощность – от 3–5 до 200 м. Максимальная мощность пикритов установлена на севере Хараелахской мульды, а на юго–западе ее и на севере Норильской мульды мощность подсвиты колеблется от 30–40 до 100–110 м [Иванова, 1975; Золотухин и др., 1986; и др.]. В районе озер Лама—Глубокое мощность пикритовых базальтов составляет 3–7 м, а далее на востоке и юго–востоке от них эти породы в разрезе не встречаются. Пикритовые базальты на платформе впервые были описаны в 1943 г. В. В. Котульским и в дальнейшем изучались многими геологами [Коровяков, 1948; Годлевский, 1959; Додин, 1962; Дюжиков, 1971; Рябов и др., 1985 б; Золотухин и др., 1986; и др.].

Верхняя подсвита сложена покровом плагиофировых базальтов, который проявляется не повсеместно. В основании гудчихинской свиты располагается горизонт туффитов средней мощностью около 20 м, который вместе с пикритовыми базальтами является отчетливым маркирующим горизонтом для эффузивов северо–запада платформы.

Гломеропорфировые базальты имеют порфировую, гломеропорфировую структуру и микроофитовую и интерсертальную структуру основной массы (см. пасп. 8). В верхней части покрова базальт имеет субщелочной состав (SiO_2 — 47,40 мас.%, ($Na_2O + K_2O$) — 4,42 мас.%). Хадакристаллы плагиоклаза из вростков в ойкокристаллах клинопироксена по составу отвечают лабрадору $Ab_{34}Or_1An_{65}$, мелкие призмочки – андезину $Ab_{52}An_{48}$, а зерна в базисе породы – олигоклазу $Ab_{69}Or_6An_{25}$. Мелкопорфировое выделение клинопироксена имеет зональное строение – $Wo_{42-39}En_{46-44}Fs_{12-16}$, зерна в мезостазисе отвечают $Wo_{38}En_{45}Fs_{17}$. В составе авгита определены (мас.%): TiO_2 — 0,52–1,15; Al_2O_3 — 1,47–3,57; Na_2O — 0,23–0,35; Cr_2O_3 — 0,02–1,07. Наиболее высокие содержания Al_2O_3, Cr_2O_3 CaO и Na_2O установлены в ядре зонального кристалла.

В нижней части покрова состав гломеропорфирового базальта соответствует толеиту (см. пасп. 9). Порфировые выделения плагиоклаза

имеют зональное строение – $Ab_{35-49}Or_{102}An_{64-49}$. Хадакристаллы по составу соответствуют центральным зонам фенокристаллов, их состав $Ab_{38}Or_1An_{61}$, а лейсты из основной массы породы отвечают $Ab_{37-46}Or_2An_{61-52}$. Клинопироксен по составу соответствует авгиту: ойкокристаллы – $Wo_{42-41}En_{44-45}Fs_{13-14}$, а мелкие зерна из базиса породы – $Wo_{41-36}En_{45-42}Fs_{13-21}$. В минерале установлены (мас.%): TiO_2 — 0,79–1,42; Al_2O_3 — 1,46–3,62; Na_2O — 0,23–0,32; Cr_2O_3 — 0,009–0,90. В ядре ойкокристалла определены наиболее высокие содержания TiO_2, Al_2O_3 и Cr_2O_3.

Из рудных минералов в базальтах отмечается ильменит (MnO — 0,28–0,66 мас.%, MgO — 1,90–2,97 мас.%, V_2O_5 — 0,51 мас.%), а в подошве покрова дополнительно установлены необычные для этих пород рудные фазы – хромшпинелид и Fe–армолколит. Хромшпинелид содержит (мас.%): TiO_2 — 2,41; Al_2O_3 — 20,89; MgO — 6,47; Cr_2O_3 — 30,30. В Fe–армолколите определены (мас.%): TiO_2 — 71,75; FeO — 23,87; MgO — 1,47.

Стехиометрическая формула армолколита $(Fe,Mg)Ti_2O_5$. В траппах Сибирской платформы минерал установлен в породах интрузии горы Озерной [Олейников и др., 1991]. Установленная нами разновидность минерала отличается от известных из литературы повышенным содержанием железа и низким – магния. Расчет состава минерала на 5(O) показал, что его формула имеет вид $(Fe_{0,764}Mg_{0,084}Ca_{0,008}Mn_{0,007}Al_{0,005}Cr_{0,001})_{0,869}Ti_{2,064}O_5$.

Покровы пикритовых базальтов гудчихинской свиты, как показали целенаправленные исследования [Рябов, 1992б], имеют расслоенное строение, причем степень их дифференцированности широко варьирует от потока к потоку в разрезе и по простиранию одного тела. К настоящему времени явления дифференциации в гудчихинских пикритах описаны в геологической литературе для различных участков Норильского района. Наиболее известными из дифференцированных покровов являются Вальковский [Додин, 1971], Далдыканский [Дюжиков, 1971] и Талнахский [Рябов, 1992б]. Другой своеобразный тип расслоенности и раскристаллизации пикрит–базальтового расплава описан в Микчандинском [Додин, Голубков, 1971; Додин, 1967; Рябов и др., 1977; Рябов, 1992б] и Кета–Ирбинском [Кавардин, 1988] дифференцированных покровах. Поскольку внутри каждой из двух указанных групп объектов имеется большое сходство, дадим характеристику по одному из их представителей.

2.4.1. Талнахский дифференцированный покров пикритовых базальтов

Наиболее полный разрез лавового потока сверху вниз представляют следующие разновидности пород: мандельштейны (миндалекаменные базальты), метадиориты, базальты оливинофировые, анкарамитовые, собственно пикритовые базальты, иногда снова анкарамитовые, оливинофировые и мандельштейны. Потоки имеют различную мощность и строение (рис. 2.9), в их разрезах можно видеть чередование пород, различные мощности отдельных типов пород и т. д. Талнахский покров состоит из четырех потоков переменной мошности и состава. Наиболее полная дифференциация отмечается в наиболее мощном (30 м) последнем по времени излияния потоке.

Мандельштейны представлены оливиновыми порфиритами. Породы состоят из фенокристаллов оливина (15–25 %), которые располагаются в пузырчатой гиалиновой, микролитовой, интерсертальной или пилотакситовой основной массе породы. Количество миндалин составляет от 10–15 до 25 %. В верхней части потока отмечается корочка закаливания мошностью 0,5–2,5 см с редкими мелкими миндалинами и трещины контрактации, засыпанные туфогенным материалом. Фенокристаллы оливина наблюдаются в виде различных по размеру (от 0,05 до 1 мм) субидиоморфных, призматических, скелетных кристаллов и сегрегаций кристаллов, нацело замешенных боулингитом, халцедоном, кальцитом и поздним магнетитом. Кристаллиты и микролиты нередко принимают вид метельчатых, сноповидных и дендритовидных образований, которые представлены плагиоклазом $Ab_{51-37}Or_{5-0}An_{44-61}$ (см. пасп. 10). В качестве реликтов в псевдоморфозах по оливину и в основной массе породы отмечаются мелкие кристаллики хромита, для которого характерно высокое содержание Cr_2O_3 (45,13–46,13 мас.%) и низкое TiO_2 (1,70–1,83 мас.%). В отдельных случаях в породе встречаются мелкие зерна амфибола, который имеет общую железистость 49 ат.%, TiO_2 = 7,31 мас.%.

Принимая во внимание стекловатый характер мандельштейнов и проявление в них оливина в виде мельчайших гранулоподобных зерен и скелетных кристаллов, можно с уверенностью предполагать, что оливин кристаллизовался при излиянии лавы на поверхность и не является интертеллурической фазой. В связи с этим можно думать, что пикрит–базальтовый расплав представлял собой гомогенную высокомагнезиальную жидкость, а не являлся продуктом глубинной кристаллизационно–гравитационной дифференциации базитовой магмы, в которой имело

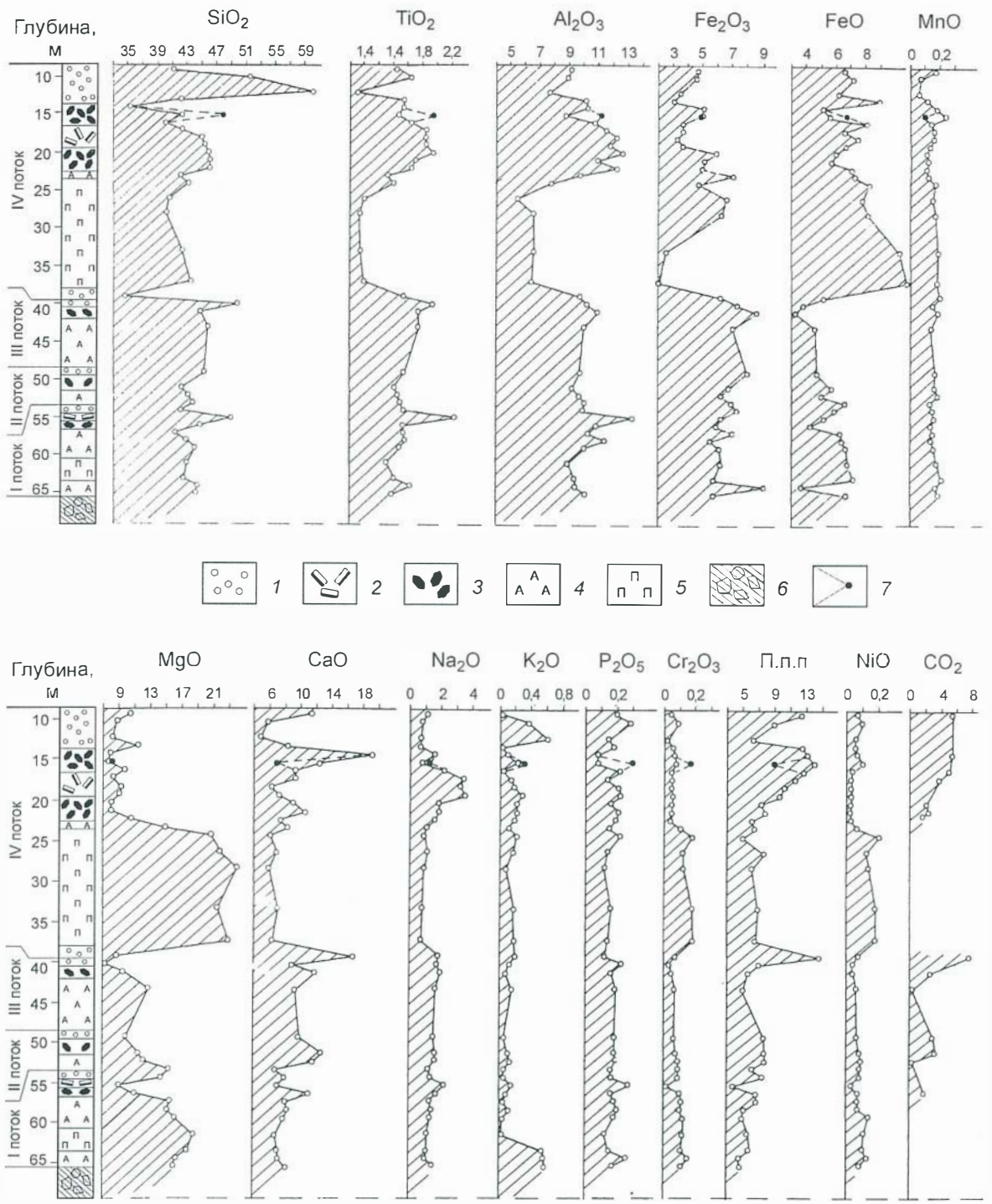


Рис. 2.9. Вариационная петрохимическая диаграмма (мас.%) Талнахского дифференцированного покрова пикритовых базальтов.

1 — мандельштейны; *2* — метадиориты; *3* — оливин–офировые базальты; *4* — анкарамиты; *5* — пикритовые базальты; *6* — лавобрекчия; *7* — проба искусственно очищенная от миндалин.

место накопление протокристаллов оливина. Кроме того, количество оливина в мандельштейнах дает представление о вероятном исходном составе расплава, а состав хромита отражает истинный состав минерала в продуктах кристаллизации пикрит–базальтовой магмы, не испытавшей камерной дифференциации.

Метадиориты имеют порфировую и пегматоидную структуру с интерсертальной структурой основной массы (см. пасп.11). По составу порода отвечает трахиандезитобазальту (SiO_2 = 52,00 мас.%, (Na_2O + K_2O) = 6,61 мас.%). Порода сложена крупными призмами альбита $Ab_{98}An_2$ и авгита

$Wo_{37-39}En_{52-54}Fs_{11-13}$. Базис породы состоит из палагонита, в котором располагаются мелкие зерна клинопироксена $Wo_{35}En_{38}Fs_{27}$, измененные выделения калишпата, идиоморфные кристаллы апатита (F = 3,41; Cl = 0,09 мас.%) и мелкие зерна ильменита, титаномагнетита и длиннопризматические кристаллы рудного минерала, предположительно Fe–армолколита. В составе авгитов определены (мас.%): TiO_2 — 0,62–1,12; Al_2O_3 — 1,81–2,33; Cr_2O_3 — 0–1,04. Повышенные содержания Al_2O_3 и Cr_2O_3 были приурочены к ядрам идиоморфных кристаллов. Состав Fe–армолколита, как и в случае его проявления в гломеропорфировом базальте, рассчитывался на 5(O). Формулы минерала приведены в пасп. 11.

В Далдыканском покрове встречаются проявления клинопироксена в виде дендритов длиною до 5–8 см. Изредка в метадиоритах наблюдаются мелкие зерна оливина, нацело замещенные боулингитом. Широко распространен в породах палагонит, который занимает позицию стекла или образует мелкие амебовидные обособления в базисе породы. Из рудных в метадиоритах наблюдаются иглы ильменита, протыкающие зерна плагиоклаза, клинопироксена и располагающиеся в базисе породы, а также вкрапленность самородной меди в палагоните, наиболее обильная в породах руч. Хребтовый, и спорадические проявления пирита. В отдельных случаях в результате автометаморфического преобразования в ассоциации с пренитом, кальцитом и хлоритом в палагоните появляются мелкие идиоморфные кристаллы анизотропного граната, в составе которого в метадиорите Далдыканского покрова определены (мас.%): SiO_2 — 32,79; TiO_2 — 0,12; Al_2O_3 — 2,60; FeO — 23,04; MnO — 0,04; CaO — 32,80. Изредка встречается сотовый гранат в боулингитовых псевдоморфозах по оливину.

Своеобразной разновидностью метадиоритов являются существенно плагиоклазовые породы – плагиоклазиты, которые проявляются в виде небольших (8 × 10 см) обособлений с резкими контактами. Порода имеет порфировидную, атакситовую, гипидиоморфно–зернистую структуру. Она состоит из крупных кристаллов полисинтетически сдвойникованного плагиоклаза, между которыми располагаются более мелкие. В качестве примесей в породе отмечаются пренит и хлоритоподобный минерал, которые развиваются по системе тонких трещин в плагиоклазе. Принимая во внимание практически мономинеральный состав породы, расчет ее на состав плагиоклаза показал, что она соответствует $Ab_{43}Or_8An_{49}$ (табл. 2.3, ан. 3).

Таблица 2.3.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ ПОКРОВОВ ПИКРИТОВЫХ БАЗАЛЬТОВ ГУДЧИХИНСКОЙ СВИТЫ

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	44,47	47,47	56,84	45,01	43,75	43,08	44,22	43,87	46,22	43,49
TiO_2	1,57	2,00	0,20	1,56	1,49	1,15	1,54	1,53	1,61	1,44
Al_2O_3	9,86	12,71	25,71	11,11	9,94	7,38	10,36	10,35	10,26	9,10
Fe_2O_3	5,72	4,44	0,87	5,92	6,70	5,57	6,58	6,60	6,05	5,41
FeO	6,33	6,09	0,57	5,92	6,62	8,15	5,90	5,75	6,42	7,31
MnO	0,15	0,16	0,04	0,16	0,17	0,19	0,17	0,16	0,19	0,17
MgO	10,94	8,36	0,42	11,00	15,59	20,39	14,52	11,92	12,89	15,03
CaO	9,20	8,02	8,69	9,98	7,69	6,50	8,49	9,48	8,70	7,75
Na_2O	1,40	3,10	4,30	1,66	1,13	0,69	1,33	1,80	1,46	1,32
K_2O	0,14	0,95	1,23	0,24	0,24	0,23	0,28	0,21	0,18	0,22
P_2O_5	0,18	0,21	0,06	0,17	0,17	0,12	0,18	0,17	0,17	0,17
П.п.п.	8,95	5,32	0,05	5,68	5,54	6,22	5,52	6,74	5,11	7,98
$K_ф$	52,41	55,74	77,42	51,84	46,07	40,22	46,22	50,89	49,17	45,84
Кол–во анализов	12	16	1	17	12	42	12	6	9	31

Примечание. $K_ф = (FeO+Fe_2O_3)/(FeO+Fe_2O_3+MgO)$. 1 – мандельштейн; 2 – метадиорит; 3 – лабрадорит; 4 – оливинофировый базальт; 5 – анкарамит; 6 – собственно пикритовый базальт; 7–10 – средний состав базальтовых потоков (соответственно I–IV) из Талнахского покрова пикритовых базальтов по скв.КЗ–491.

Метадиориты имеют резкие контакты с мандельштейнами и сравнительно постепенные с оливинофировыми базальтами, которые обычно не образуют самостоятельных выдержанных по мощности тел, а проявляются в виде переходной зоны в пикритовые и анкарамитовые базальты.

Оливинофировые базальты имеют порфировую структуру с интерсертальной основной массой породы. Фенокристаллы оливина (20–25 %) обычно замещены боулингитом. Основная масса сложена лейстами плагиоклаза, мелкими зернами пироксена и игольчатыми проявлениями окисно–рудной фазы, которые находятся в девитрифицированном стекле. Для пород характерны многочисленные миароловые полости с палагонитом–I.

Анкарамиты в отдельных потоках являются основным типом пород. Мандельштейны этих потоков сложены оливиновыми порфиритами. Базальты имеют порфировую структуру с интерсертальной, микроофитовой основной массой и с элементами долеритовой и сегрегационной. В породе отмечаются многочисленные мелкие амебовидные и округлые миароловые полости. Они выполнены изотропным магматогенным палагонитом–I либо палагонитом–I с кальцитом, либо палагонитом–I с кальцитом и анизотропным хлоритоподобным минералом. Фенокристаллы оливина нацело замещены иддингсит–боулингитом и клинопироксеном. Характерной особенностью пород являются повышенные количества клинопироксена и проявления его в виде скоплений в основной массе и гипидиоморфного агрегата в футлярах оливина. Под микроскопом клинопироксен часто имеет структуру песочных часов, а мелкие его зерна — густо–розовую окраску и отчетливый плеохроизм.

Пикритовые базальты имеют порфировую, такситоофитовую, микролитовую, пойкилитовую, пойкилоофитовую структуру. В различных частях Норильского района проявления этих пород во многом сходно. Для пикритовых базальтов характерно наличие большого количества оливина (от 20–40 до 60 %), который в шлифах имеет вид крупных субидиоморфных и скелетных кристаллов, иногда с врастками плагиоклаза и хромита, а также мелких изометричных зерен (см. пасп. 12, 13). Субидиоморфные кристаллы оливина с шестиугольными срезами в шлифах часто имеют совершенную спайность по (010). Состав оливина изменяется от Fa_{18} до Fa_{29}. Крупные кристаллы обычно более низкожелезистые, чем мелкие. Однако от центра к краю в них намечается повышение железистости от Fa_{19} до Fa_{22}. Наиболее железистые разности минерала установлены в маломощных проявлениях покрова (см. пасп. 12). Особенностью состава оливина пикритовых базальтов является наиболее высокая среди всех оливинов из траппов изоморфная примесь NiO = 0,39–0,45 мас.% [Рябов, 1992б], которая дает представление об изначальной концентрации силикатного никеля в безрудных траппах. Оливины пикритовых базальтов в большинстве случаев оказываются замещенными боулингит–иддингситом или тальком с магнетитом.

Пироксены пикритовых базальтов представлены авгитами, пижонитами и бронзитами. Авгит образует сравнительно крупные и мелкие субидиоморфные кристаллы и угловатые зерна – $Wo_{40-36}En_{50-52}Fs_{10-14}$. В их составе определены (мас.%): TiO_2 — 0,18–0,74; Al_2O_3 — 1,41–2,50; MnO — 0,13–0,35; Cr_2O_3 — 0,40–1,07; Na_2O — 0,00–0,22. Анализы пироксенов помимо приведенных в паспортах имеются в работе Рябова и др. [1985]. Пижониты – $Wo_7En_{70-69}Fs_{23-24}$ обычно образуют каймы нарастания на авгит, сохраняя форму его граней. Минерал содержит (мас.%): TiO_2 — 0,31–0,32; Al_2O_3 — 0,56–0,61; Cr_2O_3 — 0,06–0,09. Ортопироксен ($Wo_4En_{72-71}Fs_{24-25}$) проявляется в виде самостоятельных кристаллов и каем обрастания оливина. В составе минерала определены (мас.%): TiO_2 — 0,66–0,82; Al_2O_3 — 0,70–1,08; NiO — 0,09–0,21; Cr_2O_3 — 0,18–0,19. В целом пироксены пикритовых базальтов образуют кристаллизационный тренд авгиты – пижониты – бронзиты, в ряду которых происходит падение кальциевости и рост железистости минералов.

Плагиоклазы в пикритовых базальтах проявляются в виде призматических кристаллов различных размеров и крупных ксеноморфных таблиц. Последние не имеют зональности и часто бывают слабо сдвойникованны или содержат висячие клиновидные двойники. Для них характерны многочисленные пойкилитовые вростки оливина и пироксенов. По данным замеров на федоровском столике состав плагиоклазов изменяется от анортита An_{92} до лабрадора An_{50}. На микрозонде состав широких таблиц с пойкилитовыми врастками определен как An_{67-65}, а призм — An_{63-56} (см. пасп. 12, 13).

Окисно–рудные минералы пикритовых базальтов представлены хромитом и ильменитом. Хромит наблюдается в акцессорных количествах в виде вростков мелких кристалликов во всех породообразующих минералах. Состав минерала широко варьирует по содержанию всех оксидов (мас.%): TiO_2 — 1,49–6,23; Al_2O_3 — 3,04–14,46; Cr_2O_3 — 18,20–48,12; Fe_2O_3 — 6,73–36,16; FeO — 21,85–29,29; MgO — 2,27–8,09; MnO — 0,14–0,97

[Рябов и др., 1985б]. Особенность изменения состава хромитов пикритовых базальтов отчетливо проявляется на диаграмме Al — Cr — $(Fe^{3+}+2Ti)$ [Рябов, 1999], на которой видно, что в процессе кристаллизации в их составе происходит закономерное увеличение титаномагнетитовой составляющей. Для ильменитов из этих пород примечательны повышенные концентрации MgO, достигающие 5,46–6,56 мас.% и Cr_2O_3 до 0,54 мас.%.

Кроме того, в пикритовых базальтах постоянно отмечаются причудливой формы мелкие миароловые полости, сложенные зеленым изотропным в центре и анизотропным по краям полости хлоритоподобным веществом. Полости неравномерно распределены в породе, разделяя участки бедного и обогащенного ими базальта. Количество миароловых образований колеблется от 1–3 до 10–15 %.

Некоторое представление о химическом составе разновидностей пород покровов пикритовых базальтов можно получить из табл. 2.3, а в разрезе Талнахского дифференцированного покрова из табл. 1–3 (см. приложение) и на вариационной диаграмме (см. рис. 2.9). Из нее видно, что различные базальтовые потоки покрова пикритовых базальтов имеют различный химический состав, который находится в соответствии с количественными соотношениями главных породообразующих минералов в породах. В различной степени дифференцированное строение имеют все лавовые потоки, наиболее ярко оно проявилось в самом мощном последнем IV потоке (см. табл. 2.3). Для метадиоритов здесь характерны повышенные содержания TiO_2, Al_2O_3 и Na_2O, а для пикритовых базальтов — MgO, FeO и более низкое — Fe_2O_3 и TiO_2. В пикритовых базальтах IV потока отмечаются устойчивые содержания петрогенных оксидов, повышенные концентрации Cr_2O_3 и NiO и тенденция к повышению окисленности железа снизу вверх по их разрезу.

Особенности петрологии. Пикритовые лавы имеют следующие характерные особенности:

1. Подавляющее большинство потоков пикритовых базальтов имеет дифференцированное строение.
2. Состав лав пикритовых базальтов менялся в различных порциях расплава по мере излияния.
3. Наиболее магнезиальными и богатыми оливином являются последние излияния пикритовых лав [Коровяков, 1948].
4. Первыми кристаллическими фазами пикритовых лав были хромит и оливин.
5. Скелетные формы и мелкий размер кристаллов оливина в миндалекаменных зонах указывают на его кристаллизацию не в глубинных очагах, а при излиянии лав на поверхность.
6. Главными породами дифференцированных покровов являются метадиориты и пикритовые базальты, которые имеют между собой резкие контакты.
7. Горизонт пикритовых базальтов имеет однородное строение по распределению породообразующих минералов и петрогенных оксидов.
8. Ведущей минеральной ассоциацией пикритовых базальтов является: Fa_{19-23} + + $Wo_{39-40}En_{50}Fs_{10-11}$ + $Wo_{6-8}En_{70-72}Fs_{21-23}$ + + $Ab_{33-34}An_{67-56}$ + Cr–Sp.

Генетические представления. Среди различных по составу эффузивов пикритовые базальты вызывают особый интерес геологов, связанный с выяснением родоначальных магм для траппов в целом и норильских рудоносных интрузий в частности с установлением механизмов дифференциации в глубинных очагах и гипабиссальных камерах, а также с существующими представлениями о комагматизме, петрогенезисе и т. п. На протяжении многих лет интерес геологов к пикритовым лавам не ослабевает и природа этих образований, несмотря на казалось бы хорошую их изученность, остается дискуссионной. Широкое использование проявлений и вещественного состава пикритовых базальтов в различных генетических концепциях, в том числе связанных с рудоносными расслоенными интрузиями, ставит в качестве важной задачи детальное изучение этих образований, которое позволит внести коррективы в существующие модели петрогенезиса и рудообразования.

Дифференцированное строение Вальковского покрова пикритовых базальтов Д. А. Додин [1967] объясняет гравитационным фракционированием протовыделений оливина, а проявления метадиоритов в кровельных частях покрова он связывает с обогащением расплава летучими в ходе кристаллизационной дифференциации. Сходный механизм гравитационной сепарации оливина, как предполагал О. А. Дюжиков [1971], существовал при формировании Далдыканского покрова, а метадиориты, по его мнению, только парагенетически связаны с пикритами в одном потоке и своим образованием обязаны поздним, на миллион лет оторванным от излияния лав, пневматогидротермальным процессам, которые сопровождали активизацию Далдыканской подвижной зоны. Позднее проявление ельчато-метельчатых и спинифексоподобных кристаллитов между фенокристаллами оливина в основной массе стекловатых мандельштейнов пикритовых лав и состав самих лав послужили ему основанием для отнесения этих пород к коматиитам [Дюжиков, Дистлер, 1981]. Учитывая ассоциацию

метадиоритов и пикритов в дифференцированных покровах, было высказано мнение о глубинной базит–гипербазитовой ликвации магмы и излиянии на поверхность двух несмешивающихся жидкостей [Маракушев и др., 1982]. Параллельно с этими представлениями продолжает развиваться концепция внутрипокровной кристаллизационно–гравитационной дифференциации, основными аргументами которой являются сепарация оливина и рост магнезиальности сверху вниз по разрезу лавового потока [Золотухин и др., 1986]. Наконец, проявления в пикритовых базальтах крупных незональных таблиц плагиоклаза с вростками оливина и пироксенов дали основание А. П. Лихачеву [1997] считать их реликтами исходного мантийного вещества.

Принимая во внимание приведенные здесь и опубликованные данные, можно с уверенностью предполагать, что изливающаяся на поверхность пикрит–базальтовая магма была гомогенной высокомагнезиальной жидкостью и не содержала протовыделений оливина. Первые кристаллические фазы появились при падении температуры и солидификации расплава. Скелетные формы и мелкие размеры ранних оливина и хромита, а также быстро прогрессирующее увеличение вязкости расплава при охлаждении сделали невозможным гравитационное накопление этих минералов в приподошвенных частях лавовых потоков. Дендритовидные спинифексоподобные формы проявлений минералов свидетельствуют о быстрой кристаллизации в условиях переохлаждения. Обилие миароловых полостей с палагонитом–I и часто с кальцитом во всех разновидностях пород покрова указывают на обогащенность пикрит–базальтовой магмы летучими компонентами. Расслаивание расплава на метадиориты и пикриты является следствием флюидно–магматической дифференциации, которая происходила не в глубинных очагах, а в излившихся покровах. С этим же процессом связана повышенная магнезиальность последних излияний (потоков) пикритовых базальтов дифференцированных покровов.

2.4.2. Микчандинский дифференцированный покров базальтов

Покров располагается в близжерловой зоне одноименного палеовулкана [Додин, Голубков, 1971; Додин, 1967; Рябов и др., 1977]. Его своеобразие заключается в субгоризонтальном переслаивании крупно– и мелкосферолитовых пироксенофировых базальтов и горизонтов с дендритовыми мегакристаллами клинопироксена (рис. 2.10). По руч. Пироксеновый (приток р. Микчанда) покров имеет мощность 13,5 м, его строение показано на рис. 2.11. Перекрывается он и подстилается афировыми базальтами. В кровле Микчандинского покрова находятся пикритовые базальты, которые имеют резкий, видимый в пределах шлифа, контакт с афировыми базальтами (см. пасп. 14). В зоне контакта в афировых базальтах наблюдаются растущие вверх от пикритовых базальтов дендритовидные кристаллы клинопироксена длиною 5–6 см, на продолжении которых нарастают дендриты оливина длиною 3–4 см (рис. 2.12). Ниже по разрезу находится расслоенная серия пород, представленная чередованием горизонтов крупно– и мелкосферолитовых пироксенофировых базальтов и горизонтов пород с дендритовыми мегакристаллами клинопироксена. Контакты пород со сферолитами и дендритами клинопироксена всегда резкие.

Представление о вещественном составе пород верхней части Микчандинского покрова, показанной на рис. 2.12, можно получить из паспортов 14–18. Приведем краткое минералого–петрографическое описание пород ее разреза.

Афировые базальты, перекрывающие породы Микчандинского покрова (см. рис. 2.12, зона *А*), представляют собой свежую однородную породу микроофитовой структуры с элементами микропойкилоофитовой и микродолеритовой (см. пасп. 14). Мелкие ойкокристаллы клинопироксена имеют зональное строение, их состав от центра к краю изменяется от $Wo_{36}En_{51}Fs_{13}$ до $Wo_{35}En_{40}Fs_{25}$. В базисе породы находятся также мелкие угловатые зерна авгита – $Wo_{35}En_{46}Fs_{19}$ и субидиоморфные кристаллы зонального пижонита, состав которого изменяется от $Wo_{11-10}En_{58-59}Fs_{31}$ до $Wo_{8-10}En_{51-49}Fs_{40-41}$. В составе авгитов установлены (мас.%): TiO_2 – 0,39–0,88, Al_2O_3 – 1,40–1,87; а в пижонитах – TiO_2 – 0,31–0,53, Al_2O_3 – 0,64–0,84. Призматические кристаллы плагиоклаза отвечают битовниту $Ab_{28}Or_1An_{71}$, а микролиты – лабрадору $Ab_{40}Or_2An_{58}$. Из рудных минералов в породе отмечается ильменит, в составе которого определены MnO – 0,26–0,30 и MgO – 1,27–1,50 мас.%. Переход в нижележащую зону резкий и проявляется в уменьшении зернистости породы при сохранении структурного мотива.

Толеитовый базальт с дендритами оливина (см. рис. 2.12, зона *Б*) представляет собой породу микроофитовой структуры с элементами интерсертальной и толеитовой. Участками в породе отмечается трахитоидная текстура (см. пасп. 15). Дендритовидные мегакристаллы оливина растут сквозь мелкозернистый базис породы, нарушая трахитоидность и задирая лейсты плагиоклаза по

Рис. 2.10. Обнажение Микчандинского дифференцированного покрова по руч. Пироксеновый, приток р. Микчанда. Слоистая толща состоит из чередования сферолитовых базальтов и маломощных прослоев базальтов с дендритовидными кристаллами клинопироксена (более светлые слои).

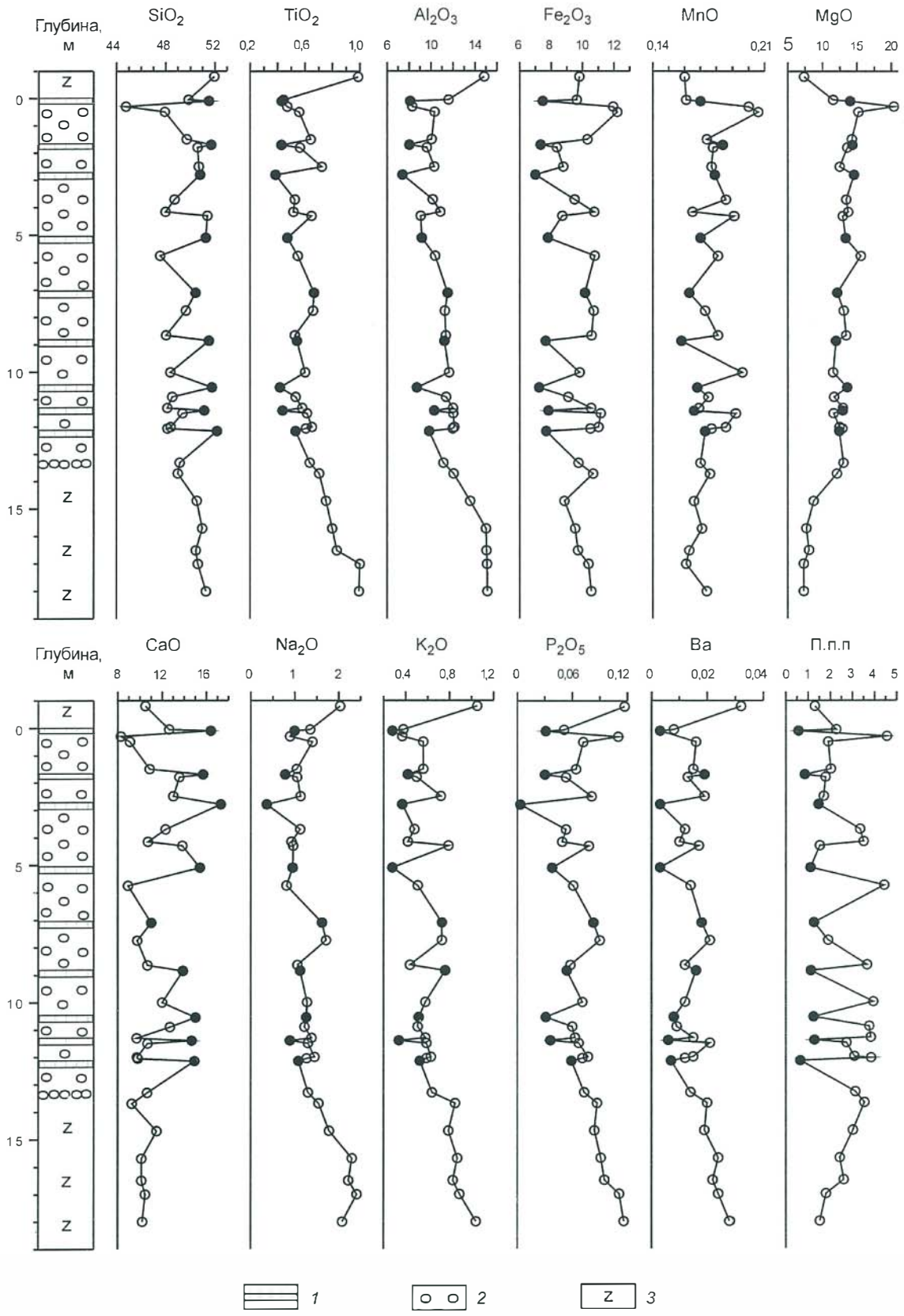


Рис. 2.11. Вариационная петрохимическая диаграмма (мас.%) по разрезу Микчандинского дифференцированного покрова по руч. Пироксеновый (приток р. Микчанда).

Залитые кружки — горизонты с дендритовыми мегакристаллами клинопироксена (пояснения в тексте), незалитые — афировые базальты и базальты со сферокристаллами клинопироксена. *1* — прослои с дендритовидными кристаллами клинопироксена; *2* — базальты со сферокристаллами клинопироксена; *3* — афировые базальты.

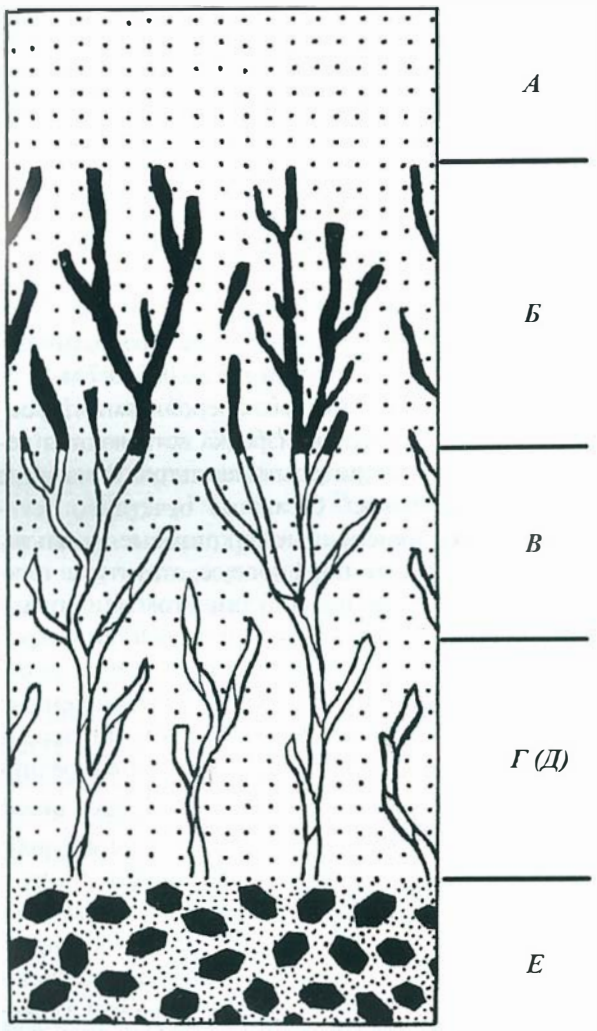


Рис. 2.12. Схематизированная зарисовка строения верхнего контакта Микчандинского дифференцированного базальтового покрова (обр. МЧ–60).

А — афировый толеитовый базальт; *Б* — толеитовый базальт с дендритами оливина; *В, Г (Д)* — толеитовый базальт с дендритами клинопироксена; *Е* — пикритовый базальт. Состав пород приведен в пасп. 13. Пояснения в тексте.

направлению своего роста. Клинопироксен имеет состав авгита – $Wo_{39-36}En_{51-43}Fs_{11-20}$, в нем определены (мас.%): TiO_2 – 0,32–1,26, Al_2O_3 – 1,35–2,20, Cr_2O_3 – 0,17–0,61. Лейсты и мелкие зерна плагиоклаза в основной массе породы имеют состав $Ab_{27-30}Or_1An_{71-69}$. Ильменит наблюдается в виде мелких призматических и игольчатых кристаллов в базисе породы. Он содержит MnO – 0,38–0,41, MgO – 3,68–3,84 и Cr_2O_3 – 0,20–0,35.

Толеитовый базальт с дендритами клинопироксена изучался в верхней части слоя (см. рис. 2.12, зона *В*) – на границе с дендритами оливина и в нижней его части (там же, зона *Г (Д)*) – на границе с пикритовыми базальтами. Вмещающий дендриты базальт имеет интерсертальную, толеитовую и микроофитовую структуры, и мегакристаллы клинопироксена растут сквозь него, не нарушая структурного рисунка породы.

В зоне *В* (см. пасп. 16) минералы матрицы дендритов клинопироксена представлены зернами авгита $Wo_{40}En_{49}Fs_{11}$ (TiO_2 – 0,31, Al_2O_3 – 1,64, Cr_2O_3 – 0,33 мас.%), микролитами плагиоклаза – $Ab_{27-30}Or_{1-2}An_{72-68}$ и ильменита, который содержит MnO – 0,42; MgO – 0,99–1,85; Cr_2O_3 – 0,16–0,17 мас.%. Мегакристаллы клинопироксена представлены авгитом – $Wo_{40-36}En_{49-53}Fs_{11-12}$, в котором установлены (мас.%): TiO_2 – 0,23–0,34, Al_2O_3 – 1,35–1,99, Cr_2O_3 – 0,34–0,46. От дендритов клинопироксена иногда отходят приросшие к нему длинные призмы плагиоклаза, состав которых снизу вверх по направлению роста вдоль кристалла изменяется от лабрадора ($Ab_{46}Or_3An_{51}$) до битовнита ($Ab_{25}Or_1An_{74}$).

В зоне *Г(Д)* (см. пасп. 17) базис породы сложен мелкими зернами авгита ($Wo_{39}En_{50}Fs_{11}$), лейстами лабрадора ($Ab_{29}Or_2An_{69}$), титаномагнетитом и ильменитом. В клинопироксене определены (мас.%): TiO_2 – 0,30, Al_2O_3 – 1,72, Cr_2O_3 – 0,45; в ильмените – MnO – 0,24–0,40, MgO – 1,42–2,25. Дендриты клинопироксена, растущие от границы раздела пикритовых и афировых базальтов, имеют состав авгитов $Wo_{39-36}En_{50-52}Fs_{11-12}$, в них установлены (мас.%): TiO_2 – 0,25–0,35, Al_2O_3 – 1,29–2,18, Cr_2O_3 – 0,38–0,50. В виде врастков в дендритах наблюдаются лейсты битовнита $Ab_{23}Or_1An_{76}$, а между дендритами отмечаются мелкие субидиоморфные кристаллы зонального пижонита $Wo_8En_{63-56}Fs_{29-36}$.

Пикритовый базальт (см. пасп. 18), подстилающий вышеописанный слой с дендритами оливина и клинопироксена, имеет сериально–порфировую структуру с микроофитовой, долеритовой и пойкилитовой структурой основной массы. Оливин образует различные по размеру кристаллы: крупные субидиоморфные с врастками хромита; средние и мелкие, изометричные и слабовытянутые, те и другие с врастками плагиоклаза. Состав оливина изменяется от Fa_{23} до Fa_{28}, содержание NiO от 0,12 до 0,06 мас.%. Клинопироксен в основной массе породы образует угловатые поля $Wo_{40-38}En_{50-49}Fs_{11-13}$ (TiO_2 – 0,18–0,37, Al_2O_3 – 1,54–1,66, Cr_2O_3 – 0,28–0,63 мас.%), которые находятся в субофитовых срастаниях с плагиоклазом. Мелкие зерна из базиса породы представлены авгитом – $Wo_{36}En_{49}Fs5$ (TiO_2 – 0,57, Al_2O_3 – 1,20, Cr_2O_3 – 0,06 мас.%) и пижонитом –

$Wo_8En_{69}Fs_{23}$. Кроме того, пижонит наблюдается в виде каем, обрастающих оливин. Оливин в пикритовых базальтах замещается боулингитом, опацитом и нередко клинопироксеном [Рябов, 1992]. Состав клинопироксена из новообразований по оливину отвечает $Wo_{39-40}En_{50}Fs_{11-10}$. В составе хромшпинелидов определены (мас.%): TiO_2 – 1,87–2,12, Al_2O_3 – 15,82–20,0, MgO – 6,05–8,77, Cr_2O_3 – 36,90–38,90, в ильмените – MnO – 0,35–0,39, MgO – 5,22–5,25, V_2O_5 – 0,82.

Сферолитовые пироксенофировые базальты сложены крупными шарообразными выделениями радиально расходящихся призматических кристаллов клинопироксена, которые располагаются, как правило, в различной степени измененном пикритовом базальте (рис. 2.13). В центральных частях сферокристаллов клинопироксена как затравка находится оливин, обычно замещенный боулингитом. Реже встречаются дисковидные субгоризонтально вытянутые полости (размером от 0,5 × 1,5 до 1,5 × 7,0 см) с келифитовыми каймами клинопироксена шириной около 0,5 см. Внутри полостей находится палагонит, иногда с кальцитом, или клинопироксен–плагиоклазовые срастания, представляющие собой своеобразные миароловые микропегматиты. Размер сферолитов изменяется от 0,3 до 6,0 см, чаще – 1,5–2,5 см. В зависимости от размера выделяются мелко– (диаметр сферокристаллов 0,3–0,7 см) и крупносферолитовые (1,5–2,5 см) пироксенофировые базальты, которые располагаются выдержанными по мощности субгоризонтальными слоями. В пределах отдельно взятого слоя сферокристаллы имеют близкий размер. Их количество в различных слоях изменяется от 10–30 до 60–70 %, в пределах одного слоя оно обычно постоянное. В отдельных случаях наблюдается накопление крупных сферокристаллов в нижней части слоя вплоть до образования ими сплошной цепочки. В подобных случаях шарообразная форма сферокристаллов порою нарушается появлением в верхней части сфер более длинных дендритовидных индивидов клинопироксена [см. Рябов и др., 1977, рис. 1, 2, *в*]. Мощность слоев крупно– и мелкосферолитовых базальтов изменяется от 10–15 до 0,5–0,7 м.

В сравнительно бедных сферолитами пироксенофировых базальтах изредка встречаются реликты свежих пикритовых базальтов. В матрице мелкосферолитовых базальтов отчетливо устанавливаются измененные пикритовые базальты. Последние имеют порфировую структуру, оливин (20–40 %) замещен боулингитом или опацитом, а в основной массе просматривается микрофитовая и долеритовая структура. В породе отмечаются скопления зерен и упорядоченные сферокристаллы буро–зеленого клинопироксена ($Wo_{39}En_{50}Fs_{11}$), а также мелкие призмы и реликтовые каймы ортопироксена ($Wo_8En_{68}Fs_{24}$) около оливина [Рябов и др., 1977], значительную долю занимает палагонит, который проявляется в виде амебовидных обособлений и в основной массе породы. В верхней части покрова среди мелкосферолитовых базальтов встречаются линзы метадиоритов и оливинофировых (бедных оливином в сравнении с пикритами) базальтов [Рябов и др., 1977; Кавардин, 1988]. К этим же частям покрова оказываются приуроченными маломощные (7–15 см)

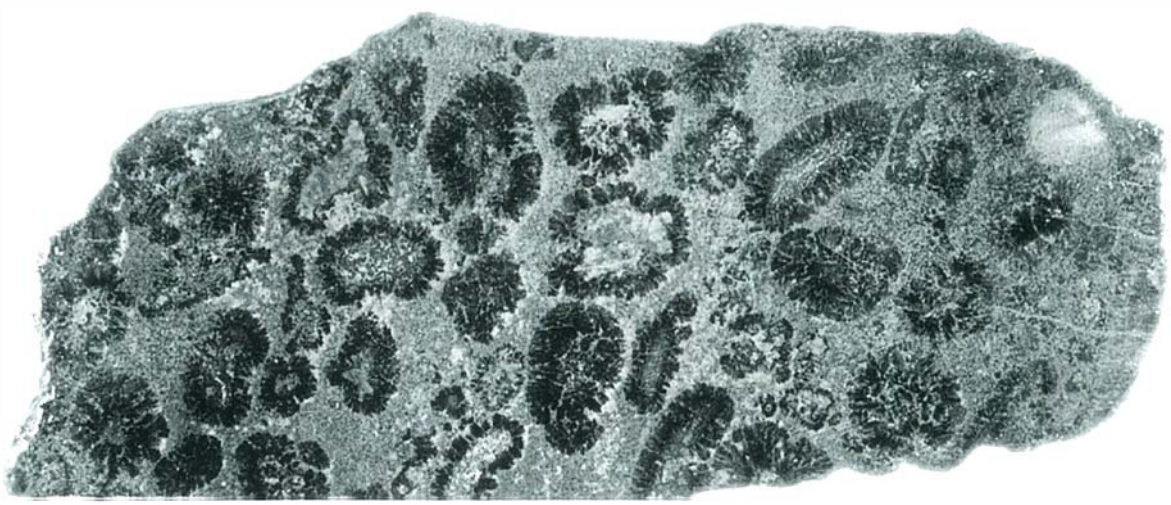


Рис. 2.13. Сферолитовый базальт.

Клинопироксен в каймах обрастания кристаллов оливина и миароловых полостей с микропегматитом, Микчандинский покров.

линзы пузырчатых пород, миндалины в которых выполнены цеолитами и пренитом.

В крупносферолитовых базальтах проявления структур просвечивания пикритовых базальтов в базисе породы представляют сравнительную редкость. В большинстве случаев пространство между сферокристаллами толеитовой структуры, в которой роль стекла выполняет палагонит. Реже встречаются участки с боулингитовыми по фенокристаллам оливина псевдоморфозами в микролитовой основной массе.

Детальные исследования сферолитовых пироксенофировых базальтов были проведены в двух образцах (см. пасп. 19–20). В результате выяснилось, что сферокристаллы представлены авгитом $Wo_{40-35}En_{52-46}Fs_{10-19}$, состав которого колеблется от центра к краю кристаллов в поперечном сечении и снизу вверх по удлинению в различных перистых индивидах. В минерале определены (мас.%): TiO_2 – 0,25–1,31, Al_2O_3 – 1,32–2,23, Cr_2O_3 – 0,13–0,63. Расположенные в центре сферокристаллов авгита оливины имеют железистость – Fa_{22}, NiO – 0,10 — 0,14 мас.%. Кристаллы оливина нередко обрастают келифитовыми каймами пижонита $Wo_8En_{73-61}Fs_{19-31}$. В виде включений в этом оливине отмечаются мелкие кристаллики хромшпинелида, в котором находится (мас.%): TiO_2 – 1,99–3,45, Al_2O_3 – 12,32–15,51, MgO – 6,82–8,03, Cr_2O_3 – 40,66–42,77.

Базис сферолитовых базальтов состоит из фенокристаллов оливина – Fa_{27-29} (NiO – 0,07 — 0,08 мас.%), мелких зерен авгита – $Wo_{39-37}En_{50}Fs_{11-13}$ и различных по размеру призматических кристаллов зонального плагиоклаза $Ab_{22-43}Or_{1-3}An_{77-55}$. В породе отмечаются в небольших количествах титаномагнетит, ильменит, а в мезостазисе единичные кристаллики апатита в палагоните. В составе апатита базиса определены (мас.%): TiO_2 – 0,34–0,41, Al_2O_3 – 1,42–1,58, Cr_2O_3 – 0,14–0,32; в титаномагнетите – TiO_2 – 6,03, Al_2O_3 – 0,77, MnO – 0,10, MgO – 0,32; в ильмените – MnO – 0,26–0,37, MgO – 1,08–4,87, Cr_2O_3 – 0,01–0,33; в апатите – CeO2 – 0,39, F – 2,89, Cl – 0,05.

Дендриты клинопироксена в Микчандинском покрове проявляются в виде субгоризонтальных слоев мощностью от 1 до 32 см. Всего в разрезе покрова выделяется 9 слоев (см. рис. 2.11). Мощность каждого слоя, даже самого маломощного, выдерживается в пределах обнажения. Породы слоя имеют пилотакситовую структуру, которую образуют растущие снизу вверх дендритовидные мегакристаллы светло–зеленого клинопироксена, располагающиеся в микроофитовой или микродолеритовой основной массе афирового базальта. Насыщенность пород клинопироксеном в различных слоях варьирует. Маломощные слои состоят из сплошного частокола призматических кристаллов клинопироксена (рис. 2.14), более мощные слои в одних случаях сложены растущими из одного центра кустиками, напоминающими перекати–поле, в других – сплошной или близкой к ней равномерно насыщенной клинопироксеном дендритовой тканью, в третьих – редкие веточки снизу вверх переходящие в лес дендритов. Во всех случаях матрица дендритов представлена свежим афировым базальтом, и дендриты клинопироксена не имеют вростков плагиоклаза. В единичных случаях в верхнем слое дендритов наблюдаются длинные призмы плагиоклаза, вырастающие из расщепленных частей мегакристаллов клинопироксена и повторяющие направленность роста дендритов.

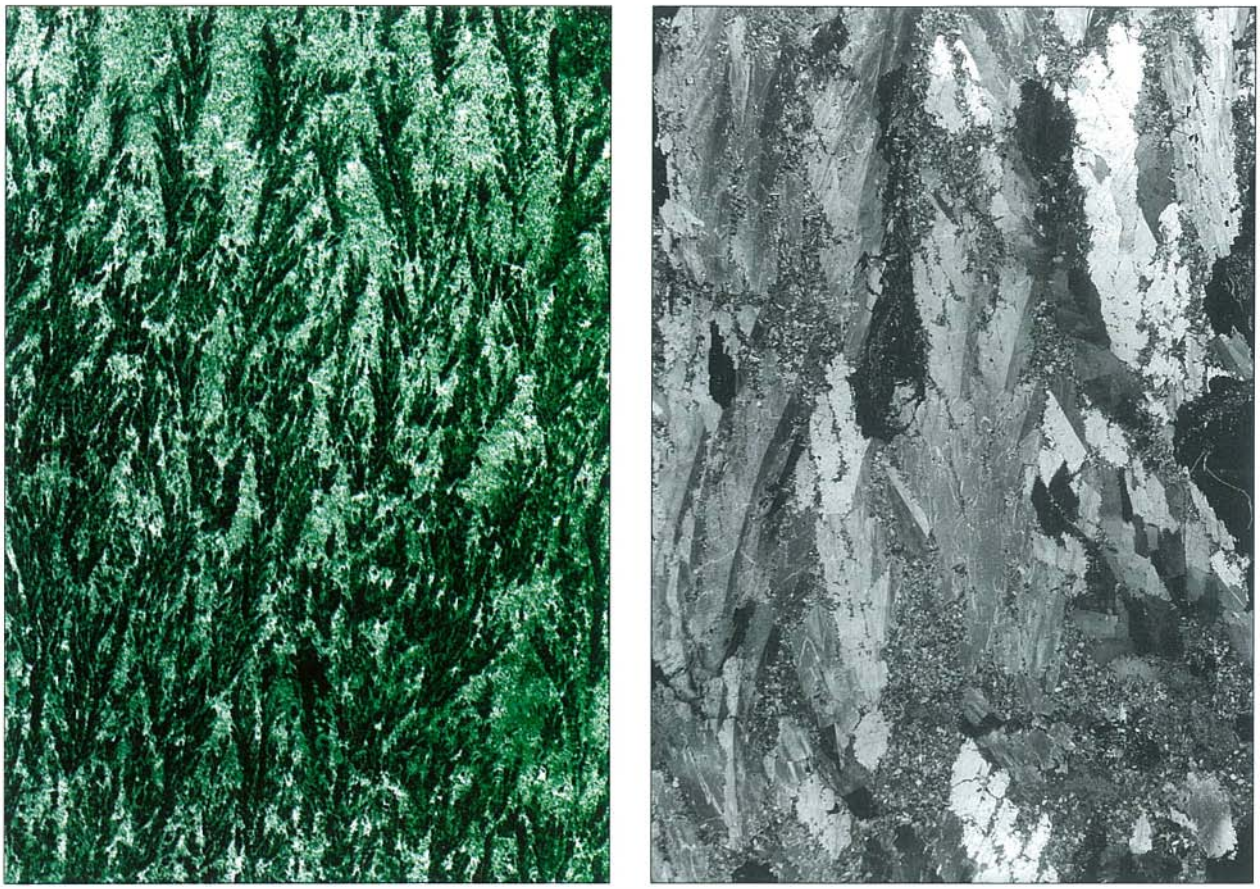
Дендриты имеют состав авгитов в нижних частях слоя – $Wo_{39-40}En_{46-48}Fs_{13-14}$, в верхних – $Wo_{38-40}En_{46-49}Fs_{11-16}$. Содержания оксидов в них составляют (мас.%): TiO_2 — 0,60–1,12; Al_2O_3 — 3,34–5,21; Cr_2O_3 — 0,30–0,62; MnO — 0,06–0,17; Na_2O — 0,32–0,56 [Рябов и др., 1977].

Проведенные И. Т. Бакуменко термобарогеохимические исследования расплавных включений в дендритовидных кристаллах клинопироксена показали, что гомогенизация включений происходит при температурах 1230–1240 °С [Рябов и др., 1977]. Хроматографический анализ монофракций клинопироксена из дендритов, проведенный в ИГ ОИГГМ СО РАН В. Ф. Коненко, указывает на присутствие в газовой смеси CH_4, CO, N_2, CO_2, H_2O и O_2.

В подошве Микчандинского покрова находится слой крупносферолитовых пироксенофировых базальтов, вдоль нижней границы которых располагается цепочка сферокристаллов клинопироксена. Ниже по разрезу на расстоянии 0,3–0,5 м в афировых базальтах встречаются редкие одиночные сферокристаллы клинопироксена, которые в дальнейшем полностью исчезают.

Геохимия. Общее представление об особенностях химического состава пород Микчандинского покрова можно получить на вариационной диаграмме (см. рис. 2.11) и из табл. 4 (см. приложение). Ранее петрохимия пород покрова освещалась в работах [Додин, Голубков, 1971; Додин, 1967; Рябов и др., 1977]. Материалы по Кета–Ирбинскому и Глубокоозерскому покровам опубликованы [Кавардин, 1988].

Как можно видеть на приводимой вариационной диаграмме, состав пород в разрезе Микчан-



а *б*

Рис. 2.14. Дендритовидные мегакристаллы клинопироксена, Микчандинский покров.

а – дендриты клинопироксена в афировом базальте (натуральная величина), *б* – деталь структуры, многообразие форм проявления индивидов клинопироксена в мегакристаллах (поляризованный свет, увел. в 2 раза).

динского покрова широко варьирует практически по всем главным породообразующим оксидам, содержания которых согласуются с петрографическим составом пород. Наиболее высокие концентрации MgO имеют место в пикритовом базальте и сферолитовых пироксенофировых базальтах, сохранивших реликты пикритов. Обогащение пород сферокристаллами клинопироксена коррелируется с содержанием в них CaO, которое достигает максимума в слоях с дендритами клинопироксена. Сходное поведение у Cr_2O_3, который накапливается в пироксенах. Хромшпинелиды сохраняются только в неизмененных реликтах пикритовых базальтов в кровле покрова, а в сферолитовых базальтах хромшпинелид отсутствует. Здесь хром накапливается в клинопироксенах. Повышенные концентрации Al_2O_3 характерны для обогащенных полевыми шпатами метадиоритов, содержание $Na_2O + K_2O$ в которых достигает 5,68 мас.% [Рябов и др., 1977]. Низкие содержания глинозема имеют породы, богатые клинопироксеном и оливином. Распределение SiO_2 в разрезе покрова контролируется количеством оливина и продуктов его изменения, с одной стороны, и пироксена и плагиоклаза — с другой. В первом случае SiO_2 пониженное, во втором – повышенное.

Афировые базальты, перекрывающие и подстилающие Микчандинский покров и располагающиеся между дендритами клинопироксена, близки по составу и отвечают толеитовым платобазальтам нормального ряда.

Особенности петрологии. Среди характерных особенностей пород Микчандинского покрова, представляющих важность для понимания генетических вопросов, необходимо выделить следующие.

1. Микчандинский покров и сходные с ним Кета–Ирбинский и Глубокоозерский [Кавардин, 1988] имеют локальное распространение, которое позволяет рассматривать их в качестве ограниченных по размерам лавовых озер, располагающихся вблизи вулканических аппаратов.
2. Отсутствие временных и закалочных взаимоотношений между породами Микчандинско-

го покрова и вмещающих их афировых базальтов является убедительным доказательством возможности совместного излияния или внедрения несмешивающихся пикрит– и толеит–базальтового магматических расплавов.

3. Покров имеет слоистое строение, обусловленное чередованием крупно– и мелкосферолитовых базальтов и слоев афировых базальтов с дендритами клинопироксена.
4. В разрезе покрова встречаются реликты пикритовых базальтов, которые по составу близки с одноименными породами гудчихинской свиты.
5. Морфология кристаллов клинопироксена указывает на образование их после излияния магмы на поверхность и кристаллизацию в условиях переохлаждения.
6. Реликты измененных пикритовых базальтов в базисе сферолитовых пироксенофировых базальтов являются свидетельством гетероморфной кристаллизации пикрит–базальтового расплава.
7. Формирование сферокристаллов происходило в пикритовых базальтах вокруг затравок, роль которых выполняли кристаллы оливина и газовые пузырьки, а дендриты росли в толеитовых (афировых) базальтах вверх от поверхности их раздела с пикритовыми базальтами.

Существующие генетические представления. Относительно происхождения Микчандинского покрова среди геологов высказываются различные представления. Д. А. Додин и В. С. Голубков [1971] полагают, что на поверхность изливался расплав, обогащенный в результате глубинной кристаллизационно–гравитационной дифференциации протокристаллами клинопироксена и отчасти оливина. В процессе движения этого гетерогенного расплава в подводящих каналах происходила динамическая дифференциация. Она, по их мнению, предопределила расслоенное строение покрова и различное количество клинопироксена в породах. Другая группа геологов рассматривает породы Микчандинского и вышеуказанных покровов как коматииты или коматиитоподобные [Дюжиков, Дистлер, 1981; Золотухин и др., 1986; Кавардин, 1988]. Главными аргументами такой интерпретации являются: структура спинифекс и близость состава пород описанным в литературе коматиитам Австралии и Канады. Наконец, существует представление, что исходный расплав Микчандинского покрова был близок составу гудчихинских пикритовых базальтов, а своеобразие пород связано со специфическими условиями кристаллизации магмы, которые имели место вблизи жерла палеовулкана [Рябов и др., 1977]. Расплав при излиянии на поверхность был расслоенным и имел повышенную флюидонасыщенность. Резкое изменение термодинамической обстановки предопределило необычный характер раскристаллизации расплава с отчетливыми явлениями гетероморфизма.

Спинифексоподобные дендритовидные кристаллы клинопироксена и оливина помимо вышеописанных известны в ряде трапповых интрузий [Рябов и др., 1977]. Форма проявления минералов указывает прежде всего на быструю его кристаллизацию в условиях переохлаждения, а ориентировка – на направленность фронта охлаждения. Кристаллизация дендритов клинопироксена в прослоях толеитовых базальтов среди флюидизированных пикритов, по–видимому, связана с газово–гравитационным перераспределением минералообразующих компонентов. Пикриты, подстилающие толеитовые базальты, являлись подложкой, на которой начинался рост дендритов.

Предпочтительная кристаллизация клинопироксена в неравновесных условиях обусловливается его меньшей энергией активации и значительно более широким диапазоном кристаллизации при переохлаждении (340 °С) по сравнению, например, с плагиоклазом [Рашин, 1963]. Детально этот вопрос был рассмотрен ранее [Рябов и др., 1977]. Относительно сферокристаллов клинопироксена важно отметить факт их роста не из гомогенной жидкости, а на оливиновых затравках. Источником химических элементов, необходимых для образования сферокристаллов клинопироксена, была сама пикрит–базальтовая магма, в которой началась кристаллизация оливина и хромита. В условиях переохлаждения флюидизированного расплава ранние кристаллические фазы оказались неустойчивыми и подверглись преобразованию и растворению. В результате этого расплав обогатился магнием и хромом, которые в дальнейшем вошли в кристаллическую решетку клинопироксена. Следует заметить, что образование пироксена по оливину как результат высокотемпературного окисления последнего на магматическом этапе отмечался в пикритах Гавайских островов и в долеритах Карру [Рябов, 1992б].

2.5. ХАКАНЧАНСКАЯ СВИТА (T_1hk)

Породы свиты представлены туфогенными образованиями со спорадическими проявлениями маломощных покровов зеленокаменных пойкилоофитовых базальтов. Литологический состав пород свиты сильно изменчив как по разрезу, так и по простиранию [Петрология и перспективы..., 1978]. В пределах большей части Норильской, Вологочанской и Хараелахской мульд породы этой свиты, известные также под названием "второго

Рис. 2.15. Шаровые лавы хаканчанской свиты, горы Буркан.

рожковского горизонта", имеют довольно устойчивую мощность (15–22 м) и представляют собой переслаивание псаммитовых и алевритовых туфов, туффитов, туфоаргиллитов, туфопесчаников. На северном берегу оз. Хантайское в туфах отчетливо видны волноприбойные знаки и формы, образование которых можно связывать с каплями дождя. В районе р. Фокина и оз. Лама мощность свиты составляет 100–150 м, а в районе оз. Кета и Хантайское – 250–370 м. Максимальные мощности туфогенных пород приурочены к районам палеовулканов.

В горах Буркан (р. Ирбо) среди туфобрекчий встречаются небольшой протяженности линзовидные проявления шаровых лав (рис. 2.15) мощностью до 7–10 м.

2.6. ТУКЛОНСКАЯ СВИТА (T_1tk)

Породы свиты представлены зеленокаменными пойкилоофитоинтерсертальными и толеитовыми базальтами (до 8–10 покровов) с подчиненным распространением оливиновых, пикритовых (до 3 покровов) и полифировых базальтов и редкими маломощными прослоями туфов. Свита выделяется только в восточной части Норильского района и прослеживается почти непрерывно от северной окраины Хараелахской мульды до верхнего течения р. Кулюмбе. Ее мощность в пределах Норильской мульды достигает 170 м, на северо–востоке Хараелахской мульды – 250 м, на северо–западе Тунгусской синеклизы – 320 м [Иванова, 1975; Петрология и перспективы..., 1978; Золотухин и др., 1986; и др.]. Пикритовые и оливинофировые базальты узколокально распространены в нижних частях наиболее полных разрезов свиты. Мощность пикритовых базальтов в районе озер Лама и Глубокое достигает 60–65 м [Люлько и др., 1994].

Своеобразие разрезу свиты придают базальты повышенной магнезиальности, которые в литературе называют пикритовыми или оливинофировыми. Породы имеют порфировую, пойкилоофитовую структуру с микроофитовой структурой основной массы. Они состоят (%): из оливина — 10–20, плагиоклаза — 25–40, клинопироксена — 35–40, палагонита и хлоритоподобных минералов — 5–15 и окисно–рудных минералов – 5–10. Оливин проявляется в виде редких порфировых выделений субидиоморфных кристаллов Fa_{17-20} и образует различные по размеру изометричные зерна в основной массе породы. Плагиоклаз наблюдается в виде призматических кристаллов $Ab_{23}Or_1An_{76}$, а клинопироксен проявляется в виде небольших ойкокристаллов $Wo_{42}En_{47}Fs_{11}$ и мелких зерен в основной

Таблица 2.4.

СОСТАВ МАГНЕЗИАЛЬНЫХ ЭФФУЗИВОВ СЕВЕРА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ
(по данным [Золотухин и др., 1986] с дополнениями авторов)

Компонент	Содержание оксидов, мас.%						
	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	43,20	44,97	46,35	44,24	44,77	40,75	38,86
TiO_2	1,20	0,82	2,16	2,88	3,58	2,61	1,41
Al_2O_3	7,47	12,74	10,61	7,01	6,95	4,66	6,79
Fe_2O_3	6,12	4,16	7,66	4,99	15,57*	7,22	4,43
FeO	8,06	6,80	6,50	9,01	—	6,09	8,37
MnO	0,15	0,17	0,19	0,20	0,22	0,18	0,24
MgO	20,20	14,07	10,18	18,16	16,22	19,47	20,69
CaO	6,78	9,76	10,09	9,65	8,32	10,85	13,86
Na_2O	0,36	1,20	1,79	1,39	1,14	0,36	0,56
K_2O	0,12	0,41	0,55	0,75	0,64	1,38	1,40
P_2O_5	0,07	0,09	0,26	0,18	0,37	0,63	0,06
П.п.п.	6,37	4,60	3,64	1,77	2,42	4,40	2,06
Количество анализов	1	12	17	1	6	3	2

Примечание. 1 – пикритовый базальт гудчихинской свиты; 2 – то же туклонской свиты; 3 – анкарамитовый базальт моронговской свиты; 4 – пикритовый базальт аянской свиты; 5 – лимбургит мокулаевской (хоннамакитской) свиты; 6 – пикритовый порфирит маймечинской свиты; 7 – мелилитовый пикритовый порфирит арыджангской свиты.

* $Fe_2O_3 + FeO$

массе – $Wo_{38}En_{47}Fs_{15}$ (см. пасп. 21). Повышение железистости минерала в процессе кристаллизации сопровождалось небольшим увеличением содержания (мас.%) TiO_2 от 0,49 до 0,68 и падением Cr_2O_3 от 0,94 до 0,18 и Al_2O_3 от 3,08 до 2,17.

Судя по приведенным О. А. Дюжиковым [Золотухин и др., 1989] данным, ведущей минеральной ассоциацией туклонских пикритовых (оливинофировых) базальтов являются: Ол (Fa_{22-32}) + + КлП (Fs_{12-32}) + ОртП (Fs_{23-32}) + Пл (An_{54-58}) + + Cr–Sp. В отличие от гудчихинских пикритов в туклонских отмечаются более высокие содержания TiO_2, Fe_2O_3+FeO, K_2O, P_2O_5 и более низкие Al_2O_3 и MgO. Содержание MgO (мас.%) в первых 20,39, во вторых 14,07 (табл. 2.4), [Золотухин и др., 1986]. По существующим критериям [Классификация..., 1981, 1997] количество магнезии в пикритах должно быть выше 18,0 мас.%, и поэтому магнезиальные базальты туклонской свиты более соответствуют оливинофировым базальтам нежели пикритам.

Оливинофировые (пикритовые) базальты туклонской свиты в различных частях района имеют близкий петрографический и вещественный состав. Исключение составляют оливинофировые базальты горы Сундук, в разрезе которых широко проявился дендритовидный рост кристаллов оливина, плагиоклаза и отчасти клинопироксена. До настоящего времени информация об этом своеобразном покрове в литературе отсутствовала.

2.6.1. Дифференцированный покров оливинофировых базальтов горы Сундук

Разрез туклонской свиты на горе Сундук представлен снизу вверх толеитовыми базальтами (2–4 покрова), туфобрекчиями с обломками углей, аглютинатами, агломератовыми туфами с линзами толеитов, оливинофировыми (пикритовыми) базальтами (1 покров) и снова толеитовыми базальтами, верхняя часть которых эродирована.

Покров оливинофировых (пикритовых) базальтов общей мощностью около 20 м в верхней (8 м) и нижней (8 м) частях имеет однородные породы, а в центральной (4 м) — субгоризонтальное переслаивание пикритовых базальтов и слоев с дендритами оливина и плагиоклаза. Мощность слоев с дендритами варьирует от 4 до 13 см и даже до 30 см у верхнего слоя. Мощность прослоев пикритовых базальтов от 0,2 до 2,8 м.

В подошве оливинофирового (пикритового) покрова находится полифировый базальт с гиалопилитовой, интерсертальной и микроофитовой структурой основной массы. Порфировые

выделения представлены оливином, плагиоклазом, реже клинопироксеном. Оливин (5–7 %) проявляется в виде мелких (0,3–1,0 мм) кристаллов и скоплений зерен, нацело замещенных боулингитом, плагиоклаз образует одиночные призмы или их гломероскопления. Основная масса сложена лейстами плагиоклаза, мелкими зернами клинопироксена, измененным стеклом и палагонитом. В нижней части покрова выделяется стекловатая закалочная зона (около 20 см) с субвертикальными трубчатыми миндалинами, которая сменяется маломощной миндалекаменной, полости в которой выполнены зеленым палагонитом, лучистым хлоритоподобным минералом, дендритовидным кальцитом, исландским шпатом и нередко сотовым гидрогранатом.

Оливинофировые (пикритовые) базальты имеют порфировую и офитопойкилоофитовую структуры. Породы состоят из оливина (5–25 %), клинопироксена (25–30 %), плагиоклаза (40–60 %), палагонита (5–15 %) и окисно–рудной фазы (3–7 %).

Оливин образует редкие субидиоморфные порфировые выделения и мелкие изометричные зерна и скопления, которые пойкилитически врастают в клинопироксен и располагаются в основной массе. В разрезе центральной части покрова отмечается чередование слоев пород с различным количеством оливина: в одних – около 5 %, в других – около 20 %. В этой же части покрова встречаются наиболее обогащенные (до 30–40 %) оливином пикритовые базальты. Состав оливина Fa_{17-20}.

Клинопироксен образует крупные пойкилокристаллы и мелкие зерна в мезостазисе породы. В верхней части покрова ойкокристаллы клинопироксена часто сдвойникованны и содержат небольшое количество хадакристаллов плагиоклаза и оливина. Состав клинопироксена $Wo_{42-38}En_{47-46}Fs_{11-16}$ (см. пасп. 21). Плагиоклаз проявляется в виде редких порфировидных выделений и мелких призматических кристаллов в основной массе, его состав $Ab_{23}Or_1An_{76}$. Рудный минерал образует мелкие зерна в базисе породы. Хромшпинелиды содержат (мас.%): TiO_2 — 1,22–6,25; Al_2O_3 — 4,63–18,51; Fe_2O_3 — 12,85–38,98; Cr_2O_3 — 14,68–34,60; FeO — 25,81–31,24; MgO — 4,56–7,07 [Золотухин и др., 1986]. Наиболее богатая хромом разность минерала имеет высокие концентрации Al_2O_3, MgO и низкие — TiO_2, Fe_2O_3, FeO.

Оливинофировые базальты с дендритами оливина и плагиоклаза. Прослои этих пород имеют микроофитовую, пойкилоофитовую, толеитовую и филотакситовую структуру. Последняя по аналогии с породами Микчандинского покрова представляет собой разновидность порфировой, с фенокристаллами дендритовидного облика. Дендриты покрова горы Сундук представляют собой растущие снизу вверх слабоветвящиеся и, как правило, лишенные включений индивиды оливина, плагиоклаза и редко клинопироксена длиной от 1–2 до 4–5 см. Характерной особенностью распределения дендритов в породах покрова является избирательная приуроченность к одним слоям только дендритов оливина, а к другим – только плагиоклаза, иногда с пироксеном.

Оливинофировый базальт, вмещающий дендриты, состоит из оливина (7–15 %), плагиоклаза (50–60 %), клинопироксена (20–30 %), палагонита и хлоритоподобных минералов (5–7 %), магнетита (1–3 %). Доля дендритов в общей сумме минералов составляет: оливин — 3–10 %, плагиоклаз — 3–15 %, клинопироксен — 0–3 %.

Дендриты оливина состоят из нарастающих друг за другом и расщепляющихся вверху призматических кристаллов. В основной массе породы между дендритами находятся мелкие зерна оливина. Дендриты имеют состав Fa_{29-30}, содержание NiO в нем 0,14 мас.%. Оливин обычно замещается боулингитом и иддингситом (см. пасп. 22). Базис породы состоит из мелких угловатых зерен авгита $Wo_{38}En_{49}Fs_{13}$, в котором определены (мас.%): TiO_2 — 0,47; Al_2O_3 — 1,3; Na_2O — 0,26; Cr_2O_3 — 0,12, и призм битовнита – $Ab_{22}Or_1An_{77}$. Ильменит имеет повышенные содержания (мас.%): MgO (5,5); V_2O_5 (1,1); Cr_2O_3 (0,13).

Дендриты плагиоклаза (под микроскопом) имеют изогнутую форму с волнистым погасанием. Расщепление кристаллов происходит по границам двойниковых индивидов и трещинам спайности, на продолжении которых растут другие длиннопризматические индивиды. Состав минерала отвечает битовниту $Ab_{25}Or_1An_{74}$ (см. пасп. 23). Повторяя вытянутую форму дендрита плагиоклаза, в срастании с ним изредка наблюдаются дендритовидные образования клинопироксена $Wo_{40}En_{49}Fs_{11}$. Мелкие зерна минерала из основной массы породы имеют состав $Wo_9En_{65}Fs_{26}$. Дендриты клинопироксена содержат (мас.%): TiO_2 — 0,41; Al_2O_3 — 1,59; Cr_2O_3 — 0,44. Ильменит из этой породы имеет повышенные содержания MgO (4,53–6,73 мас.%) и V_2O_5 (1,01–1,04 мас.%).

Генетические представления. На основании приведенных материалов можно предположить, что дифференцированное строение покрова горы Сундук обусловлено изначально расслоенным характером излившейся на поверхность лавы,

которая имела струи расплава различной магнезиальности. Дендритовидные формы минералов, по–видимому, отражают переохлаждение расплава, а приуроченность проявлений дендритов оливина к одним, а плагиоклаза к другим слоям связана с различным составом слоев и, возможно, с различным режимом переохлаждения.

2.7. НАДЕЖДИНСКАЯ СВИТА (T_1nd)

В пределах Норильского района базальты этого стратиграфического подразделения повсеместно распространены. Породы свиты представлены толеитовыми, порфировыми, гломеропорфировыми и афировыми базальтами с редкими прослоями туфов. Мощность ее уменьшается с запада на восток и составляет: в Норильской и Вологочанской мульдах 530–570 м, на северо–востоке Хараелахской мульды и в западном борту Тунгусской синеклизы 150–250 м. Свита подразделяется на три пачки.

Нижняя пачка сложена 10–14 покровами порфировых (полифировых, плагиофировых) и афировых базальтов. На западе Норильского района преобладают порфировые разности базальтов, на востоке – толеитовые. В кровле пачки обычно располагается покров толеитовых базальтов и прослой туфогенных пород, в подошве, в районе Талнаха, — покров полифировых трахибазальтов.

Средняя пачка представлена 10–13 покровами порфировых, реже полифировых, гломероолигофировых, толеитовых и пойкилоофитоинтерсертальных базальтов. В кровле пачки иногда отмечаются афировые базальты, а в подошве находится покров гломеропорфировых, который подстилается горизонтом туфогенных пород.

Верхняя пачка состоит из 1–8 покровов гломеропорфировых базальтов, в основании которых находится горизонт туфогенных пород.

В различных структурно–фациальных подзонах в составе пород свиты отмечаются некоторые специфические особенности и фациальные переходы. В Ламско–Имангдинской и Хантайско–Дюпкунской подзонах в разрезах надеждинской свиты преобладают покровы афировых базальтов. В районе озер Кета и Хантайское в основании свиты располагается пачка шаровых лав мощностью 15–50 м. На северо–востоке Хараелахской мульды разрез свиты на подсвиты на расчленяется. Здесь она представлена монотонной толщей порфировых базальтов, переходящих в гломеропорфировые [Люлько и др., 1994]. Коэффициент эксплозивности и доля туфогенных пород в составе свиты увеличиваются на юг и восток от Предтаймырской и Путоранской структурно–формационных зон [Петрология и перспективы..., 1978].

Под микроскопом видим, что базальты имеют порфировую, гломеропорфировую или афировую структуру, основная масса – толеитовую, микрофитовую, интерсертальную, такситоофитовую и пойкилоофитоинтерсертальную. Порфировые выделения обычно представлены лабрадором (An_{60-70}), количество которого достигает 12 %, реже наблюдаются фенокристаллы клинопироксена (не более 1–2 %), а оливин встречается спорадически и часто оказывается измененным. Основная масса базальтов сложена плагиоклазом (An_{45-65}) — 40–60 %, клинопироксеном – 30–45 %, палагонитом — 5–15 %, окисно–рудными минералами — 1–3 %, оливином – до 3 % и вторичными минералами — 3–7 %.

Главными фазами толеитовых базальтов являются авгит $Wo_{38}En_{45}Fs_{17}$, плагиоклаз $Ab_{32}Or_2An_{66}$ и палагонит (см. пасп. 24). Клинопироксен содержит (мас.%): TiO_2 — 0,36; Al_2O_3 — 1,96; Cr_2O_3 — 0,18. В породе отмечаются мелкие зерна оливина, нацело замещенные боулингитом. В полифировых трахибазальтах фенокристаллы представлены плагиоклазом, оливином и клинопироксеном (см. пасп. 25). Порфировые выделения раннего плагиоклаза часто замещены пренитом и палагонитом–II. Крупные фенокристаллы оливина обычно представлены псевдоморфозами боулингита, а в ряде случаев в футлярах от кристаллов оливина располагается гранобластовый агрегат зерен клинопироксена. Последний образует также и самостоятельные субидиоморфные вкрапленники $Wo_{38-37}En_{51-50}Fs_{12}$, в которых определены (мас.%): TiO_2 — 0,19–0,22; Al_2O_3 — 1,74–1,94; Cr_2O_3 — 0,33–0,36. Фенокристаллы плагиоклаза имеют состав лабрадора $Ab_{45}Or_3An_{52}$. В базисе породы находятся олигоклаз и калишпат.

Основная масса базальтов надеждинской свиты относится к толеитам нормального ряда пород [Золотухин и др., 1989; и др.]. Исключение составляет один покров полифировых трахибазальтов (см. пасп. 25), в составе которых установлено $Na_2O + K_2O$ 6,10 мас.% при содержании SiO_2 51,60 мас.%. Повышенную щелочность имеют также гломеропорфировые базальты г. Логанчи, содержание щелочей в которых составляет 5,43–6,42, а кремнезема – 47,06–48,68. Своеобразие этих пород заключается в присутствии в них сульфидной халькопирит–пирротиновой минерализации [Рябов, 1997].

2.8. МОРОНГОВСКАЯ СВИТА (T_1mr)

Распространена свита на всей территории Норильского района и прослеживаются далеко за его пределами. Фациальными аналогами ее являются *аянская, двурогинская, корвучанская и когтокская свиты.* Породы мороногговской свиты ложатся на размытую поверхность базальтов надеждинской. Характерной особенностью разреза пород мороногговской свиты является наличие значительных объемов туфогенных пород. Общая мощность свиты на северо–востоке Хараелахской мульды достигает 700 м, в Норильской– 250 м, а в направлении с севера на юг происходит уменьшение мощности и смена лавовых образований туфогенными, которые относятся к двурогинской и корвучанской свитам. Мороногговская свита разделяется на две подсвиты.

Нижняя подсвита сложена несколькими покровами афировых базальтов с интерсертальной, реже с порфировой и пойкилоофитовой структурой и прослоями туфов. Границей между подсвитами служит мощный (100 м) горизонт туфов с обломками гранитов, гнейсов и сланцев [Петрология и перспективы..., 1978].

Верхняя подсвита представлена покровами афировых и пойкилоофитовых, реже плагиофировых базальтов с прослоями туфов. На севере Хараелахской мульды в районе оз. Арылах в верхней части подсвиты проявляется пачка (50 м) анкарамитов повышенной магнезиальности. В районе оз. Хантайское в сходной позиции выделяется юряхская толща, сложенная 7 покровами трахибазальтов общей мощностью от 50–60 до 140 м. В пределах Каменской провинции щелочно–основных пород в районе р. Калтамы в разрезе аянской свиты, представляющей фациальный аналог мороногговской, развиты покровы полифировых базальтов и 2–4 покрова пикритовых базальтов. Далее на востоке, в Боярско–Дельканской структурно–фациальной подзоне, в разрезе когтокской свиты, также являющейся аналогом мороногговской, среди оливинофировых базальтов выделяются редкие покровы меланефелинитов [Петрология и перспективы..., 1978].

Афировый базальт представляет собой породу микродолеритовой, интерсертальной, микроофитовой или толеитовой структуры с элементами пойкилоофитовой. Порода состоит из плагиоклаза $Ab_{32}Or_1An_{67}$ и клинопироксена $Wo_{36}En_{42}Fs_{22}$ (см. пасп. 26), в составе которого установлены (мас.%): TiO_2 — 0,64; Al_2O_3 — 2,60; Na_2O — 0,23. В мезостазисе породы отмечается небольшое количество калишпата и палагонита, окисно–рудная фаза представлена титаномагнетитом, в котором определены (мас.%): TiO_2 — 13,0; Al_2O_3 — 1,56; V_2O_5 — 0,92.

Гломеропорфировый базальт имеет толеитовую, интерсертальную или микроофитовую структуру основной массы. Порфировые выделения представлены срастаниями зерен плагиоклаза или одиночными призматическими кристаллами. Фенокристаллы имеют зональное строение и нередко скелетный облик с многочисленными врастками клинопироксена (см. пасп. 27). В центральных частях порфирокристаллов плагиоклаз имеет состав $Ab_{22}Or_1An_{77}$, в микролитах основной массы – $Ab_{45}Or_2An_{52}$. Клинопироксен по составу отвечает авгиту $Wo_{40}En_{38}Fs_{22}$, в котором определены (мас.%): TiO_2 — 0,99; Al_2O_3 — 1,62; Na_2O — 0,20; Cr_2O_3 — 0,017.

Своеобразие нижней подсвиты мороногговской свиты и ее фациальных аналогов в соседних с Норильским районах создают проявления покровов анкарамитов, пикритовых базальтов и трахибазальтов, которые располагаются в различных областях северо–запада Сибирской платформы.

2.8.1. Анкарамиты Арылаха

Базальт представляет собой порфировую или полифировую породу с микролитовой, интерсертальной, толеитовой, долеритовой или микроофитовой структурой основной массы. Он состоит (см. пасп. 28) из оливина (5–15 %), клинопироксена (35–45 %), ортопироксена (от 3–5 до 15 %), плагиоклаза (30–40 %), окисно–рудных (5–7 %), палагонита (5–10 %).

Порфировые выделения представлены крупными субидиоморфными кристаллами оливина, в ряде случаев со скелетными формами, которые часто располагаются в виде скоплений и бывают замещены боулингитом с рудной сыпью. Состав оливина отвечает хризолиту $Fa_{15–27}$ [Золотухин и др., 1986].

Фенокристаллы клинопироксена образуют крупные короткие призмы размером 2,5–4 мм и сферокристаллы с включениями псевдоморфоз боулингита по оливину. Вкрапленники клинопироксена обычно не имеют правильных кристаллографических форм, для них характерно полисинтетическое двойникование, частая приуроченность к скоплениям измененного оливина и включения резорбированных зерен ортопироксена. Клинопироксен фенокристов имеет состав $Wo_{40–41}En_{49–47}Fs_{21}$, в нем определены (мас.%): TiO_2 — 0,50–0,63; Al_2O_3 — 2,52–2,66; Na_2O — 0,19–0,23; Cr_2O_3 — 0,99–0,83. Мелкие зерна минерала из основной массы представлены $Wo_{35}En_{44}Fs_{21}$, он содержит (мас.%): TiO_2 — 1,16,

Al_2O_3 — 1,67, Na_2O — 0,28, Cr_2O_3 — 0,043 (см. пасп. 28).

Пижонит образует призматические кристаллы с каймами обрастания из сдвойникованного авгита и резорбированные реликты в фенокристаллах авгита. Состав пижонита $Wo_7En_{65}Fs_{28}$, в нем определены (мас.%): TiO_2 — 0,41; Al_2O_3 — 0,55; Cr_2O_3 — 0,03; V_2O_5 — 0,016 (см. пасп. 29).

Плагиоклаз наблюдается в виде призматических кристаллов лабрадора $Ab_{38-44}Or_{1-2}An_{60-54}$.

Рудная фаза анкарамитов представлена вростками хромита в оливине, титаномагнетитом, ильменитом и рутилом – в основной массе. Хромит содержит (мас.%): TiO_2 — 2,67; Al_2O_3 — 15,37; MgO — 5,59; Cr_2O_3 — 37,09; V_2O_5 — 0,92. Особенностями состава титаномагнетита является повышенное содержание TiO_2 (25,05 мас.%), рутила – V_2O_5 (0,71 мас.%), а ильменит имеет низкие концентрации примесных химических элементов и переменные количества (мас %): MgO — 0,60–2,33; V_2O_5 — 0,17–0,73.

Характерной особенностью анкарамитов является широкое проявление палагонита в интерстициях и в виде мелких миароловых образований. Это может косвенно указывать на обогащенность расплава летучими компонентами.

Проведенные исследования позволяют предполагать, что сформировавший анкарамиты толеитовый расплав имел повышенную магнезиальность, а его кристаллизация начиналась с образования оливина. Флюидизированность расплава, по–видимому, явилась причиной высокотемпературного окисления оливина [Рябов, 1992 б], в результате которого происходило преобразование его в пижонит и в авгит, как в более устойчивую фазу при создавшихся *PT*–условиях.

2.8.2. Пикритовые базальты р. Аян

Покров пикритовых базальтов состоит из трех потоков общей мощностью 40–70 м и прослеживается по р. Аян на 10–15 км [Томановская, 1961; Золотухин и др., 1989]. Лавовые потоки имеют примерно одинаковую мощность (10–15 м) и разделяются прерывистыми маломощными горизонтами туфогенных пород. В строении каждого потока выделяются верхняя и нижняя миндалекаменные зоны и массивная центральная зона. В верхнем покрове Ю. Р. Васильев [Золотухин и др., 1989] отмечает субгоризонтальную ветвящуюся пегматоидную жилу, которая сложена крупнозернистым пироксен–плагиоклазовым агрегатом.

Миндалекаменные базальты представляют собой оливиновые порфириты, которые состоят из вкрапленников оливина (10–12 %) и стекловатой основной массы.

Пикритовые базальты имеют порфировую структуру с микроофитовой, микролитовой и интерсертальной структурой основной массы. Порода состоит из оливина (20–50 %), клинопироксена (20–45 %), плагиоклаза (15–60 %), рудных (1–8 %), палагонита и вторичных минералов, концентрация которых порою составляет значительный объем породы. Из других минералов встречаются биотит, амфибол, апатит, альбит, хлорит, кальцит и гидрогранат, из рудных – хромит и ильменит.

Метадиориты (пегматоидные габбро–долериты по Ю. Р. Васильеву) имеют габбровую, офитовую и пегматоидную структуру. Их слагает плагиоклаз (30–50 %), клинопироксен (50–65 %), рудный минерал (5–6 %), в акцессорных количествах присутствуют биотит и апатит, широко развит палагонит и продукты его раскристаллизации.

Наиболее детальное изучение покрова было проведено Ю. Р. Васильевым [Золотухин и др., 1989], по материалам которого можно выделить ряд особенностей вещественного состава пород.

Оливин образует крупные (до 0,8 см и более, с включениями хромита) без четкой огранки кристаллы со скелетными формами (I генерация), средние по размеру (II генерация) и мелкие зерна (III генерация): I генерация минерала имеет состав Fa_{10-16}, более мелкие зерна II генерации – Fa_{14-20}, III генерации – Fa_{18-22}. В оливинах установлены переменные количества CaO (0,05–0,35 мас.%) и NiO (0,28–0,36 мас.%), первый из оксидов имеет прямую, а второй — обратную корреляционную зависимость с железистостью минерала. Клинопироксен наблюдается в виде короткопризматических кристаллов. По составу он отвечает авгиту, который содержит (мас.%): TiO_2 — 1,54–2,16; Al_2O_3 — 2,30–3,50; Cr_2O_3 — 0,10–0,87; Na_2O — 0,27–0,40. Общая железистость минерала изменяется от 17,4 до 23,7 ат.%. Хромит имеет переменные содержания (мас.%): TiO_2 — 3,23–6,34; Al_2O_3 — 9,35–11,06; Cr_2O_3 — 34,32–42,17; FeO — 33,62–40,44; MnO — 0,58–0,59; MgO — 6,56–7,88. Для ильменита характерно повышенное содержание MgO = 2,60–5,16 мас.%.

2.8.3. Трахибазальты юряхской толщи и магнетитовая лава района оз. Хантайское

Трахибазальты юряхской толщи входят в состав аянской свиты в качестве ее фациального аналога [Нагайцева и др., 1967; Павлов, 1969]. Эти породы локально распространены между оз. Кета на севере и оз. Хаканча на юге (рис. 2.16).

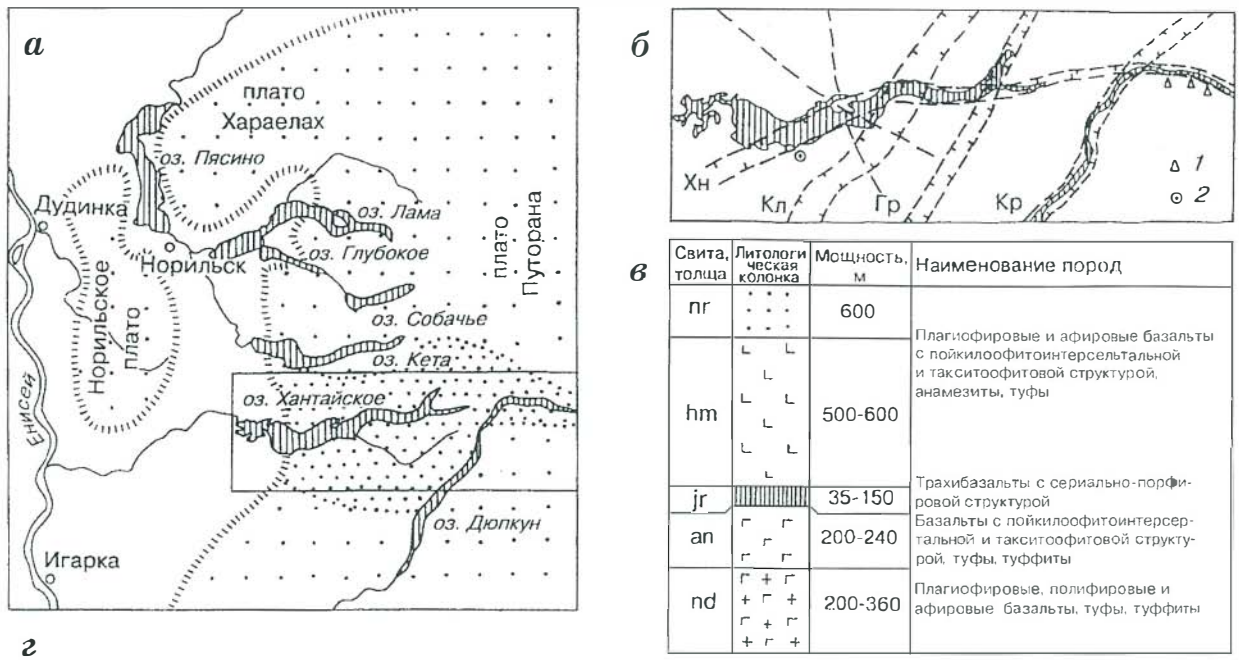


Рис. 2.16. Геологическое строение района оз. Хантайское.

а – положение района исследований в плане северо–запада Сибирской платформы: редкий крап – распространение эффузивных траппов, густой – трахибазальтов юряхской толщи; *б* – разрывные нарушения оз. Хантайское, в том числе разломы: Кулюмбинский (Кл), Горбиачинский (Гр), Курейский (Кр) и Хантайская (Хн) грабен–синклиналь; штриховая линия – второстепенные тектонические нарушения; *1* – нефтебитумопроявления в базальтах, *2* – соленосные источники; *в* – стратиграфическая колонка для туфолавовой толщи западного Путорана; *г* – геологическая карта района оз. Хантайское, усл. обозн. см. на литологической колонке (*в*), цифры – рудопроявления в базальтах: 5 – сульфидное, остальные – магнетитовые.

Мощность юряхской толщи изменяется от 0 до 150 м. На южном берегу оз. Хантайское в восточной его части по руч. Магнетитовый обнажается три покрова трахибазальтов мощностью 7–12 м каждый (рис. 2.17, 2.18). В верхней части покровов выделяются зоны мандельштейнов, составляющие 15–20 % разреза, и плотные части с редкими миндалинами и тонкопризматической отдельностью. Первый и третий покровы имеют сходное строение и состав и по сути являются типичными для юряхской толщи в целом (см. пасп. 30–32). Своеобразие второго покрова заключается в приуроченности к нему магнетитовой лавы [Рябов, Павлов, 1991].

Трахибазальты представляют собой афировые реже порфировые разности с микроплагиопорфировой, сериально–порфировой, полифировой структурой и витрофировой, интерсертальной, толеитовой основной массой. Они состоят из плагиоклаза (45–70 %), клинопироксена (15–25 %),

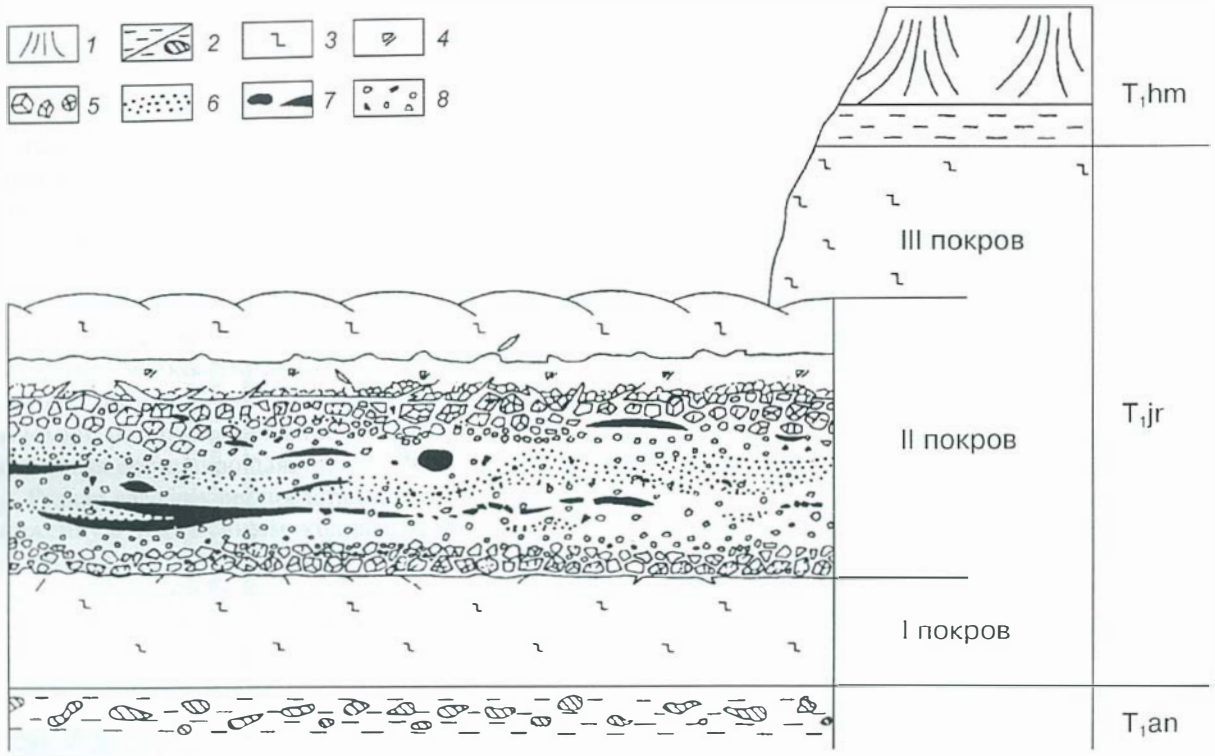


Рис. 2.17. Внутреннее строение рудоносного покрова трахибазальтов юряхской толщи района руч. Магнетитовый.

1 — базальты хонгамакитской свиты, *2* — туффиты и туфобрекчии, *3* — трахибазальты, *4* — осветленные базальты и метабазиты, *5* — агломераты, *6* — магнетитовая лава, *7* — слизные магнетиты, *8* — рудные агломераты.

оливина (1–5 %), титаномагнетита (3–5 %) и стекла с включениями апатита и палагонита (10–35 %). Степень раскристаллизации пород возрастает к центральным частям потоков и выражается прежде всего в уменьшении количества стекла и в увеличении зернистости породы. Встречающиеся в трахибазальтах миндалины выполнены палагонитом, халцедоном, кварцем и кальцитом.

Сверху вниз по разрезу рудоносного второго покрова выделяются верхние мандельштейны мощностью около 2–4 м, осветленные афировые трахибазальты — 1–1,5 м, агломератовые трахибазальты — 1–2 м, рудная лавобрекчия и рудная лава — 5–10 м, агломератовые трахибазальты — 1–2 м и нижние мандельштейны — 0,5–1 м.

Мандельштейны представляют собой стекловатые породы с витропорфировой, гиалопилитовой и интерсертальной структурой. Основную массу породы образует в различной степени опацитизированное стекло с микропорфировыми выделениями и микролитами плагиоклаза (20–30 %), мелкими призматическими кристаллами клинопироксена (3–5 %) и зернами магнетита (см. пасп. 33). При повышении степени раскристаллизации увеличивается количество плагиоклаза и клинопироксена, а в их интерстициях наблюдается прозрачное стекло с рудными шариками и войлок игольчатых кристаллов апатита [Рябов, 1989 в, 1997]. Нижние мандельштейны имеют порфировую структуру с интерсертальной и метельчатой структурой основной массы. Порфировые выделения здесь представлены оливином (3–5 %), который полностью замещен иддингсит–боулингитом, и клинопироксеном (1–3 %). В основной массе находятся метельчатый агрегат длиннопризматических кристаллов плагиоклаза, мелкие зерна клинопироксена и магнетита и палагонит.

Осветленные трахибазальты имеют миндалекаменную текстуру, а под микроскопом видна интерсертальная структура. Особенностью пород является широкое развитие палагонита, который совместно со стеклом и самостоятельно проявляется в интерстициях и образует "ложные миндалины", представляющие собой глобулы палагонита–I (размером 1–7 мм) или стекла с палагонитом–I в центре. В палагоните встречаются микролиты плагиоклаза, коробчатые кристаллы розового клинопироксена и ельчато–скелетные кристаллы магнетита. В осветленных базальтах порою наблюдаются черные рудные шарики, которые под микроскопом представляют собой тонкую решетку магнетита с палагонитом в ячейках. В виде включений в палагоните–I встречаются шарики кальцита. Во-

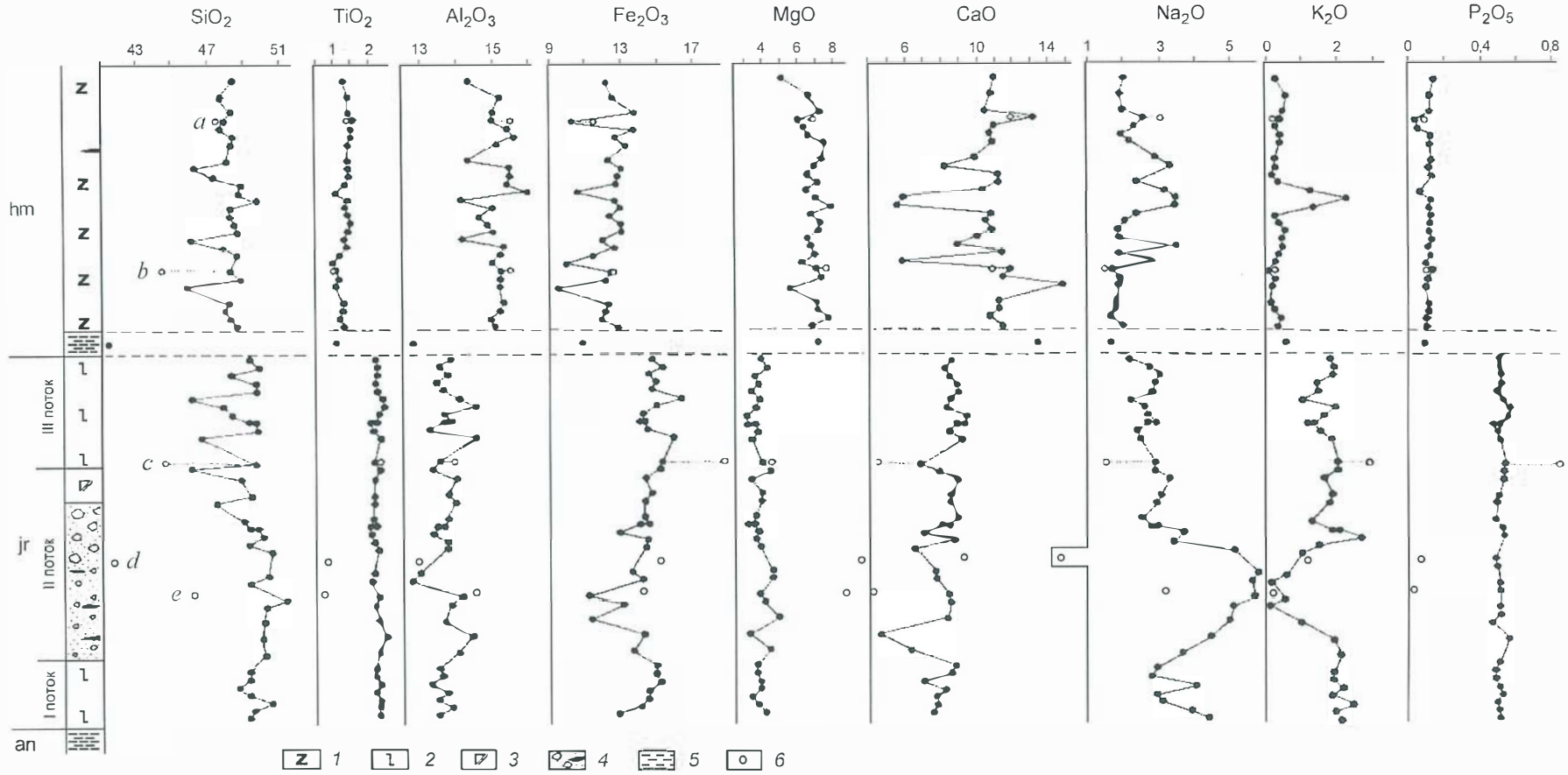


Рис. 2.18. Вариационная диаграмма оксидов (мас.%) по разрезу туфолавовой толщи восточной части оз. Хантайское.

1 — базальты хонгмакитской (hm) свиты; *2* — трахибазальты безрудных покровов юряхской (jr) толщи; *3* — осветленные базальты и метабазиты; *4* — рудные лавы и агломераты с линзами и жилами сливных магнетитов; *5* — туфогенные породы an — аянской свиты; *6* — состав: стекол (*a,b*);палагонита в базальтах (*c*); палагонита из глобул в магнетитовой лаве (*d, e*).

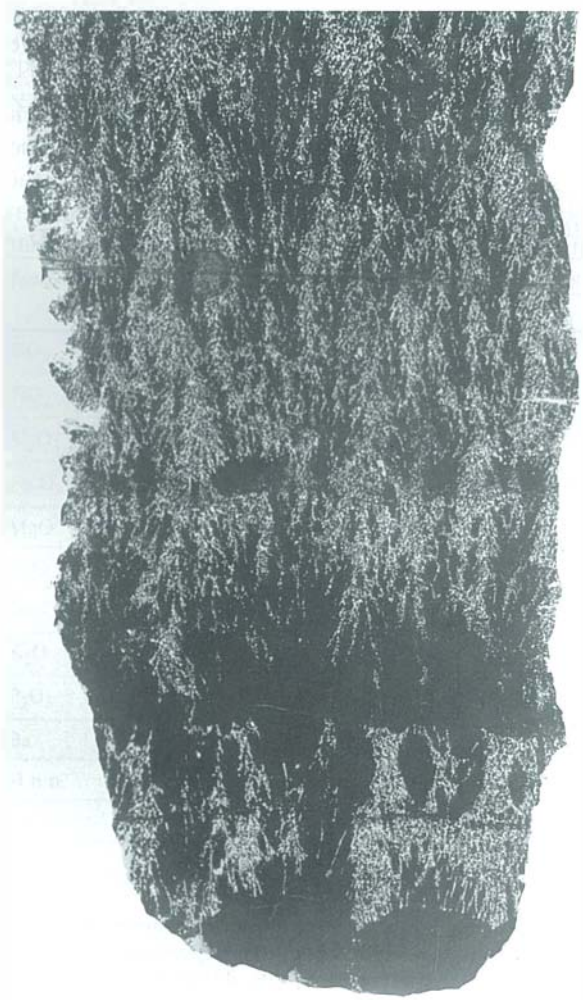
круг глобул стекла и палагонита часто можно видеть тангенциальное расположение лейст плагиоклаза. Подобное проявление палагонита–I не оставляет сомнения в его магматической природе, в отличие от палагонита–II, представляющего продукт поздней палагонитизации стекла и силикатных минералов [Рябов, 1989в].

Агломераты трахибазальтов образуют горизонт пород, состоящих из остроугольных обломков осветленных трахибазальтов по составу сходных с вышележащими. Между крупными обломками находится мелкообломочный материал того же состава. В нижней части слоя в цементирующем обломки материале появляется магнетит–палагонитовая составляющая.

Рудная лавобрекчия представляет собой породу, сложенную переменным количеством обломков (от единичных до 60 %), сцементированных магнетит–палагонитовой породой, по составу идентичных осветленным трахибазальтам. Наряду с обломками в магнетит–палагонитовой породе встречаются крупные (до 20 см в диаметре) шарообразные тела, сложенные светло–зеленым палагонитом с тонкой магнетитовой сыпью. Анализы этих образований показаны на диаграмме рис. 2.18.

Рудная лава имеет пузырчатую консистенцию и состоит из мелких шариков и частично окристаллизованных зерен магнетита, которые располагаются в палагонитовой или полевошпат–палагонитовой матрице с многочисленными мелкими пустотками. Количество рудной сыпи составляет 30–60 %, а содержание общего железа в виде Fe_2O_3 достигает 63 мас.%. В обогащенных рудной фазой участках наблюдаются крупные магнетитовые капли, гравитационное их накопление в виде прослоев и желваков сплошного магнетита с явлениями дендритовидного роста отмечается в верхней части капель. Слипшиеся мелкие шарики магнетита иногда образуют ажурные пористые шары диаметром от 2 до 14 мм (рис. 2.19).

Сливные магнетиты образуют небольшие потоки и пластинообразные жилоподобные тела мощностью до 1,3 м и длиной 15–20 м, линзы размером до (10–15) × (70–90) см и шарообраз-



а

б

Рис. 2.19. Магнетитовая лава в трахибазальтах юряхской толщи Западного Путорана, оз. Хантайское.

а – каплевидные вкрапленники и дендриты магнетита (черное в проходящем свете) в магнетит–палагонитовой пузырчатой матрице; *б* – каплевидные, дендритовидные и сферолитовые формы проявления магнетита сливных руд.

ные тела диаметром до 25 см. В рудных лавобрекчии и лаве встречаются остроугольные обломки сливных магнетитов, указывающие на солидификацию рудного расплава до окончания движения лавового потока. Сплошные тела сложены столбчатыми и дендритовидными кристаллами магнетита длиною до 3–15 см. Мелкие линзы часто образуют полусферы от 7 до 40 см с радиально–лучистым и концентрически–зональным строением, которое создают вытянутые формы кристаллов магнетита и газовых пустот.

Минералоги и геохимия. В безрудных покровах юряхской толши состав плагиоклазов отвечает альбиту $Ab_{91-99}Or_{3-0}An_{6-1}$, а клинопироксен – авгиту, идиоморфные порфировые выделения которого имеют состав $Wo_{39-41}En_{41-37}Fs_{18-22}$, а мелкие зерна и длиннопризматические кристаллы – $Wo_{43}En_{30-25}Fs_{27-32}$ (см. пасп. 30–31). В составе первых определены (мас.%): TiO_2 – 0,59–1,39; Al_2O_3 – 1,55–3,87; вторых – TiO_2 – 2,50–3,19; Al_2O_3 – 3,66–3,75. Магнетит в трахибазальтах представлен бедной титаном разновидностью минерала, он содержит (мас.%): TiO_2 – 2,22–3,72; Al_2O_3 – 0,49–0,85; MnO – 0,23–0,58; MgO – 0,43–1,11.

В рудоносном покрове порфировые выделения имеют состав $Ab_{33-48}Or_{2-5}An_{60-47}$ (см. пасп. 32–34). В пределах одного зонального кристалла основность минерала от центра к краю понижается на 2–7 номеров. Вокруг призматических кристаллов лабрадора иногда отмечается прерывистая кайма K–Na полевого шпата $Ab_{60-57}Or_{33-37}An_{7-6}$. Клинопироксен в породе представлен авгитом, его состав оказывается сравнительно устойчивым в стекловатых разностях пород ($Wo_{42-39}En_{41-36}Fs_{17-24}$) и широко варьирует в раскристаллизованных ($Wo_{41-36}En_{41-27}Fs_{19-37}$). В составе минерала установлены (мас.%): TiO_2 – 0,75–1,59; Al_2O_3 – 0,85–3,41. Оливин из включений в клинопироксене имеет состав Fa_{48}. В базисе породы отмечаются тонкие иглы апатита (CeO_2 – 0,15–0,38; F – 1,96–2,41; Cl – 0,12–0,17 мас.%), титаномагнетит и ильменит. В составе титаномагнетита определены (мас.%): TiO_2 – 24,52–24,92; Al_2O_3 – 1,08–1,32; MnO – 0,27–0,34; MgO – 0,40–0,67; а в ильмените – MnO – 0,43–0,58; MgO – 0,58–0,62. В микропорфировых трахибазальтах отмечаются переменные по составу стекла, среди которых можно выделить полевошпат–нормативные, высокожелезистые и базальтовые (см. пасп. 33, 34). Стекла содержат F – 0,23–0,57 мас.%.

Магнетиты рудной лавы из второго покрова по составу отвечают магномагнетитам, в них определены (мас.%): Al_2O_3 – 0,32–1,83; MgO – 3,58–5,82; MnO – 0,31–0,38 (см. пасп. 35). особенности состава магнетитов из различных железорудных месторождений и рудопроявлений северо–запада Сибирской платформы представлены на рис. 2.20. По содержанию оксида магния маг-

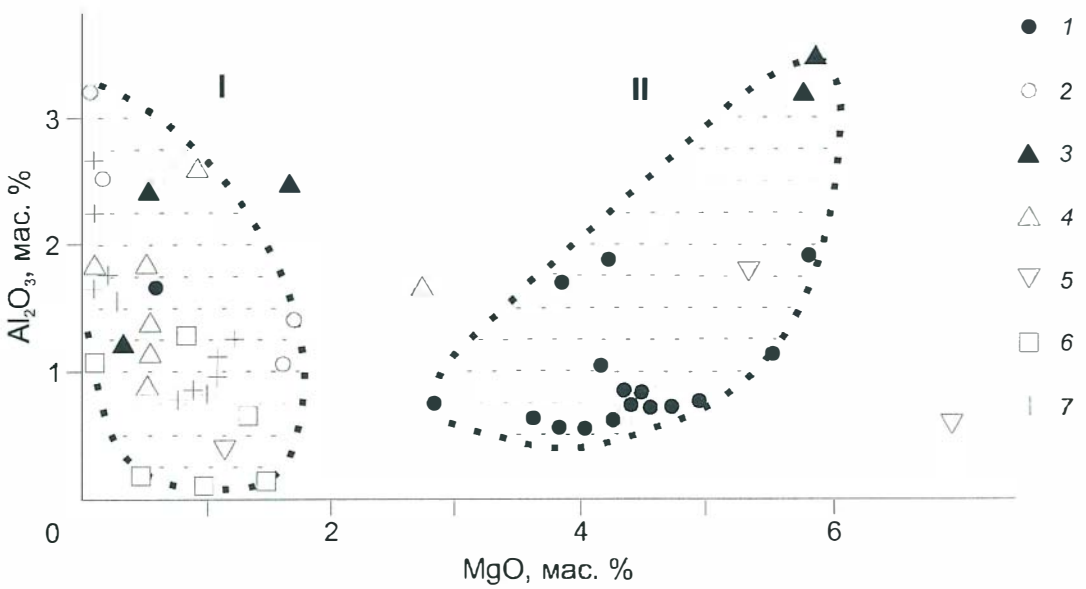


Рис. 2.20. Состав магнетитов из рудопроявлений северо–запада Сибирской платформы.

1 — магнетитовая лава руч. Магнетитовый; *2* — диатрема руч. Ветка; *3* — пирротиновые и пирротин–магнетитовые дайки гор Логанчи; *4* — сплошные сульфидные руды Талнахского месторождения; *5* — магнетитовые руды Анакитской интрузии; *6* — ангидрит–магнетитовые руды Талнаха; *7* — породообразующий магнетит из базальтов. I, II — поля (пояснения в тексте). Использованы материалы различных авторов [Рябов, 1997].

нетиты разделяются на два поля: в первое попадают бедные MgO составы рудообразуюших магнетитов из диатремы р. Ветка, магнетитового месторождения р. Макус и из ангидрит–магнетитовых и сульфидных руд Талнаха, во второе — точки составов магномагнетитов рудной лавы руч. Магнетитовый. Сходный с ними состав имеют магномагнетиты из рудопроявлений по рекам Северная, Курейка, Горбиачин, которые описаны в работах [Кавардин и др., 1968; Кавардин, 1976].

Некоторое представление об особенностях изменения химического состава пород в разрезе покрова трахибазальтов юряхской толши можно получить из рис. 2.18 и из табл. 2.5. На вариационной диаграмме отчетливо видно, что трахибазальты резко отличаются от перекрываюших их базальтов хоннамакитской свиты. Трахибазальты I и III покровов имеют сравнительно устойчивый состав, за исключением небольших колебаний SiO_2. Во II рудоносном покрове имеет место резкое повышение содержания Na_2O и падение K_2O. Для палагонитовых обособлений характерны более высокие, чем в трахибазальтах, концентрации Fe_2O_3, K_2O и P_2O_5 и низкие – SiO_2, CaO, Na_2O. Сходные палагонитовые образования из магнетитовой лавы имеют повышенные концентрации MgO и низкие – SiO_2, TiO_2, Na_2O, P_2O_5.

Генетические представления. Локальное распространение трахибазальтов юряхской толши вблизи Хантайского субширотного разлома дало основание Н. Н. Нагайцевой, В. В. Рогожину и Т. К. Ивановой [1967] считать разлом магмоподводяшим. **Магнетитовая лава руч. Магнетитовый является вторым в мире проявлением излившейся на поверхность рудной магмы**, первая находка, как известно, обнаружена у вулкана Эль–Лако в Чили. Магнетитовые рудопроявления в районе оз. Хантайское по ручьям Магнетитовый, Железный, по р. Хантай–Чопко и в других местах [Рябов, 1997] были отмечены при геолого–съемочных работах еще в начале 1940–х годов. Они изучались Г. И. Кавардиным и др. [1968; Кавардин, 1976] и пришли к выводу о метасоматически–гидротермальном их образовании. Детальные петрологические исследования позволили обосновать магматогенную природу магнетитового рудопроявления [Рябов, Павлов, 1991; Рябов, 1997] и показать, что рудный расплав возник в результате взаимодействия базальтовой магмы с маточными рассолами эвапоритов, которое послужило толчком к последующему интенсивному

Таблица 2.5.

СРЕДНИЙ СОСТАВ БАЗАЛЬТОВ (мас.%) ХОННАМАКИТСКОЙ (hm) СВИТЫ И ТРАХИБАЗАЛЬТОВ ЮРЯХСКОЙ(jr) ТОЛЩИ (южный берег оз. Хантайское)

Компонент	hm		jr,I		jr,II		jr,III	
	X	δ	*X*	δ	*X*	δ	*X*	δ
SiO_2	47,81	1,77	49,55	0,57	49,18	2,64	48,07	2,83
TiO_2	1,30	0,13	2,24	0,04	2,07	0,43	2,13	0,45
Al_2O_3	15,01	0,58	13,50	0,20	13,63	0,58	13,14	2,75
Fe_2O_3	12,21	1,42	14,64	0,81	13,74	1,22	14,94	1,34
MgO	6,89	0,61	3,71	0,22	4,94	2,08	3,56	0,64
CaO	10,68	2,12	7,99	0,61	7,18	1,61	9,25	4,31
Na_2O	2,31	0,59	3,50	0,67	4,26	1,48	2,59	0,62
K_2O	0,45	0,44	2,17	0,25	1,15	0,81	1,70	0,52
P_2O_5	0,12	0,03	0,54	0,02	0,46	0,19	0,54	0,12
Ba	0,03	0,05	0,12	0,05	0,07	0,05	0,08	0,02
П.п.п.	3,07	2,22	2,01	0,50	3,28	1,96	3,85	3,75
Cu	0,0124	0,0049	0,0028	0,0002	0,0053	0,0051	0,0031	0,0011
Ni	0,0114	0,0036	0,0031	0,0015	0,0060	0,0069	0,0034	0,0039
Co	0,0043	0,0008	0,0032	0,0003	0,0032	0,0006	0,0032	0,0004
Cr	0,0209	0,0063	0,0102	0,0045	0,0110	0,0054	0,0067	0,0038
n	33		7		12		22	

Примечание. *X* – среднее, δ – среднеквадратичное отклонение, *n* – количество анализов.

разложению соленосных осадочных пород (галитов и доломитов), а также флюидно–магматической дифференциации и обособлению рудной жидкости. Сходные представления высказываются Д. И. Павловым [1975] для ангаро–илимских железорудных месторождений.

2.9. МОКУЛАЕВСКАЯ СВИТА (T_1mk)

Проявления свиты выделяются в Хараелахской мульде, где они ложатся на размытую поверхность моронговской свиты и прослеживаются далеко на восток от Норильского района, где их фациальным аналогом является хоннамакитская свита. Общая мощность мокулаевской свиты на севере района составляет 400–670 м, на юге – 150–250 м, в пределах Норильской мульды ее проявления отсутствуют. По особенностям чередования покровов базальтов с различными структурно–текстурными характеристиками мокулаевская свита и ее фациальный аналог подразделяются на две подсвиты, каждая из которых в свою очередь делится на две пачки: нижнюю и верхнюю. В нижних пачках каждой подсвиты на плато Путорана выделяются от 1 до 4 мощных (20–60 м) покровов мелкозернистых афировых, олигофировых и плагиофировых базальтов с микродолеритовой и интерсертальной структурой основной массы, а верхние пачки представлены большим количеством (10–50) маломощных (1–3 до 10 м) покровов лучше раскристаллизованных базальтов такситоофитовой структуры и анамезитов [Фадеев, 1962; Павлов, 1969]. В разрезе свиты лавовые покровы резко преобладают над вулканогенно–осадочными образованиями, в отдельных случаях встречаются линзы известняков. Для региона в целом известны следующие особенности проявления пород свиты.

Нижнемокулаевская подсвита. Нижняя пачка, известная также как надаянский горизонт, в пределах региона представлена переменным количеством (от 1 до 6) покровов плагиофировых, олигогломеропорфировых и афировых базальтов с микродолеритовой и интерсертальной структурой. Базальты надаянского горизонта имеют характерную радиально–столбчатую веерную отдельность (рис. 2.21), которая прослеживается на огромной территории. По этому признаку горизонт является маркирующим [Старосельцев, 1982]. Его мощность варьирует от 20 до 100 м. В основании нижней пачки находится туфогенный горизонт, мощность которого изменяется от 3–12 до 40–50 м. На севере Хараелахской мульды с ним связано Арылахское рудопроявление самородной меди [Геология и рудоносность..., 1988]. Верхняя пачка состоит из 30–50 покровов сравнительно крупнозернистых плагиофировых ба-

Рис. 2.21. Веерная отдельность в базальтах хоннамакитской свиты, оз. Хантайское.

зальтов с пойкилоофитоинтерсертальной, такситоофитовой структурой основной массы. Маломощные (1–10 м) покровы быстро выклиниваются, не прослеживаются на большие расстояния и не коррелируются в различных разрезах. Около 50 % разреза таких покровов составляют мандельштейны с халцедон–цеолитовым заполнением пустот. Иногда встречаются редкие прослои туфов и покровы – линзы анамезитов. Мощность подсвиты в районе плато Путорана 180–390 м.

Верхнемокулаевская подсвита. Нижняя пачка в своей нижней части состоит из афировых, плагиофировых, олигогломеропорфировых базальтов с интерсертальной и долеритовой структурой основной массы. В западной части Тунгусской синеклизы пачка имеет 2–4 покрова мощностью 15–40 м. В приподошвенных и средних частях этих покровов находятся базальты с микродолеритовой структурой, а в верхних – с такситоофитовой. Мандельштейны составляют 25–60 % разреза. Между покровами встречаются маломощные горизонты туфогенных пород. Верхняя пачка состоит из 10–20 покровов. В нижней своей части они представлены афировыми и плагиофировыми базальтами, а в верхней – пойкилоофитоинтерсертальными, такситоофитовыми, реже плагиофировыми и анамезитами. Спорадически встречаются туфы. В кровле горизонта туфогенных пород, расположенного в основании пачки, В. М. Лосев обнаружил остатки дицинодонта *Lystrosaurus Cope* по определению Л. П. Татариновой, которые дали основание датировать возраст свиты как нижнюю треть нижнего триаса [Люлько и др., 1994]. Мощность подсвиты в районе плато Путорана 250–350 м.

В Каменской провинции в районе р. Намакан – оз. Боковое в кровле хонна–макитской свиты отмечаются локальные проявления покровов лимбургитов мощностью от 1,5–5 до 10 м и туфов щелочно–основного состава. Средний состав пород приведен в табл. 2.4.

Афировый базальт имеет интерсертальную, микродолеритовую структуру с элементами микроофитовой и микропойкилоофитовой (см. пасп. 36). Наиболее крупные зерна клинопироксена проявляются в виде ойкокристаллов авгита с зональным строением $Wo_{41-39}En_{43}Fs_{16-18}$, небольших полей в офитовых срастаниях с плагиоклазом $Wo_{39}En_{45}Fs_{16}$ и мелких гранул $Wo_{36}En_{45}Fs_{18}$. При сравнении составов центр – край крупного зерна и гранулы прослеживается падение содержаний (мас.%): TiO_2 — 0,92–0,62, Al_2O_3 — 3,24–1,62, Cr_2O_3 — 0,182–0,045, Na_2O — 0,26–0,16. Эти изменения сопровождаются небольшим увеличением количества MnO от 0,21 до 0,25 мас.%. Состав плагиоклаза отвечает $Ab_{28-34}Or_{1-3}An_{71-63}$. Из рудных в породе наблюдаются титаномагнетит и ильменит. В составе титаномагнетита определены (мас.%): TiO_2 — 24,84–32,97; Al_2O_3 — 1,21–1,43; MnO — 1,29–3,92; MgO — 0,04–1,11. В наиболее обогащенной ульвошпинелевым компонентом разности минерала установлено V_2O_5 — 1,20 мас.%. В ильмените содержится (мас.%): MnO — 0,48; MgO — 1,44.

Олигофировый базальт представляет собой породу интерсертальной структуры с элементами микродолеритовой, микроофитовой микропойкилоофитовой (см. пасп. 37). В породе наблюдаются редкие мелкие порфировые выделения зонального плагиоклаза $Ab_{18-30}Or_{0-1}An_{82-69}$. Хадакристаллы плагиоклаза из вростков в клинопироксене имеют состав $Ab_{30}Or_1An_{69}$, а лейсты из основной массы – $Ab_{35}Or_2An_{63}$. В микропорфировых выделениях клинопироксена отмечается зональное строение. Ядра по составу отвечают авгиту $Wo_{40-38}En_{46-45}Fs_{13-17}$, а края – пижониту $Wo_{18}En_{48}Fs_{33}$. Изменение состава минерала в процессе кристаллизации в ряду авгит — пижонит сопровождается ростом железистости, падением кальциевости, а также увеличением (мас.%): TiO_2 от 0,55 до 0,86; MnO от 0,22 до 0,48 и уменьшением Al_2O_3 от 2,32 до 1,16 и Cr_2O_3 от 0,54 до 0,00. В базисе породы отмечаются мелкие зерна оливина – гортонолита Fa_{52-56} и единичные призмочки амфибола (f = 56 ат.%). Рудные минералы представлены титаномагнетитом и ильменитом. В составе первого определены (мас.%): TiO_2 — 22,23; MnO — 0,94; MgO — 1,29; V_2O_5 — 1,48, а второго – MnO — 1,47; MgO — 1,31; V_2O_5 — 0,45.

Пойкилоофитовый базальт слагают крупные ойкокристаллы клинопироксена, которые располагаются в базисе с толеитовой структурой (см. пасп. 38, 39). В районе оз. Хантайское в базальте иногда встречаются редкие гломеропорфировые выделения плагиоклаза. Ойкокристаллы клинопироксена имеют состав авгита $Wo_{38-37}En_{45-41}Fs_{17-22}$, в котором определены (мас.%): TiO_2 — 0,90–1,08; Al_2O_3 — 2,41–2,51; MnO — 0,26–0.30; Na_2O — 0,24; Cr_2O_3 — 0,01–0,25. Хадакристаллы плагиоклаза и лейсты из основной массы имеют состав $Ab_{23-37}Or_1An_{76-62}$. Рудные минералы приурочены к базису породы. Они представлены титаномагнетитом и ильменитом. В первом определены (мас.%): TiO_2 — 22,61–23,84; Al_2O_3 — 1,27–1,49;

MnO — 2,51–2,56; V_2O_5 — 0,95–1,34; в ильмените – MnO — 0,46; MgO — 1,80; V_2O_5 — 0,44.

Базальты мокулаевской и ее фациального аналога хоннамакитской свит имеют состав толеитов нормального ряда (см. рис. 2.18, табл. 2.5) [Золотухин и др., 1986; 1989]. Одной из особенностей пород ее разреза являются нередко встречающиеся проявления потоков базальтов аномально обедненных K_2O (ниже 0,3 мас.%).

Результаты детального исследования на микрозонде породообразующих минералов пойкилоофитового базальта хоннамакитской свиты приведены в разделе 4.1.2 (см. рис. 4.4, пасп. 40).

2.10. ХАРАЕЛАХСКАЯ СВИТА (T_1hr)

Породы хараелахской свиты без видимого размыва залегают на базальтах мокулаевской, подразделяясь на две подсвиты, каждая из которых делится на две пачки. Общая мощность свиты 520–600 м.

Нижнехараелахская подсвита. Нижняя пачка состоит из 1–4 покровов плагиофировых базальтов с интерсертальной структурой основной массы. В основании пачки находится горизонт туфогенных пород, в кровле – иногда 1–2 потока пойкилоофитовых базальтов. Верхняя пачка представлена 1–4 до 7 покровами гломеропорфировых базальтов с пойкилоофитовой структурой основной массы.

Верхнехараелахская подсвита. Нижняя пачка состоит из пойкилоофитовых и афировых базальтов. В центральной части изредка встречаются 1–2 покрова гломеропорфировых базальтов, 1–3 горизонта туфогенных пород с линзой карбонатных. Верхняя пачка представлена чередованием покровов базальтов и горизонтов туфогенных пород, которые в некоторых разрезах подстилают каждый базальтовый поток.

В центральной части разреза свиты находятся афировые и пойкилоофитовые базальты, в кровле и подошве – плагиофировые и гломеропорфировые. Кроме того, в некоторых разрезах в верхней части свиты отмечается не выдержанный по мощности покров олигоклазовых андезитобазальтов.

В Норильско–Вологочанской подзоне хараелахская и вышележащие свиты отсутствуют. Аналогом хараелахской свиты за пределами Хараелахско–Иконской подзоны являются **неракарская, кочечумская и маймечинская свиты**. В Центрально–Путоранской и Каменской провинциях неракарская свита сложена афировыми, пойкилоофитовыми, плагиофировыми и гломеропорфировыми базальтами с редкими прослоями туфов (рис. 2.22). В подошве неракарской свиты западной части плато Путорана, в районе оз. Хантайское находится покров афировых оли-

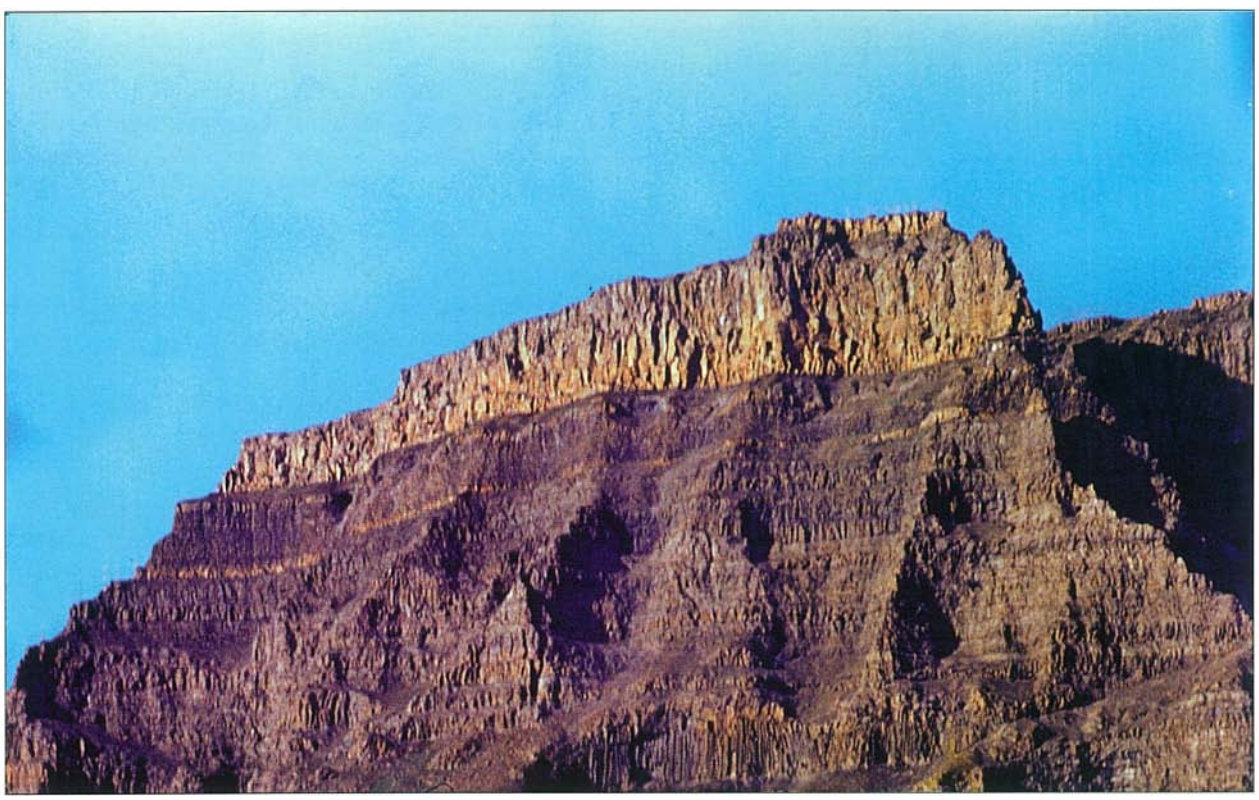


Рис. 2.22. Разрез базальтов неракарской (розовые) и хоннамакитской (серые) свит, западные отроги плато Путорана.

гоклазовых трахибазальтов (см. пасп. 41). В Восточно–Путоранской провинции свита выклинивается, в Хетской – отсутствует, а в Курейко–Летнинской доля туфогенных пород в ней составляет около половины разреза свиты. Кочечумская свита Тунгусской провинции состоит из пойкилоофитовых и порфировых базальтов с прослоями туфов, которые занимают 1/3 разреза свиты. Предполагается, что возрастным аналогом хараелахской свиты в Маймеча–Котуйской провинции является маймечинская свита, которая состоит из пикритовых порфиритов, меймечитов и их туфов. Мощность ее около 800 м. Средний состав пород приведен в табл. 2.4.

Трахибазальт афировый имеет микродолеритовую структуру с бостонитовым мотивом кристаллов плагиоклаза (см. пасп. 41). Порода состоит из мелких зерен авгита $Wo_{43}En_{43}Fs_{14}$ и лейст олигоклаза $Ab_{84}Or_1An_{15}$. В клинопироксене установлено (мас.%): TiO_2 — 0,78; Al_2O_3 — 3,76; Na_2O — 0,59. Рудная фаза в породе представлена титаномагнетитом, в котором определены (мас.%): TiO_2 — 9,42; Al_2O_3 — 1,98; MnO — 1,0; MgO — 1,28; Cr_2O_3 — 0,105; V_2O_5 — 0,47.

Афировый базальт низкокалиевый имеет микродолеритовую и микропойкилоофитовую структуру (см. пасп. 42). Микроойкокристаллы клинопироксена по составу отвечают авгиту $Wo_{37}En_{42}Fs_{21}$, в котором определены (мас.%): TiO_2 — 0,92; Al_2O_3 — 1,56; Na_2O — 0,28. Плагиоклаз образует лейсты и мелкие призматические кристаллы $Ab_{33-42}Or_{1-2}An_{66-56}$. Рудные представлены титаномагнетитом и ильменитом. В составе титаномагнетита установлены (мас.%): TiO_2 — 13,3; Al_2O_3 — 1,12; MnO — 0,51; MgO — 0,21; Cr_2O_3 — 0,12; V_2O_5 — 1,43, в ильмените – MnO — 1,52; MgO — 0,27; V_2O_5 — 0,38.

Андезитобазальт афировый представляет собой породу микродолеритовой структуры (см. пасп. 43). Состав клинопироксена соответствует авгиту $Wo_{38-33}En_{45-41}Fs_{16-26}$, в его составе определены (мас.%): TiO_2 — 0,61–0,94; Al_2O_4 — 1,37–1,06; MnO — 0,26–0,42; Na_2O — 0,23–0,26. Лейсты плагиоклаза имеют состав альбита и олигоклаза $Ab_{84-91}Or_{2-1}An_{14-8}$. Рудная фаза представлена титаномагнетитом, в котором содержится (мас.%): TiO_2 — 22,48–23,84; Al_2O_3 — 1,30–1,50; MnO — 1,20–1,85; MgO — 0,03–0,04; ZnO — 0,45–0,54; V_2O_5 — 1,02–1,47.

Афировый базальт имеет микродолеритовую структуру основной массы с элементами микроофитовой и микропойкилоофитовой (см. пасп. 44). В породе спорадически встречаются микропорфировые вкрапленники плагиоклаза. Клинопироксен образует микроойкокристаллы и мелкие зерна в участках породы с долеритовой структурой. В направлении от центра ойкокристалла к его периферии и к мелкому зерну в составе минерала происходит рост железистости и понижение кальциевости – $Wo_{41-35}En_{45-40}Fs_{14-25}$. В этом же направлении отмечается закономерное уменьшение Al_2O_3 от 2,74 до 1,8 мас.% и Cr_2O_3 от 0,36 до 0,22 мас.%. Содержание других примесей составляет (мас.%): TiO_2 — 0,64–0,76; MnO — 0,20–0,35; Na_2O — 0,22–0,29. В базисе породы наблюдаются мелкие зерна оливина Fa_{54}.

Плагиоклаз образует лейсты в микроофитовых срастаниях с пироксеном и микролиты, образующие долеритовую структуру. Состав плагиоклаза – $Ab_{30-31}Or_1An_{69-68}$. Рудные минералы представлены титаномагнетитом и ильменитом. В титаномагнетите определены (мас.%): TiO_2 — 20,76–24,39; Al_2O_3 — 1,23–1,58; MnO — 0,40–1,04; MgO — 0,76–1,71. В ильмените – MnO — 0,43–0,44; MgO — 1,67–1,84.

Гломеропорфировый базальт имеет сериально–порфировую структуру (см. пасп. 45). Порфировые выделения представлены срастаниями крупных кристаллов и различного размера одиночными призмами плагиоклаза. Структура основной массы породы интерсертальная, долеритовая и микроофитовая. Вкрапленники плагиоклаза имеют зональное строение, в центре их состав $Ab_{16}An_{84}$, по периферии — $Ab_{28}Or_1An_{71}$. В более мелких фенокристаллах состав изменяется от $Ab_{29}Or_1An_{70}$ до $Ab_{35}Or_1An_{64}$, лейсты из базиса породы отвечают $Ab_{51}Or_3An_{46}$.

Клинопироксен образует мелкие, ксеноморфные зерна, образующие микроофитовые участки породы, и гранулы–вростки в плагиоклазе. Состав минерала соответствует авгиту переменного состава ($Wo_{39-26}En_{45-43}Fs_{16-31}$). Железистость минерала имеет прямую зависимость с TiO_2, содержание которого изменяется от 0,66 до 0,89 мас.%, а понижение CaO в пироксене сопровождается падением Al_2O_3 от 2,18 до 1,24 мас.% и Cr_2O_3 от 0,201 до 0,01 мас.%.

Оливин встречается в виде мелких зерен Fa_{54-56} в основной массе породы. Из рудных в породе наблюдается титаномагнетит, в котором определены (мас.%): TiO_2 — 22,87–24,33; MnO — 0,087–0,28; MgO — 0,43–1,34.

2.11. КУМГИНСКАЯ СВИТА (T_1km)

Свита развита в Норильско–Хараелахской, Хантайско–Рыбнинской и в западной части Каменской провинций. Общая мощность пород 160–200 м. Свита представлена 6–12 покровами гломеропорфировых базальтов, среди которых очень редко наблюдаются прослои туфов, в Хантайско–Рыбнинской и Тунгусской провинциях — пойкилоофитовыми базальтами, в последней — с прослоями туфов. Мощность свиты и ее фациального аналога в Тунгусской провинции — **ямбуканской свиты** — уменьшается соответственно до 80 и 100–130 м [Золотухин и др., 1986].

Плагиофировый пойкилоофитоинтерсертальный базальт из нижней части разреза свиты представляет собой породу, в которой наблюдаются порфировые выделения плагиоклаза и соизмеримые с ними небольшие пойкилокристаллы клинопироксена, количество которых составляет около 25–30 %. Те и другие располагаются в основной массе толеитовой и интерсертальной структур (см. пасп. 46).

Гломеропорфировый базальт из средней части разреза содержит около 10–15 % вкрапленников плагиоклаза, которые находятся в основной массе интерсертальной структуры с элементами пойкилоофитовой и толеитовой.

Гломеропорфировый базальт из верхней части разреза состоит из вкрапленников плагиоклаза (5–12 %), которые располагаются в пойкилоофитоинтерсертальной основной массе породы. Мелкие пойкилокристаллы (25–39 %) клинопироксена находятся среди участков породы интерсертальной или толеитовой структуры (см. пасп. 47), сложенной опацитизированным стеклом и палагонитом с микролитами плагиоклаза и мелкими зернами титаномагнетита.

В гломеропорфировых базальтах крупные фенокристаллы плагиоклаза имеют состав $Ab_{19-27}Or_{0-1}An_{80-72}$, более мелкие призматические кристаллы отвечают $Ab_{28}Or_1An_{71}$, а лейсты в основной массе – $Ab_{36-41}Or_{1-2}An_{63-57}$ (см. пасп. 48–50). В горошчатых базальтах с пойкилоофитоинтерсертальной структурой отмечается расширение диапазона составов плагиоклаза: призматические кристаллы по размеру соизмеримые с ойкокристаллами клинопироксена соответствуют $Ab_{19}An_{81}$, лейсты – $Ab_{30}Or_1An_{69}$, а ксеноморфные поля в мезостазисе, которые обычно имеют зональное строение и паркетовидное угасание, – $Ab_{36-45}Or_{1-2}An_{63-53}$ (см. пасп. 47). В афировых базальтах плагиоклаз имеет устойчивый состав $Ab_{37-40}Or_2An_{61-58}$ (см. пасп. 46).

Клинопироксены различных структурных разновидностей базальтов отвечают авгиту $Wo_{38-39}En_{47-42}Fs_{14-20}$. Увеличение железистости минерала происходит в ряду пород: пойкилоофитовые базальты – гломеропорфировые – афировые. В составе клинопироксена определены (мас.%): TiO_2 – 0,5–0,89; Al_2O_3 – 1,42–2,01; Cr_2O_3 – 0,05–0,31. Клинопироксен ойкокристаллов имеет минимальные количества TiO_2 и Al_2O_3 и наиболее высокое – Cr_2O_3.

В титаномагнетитах установлены (мас.%): TiO_2 – 17,84–25,42; Al_2O_3 – 1,06–1,86; MnO – 0,85–3,75; MgO – 0,04–0,22; ZnO – 0,12–0,27; Cr_2O_3 – 0,00–0,09; V_2O_5 – 0,89–1,38.

2.12. САМОЕДСКАЯ СВИТА (T_1sm)

Породы свиты проявляются только в Норильско–Хараелахской и северо–западной части Каменской провинций. Максимальная неполная мощность свиты установлена по разрезу р. Верхняя Таловая и составляет 680 м. Свита разделяется на три пачки: нижняя сложена плагиофировыми, афировыми, реже пойкилоофитовыми и гломеропорфировыми базальтами с многочисленными маломощными прослоями туфов; средняя в нижней части представлена гломеропорфировыми и плагиофировыми базальтами, в верхней – афировыми, плагиофировыми и пойкилоофитовыми (начиная с основания центральной части пачки, вверх по разрезу выделяются 6 горизонтов туфогенных пород); верхняя состоит из афировых и пойкилоофитовых базальтов.

Разрез базальтов самоедской свиты изучался в районе крутого поворота р. Кумга из субширотного в субмеридиональное направление (см. рис. 1.1). Здесь обнажаются две пачки свиты, из которых в правом борту реки для исследования был взят разрез из лавовых покровов нижней и средней пачки, а в левом – только из нижней пачки.

Нижняя пачка по разрезу правого борта реки (снизу вверх) сложена покровами олигофировых и гломеропорфировых базальтов. В разрезе левого борта они дополняются (снизу вверх) сменяющимися покровами крупногорошчатых пойкилоофитовых базальтов, оливин–плагиофировых и мелкогорошчатых пойкилоофитовых базальтов. По составу разрез изученных лав соответствует низко–, умеренно– и высококалиевым толеитам.

Олигофировый базальт (см. пасп. 51) представляет собой породу порфировой структуры в основном интерсертальной и долеритовой структуры с элементами микроофитовой и микропойкилоофитовой. Редко встречающиеся в породе

вкрапленники плагиоклаза имеют зональное строение: в центре их состав отвечает битовниту (An_{75-70}), в краевых каймах – лабрадору (An_{60-59}). Структурный мотив базиса породы создает пироксен, который между микролитами плагиоклаза An_{66} располагается группами в несколько мелких зерен или образует единое угловатое зерно, которое напоминает фрагмент офитовой или пойкилоофитовой структуры. Размер мелких зерен пироксена составляет 0,1–0,2 мм, а угловатых из микроофитовых участков и микроойкокристаллов – 0,1–0,4 мм. Судя по интерференционной окраске, мелкие и более крупные угловатые зерна пироксена неоднородны. Среди них можно встретить зерна с плавно изменяющейся окраской и зональностью и зерна с резкими границами разноокрашенных участков по типу структур распада. Подобное строение базиса пород и особенности проявления в нем пироксенов характерны для всех базальтов самоедской свиты. К сожалению, состав всех сосуществующих пироксеновых фаз в различных покровах определен нами только в части базальтов, но тем не менее уже приведенные данные дают представление о ярко проявившемся неравновесном состоянии магматической системы в процессе кристаллизации. В олигофировом базальте микроойкокристаллы клинопироксена имеют состав $Wo_{37-35}En_{41-37}Fs_{22-28}$, а мелкие зерна представляют целый спектр составов (см. пасп. 51): $Wo_{41}En_{45}Fs_{14}$, $Wo_{33}En_{41}Fs_{26}$ и $Wo_{12}En_{47}Fs_{41}$. Под микроскопом можно видеть, что бедные кальцием пироксены образуют самостоятельные зерна, обрамляют высококальциевые или образуют вокруг них прерывистые каймы. Понижение кальциевости минерала сопровождается ростом его железистости при менее ощутимых колебаниях магнезиальности. Содержания других минералообразующих компонентов составляют (мас.%): TiO_2 – 0,56–1,62; Al_2O_3 – 0,62–2,32; MnO – 0,18–0,50; Na_2O – 0,13–0,28; Cr_2O_3 – 0,0–0,33.

В основной массе породы отмечаются мелкие зерна оливина Fa_{53-55}. Из рудных минералов присутствуют титаномагнетит (TiO_2 = 21,55 и MnO = 4,83 мас.%) и ильменит (MnO = 0,34 и MgO = 2,05 мас.%).

Гломеропорфировый базальт имеет интерсертальную, долеритовую и микроофитовую структуры основной массы (см. пасп. 52). Порфировые выделения представлены срастаниями крупных кристаллов плагиоклаза и мелкопорфировыми кристаллами оливина. Вкрапленники плагиоклаза имеют состав битовнита An_{81-80}. Хадакристаллы в пироксене и лейсты в стекле отвечают лабрадору: An_{66} и An_{63} соответственно. Состав клинопироксена в зональных микроойкокристаллах (центр — край) соответствует $Wo_{42-33}En_{44-39}Fs_{14-28}$, в мелких зернах – $Wo_{41}En_{46}Fs_{13}$. Понижение кальциевости авгита сопровождается резким падением содержания Al_2O_3 (от 3,50 до 1,05 мас.%) и Cr_2O_3 (от 0,87 до 0,001 мас.%). Содержание других оксидов изменяется (мас.%): TiO_2 от 0,97 до 0,79; MnO от 0,20 до 0,37; Na_2O от 0,29 до 0,26. В мелких зернах клинопироксена концентрации оксидов составляют (мас.%): TiO_2 – 0,52; Al_2O_3 – 2,16; MnO – 0,17; Na_2O – 0,26; Cr_2O_3 – 0,39. Мелкопорфировые выделения оливина имеют размер 0,2 мм, их состав – Fa_{38-40} (NiO – 0,076–0,102 мас.%). Гранулы минерала из базиса породы отвечают Fa_{48-60}. Рудная фаза в породе представлена ильменитом, в котором определены (мас.%): MnO – 0,35–0,38; MgO 1,30–2,10.

Оливин–плагиофировый или полифировый базальт имеет порфировую структуру с толеитовой, долеритовой, микроофитовой, микропойкилоофитовой структурой основной массы (см. пасп. 53). Порфировые выделения представлены плагиоклазом и в меньших количествах оливином. Последний образует крупные (1 мм) субидиоморфные кристаллы Fa_{37} и пойкилокристаллы (2–2,5 мм), которые нацело замещены красным боулингитом. Железистость мелких (0,4 мм) зерен оливина из базиса породы составляет Fa_{53-54}, а гранул (0,02 мм) – Fa_{58}.

Фенокристаллы плагиоклаза имеют многозональное строение с последовательным изменением содержания анортитового компонента от центра к краю (%): 82 – 79 – 78 – 70 – 73. Хадакристаллы плагиоклаза отвечают An_{65}, а лейсты в основной массе – An_{53}. В микроойкокристаллах клинопироксена устанавливается зональное строение с изменением состава от центра к краю кристалла $Wo_{42-35}En_{43-39}Fs_{15-26}$. Мелкие зерна в основной массе имеют состав $Wo_{38}En_{44}Fs_{18}$. В кристаллах титаномагнетита отчетливо видны структуры распада, представленные ильменитом и магнетитом, состав которых приведен в паспорте (см. пасп. 53). Наряду с этим наблюдаются самостоятельные призматические кристаллы ильменита, в котором определены (мас.%): MnO – 0,36; MgO – 1,61.

Пойкилоофитовые базальты имеют крупно– и мелкогорошчатое строение, в первом случае базис породы имеет микродолеритовую и в меньшей мере толеитовую структуры, а во втором — в основном толеитовую. Горошчатое строение создают пойкилокристаллы клинопироксена, размер которых в крупногорошчатых разностях –

2,5–3,5 мм (см. пасп. 54), а в мелкогорошчатых – 0,5–3,5 мм (см. пасп. 55). Ойкокристаллы клинопироксена имеют зональное строение. Центральные части пойкилокристаллов из крупно– и мелкогорошчатых базальтов обладают сравнительно устойчивым составом – $Wo_{39-42}En_{47-73}Fs_{14-15}$, а их краевые части указывают на значительные изменения, которые произошли в процессе кристаллизации, их состав – $Wo_{37-33}En_{43-35}Fs_{20-32}$. Как видно из приведенных формул, формирование кристаллов сопровождается понижением Wo– и En–компонентов и ростом Fs–компонента. Наметившаяся от центра к краю зональных кристаллов тенденция снижения кальциевости авгита отразилась в появлении в основной массе мелких зерен пижонита – $Wo_{14}En_{46}Fs_{40}$. Изменение концентраций главных минералообразующих оксидов сопровождается повышением от центра к краю зональных кристаллов содержания TiO_2 от 0,55 до 2,02 мас.% и понижением Cr_2O_3 от 0,80 до 0,004 мас.%. Центральные части ойкокристаллов по сравнению с краевыми зонами и мелкими зернами базиса породы имеют наиболее высокие концентрации CaO и Al_2O_3.

Плагиоклаз образует призматические кристаллы и микролиты, которые находятся в виде хадакристаллов в ойкокристаллах клинопироксена и располагаются в базисе породы. Состав хадакристаллов в крупногорошчатых базальтах отвечает An_{72}, в мелкогорошчатых – An_{55}. Различные по размеру призматические кристаллы и микролиты из основной массы породы варьируют по составу от An_{68} до An_{60}.

Оливин в пойкилоофитовых базальтах проявляется в виде мелких зерен в базисе породы и реже в качестве вростков в ойкокристаллах клинопироксена. Железистость вростков (Fa_{47}) обычно ниже, чем гранул базиса (Fa_{57-59}). Рудные минералы представлены титаномагнетитом со структурами распада и ильменитом. В титаномагнетите установлены (мас.%): TiO_2 — 27,97; MnO — 0,43; MgO — 2,12, а в ламеллях структур распада TiO_2 — 3,73; Al_2O_3 — 5,32; MnO — 0,06; MgO — 1,58. В ильмените содержание примесей составляет (мас.%): Al_2O_3 — 0,04–1,0; MnO — 0,18–0,60; MgO — 1,15–1,39.

Средняя пачка базальтов самоедской свиты в изученном разрезе представляет собой последовательное снизу вверх залегание покровов высококалиевых (K_2O = 1,25 мас.%) афировых и умереннокалиевых олигофировых (K_2O = 0,61 мас.%) и афировых (K_2O = 0,31–0,32 мас.%) базальтов.

Афировый базальт имеет микроофитовую структуру с элементами микропойкилоофитовой (см. пасп. 56). Порода состоит из микролитов плагиоклаза, состав которого в хадакристаллах – An_{68}, в призмах – An_{66-64}, в лейстах – An_{59}. Клинопироксен микроойкокристаллов имеет зональное строение: в центре его состав — $Wo_{41-42}En_{47-46}Fs_{13}$, в краевой части — $Wo_{40-35}En_{45-43}Fs_{15-22}$. Мелкие зерна пироксена имеют состав авгита ($Wo_{40}En_{47}Fs_{13}$) и пижонита ($Wo_5En_{45}Fs_{50}$). От центра к краю зональных авгитов происходит увеличение концентрации TiO_2 от 0,54–0,56 до 0,69–0,83 мас.% и уменьшение — Al_2O_3 от 2,31–2,38 до 1,28–1,98 мас.% и Cr_2O_3 от 0,55–0,68 до 0,02–0,12 мас.%. Оливин в породе проявляется в виде мелких зерен, соизмеримых с размером клинопироксена. Состав оливина (вросток в клинопироксене) — Fa_{47}, а в базисе породы – Fa_{58}. Из рудных минералов в базальте присутствуют титаномагнетит (TiO_2 = 13,85–21,12 мас.%) и ильменит. Из примесных элементов в титаномагнетите определены (мас.%): MnO — 0,23–0,33; MgO — 1,19–1,28; а в ильмените MnO — 0,38; MgO — 2,45.

Олигофировый базальт имеет порфировую структуру с интерсертальной структурой основной массы (см. пасп. 57). В породе отмечаются вытянутые дендритовидные кристаллы клинопироксена и пятноподобные участки с микроофитовой структурой, которые в проходящем свете имеют вид пойкилокристаллов. По–видимому, такие случаи имел в виду В. С. Соболев [1936], когда предполагал образование пойкилоофитовой структуры в результате сборной перекристаллизации угловатых зерен пироксена микроофитовых участков в единый ойкокристалл. В интерстициях олигофирового базальта наблюдается палагонит и свежее светло–бурое стекло с обильной эмульсией шариков черного стекла.

Порфировые выделения в базальте представлены зональными кристаллами плагиоклаза $Ab_{36-61}Or_{2-7}An_{63-32}$. Состав микролитов плагиоклаза варьирует в довольно широком диапазоне от $Ab_{43}Or_2An_{55}$ до $Ab_{56}Or_5An_{39}$. Клинопироксен по составу отвечает авгиту. В центральных частях кристаллов его состав – $Wo_{41-39}En_{38-42}Fs_{20-19}$, в краевых – $Wo_{40-37}En_{41-38}Fs_{19-25}$, мелкие зерна – $Wo_{41}En_{40}Fs_{19}$. Оливин из базиса породы соответствует гортонолиту – Fa_{60-61}. В интерстиционных стеклах с явлением ликвации был установлен состав только стекла–матрицы, а состав шариков эмульсии другого стекла из–за мелкого размера определить не удалось. Стекло–матрица

имеет состав щелочных гранитов. Оно содержит (мас.%): SiO_2 — 71,46; Na_2O — 2,19; K_2O — 6,73. Сходные по составу стекла были описаны нами ранее [Рябов, 1989б,в]. Окисно-рудные минералы представлены титаномагнетитом (TiO_2 = = 23,17–29,55 мас.%) и ильменитом. В качестве примесей в первом определены (мас.%): MnO — 0,86–1,20; MgO — 0,63–0,79; во втором MnO — 0,49; MgO — 1,84.

Афировый умеренно–калиевый базальт имеет интерсертальную, долеритовую, участками микроофитовую структуры (см. пасп. 58, 59). Плагиоклаз проявляется в виде микролитов, состав которых охватывает диапазон An_{70} – An_{56}. Наиболее основные плагиоклазы проявляются в виде вростков–хадакристаллов $An_{70–62}$ в микроойкокристаллах клинопироксена и сравнительно крупных призматических кристаллов $An_{68–61}$. Мелкие микролиты из базиса породы имеют состав $An_{63–61}$, а в стекле – An_{56}. Зерна клинопироксена из микроойкокристаллов и микроофитовых участков породы имеют состав авгита – $Wo_{40–39}En_{43–44}Fs_{17–18}$. В минерале определены (мас.%): TiO_2 — 0,75–1,43; Al_2O_3 — 1,89–3,48; Na_2O — 0,24–0,31; Cr_2O_3 — 0,01–0,37. Повышенные содержания Al_2O_3 характерны для ядер зональных кристаллов. Оливин образует в базисе породы мелкие зерна – $Fa_{52–60}$. Интерстиционное стекло однородное, в его составе установлено SiO_2 — 70,60–71,22 мас.%. Рудные минералы представлены титаномагнетитом (TiO_2 = 25,36–26,81 мас.%) и ильменитом. В качестве примесей в первом определены (мас.%): MnO — 1,52–1,64; а во втором – MnO — 0,43–0,46; MgO — 1,47–2,25.

2.13. ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И СОСТАВА ТУФОЛАВОВОЙ ТОЛЩИ НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА

К настоящему времени вопросы петрохимии и геохимии траппов Сибирской платформы достаточно детально освещены в статьях и монографиях различных авторов, библиография которых имеется в работах [Золотухин и др., 1986; 1989; и др.] и всех интересующихся можно отослать к этим публикациям. В последнее десятилетие в геологической литературе появились результаты прецезионных геохимических анализов сибирских траппов, выполненных в лабораториях Канады и США [Naldrett et al., 1992; Lightfoot et al., 1994; и др.]. На основании этих данных были предложены модели, в которых разнообразие состава лав объясняли плюмовым источником расплавов [Campbell and Griffith, 1990; Sharma et al., 1992; Wooden et al., 1993] и явлениями контаминации, фракционирования и смешением нескольких типов мантийных магм [Lightfoot et al., 1990; 1993]. Большинство отечественных геологов в ранних работах и сейчас отрицают какое–либо существенное влияние коровой контаминации на состав магмы [Альмухамедов и др., 1992; Гладких и др., 1994; и др.] и разнообразие лав объясняют особенностями дифференциации базальтового расплава в платформенном режиме. Не претендуя на полный разбор сложной проблемы происхождения сибирских траппов, ограничимся лишь некоторыми положениями, вытекающими из проведенных нами исследований и являющимися важными при создании петрогенетической модели эволюции траппового магматизма.

Проводимые на протяжении многих лет исследования позволили геологам установить пульсационный характер развития вулканизма — последовательную смену бурных эксплозивных извержений периодами спокойного излияния лав, за которым нередко следовало время покоя и осадконакопления. Выявленные закономерности цикличного развития магматического процесса и особенности вещественного состава его продуктов легли в основу схемы расчленения эффузивно–эксплозивных свит и интрузивных комплексов и представлений об их комагматизме.

Изливающиеся на поверхность лавы имели переменную флюидонасыщенность и различный состав. Косвенными показателями обогащенности магмы летучими компонентами являются мощные миндалекаменные зоны, высокая степень раскристаллизованности пород, сформированных из порций флюидизированного расплава, а также периоды вулканизма с высоким коэффициентом эксплозивности. Участием летучих объясняются явления флюидно–магматической дифференциации в покровах двуплагиоклазовых и гломеропорфировых базальтов наиболее ярко выразившееся в покровах пикритовых базальтов гудчихинской свиты.

Исходные магмы эффузивных траппов северо–запада Сибирской платформы имели толеит–базальтовый, трахибазальтовый (субщелочной или щелочной оливин–базальтовый) и пикрит–базальтовый состав. Основная масса эффузивных траппов представлена толеитовыми базальтами (93 %), значительно реже встречаются субщелочные базальты и трахибазальты (6 %), а также пикритовые базальты (1 %) [Гладких и др., 1994]. Эти три основных типа родоначальных магм на диаграмме (Na_2O+K_2O) – SiO_2 (рис. 2.23) отражаются скоплениями точек, выделенных в поля. Точки состава пород в лавововой толще от сыверминской до самоедской свиты показали преимущественное распространение покровов толеито-

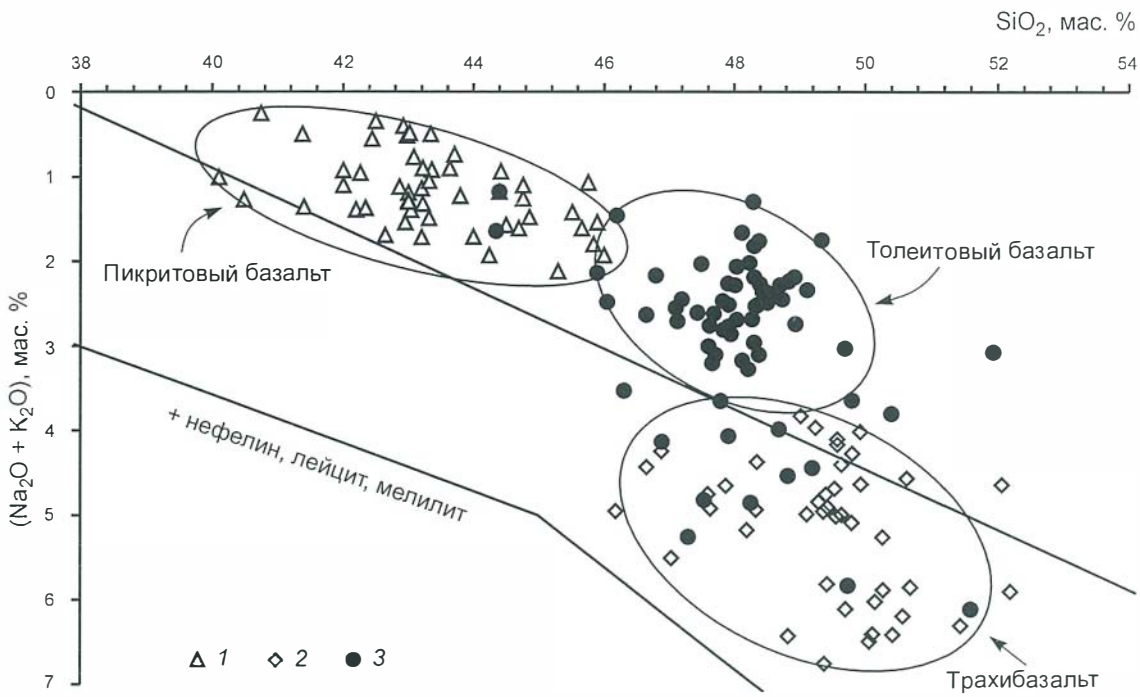


Рис. 2.23. Диаграмма ($Na_2O + K_2O$) – SiO_2 для эффузивов Норильского района.

1 – пикритовые базальты гудчихинской, туклонской и анкарамиты мороиговской свит; *2* – трахибазальты, трахиандезитобазальты и субщелочные базальты ивакинской свиты и юряхской толщи; *3* – базальты сыверминской – самоедской свит. Пояснения в тексте.

вых и проявление среди них потоков субщелочных базальтов, точки состава которых попали в поле трахибазальтов. Все три выделенных поля образуют цепочку, в которой толеиты являются связующим звеном между пикритовыми базальтами и трахибазальтами. Это позволяет с уверенностью предполагать генетическую связь между пикрит–, толеит– и трахибазальтовыми расплавами и возможное их образование в результате докамерной магматической дифференциации толеит–базальтовой исходной магмы.

Проявление различных по составу лав в течение одного вулканического цикла, а также повторяемость циклов с различными сочетаниями и масштабами проявления этих лав указывают на генетическое родство толеитовых и пикритовых базальтов и трахибазальтов и позволяют предполагать их образование в результате магматической дифференциации единого базальтового расплава.

Толеитовые базальты представляют главную разновидность сибирских траппов. Состав пород варьирует по всем геохимическим показателям. Своеобразие толеитов заключается в резком преобладании среди них низкокалиевых (K_2O < 0,3 мас.%) разновидностей, среди которых проявляются покровы умеренно– и высококалиевых базальтов [Золотухин, Альмухамедов, 1991; Гладких и др., 1994].

Покровы субщелочных и щелочных базальтоидов в разрезе лавовой толщи проявляются неоднократно. Они образуют ивакинскую свиту и юряхскую толщу и в виде невыдержанных по простиранию потоков спорадически встречаются в разных районах и частях разреза от сыверминской до хараелахской свит включительно. Состав пород в различных вулканических впадинах и свитах варьирует и изменяется от ранних к поздним излияниям, что нашло отражение в покровах ивакинской свиты [Федоренко и др., 1984; Люлько и др., 1994].

Своеобразие трахибазальтов юряхской толщи заключается в связанных с ними проявлениях магномагнетитовых лав, которые служат подтверждением существования рудных магм и рудно–силикатной ликвации в докамерных условиях.

Покровы высокомагнезиальных траппов в разрезе туфолавовой толщи проявляются неоднократно в составе гудчихинской, туклонской, моронговской и мокулаевской свит. Они сложены пикритовыми базальтами переменного состава, оливинофировыми базальтами, анкарамитами и лимбургитами.

Петрографические исследования покровов пикритовых базальтов указывают на отсутствие в них гравитационной сепарации оливина. Мелкие размеры и скелетные формы кристаллов оливина в мандельштейнах покровов пикритовых

базальтов исключают его интертеллурическую природу и свидетельствуют о зарождении и кристаллизации минерала по мере излияния расплава на поверхность, а не в глубинных очагах. Особенности химического состава и структуры пикритовых базальтов не дают основания рассматривать их в качестве коматиитов [Фролова, Которгин, 1986].

Формирование дифференцированных покровов пикритовых базальтов (Талнахского, Далдыканского, Вальковского) происходило в результате флюидно–магматической дифференциации пикрит–базальтового расплава *in situ*, которая привела к образованию метадиоритов и пикритовых базальтов повышенной магнезиальности.

Пикрит–базальтовые расплавы изливаются на поверхность как самостоятельные лавы, либо совместно с толеит–базальтовыми расплавами в виде несмешивающихся жидкостей. Своеобразие Микчандинского дифференцированного покрова, сложенного чередованием слоев дендритов и сферокристаллов клинопироксена, обусловлено кристаллизацией расслоенной толеит–базальтовой и флюидизированной пикрит–базальтовой жидкостей в условиях переохлаждения. Специфический состав и особенности проявления фенокристаллов в анкарамитах Арылаха позволяют отождествлять их природу со сферокристаллами Микчандинского покрова.

Структурные особенности эффузивных траппов, морфология кристаллов и их состав позволяют утверждать отсутствие среди них минеральных фаз, которые можно было рассматривать в качестве интертеллурических образований. Излившийся на поверхность магматический расплав был гомогенным или расслоенным на несмешивающиеся жидкости. Кристаллизация пикрит–базальтовых расплавов начиналась в близповерхностных условиях и продолжалась в лавовых покровах.

Главными породообразующими минералами эффузивных траппов являются плагиоклаз и пироксен, в пикритовых базальтах к ним присоединяется оливин, а в трахибазальтах – калишпаты. Рудные минералы в пикритовых базальтах представлены хромшпинелидами, а во всех остальных – титаномагнетитом и ильменитом.

Состав плагиоклазов всего разнообразия базальтов охватывает диапазон An_{84} – An_{1}. Кристаллы имеют, как правило, прямую зональность. Диапазон колебания состава от центра к краю в пределах одного кристалла может достигать 35 номеров. Порфировые выделения плагиоклаза в толеитовых базальтах имеют состав An_{84-49}, а в трахибазальтах – An_{65-49}. Микролиты из основной массы пород и хадакристаллы охватывают диапазон составов плагиоклазов и K–Na–полевых шпатов: в толеитах An_{72-46}, в трахибазальтах – An_{54-1} и $Ab_{59-52}Or_{33-47}An_{8-1}$. Плагиоклаз пикритовых базальтов по составу отвечает битовниту An_{77-71}, реже встречаются более кислые плагиоклазы.

Пироксены эффузивных траппов представлены моноклинными и ромбическими разновидностями. По номенклатуре пироксенов [Номенклатура..., 1989] из 250 микрозондовых анализов, 160 из которых приведены здесь, а 90 опубликованы ранее, 93 % пироксенов по составу отвечают авгитам, 4 % — пижонитам и 3 % — ортопироксенам. Авгиты присутствуют во всех разновидностях траппов: в толеитовых базальтах они имеют состав $Wo_{26-43}En_{31-51}Fs_{11-32}$, в пикритовых – $Wo_{32-42}En_{38-54}Fs_{10-27}$, в трахибазальтах – $Wo_{36-43}En_{24-47}Fs_{16-37}$. Пижониты встречаются в пикритовых и толеитовых базальтах различных стратиграфических подразделений. В пикритовых и оливинофировых базальтах и анкарамитах гудчихинской, туклонской и мороновской свит минерал имеет состав $Wo_{7-9}En_{65-71}Fs_{22-28}$. В толеитовых базальтах находки минерала известны в надеждинской, мокулаевской и самоедской свитах. В последней проявления пижонита наиболее часты и приурочены к завершающей стадии кристаллизации авгитов переменной кальциевости. Состав пижонита в этих свитах отвечает $Wo_{5-9}En_{45-49}Fs_{33-50}$.

Ортопироксен встречается только в пикритовых базальтах гудчихинской свиты. Его состав соответствует бронзиту – $Wo_{3-4}En_{71-77}Fs_{20-25}$.

Пироксены Микчандинского дифференцированного покрова представлены авгитами $Wo_{35-40}En_{40-53}Fs_{10-25}$ и пижонитами $Wo_{8-11}En_{50-63}Fs_{29-41}$. Принимая во внимание своеобразие пород покрова, анализы клинопироксенов не были включены в расчет распространенности разновидностей минерала в базальтах. Следует отметить, что состав авгитов этого покрова укладывается в диапазон составов минерала пикритовых базальтов, а состав микчандинских пижонитов продолжает таковые пикритовых базальтов в области более железистых составов.

Оливины пикритовых базальтов имеют состав Fa_{19-30}, в толеитовых базальтах порфировых выделений отвечают Fa_{37-43}, а мелкие зерна из базиса породы соответствуют Fa_{43-63}. Оливины трахибазальтов имеют состав Fa_{48}, а трахиандезитобазальтов – Fa_{71}. Содержание силикатного никеля в оливине зависит от железистости минерала. В пикритовых базальтах NiO в оливине достигает 0,35–0,46 мас.%, что позволяет предполагать его в качестве потенциального источника для сульфидных руд норильских месторождений.

Общее представление об особенностях эволюции состава пироксенов в толеитовых и пик-

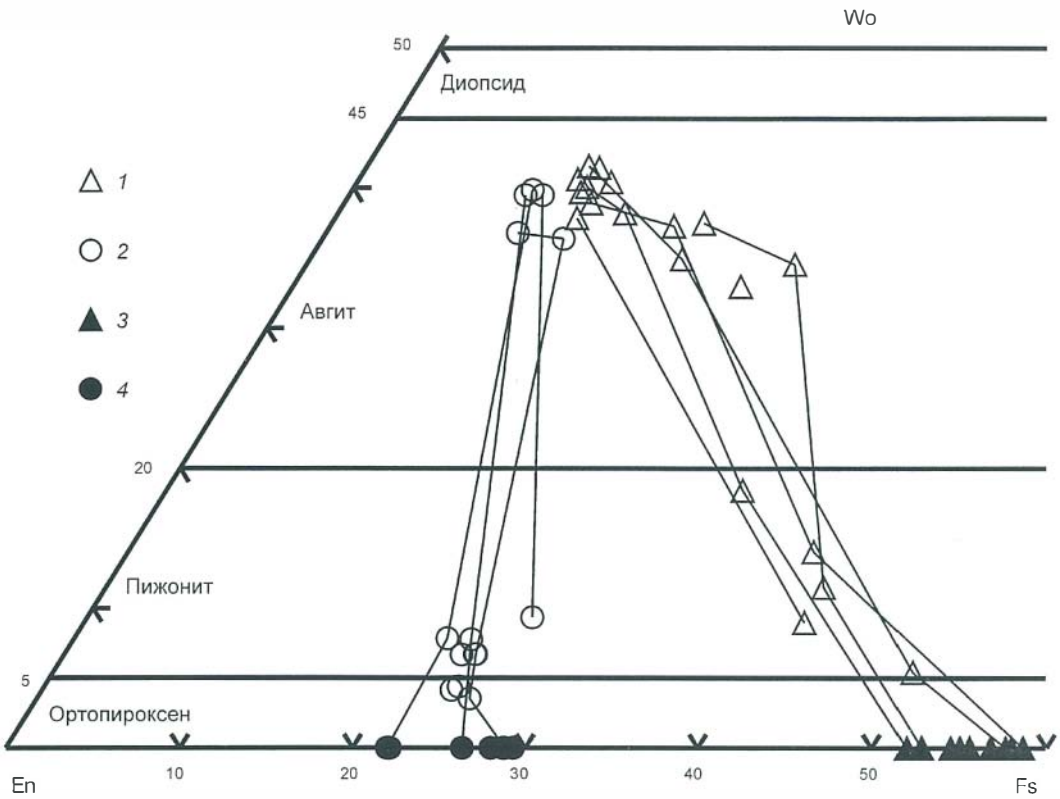


Рис. 2.24. Фрагмент диаграммы–трапеции Хесса для сосуществующих пироксенов и оливинов толеитовых и пикритовых базальтов Норильского района.

1 – толеитовые базальты надеждинской, мокулаевской и самоедской свит; *2* – пикритовые базальты гудчихинской и туклонской свит. *3–4* — железистость оливина в Fa = комп., %. Жирными линиями и цифрами (%) выделены граничные содержания Wo–компонента, разделяющие диопсиды, авгиты, пижониты и ортопироксены по [Номенклатура..., 1989].

ритовых базальтах дает диаграмма–трапеция Хесса (рис. 2.24). На ней из всего разнообразия имеющихся у нас аналитических данных были выбраны несколько паспортов, в которых имелись определения центра и края крупного кристалла клинопироксена и мелких зерен клинопироксена и оливина из основной массы породы. Сосуществующие фазы соединены линиями. Состав фенокристаллов оливина на диаграмме не показан. Судя по диаграмме, кристаллизация пироксенов в пикритовых и толеитовых базальтах начиналась с образования высококальциевого авгита. В процессе дальнейшей эволюции состава происходило понижение кальциевости и рост железистости минерала, в результате чего формировались ортопироксен и пижонит в пикритовых и пижонит в толеитовых базальтах. Кристаллизация базальтовых расплавов завершалась образованием оливинов, которые являются закономерным звеном единого кристаллизационного тренда фемических минералов.

Минералы группы шпинели в эффузивных траппах представлены главным образом титаномагнетитами в толеитовых базальтах и трахибазальтах и хромшпинелидами – в пикритовых базальтах. Содержание ульвошпинелевого компонента в титаномагнетитах варьирует от 6 до 94 %. Близкие к стехиометрически чистой ульвошпинели разности минерала определены в толеитовых базальтах, а титаномагнетиты с содержанием ульвошпинелевого компонента более 50 % часто встречаются среди толеитов и трахибазальтов. Доля кулсонитового компонента в составе титаномагнетита достигает 2 %.

Хромшпинелиды, как правило, встречаются в пикритовых базальтах. Исключение составляет находка хромита в гломеропорфировом базальте гудчихинской свиты. Доля хромитового компонента в составе хромшпинелидов варьирует от 48 до 61 %, ульвошпинелевого – колеблется в диапазоне 4–10 %, Al–шпинели – 23–39 %, магнетитового – 8–15 %. Эволюция состава хромшпинелидов в процессе кристаллизации шла по пути уменьшения хромитового компонента и роста ульвошпинелевого и магнетитового. Наиболее высокохромовые шпинели среди траппов установлены в мандельштейнах покровов пикритовых базальтов.

Глава 3. ИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА

Интрузивные образования Норильского района имеют различные морфологию, внутреннее строение, состав и рудонасыщенность. Основная масса интрузий представлена силлами, реже встречаются дайки, штоки и сложные по форме пологосекущие или субпластовые ветвящиеся хонолитоподобные и трубообразные тела. Интрузии имеют различный состав, а по степени дифференцированности подразделяются на недифференцированные (изотропные), слабодифференцированные и дифференцированные (расслоенные). Первые два типа интрузий безрудные, а с расслоенными встречаются рудопроявления и различные по масштабам месторождения сульфидных Pt–Cu–Ni и Pt–малосульфидных руд.

Проводимые на протяжении многих лет петрологические исследования позволили геологам выработать принципы и создать схему расчленения интрузий. Первые схемы были предложены М. Н. Годлевским [1959 и др.] и М. Н. Лурье, В. Л. Масайтисом и Л. А. Полуниной [1962]. В дальнейшем схема расчленения интрузий неоднократно дополнялась новыми данными, корректировалась, исправлялась и, наконец, приняла вид, который лег в основу легенды для всех геологических карт этого региона [Люлько и др., 1994].

Таблица 3.1.

ИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ТРАППОВОЙ ФОРМАЦИИ НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА

Комплекс	Тип	Сульфидные Pt-Cu-Ni и Pt-малосульфидные месторождения, рудопроявления	Интрузии-петротипы
Ергалахский		Нет	Силлы р. Листвянка, р-на месторождения Норильск-I, скв. Ф-221(юг Норильского плато)
Пясинский		Нет	Интрузии скв. Т-91, П-5, П-9 (западный и восточный берег оз.Пясино)
Гудчихинский		Нет	Некки в районе р. Микчанда (руч. Интрузивный) и в районе р. Фокина (руч. Широкий Лог), дайка скв. ВП-1
Огонерский		Нет	Интрузия сопки Огонер (скв. СП-3)
Фокинский		Нет	Интрузии Нижнефокинская, руч. Магнитный, руч. Пикритовый (Ергалачный) (скв.Е-14)
Норильский	Норильский	Норильск-I Талнахское Октябрьское Имангдинское горы Черная Норильск-II	Интрузии Норильск-I (скв.ПЕ-35), Верхнеталнахская (скв. КЗ-184, КЗ-274, КЗ-585, СВ-16), горы Черная, Норильск-II, Имангдинская
	Нижнеталнахский	Нижнеталнахское Нижненорильское Северо-Хараелахское (Клюквенное)	Интрузии Нижнеталнахская (скв.КЗ-665, СВ-16), Нижненорильская, горы Зеленая Грива, Клюквенная, р. Тулаек-Таас
	Круглогорский	р. Олор гряды Лесная	Интрузии горы Круглая, гряды Лесная, р. Олор (скв. ВХ-4)
	Зубовский	горы Зуб-Маркшейдерская Накохозское	Интрузии горы Зуб-Маркшейдерская (скв. АС-28), Накохозская, Мантуровская, Южно-Пясинская (скв. АС-6), Вологочанская (скв. АС-8)
Мороиговский		горы Мороиго горы Рунная горы Пегматитовая	Интрузии горы Пегматитовая (скв. Е-28), горы Рунная, горы Моронго, горы Путаная (скв. Е-36), горы Пикритовая
Далдыканский		Нет	Интрузии р. Далдыкан (скв. НП-49), Средне-Ергалахская, горы Гудчиха, горы Отдельная, Средне-Дудинская
Авамский		Нет	Дайки рек Бол. и Мал. Авам, Ледяная и Льдистая (ЛД/33-45)

В настоящее время в Норильском районе выделяется десять интрузивных комплексов трапповой формации (табл. 3.1). Каждый интрузивный комплекс объединяет магматические образования, которые имеют близкий минералогический и химический составы, палеомагнитные свойства, характер и степень дифференциации, устойчивые ассоциации пород, рудоносность и особенности ореола измененных пород. В рамках Норильского комплекса выделены четыре типа интрузий, которые имеют свои характерные черты, пространственно тяготеют к норильским рудоносным массивам и в ряде случаев отчетливо проявляют с ними генетическую связь.

Возрастная последовательность формирования интрузий различных комплексов как относительно друг друга, так и особенно по отношению к эффузивам во многом дискуссионна. Комагматизм эффузивов и интрузий с большой долей уверенности можно предполагать относительно образований аномального состава, например, трахибазальтового и отчасти пикрит–базальтового. Наряду с этим, широкое распространение среди лав и интрузий производных толеит–базальтовых расплавов затрудняет установление комагматов, особенно для изотропных и слабодифференцированных базитовых силлов. Детальные петрологические исследования протяженных расслоенных интрузий показали, что их фронтальные, прикорневые и фланговые (или бортовые) части имеют различные внутреннее строение, степень дифференцированности, состав и рудонасыщенность. Это известно в Верхнеталнахской интрузии [Золотухин и др., 1975; Сухарева, Кузнецова, 1983; Лихачев, 1996], а также проявляется на примере интрузий гор Пегматитовая и Путаная, которые отчетливо различаются между собой, хотя и представляют части единого протяженного магматического тела. Дальнейшее совершенствование схемы расчленения комплексов должно предусмотреть необходимость создания типов интрузий или опорных разрезов, которые характеризовали бы строение и состав различных частей протяженных расслоенных магматических тел [Рябов, 1999 б].

При изложении материалов этого раздела созданная норильскими геологами схема расчленения интрузивных комплексов взята нами за основу. В графе интрузии–петротипы (см. табл. 3.1) помимо объектов, выделяемых норильскими геологами, приведены наши данные, которые дополняют и расширяют характеристику интрузий–эталонов.

3.1. ЕРГАЛАХСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС ($\tau\beta P_2$er)

Интрузии ергалахского комплекса являются наиболее древними магматическими образованиями района и по составу отличаются от подавляющего большинства траппов. Они сложены умеренно щелочными и щелочными базитами с переменным количеством оливина — от безоливиновых до оливиновых разностей со спорадическим проявлением кварца. В литературе они описаны как титан–авгитовые долериты и трахидолериты. По созданным позднее классификациям [Петрография, 1976; Классификация..., 1981; и др.] эти образования по составу попадают в поле субщелочных и щелочных магматических пород, тем не менее в приводимых ниже петрографических описаниях мы сохранили авторские названия пород, поскольку они отражают некоторые особенности их состава. Результаты изучения щелочно–основных интрузий опубликованы в ряде работ различных авторов [Соболев, 1986; Годлевский, 1959; Лурье и др., 1962; Архипова, Додин, 1963; Додин, 1971; Старицына, 1971; Немененок, 1982; Федоренко и др., 1984; и др.].

Наиболее широко интрузии ергалахского комплекса распространены в пределах Норильской, Вологочанской и Хараелахской мульд, значительно меньше их на крыльях Рыбнинского, Кулюмбе–Сухарихинского и Курейско–Летнинского валов и на северо–западном крыле Тунгусской синеклизы.

Интрузии титан–авгитовых долеритов и трахидолеритов представляют собой субпластовые тела мощностью от первых метров, десятков метров до 100–120 м, в отдельных случаях до 200–240 м. Они образуют одиночные мощные силлы или многоярусную систему маломощных субпластовых тел, которые прослеживаются по простиранию на 25–50 км. В различных пересечениях одного силла или в различных телах выделяются три типа разрезов: изотропные (недифференцированные); с проявлением пегматоидов или пород повышенной щелочности в центральных частях залежи; расслоенные, в которых имеют место дифференциация от безоливиновых — оливин– и(или) кварцсодержащих до оливиновых трахидолеритов и проявления пегматоидов.

Изотропные интрузии представляют собой силлы мощностью от нескольких метров до 5–10 м реже до 25–30 м. Контактовые фации тел сложены афировыми и порфировыми микродолеритами мощностью 0,8–1,0 м. В верхней эндоконтактовой зоне располагается горизонт миндалекаменных пород, которые ниже по разрезу пе-

реходят в горошчатые пойкилоофитовые трахидолериты. Центральная зона силлов состоит из однородных по структуре, зернистости и составу трахидолеритов.

Характерными особенностями интрузий ергалахского комплекса являются пойкилоофитовая структура пород, создающая их горошчатый облик, и бостонитовый мотив плагиоклаза, который проявляется не в виде хорошо ограненных призм, а образует пакеты субориентированных лейст с плавнозубчатыми краями [Степанов, Земскова, 1988]. Размер горошин клинопироксена при переходе от контактовых зон к центральной увеличивается, а в разрезе последней становится постоянным. В маломощных силлах размер горошин около 0,3–0,5 см, а в мощных — достигает 0,6–0,8 см.

Под микроскопом клинопироксен имеет отчетливую розовую или фиолетовую окраску, плеохроизм и фигуру песочных часов, его состав $Wo_{39-40}En_{38}Fs_{22-23}$, состав основной массы плагиоклаза $Ab_{49-53}Or_{2-4}An_{49-43}$. Из других минералов постоянно отмечаются титаномагнетит, ильменит, апатит, спорадически — анальцим. Кроме того, в основной массе породы и в миндалинах наблюдаются палагонит и кальцит (см. пасп. 60, 61).

Второй тип разреза интрузий титан–авгитовых долеритов — трахидолеритов проявляется в силлах мощностью 20–60 м и более. М. Н. Годлевский [1959] считает этот тип разреза типичным для интрузий ергалахского комплекса Норильской мульды. Внутреннее строение силлов, по данным цитируемого автора, таково.

Закалочные фации силлов имеют витрофировую структуру, а по удалению от контактов они переходят в порфировые микродолериты с интерсертальной, далее с микродолеритовой структурой основной массы и порфировыми выделениями лабрадора (An_{62-65}). В центральных частях силлов располагаются порфировые пойкилоофитовые титан–авгитовые долериты. Порода состоит из плагиоклаза (30–45 %) двух генераций: I — фенокристаллы An_{60-65} и II — лейсты An_{45}, крупных ойкокристаллов ярко окрашенного фиолетового титан–авгита (15–35 %) с хадакристаллами андезина, оливина (0–5 %). В интерстициях находятся титаномагнетит и ильменит (около 5 %) и переменное количество апатита, ортоклаза, альбита, сфена, анальцима, биотита и палагонита–I. Вторичные минералы представлены иддингсит–боулингитом, хлоритом, серпентином и палагонитом–II.

Среди титан–авгитовых долеритов в виде линзовидных шлиров, размером около 0,2 × 4 м, залегают трахидолериты, которые иногда слагают всю центральную часть силла. Трахидолериты имеют порфировую структуру с пойкилоофитовой, офитовой, долеритовой структурой основной массы. Состав породы: плагиоклаз — 40–60 %, который представлен фенокристаллами (An_{55-70}) и лейстами (An_{35-45}), фиолетовый титан–авгит — 25–40 %, оливин — 0–12 %, титаномагнетит и ильменит — 5–15 %. Из других минералов постоянно отмечаются альбит и ортоклаз (до 10 %), апатит (до 2–3 %), сфен, анальцим, биотит, цеолиты, хлорит, из акцессориев — циркон.

Особенностью состава трахидолеритов, отличающей их от титан–авгитовых долеритов, являются повышенные количества клинопироксена, окисно–рудных минералов, апатита и связанные с этим более высокие, чем в сравниваемых с ними долеритах, содержания титана, железа, фосфора и пониженные — кремнезема и глинозема.

Интрузии трахидолеритов Хараелахской мульды и западного борта Тунгусской синеклизы имеют сходное внутреннее строение с вышеописанными силлами Норильской мульды. Дополнительно здесь обращается внимание на то, что в мощных телах строение интрузий становится неоднородным [Архипова, Додин, 1963]. Породы приобретают такситовый облик, обусловленный чередованием пойкилоофитовых и призматически–зернистых или панидиоморфнозернистых структур. Общая структура приближается к такситоофитовой, которая создается крупными ойкокристами титан–авгита с хадакристаллами плагиоклаза, кучным расположением округлых зерен оливина, а также таблицами и призмами плагиоклаза. В составе трахидолеритов наблюдается плагиоклаз (50–52 %), титан–авгит (17–22 %), оливин (3–8 %), рудный (3–10 %), палагонит, хлорит, биотит, анальцим (8–15 %), апатит (0,8–2,4 %), в интерстициях — одиночные зерна ортоклаза. Породы имеют порфировую структуру, фенокристаллы обычно представлены плагиоклазом, реже клинопироксеном и оливином.

В центральных частях силлов отмечаются линзовидные проявления крупнозернистых лейкократовых трахидолеритов размером 5 × 15 м. В составе пород резко возрастает количество ортоклаза до 17 % и анальцима до 10,6 % и уменьшается количество рудного и оливина [Архипова, Додин, 1963].

Третий тип разреза представляют расслоенные интрузии. Они не отличаются глубокой дифференциацией как интрузии норильского типа или горы Пегматитовая, но тем не менее позволяют усомниться в существующем представлении некоторых геологов [Степанов, Земскова, 1988] об интрузиях ергалахского комплекса как

о типично изотропных телах. Степень дифференциации расплава по простиранию интрузии изменяется, и в различных пересечениях силла встречаются вышеописанные типы разрезов. Поскольку данные о расслоенных силлах трахидолеритов на северо–западе Сибирской платформы в геологической литературе отсутствуют, то представляет интерес более детальное рассмотрение петрологии этого типа интрузий.

3.1.1. Расслоенная интрузия трахидолеритов, скв. Ф–221

Интрузия располагается в юго–западной части Норильской мульды и представляет собой субпластовое тело мощностью 237 м. Внутреннее строение интрузии, по данным бурения, имеет следующий вид (сверху вниз):

	Мощность, м
Верхняя эндоконтактовая зона (ВЭЗ). Микродолериты, мелкогорошчатые безоливиновые и оливинсодержащие трахидолериты	36
Центральная зона (ЦЗ). Крупногорошчатые оливинсодержащие трахидолериты со шлирами и линзами пегматоидов	45
Оливинсодержащие трахидолериты	33
Переслаивание оливинсодержащих и оливиновых трахидолеритов	40
Оливиновые трахидолериты	46
Нижняя эндоконтактовая зона (НЭЗ). Оливинсодержащие и безоливиновые мелкогорошчатые трахидолериты, микродолериты, порфировые микродолериты	37

Результаты рентгенофлуоресцентного анализа пород опорного разреза по скв. Ф–221 приведены в приложении, см. табл. 5, а микрозондовые анализы минералов из этих пород там же в табл. 6–11.

ВЕРХНЯЯ ЭНДОКОНТАКТОВАЯ ЗОНА. Непосредственно на границе с вмещающими породами располагается стекловатая порода с интерсертальной структурой, ее мощность 10–15 см. По мере удаления от контакта она сменяется порфировыми микродолеритами с долеритовой структурой основной массы мощностью 5 м, которые далее переходят в пойкилоофитовые трахидолериты горошчатой текстуры. Размер горошин постепенно возрастает от 1,5–2 до 4–6 мм. В контактовых микродолеритах содержится около 5–10 % миндалин (0,1–0,8 мм в диаметре), которые выполнены кальцитом и(или) палагонитом.

В составе *микродолеритов* отмечаются плагиоклаз $Ab_{38-43}Or_{2-3}An_{60-55}$, клинопироксен $Wo_{43-42}En_{37-36}Fs_{20-22}$, апатит, из рудных — титаномагнетит и ильменит. В ряде случаев наблюдаются скопления палагонита, занимающие позицию клинопироксена, спорадически встречаются одиночные стеблевидные кристаллы оливина, обычно измененного (см. пасп. 62).

В *пойкилоофитовых трахидолеритах* этой зоны плагиоклазы имеют отчетливый бостонитовый мотив, а для клинопироксенов $Wo_{43}En_{39}Fs_{18-19}$ характерны вытянутые формы с небольшим количеством врастков плагиоклаза $Ab_{44-47}Or_{3-4}An_{53-50}$, приуроченных, как правило, к краевым частям ойкокристаллов (см. приложение, табл. 8). В этих случаях структура породы напоминает дивергентную (по Лодочникову). Ксеноморфные таблицы плагиоклаза с широкими двойниками из мезостазиса породы соответствуют андезину $Ab_{65}Or_5An_{30}$. По мере удаления от контакта к центру силла размер пойкилокристаллов укрупняется и они приобретают изометричную форму. Количество врастков плагиоклаза в них заметно возрастает, и располагаются они в различных частях среза ойкокристалла. В нижней части ВЭЗ в мезостазисе трахидолеритов между пойкилокристаллами клинопироксена появляются мелкие изометричные одиночные кристаллы и скопления оливина (до 3–5 %).

ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЗОНА. В разрезе интрузии выделяются три основных горизонта пород: оливиновых трахидолеритов (общей мощностью 64 м), оливинсодержащих трахидолеритов (55 м) и крупногорошчатых оливинсодержащих и безоливиновых трахидолеритов со шлирами и линзами пегматоидов (до 45 м). На границе оливиновых и оливинсодержащих трахидолеритов происходит их переслаивание. Структура этих пород сериально–порфировая, пойкилоофитовая с отчетливой тенденцией увеличения размера пойкилокристаллов снизу вверх по разрезу интрузии от оливиновых через оливинсодержащие к крупногорошчатым трахидолеритам.

Оливиновые трахидолериты состоят из плагиоклаза — 35–50 % $Ab_{38-43}Or_2An_{59-55}$, клинопироксена — 35–45 % $Wo_{44-42}En_{40-35}Fs_{17-22}$, оливина от 7–12 до 17 % Fa_{43-57}, который образует субидиоморфные одиночные кристаллы и небольшие скопления, а также пойкилокристаллы и дендритовидные образования. Из рудных минералов в породах присутствуют титаномагнетит и ильменит — 5–7 %, апатит — 0,5–1 % (см. пасп. 63, 64).

Оливинсодержащие трахидолериты сложены плагиоклазом — 40–60 % $Ab_{38-44}Or_{2-3}An_{60-53}$, клинопироксеном — 25–40 % $Wo_{44-42}En_{37-31}Fs_{20-27}$ и оливином — от 2–5 до 7 % Fa_{48-58}. Формы выделения минералов в этих породах такие же, как и в вышеописанных, но несколько изменяются их соотношения, и возрастает доля более железистых фемических минералов. В мезостазисе

встречаются ксеноморфные выделения анортоклаза $Ab_{60}Or_{23}An_{17}$ (см. пасп. 65). Кроме того, оливин чаще проявляется в виде лапчатых зерен и(или) пойкилокристаллов, возрастает количество окисно–рудных минералов (до 7–10 %), титаномагнетит нередко образует пойкилокристаллы с врастками плагиоклаза.

Горизонт крупногорошчатых пойкилоофитовых трахидолеритов с обособлениями пегматоидов в разрезе расслоенной интрузии оказывается смещенным к верхнему контакту магматического тела. Этим, в частности, расслоенные интрузии отличаются от вышеописанных силлов, в которых пегматоиды находятся в центральных частях разреза.

Крупногорошчатые трахидолериты сохраняют основную пойкилоофитовую структуру, размер пойкокристаллов порою достигает 1,5–1,7 см. Наряду с этим отмечаются элементы атакситовой и пегматитовой структуры, обусловленные проявлениями скоплений различных по размеру породообразующих минералов и закономерных срастаний плагиоклаза и клинопироксена. Порода состоит из плагиоклаза — (50–60 %), клинопироксена — (15–20 %), оливина — (0–3 %), титаномагнетита и ильменита — (5–7 %), апатита — (0,5–1,5 %), калишпата — (3–7 %). Пойкилокристаллы клинопироксена наряду с изометричными формами нередко проявляются в виде стеблевидных кристаллов с удлинением (3–4):1 и мелких призматических кристаллов. Состав пойкилокристаллов — $Wo_{43-42}En_{36-31}Fs_{21-27}$, мелких призм — $Wo_{43}En_{18}Fs_{39}$ (см. пасп. 66). Основная масса плагиоклаза имеет состав лабрадора ($Ab_{39-41}Or_{3-2}An_{59-56}$), а в мезостазисе наблюдаются ксеноморфные выделения олигоклаза. Крупные лапчатые кристаллы и пойкилокристаллы оливина имеют менее железистый состав (Fa_{48}), чем мелкие зерна в мезостазисе породы (Fa_{58}).

Среди пегматоидных образований выделяются три основных типа трахидолерит–пегматитов: кварцсодержащие, титаномагнетитовые и собственно трахидолерит–пегматиты. Два первых типа содержат проявления или повышенные концентрации типоморфных минералов, а последний отличается от обычных трахидолеритов крупнокристаллической призматически–зернистой, обычно с элементами пегматитовой, структурой и более лейкократовым составом. Из других особенностей состава необходимо отметить следующие.

Кварцсодержащие трахидолерит–пегматиты содержат клинопироксен $Wo_{43}En_{30}Fs_{27}$ в виде пегматоидных срастаний с плагиоклазом и отчетливо зональных идиоморфных кристаллов $Wo_{43-41}En_{23-18}Fs_{34-41}$, железистость которых в одном зерне от центра к краю увеличивается на 7 ат.% (см. пасп. 67). *Титаномагнетитовые трахидолерит–пегматиты* имеют повышенные концентрации (до 10–15 %) окисно–рудных минералов. Титаномагнетит в этих породах образует крупные скелетные кристаллы с врастками плагиоклаза и с повышенным содержанием ульвошпинелевого компонента. Клинопироксен имеет зональное строение, его состав $Wo_{46-41}En_{35-30}Fs_{23-29}$. Плагиоклаз представлен андезином, состав зональных кристаллов от центра к краю изменяется от $Ab_{51}Or_5An_{44}$ до $Ab_{60}Or_8An_{33}$. В пегматоидах нередко встречаются гранулы и дендритовидные кристаллы феррогортонолита — Fa_{71} (см. пасп. 68, 69). *Собственно трахидолерит–пегматиты* имеют тот же фазовый состав, что и обычные трахидолериты, но отличаются от них, как отмечалось, более крупной зернистостью, повышенным содержанием плагиоклаза (55–62 %) и апатита (2,5–3 %) и более низким — фемических минералов (15–20 %) и окисно–рудных (5–7 %).

Сравнительный анализ трахидолеритов и заключенных в них шлиров трахидолерит–пегматитов из силла плато Сыверма показал близкий химический состав пород и заметные различия состава слагающих их главных породообразующих минералов. Трахидолерит состоит из ассоциации $Wo_{46}En_{35}Fs_{19} + Ab_{50}Or_1An_{49}$ (см. пасп. 70), а пегматоид — $Fa_{71} + Wo_{46}En_{31}Fs_{24} + Ab_{60-62}Or_1An_{36-29}$ (призмы) + $Ab_{45}Or_{54}An_1$ (мезостазис) (см. пасп. 69). Титаномагнетиты в этих породах имеют сходный состав, для них характерно высокое содержание ульвошпинелевого компонента.

НИЖНЯЯ ЭНДОКОНТАКТОВАЯ ЗОНА. По мере удаления от горизонта оливиновых трахидолеритов ЦЗ происходит уменьшение количества оливина до 3–5 % и появляются прослои безоливиновых пород. Размер пойкилокристаллов клинопироксена постепенно уменьшается, порода переходит в порфировый микродолерит. Корочка закала имеет витрофировую структуру, в породе наблюдаются мелкие миндалины, выполненные кальцитом.

Оливинсодержащие трахидолериты представлены ассоциацией оливина (Fa_{60-62}), клинопироксена ($Wo_{43-42}En_{37}Fs_{20-21}$) и лабрадора. В *порфировых микродолеритах* оливин отсутствует, фенокристаллы плагиоклаза представлены лабрадором $Ab_{40-42}Or_2An_{57-56}$, лейсты основной массы — андезином $Ab_{53}Or_4An_{43}$, мелкие зерна клинопироксена отвечают титан–авгиту $Wo_{44-43}En_{33-32}Fs_{23-25}$ (см. приложение, табл. 7). Окисно–рудные минералы в породах НЭЗ пред-

ставлены титаномагнетитом и ильменитом (7–10 %), из других минералов постоянно присутствует небольшое количество (0,5–0,8 %) апатита, реже калишпат, из вторичных — палагонит–II и хлорит.

3.1.2. Породообразующие минералы

Клинопироксен в долеритах ергалахского комплекса образует пойкилокристаллы с переменным количеством вростков плагиоклаза, угловатые зерна в офитовых взаимоотношениях с плагиоклазом, стебельчатые индивиды и звездчатые кристаллы, образующие дивергентную (по Лодочникову) структуру. В направлении от контакта к центру силлов наблюдается переход интерсертальной структуры в долеритовую, микродолеритовую и далее в пойкилоофитовую. В изотропных силлах зернистость пород увеличивается от контактов к центру тела, а в расслоенных интрузиях рост пойкилокристаллов клинопироксена происходит снизу вверх по разрезу ЦЗ и достигает максимума (1–1,5 см) в горизонте пегматоидов.

Основная масса клинопироксенов трахидолеритов из скв. Ф–221 по составу отвечает алюминиевому авгиту, богатому магнием [Номенклатура..., 1989]. Содержание Al_2O_3 (мас.%) в его составе изменяется от 2,29 до 3,27 в ЦЗ, а в ВЭЗ и НЭЗ достигает соответственно 4,06 и 5,08. Этот клинопироксен имеет также повышенное содержание TiO_2, которое не опускается ниже 1,7 мас.%.

В литературе по Норильскому району этот минерал, как правило, называют титан–авгитом. Дополнительным обоснованием такого названия являются не только повышенные количества TiO_2 в составе минерала, но и присутствие в его решетке Ti^{3+}, который является хромофором, в отличие от Ti^{4+} [Цветков, 1951], что и определяет характерный для пород ергалахского комплекса розово–фиолетовый цвет минерала и плеохроизм его в этих цветах.

Кроме того, в породах верхней части ЦЗ отмечен авгит, богатый железом, и авгит, богатый магнием, в которых содержания Al_2O_3 и TiO_2 значительно ниже и редко превышают 1,5 мас.% каждый. А в трахидолеритах расслоенного силла горы Хуколдысекит клинопироксен представлен алюминиевым диопсидом.

Состав клинопироксена в породах комплекса не отличается постоянством. Наиболее устойчив он в изотропных телах, а по мере появления в них дифференциации диапазон колебания содержаний минералообразующих оксидов и элементов–примесей заметно возрастает. В изотропных телах состав минерала отвечает $Wo_{39-40}En_{37-38}Fs_{22-23}$. В нем определены (мас.%): TiO_2 — 1,06–1,19; Al_2O_3 — 1,67–1,8 (см. пасп. 60 и 61). В расслоенных силлах диапазон составов клинопироксена расширяется $Wo_{41-44}En_{18-40}Fs_{17-41}$ (*f* от 30 до 70 ат.%). Содержания оксидов составляют (мас.%): TiO_2 — 0,63–3,88; Al_2O_3 — 0,28–5,08; Cr_2O_3 — 0–0,22; MnO — 0,20–0,56; Na_2O — 0,34–0,55. Наиболее высокие концентрации TiO_2 и Al_2O_3 имеют место в контактовых трахидолеритах ВЭЗ и НЭЗ, а Cr_2O_3 — в оливиновых разностях пород ЦЗ.

В контактовых фациях пород расслоенных интрузий железистость клинопироксена близка составу минерала изотропных силлов и имеет тенденцию к понижению в направлении от корочек закала к внутренним частям ВЭЗ и НЭЗ. Снизу вверх по разрезу ЦЗ железистость авгита уменьшается, достигая минимума (17,3 ат.%) в верхней части оливинового горизонта. Выше по разрезу, в горизонте переслаивания оливиновых и оливинсодержащих трахидолеритов, встречаются клинопироксены различной железистости, а далее в крупногорошчатых трахидолеритах, имеющих пегматоидный облик, присутствуют различные по железистости клинопироксены, в том числе с *f* до 68,4 ат.%. Значительные колебания железистости и наиболее высокие ее значения имеют место в горизонте пегматоидных трахидолеритов и варьируют от 36,2 до 69,6 ат.%. В крупногорошчатых трахидолеритах высокожелезистые разности авгита проявляются в виде мелких призмочек второй генерации в основной массе породы, а в пегматоидах минерал этого состава уже образует крупные субидиоморфные призмы и графические срастания с плагиоклазом. При сравнении авгитов из кварцсодержащих и титаномагнетитовых пегматоидов обращает на себя внимание более высокая общая железистость минерала в первых — 52,6–69,6 ат.% (см. пасп. 67), чем во вторых — 38,3–49,1 ат.% (см. пасп. 68); содержания других компонентов у них сходные.

Сопоставление составов клинопироксенов из трахидолерита и заключенного в нем шлира трахидолерит–пегматита плато Сыверма показывает, что первый имеет более низкую общую железистость (34,8 ат.%) и повышенные содержания (мас.%) TiO_2 — 2,88 и Al_2O_3 — 4,41. У клинопироксена из пегматоида эти показатели соответственно составляет: *f* — 43,0 ат.%, TiO_2 — 1,79 мас.%, Al_2O_3 — 2,8 мас.%.

Особенности изменения железистости клинопироксена в разрезе расслоенной интрузии можно видеть на рис. 3.1. Наиболее низкую железис-

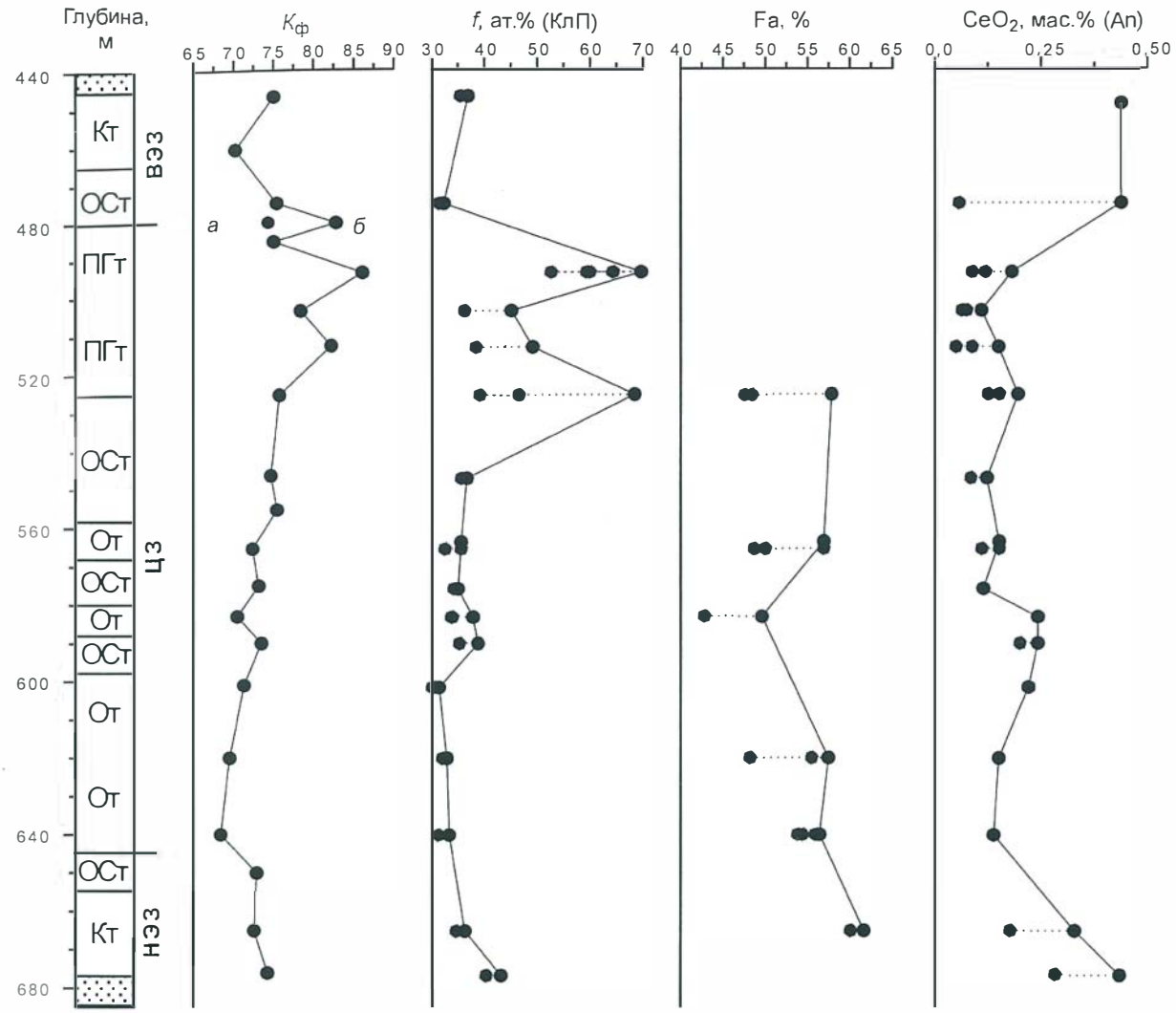


Рис. 3.1. Некоторые показатели дифференциации в расслоенном силле трахидолеритов, скв. Ф-221.

а — шлир пегматоидного трахидолерита, *б* – вмещающий шлир трахидолерит; пунктиром соединены точки анализов минерала из одного образца (частные анализы см. приложение, табл. 5–7, 11). В кровле и подошве разреза интрузии показаны вмещающие породы тунгусской серии.

тость имеет клинопироксен оливиновых трахидолеритов и ранние генерации минерала из оливинсодержащих трахидолеритов. Железистость минерала растет снизу вверх по разрезу расслоенной серии пород ЦЗ и в направлении контактов. Железистость клинопироксена имеет прямую корреляционную зависимость с коэффициентом фракционирования пород.

Оливин в изотропных интрузиях проявляется в виде мелких зерен или скоплений зерен, обычно замещенных боулингитом. В расслоенных интрузиях выделяются две морфологические разновидности оливина: мелкие изометричные зерна и скопления зерен и крупные вытянутые стеблевидные и лапчатые кристаллы. В ряде случаев различные морфологические типы оливина присутствуют в одной породе. Между морфологией кристаллов и их составом зависимость отсутствует. В оливинсодержащих трахидолеритах ЦЗ (см. пасп. 66) крупный кристалл имеет состав Fa_{48}, а мелкие гранулы — Fa_{58}. В оливиновых трахидолеритах совместно встречаются скопления мелких зерен Fa_{49} и крупные зональные кристаллы Fa_{43-50} и Fa_{50-57}, либо реликтовые зерна Fa_{48} и здесь же новообразования Fa_{55-57} и, наконец, близкие по составу крупные кристаллы Fa_{54} и рядом гранулы Fa_{56} (см. приложение, табл. 6).

Состав оливина по разрезу интрузии изменяется от 43 до 62 мол.% Fa компонента (см. рис. 3.1). Сравнительно более магнезиальные разности минерала приурочены к обогащенным оливином долеритам центральных частей разреза силла. По мере перехода к контактам интрузии происходит увеличение железистости минерала, достигая наибольшей (Fa_{62}) в контактовых доле-

ритах НЭЗ. В верхней части разреза интрузии оливин нацело замешен боулингитом. Железистость оливина в оливиновых трахидолеритах варьирует от Fa_{43} до Fa_{58}, в оливинсодержаших — от Fa_{48} до Fa_{62}, в пегматоидах достигает Fa_{71} (см. пасп. 69). Зональность крупных кристаллов охватывает 2–7 номеров, а различие железистости мелких гранул мезостазиса и краевых зон крупных кристаллов не превышает 1–2 номера. Среди элементов–примесей отмечается прямая зависимость между железистостью оливина и содержанием в нем MnO, которое варьирует от 0,49 до 0,80 мас.%. Количество CaO в оливине сравнительно устойчиво — 0,23–0,43 мас.%, а NiO не превышает 0,01–0,02 мас.%.

Плагиоклаз образует порфировые выделения и проявляется в виде призматических кристаллов, лейст, пакетов лейстовидных срастаний с характерным для трахидолеритов бостонитовым мотивом [Степанов, Земскова, 1988]. Состав минерала сравнительно устойчив в изотропных и расслоенных телах трахидолеритов. В центральных частях кристаллов он отвечает An_{60-57}, реже до An_{43}, а в краевых — An_{56-43}. Содержание ортоклазового компонента в плагиоклазах колеблется от 2 до 9 мол. %. В мезостазисе трахидолеритов отмечаются ксеноморфные поля калиевого олигоклаза — $Ab_{60-65}Or_{5-7}An_{30-33}$. Постоянной примесью в плагиоклазе является FeO (0,43–1,09 мас.%), содержания других химических элементов неустойчивы и не превышают 0,2–0,3 мас.%. Повышенные концентрации BaO (до 0,55 мас.%) приурочены к полевым шпатам, обогашенным калием.

Шпинелиды в породах интрузии проявляются в виде мелких идиоморфных кристаллов, нередко располагающихся небольшими скоплениями, и сравнительно крупных скелетных кристаллов с врастками плагиоклаза. Особенность состава минералов магнетитовой серии из пород ергалахского комплекса, которая отличает их от всех других, заключается в повышенной титанистости (см. приложение, табл. 9). В целом состав шпинелидов из трахидолеритов интрузий с различной степенью дифференциации оказывается близким. Разнообразие состава минерала отражают вариации содержаний минералообразующих компонентов в шпинелидах расслоенной интрузии (табл. 3.2). Содержание TiO_2 в минерале варьирует от 16,6 до 34,9 мас.% при небольших количествах других минералообразуюших оксидов. При пересчете на миналы содержание ульвошпинелевой молекулы в минералах варьирует от 47 до 99 %. Пониженные количества Usp–компонента отмечаются в трахидолеритах изотропных интрузий и в контактовых фациях расслоенных интрузий (см. пасп. 60 и 62), а близкая к стехиометрическому составу Usp разновидность минерала установлена в оливинсодержащем трахидолерите ЦЗ (см. пасп. 65).

В отраженном свете под микроскопом шпинелиды имеют однородное строение и только в отдельных случаях в них наблюдаются пластинчатые структуры распада твердых растворов, представляющие серые и светло–серые фазы, в составе которых происходят небольшие колебания содержаний Usp–компонента (см. пасп. 69).

Содержания элементов–примесей в шпинелидах закономерно изменяются в разрезе интрузии. Максимальные концентрации Al_2O_3, MgO и V_2O_5 установлены в оливиновых трахидолеритах ЦЗ, а MnO — в оливинсодержащих трахидолеритах НЭЗ. Снизу вверх по разрезу тела содержания этих оксидов понижаются в ряду пород оливиновые — оливинсодержашие трахидолериты — пегматоиды. Наметившаяся в ЦЗ тенденция изменения состава шпинелидов в эндоконтактовых зонах интрузии сохраняется только в продолжающемся понижении содержания MnO, поведение других примесных компонентов имеет свою специфику. При переходе от микродолеритов к трахидолеритам в ВЭЗ и НЭЗ в шпинелидах происходит повышение содержания Al_2O_3, понижение — V_2O_5, а MgO — в кровле тела возрастает, а в подошве — падает.

Таблица 3.2.

СОДЕРЖАНИЕ МАЛЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ШПИНЕЛИДАХ РАССЛОЕННОЙ ИНТРУЗИИ ТРАХИДОЛЕРИТОВ, скв. Ф-221

Зона	Порода	Usp, мол.%	Al_2O_3, мас.%	MnO, мас.%	MgO, мас.%	V_2O_5, мас.%
ВЭЗ	Микродолерит	47	0,52	0,37	0,50	0,76
	Оливинсодержащий трахидолерит	—	1,46	0,38	0,02	0,47
ЦЗ	Трахидолерит:					
	пегматоидный	74–82	0,36–0,84	0,46–0,68	0,14–0,28	0,13–0,28
	оливинсодержащий	81–99	0,61–0,87	0,54–1,14	0,86–0,93	0,28–0,41
	оливиновый	53–69	1,77–2,09	1,15–1,18	0,83–1,15	0,90–1,04
НЭЗ	Оливинсодержащий трахидолерит	59	1,64	1,23	0,08	0,68
	Микродолерит	60	1,00	0,65	0,04	0,72

Таблица 3.3.

СОДЕРЖАНИЕ МАЛЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ИЛЬМЕНИТАХ РАССЛОЕННОЙ ИНТРУЗИИ ТРАХИДОЛЕРИТОВ, скв. Ф-221 (мас.%)

Зона	Порода	MnO	MgO	V_2O_5
ВЭЗ	Микродолерит	0,84	0,48	0,23
	Оливинсодержащий трахидолерит	0,30–0,31	0,57–0,71	0,06-0,14
ЦЗ	Трахидолерит:			
	пегматоидный	0,42	0,06	0,04
	крупногорошчатый	0,40	0,99	0,12
	оливинсодержащий	0,38–0,53	0,59–1,64	0,21-0,38
	оливиновый	0,33–0,36	2,10–2,35	0,16-0,37
НЭЗ	Оливинсодержащий трахидолерит	0,35	2,29	0,27
	Микродолерит	0,32	0,36	0,22

Ильменит отмечается во всех породах комплекса в виде самостоятельных пластинчатых кристаллов в ассоциации с титаномагнетитом. Основными примесными компонентами ильменитов являются (мас.%): MnO (0,30–0,84), MgO (0,36–2,35) и V_2O_5 (0,04–0,38) (см. приложение, табл. 10). Максимальные содержания элементов–примесей приурочены к проявлениям минерала в оливиновых и оливинсодержащих трахидолеритах ЦЗ (табл. 3.3) и имеют тенденцию к понижению по мере приближения к контактам тела. Ильменит кварцсодержащего трахидолерит–пегматита имеет аномально низкое содержание MgO (0,06 мас.%). Наиболее низкие концентрации V_2O_5 приурочены к минералу из пегматоида и прилегающему к нему оливинсодержащему трахидолериту ВЭЗ.

Апатит проявляется в виде волосяных или призматических кристаллов, приуроченных к плагиоклазу или мезостазису породы. В пегматоидах размер кристаллов и их количество, как правило, больше, чем в обычных трахидолеритах. Апатит представлен фторсодержащей разностью (F до 3,4–4,0 мас.%), а в минерале из пегматоидов определены повышенные содержания хлора (до 1,5 мас.%) (см. приложение, табл. 11). В качестве примесей в апатитах определены (мас.%): SiO_2 до 1,42; FeO до 0,72 и CeO_2 до 0,44. Распределение оксида церия в апатитах снизу вверх по разрезу интрузии имеет тенденцию к понижению (см. рис. 3.1).

3.1.3. Геохимия и вопросы генезиса

Петрохимия. Некоторое представление об особенностях химического состава пород расслоенного силла трахидолеритов можно получить из рис. 3.2 и (см. приложение, табл. 5). Вариационные кривые показывают колебания содержаний в разрезе интрузии практически всех породообразующих оксидов, которые составили (мас.%): SiO_2 — 46,13–49,96; TiO_2 — 2,50–3,75; Al_2O_3 — 12,42–16,25; Fe_2O_3 — 12,06–15,56; MnO — 0,16–0,27; MgO — 2,31–5,84; CaO — 6,26–8,81; Na_2O — 3,08–4,66; K_2O — 1,21–2,58; P_2O_5 — 0,45–1,03; Ba — 0,070–0,116; П.п.п. — 1,08–5,77. Наиболее широкие вариации содержаний оксидов и аномальные составы пород имеют место в горизонте пегматоидов, к которому приурочены экстремумы по целому ряду оксидов. Это связано с проявлением здесь пестрых по составу пород с кварцем и без него, обогащенных и бедных титаномагнетитом и(или) щелочными полевыми шпатами, клинопироксеном, апатитом.

Судя по конфигурации вариационных графиков, можно говорить, что интрузия имеет слабо дифференцированное строение, которое выражается в отчетливо проявляющейся тенденции повышения вверх по разрезу содержаний TiO_2, Fe_2O_3, MnO, Na_2O и понижению — Al_2O_3, MgO и CaO. Поведение других оксидов менее показательно. Тенденции изменения химического состава пород по разрезу интрузии, которые наметились при переходе от оливиновых к оливинсодержащим трахидолеритам, сохраняются в крупногорошчатых трахидолеритах, а в ряде случаев и в пегматоидах. Небезынтересно отметить проявление верхнего максимума по MgO в ВЭЗ интрузии.

По соотношению SiO_2 и ($Na_2O + K_2O$) все породы интрузии, за исключением пегматоидов, относятся к трахидолеритам, а пегматоиды — к щелочному габбро. В дальнейшем мы к этому вопросу еще вернемся, а здесь отметим, что на примере этого разреза можно с уверенностью предполагать возможность флюидно–магматического расщепления трахибазальтового расплава с отделением высокощелочной жидкости.

Среди интрузий ергалахского типа В. А. Федоренко с соавторами [1984] выделяют две группы, по составу соответствующие трахибазальтам и титан–авгитовым базальтам. Трахидолериты отличаются от титан–авгитовых долеритов более

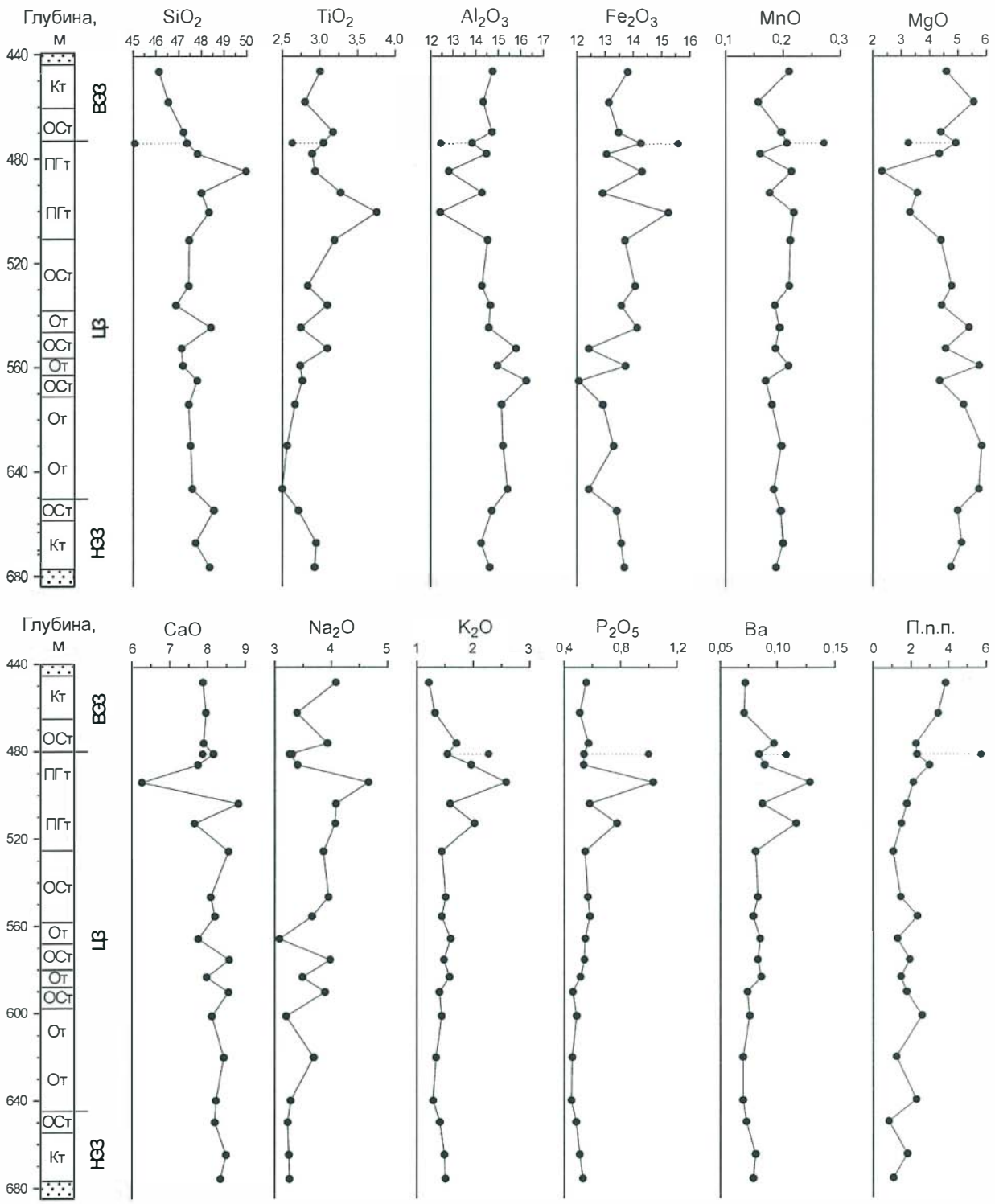


Рис. 3.2. Содержания породообразующих оксидов (мас.%) в породах расслоенного силла трахидолеритов, скв. Ф-221.

На глубине 480 м показаны составы пегматоидного шлира и вмещающего его трахидолерита. Последний соединен с другими породами общей вариационной кривой. Усл. обозн. см. на рис. 3.1.

высоким средним содержанием (мас.%): TiO_2 (3,48 и 2,75 соответственно), P_2O_5 (1,25 и 0,62), $FeO + Fe_2O_3$ (15,0 и 13,27) и пониженным — SiO_2 (45,0 и 47,47). Цитируемые авторы отмечают, что интрузии этого типа развиты в пределах большей части Норильского района, кроме его северной и северо–западной частей.

По данным норильских геологов (рис. 3.3), магматические расплавы, сформировавшие силлы субщелочных и щелочных пород ергалахского ком-

плекса, в различных частях региона отличались некоторым своеобразием, которое в первую очередь выразилось в содержаниях вышеуказанных оксидов.

Экзоконтактовые изменения пород. Интрузии ергалахского комплекса характеризуются слабым контактовым воздействием на вмещающие породы, которое проявляется в образовании маломощных зон роговиков амфиболовой и мусковит–роговиковой температурных фаций [Туровцев, 1979]. На контакте с углистыми аргиллитами и углями трахидолериты осветляются и кальцитизируются, а угли графитизируются и порою реоморфически внедряются по трещинам контрактации в магматические породы. Верхний и нижний околоинтрузивные ореолы измененных пород симметричны и имеют тенденцию к увеличению при возрастании мощности интрузии. Величина критерия Ингерсола, отражающая отношение мощности измененных пород к мощности интрузии, по данным цитируемого автора, варьирует от 0,05 до 0,20. Метасоматические новообразования в связи с этими интрузиями встречаются редко.

Особенности петрологии интрузий ергалахского комплекса заключаются в следующем.

1. Химический состав пород интрузий отвечает трахидолеритам и шелочным габброидам с переменным содержанием SiO_2, TiO_2, $Fe_2O_{3общ}$, $Na_2O + K_2O$, P_2O_5.
2. Среди интрузий выделяются тела с изотропным и слабо дифференцированным строением.
3. Направленное изменение содержаний породообразующих оксидов в разрезе (скв. Ф–221) интрузии (увеличение снизу вверх TiO_2, Fe_2O_3 и Na_2O и уменьшение Al_2O_3, MgO, CaO), свидетельствует об имевшей место дифференциации магматического расплава в магматической камере.
4. Главными типами пород расслоенных интрузий являются оливиновые и оливинсодержащие — безоливиновые трахидолериты и трахидолерит–пегматиты.
5. Основными минералого–петрографическими признаками пород комплекса являются пойкилоофитовая структура, розово–фиолетовый цвет клинопироксена, бостонитовый мотив проявлений плагиоклаза, присутствие апатита и сфена [Комарова, Люлько, 1967; Степанов, Земскова, 1988].
6. Породы сложены ассоциациями минералов переменного состава, в том числе: оливиновые трахидолериты — $Fa_{43-57} + Wo_{42-44}En_{40-35}Fs_{17-22} + Ab_{38-43}Or_2An_{60-55} + Usp_{53-69}$; оливинсодержащие — $Fa_{48-62} + Wo_{42-44}En_{37-18}Fs_{20-39} + Ab_{38-44}Or_{2-3}An_{60-53} + Ab_{60}Or_{23}An_{17} + Usp_{81-99}$.

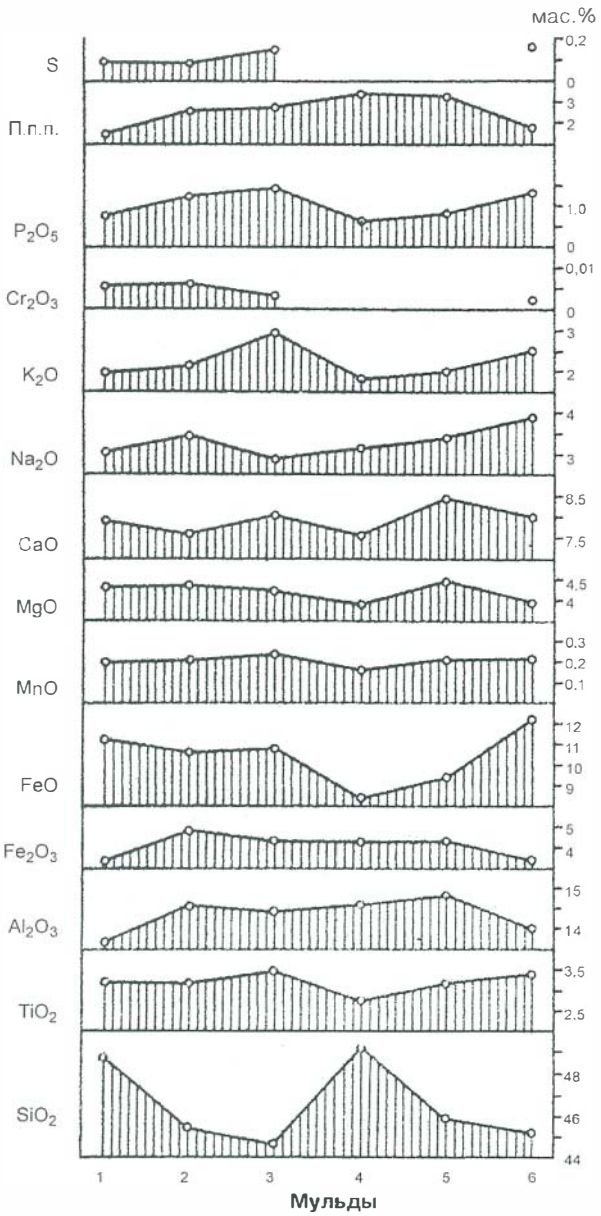


Рис. 3.3. Особенности состава трахидолеритов и титан-авгитовых долеритов в изотропных силлах Норильского района (по данным НКГРЭ, 1975).

Мульды: 1 — Норильская (южная часть), 2 — Норильская (северная часть), 3 — Хараелахская, 4 — Вологочанская (юго-восточная часть), 5 — Вологочанская (северо-восточная часть), 6 — Имангдинская.

7. Пегматоиды состоят из $Fa_{71} + Wo_{41-43}En_{27-18}Fs_{30-41} + Wo_{41-42}En_{35-30}Fs_{23-29} + Wo_{46}En_{31}Fs_{23} + Ab_{51-62}Or_{5-9}An_{44-29} + Ab_{45}Or_{54}An_1 + Usp_{74-82}$ и имеют повышенное количество апатита и переменные, аномально высокие содержания щелочных полевых шпатов, титаномагнетита и кварца. По составу они отвечают щелочным базитам.
8. Согласно принятой в 1989 г. классификации [Номенклатура...., 1989], клинопироксены

оливинсодержащих и оливиновых трахидолеритов представлены алюминиевыми авгитами, богатыми магнием; пегматоидов — авгитами богатыми железом, авгитами богатыми магнием и алюминиевыми диопсидами.

9. Полевые шпаты оливиновых трахидолеритов представлены лабрадором; оливинсодержащих — лабрадором (I генерация) и анортоклазом (II генерация); пегматоидов — андезином (I генерация) и санидином (II генерация).
10. Скрытая расслоенность интрузий проявляется в закономерном изменении в разрезе тела железистости оливинов и клинопироксенов и содержания CeO_2 в апатитах.
11. Типоморфным минералом пород является ульвошпинель и титаномагнетит, содержащий более 50 % Usp–компонента.

Генетические представления. Проведенные М. Н. Годлевским [1959] исследования интрузий титан–авгитовых долеритов с проявлениями трахидолеритов показали, что их находки отмечаются в отложениях, начиная с кембрия и до верхов тунгусской серии включительно. Поскольку в более высоких стратиграфических горизонтах эти интрузии не встречаются, он сделал вывод, что в Норильском районе они являются наиболее ранними магматическими образованиями, имеют верхнепермский возраст, а на основании сходства их состава с титан–авгитовыми базальтами и трахибазальтами высказал предположение о комагматичности этих эффузивов и интрузий. Позднее пермские субщелочные траппы были выделены в ергалахский комплекс [Лурье и др., 1962]. В дальнейшем, Т. И. Немененок [1982] описал случай непосредственного перехода силлов титан–авгитового долерита в одноименный лавовый покров, тем самым подтвердив их комагматизм.

Первое толкование природы трахидолеритовых интрузий было высказано В. С. Соболевым [1936]. Он считал, что субщелочные породы связаны с особыми условиями кристаллизации трапповой магмы или представляют собой "отголосок другой, не трапповой формации". На основании изучения силлов, в которых контактовые фации сложены титан–авгитовыми долеритами, а центральные — трахидолеритами, М. Н. Годлевский приходит к выводу о возникновении щелочно–основных пород в результате кристаллизационной дифференциации. В связи с этим конечные стадии кристаллизации характеризуются накоплением щелочей (особенно калия), увеличением отношения FeO : MgO и уменьшением количества анортита.

Относительно существующих концепций о происхождении субщелочных пород Г. Н. Старицына [1971] замечает, что большинство геологов разделяют точку зрения об обогащении щелочами краевых частей магматических очагов базальтовой магмы в процессе глубинной дифференциации. Менее распространена точка зрения о существовании самостоятельной родоначальной магмы субщелочного состава, которой придерживается цитируемый автор. В то же время она считает, что проявления дифференциатов субщелочного состава в составе расслоенных интрузий нормального ряда генетически связаны с образованиями трапповой формации.

Наряду с представлениями о глубинной эволюции трапповой магмы, создавшей "щелочную" ветвь ее дифференциации [Соболев, 1936], высказывалось мнение о множественности составов исходных расплавов, в том числе субщелочных [Масайтис, 1964], о ведущей роли глубинной кристаллизационной дифференциации магнезиальной магмы и ощелочении расплавов глубинными флюидами [Золотухин и др., 1986], наконец, о различной глубине выплавления магм и различных масштабах плавления исходного субстрата [Золотухин, Васильев, 1987].

Трахидолериты и трахибазальты с титан–авгитом Д. А. Додин [1971] рассматривает как производные субщелочного расплава, отделившегося от базальтовой магмы на ранних стадиях развития магматического очага и обогащенного щелочами, железом, титаном, цирконием, иттрием, фосфором.

Резюмируя вышесказанное, можно констатировать, что интрузии титан–авгитовых долеритов и трахидолеритов являются продуктами кристаллизации умеренно щелочных трахибазальтовых расплавов, связанных с трапповыми толеит–базальтовыми магмами. Минералого–геохимические особенности трахидолеритов показывают преемственность закономерностей, проявляющихся в базитах. Однако происхождение трахибазальтовых расплавов и характер их связи с толеит–базальтовыми магмами остаются дискуссионным. Петрологические данные указывают на то, что в результате кристаллизационной дифференциации в силлах титан–авгитовых долеритов и трахидолеритов происходит постепенное накопление щелочей с образованием пород повышенной щелочности. Проявления высокощелочных трахидолерит–пегматитов в этих интрузиях в виде шлиров, линз и структурно обособленных горизонтов указывает на то, что по мере накопления летучих (P_2O_5, Cl, F) на завершающих стадиях магматического процесса произошла флюидно–магматическая дифференциация, проявившаяся в обособлении флюидизированного расплава от бедного летучими "сухого" расплава. Склонность трахибазальтовых расплавов к флюидно–магматическому расщеплению

была экспериментально показана Н. С. Горбачевым [1989] применительно к силлам трахидолеритов Норильского района. Принимая это во внимание, а также известные случаи проявления пород повышенной щелочности в расслоенных трапповых интрузиях, можно предполагать генетическое родство трахибазальтовых и толеит–базальтовых расплавов.

3.2. ПЯСИНСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС ($\tau\alpha\beta P_2ps$)

Интрузии этого комплекса вскрыты бурением на восточном и западном берегах оз. Пясино. Они проявляются в виде пластовых тел мощностью 7–8 м, которые приурочены к соленосным галит–ангидрит–карбонатным отложениям девона Вологочанской и северо–западного крыла Хараелахской мульд.

Интрузии представляют собой изотропные тела трахиандезитовых порфиритов, которые по вещественному составу и палеомагнитным свойствам соответствуют лабрадоровым и двуполевошпатовым базальтам, андезитобазальтам ивакинской свиты и, предположительно, являются их комагматами.

Структура пород гигантопорфировая с микроофитовой основной массой. Своеобразие породам придают крупные кристаллы свежего лабрадора ($Ab_{42-46}Or_{3-4}An_{55-50}$) размером (2–5) × (25–35) мм. В основной массе располагаются субофитовые срастания анортоклаза $Ab_{62}Or_{15}An_{23}$ с бурой (f = 63 ат.%) и зеленой (f = 72 ат.%) роговой обманкой, одиночные субидиоморфные кристаллы клинопироксена, иглы апатита, ксеноморфные зерна калишпата и кварц (см. пасп. 71). Клинопироксен по составу отвечает авгиту — $Wo_{37}En_{42}Fs_{21}$. Он содержит (мас.%): TiO_2 — 1,29–1,36; Al_2O_3 — 2,87; MnO — 0,20; Na_2O — 0,34–0,38. В амфиболах установлено TiO_2 — 1,36–1,53 мас.%, Na_2O — 1,47–1,82 мас.%, V_2O_5 — 0,14–0,16 мас.%. Особенностью состава апатита являются повышенные содержания SiO_2 = 2,56 – 3,98 мас.%. Минерал представлен фторсодержащей разностью: F — 1,89–2,2 мас.%, Cl — 0,305–0,341 мас.%, CeO_2 — 0,634–0,642 мас.%. Из рудных в породе присутствуют титаномагнетит и ильменит. В составе первого определены (мас.%): TiO_2 — 16,68; Al_2O_3 — 2,79; MnO — 0,57; MgO — 0,04; V_2O_5 — 1,02. В ильмените содержится MnO (1,84–2,02), MgO (0,06–0,23), количества других примесей не превышают сотых долей процента.

Экзоконтактовые изменения ограничиваются слабым ороговикованием и уплотнением пород. Полезные ископаемые в связи с интрузиями комплекса отсутствуют.

Происхождение, состав и возраст интрузий рассматриваются в полном соответствии с генезисом их эффузивных комагматов — трахиандезитов ивакинской свиты.

3.3. ГУДЧИХИНСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС ($\omega\beta T_1gd$)

Комплекс представлен пикритовыми долеритами, которые проявляются в виде некка в районе р. Микчанда (руч. Интрузивный), некка или дайки в Широком Логу (р. Фокина) и дайки, вскрытой скв. ВП–1 в верхнем течении р. Пясина.

Микчандинский некк располагается в жерловой зоне одноименного палеовулкана, приуроченного к сочленению западного борта Тунгусской синеклизы и Хараелахской мульды. Судя по распространению пород жерловых фаций и кольцевым дайкам, размер жерла палеовулкана 1,2 × 3 км [Немененок, 1972]. Близжерловые фации вулканической постройки сложены глыбовыми и агломератовыми туфами и ксенотуфами, лавобрекчиями и кластолавами, инъецированными многочисленными ветвящимися дайками микродолеритов и оливиновых долеритов. Размер некка, по данным цитируемого автора, 60 × 20 м. В левом борту руч. Интрузивный наблюдается отчетливый контакт пикритовых долеритов с туфоагломератами. Внутреннее строение некка — изотропное, он сложен пикритовым габбро–долеритом. Под микроскопом порода имеет обычную для этих пород порфировую, сегрегационную структуру с элементами пойкилитовой. Состав породы: оливин — 40–50 %, плагиоклаз — 35–40 %, пироксен — 10–15 %, рудный — около 1–2 % (см. пасп. 72). Из вторичных минералов отмечаются серпентин, боулингит, сапонит, пренит.

Особенностью породы являются широкие вариации размера оливина от 0,2 до 2–3 мм. Крупные субидиоморфные кристаллы оливина придают породе порфировое строение. Состав оливина от крупных к мелким изменяется от Fa_{17} до Fa_{31}, содержание NiO уменьшается с ростом железистости от 0,36 до 0,27–0,31 мас.%. В оливине отмечаются включения рудных шариков, мелких идиоморфных кристаллов хромшпинелида, ильменита и крупные (до 100 мкм) округлые включения измененного силикатного материала. Плагиоклаз образует крупные широкие полисинтетически сдвойникованные таблицы $Ab_{31}Or_1An_{66}$ с пойкилитовыми врастками мелких

зерен оливина и клинопироксена и зональные призмы $Ab_{32-55}Or_{1-4}An_{67-41}$. Клинопироксен наблюдается в виде сравнительно крупных субидиоморфных кристаллов, каем обрастания оливина, мелких кристаллов и игольчатых кристаллов в основной массе породы. Крупные кристаллы клинопироксена имеют зональное строение $Wo_{39-37}En_{50-40}Fs_{11-14}$, состав мелких кристаллов — $Wo_{35}En_{47}Fs_{18}$. Наметившееся закономерное изменение состава минерала в ряду центр — край кристалла — мелкое зерно отражается в уменьшении содержания в них Al_2O_3 от 2,64 до 1,92 мас.%, Cr_2O_3 от 0,82 до 0,096 мас.% и в увеличении TiO_2 от 0,63 до 1,32 мас.%. Пижонит образует мелкие игольчатые кристаллы в базисе породы, его состав $Wo_7En_{65}Fs_{28}$. Рудные минералы в породе представлены хромшпинелидом, хроммагнетитом и ильменитом. Все они встречаются в виде включений в оливине и в базисе породы. В составе хромшпинелида определены (мас.%): TiO_2 — 1,39–2,02; Al_2O_3 — 12,38–13,58; MgO — 6,77–8,05; Cr_2O_3 — 42,64–44,59. В хроммагнетите содержится (мас.%): TiO_2 — 7,49; Al_2O_3 — 3,17; MgO — 3,53; Cr_2O_3 — 14,3; V_2O_5 — 1,94. Ильмениты из включения в оливине и из базиса породы близки по составу. Исключение составляет одно зерно из основной массы, в котором определены (мас.%): Cr_2O_3 — 12,19; Al_2O_3 — 3,04; MgO — 3,89; V_2O_5 — 0,65. Ранее в литературе [Минералы, 1967] такие высокохромистые ильмениты не отмечались, поэтому можно предполагать, что это первая в мире находка.

Некк или дайка пикритового долерита участка Широкий Лог жерловой фации Фокинского палеовулкана [Иванова, 1975] имеет видимую мощность 4 м и располагается среди глыбовых и агломератовых туфов и кластолав. В жерловой фации палеовулкана среди широкого спектра различных по составу эффузивных пород отмечаются бомбы пикритовых долеритов.

Верхне-Пясинская интрузия — это магматическое тело, вскрытое бурением в породах девона на севере плато Хараелах. Она имеет изотропное строение, сложена пикритовыми габбро–долеритами порфировой структуры с микроофитовой основной массой. Мощность тела 4 м [Рябов, 1992б].

Порода сложена субидиоморфными нередко со спайностью кристаллами оливина Fa_{23} (50–55 %), широкими таблицами битовнит–лабрадора (30–35 %), ксеноморфными кристаллами орто– и клинопироксена (10–15 %). В отличие от пикритов других интрузий здесь примечательно обилие бурого биотита (до 3–4 %) и нередко приуроченные к нему игольчатые выделения апатита. Из других минералов встречаются крупные и мелкие октаэдрические скелетные кристаллы титаномагнетита, игольчатые ильмениты, а в оливинах — ромбовидные срезы хромшпинелидов (см. пасп. 73). Вторичные минералы представлены пластинчатым и волокнистым серпентином с тонкой сыпью магнетита.

Экзоконтактовые изменения пород в связи с Микчандинским некком и дайкой Широкий Лог практически не ощущаются, а в Верхнепясинской интрузии проявляются в виде незначительной перекристаллизации карбонатных пород. Оруденение в породах гудчихинского комплекса отсутствует.

Особенности петрологии.

1. Интрузии комплекса представляют собой тела полнокристаллических пород.
2. Интрузии сложены пикритовыми габбро–долеритами, которые имеют MgO более чем 20 мас.%, Cr_2O_3 более 0,15 мас.%, Al_2O_3 менее 8 мас.%, CaO менее 6 мас.%.
3. Железистость и содержание NiO в оливине соответствуют геохимическим нормам минерала в продуктах кристаллизации пикрит–базальтовых магм.
4. Наличие акцессорного хромшпинелида с переменным содержанием Cr_2O_3 до 14,3 мас.%, V_2O_5 до 1,9 мас.%.
5. Проявление хромильменита с содержанием Cr_2O_3 12,2 мас.%.
6. Минеральная ассоциация: Fa_{17-23} + + $Wo_{4-7}En_{75-65}Fs_{21-28}$ + $Wo_{39-35}En_{49-47}Fs_{12-18}$ + + $Ab_{32-55}Or_{1-4}An_{67-41}$ + Cr–Sp + Cr–Ilm.
7. Соответствие концентраций элементов–примесей в породах кларкам полевошпатовых пикритов.

Генетические представления. Сходство вещественного состава интрузий с пикритовыми базальтами гудчихинской свиты и расположение в стратиграфическом разрезе ниже пород этой свиты подтверждают комагматизм этих образований и позволяют рассматривать интрузивы пикритовых габбро–долеритов в качестве подводящих каналов для лав пикритовых базальтов.

3.4. ОГОНЕРСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС ($\beta T_1 og$).

Этот комплекс объединяет многочисленные интрузии пойкилоофитовых ("горошчатых" по А. Л. Чекановскому) долеритов и габбро–долеритов, которые образуют пластовые, реже секущие тела, располагающиеся в стратиграфическом разрезе, начиная с осадочных отложений силура и кончая туфолавовой толщей пермотриаса. Эти образования

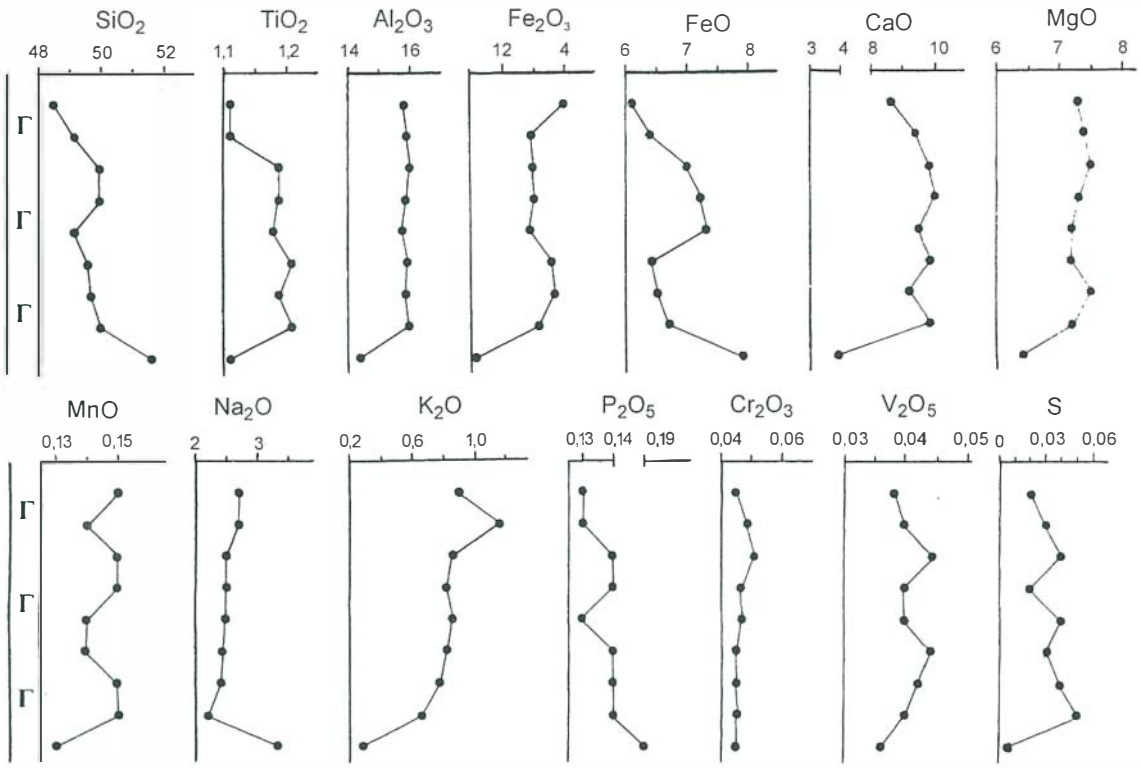


Рис. 3.4. Вариационная петрохимическая диаграмма (мас.%) для разреза недифференцированного силла пойкилоофитовых долеритов р. Фокина. Мощность тела 3 м.

развиты повсеместно, а одно и то же тело, не меняя горизонта, прослеживается на многие десятки километров. Мощность тел изменяется от нескольких до 30 — 40 реже до 100 м. Интрузии имеют визуально изотропное строение, в наиболее мощных телах наблюдается слабовыраженная расслоенность. Основная масса силлов сложена безоливиновыми, реже оливинсодержащими долеритами. Для интрузий огонерского комплекса характерны пойкилоофитовая структура, близкие к 1 : 1 соотношения плагиоклаза и клинопироксена, небольшое количество оливина (не более 3 %), низкие содержания магнетита, ильменита, единичные находки апатита [Степанов, Земскова, 1988]. Состав ойкокристаллов клинопироксена отвечает авгиту $Wo_{38}En_{47}Fs_{15}$, а хадакристаллов плагиоклаза — лабрадору $Ab_{41}Or_2An_{57}$ (см. пасп. 74) с вариациями от An_{48} до An_{65}. Изотропные интрузии по составу относятся к нормальным толеитам, а судя по экзоконтактам, к классу плагиофировых образований. Несмотря на петрографическую однотипность пород изотропных силлов, результаты детального опробования пород разреза показывают существование явлений дифференциации и изменения содержаний породообразующих оксидов (рис. 3.4). Интрузии огонерского комплекса имеют положительную полярность вектора остаточной намагниченности. По мнению В. А. Люлько, эффузивными комагматами интрузий огонерского комплекса являются широко распространенные лавы порфировых, гломеропорфировых и пойкилоофитовых (толеитовых) базальтов туфолавовой толщи пермотриаса.

3.4.1. Интрузия сопки Огонер

Интрузия выходит на поверхность и разбурена скважинами. Мощность тела составляет 30 — 40 м. Контактовые фации сложены оливинсодержащими габбро–долеритами, а центральная зона кварц–оливинсодержащими габбро–долеритами с пятноподобными крупнокристаллическими пегматоидными обособлениями того же состава.

На сопке Огонер верхняя эндоконтактовая зона интрузии эродирована и обнажается только центральная часть тела, а нижняя эндоконтактовая зона скрыта под делювием. Полный разрез магматического тела вскрыт в скважинах.

МИНЕРАЛОГИЯ. Габбро–долериты основной части разреза имеют пойкилоофитовую структуру, с элементами пойкилитовой и микрографической. Породы состоят из плагиоклаза (45–60 %), клинопироксена (35–50 %), оливина (3–5 до 7 % участками до 10 %), в мезостазисе отмечается кварц, микрогранофир, магнетит, ильменит, биотит, апатит и палагонит (около 5–10 %).

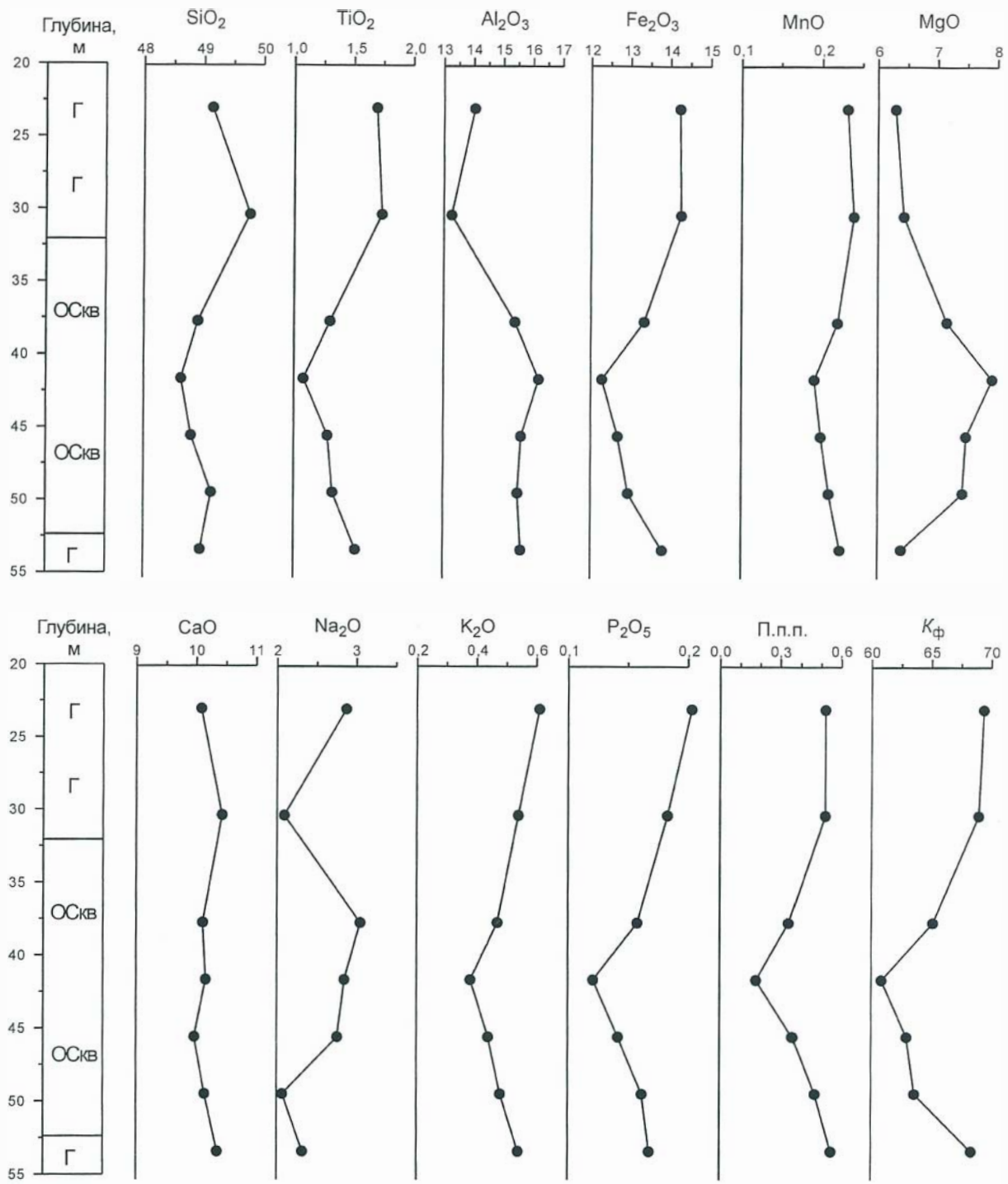


Рис. 3.5. Вариационная петрохимическая диаграмма (мас.%) для разреза интрузии сопки Огонер.

Плагиоклаз образует широкие таблицы и призмы с ярко выраженной зональностью (центр — край) $Ab_{19-45}Or_{1-3}An_{80-52}$, хадакристаллы в клинопироксене — $Ab_{82-48}Or_{1-3}An_{66-49}$ и в оливине — $Ab_{28-36}Or_{1-2}An_{71-62}$ (см. пасп. 75–80). В крупных кристаллах плагиоклаза нередко встречаются вростки небольших призмочек также плагиоклаза, состав последнего соответствует составу минерала–хозяина, а в зональных кристаллах — составу зоны, в которой находится (см. пасп. 77, 79).

Клинопироксен образует пойкилокристаллы и крупные угловатые зерна в офитовых взаимоотношениях с плагиоклазом. Состав минерала отвечает авгиту — $Wo_{31-38}En_{42-30}Fs_{23-33}$. В нем нередко проявляется двойникование и встречаются ламелли пижонита $Wo_9En_{54}Fs_{37}$ (см. пасп. 76). Уча-

стки минерала, прилегающие к гнездам палагонита, иногда замещаются грязно–зеленым амфиболом. Особенностью состава клинопироксена интрузии Огонер являются устойчивая пониженная кальциевость и незначительные вариации (мас.%): TiO_2 (0,86–1,07) и Al_2O_3 (1,38–2,52). Содержание Cr_2O_3 в авгите не превышает 0,067 мас.%.

Оливин наблюдается в виде крупных лапчатых зерен с врастками плагиоклаза и изометричных зерен различных размеров. Состав минерала изменяется от Fa_{36} до Fa_{67}. В обнажениях на сопке Огонер в верхней части разреза крупные кристаллы оливина имеют состав Fa_{36-38}, а мелкие зерна в авгите — Fa_{45} и в мезостазисе — Fa_{42}. В средней части разреза крупные зональные кристаллы имеют состав (центр — край) Fa_{57-67}, а в нижней части обнажения Fa_{39-50} (см. пасп. 79–81). Оливин в ряде случаев располагается непосредственно на границе с кварцем или микропегматитом.

В базисе пород встречаются мелкие листочки бурого *биотита* и реже призматические кристаллы грязно–зеленого *амфибола*. Железистость биотита изменяется от 59 до 86 ат.%. В составе минерала определены (мас.%): TiO_2 — 0,76–4,48; F — 0,56–1,07; Cl — 0,08–0,81. Амфибол имеет железистость 73–76 ат.%, он содержит (ат.%): TiO_2 — 1,3–1,4; Na_2O — 1,74–1,75; F — 0,89; Cl — 0,30 (см. пасп. 75).

Титаномагнетит образует крупные скелетные кристаллы, в его составе установлено (мас.%): TiO_2 — 17,10–20,20; Al_2O_3 — 1,34–3,30; MnO — 0,61–1,40; MgO — 0,01–0,70; Cr_2O_3 — 0,017–0,092; V_2O_5 — 0,62–1,60. Призматические кристаллы ильменита, располагающиеся в базисе породы, содержат (мас.%): MnO — 0,45–1,08; MgO — 0,11–1,08; V_2O_5 — 0,22–1,01. *Хлорит* образует мелкочешуйчатые агрегаты, приуроченные к мезостазису породы и обособлениям палагонита. Железистость минерала изменяется от 47 до 62 ат.%, в его составе определен F (0,56–0,73 мас.%).

Кварц приурочен к мезостазису и проявляется в виде мелких зерен и микрографических срастаний с полевым шпатом. *Апатит* образует игольчатые кристаллы, которые находятся в виде врастков в плагиоклазе и палагоните.

ГЕОХИМИЯ. Химический состав изотропных силлов горошчатых долеритов соответствует составу толеитовых базальтов нормального ряда и приближается к составу среднего траппа, рассчитанного О. А. Дюжиковым для северо–запада Сибирской платформы [Золотухин и др., 1986]. В сравнительно мощных силлах огонерского комплекса наблюдается слабовыраженная расслоенность, которая проявляется в изменении содержаний породообразующих оксидов в разрезе магматического тела. На вариационной диаграмме (рис. 3.5) можно видеть, что распределение содержаний оксидов в разрезе тела контролируется главным образом положением относительно контактов и осевой линии силла. Тенденции к повышению или понижению содержаний оксидов в направлении от контактов к центру силла по сути повторяют направленность кристаллизации пластового тела. Некоторые отклонения от этой тенденции и усложнение вариационных графиков, по–видимому, следует связывать с деятельностью летучих, которые привели к перераспределению некоторых компонентов в разрезе магматического тела.

Метаморфические преобразования и оруденение в связи с интрузиями огонерского типа проявляются в виде слабого ороговикования пород экзоконтакта и редких сульфидных вкрапленников в габбро–долеритах, спорадически встречающихся в различных частях разреза интрузии.

3.4.2. Особенности петрологии

1. Основная масса интрузий огонерского комплекса образует изотропные силлы горошчатых долеритов, реже встречаются слабодифференцированные тела с проявлениями пегматоидов.
2. Химический состав изотропных тел отвечает составу толеитовых базальтов нормального ряда, в расслоенных — происходит перераспределение породообразующих оксидов с тенденцией увеличения магнезиальности пород в центральных частях силлов.
3. Характерной структурой пород является пойкилоофитовая с плагиопорфировым мотивом в контактовых фациях силлов.
4. Главными минералами долеритов огонерского интрузивного комплекса являются клинопироксен и плагиоклаз, находящиеся в породах в равных соотношениях.
5. Особенностью пород мощных силлов является присутствие переменного количества крупных кристаллов оливина (от 1–3 до 10 %) и кварца в мезостазисе.
6. Ведущими минеральными парагенезисами являются: в маломощных изотропных силлах горошчатых долеритов $Wo_{38}En_{47}Fs_{15} + Ab_{41}Or_2An_{57}$, а в мощных силлах — $Fa_{45-50} + Wo_{34}En_{41}Fs_{25} + Ab_{35-50}An_{65-50} + Q$.
7. В разрезах интрузий отмечается скрытая расслоенность, которая проявляется главным образом в особенностях распределения породообразующих оксидов и элементов примесей.
8. Петрографические и минералого–геохимические особенности пород свидетельствуют

о том, что интрузии комплекса сформировались в результате кристаллизационной дифференциации толеит–базальтового расплава и что солидификация расплава осуществлялась в направлении от контактов к осевой части силлов.

3.4.3. Генетические представления

К интрузиям огонерского комплекса относятся силлы и пологосекущие изотропные и слабо расслоенные тела, состав исходной магмы которых не испытал глубинной дифференциации и отвечал толеит–базальтовому расплаву нормального ряда. В интрузиях этого комплекса отсутствует заметная камерная дифференциация, поэтому состав пород оказывается близким к исходному и к составу основной массы лав платобазальтов района, начиная от сыверминской свиты и кончая самоедской. К сожалению, как вполне обоснованно отмечают норильские геологи, надежные критерии, позволяющие выявить комагматизм и генетическое родство отдельных интрузий огонерского комплекса и определенных лавовых горизонтов, до сих пор не найдены. Поэтому более дробное расчленение комплекса пока невозможно.

3.5. ФОКИНСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС ($\omega\nu - \nu\beta$) T_1fk

Интрузивный комплекс представлен тремя интрузиями: Нижнефокинской, руч. Магнитный и руч. Ергалачный (Пикритовый). Они проявляются в пределах Норильской мульды и представляют собой пластовые и пологосекущие тела, залегающие в отложениях тунгусской серии пермокарбона и туфолавах триаса до моронговской свиты включительно. Мощность интрузий составляет 115–150 м, на 80–85 % разрез интрузии сложен богатыми оливином пикритовыми и троктолитовыми габбро–долеритами, а на 15–20 % — оливиновыми, оливинсодержащими, безоливиновыми и кварцсодержащими габбро–долеритами и пегматоидными габбро (рис. 3.6). Значительное преобладание близких по составу богатых оливином габбро–долеритов над другими петрографическими разновидностями пород является основанием рассматривать эти интрузии как слабодифференцированные.

3.5.1. Нижнефокинская интрузия

Изучение Нижнефокинской интрузии проводилось геологами НКГРЭ, а также А. И. Архиповой и Н. Г. Начинкиным [1964], В. В. Золотухиным и Ю. Р. Васильевым [1967], Б. В. Олейнико-

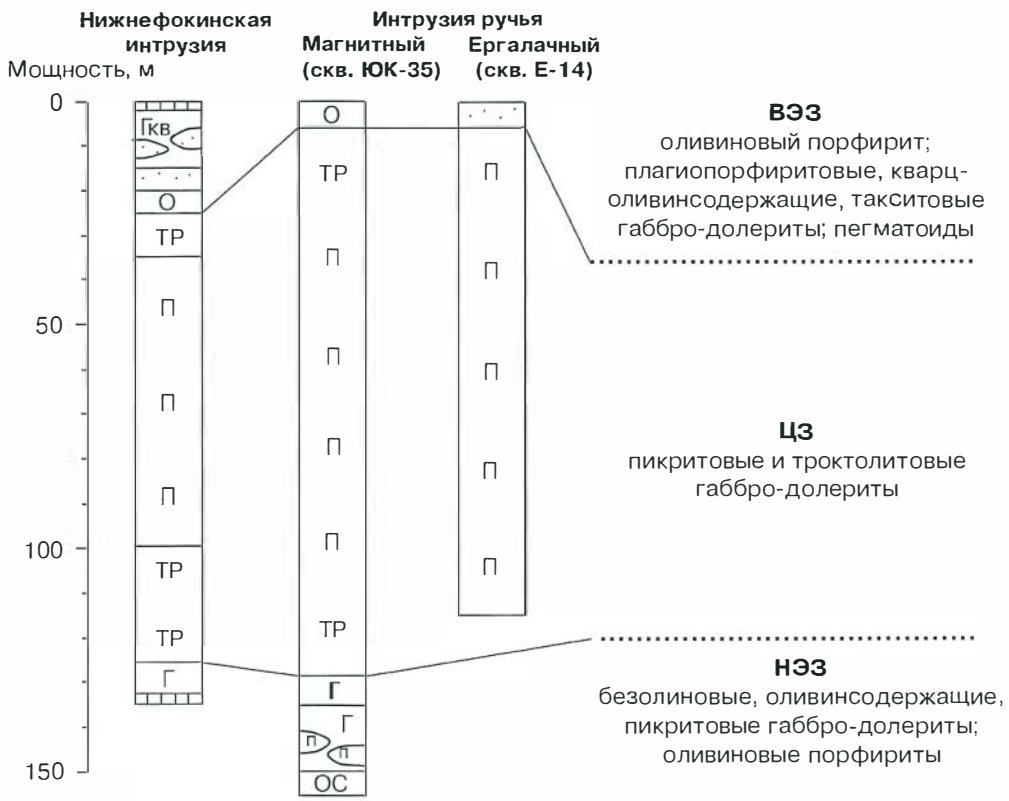


Рис. 3.6. Внутреннее строение интрузий фокинского интрузивного комплекса.
Крап — пегматоиды, вертикальная штриховка — вмещающие терригенные породы.

вым [1979], О. А. Дюжиковым [Золотухин и др., 1989], В. В. Рябовым [1989а, 1992б] и др.

Интрузия расположена на юго–западе Норильской мульды и тяготеет к зоне Фокинско–Тангарлахского разлома, где приурочена к сводовой части Нижнефокинского поднятия. Она представляет собой пологосекущее пластообразное тело мощностью 135 м, которое локализуется в угленосных терригенных отложениях тунгусской серии. Интрузия обнажается по берегам р. Фокина и вскрыта бурением по скв. Ф–12.

В разрезе интрузии выделяются верхняя и нижняя эндоконтактовые и центральная зоны (см. рис. 3.6).

Собственно контактовые закалочные фации интрузии сложены миндалекаменными оливиновыми порфиритами, густопорфировыми оливиновыми тахилитами (см. пасп. 82), которые по удалению от контакта переходят в бедные оливином долериты и далее в безоливиновые габбро–долериты. Мощность корочек закала не превышает 10 см, а контактовых пород в кровле — 20–50 см, в подошве — до 1,5 м. Стекловатая основная масса закалочного оливинового тахилита оказалась сильно кальцитизирована вдоль контакта полосой около 2 см, а на удалении от контакта стекло опацитизировано. Порфирокристаллы оливина замещаются кальцитом с магнетитовой сыпью, боулингитом, серпентином и тальком, которые встречаются в псевдоморфозах в различных сочетаниях. Количество оливина в закалочных породах колеблется от 10–12 до 25–30 %, обогашенные и сравнительно бедные оливином участки распределены полосами мощностью 1–2 см вдоль контакта (см. пасп. 82). Размер кристаллов оливина в тахилитах, вопреки утверждению о крупных его протокристаллах [Золотухин и др., 1989], широко варьирует от 0,1 до 1 мм, причем основная масса его выделений имеет вид гранул и размер 0,1–0,3 мм. Они часто слипаются в скопления. Более крупные из этих кристаллов имеют скелетные формы и сравнительно редко идиоморфны. В псевдоморфозах по оливину отмечаются мелкие включения хромшпинелидов.

Проявления богатых оливином стекловатых пород среди траппов представляют большую редкость и находки их в закалочной фации позволяют утверждать о существовании самостоятельной пикрит–базальтовой магмы, первыми кристаллическими фазами в которой при охлаждении были хромшпинелид и оливин [Рябов, 1989а; 1992б]. Гранулоподобные зародышевые и скелетные формы кристаллов оливина в стекловатых закалочных породах свидетельствуют о резком охлаждении магнезиального расплава, а отнюдь не о интертеллурической его природе и внедрении "оливиновой каши" гравитационно накопившихся крупных протокристаллов.

ВЕРХНЯЯ ЭНДОКОНТАКТОВАЯ ЗОНА помимо собственно закалочной фации пород включает в себя безоливиновые кварцсодержащие пегматоидные габбро–долериты мощностью 10–12 м с линзами габбро–пегматитов мошностью 0,5–6 м, которые располагаются тремя ярусами в безоливиновых габбро–долеритах, в троктолитовых габбро–долеритах и на границе последних с пикритовыми габбро–долеритами. *Для кварцсодержащих разновидностей габбро–долеритов* характерны широкое развитие звездчатых и графических срастаний авгита и плагиоклаза, длинноигольчатые формы ильменита, а в мезостазисе — графические и решетчатые срастания кварца, альбита и калишпата с многочисленными иголками апатита или палагонит с овальными включениями кварца. Здесь же встречаются мелкие кристаллы оливина Fa_{55} [Рябов, 1992б].

Особенностью *габбро–пегматитов* являются крупные (5–8 см по удлинению) светло–зеленые перистые мегакристаллы авгита $Wo_{40}En_{50}Fs_{10}$, содержащего Cr_2O_3 1,07 мас.% [Васильев, 1970; Рябов и др., 1977].

ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЗОНА интрузии сложена пикритовыми габбро–долеритами, мощностью 76,5 м. Сверху и снизу пикритовое ядро обрамляется троктолитовыми габбро–долеритами мощностью, соответственно, 11,2 и 27,5 м [Архипова, Начинкин, 1964].

Пикритовые габбро–долериты содержат от 40–50 до 70 % оливина, *троктолитовые* — 25–30 %. Оливин располагается в больших полях полисинтетически сдвойникованного плагиоклаза — An_{56} (см. пасп. 83, 84) или в виде порфировых выделений среди офитового пироксен–плагиоклазового агрегата. Особенностью проявления оливина являются широкие вариации его размера (от 0,1–0,3 до 3–4 мм) и разнообразие морфологии кристаллов (субидиоморфные, часто встречающиеся скелетные формы, гранулы), которые наблюдаются в одном шлифе. Основная масса оливина пикритовых габбро–долеритов имеет устойчивый состав Fa_{23-28}, но в этих же породах появляются одиночные вытянутые веточки оливина Fa_{34}. В троктолитовых габбро–долеритах преобладают оливины с составом Fa_{32-34}.

Клинопироксены по составу отвечают авгитам, богатым магнием — $Wo_{38-41}En_{49-48}Fs_{11-13}$, а ортопироксены — бронзиту. Важной особенностью богатых оливином габбро–долеритов является постоянное присутствие акцессорного

хромшпинелида в виде включений в оливине, клинопироксене и плагиоклазе.

НИЖНЯЯ ЭНДОКОНТАКТОВАЯ ЗОНА. Своеобразие разреза Нижнефокинской интрузии создает безоливиновый габбро–долерит, который располагается в нижней эндоконтактовой зоне между корочкой закала, сложенной оливиновым порфиритом внизу и троктолитовым габбро–долеритом вверху. Габбро–долерит состоит из мелкоочаговых проявлений пегматоидных срастаний плагиоклаза и клинопироксена, переходящего в звездчатые длиннопризматические сферокристаллы, между которыми располагается офитопойкилоофитовый агрегат этих же минералов. Клинопироксен в породе образует призматические кристаллы $Wo_{33-36}En_{53-50}Fs_{14}$, и угловатые зерна $Wo_{35-38}En_{49-45}Fs_{16-17}$ (см. пасп. 85). Первые отличаются от вторых повышенными содержаниями Al_2O_3 (2,76–2,91 мас.%) и Cr_2O_3 (0,33–0,63 мас.%) соответственно против 1,77–1,96 и 0,01–0,08 мас.%. Зональные кристаллы плагиоклаза имеют состав $Ab_{36-51}Or_{1-3}An_{63-46}$. В интерстициях отмечается кварц и ильменит, в котором определены (мас.%): MnO — 1,00–1,05; V_2O_5 — 0,74–0,84.

В закалочной фации пород НЭЗ отмечается мелкая вкрапленность пирротина, количество которой достигает 3–5 %, что отражается в повышенном содержании серы в составе породы (см. пасп. 82).

МИНЕРАЛОГИЯ. Особенностью основной массы пород Нижнефокинской интрузии является высокое содержание оливина, значительно превышающее его количество в закалочных фациях интрузии. *Оливины* имеют устойчивую железистость (Fa_{23-28}) и повышенное содержание NiO (0,22–0,36 мас.%). Количество *клинопироксена* в породах интрузии имеет тенденцию к небольшому увеличению снизу вверх по разрезу интрузии. Состав минерала отличается устойчивой железистостью (Fs_{11-13}) и повышенным содержанием Cr_2O_3 (0,90–0,98 мас.%). Состав основной массы *плагиоклазов* из закалочных оливиновых порфиритов (An_{67}) и пикритовых габбро–долеритов (An_{56}) отвечает лабрадору.

Хромшпинелиды имеют переменный состав и при переходе от пикритовых к троктолитовым габбро–долеритам в них уменьшается количество Cr_2O_3 от 23,2–36,7 до 18,1–24,7 мас.% [Дюжиков и др., 1988].

Большой интерес представляет обнаружение высокохромистого (Cr_2O_3 = 44,9 мас.%) хромшпинелида в оливиновом порфирите закалочной фации интрузии (см. пасп. 82). Состав этого хромшпинелида оказывается близким минералу из пикритовых лав гудчихинской свиты и позволяет с уверенностью предполагать начальный состав фазы в исходном пикрит–базальтовом расплаве. Кристаллизация расплава при участии флюидов привела к изменению состава хромшпинелидов, который мы имеем в породах по разрезу интрузии.

ПЕТРОХИМИЯ. Пикритовые и троктолитовые габбро–долериты Нижнефокинской интрузии имеют сравнительно устойчивый состав с небольшими колебаниями содержаний главных петрогенных оксидов (мас.%): SiO_2 — 43,1–46,5; TiO_2 — 0,9–1,15; Al_2O_3 — 6,7–8,0; Fe_2O_3 — 1,9–2,4; FeO — 11,6–12,0; MgO — 20,8–24,8; CaO — 5,2–7,2; Na_2O — 0,7–1,1; K_2O — 0,2–0,3; Cr_2O_3 — 0,2–0,3. Проявляющиеся в ВЭЗ и НЭЗ габбро–долериты имеют базитовый состав (мас.%): SiO_2 — 49,6–51,1; TiO_2 — 2,0–2,4; Al_2O_3 — 13,5–13,9; Fe_2O_3 — 1,1–3,0; FeO — 7,3–9,6; MgO — 6,0–7,1; CaO — 10,1–12,1; Na_2O — 2,0–2,4; K_2O — 0,5–0,7. В пегматоидах за счет повышения количества клинопироксена происходит увеличение содержания MgO, CaO и уменьшение — Al_2O_3. В закалочных фациях интрузии содержание MgO составляет: в верхней — 12,65, в нижней — 14,11 мас.%, значения П.п.п. соответственно 2,57 и 3,84 мас.%, Эти данные с поправкой на измененность пород позволяют говорить о пикрит–базальтовом составе исходного расплава Нижнефокинской интрузии.

3.5.2. Интрузия ручья Магнитный

Магматическое тело располагается в восточной части Норильского плато. Оно обнажается на северном берегу оз. Чибичете и вскрыто бурением по скв. ЮК–35. Фрагментарные данные по интрузии имеются в работах [Урванцев, 1959; Комарова, Люлько, 1967; и др.].

Интрузия представляет собой пластообразное тело мощностью 150 м, которое полого сечет базальты и туфогенные породы моронговской и мокулаевской свит. По внутреннему строению и по вещественному составу пород интрузия руч. Магнитный сходна с Нижнефокинской. Наиболее полный разрез ее можно составить при использовании материалов по обнажению и данных по керну скважины.

ВЕРХНЯЯ ЭНДОКОНТАКТОВАЯ ЗОНА представлена лейкогаббро, оливиновым габбро, такситовидными габбро–долеритами и кварц–оливинсодержащими пегматоидами. Главным минералом пород является плагиоклаз, который в виде крупных призм, таблиц и скоплений мелких

призм создает порфировую структуру. Клинопироксен проявляется в виде призматических кристаллов и ксеноморфных зерен со структурами распада твердых растворов. Оливин образует крупные (до 2 мм) изометричные кристаллы и мелкие зерна, а также вытянутые стебельчатые и лапчатые формы. Состав минерала варьирует от Fa_{39} до Fa_{47} [Рябов, 1992б]. Кварц–оливинсодержащий пегматоидный габбро–долерит имеет горошчатый облик, который создают ойкокристаллы клинопироксена и оливина Fa_{61} размером около 0,5 см, обильно насыщенные хадакристаллами короткопризматического плагиоклаза. Кварц в этой породе находится в мезостазисе. В разрезе интрузии по скв. ЮК–35 породы ВЭЗ представлены оливиновыми габбро–долеритами с порфировыми выделениями плагиоклаза. Переход в нижележащие породы резкий.

ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЗОНА сложена пикритовыми и троктолитовыми габбро–долеритами, мощность ее (по скв. ЮК–35) 125 м. Габбро–долериты нередко рассекаются субпластовыми плагиоклазовыми прожилками мощностью от 0,4 мм до 5 см.

Количество оливина в породах варьирует от 25–35 % — в *пикритовых,* до 15–20 % — в *троктолитовых габбро–долеритах.* Наблюдается он в виде субидиоморфных обычно вытянутых (2–3 : 1) кристаллов, крупных лапчатых и мелких изометричных зерен (см. пасп. 86). Размер кристаллов изменяется от 0,1 до 1,5 мм. Состав оливина — Fa_{18-21}. В качестве включений в оливине и в других минералах отмечаются хромшпинелиды, которые содержат (мас.%): Cr_2O_3 — 6–14; Al_2O_3 — 2,5–14; MgO — 2,5–5,6; TiO_2 — 0,6–12; V_2O_5 — 0,1–1,4. В пределах ЦЗ сверху вниз по разрезу в шпинелидах наблюдается увеличение содержания TiO_2 и Fe_2O_3 и понижение — Cr_2O_3, Al_2O_3, MgO и V_2O_5. Для ильменитов ЦЗ характерно повышенное содержание MgO (3–5 мас.%), концентрации других оксидов составляют (мас.%): Cr_2O_3 — 0,5–1,2; MnO — 0,4.

НИЖНЯЯ ЭНДОКОНТАКТОВАЯ ЗОНА состоит сверху вниз из пойкилоофитовых габбро–долеритов (5 м), переслаивания плагиофировых и троктолитовых габбро–долеритов (15 м) и оливинсодержащих порфировидных габбро–долеритов (2,5 м). Породы нередко имеют такситоподобный облик, в них порою отмечаются плагиоклазовые обособления размером до 3–5 см в диаметре, создающие брекчиевидный облик.

Количество оливина варьирует от спорадических проявлений в *пойкилоофитовых габбро–долеритах,* 3–5 % — в *оливинсодержащих* и до 15–20 % — в *троктолитовых габбро–долеритах.* Форма кристаллов обычно изометричная, но наряду с этим появляются стебельчатые образования (удл. 1 : 5–15) и ветвистые дендриты. Состав оливина варьирует от Fa_{24} до Fa_{31}, в прослоях троктолитовых габбро–долеритов — Fa_{28}, (NiO — 0,15 мас.%).

Непосредственно на контакте интрузии располагается полнокристаллический троктолитовый габбро–долерит горошчатого облика, который создают кристаллы клинопироксена $Wo_{31}En_{43}Fs_{26}$ и оливина, окруженные бахромой симплектитовых их срастаний с плагиоклазом (см. пасп. 87). Наряду с этим на контакте отмечаются дендритовидные кристаллы оливина длиною 0,8–1,0 см, растущие вверх от контакта.

В породах НЭЗ отмечается бедная (1–2 %) интерстиционная вкрапленность халькопирита и пирротина.

МИНЕРАЛОГИЯ. Особенностью минералогического состава интрузии руч. Магнитный являются маложелезистые *оливины* пикритовых габбро–долеритов — Fa_{18-21}, содержашие NiO — 0,17–0,19 мас.%, и *хромшпинелиды.* В составе последних (из ЦЗ) определены (мас.%): Cr_2O_3 — 6–41; TiO_2 — 0,6–12; Al_2O_3 — 2,5–14; MgO — 2,5–5,6; V_2O_5 — 0,1–1,4. *Хромшпинелиды* НЭЗ имеют в своем составе (мас.%): Cr_2O_3 — 26–45; TiO_2 — 0,1–2,0; Al_2O_3 — 6–10; MgO — 2–6; V_2O_5 — 0–0,6. Широкие вариации состава минерала отмечаются в пределах даже одного шлифа, что указывает на крайне неравновесные условия их кристаллизации.

В *ильменитах* отмечаются повышенные содержания MgO (3–5 мас.%) и низкие концентрации MnO (0,4–0,5 мас.%). Содержание Cr_2O_3 в минерале из пород ЦЗ составляет 0,5–1,2 мас.%, а НЭЗ — 0,1–0,2 мас.%.

ПЕТРОХИМИЯ. Разрез интрузии руч. Магнитный представлен тремя типами пород: пикритовыми, троктолитовыми и бедными оливином или безоливиновыми габбро–долеритами. Состав пород определяют количественные соотношения трех главных минеральных фаз: оливинов, пироксенов и плагиоклазов, которые проявляются в содержаниях прежде всего глинозема, извести и магнезии. В *пикритовых габбро–долеритах* содержания петрогенных оксидов составляют (мас.%): SiO_2 — 42,5–43,4; TiO_2 — 0,6; Al_2O_3 — 6,6–8,0; Fe_2O_3 — 2,9–3,0; FeO — 9,6–10,0; MnO — 0,2; MgO — 25,0–26,8; CaO — 4,8–5,2; Na_2O — 0,8–0,9; K_2O — 0,3; P_2O_5 — 0,04–0,05; Cr_2O_3 — 0,33–0,34 (табл. 3.4). В *троктолитовых габбро–долеритах* происходит понижение количества MgO

Таблица 3.4.

СРЕДНИЙ СОСТАВ ОСНОВНЫХ ТИПОВ ПОРОД ИНТРУЗИЙ ФОКИНСКОГО ИНТРУЗИВНОГО КОМПЛЕКСА (мас.%)

Компонент	Нижнефокинская интрузия			Интрузия ручья					
				Магнитный			Ергалачный		
	П	Г	ПГ	П	ТР	ПГ	П	ТР	ПГ
SiO_2	45,02	50,90	51,00	42,94	44,87	47,14	41,43	47,95	49,19
TiO_2	1,10	2,00	1,33	0,61	1,00	1,44	0,45	1,29	1,27
Al_2O_3	6,98	13,50	7,90	7,29	10,82	17,08	7,07	16,45	18,20
Fe_2O_3	2,62	1,07	1,61	2,96	3,48	4,02	4,39	2,38	2,10
FeO	11,24	9,56	7,55	9,80	8,80	7,55	9,78	9,29	7,24
MnO	0,18	0,16	0,17	0,20	0,20	0,19	0,18	0,17	0,15
MgO	22,28	5,96	11,26	25,90	16,56	7,29	26,31	7,04	4,73
CaO	6,17	10,86	14,91	5,01	7,40	10,97	4,97	10,01	10,83
Na_2O	0,86	2,17	2,32	0,88	1,38	1,62	0,61	2,00	2,78
K_2O	0,53	0,72	0,59	0,29	0,26	0,31	0,34	0,48	0,71
P_2O_5	0,12	0,19	0,10	0,05	0,07	0,08	0,07	0,15	0,16
П.п.п.	3,15	2,46	2,04	3,17	3,93	1,24	5,57	2,17	2,16
Сумма	100,26	99,55	100,78	99,07	98,74	98,91	101,18	99,35	99,50

до 16,0–17,1 мас.%, Cr_2O_3 до 0,13 мас.% и повышение Al_2O_3 до 10,6–11,1 мас.%. В бедных оливином и безоливиновых габбро–долеритах MgO уменьшается до 6,9–8,9 мас.% и увеличиваются содержания Al_2O_3 до 13,7–16,3. Большой объем богатых оливином пород в разрезе отражается в высокомагнезиальном средневзвешенном составе интрузии руч. Магнитный и оказывается близким составу Нижнефокинской интрузии.

3.5.3. Интрузия ручья Ергалачный (Пикритовый)

Магматическое тело обнажается в верховьях одноименного ручья — притока р. Средний Ергалах и вскрыта скв. Е–14. Интрузия изучалась Л. К. Цывьяном, некоторая информация о ней имеется в других работах [Комарова, Люлько, 1967; Комарова, 1974; Рябов, 1992б].

Интрузия руч. Ергалачный представляет собой крутопадающее на восток магматическое тело мощностью около 1 16 м, которое сечет базальты и туфы моронговской свиты. Проведенные исследования показали, что, подобно интрузиям Нижнефокинской и руч. Магнитный, основной объем интрузии руч. Ергалачный сложен пикритовыми и троктолитовыми габбро–долеритами, а в кровле выделяется горизонт пегматоидов мощностью около 3 м [Комарова, 1974].

ВЕРХНЯЯ ЭНДОКОНТАКТОВАЯ ЗОНА сложена крупнозернистым оливиновым габбро и кварц–оливиновым пегматоидным габбро, которые располагаются в оливинсодержащем габбро–долерите. Количество оливина в породах не превышает 3–5 %. Состав оливина в габбро — Fa_{31-39}, а в кварц–оливиновом пегматоидном габбро — Fa_{68}. В оливиновом габбро оливин и титаномагнетит образуют крупные (0,3–0,6 см) ойкокристаллы с хадакристаллами плагиоклаза, в пегматоидном габбро минерал имеет лапчатую форму, а кварц проявляется в составе гранофирового микропегматита в мезостазисе совместно с игольчатым апатитом.

ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЗОНА интрузии сложена богатым оливином габбро–долеритом. *Пикритовый габбро–долерит* состоит из оливина (Fa_{14-26} — 30–80 %), ортопироксена ($Wo_4En_{78}Fs_{18}$) и клинопироксена (5–30 %), плагиоклаза (10–15 %), биотита (1–5 %), хромшпинелида и магнетита (1–5 %) (см. пасп. 88). М. З. Комарова [1974] отмечает присутствие в интрузии руч. Ергалачный меланократовых пород, полностью лишенных плагиоклаза. Морфология и размер кристаллов оливина в интрузии руч. Ергалачный, как и в Нижнефокинской интрузии и в интрузии руч. Магнитный, характеризуются большим разнообразием.

В *троктолитовых габбро–долеритах* возрастает количество плагиоклаза до 20–25 %, а доля пироксена снижается до 5–12 %. Оливин образует крупные (до 0,6–0,8 см) и реже мелкие (0,1–0,3 мм) изометричные зерна, лапчатые и призматические кристаллы (удл. 1 : 3–4).

В крупных кристаллах отмечается спайность, их состав Fa_{32}. Контакт троктолитовых габбро–долеритов с вышележащими пегматоидами резкий.

МИНЕРАЛОГИЯ. Для пород интрузии руч. Ергалачный отмечаются оливины двух составов: в базитах — Fa_{31-68} в гипербазитах — Fa_{14-26}, содержание NiO в оливинах базитов составляет 0,01–0,11 мас.%. Ортопироксены — $Wo_{3-4}En_{78}Fs_{18}$ отмечаются в пикритовых габбро–долеритах, в их составе обнаружены (мас.%): Al_2O_3 — 1,6; Cr_2O_3 — 0,4; TiO_2 — 0,4. Биотит из пикритового габбро–долерита имеет железистость 21,8 ат.%, в нем определены (мас.%): TiO_2 — 7,2; Cr_2O_3 — 0,74; F — 0,57; Cl — 0,08. В этих породах изредка встречается амфибол, который имеет f = 18,8 ат.%, Cr_2O_3 — 0,62 мас.%, TiO_2 — 1,2 мас.%.

В составе хромшпинелидов определены (мас.%): Cr_2O_3 — 28,7–33,1; Al_2O_3 — 5,3–7,8; MgO — 3,6–5,3; TiO_2 — 5,3–7,8; V_2O_5 — 0,5–0,7; NiO — 0,14–0,18. Ильмениты содержат (в мас.%) MgO — 3,2; MnO — 0,4; Cr_2O_3 — 1,4; V_2O_5 — 0,85.

ПЕТРОХИМИЯ. Богатые оливином породы интрузии руч. Ергалачный имеют сравнительно устойчивый химический состав с незначительными вариациями концентраций породообразуюших оксидов и элементов–примесей (мас.%): Al_2O_3 — 6–8,6; MgO — 23,2–26,2; CaO — 4,6–6; Na_2O — 0,3–0,9; K_2O — 0,3–0,4; Cr_2O_3 — 0,1–0,4, которые указывают на пикрит–базальтовый состав расплава. В породах базитовой части разреза происходит резкое увеличение (мас.%): Al_2O_3 (15,0–19,8), CaO (9,8–12,8), Na_2O (1,9–2,3), K_2O (0,4–0,6) и уменьшение MgO до 3,2–7,0 (см. табл. 3.4).

3.5.4. Петрология и вопросы генезиса

Особенности петрологии фокинского интрузивного комплекса заключаются в следующем:

1. Большой объем (более 80 %) пикритовых и троктолитовых габбро–долеритов.
2. Проявления безоливиновых, оливин– и(или) кварцсодержащих габбро–долеритов в ВЭЗ и НЭЗ интрузий.
3. Базитовый состав пегматоидов.
4. Содержание хрома в пикритовых габбро–долеритах соответствует кларку недифференцированных продуктов пикрит–базальтовых расплавов.
5. Содержание никеля в оливине находится в соответствии с единым геохимическим трендом, установленным для безрудных траппов.
6. Проявления оливиновых порфиритов в закалочной фации пород свидетельствует о существовании самостоятельной пикрит–базальтовой магмы.
7. Морфология кристаллов оливина, широкие вариации их размеров при сравнительно устойчивом составе, а также включения в оливине лабрадора и симплектитовые их срастания указывают на кристаллизацию минералов в камере интрузии и на отсутствие гравитационной сепарации минеральных фаз.
8. Присутствие высокохромистого хромшпинелида, по составу сходного с минералом из пикритовых лав гудчихинской, свиты свидетельствует о сходном пикрит–базальтовом составе их исходной магмы.
9. Широкие вариации состава хромшпинелидов обусловлены участием флюидов в перераспределении химических элементов.

Экзоконтактовые изменения в связи с интрузиями фокинского комплекса ограничиваются слабым ороговикованием осадочных пород и практически не различаются в случае локализации их в туфолавовой толще.

Оруденение в породах НЭЗ интрузий спорадически отмечается в виде бедной существенно пирротиновой минерализации, количество которой не превышает 1–2 %.

Генетические представления относительно интрузий фокинского комплекса существуют различные. Они высказывались применительно к Нижнефокинской интрузии. В. В. Золотухин и Ю. Р. Васильев [1967] обращают внимание на несоответствие средневзвешенного состава интрузии составу ее контактовых фаций. Расчетное значение MgO в первом случае равно 22,35 мас.%, а в контактовых породах содержание оксида составляет 12,65 и 14,11 мас.%. Принимая это во внимание, цитируемые авторы полагают, что содержание магнезии в исходном расплаве соответствовало ее количеству в контактовых фациях, и что преобладание в разрезе пикритовых и троктолитовых габбро–долеритов вовсе не говорит о способности исходной магмы выделять до 70 % оливина от общей магматической массы. Формирование богатых оливином пород они объясняют быстрой кристаллизацией гетерогенного расплава, одновременной гравитационной садкой протовыделений и новообразований оливина и прерывисто–пульсационным поступлением новых порций расплава.

Существует также представление, согласно которому основным механизмом формирования пород Нижнефокинской интрузии была кристаллизационно–гравитационная дифференциация магмы во внутрикамерных условиях [Архипова, 1975; Олейников, 1979]. Отводя в магматическом процессе важную роль периоду протокристалли-

зации в промежуточном очаге, Б. В. Олейников считает, что в случае Нижнефокинской интрузии протокристаллы оливина имели состав форстерита и сохранились только в контактовых фациях, о чем свидетельствуют тальк–магнетитовые псевдоморфозы. Основная же масса оливина кристаллизовалась из расплава при более низких температурах и имела более железистый состав.

Судя по расположению в стратиграфическом разрезе интрузий фокинского комплекса, их внедрение происходило в период от гудчихинского по мокулаевское время включительно. Нижний временный интервал определяется большим минералого–геохимическим сходством Нижнефокинской интрузии и пикритовых базальтов гудчихинской свиты, на основании которого эти образования считаются комагматами. Близость внутреннего строения и минералого–геохимических показателей интрузий руч. Магнитный и руч. Ергалачный с Нижнефокинской интрузией дала основание объединить все их условно в один фокинский комплекс. Вместе с тем, положение интрузии руч. Магнитный в базальтах моронговской, а интрузии руч. Ергалачный — в базальтах мокулаевской свиты свидетельствует, во–первых, об имевшем место внедрении пикритоидных интрузий в послегудчихинское время, во–вторых, об отсутствии в Норильском районе их эффузивных комагматов и, в–третьих, о сходстве механизмов формирования интрузий и состава производных пикритоидных расплавов. В связи с вышеизложенным, время внедрения интрузий фокинского комплекса остается неясным. Можно лишь утверждать, что пикрит–базальтовый магматизм на северо–западе Сибирской платформы проявлялся неоднократно.

3.6. НОРИЛЬСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС ($\omega\nu - \nu\delta)T_1nr$

Норильский интрузивный комплекс объединяет ряд пространственно сближенных интрузивных тел, которые представляют собой звенья единой рудно–магматической системы, различающиеся по составу, степени дифференциации и рудоносности. Комплекс состоит из дифференцированных никеленосных интрузий норильского, нижнеталнахского и зубовского типов и слабо дифференцированных интрузий круглогорского типа. Положение интрузий в стратиграфическом разрезе и черты сходства их состава с эффузивами, которые они прорывают, дали основание для предположения о формировании интрузий в период от конца гудчихинского до конца надеждинского времени включительно.

3.6.1. Норильский тип интрузий ($\omega\nu - \nu\delta)T_1nr$

К этому типу относятся интрузии Норильск–I, Верхнеталнахская, горы Черной, Норильск–II, Имангдинская. Изучение этих интрузий, руд и ореолов измененных пород на протяжении многих лет проводилось сотрудниками различных производственных и научных организаций. Результаты исследований опубликованы в многочисленных статьях и монографиях [Годлевский, 1959; Роговер, 1959; Смирнов, 1966; Коровяков и др., 1963; Золотухин, 1964; Додин, Батуев, 1971; Золотухин и др., 1975; Тарасов, 1976; Наторхин и др., 1977; Золотухин, Щедрин, 1977; Дюжиков и др., 1988; и др.].

Интрузии норильского типа образуют хонолиты, лентовидные, корытообразные пологосекущие тела. Протяженность Верхнеталнахской интрузии более 15 км при ширине 0,8–2 км и мощности около 100–200 м, мощность интрузии Норильск–I достигает 320 м. В центральных частях интрузии имеют трехчленную расслоенную серию пород: пикритовые, оливиновые, безоливиновые габбро–долериты, а в бортах переходят в изотропные силлы или дайки, сложенные безоливиновыми или со спорадическим оливином габбро–долеритами или долеритами.

В строении интрузий норильского типа выделяются ВЭЗ, ЦЗ и НЭЗ (рис. 3.7), а в подошве тела находятся сплошные сульфидные руды. Основным элементом ВЭЗ и НЭЗ являются пегматоиды: верхние несут Pt–малосульфидное оруденение, а нижние — это наиболее обогащенные сульфидами горизонты пород. В строении ЦЗ выделяются базитовый и гипербазитовый горизонты. Базиты снизу вверх по разрезу расслоены на оливиновые, оливинсодержащие и безоливиновые габбро–долериты. В верхней части базитового горизонта находятся призматически–зернистые габбро–долериты, метадиориты. Гипербазитовый горизонт сложен богатыми оливином пикритовыми и троктолитовыми габбро–долеритами. Расположение дифференциатов в разрезе интрузии порою нарушается. Это связано с переслаивания пород, которое бывает на границах различных слоев, например, оливиновых и пикритовых габбро–долеритов.

В подошве интрузии пегматоиды обычно занимают нижнюю эндоконтактовую зону (см. рис. 3.7), но порою переслаиваются с пикритовыми габбро–долеритами и проявляются в них в виде слепых прожилков, отходящих от такситового горизонта, или системы прожилков, создающих брекчиевидный облик пород. Во фронтальной части Хараелахской ветви Верхнеталнахской интрузии пегматоиды образуют довольно крутопадающие зоны магматогенных брекчий,

которые секут различные по составу габбро–долериты расслоенной серии пород, поднимаясь от подошвы к кровле интрузии.

В работах многих исследователей показано большое сходство интрузий норильского комплекса. Поэтому мы сочли возможным детальную характеристику этих образований дать на примере одного объекта — Верхнеталнахская интрузия, а чтобы получить более полное представление о них, дополнительно отмечать важную генетическую информацию из других интрузий комплекса.

Верхнеталнахская интрузия приурочена к зоне пересечения Хараелахской мульды Норильско–Хараелахским глубинным разломом, имеет пластообразную форму с раздувами и пережимами и веерообразным расположением интрузивных ветвей. Магматическое тело полого погружается от подошвы туфолавовой толщи пермотриаса, пересекает угленосные терригенные отложения тунгусской серии пермокарбона и карбонатные, карбонатно–глинистые сульфатоносные и глинистые осадки девона. В строении массива выделяются Юго–Западная и Северо–Восточная интрузивные ветви, локализующиеся в терригенных отложениях тунгусской серии, и Северо–Западная и Хараелахская, залегающие в соленосных осадках девона (рис. 3.8) [Додин, Батуев, 1971; Золотухин и др., 1975; Наторхин и др., 1977; и др.]. С первыми двумя интрузивными ветвями связано Талнахское Pt–Cu–Ni–сульфидное месторождение, а со вторыми двумя — Октябрьское месторождение.

Интрузивные ветви представляют собой раздувы до 220–250 м, которые соединяются между собой проводниками–перемычками недифференцированных оливинсодержащих габбро–долеритов. Наиболее полнодифференцированными являются раздувы интрузивных ветвей. Во флангах массива расслоенность исчезает, и разрез тела оказывается сложенным пойкилоофитовыми габбро–долеритами со спорадически встречающимся оливином.

Мощность дифференциатов в различных интрузивных ветвях и по падению массива варьирует [Додин, Батуев, 1971], но для рудоносных дифференциатов она является сравнительно устойчивой, а для безрудного базитового горизонта пород испытывает значительные колебания [Лихачев, 1998].

Расслоенное строение Верхнеталнахской интрузии наиболее ярко проявилось во фронтальных частях Юго–Западной и Северо–Восточной интрузивных ветвей. Здесь наблюдается классический разрез расслоенного массива с последовательным (сверху вниз) расположением пород: габбро–диорит (метадиорит), безоливиновый,

Рис. 3.7. Принципиальная схема внутреннего строения интрузий норильского типа.

Крапом показаны пегматоидные образования: густым — рудоносные такситовые габбро-долериты и лейкократовое габбро, редким — безрудные габбро-диориты и призматически-зернистые габбро-долериты.

оливинсодержащий, оливиновый, оливин–биотитовый, пикритовый, такситовый, контактовый габбро–долерит и сульфидная залежь. В этой последовательности происходит закономерное уменьшение кремнекислотности и щелочности пород и увеличение их магнезиальности. От кровли к подошве габбро–долеритов растет количество оливина, повышается основность плагиоклаза и увеличивается рудонасыщенность пород от вкрапленных руд до сливных масс. Именно такими разрезами иллюстрировался ранее механизм кристаллизационной дифференциации с гравитационным фракционированием ранних минеральных фаз и накоплением их в донных частях магматических камер.

Фланговые зоны Юго–Западной и Северо–Восточной интрузивных ветвей имеют крутые борта или переходы мощного тела в маломощный силл или в дайку. Подобно интрузиям

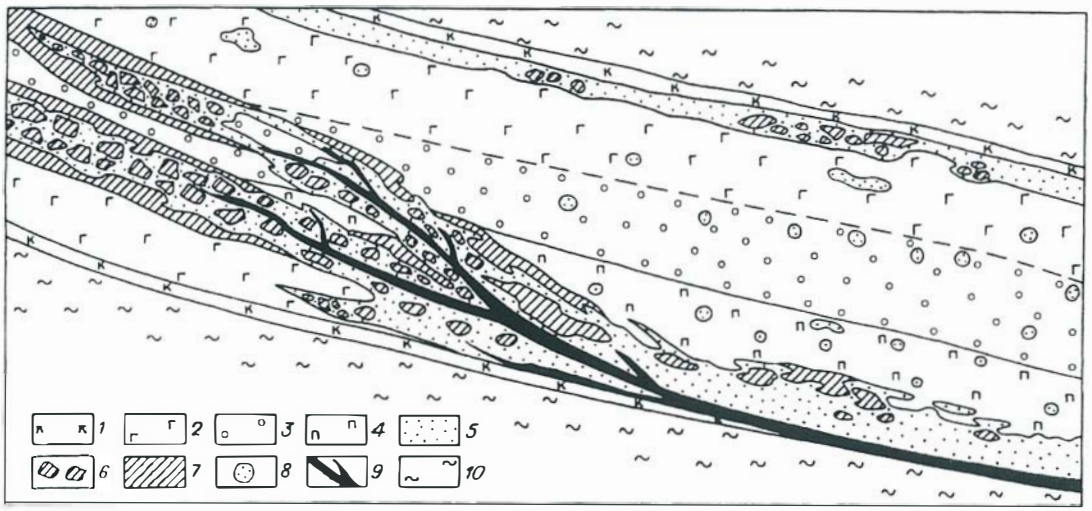


Рис. 3.8. Внутреннее строение Хараелахской ветви ВТИ (субширотный разрез, построенный по данным бурения).

Габбро-долерит: *1* — контактовый, *2* — безоливиновый и оливинсодержащий, *3* — оливиновый, *4* — пикритовый, *5* — такситовый и лейкогаббро; *6* — магматогенная брекчия; *7* — такситизированные меланократовые породы; *8* — "блуждающие тела" лейкогаббро; *9* — сульфидные жилы; *10* — вмещающие породы.

Норильского рудного узла [Коровяков и др., 1963], в поперечном сечении Верхнеталнахской интрузии можно видеть, что по мере приближения к бортам тела сначала утоняются и выклиниваются пикритовые габбро–долериты, потом оливиновые пойкилоофитовые габбро–долериты, такситовые теряют свой характерный облик и переходят в такситоофитовые, порфировидные и далее сливаются с офитопойкилоофитовыми контактовыми габбро–долеритами, в которых спорадически встречается оливин.

Во фронтальных частях Северо–Западной и Хараелахской ветвей широко распространены брекчиевидные породы с величиной обломков от первых сантиметров до блоков размером 1–3 м. В составе обломков–блоков встречаются стекловатые афаниты–тахилиты, долериты, различные по составу безрудные и оруденелые габбро–долериты и метасоматиты. Цемент обломков во всех случаях представляют метасоматиты и(или) сплошные сульфиды. Распространение брекчии в разрезе интрузии не выходит за контуры массива и напоминает закрытую эксплозию во фронте магматического клина. Среди норильских геологов нет единогласия в оценке условий формирования этой брекчии. Принимая во внимание особенности проявления и состав брекчии, различные авторы называли ее "эксплозивной" и "метасоматической" [Стеценко, 1966; Зотов,1976], "магматической (интрузивной) псевдобрекчией" [Рябов, 1969: Тарасов, 1976], "интрузивной (эруптивной) брекчией внедрения" и "псевдобрекчией псевдотахилитов" [Рябов, Золотухин, 1970], "магматогенной брекчией" [Люлько и др., 1972] и т. д. Другой тип брекчии представляют собой обломки магматических пород, сцементированные различными по составу пегматоидами. Особенности проявления и описание этих пород будут даны в специальном разделе.

Результаты химического анализа пород опорных разрезов и микрозондовых анализов минералов из этих пород приведены в приложении: Юго–Западная ветвь — табл. 12–17; Северо–Восточная — табл. 18–22; Хараелахская — табл. 23–26.

ВЕРХНЯЯ ЭНДОКОНТАКТОВАЯ ЗОНА. Собственно контактовые фации пород интрузии обычно оказываются сильно измененными, такситизированными или замещенными метасоматитами. Свежие разности пород сохраняются только в периферических частях массива. Помимо контактовых габбро–долеритов в состав ВЭЗ входят безоливиновый, оливинсодержаший, оливиновый, пикритовый, троктолитовый, такситовый габбро–долерит, лейкогаббро, оливиновое, графитовое, палагонитовое габбро и магматогенная брекчия. Большинство разновидностей этих пород, за исключением лейкогаббро, не прослеживаются в виде самостоятельных слоев на большие расстояния. Весь этот пестрый набор пород, связанный единством местонахождения и механизма формирования, норильскими геологами объединяется в горизонт верхних такситовых габбро–долеритов. Впервые верхние такситы были выделены в 1942–1943 гг. В. К. Котульским, который обратил внимание на широкое развитие здесь лейкогаббро, несущего сульфидную минерализацию. В дальнейшем верхние такситы выделялись всеми геологами и нашли место в клас-

сификационной схеме строения норильских интрузий, предложенной М. Н. Годлевским [1959].

Наиболее широко распространенной разновидностью пород ВЭЗ в норильских интрузиях является лейкогаббро. Результаты детальных исследований этих пород в интрузиях норильского рудного узла освещены в работе А. П. Лихачева [1965]. Мощность горизонта лейкогаббро порою достигает нескольких десятков метров и далеко протягивается во фланги интрузии, сечет безоливиновые и контактовые габбро–долериты, давая резкие, но не закаленные контакты с мелкозернистой структурой [Лихачев, 1965; Тарасов, 1976]. Во фланговых частях интрузий Норильск–I и Верхнеталнахская установлено слияние верхних и нижних такситов [Коровяков и др., 1963; Золотухин, Васильев, 1967; Рябов, 1969].

В лейкогаббро иногда встречаются небольших размеров меланократовые обособления, сложенные измененным, редко свежим оливином, Количество таких обособлений в породе возрастает, и она приобретает такситовый или брекчиевидный облик. Первые упоминания о подобных обособлениях как о скоплениях интертеллурического оливина в породах ВЭЗ и о богатых оливином габбро–долеритах в кровле интрузии Норильск–I имеются в работах Г. Б. Роговера [1959], И. А. Коровякова и др. [1963]. Более полная информация о верхних пикритах приводится в статьях [Иванов и др., 1971б; Тарасов, 1976; Рябов, 1982; 1984].

Верхние пикриты и троктолиты известны в интрузиях Норильск–I, Норильск–II и Верхнеталнахская. Мощность пород варьирует от 1,5–4,5 до 50 м [Иванов и др., 1971б]. По данным этих авторов верхние пикриты залегают непосредственно под эруптивной брекчией или на контакте с вмещающими базальтами в обрамлении такситов и лейкогаббро. Пикриты образуют протяженные линзы, в которых нередко встречаются округлые шлиры лейкогаббро и мелкие скопления крупных кристаллов плагиоклаза.

Кроме монолитных пикритовых габбро–долеритов в ВЭЗ встречаются магматогенная брекчия и одиночные меланократовые обособления в лейкократовом габбро. Магматогенная брекчия представляет собой меланократовые обломки, скрепленные лейкократовым цементом. Размер обломков измеряется первыми сантиметрами, форма их угловатая, границы резкие, но без закала. Вокруг обломков часты каймы плагиоклаза мощностью до 1 см, которые на удалении переходят в такситовые или троктолитовые габбро–долериты и далее в лейкогаббро. Состав обломков и меланократовых обособлений отвечает пикритовым или троктолитовым габбро–долеритам, либо оливинитам с плагиоклазом, шпинелью, клинопироксеном или без них, либо пироксенитам. Обычно обломки бывают сильно изменены, в связи с чем широко представленными оказываются серпентин, боулингит, амфибол, слюда, хлорит. Вокруг обломков нередко появляется зона, обогащенная углеродистым веществом. Особенностью магматической брекчии является то, что в случае четко выраженного обломковидного строения состав цемента отвечает лейкогаббро или даже плагиоклазиту, а при корродированных, расплывчатых формах обломков в цементе происходит повышение доли темноцветных минералов и появляется атакситовость. Можно проследить переход с теневыми брекчиевидными текстурами просвечивания в такситовый габбро–долерит и лейкогаббро.

Некоторое представление о строении ВЭЗ Верхнеталнахской интрузии дает рис. 3.9, из которого можно видеть, что мощности ВЭЗ и отдельных разновидностей пород варьируют, контактовые фации в виде долеритов и габбро–долеритов сохраняются спорадически, а в случае их отсутствия породы ВЭЗ граничат непосредственно с метасоматитами, образовавшимися по осадочным породам. Породы ВЭЗ подстилаются габбро–диоритами или призматически–зернистыми габбро–долеритами. Богатые оливином породы (см. рис. 3.9 — заштриховано) располагаются в различных частях разреза и постоянно сопровождаются такситами и лейкогаббро. В различных по составу породах нередки небольшие округлые обособления, напоминающие миндалины или миароловые полости, сложенные палагонитом–I, биотитом, апатитом, амфиболом, ангидритом, гипсом, кальцитом, сульфидами. В ряде случаев были встречены проявления дендритовидных кристаллов оливина или плагиоклаза (и клинопироксена) длиною 3–6 см и вариолиты, которые были представлены срастаниями плагиоклаза и клинопироксена в виде сферокристаллов диаметром 2–3 см.

ПЕТРОГРАФИЯ. Основная масса пород ВЭЗ имеет большое сходство с одноименными петрографическими разновидностями габбро–долеритов, встречающихся в разрезе интрузии. Наряду с этим здесь отмечаются ряд особенностей, которые характерны только для этого горизонта пород и являются важными для выяснения петрогенезиса пегматоидов и формирования Pt–малосульфидных руд, приуроченных к ВЭЗ.

Лейкократовое габбро является основной разновидностью пород ВЭЗ. Порода имеет порфировидную, габбровую, габбро–офитовую структуру с элементами офитовой, пойкилоофитовой, пегматитовой и атакситовой. Главными породообра-

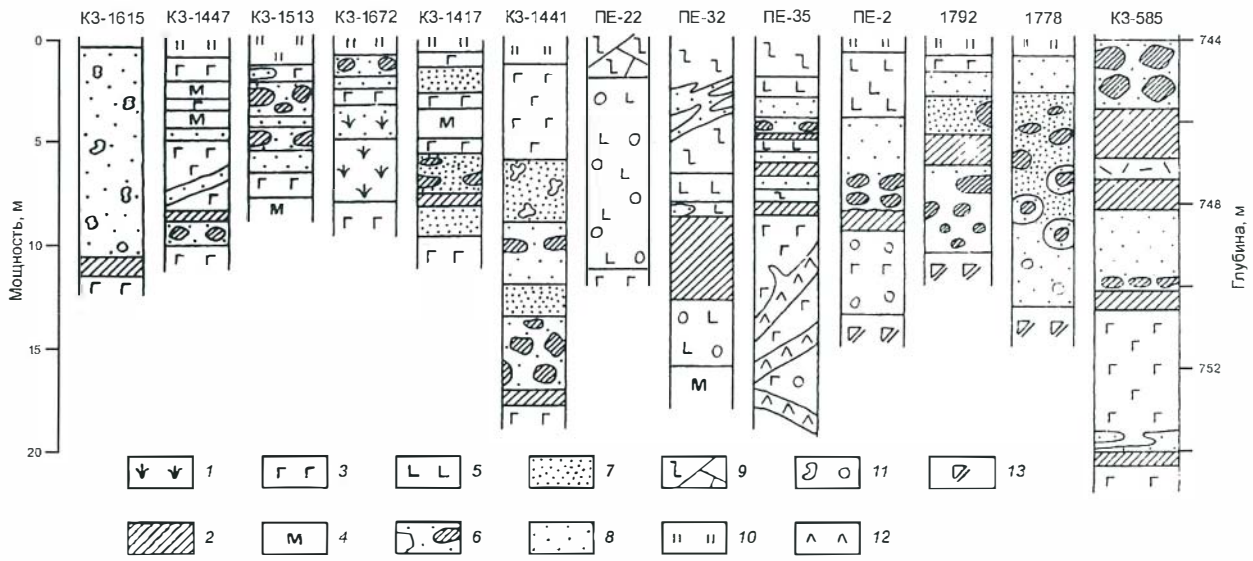


Рис. 3.9. Колонки скважин, показывающие строение верхних эндоконтактовых зон интрузий Верхнеталнахской и Норильск-I. По данным бурения НКГРЭ (г. Норильск).

1 — дендритовидные мегакристаллы пироксена и оливина; *2* — богатые хромитом и(или) оливином г-д; *3* — безоливиновые и оливинсодержащие г-д; *4* — призматически-зернистый г-д; *5* — долерит; *6* — магматогенная брекчия; *7* — такситовый г-д; *8* — лейкогаббро; *9* — трещиноватые базальты; *10* — контактово-измененные породы; *11* — миаролитовые полости; *12* — жилы стекловатых афанитов; *13* — метадиориты.

зующими минералами являются плагиоклаз (65–90 %) и клинопироксен (5–30 %). Из других фаз, порою существенно изменяющих структуру и облик породы, в переменных количествах присутствуют: палагонит (3–35 %), оливин (0–10 %), минералы группы шпинели (1–20 %), биотит (до 10 %), апатит (до 5 %), амфиболы (до 7 %), сульфиды (от 3–5 до 10 %), реже встречаются кварц и микропегматит, ильменит, сфен, серпентин, боулингит, хлорит, пренит, кальцит, гипс, цеолиты и др. Лейкогаббро имеет сравнительно устойчивый состав, а минералого-петрографические описания их неоднократно приводились в различных публикациях [Лихачев, 1965; Золотухин и др., 1975; Наторхин и др., 1977; и др.]. Изменения обычных для лейкогаббро соотношений пироксена и плагиоклаза, связанные с увеличением количества темноцветных минералов, обычно сопровождаются появлением атакситовой структуры.

Основной структурный рисунок лейкогаббро создают срастания крупных кристаллов плагиоклаза и клинопироксена. В интерстициях между ними располагаются мелкокристаллические проявления этих же минералов, а также палагонит, рудные минералы, биотит, апатит, кальцит, хлорит, кварц и микропегматит. Амфибол проявляется в виде пойкилокристаллов, псевдоморфоз по клинопироксену и мелкозернистых агрегатов в мезостазисе. Крупные кристаллы клинопироксена имеют состав диопсида $Wo_{45-47}En_{43-41}Fs_{12-23}$ ($f = 21–23$ ат.%), мелкозернистые участки сложены авгитом $Wo_{39}En_{45}Fs_{16}$ ($f = 25$ ат.%) и амфиболом ($f = 22–24$ ат.%). Среди плагиоклазов здесь выделяются крупные таблицы битовнита $Ab_{22-20}An_{79-78}$ и призмы лабрадора $Ab_{37-39}Or_1An_{62-60}$ (см. пасп. 89, 90). Размер угловатых интерстиций в лейкогаббро варьирует от долей миллиметра до 0,1–0,3 см, а объем не превышает 3–5 %. Наряду с этим среди указанных пород выделяются разновидности с повышенными размером и количеством мезостазиса.

Палагонитовое глобулярное габбро представляет собой породу офитопойкилоофитовой структуры с широкими вариациями компонентов салической и мафической составляющих. Крупные таблицы плагиоклаза обычно бывают изменены, а более мелкие призмы имеют состав $Ab_{47}Or_2An_{51}$. Кристаллы клинопироксена $Wo_{39}En_{48}Fs_{13}$ (см. пасп. 91) обычно сохраняются свежими. Из других минералов в габбро встречаются листочки бурого биотита ($f = 19$ ат.%), хлорит, сфен, лейкоксен, а из рудных — ильменит, который образует крупные зерна и мелкие вростки в лейкогаббро. Своеобразие породы заключается в глобулярной форме проявления палагонита, количество которого составляет от 10–15 до 25–30 %. Обособления палагонита имеют неправильную изометричную или вытянутую овальную или угловатую форму, напоминающую миароловые образования. Размер обособлений от 0,3 × 0,5 до 2 × 3 см. Глобулы имеют резкие границы и располагаются в существенно полевошпатовой матрице, либо находятся в центральных

частях крупных (5 × 7 см) скоплений клинопироксена гетеробластовой структуры. Между размерами глобул и скоплений клинопироксена, обрамляющих их, отмечается обратная зависимость.

Под микроскопом в глобулах наблюдается темно–бурый палагонит с однородным строением или с сотовым, которое создается светло–бурыми ячейками и темно–бурыми петлями вокруг них. Здесь же можно проследить переход сплошного палагонита в мелкокапельные проявления, напоминающие боулингит. Между капельками отмечаются соизмеримые с ними и близкие по форме зерна плагиоклаза $Ab_{53}Or_2An_{45}$ (см. пасп. 91). В отдельных случаях среди "капельных" палагонитов встречаются гранулы оливина (Fa_{31}). Нередко в палагоните наблюдаются лейсты плагиоклаза с вилкообразными окончаниями, длиннопризматические клинопироксены. Палагонит в сплошных массах, а также в ячеистых и капельных его проявлениях бывает как изотропным, так и анизотропным.

Графит–палагонитовое глобулярное габбро по всем структурно–петрографическим признакам имеет большое сходство с вышеописанным палагонитовым габбро. Главной отличительной особенностью этой породы является повышенное количество графита, достигающее 5–7 %. Графит выстилает стенки палагонитовых глобул одним или двумя слоями. По контуру глобул, тангенциально к их поверхности, располагаются лейсты плагиоклаза. На внешней поверхности глобул графит нередко образует плоские гексагональные кристаллы, а на внутренней — нередко щетки игольчатых кристаллов (см. пасп. 92). Кроме того, в палагонитовой массе наблюдаются графитовые ежи, каймы обрастания раннего плагиоклаза и плагиоклаз–пироксеновых сростков, а также шарообразные и кольцевидные срезы, которые, по–видимому, связаны с мелкими газовыми пузырьками. Указанием на рост минерала из газовой фазы являются игольчатые кристаллы графита с высоким содержанием в нем фтора (6,9–10,4 мас.%). Кроме того, в палагоните наблюдаются кристаллы фтор–апатита (F — 3,2–3,6 мас.%, Cl — 0,3–0,5 мас.%) и мелкие скелетные кристаллы клинопироксена.

Крупные кристаллы клинопироксена в габбро имеют состав авгита $Wo_{45-44}En_{42-43}Fs_{13-12}$, а мелкие в палагоните — диопсида $Wo_{47-48}En_{25-29}Fs_{29-24}$. Дополнительно, второй отличается от первого более высоким содержанием CaO, FeO, MnO, Na_2O и более низким — MgO, Al_2O_3, Cr_2O_3. Тенденции изменения состава от центра к краю в зональных кристаллах у них сходны.

Судя по особенностям проявления и состава палагонитовых глобул, можно предполагать, что их возникновение обусловлено магматогенным обособлением флюидизированной жидкости, раскристаллизация которой была затруднена из–за резкого падения температуры. В результате образовался палагонит–I, который является аналогом обогащенного летучими стекла. Его не следует путать с палагонитом–II, возникающим при низкотемпературном гидротермальном изменении основных пород. Представления о магматогенной природе палагонита–I и гидротермальной палагонитизации высказывали Д. С. Белянкин, Д. П. Сердюченко, В. И. Гоньшакова, В. В. Ляхович и др. [Архипова, Наторхин, 1971]. Информация по этому вопросу детально рассмотрена в работе В. В. Рябова [1989в].

Такситовые габбро–долериты имеют характерную атакситовую структуру, которую создает сочетание участков породы различного состава, размера зерен и структурных особенностей их срастаний. Главными минералами такситов являются плагиоклаз и клинопироксен и постоянно присутствующие в переменных количествах оливин, оксиды и сульфиды. Из других минералов, количество которых порою достигает значительных концентраций, отмечаются амфибол, биотит, апатит, кальцит, из вторичных — хлорит (см. пасп. 93–100).

Одной из особенностей пегматоидов ВЭЗ интрузий норильского типа является существование здесь обогащенных хромитом разностей пород наряду с бесхромитовыми. Те и другие содержат переменное количество сульфидов, но в бесхромитовых пегматоидах оно может быть более высоким (10–15 % и более), чем в хромитсодержащих.

Бесхромитовые такситовые габбро–долериты имеют большое сходство с одноименными породами НЭЗ интрузии. Для верхних такситов можно отметить часто встречающиеся мелкозернистые участки, сложенные клинопироксеном с палагонитом или с плагиоклазом и реже с мелкогранулированными оливинами, которые характерны для нижних такситов. Проявления палагонита в такситовых габбро–долеритах уже не являются индивидуализированными обособлениями как в палагонитовом глобулярном габбро. Количество его здесь не более 3–5 %, и он располагается в мезостазисе мелкозернистых участков.

Крупнокристаллические срастания клинопироксена и плагиоклаза в такситовом габбро–долерите имеют соответственно состав авгита $Wo_{44-49}En_{41-46}Fs_{9-11}$ и лабрадора $Ab_{42-44}Or_{2-3}An_{55-54}$. Краевые каймы зональных плагиоклазов приобретают состав андезина

$Ab_{63}Or_4An_{33}$ (см. пасп. 93). Клинопироксен из мелкозернистых участков в этой породе имеет состав диопсида $Wo_{45-50}En_{41-48}Fs_{7-10}$. В другом мелкозернистом участке такситового габбро–долерита ассоциация клинопироксена и плагиоклаза, расположенных в палагоните, была представлена диопсидом $Wo_{50-52}En_{42-34}Fs_{8-15}$ и олигоклазом $Ab_{74}Or_4An_{22}$ (см. пасп. 94). При сравнении состава клинопироксенов из мелкозернистых участков в такситовых габбро–долеритах оказывается, что диопсиды, находящиеся в палагоните, имеют более высокое содержание Al_2O_3 (3,48–6,04 мас.%), чем минерал из раскристаллизованных участков, Al_2O_3 в котором 1,46–3,43 мас.%.

Минералы, содержащие летучие компоненты (амфибол, биотит, апатит, кальцит, гипс, сульфиды), распределяются в такситовых габбро–долеритах неравномерно. Обычно их небольшие скопления приурочены к мезостазису, но нередко, ассоциируя с палагонитом, они образуют скопления по форме и размерам сходные с глобулярными палагонитами. В таких участках пород состав породообразующих минералов испытывает значительные колебания.

В обогащенном сульфидами такситовом габбро–долерите (см. пасп. 95, 96) крупные призмы клинопироксена имеют состав авгита $Wo_{42-43}En_{47-48}Fs_{10}$, ранний плагиоклаз изменен, а обрамляющие сульфидные вкрапленники мелкие призмы имеют состав олигоклаза $Ab_{82}Or_6An_{12}$ или чистого альбита (Ab_{100}). Увеличение количества сульфидов в породе сопровождается изменением состава клинопироксена до диопсида $Wo_{47-48}En_{46-51}Fs_{7-1}$ с отчетливым понижением железистости от центра к краю зональных кристаллов (см. пасп. 97). В этих породах присутствуют фторсодержащие биотит и апатит, причем доля хлора в сумме галогенов оказывается в первом ниже, чем во втором.

Количество апатита в такситовом габбро–долерите порою достигает 3–5 %. К обогащенным апатитом участкам оказываются приурочены крупные выделения сульфидов, шарики, сложенные кальцитом, кальцитом с апатитом и альбитом, альбитом и сфеном. Клинопироксены и плагиоклазы здесь часто бывают изменены. Короткопризматические кристаллы апатита изобилуют флюидными включениями, гомогенизация которых, проведенная И. В. Моториной, оказалась невозможной из–за взрывов включений при нагревании. В составе апатитов из пегматоидов ВЭЗ установлены широкие вариации (мас.%) F (0,21–5,0) и Cl (0–3,90). Основная масса минерала отвечает фтор–апатиту.

Количество оливина в верхних такситовых габбро–долеритах широко варьирует, создавая спектр пород от безоливиновых до богатых оливином меланократовых разностей. В большинстве пород оливин образует небольшие скопления мелких гранул или одиночные крупные лапчатые кристаллы. Содержание минерала в этих породах не более 3–5 %, и он обычно бывает замещен боулингитом. Наиболее обогащенными оливином (до 50–65 %) являются обломки **магматогенной брекчии,** сцементированные лейкогаббро. Между магматогенной брекчией и такситовыми габбро–долеритами порою прослеживаются постепенные переходы, связанные с различной степенью корродирования меланократовых сегрегаций лейкократовым материалом [Рябов, 1984]. В такситовых габбро–долеритах иногда сохраняются роговиковые или гранобластовые структуры просвечивания мелкозернистых обломков и своеобразный состав слагающих минералов — зеленой шпинели и форстерита, которые часто встречаются в обломках магматогенной брекчии. Магматогенная брекчия ВЭЗ имеет большое сходство с одноименной породой из Хараелахской ветви Верхнеталнахской интрузии, где она проявилась во всем многообразии. Поэтому детальная характеристика этих своеобразных пород будет приведена в специальном разделе, а здесь отметим лишь некоторые особенности их состава.

Обломки магматогенной брекчии ВЭЗ сложены гранобластовым агрегатом шпинели, плагиоклаза и оливина (Fa_{10}). Шпинелиды представлены хромшпинелидом (Cr_2O_3 = 27,31–31,02 мас.%), который проявляется в виде мелких включений в оливине и плагиоклазе, и зеленой шпинелью (Cr_2O_3 = 0,54–1,36 мас.%), которая образует вростки в оливине и плагиоклазе, а также самостоятельные кристаллы в мезостазисе породы. Оливин лейкократового габбро из цемента магматогенной брекчии имеет состав хризолита Fa_{14} (см. пасп. 101, 102).

Пикритовые и троктолитовые габбро–долериты ВЭЗ имеют сегрегационную, пойкилоофитовую и пойкилитовую структуры. Количество оливина в породах составляет от 25–30 до 40 %. Он образует идиоморфные короткопризматические кристаллы, мелкие округлые и субидиоморфные вростки в клинопироксене и плагиоклазе и крупные кристаллы с элементами скелетных форм. В последних часто отмечается совершенная спайность и округлые биотит–серпентиновые включения. Плагиоклаз и клинопироксен часто образуют крупные поля с пойкилитовыми вростками оливина. Количество клинопироксена в пикритовых габбро–долеритах достигает 25–30 %, а в троктолитовых — не превышает 10–15 %. Одно из глав-

ных различий пород — наличие вкрапленности хромшпинелидов в пикритовых габбро–долеритах (см. пасп. 103) и отсутствие ее в троктолитовых габбро–долеритах (см. пасп. 104). Оливины в этих породах имеют близкую железистость (соответственно Fa_{23-24} и Fa_{20-21}), но в троктолитовых габбро–долеритах появляются генерации минерала, истощенные силикатным никелем. Клинопироксен пикритовых габбро–долеритов имеет состав диопсида $Wo_{45-50}En_{45-43}Fs_{10-7}$ с тенденцией понижения железистости от центра к краю зональных кристаллов и увеличения Cr_2O_3 от 0,02 до 0,18 мас.% в этом же направлении. В троктолитовом габбро–долерите встречается амфибол (f = 21,5 ат.%) и биотит (f = 17–18 ат.%), в составе которых хлор преобладает над фтором. В пикритовых габбро–долеритах присутствует каплевидная и интерстиционная сульфидная вкрапленность, которая практически отсутствует в троктолитовых габбро–долеритах.

Количество хромшпинелидов в пикритовых габбро–долеритах обычно не превышает 3–5 %. Минерал образует скопления и дорожки мелких зерен в клинопироксене и в плагиоклазе. Внутри кристаллов оливина хромшпинелиды встречаются редко и обычно бывают приурочены к трещинам. Наряду с этим количество хромшпинелидов в богатых оливином породах может достигать 25–30 % и более, но такие породы обычно бывают сильно изменены и об оливине в них можно судить только по сохранившимся псевдоморфозам, которые образуют лишенные хромшпинелидов окна среди его богатой сыпи. Отсутствие хромшпинелидов внутри псевдоморфоз, по–видимому, может служить основанием для предположения об образовании основной массы рудных оксидов после кристаллизации оливина.

Хромитсодержащие пегматоиды являются специфическими породами, характерными для ВЭЗ только интрузий норильского типа. Структурные особенности и состав силикатной части пород сходны с бесхромитовыми пегматоидами и только присутствие повышенных концентраций хромшпинелидов объединяет эту группу пород и выделяет их среди других пегматоидов.

Количество шпинелидов в пегматоидах изменяется от 0,5 до 5–7 %, участками до 20–30 %, реже до 40 %. Повышенные концентрации минерала встречаются в различных по составу породах, дополняя и создавая атакситовый характер структуры [Рябов, 1984]. Минералы группы шпинели представлены главным образом хромшпинелидами или хромитами, реже встречается зеленая шпинель. Хромиты распределяются в породах неравномерно — в виде овальных изометричных участков (0,2–10 мм до 3–7 см) с богатой мелкой (5–20 мкм) рудной сыпью. Эти участки, в свою очередь, образуют небольшие скопления, более крупные шлиры, линзы, системы линз, которые создают сложный по внутреннему строению протяженный горизонт переменной мощности. Некоторое представление о хромитоносном горизонте можно получить из работы С. Ф. Служеникина с соавторами [1994].

Участки с густой хромитовой вкрапленностью имеют резкие границы с безрудными частями породы. Под микроскопом видно, что эта граница часто проходит даже через одно зерно, так что одна часть кристалла изобилует вростками хромита, а другая — лишена их полностью. Сыпь хромита не нарушает структурный рисунок породы и позволяет различать те же петрографические разновидности, что и в бесхромитовых породах (см. пасп. 105). Включения хромита пронизывают клинопироксен, основную массу плагиоклаза, биотит, амфибол, изредка встречаются внутри отдельных зерен оливина, но обычно обрастают его. Наряду с этим, хромиты обрастают каплевидные вкрапленники сульфидов, крупные таблицы раннего плагиоклаза в лейкогаббро и округлые глобулы палагонита–I (см. пасп. 106). Особенности распределения хромитов и взаимоотношения их с другими фазами позволяют довольно определенно судить о времени формирования оксидов в процессе петрогенезиса.

Особый генетический интерес представляют пузырчатые формы проявления шпинелидов, которые располагаются в мезостазисе между крупными кристаллами раннего плагиоклаза (см. пасп. 107). Здесь шпинелиды образуют цепочки зерен по контуру пузырей, внутри которых находятся биотит, хлорит и реликты измененного плагиоклаза. Концентрация шпинелидов в матрице порою достигает состояния сплошных хромититов с округлыми окнами, лишенными хромитов. На удалении от скопления хромитов пузырчатая текстура породы сохраняется, но количество шпинелидов в матрице резко сокращается и они в ней практически исчезают, сохраняясь лишь по контуру пузырей, количество которых также резко сокращается. Примечательной особенностью состава шпинелидов из подобных пузырчатых образований является то, что в богатых шпинелидами участках породы состав минерала из матрицы породы и расположенных на стенках пузырей отвечает магнезиоалюмохромиту. В бедных шпинелидами участках породы, где минерал сохраняется только на стенках пузырей, он имеет состав зеленой шпинели (см. пасп. 107). Состав минерала изменяется настолько резко, что шпинелиды из соседних пузырей могут иметь различный состав.

Главным темноцветным минералом в обогащенных хромитом породах нередко становится светло–зеленый до бесцветного амфибол, который порою образует сплошные гетерогранобластовые агрегаты с включениями реликтовых минералов или с сохранением структур просвечивания исходных пород. Хромит в этих породах образует сплошную мелкую сыпь, в которой выделяются лишенные оксида небольшие участки. Последние представляют собой реликты раннего плагиоклаза, псевдоморфозы амфибола (нередко гомоосевые) по оливину или пузыри, в которых хромиты образуют цепочку зерен по контуру вакуоли, а внутренняя, лишенная хромита, область сложена амфиболом (см. пасп. 108, 109).

Проявления пузырчатых и миндалекаменных текстур и широкое распространение минералов, содержащих летучие компоненты, не оставляет сомнения в участии флюидов в петрогенезисе и рудообразовании в пегматоидах ВЭЗ. По мере консолидации магматического тела и падения температуры флюиды не исчезали бесследно, а продолжали участвовать в позднемагматическом преобразовании пород самой интрузии и ее обрамления. К наиболее высокотемпературным, ультраметаморфическим продуктам их деятельности относятся магнезиальные скарны, которые нередко встречаются в пегматоидах ВЭЗ и являются закономерным звеном в эволюционной цепи флюидно–магматической системы. Яркий пример этого — высокохромистые магнезиальные скарны фронтальной части Юго–Восточной ветви Верхнеталнахской интрузии [Рябов и др., 1996 в].

Хромитовые магнезиальные и магнезиально-известковые скарны состоят из красно–бурой полупрозрачной шпинели (30–80 %), клинопироксена (15–30 %), ярко зеленого граната (5–20 %), сульфидов (1–5 %), оливина, ангидрита, пренита, хлорита и углеродистого вещества (см. пасп. 110). Структура пород гранобластовая и пойкилитовая. В магнезиальных скарнах порою сохраняются реликты высокохромистых пегматоидов. Своеобразие пород создает необычный парагенезис высокохромистых минералов [Рябов и др., 1996в]. Среди гранатов выделяются ранее не встречавшиеся в природе разновидности, содержащие (мас.%): Cr_2O_3 до 19,4 и TiO_2 до 8,9 при $FeO_{общ.}$ менее 0,4. Особенность состава клинопироксена заключается в проявлениях хромдиопсида и хромфассаита, содержания Cr_2O_3 и Al_2O_3 в которых составляют соответственно (мас.%): 0,8–3,9 и 0,6–2,0; 3,1–5,2 и 5,9–7,5. Хромдиопсиды и хромфассаиты с такой высокой хромистостью в природе являются редкостью. Хромшпинелиды скарнов по составу отвечают магнезиоалюмохромитам и магнезиохромитам. В их составе определены (мас.%): TiO_2 — 0,3–3,2; Al_2O_3 — 10,1–35,0; Cr_2O_3 — 30,8–68,6; FeO — 0,4–13,6; MnO — 0,2–1,2; MgO — 15,6–24,8. Сравнительный анализ состава минералов магнезиальных скарнов и магматических пород будет приведен в специальном разделе этой работы.

Другой тип магнезиального скарна из обособления в лейкократовом габбро представляет собой шпинель–монтичеллитовую породу с титаномагнетитом и перовскитом (см. пасп. 111). В монтичеллите определены (мас.%) FeO — 4,52–4,89, в шпинели TiO_2 — 0,91–3,62, Cr_2O_3 — 0,08–0,76, а в титаномагнетите TiO_2 — 8,34, MnO — 1,10, V_2O_5 — 0,54.

ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЗОНА. Эта часть разреза траповых интрузий дает представление о степени дифференцированности магматических тел. ЦЗ Верхнеталнахской интрузии, как известно, сложена трехчленной расслоенной серией пород: безоливиновые — оливинсодержащие, оливиновые и пикритовые габбро–долериты, которая свидетельствует о полнодифференцированном строении массива. Петрография пород ЦЗ норильских интрузий имеет большое сходство и подробно описана различными исследователями [Годлевский, 1959; Коровяков и др., 1963; Золотухин, 1964; Додин, Батуев, 1971; Золотухин и др., 1975; Наторхин и др., 1977; Дистлер и др., 1979; и др.], поэтому здесь мы отметим лишь некоторые особенности строения и состава главных типов габбро–долеритов, располагающихся сверху вниз по разрезу интрузии.

Горизонт безоливиновых и оливинсодержащих габбро–долеритов находится в верхней части расслоенной серии пород. Снизу вверх по разрезу отмечается увеличение зернистости пород и последовательная смена основных структурных разновидностей от пойкилоофитовой через офитовую до призматически–офитовой (призматически–зернистой).

В верхней части расслоенной серии пород ЦЗ располагаются крупнокристаллические призматически–зернистые габбро–долериты пегматоидного облика с кварцем или без него (см. пасп. 112). Порода состоит из плагиоклаза $Ab_{50}Or_2An_{48}$ (40–60 %), калишпата (1–3 %), клинопироксена $Wo_{42-40}En_{47-45}Fs_{11-15}$ (15–40 %) (КЗ-184/131,0, см. приложение, табл. 14) и палагонита (10–20 %), в ней постоянно отмечается амфибол (f = 42 ат.%) в количестве 1–3 %. В головных частях интрузии его содержание заметно возрастает и в метадиоритах он часто становится главным темноцветным минералом. Из других

минералов в породе присутствуют переменные концентрации биотита, апатита, кальцита, пренита, хлорита, из рудных — титаномагнетит и ильменит (3–7 %), сульфиды (0,5–5 %).

Палагонит в породе проявляется в интерстициях и образует небольших размеров обособления, к которым часто бывают приурочены водосодержащие и рудные минералы. Повышенные концентрации палагонита в породе являются важным петрогенетическим признаком, свидетельствующим об обогащенности расплава летучими компонентами [Наторхин и др., 1977]. О температурных условиях формирования этих пород дают представление результаты экспериментов по гомогенизации включений минералообразующей среды в кварце, которые отвечают 1060–1070 °С [Ворцепнев, 1978].

В головных частях Юго–Западной и Северо–Восточной интрузивных ветвей Верхнеталнахской интрузии широко распространены розовые крупнозернистые породы — метадиориты или габбро–диориты. Главными компонентами этой породы являются плагиоклаз $Ab_{50-70}Or_{2-4}An_{48-26}$ до $Ab_{98-100}Or_{0-2}$ (40–50 %), калишпат (3–7 %), клинопироксен $Wo_{40-35}En_{46-41}Fs_{13-23}$ (10–25 %) до $Wo_{25}En_{6}Fs_{69}$ (50–10 %), амфибол (f = 92 ат.%) (3–20 %) и палагонит (10–30 %). В меньших количествах присутствуют пренит, биотит, сфен, кальцит, ильменит и др. (см. пасп. 113, 114). Максимальную мощность (до 110 м) эти породы имеют во фронтальных частях магматического тела. В отдельных пересечениях интрузии метадиориты занимают место безоливиновых, оливинсодержащих и даже оливиновых габбро–долеритов, которые отсутствуют здесь, и метадиориты оказываются отделенными от горизонта пикритовых габбро–долеритов прослоем оливин–биотитовых габбро–долеритов мощностью 2–3 м. Смена призматически–зернистых габбро–долеритов метадиоритами в направлении от прикорневых к головным частям магматической колонны, а также увеличение в этом направлении мощности метадиоритов, измененности раннемагматических минералов и щелочности пород находит вполне удовлетворительное объяснение миграцией летучих вверх по восстанию магматического тела и накоплением их и продуктов переноса в голове магматической колонны.

Безоливиновые, кварц– и оливинсодержащие габбро–долериты представляют собой среднезернистые породы офитовой, габбро–офитовой, пойкилоофитовой, участками толеитовой структуры. Породы состоят из плагиоклаза An_{79-48} (40–65 %), клинопироксена $Wo_{41-44}En_{49-42}Fs_{10-16}$ (10–40 %) и переменных количеств оливина Fa_{36-18} (0–5 %), кварца (0 до 4–6 %), титаномагнетита и ильменита (9–15 %), палагонита (3–10 %), калишпата (0–1,5 %), амфибола (0–3 %), биотита, хлорита (см. пасп. 115 и приложение табл. 13–17). В безоливиновых разностях нередко встречаются псевдоморфозы боулингита по оливину.

Горизонт оливиновых габбро–долеритов сложен породами пойкилоофитовой, офитовой, участками габбро–офитовой, панидиоморфнозернистой структуры. Габбро–долериты состоят из плагиоклаза $Ab_{13-24}Or_{1}An_{87-76}$ (30–75 %), клинопироксена $Wo_{37-43}En_{45-47}Fs_{10-17}$ (10–40 %), оливина Fa_{25-35} (5–18 %), титаномагнетита, ильменита и сульфидов (1–10 %), в небольших количествах отмечаются ортопироксен, биотит (f = 26–30 и 85 ат.%), апатит, сфен, из вторичных пренит, серпентин, боулингит, хлорит (см. пасп. 116, 118). В породе иногда встречаются зерна хромшпинелида (см. пасп. 119). В нижней части горизонта некоторые геологи дополнительно выделяют обогащенную биотитом зону пород как оливин–биотитовый габбро–долерит.

Акцентируя внимание на мелкозернистой пойкилоофитовой структуре оливиновых габбро–долеритов в нижней части горизонта, М. К. Иванов с соавторами [1971б] рассматривают их в качестве контактовых образований базитового слоя на границе с нижележащими пикритовыми габбро–долеритами. Относительно взаимоотношения оливиновых и пикритовых габбро–долеритах в литературе [Годлевский, 1959] существовало представление о постепенном переходе одних пород в другие. Такое суждение подтверждало механизм кристаллизационно–гравитационной дифференциации магматического расплава в камерных условиях. К сожалению, редкая сеть точек петрографического и аналитического опробования, действительно, дают сравнительно плавное изменение количественно–минералогических и геохимических показателей пород. Вместе с тем, сгущение точек опробования позволило выявить резкий переход между прилегающими оливиновыми и пикритовыми габбро–долеритами. На визуально определимый четкий контакт этих пород в свое время указывал М. Ф. Смирнов [1966], позднее это подтвердили целенаправленные исследования М. К. Иванова с соавторами [1971б], а в дальнейшем отмечали и другие геологи. Цитируемые исследователи считают, что мощность переходной зоны между оливиновыми и пикритовыми габбро–долеритами составляет не более 10 см. Существование резкого контакта между этими породами подтверждается не только петрографически, но и результатами химических анализов пород —

по резким перегибам концентрационных кривых петро– и рудогенных химических элементов [Рябов, Якоби, 1981], которые еще будут обсуждаться в этой работе. Следует отметить, что в ряде случаев на границе базитовой и гипербазитовой частей разреза ЦЗ отмечается переслаивание пород или проявления пегматоидов — такситовых и(или) троктолитовых габбро–долеритов, которые усложняют и затушевывают зону перехода.

Горизонт пикритовых габбро–долеритов является характерным для интрузий норильского типа. Мощность его в поперечных и продольном сечениях магматических тел варьирует, но в целом подчиняется общей для интрузий закономерности, согласно которой максимальные значения (80 м для Верхнеталнахской интрузии и 120 м для Норильск–I) имеют место в килевидных переуглублениях ложа массива и вытягиваются вдоль осевой корытообразной части интрузивных ветвей [Додин, Батуев, 1971; Тарасов, 1976; Золотухин и др., 1975; Наторхин и др., 1977; Лихачев, 1988; и др.]. Это показано на приводимых в этих работах картах изопахит и продольных разрезах по интрузии. В бортах интрузии горизонт пикритовых габбро–долеритов утоняется и выклинивается или переходит в линзы обогащенных оливином пород среди такситовидных габбро–долеритов, которые в дальнейшем сменяются офитопойкилоофитовыми габбро–долеритами и долеритами.

В виде включений в пикритовых габбро–долеритах наблюдаются небольшие округлые тела лейкогаббро, количество которых увеличивается в приподошвенных частях горизонта. В этом же направлении возрастает размер включений, а форма нередко трансформируется в линзовидную и прожилковую. На границе с нижележащими породами количество лейкократовых прожилков увеличивается настолько, что порода приобретает вид псевдобрекчии, которая ниже по разрезу сменяется такситовыми габбро–долеритами.

Под микроскопом пикритовые габбро–долериты имеют сегрегационную, гипидиоморфную, панидиоморфнозернистую, порфировую, пойкилитовую, офитовую структуры с элементами грануляционной. Порода состоит из оливина (25–40 %), плагиоклаза (10–30 %), клино– и ортопироксена (10–40 %), рудных (7–30 %). Из других минералов отмечаются биотит и шпинелиды, вторичные представлены серпентином, боулингитом, хлоритом, пренитом, поздним магнетитом и др. Широкие количественные вариации главных породообразующих минералов в породах пикритового горизонта дают основания выделять здесь троктолиты, троктолитовые габбро–долериты, меланократовые троктолиты [Додин, Батуев, 1971]. Встречающиеся в этом горизонте породы с количеством оливина до 70 % и более некоторые исследователи называют плагиоперидотитами, плагиоклазовыми оливинитами и оливинитами и рассматривают их в качестве крайних продуктов кристаллизационной дифференциации [Суханова, 1968; Додин, Батуев, 1971]. Однако по имеющимся у нас данным эти породы не являются нормальными дифференциатами магматического расплава и ведущую роль в их образовании играли летучие. Детальная характеристика этих пород будет дана в разделе "Магматогенная брекчия Хараелаха".

Количественно–минералогические исследования, проведенные в 1950 г. Г. М. Шешуковой по разрезу пикритов интрузии Норильск–I, показали существование четырех максимумов накопления оливина и сульфидов, а на юге месторождения М. Н. Годлевский выделяет шесть таких максимумов [Урванцев, 1959]. Максимумы сульфидов всегда сдвинуты в них по отношению к максимумам оливина, что, по мнению цитируемого автора, отражает различный удельный вес гравитационно осаждающихся фаз. М. Ф. Смирнов [1966] отмечает, что в пикритовом горизонте чередуются слои с различным содержанием оливина и плагиоклаза при сравнительно постоянном количестве пироксена. Из шести выделенных им слоев наиболее обогащенными оливином являются верхний и второй снизу, наиболее богатая сульфидная минерализация находится в слоях, обогащенных полевым шпатом, а повышенная рудоносность приурочена к нижней части пикритового горизонта на некотором расстоянии от подошвы.

В разрезе пикритового горизонта Верхнеталнахской интрузии также отмечается неравномерное распределение сульфидов, которое проявляется порою в неоднократном чередовании слоев крупнокапельных (от 0,6 × 1,2 до 1,0 × 2,0 см) и мелкокапельных (от 0,2 × 0,4 до 0,6 × 0,8 см) вкрапленных сульфидных руд. Кроме того, вкрапленные руды приподошвенных частей интрузии, включая пикритовые габбро–долериты, имеют зональное распределение различных минералогических сульфидных типов руд [Генкин и др., 1981].

Оливин образует идиоморфные кристаллы и реже изометричные или лапчатые вытянутые зерна. Размер зерен в одном шлифе может различаться на порядок. В кристаллах нередко сочетаются идиоморфные и скелетные формы, довольно часто наблюдаются совершенная спайность и структуры распада твердых растворов в виде штрихпунктирных вростков окисно–рудной фазы в сечении (010) или плоских скелетных кристаллов в сечении (100). Кристаллы оливина имеют высокую степень плоскостной ориентировки,

которая используется геологами для выяснения направления движения расплава [Золотухин, 1964], а также установления турбулентного или ламинарного характера его течения при внедрении в камеру [Лихачев, 1996]. В основе этих исследований априори предполагается внедрение расплава в виде "оливиновой каши", предопределившей ориентированное состояние кристаллов оливина. В противоречии с этим находятся ранее высказываемые предположения о гравитационной сепарации кристаллов оливина в камерах in situ, для которых по формуле Стокса были рассчитаны скорости аккумуляции кристаллов. В. К. Степанов ведущую роль в возникновении стратификации отводит процессам фракционирования под действием сил гравитации и считает, что "ориентировка зерен оливина, несомненно, является результатом воздействия в период кристаллизации оливина вектора силы".

Состав оливина изменяется в широком диапазоне от Fa_{17} до Fa_{40} [Рябов, 1992б]. Тонкие минералогические исследования показали присутствие в нем в виде субмикроскопических включений зеленой магнезиальной шпинели [Степанов, 1977]. Оливин часто оказывается сильно измененным, по трещинам развивается пластинчатый антигорит и магнетит. Нередко от оливина сохраняются только футляры, псевдоморфозы антигорита или боулингита.

Среди пироксенов различаются моноклинные и ромбические. Клинопироксены обычно зональные: в центре находятся зеленые хромистые разности, на периферии — бурые титанистые. Общий состав минерала $Wo_{37-45}En_{46-50}Fs_{8-13}$. Ортопироксен образует самостоятельные кристаллы и каймы обрастания оливина. Его состав $Wo_{2-4}En_{75-77}Fs_{19-22}$. Железистость ортопироксена, как правило, выше, чем у клинопироксена. Плагиоклаз проявляется в виде широких таблиц ($Ab_{15-42}Or_{0-1}An_{85-58}$) с пойкилитовыми вростками оливина и пироксенов и в виде призматических кристаллов ($Ab_{48-64}Or_{1-5}An_{51-31}$). Из других минералов встречаются ильменит, хромшпинелиды или магнетит, зеленая шпинель, фтор–биотит (f = 24,4–28,6 ат.%) и апатит, обогащенный F и Cl (см. насп. 120–126).

Важным генетическим признаком пикритовых габбро–долеритов норильских интрузий является присутствие в породах хромшпинелидов. Этот признак является показателем принадлежности пород к пикрит–базальтовым расплавам, как это следует для Нижнефокинской интрузии, интрузии руч. Пикритовый и лав пикритовых базальтов гудчихинской свиты. Однако в отличие от указанных объектов, имеющих равномерное распределение акцессорного хромита, в горизонтах пикритовых габбро–долеритов интрузий норильского типа распределение минерала крайне неравномерное. Повышенные концентрации хромита до 25–30 % приурочены к кровельным частям пикритового горизонта, в то время как приподошвенные его части оказываются совершенно лишены хромита, а габбро–долериты истощены хромом против кларка для этого типа пород [Рябов, Якоби, 1981].

Среди хромитов выделяются две формы проявления минерала: 1 — рассеянная вкрапленность, которая в акцессорных количествах сравнительно равномерно распределяется в пикритовых габбро–долеритах (см. насп. 127), и 2 — скопления с глобулярными текстурами. Эти типы вкрапленности хромитов детально описаны А. Д. Генкиным, В. В. Дистлером и И. П. Лапутиной [1979]. Цитируемые авторы указывают на приуроченность скоплений хромшпинелидов к приподошвенным частям пикритового горизонта, что, казалось бы, находилось в полном соответствии с положением обогашенных хромитом и оливином пород в подошве расслоенных интрузий по аналогии с известными из литературы классическими примерами [Уэйджер, Браун, 1970]. Однако в норильских интрузиях Г. И. Кавардин и Г. А. Митенков [1971] и В. А. Шатков [Золотухин и др., 1975] отмечали скопления хромитов не в подошве, а в кровле пикритового горизонта, а проведенные на большом материале позднее детальные исследования показали, *что скопления и рассеянная вкрапленность хромшпинелидов приурочена к верхней части пикритового горизонта, а в нижней части горизонта ее нет вообще* [Рябов, Якоби, 1981].

Скопления хромитов образуют овальные изометричные или удлиненные обособления или систему обособлений, размер которых колеблется от 1 см до 1 м, а количество минерала внутри обособлений достигает 50–60 % [Генкин и др., 1979; Феногенов, 1987]. Включения хромита отмечаются в пироксене и плагиоклазе, изредка наблюдаются в оливине и отсутствуют в сульфидах. Граница обособления не зависит от структуры и расположения силикатов, так что одна часть зерна плагиоклаза или клинопироксена может изобиловать включениями хромита, а другая — лишена его полностью. Особенностью проявлений скоплений хромита является постоянная приуроченность к ним глобулярных образований, сложенных минералами, содержащими летучие компоненты: пренит, биотит, ангидрит, карбонат, цеолиты, апатит, хлорит и тальк [Генкин и др., 1979]. Глобулы обычно располагаются в центральных частях скоплений хромита. Дополнительная ин-

формация об особенностях проявления и состава хромитов будет дана в разделе по минералогии.

Сульфидная вкрапленность является характерным компонентом пикритовых габбро–долеритов норильского типа. Существует представление, что она в значительной мере предопределяет своеобразие вещественного состава этих пород рудоносных интрузий [Рябов, 1989в; 1992б]. Сульфиды проявляются в виде каплевидной и интерстиционной вкрапленности. Содержание их в породе варьирует от 5 до 15 %, встречаются сидеронитовые руды, в которых сростки оливина и плагиоклаза реже с клинопироксеном располагаются в сплошной массе сульфидов. Главными минералами являются пирротин, халькопирит и пентландит, встречаются кубанит, троилит, талнахит, моихукит и др. Мелкие каплевидные вкрапленники часто имеют округлую форму, а крупные — приплюснутую, эллипсовидную, реже трубообразную с субгоризонтальной вытянутостью вкрапленников (рис. 3.10). Каплевидные вкрапленники нередко бывают расслоены на халькопиритовую (вверху) и пирротиновую (внизу) части. Встречаются также случаи, когда халькопирит прерывистой каймой обрамляет пирротин или внедряется в него и т. д. Над каплевидными вкрапленниками часто наблюдаются так называемые "реакционные шапки", состоящие из минералов, содержащих летучие компоненты, — биотита, серпентина, амфибола, ангидрита, кальцита, апатита. Важное генетическое значение каплевидным проявлениям сульфидов в пикритовых габбро–долеритах придавал М. Н. Годлевский [1961], как критерию их ликвационного происхождения. В то же время реакционные шапки с водосодержащими минералами над каплевидными сульфидами считались аргументом в пользу метасоматического [Золотухин, 1964] или гидротермального [Елисеев, 1959] происхождения вкрапленников и сульфидных руд вообще.

Рис. 3.10. Формы проявления сульфидных вкрапленников в пикритовом габбро–долерите.

Особенности минералогии пикритовых габбро–долеритов и наши представления о природе пикритовых габбро–долеритов и связанных с ними рудных минералов будут рассмотрены в специальных разделах данной работы.

НИЖНЯЯ ЭНДОКОНТАКТОВАЯ ЗОНА. В ее состав входят породы, лежащие между пикритовыми габбро–долеритами и нижними контактами интрузии. Помимо собственно контактовых габбро–долеритов здесь проявляются пестрые по составу пегматоиды, среди которых основной тип пород представлен такситовыми габбро–долеритами, и меньше развиты троктолитовые габбро–долериты, троктолиты, оливиновое габбро, лейкогаббро, магматогенная брекчия. Все это разнообразие пород объединяется понятием "нижние такситовые габбро–долериты", которые детально описаны в ряде работ [Годлевский, 1959; Золотухин, 1964, 1997; Додин, Батуев, 1971; Иванов и др., 1971; Золотухин и др., 1975; Тарасов, 1976; Наторхин и др., 1977; и др.].

Сохранность контактовых габбро–долеритов в подошве интрузии представляет большую редкость, поскольку они часто бывают такситизированы или метасоматически преобразованы. Мощность габбро–долеритов изменяется от 0,6 до 5,8 м, в среднем около 2 м, иногда возрастает до 10–14 м, обычно на флангах интрузии.

Контактовые габбро–долериты представляют собой средне– и мелкозернистую породу пойкилоофитовой, офитовой, долеритовой структуры. Порода состоит из плагиоклаза (45–55 %), клинопироксена (35–40 %), титаномагнетита и ильменита (3–7 %), изредка встречается оливин Fa_{44} или псевдоморфозы боулингита по нему.

На границе с такситовыми габбро–долеритами в контактовых габбро–долеритах появляются грануляционные структуры, сложенные клинопироксеном и плагиоклазом, реже оливином и плагиоклазом, и прожилковидные обособления крупнокристаллического плагиоклаза. Рас-

положенные под контактовыми габбро–долеритами залежи сплошных сульфидов и связанные с ними летучие активно воздействовали на магматические породы, создавая ореол околорудных измененных пород, аподолеритовых рудных и безрудных метасоматитов биотит–полевошпатового состава, существенно пироксенитовых, серпентинитовых, ангидрит–пироксеновых и др. [Юдина, 1965; Додин, Батуев, 1971; Золотухин и др., 1975; Туровцев, 1972].

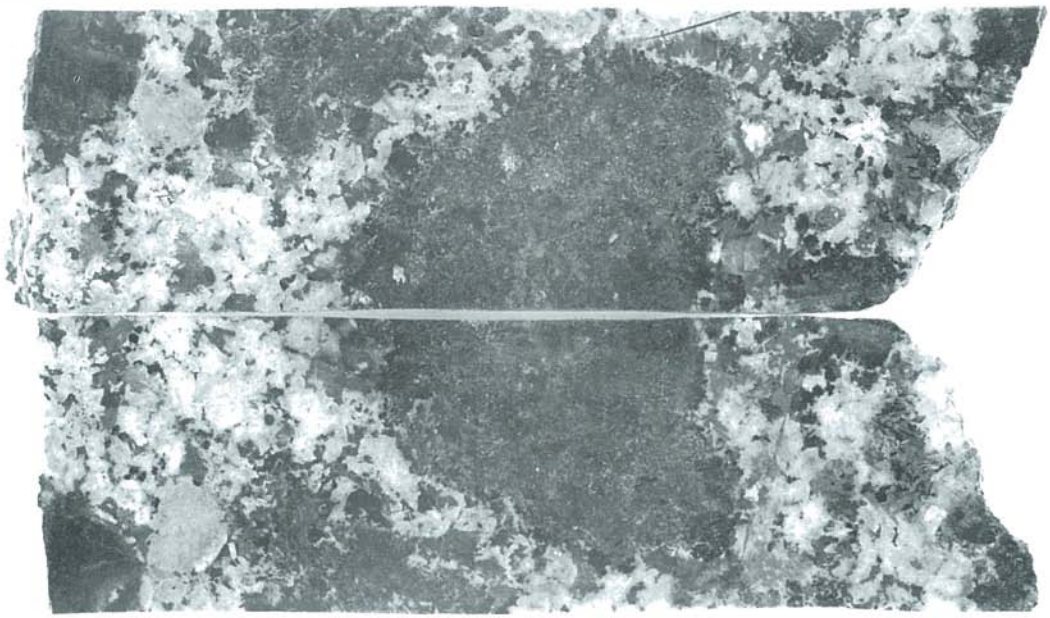
Нижние такситовые габбро–долериты представляют собой сравнительно выдержанный по мощности горизонт пород. В головных частях интрузивных ветвей и в корытообразных прогибах ложа интрузии мощность такситовых габбро–долеритов возрастает, а во флангах и в пережимах между интрузивными ветвями она уменьшается вплоть до полного выклинивания горизонта пегматоидов. В бортах интрузии верхние и нижние такситовые габбро–долериты сливаются в единый слой, что указывает на их генетическое родство [Золотухин, 1964; Васильев, 1966; Рябов, 1969]. В силлоподобных апофизах на периферии массивов пегматоиды иногда составляют основной объем магматического тела. Апофизы лейкогаббро и такситовых габбро–долеритов ответвляются от интрузий Норильск–I, Норильск–II, Верхнеталнахская [Лихачев, 1965; Иванов и др., 1971; Тарасов, 1976].

Внутреннее строение горизонтов нижних такситовых габбро–долеритов в различных интрузиях сходно. Наиболее полный разрез такого горизонта представляет последовательную смену пород: пикритовые габбро–долериты с лейкократовыми прожилками, магматогенная брекчия, меланократовые такситовые габбро–долериты с теневыми обломковидными структурами просвечивания богатых оливином пород, такситовые габбро–долериты, оливиновое и лейкократовое габбро, лейкократовые такситовые габбро–долериты, такситизированные контактовые габбро–долериты (см. рис. 3.7). С деятельностью летучих, связанных с горизонтом нижних такситовых габбро–долеритов, следует связывать отсутствие хромитов в нижних частях горизонта пикритовых габбро–долеритов, которые привели к резорбции хромитов и оттоку хрома в кровлю пикритового горизонта. При участии летучих происходила перекристаллизация пограничных с такситами пикритовых габбро–долеритов, появление в последних участков с гранулированным оливином, обособлений и слепых прожилков крупнокристаллического плагиоклаза и пироксен–плагиоклазовых срастаний, появление шлиров и прожилков пегматоидного габбро, создающих брекчиевидный облик пикритовых габбро–долеритов. В угловатых обломках пикритовых габбро–долеритов часто сохраняются каплевидные сульфидные вкрапленники. Увеличение доли лейкократового цемента сопровождается уменьшением количества и размера обломков. По мере удаления вниз от подошвы пикритового горизонта продолжается рост лейкократовой составляющей, и в собственно такситовых габбро–долеритах обломки исчезают, оставляя теневые реликты в виде мелкозернистых участков породы. Ниже по разрезу происходит уменьшение фемической составляющей такситовых габбро–долеритов, рост салической и сглаживание неравномерно–зернистой структуры вплоть до образования равномерно–зернистого пегматоида — лейкократового габбро. При переходе дальше в сторону нижнего контакта в породе вновь появляется атакситовость, но основным темноцветным минералом в мелкозернистых участках здесь вместо оливина обычно является клинопироксен.

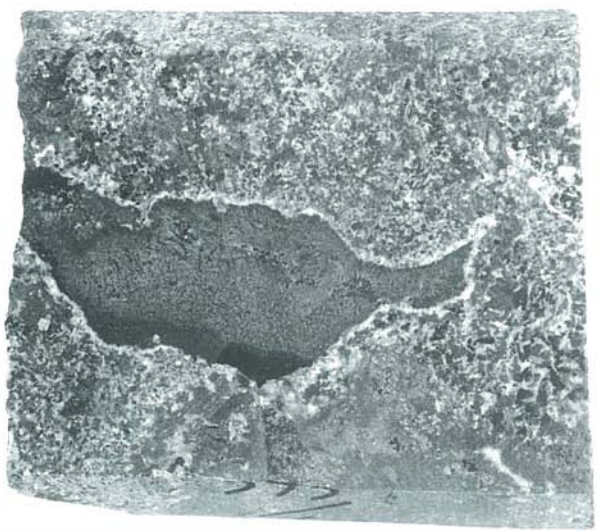
Наиболее детальное описание нижних такситовых габбро–долеритов Верхнеталнахской интрузии приведено в работе Золотухина и др., 1975. Особенностью структуры пород является сочетание различных по зернистости и составу участков породы, создающих атакситовую структуру. Плагиоклаз (30–60 %) образует широкие таблицы и призмы с ярко выраженной зональностью. Состав минерала по кристаллооптике варьирует от An_{100-70} до An_{60-35} и An_{30-25}. Клинопироксен образует крупные кристаллы с редкими врастками плагиоклаза и оливина. На границе с сульфидами плагиоклаз нередко раскисляется, а клинопироксен приобретает ярко–зеленую окраску.

Оливин проявляется в виде мелких гранул, субидиоморфных кристаллов и крупных лапчатых зерен. Размер кристаллов изменяется от 0,02 до 2 мм и более. Мелкие гранулы располагаются в породе в виде сыпи, рассеянной в других минералах, гранобластовых агрегатов, вытянутых в дорожки, цепочки зерен и небольших участков мелкозернистых оливин–плагиоклазовых срастаний.

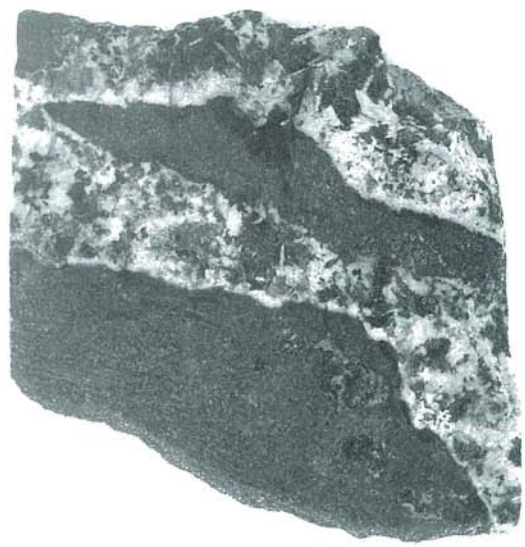
Относительно формы зерен и проявлений оливина в такситовых габбро–долеритах высказывались различные мнения. В. В. Золотухин [1964] гранулы оливина рассматривает как результат распада идиоморфных кристаллов минерала из пикритовых габбро–долеритов, а лапчатые кристаллы — как продукт сборной перекристаллизации гранул. Он считает, что гранулы имеют более железистый состав, чем идиоморфные кристаллы, и находятся в равновесии с сульфидами. И. Н. Горяинов [1969] полагает, что гранулоподобная форма зерен оливина является характерным признаком их метасоматического происхождения, как впрочем и всего горизонта пород.



а



б

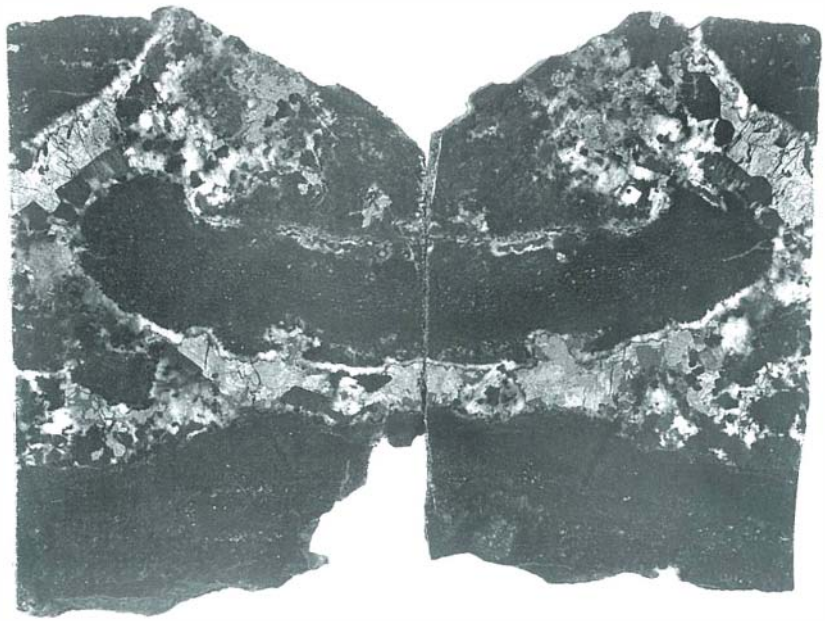


в

Наконец, высказывалось мнение, что ведущую роль в образовании гранул оливина играли флюиды, которые приводили к перекристаллизации ранних оливинов, а также способствовали перераспределению магнезии, в результате которого при падении температуры из обогащенной магнезией жидкости возникали агрегаты зародышей кристаллов оливина [Рябов, 1989в; 1992б].

Состав оливинов такситовых габбро–долеритов изменяется от Fa_{23} до Fa_{40}. В бедных оливином такситовых габбро–долеритах мелкие гранулы имеют более железистый состав, чем субидиоморфные кристаллы, а наиболее железистыми оказываются лапчатые оливины (см. пасп. 128). В богатых оливином такситовых габбро–долеритах состав гранул отвечает магнезиальному хризолиту и форстериту.

Характерной особенностью нижних такситовых габбро–долеритов является отсутствие в них хромшпинелидов. Минералы группы шпинели в этих породах представлены титаномагнетитом, реже зеленой шпинелью, кроме того, из оксидов здесь отмечается ильменит. Д. А. Генкин с соавторами [1979] полагают, что отсутствие хромитов в нижних такситовых габбро–долеритах объясняется низкими значениями p_{O_2}, температуры расплава и лейкократовым его составом. Эти параметры системы справедливы и для сходных по составу верхних такситов, в которых среди других известны породы типа хромитовых плагиоклазитов (анортозитов) или плагиоклазовых хромититов



г

Рис. 3.11. Магматогенная брекчия Верхнеталнахской интрузии.

Обломки — существенно оливиновые породы с небольшим количеством плагиоклаза, клинопироксена и зеленой шпинели, цемент — пегматоидные габбро-долериты. *а* — ВЭЗ, обр. КЗ-1513/1486,0; *б–г* — магматогенная брекчия Хараелаха, соответственно обр. КЗ-593/609,5; КЗ-593/685,0; КЗ-862/855,0. Натуральная величина.

[Рябов, 1984; 1989в]. Поэтому для указанного явления необходимо иное объяснение. Из других минералов здесь наблюдаются биотит, серпентин, хлорит, реже амфибол, ангидрит. Нижние такситовые габбро–долериты являются наиболее обогащенным сульфидами горизонтом пород интрузий норильского типа, что дало основание В. С. Соболеву [1936, 1986] называть их рудными (сульфидными) пегматитами. По данным А. В. Тарасова [1976], наиболее обогащенной сульфидами породой в горизонте нижних такситовых габбро–долеритов является лейкократовое габбро из центральных частей этого горизонта.

МАГМАТОГЕННАЯ БРЕКЧИЯ ХАРАЕЛАХА. Особенности проявления магматогенной брекчии таковы. В отличие от такситовых габбро–долеритов, имеющих мелкозернистые участки в виде расплывчатых пятен, магматогенная брекчия представляет собой породу, в которой мелкозернистые участки обладают четкими обломковидными формами (рис. 3.11), имеют меланократовый состав и заключены в средне– и крупнокристаллический пегматоидный лейкократовый цемент (см. 129). Проявления таких брекчиевидных пород и редких обломков в составе такситовых габбро–долеритов известны в составе интрузий Норильск–I, Норильск–II, Талнах [Годлевский, 1959; Коровяков и др., 1963; Золотухин, 1964; Смирнов, 1966; Рябов, 1969; Иванов и др., 1971 б; Люлько и др., 1972; Тарасов, 1976; Митенков и др., 1977; Зотов, Кривоплясов, 1977]. По–видимому, упоминания о подобных породах и обломках из них как об ультраосновных ксенолитах имеются в сообщении А. Е. Воронцова, И. С. Зотова и И. А. Коровякова в 1944 г. [Иванов и др., 1971б]. Примечательно то, что все находки брекчиевидных пород и отдельных обломков геологи встречали в пегматоидах, в такситовых габбро–долеритах и лейкогаббро. Относительно происхождения обломков среди геологов нет единогласия. Одни рассматривают их как ороговикованные пикриты, другие — как ультраосновные ксенолиты, как ксенолиты измененных осадочных пород, роговиков, как реликты аподоломитовых или апопикритовых магнезиальных скарнов и т. д. Принимая во внимание то, что в большинстве случаев эти брекчиевидные породы и отдельно плавающие в такситах и лейкогаббро обломки бывают сильно изменены, состав их до настоящего времени был практически не исследован. Минералогия их совершенно не изучена, а петрохимию представляют три анализа "останцов"–ксенолитов в такситах из интрузии Норильск–I, приведенные А. В. Тарасовым [1976].

Ранее, на примере Хараелахской ветви Верхнеталнахской интрузии было показано, что магматогенная брекчия и псевдобрекчия являются своеобразными разновидностями такситовых габбро–долеритов, в которых мелкозернистые участки породы еще сохранили свою индивидуальность в виде обломков [Рябов, 1969]. При интенсивном растворении обломков остаются толь-

ко реликтовые мелкозернистые участки в крупнозернистом цементе, обусловливающие атакситовую структуру породы. Постоянная пространственная приуроченность магматогенной брекчии к такситовым горизонтам, а также постепенные переходы от типичной псевдобрекчии к брекчии и брекчиевидной породе с размытыми границами обломков и, наконец, к такситовому габбро–долериту послужили основанием для рассмотрения ее в качестве разновидности такситов [Рябов, 1969].

Магматогенная брекчия наиболее ярко проявилась в Хараелахской интрузивной ветви Верхнеталнахской интрузии (см. рис. 3.8). Здесь магматогенная брекчия полого сечет расслоенную серию пород ЦЗ, постепенно поднимаясь от приподошвенной к кровельной части массива. В направлении от прикорневых к фронтальным частям интрузии (на рисунке справа налево) происходит увеличение мошности горизонта НЭЗ и переход от типичных такситовых габбро–долеритов в магматогенную брекчию. Сплошные сульфидные руды из подошвы интрузии в виде жил перемещаются в такситовые габбро–долериты и далее сопровождают магматогенную брекчию. Внутри интрузии магматогенная брекчия занимает место сразу нескольких дифференциатов ЦЗ, отсутствующих в этом случае. Слева на разрезе между расходящимися жилоподобными языками магматогенной брекчии располагаются габбро–долериты, которые соответствуют различным членам расслоенной серии пород ЦЗ. Сверху и снизу горизонт брекчии обрамляется безоливиновыми габбро–долеритами. Здесь же на разрезе показаны проявления магматогенной брекчии в ВЭЗ и НЭЗ Верхнеталнахской интрузии, о которых говорилось раньше. Кроме того, вне масштаба приведены "блуждающие тела" лейкогаббро, происхождение которых имеет общую причинно–следственную связь с другими проявлениями пегматоидов Верхнеталнахской интрузии.

Некоторое представление о положении магматогенной брекчии в разрезе фронтальной части Хараелахской интрузивной ветви можно получить по колонкам буровых скважин (рис. 3.12). Здесь можно видеть, что магматогенная брекчия находится в кровле интрузии (скв. Т–56; К3–597, 588), в центральных (скв. К3–585, 583, 582) и приподошвенных (скв. К3–593, 592, 837, 586, 587) ее частях. В разрезе интрузии она может проявляться неоднократно (скв. К3–585, 583, 582, 588), насыщенность породы обломками и их размер уменьшаются сверху вниз по разрезу (скв. К3–585), горизонт такситовых габбро–долеритов сверху и снизу обрамляется магматогенной брекчией (скв. К3–592), наконец, в ряде разрезов проявления магматогенной брекчии сопровождаются матасоматической брекчией. Судя по приведенным колонкам, объем магматогенной брекчии часто составляет более 50 % разреза ин-

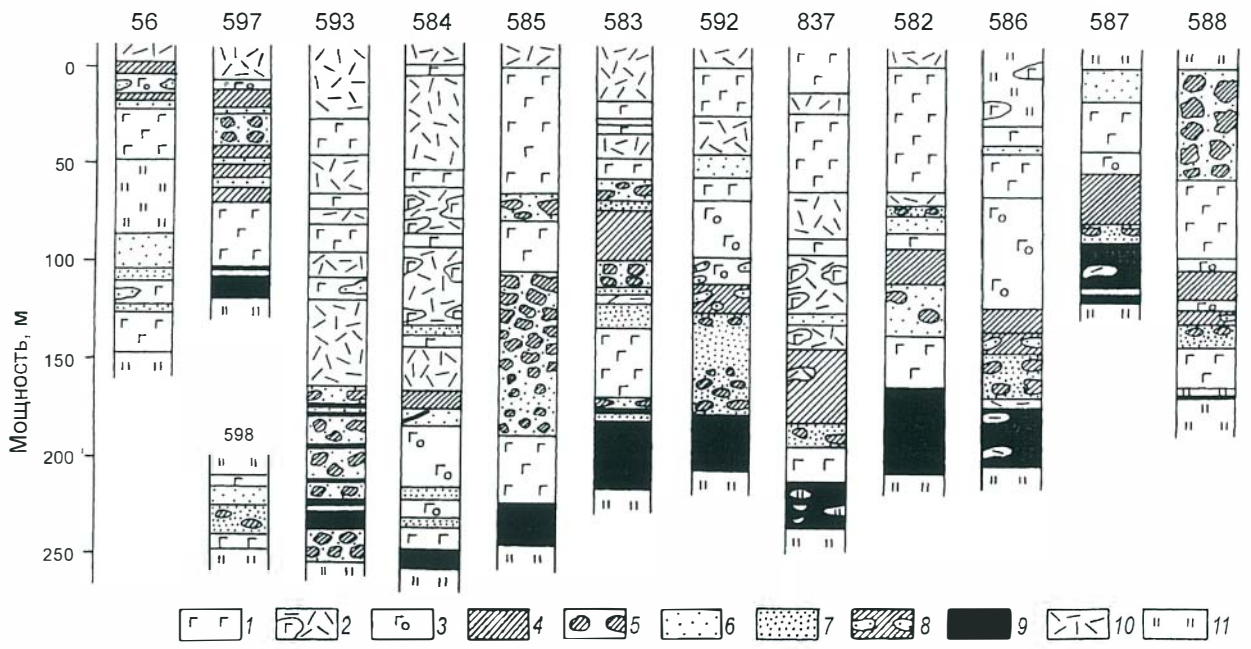


Рис. 3.12. Строение горизонта магматогенной брекчии Хараелахской ветви ВТИ (по данным бурения).

1 — безоливиновые г-д; *2* — метасоматиты с реликтами г-д; *3* — оливиновый г-д; *4* — богатые оливином породы; *5* — шпинель-оливиновые породы, пироксениты; *6* — лейкогаббро; *7* — такситовые г-д; *8* — обособления лейкогаббро в богатых оливином г-д; *9* — сульфидные жилы; *10* — магнезиально-известковистые метасоматиты; *11* — аноаргиллитовые метасоматиты.

трузии, а в отдельных случаях достигает 70 %. В скважинах Т–56 и К3–597 в кровле интрузии появляются пикритовые габбро–долериты, отсутствующие ниже по разрезу, а в скв. К3–583 пикритовый горизонт располагается в средней части разреза интрузии. По–видимому, эти случаи имели в виду геологи, когда писали о перевернутой (обратной) дифференциации и о подвешенных внутри интрузии пикритовых горизонтах Хараелахской ветви [Суханова, 1968; Наторхин и др., 1977]. В отличие от Юго–Западной и Северо–Восточной интрузивных ветвей, в которых рудоносные породы занимают четко ограниченную приподошвенную часть разреза массива, во фронтальной части Хараелахской ветви и отчасти в Северо–Западной вкрапленное сульфидное оруденение охватывает значительную часть (до 150 м) разреза интрузии, сложенную пегматоидами и апоинтрузивными метасоматитами, а сливные сульфидные руды достигают мощности 30–45 м.

Сульфидная минерализация распределяется в магматогенной брекчии таким образом, что в цементе ее всегда больше, чем в обломках. Концентрация сульфидов в такситовых габбро–долеритах может достигать состояния богатых сидеронитовых руд. Обломки магматогенной брекчии оказывается бедны сульфидами (не более 3 %) и истощенными рудогенными элементами.

Обломки магматогенной брекчии имеют остроугольную форму, их размер в сантиметрах–дециметрах, а в более крупных блоках от 0,4–0,8 до 1,0–1,5 м и более. Соотношение обломков и цемента широко варьирует, так что можно проследить все переходы от псевдобрекчии, когда габбро–долериты расчленены многочисленными лейкократовыми прожилками, до брекчии, когда мелкие обломки плавают в лейкократовом цементе. Степень преобразования обломков, отличающая их от габбро–долеритов, возрастает по мере уменьшения их размера. Концентрация обломков в составе брекчии широко варьирует, например, в скв. К3–585 (см. рис. 3.12) в верхней части горизонта она достигает 85–90 % объема породы, а в нижней — не превышает 30–50 %.

В зонах сетчато–прожилковой лейкократизации пикритовых габбро–долеритов можно видеть начальные стадии преобразования обломков и изменение состава цемента. В центральных частях крупных обломков сохраняется первичная структура габбро–долеритов с каплевидной и интерстиционной сульфидной вкрапленностью, а в краевых частях наблюдается практически сплошная кайма мелкогранулированного оливина или вытянутых его кристаллов перпендикулярно к контакту. По мере удаления от контакта обломка в наиболее представительных разрезах в лейкократовом прожилке наблюдается последовательная смена пироксеновой зоны на пироксен–плагиоклазовую, плагиоклазовую, в центральной части прожилка находятся сплошные сульфиды. Изредка на границе обломка появляется шпинель–оливиновый коронит. Мелкие обломки сложены гранулированным оливином и часто обрамляются плагиоклазовыми каймами (см. пасп. 129), которые переходят в пироксен–плагиоклазовые срастания. Характерной особенностью магматогенной брекчии является контрастность составов меланократовых обломков и лейкократового цемента, которая стирается в такситовых габбро–долеритах.

В Хараелахской и Северо–Западной интрузивных ветвях наряду с большим объемом пегматоидов широко распространены метасоматиты различного состава. Интенсивная переработка субстрата с явлениями телескопирования сильно затушевала характер исходной породы, что породило различные толкования природы метасоматитов и метасоматизирующих растворов [Юдина, 1965; Золотухин, Рябов, 1972; Зотов, Кривоплясов, 1977; Зотов, 1979; и др.). Тем не менее имеющийся материал позволяет говорить, что основная масса метасоматитов, располагающихся в контуре магматического тела, является апоинтрузивной, а образование их связано с флюидами, которые отделялись от расплава, накапливались в голове магматической колонны и эволюционировали при понижении температуры.

ПЕТРОГРАФИЯ ОБЛОМКОВ МАГМАТОГЕННОЙ БРЕКЧИИ. Все разнообразие состава обломков брекчии обусловлено различными количественными вариациями главных породообразующих минералов: оливина, плагиоклаза, клинопироксена и щпинели. Особенностью состава магматогенной брекчии является широкомасштабное проявление богатых оливином пород в составе ее обломков вплоть до оливинитов, значительные колебания железистости оливина, а также присутствие в породах зеленой шпинели и клинопироксена фассаитового состава. Среди пород можно выделить несколько основных разновидностей.

Шпинель–форстеритовая порода имеет крупнозернистую гранобластовую и пойкилитовую структуру. Количество оливина составляет 70–85 %, отмечены бесцветный флогопит, перовскит, ангидрит, кальцит (в сумме 3–5 %), из рудных — магномагнетит (MgO — 12,63 %), пирротин (1–3 %), из вторичных — брусит, серпентин. Оливин образует крупные (0,5–6 мм) вытянутые и изометричные кристаллы с неровным ограничением и с отчетливой спайностью, его состав Fa_{0-2}. Шпинель проявляется в виде идиоморф-

ных кристаллов и изометричных зерен между кристаллами оливина и как включения в нем. Минерал имеет зеленый, бурый и медово–желтый цвет, по составу он отвечает Al–шпинели с переменным содержанием Fe и Mg. Магномагнетит образует скопления мелких идиоморфных кристаллов нередко в срастаниях со шпинелью (см. пасп. 130). Породы часто бывают сильно изменены, вплоть до существенно бруситовых или серпентиновых.

Шпинель–оливиновая порода имеет мелкозернистую гранобластовую и пойкилитовую структуры. Особенностью этой разновидности пород, отличающей ее от вышеописанной, является угловатая форма мелких изометричных кристаллов оливина (70–80 %) более высокой железистости (Fa_{10-12}), со спайностью. Зерна оливина обрамляются серпентином, который, таким образом, образует сплошной петельчатый агрегат. Количество серпентина в породе широко варьирует, и серпентинизация порою нацело ее изменяет. Зеленая шпинель (5–10 %) в виде субидиоморфных кристаллов располагается между зернами оливина и изредка образует в нем субмикроскопические включения. Шпинель обрастает каймами магнетита. Кроме того, в породе встречаются крупные одиночные листочки биотита с врастками оливина и шпинели и призмочки ильменита (см. пасп. 131).

Существенно оливиновая порода сложена гетерогранобластовым, гранобластовым или грануляционным агрегатом оливина (80–90 %), который создает основной структурный рисунок породы. Из других минералов наиболее широко распространены пластинчатый серпентин и магнетит, которые часто полностью замещают оливин до образования серпентинитов с грануляционными структурами просвечивания оливинитов. В небольшом количестве в породе встречаются плагиоклаз, клинопироксен, биотит, сульфиды. Крупные кристаллы оливина имеют состав Fa_{12-14} (см. пасп. 132), а гранулы — Fa_1 (см. приложение, табл. 25), в последних обычно присутствуют субмикроскопические шарообразные включения рудного минерала. На границе оливинита и пегматоида иногда наблюдаются симплектитовые срастания форстерита и зеленой шпинели.

Шпинель–оливин–клинопироксеновая порода представляет собой гранобластовый агрегат полигональных зерен клинопироксена (50–65 %), оливина (20–30 %) и зеленой шпинели (от 5–7 до 12 %). Оливин (Fa_{9-10}) образует скопления зерен, которые обрамляются петельчатым шпинель–клинопироксеновым агрегатом. Клинопироксен по составу отвечает авгиту $Wo_{29}En_{57}Fs_{14}$ и диопсиду $Wo_{51}En_{42}Fs_7$ (см. пасп. 133, 134). Шпинель образует одиночные идиоморфные кристаллы, сростки с фассаитом и мелкие шарики, заключенные в оливине и клинопироксене. В качестве примесных минералов здесь встречаются плагиоклаз (An_{100}) и рудные в количестве не более 5–10 %.

Шпинель–оливин–плагиоклазовая порода имеет гетерогранобластовую, гранобластовую и пойкилитовую структуры. Главными минералами являются плагиоклаз (30–60 %), оливин Fa_{16-25} (40–70 %) и зеленая шпинель (5–20 %). Из других минералов в небольших количествах наблюдаются клинопироксен, биотит, серпентин, магнетит, сульфиды. Под микроскопом прослеживается уменьшение количества шпинели по мере увеличения плагиоклаза. Оливин образует мелкие изометричные зерна с различным количеством включений шариков зеленой шпинели, либо крупные субидиоморфные или лапчатые кристаллы (см. пасп. 135–137, приложение, табл. 25). Плагиоклаз проявляется в виде мелких кристаллов, соизмеримых с зернами оливина, или образует крупные призмы и таблицы с врастками гранул оливина и зеленой шпинели. В гранулах оливина также имеются включения шариков шпинели. Клинопироксен образует мелкие зерна и реже пойкилокристы.

Плагиоклаз–клинопироксен–оливиновая порода представляет собой гранобластовый агрегат полигональных зерен оливина Fa_{20-21}, который располагается в виде петель вокруг небольших скоплений зерен плагиоклаза и(или) клинопироксена (см. пасп. 138). Петельчатый характер оливинового каркаса вокруг гнезд плагиоклаза в обломках магматогенной брекчии отмечался в работе В. А. Люлько и др. [1972]. Оливин в этих породах нередко замещается боулингитом, вокруг которого располагаются изометричные зерна клинопироксена.

Пироксениты — широко распространенный в обломках тип пород. Структура пород грано– и гетерогранобластовая, роговиковая, пойкилитовая, микроофитовая, текстура — однородная, полосчатая, атакситовая. Главным минералом пород является клинопироксен, а в небольших переменных количествах отмечаются плагиоклаз, оливин, шпинель, ангидрит, кальцит, слюда, сульфиды, из вторичных — боулингит, хлорит, пренит. Повышенные концентрации того или иного минерала дают основания для дополнительного разделения пород. Один из своеобразных типов пироксенитов имеет вид гетерогранобластового агрегата крупных кристаллов авгита $Wo_{47}En_{43}Fs_{10}$ с врастками округлых гранул плагиоклаза $Ab_{10}An_{90}$ и клинопироксена, между

которыми располагается мелкогранобластовый агрегат плагиоклаза (см. пасп. 139).

Детальная петрографическая характеристика пироксенитов и их разновидностей приводится в работах различных исследователей [Юдина, 1965; Додин, Батуев, 1971; Золотухин и др., 1975; и др.]. Среди существенно пироксенитовых пород выделяются различные генетические типы, но отсутствие жестких критериев их различия представляет определенную трудность в выяснении субстрата и условий формирования пород.

ПЕТРОГРАФИЯ ЦЕМЕНТА МАГМАТОГЕННОЙ БРЕКЧИИ. Цемент брекчии сложен такситовым габбро–долеритом и лейкократовым, оливиновым или пегматоидным габбро (см. пасп. 140).

Пегматоидное габбро (габбро–пегматит) имеет крупнокристаллическую призматически–офитовую, пегматитовую, пойкилитовую и графическую структуру. Главными минералами пород являются плагиоклаз (60–70 %) и клинопироксен (10–30 %), в небольших количествах отмечаются оливин (0–5 %), титаномагнетит (3–7 %), сульфиды (3–15 %), реже биотит и амфибол, из вторичных — серпентин, боулингит, хлорит (см. пасп. 130). Габбро–пегматиты развиваются главным образом в зонах прожилково–сетчатой лейкократизации. В выклинивающихся частях пегматоидные прожилки нередко переходят в мономинеральные клинопироксеновые или плагиоклазовые.

Лейкократовое и оливиновое габбро имеет крупнокристаллическую габбровую структуру. Рисунок породы определяют короткопризматические кристаллы плагиоклаза (50–65 %) и пироксена (15–30 %). Из других минералов наблюдаются крупные лапчатые кристаллы оливина (0–7 %), амфибол, биотит, титаномагнетит (3–5 %), шпинель (до 2 %), серпентин, боулингит, хлорит, пренит. Своеобразие габбро заключается в проявлении здесь скоплений скелетных кристаллов зеленой шпинели. На важную роль находок зеленой шпинели в лейкогаббро для решения вопросов петрогенезиса указывали А. П. Лихачев [1965] и В. К. Степанов [1977].

Такситовые габбро–долериты представляют собой породу, крупнокристаллические участки которой сложены плагиоклазом, клинопироксеном и оливином, а мелкокристаллические — ассоциациями минералов, встречающихся в обломках магматогенной брекчии. Оливины в такситовых габбро–долеритах наблюдаются в виде крупных лапчатых кристаллов Fa_{20-30}, скоплений и дорожек мелких гранул Fa_{11} и вытянутых в шнуры агрегатов зерен, различных по форме и размерам (см. пасп. 138). Клинопироксены образуют пойкилокристаллы $Wo_{43}En_{49}Fs_8$ с вростками оливина и плагиоклаза. В центральных частях призматических кристаллов плагиоклаза нередко сохраняются скопления мелких зерен зеленой шпинели.

Интрузия Норильск–I, Восточно–Норильская ветвь. Эта часть интрузии находится на южном продолжении массива Норильск–I [Игревская, 1981; Люлько и др., 1994] и имеет отчетливое стратифицированное строение, сходное с другими интрузиями Норильского рудного узла (гора Черная, Норильск–II) и полнодифференцированными интрузиями норильского типа.

В поперечном сечении магматическое тело Восточно–Норильской интрузивной ветви имеет корытообразную форму с маломощными субпластовыми апофизами на флангах (рис. 3.13). Мощность интрузии достигает 320 м. В ее строении выделяются ВЭЗ, ЦЗ и НЭЗ. Петрография пород сходна с другими интрузиями норильского типа, детально описанными в литературе [Годлевский, 1959; Роговер, 1959; Коровяков и др., 1963; Золотухин, 1964; Смирнов, 1966; Золотухин, Васильев, 1967; Иванов и др., 1971 б; Тарасов, 1976; и др.]. Принимая это во внимание, при характеристике внутреннего строения и состава пород интрузии здесь будут приведены главным образом основные их черты.

Результаты химического анализа пород опорного разреза Восточно–Норильской ветви интрузии Норильск–I и микрозондовых анализов минералов из этих пород приведены в приложении, табл. 27–30.

ВЕРХНЯЯ ЭНДОКОНТАКТОВАЯ ЗОНА сложена контактовыми габбро–долеритами и пестрым по составу набором пород, которые объединяются в горизонт верхних такситов. Контактовая фация отвечает оливинсодержащим габбро–долеритам пойкилоофитовой структуры, а среди других пород ВЭЗ выделяются офитопойкилоофитовые габбро–долериты с различным количеством оливина, а также пикритовые и такситовые габбро–долериты, лейкогаббро, пегматоидное и палагонитовое габбро и магматогенная брекчия.

Верхние пикриты интрузий Норильского рудного узла описаны [Иванов и др., 1971б; Тарасов, 1976]. Пикриты, как правило, ассоциируют с лейкогаббро и такситовыми габбро–долеритами. Сеть маломощных пегматоидных прожилков в пикритах создают псевдобрекчиевую текстуру, а при увеличении объема пегматоидов порода приобретает облик магматогенной брекчии, как в Верхнеталнахской интрузии. Наряду с субидиоморфными кристаллами оливина в одном шлифе можно наблюдать его мелкие гранулы, а также лапчатые и дендритовидные кристаллы (1,5–2,0 см по удли-

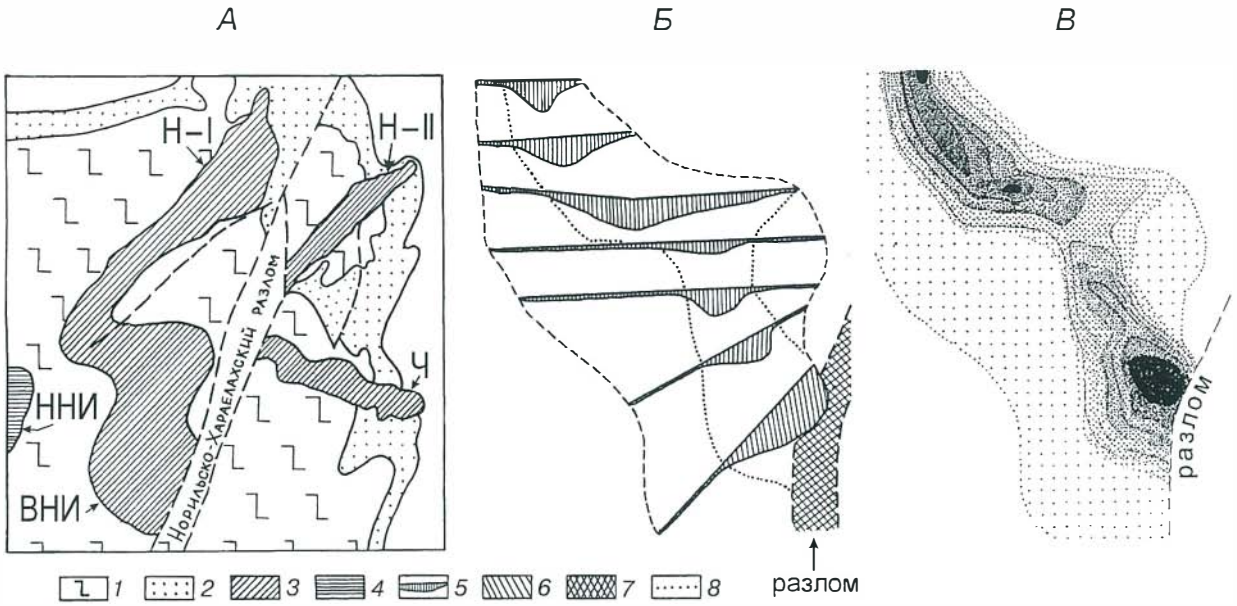


Рис. 3.13. Норильский рудный узел.

Породы: *1* — вулканогенные, *2* — терригенные, *3, 4* — рудоносные и безрудная интрузии, *5* — тектонические нарушения. *А* — схематизированная геологическая карта Норильского рудного узла с указанием положения и морфологии интрузий: Н-I — Норильск-I, главное тело; Н-II — Норильск-II; Ч — интрузия горы Черной; ВНИ — Восточно-Норильская интрузивная ветвь массива Норильск-I; ННИ — Нижненорильская интрузия; *Б, В* — морфология Восточно-Норильской интрузивной ветви по разрезам и карта изомощностей (в крапе). Составлено по данным бурения, проведенного НКГРЭ (г. Норильск).

нению). Состав оливина Fa_{20-27}, субидиоморфные кристаллы часто имеют штрихпунктирные структуры распада твердых растворов. Оливин замещается бурым боулингитом и бесцветным хлоритоподобным минералом. Расположенные среди богатой сыпи хромшпинелидов зерна оливина или псевдоморфозы боулингита по нему, как правило, лишены рудных включений. По количественно-минералогическим показателям, по структуре и составу пород и минералов верхние пикритовые габбро-долериты интрузий Норильск-I и Верхнеталнахская имеют много сходства (см. пасп. 141).

Количество хромита в породах ВЭЗ Восточно-Норильской интрузивной ветви варьирует от 0 до 40 %, повышенные концентрации минерала встречаются не только в богатых оливином породах, но и в безоливиновых лейкократовых габбро-долеритах (см. пасп. 142). Хромиты неравномерно распределены в породах, образуя овальные и слабо вытянутые по форме скопления богатой сыпи, которая обычно не нарушает структуру породы. В богатых хромитом породах часто встречаются глобулы палагонита размером 0,1–0,3 см и менее. В нем отмечаются листочки биотита, апатита, амфибола, а также крестообразные и ельчатые скелетные кристаллы титаномагнетита, кристаллы клинопироксена и футляровидные кристаллы и лейсты плагиоклаза. В глобулах палагонита хромит отсутствует. Кристаллы плагиоклаза и клинопироксена, расположенные на границе глобулы и обращенные вовнутрь нее, оказываются лишены вростков хромита, тогда как другая часть этих же кристаллов изобилует сыпью оксида. В габбро хромиты часто тяготеют к интерстициям с палагонитом, а также концентрируются вокруг псевдоморфоз боулингита по оливину.

ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЗОНА сложена безоливиновыми, оливинсодержащими, оливиновыми, троктолитовыми и пикритовыми габбро-долеритами. В горизонте оливиновых габбро-долеритов отмечается переслаивание не выдержанных по мощности линз и прослоев габбро-долеритов с различным содержанием оливина: троктолитовых и оливинсодержащих — в оливиновых габбро-долеритах, оливиновых — в троктолитовых и оливинсодержащих габбро-долеритах [Игревская, 1981]. Горизонт пикритовых габбро-долеритов в разрезе интрузии занимает подвешенное относительно подошвы положение, так что под ним располагается мощный горизонт оливинсодержащих и безоливиновых габбро-долеритов и далее горизонт нижних такситов.

Некоторое представление об особенностях изменения структуры пород в разрезе центральной зоны можно получить из серии микрофотографий шлифов, помещенных в паспортах 143–147.

Призматически–зернистые габбро–долериты, метадиориты, габбро–диориты характеризуются крупнокристаллической структурой, повышенным количеством палагонита в мезостазисе (7–12 %), переменным содержанием кварца (0–5 %), амфибола (0–4 %) (см. пасп. 143). Кроме того, в этих породах присутствует титаномагнетит, ильменит, сфен, сульфиды, турмалин. Наиболее широко распространены габбро–диориты в выступах кровли интрузии вверх, а доля безоливиновых пород в разрезе интрузии увеличивается в южном направлении и достигает мощности 131 м.

Безоливиновые и оливинсодержащие габбро–долериты имеют офитовую, пойкилоофитовую, призматически–зернистую структуры. Главные минералы: плагиоклаз (50–60 %), клинопироксен (25–30 %), оливин (3–5 %) и титаномагнетит (3–7 %). В переменных количествах присутствуют кварц, амфибол, палагонит, апатит, турмалин, сульфиды, из вторичных — серпентин, тальк, боулингит, хлорит, кальцит.

Оливин присутствует практически во всех разновидностях пород, в том числе и в кварцсодержащих. В верхних частях разреза его редкие зерна обычно замещаются боулингитом или серпентин–тальк–магнетитовым агрегатом. В оливинсодержащих габбро–долеритах наряду с псевдоморфозами оливина встречаются свежие крупные (0,3–0,5 см) изометричные кристаллы (см. пасп. 144). Из других разновидностей пород отмечаются кварцсодержащие габбро–долериты, в которых количество кварца и(или) микропегматита достигает 10 %, и габбро–долериты, обогащенные титаномагнетитом до 15 %. В последнем случае рудный минерал порою выступает как темноцветная фаза и образует крупные (до 0,6 см) пойкилокристаллы с врастками плагиоклаза.

Оливиновые габбро–долериты имеют пойкилоофитовую, офитовую структуру (см. пасп. 145). Оливин (7–12 %) образует изометричные и вытянутые крупные кристаллы размером 0,3–0,6 см и мелкие гранулы, его состав — Fa_{30-34}, редко Fa_{25}. Плагиоклаз наблюдается в виде крупных призм An_{82-56} и лейст An_{78-42}. Клинопироксен образует пойкилокристаллы $Wo_{31-42}En_{45-49}Fs_{10-23}$ с врастками лейст плагиоклаза и гранул оливина (см. приложение, табл. 28, 29).

Необычными среди оливиновых габбро–долеритов из фланговой зоны интрузии являются породы с каплевидными вкрапленниками ильменита размером (0,3 × 0,5) × (0,6 × 1,2) см с мелкими включениями троилита в оксиде (см. пасп. 146).

Пикритовые габбро–долериты образуют горизонт, максимальная мощность которого (85–95 м) приурочена к раздуву интрузии, при утонении и выклинивании массива в бортах мощность пород уменьшается и они первыми исчезают из разреза тела. В горизонте пикритовых габбро–долеритов нередко встречаются линзы пегматоидов — оливиновых габбро и такситовых габбро–долеритов мощностью до нескольких метров и мелкие обособления (блуждающие тела) лейкогаббро, количество которых возрастает по мере приближения к горизонту нижних такситов.

Под микроскопом в горизонте пикритовых габбро–долеритов дополнительно выделяются породы с переменным содержанием оливина и различной структурой (см. пасп. 147). По соотношению главных минералов выделяются троктолиты, троктолитовые габбро–долериты, плагиоперидотиты и др. [Иванов и др., 1971 б; Игревская, 1981]. Оливин (25–40 %) образует субидиоморфные и изометричные кристаллы, мелкие и лапчатые зерна. Размеры кристаллов, присутствующих в одном шлифе, порою различаются на порядок. Состав оливина Fa_{24-27}. Клинопироксен представляет пойкилокристаллы и угловатые зерна авгита $Wo_{37-43}En_{47-48}Fs_{10-15}$, плагиоклаз — широкие таблицы с пойкилитовыми врастками оливина или призматические кристаллы, которые находятся в офитовых и(или) пойкилоофитовых взаимоотношениях с темноцветами.

Распределение хромитов в разрезе пикритового горизонта аналогично таковому в Верхнеталнахской интрузии: скопления оксида до 25 % приурочены к верхней части горизонта (см. пасп. 147), а в нижних частях разреза он отсутствует или встречается спорадически. Некоторые осложнения в распределении хромита отмечаются в местах переслаивания пикритовых и такситовых габбро–долеритов.

Встречающиеся в пикритовых габбро–долеритах мелкие блуждающие тела оливиновое габбро сложены плагиоклазом (60–90 %), клинопироксеном (3–20 %), палагонитом (0–10 %), окиснорудной фазой (3–7 %) и гранулами оливина или его псевдоморфозами (0–3 %). Одно из таких обособлений было представлено гранобластовым агрегатом анортита Ab_8An_{92} с врастками зеленой шпинели, пегматитовыми проявлениями клинопироксена и обильной сыпью шариков окисно–рудного минерала (см. пасп. 148).

НИЖНЯЯ ЭНДОКОНТАКТОВАЯ ЗОНА интрузии сложена такситовыми и оливинсодержащими габбро–долеритами офитовой и пойкилоофитовой структуры. Последние в ряде разрезов интрузии образуют довольно мощный слой — десятки метров, который располагается между такситовыми и контактовыми габбро–долеритами. В них отмечаются линзы такситовых и троктолитовых габ-

бро–долеритов, гнезда пегматоидного габбро и участки пород, обогащенные сульфидами.

Такситовые габбро–долериты образуют горизонт, максимальная мощность которого приурочена к местам раздува интрузии, а минимальная — на флангах магматического тела. В южной части интрузии такситовые габбро–долериты отсутствуют, а их место занимают пойкилоофитовые габбро–долериты с мелкими лейкократовыми обособлениями вплоть до гломеропорфировых скоплений плагиоклаза [Игревская, 1981]. В верхней части горизонта такситовые габбро–долериты через магматогенную брекчию переходят в пикритовые габбро–долериты. Состав и структурные особенности пород имеют большое сходство с такситовыми габбро–долеритами Верхнеталнахской интрузии. Состав оливина — Fa_{25-32}, клинопироксена — $Wo_{41}En_{48}Fs_{11}$ (см. пасп. 149).

Троктолитовые габбро–долериты располагаются в зоне перехода между пикритовыми и такситовыми габбро–долеритами, либо между оливиновыми и такситовыми габбро–долеритами. Мощность пород не превышает 2,5–6 м в зонах перехода, а в линзах среди оливинсодержащих габбро–долеритов — не более 1,3–2 м. Характерная особенность пород — крупные лапчатые кристаллы оливина и невысокое содержание пироксена.

Особенности вещественного состава. *Петрохимические особенности* интрузий норильского типа, в том числе Верхнеталнахской, неоднократно описывались геологами в различных статьях и монографиях [Додин, Батуев, 1971; Золотухин и др., 1975; Наторхин и др., 1977; Петрология и перспективы..., 1978; Поисковые критерии..., 1978; Магнезиальные базиты..., 1984; и др.]. В результате проведенных исследований был выявлен широкий диапазон колебания состава пород, были рассчитаны средние составы дифференциатов и средневзвешенные составы интрузивных ветвей и массива в целом, с помощью математических методов был проведен корреляционный анализ, определены различные статистические параметры, оценена степень дифференцированности и т. д. Петрохимические исследования А. М. Виленского [1967, 1974, Петрология и перспективы..., 1978; и др.] позволили отнести массивы Норильск–I и Верхнеталнахский к интрузиям щелочно–земельной ветви щелочной петрогенетической серии, кристаллизация которых протекала при очень низкой кремнекислотности, относительно пониженной щелочности, повышенном потенциале калия и наиболее высокой степени основности.

Детальная петрохимическая характеристика интрузии приводится в вышеперечисленных источниках, поэтому рассмотрим только отдельные опорные разрезы по Юго–Западной, Северо–Восточной и Хараелахской интрузивным ветвям Верхнеталнахской интрузии и одно пересечение по Восточно–Норильской ветви интрузии Норильск–I.

Разрез фронтальной части Юго–Западной ветви представлен по скв. КЗ–184 (рис. 3.14). Поведение главных породообразующих оксидов показывает отчетливо расслоенное строение массива. При рассмотрении вариационной диаграммы можно видеть, что основной перелом в поведении и абсолютных значениях оксидов имеет место на границе базитовой и гипербазитовой частей интрузии. Для первой характерны более высокие значения SiO_2, Al_2O_3, CaO, Na_2O, K_2O, а для второй — MgO, FeO, Fe_2O_3, Cr_2O_3 и S. Содержание TiO_2 и щелочей растет от подошвы к кровле магматического тела. Количество MgO плавно увеличивается сверху вниз по разрезу базитового слоя, а затем резко возрастает на границе базитов и гипербазитов и далее в горизонте гипербазитов практически не меняется. Встречающиеся в этом горизонте пород колебания значений MgO обусловлены проявлениями основных пегматоидов, либо такситизацией пикритов. CaO накапливается в обогащенных клинопироксеном габбро–долеритах, а щелочи — в породах с большим количеством плагиоклазов. Повышенные концентрации Cr_2O_3 и S связаны с хромшпинелидами и сульфидами, количества которых имеют вполне определенные распределения внутри гипербазитового горизонта. Содержание Cr_2O_3 наиболее высокое в кровле горизонта, а в нижней части, практически при той же магнезиальности пород, менее 0,1 мас.%. Сера имеет максимум в кровле и в подошве пикритового слоя.

Разрез по скв. КЗ–274 (рис. 3.15; см. приложение, табл. 18) представляет фронтальную часть Северо–Восточной ветви Верхнеталнахской интрузии. Здесь сверху вниз по разрезу центральной зоны интрузии происходит понижение содержания SiO_2, TiO_2, Fe_2O_3, MnO, Na_2O, K_2O, P_2O_5 и повышение — MgO, FeO, S. Количества Al_2O_3 и CaO сначала немного нарастают, а затем на границе оливинсодержащих — оливиновых габбро–долеритов начинают понижаться. Переход между этими двумя типами пород чувствуется также по изменениям содержаний и других оксидов. Наиболее резкий перелом вариационных линий, как и в скв. КЗ–184, отмечается по FeO, MgO и S на границе базитов и гипербазитов, а пилообразный характер графиков также связан с проявлениями основных пегматоидов.

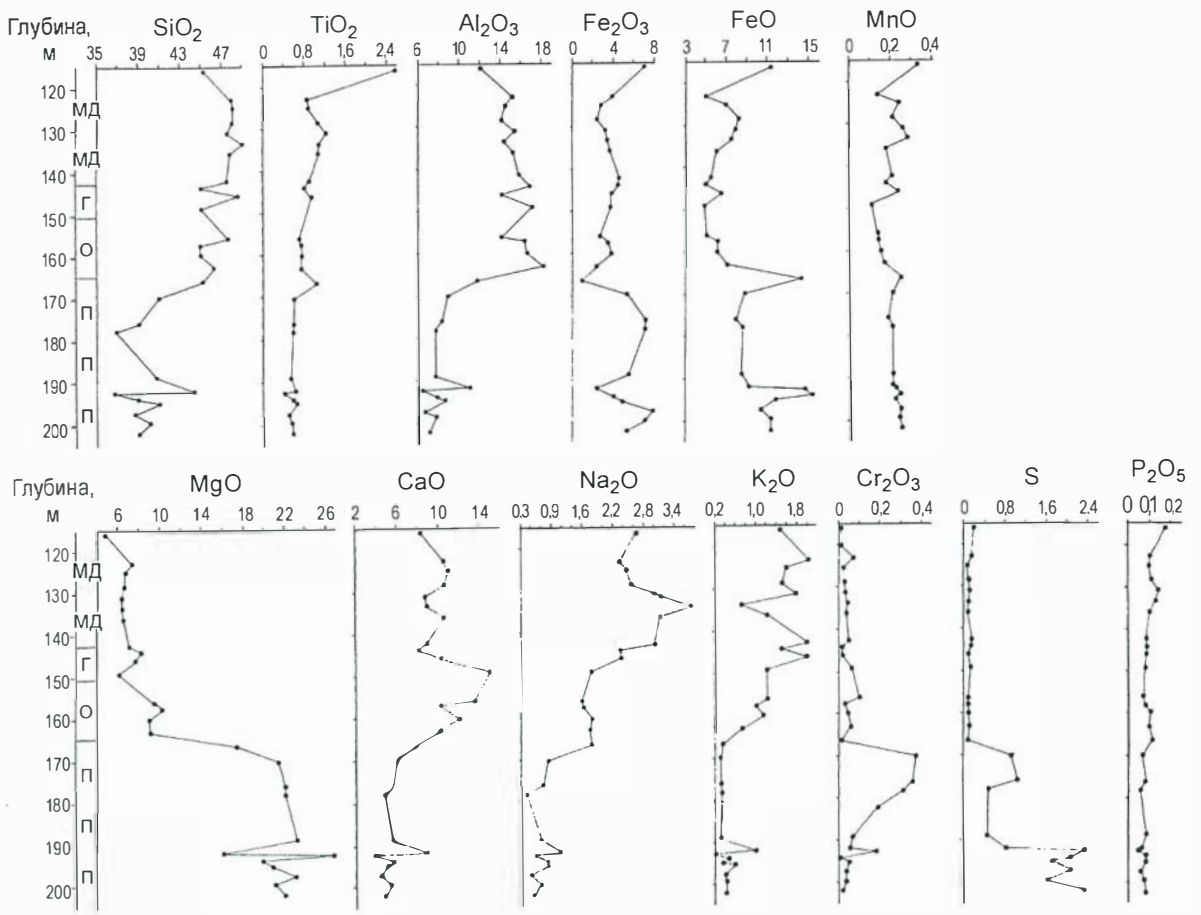


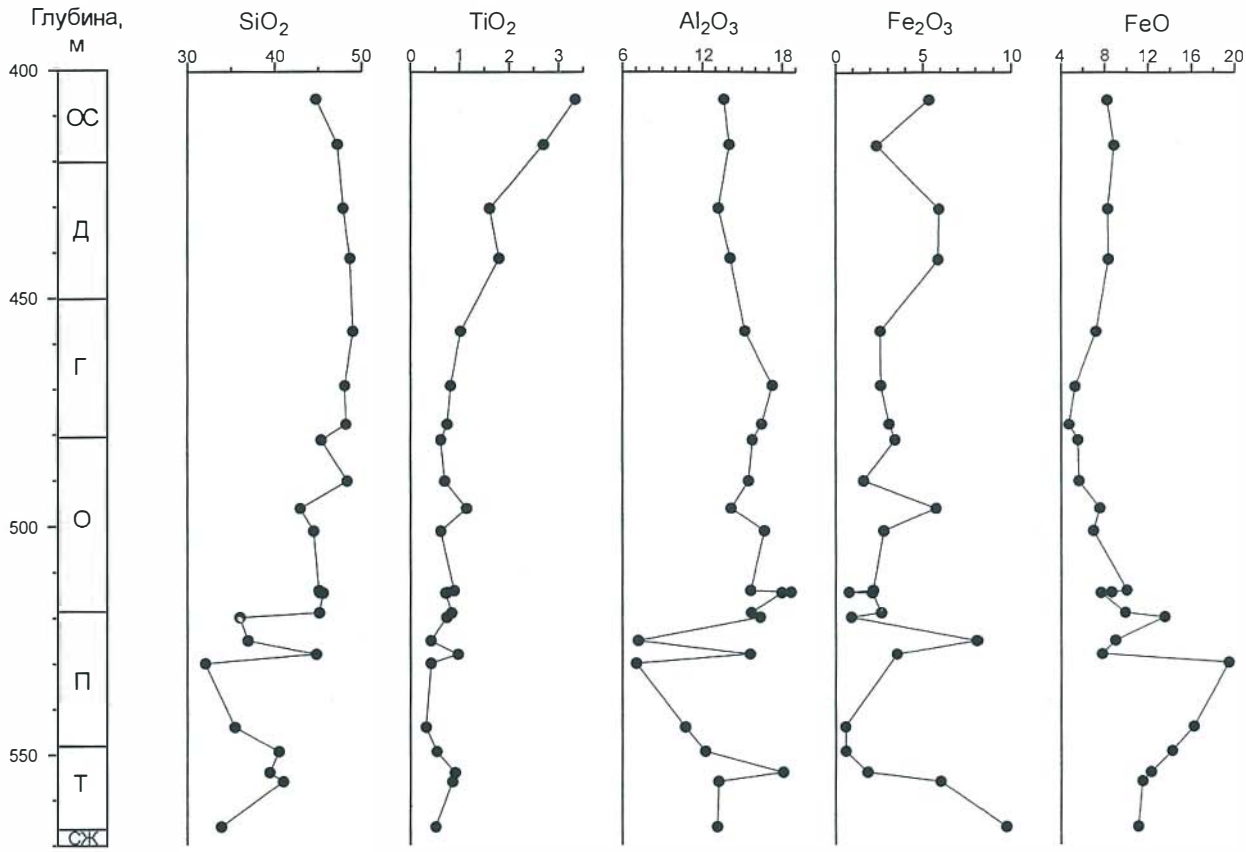
Рис. 3.14. Вариационная петрохимическая диаграмма (мас.%) по разрезу Юго-Западной ветви Верхнеталнахской интрузии, скв. К3-184.

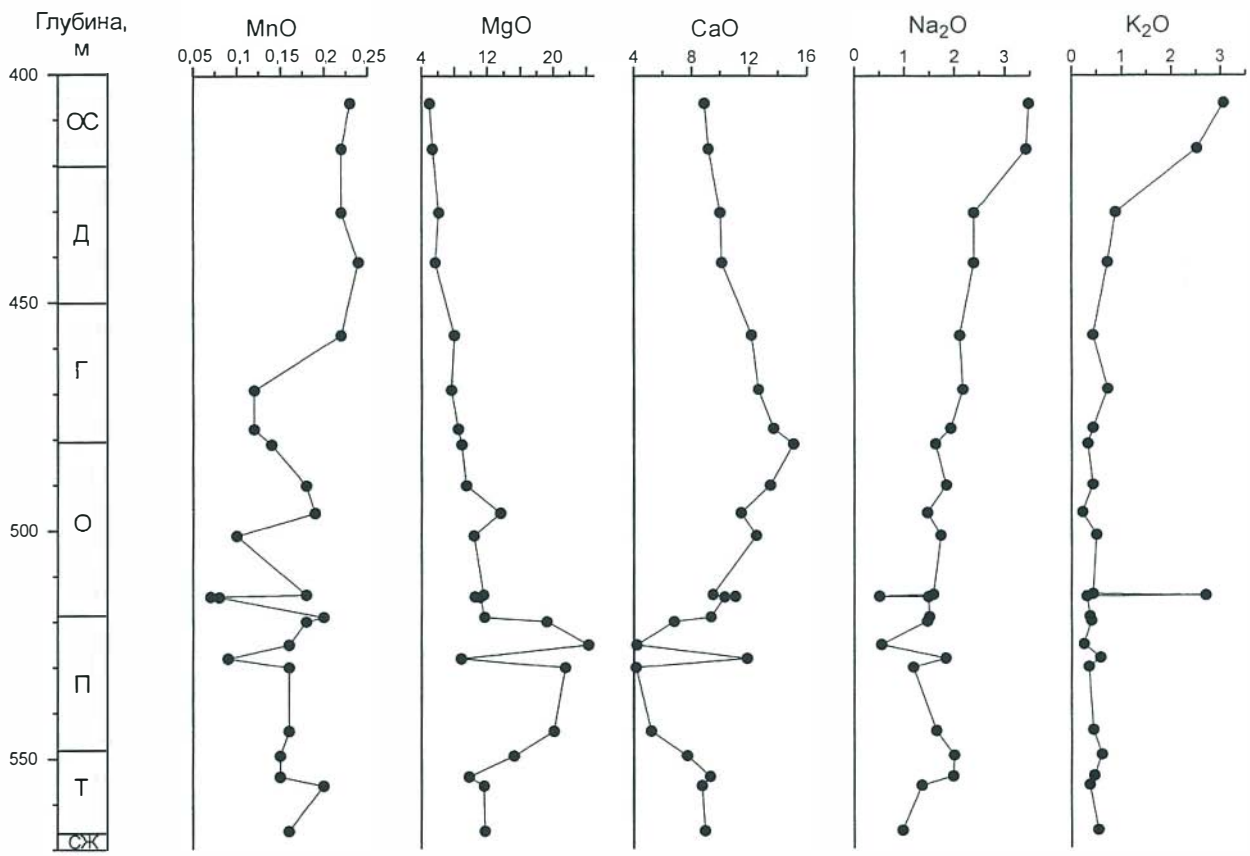
Разрез по скв. К3–585 представляет фронтальную часть Хараелахской ветви Верхнеталнахской интрузии (рис. 3.16; см. приложение, табл. 23, 24). Примечательной особенностью ее строения является мощный горизонт магматогенной брекчии, сверху и снизу обрамленный безоливиновыми и оливинсодержащими габбро–долеритами. Магматогенная брекчия, как отмечалось, состоит из переменной величины "обломков" свежих и измененных пикритов и существенно оливиновых и шпинель–оливиновых апопикритовых пород, сцементированных основными пегматоидами. Это совместное нахождение различных по составу пород, собственно, и обусловило пилообразный характер вариационных графиков. Какая–нибудь определенная направленность изменения состава пород по разрезу отсутствует. Можно лишь отметить, что обломки повсеместно имеют повышенные концентрации MgO и более низкие, чем в цементе, содержания SiO_2, TiO_2, CaO, Na_2O, K_2O.

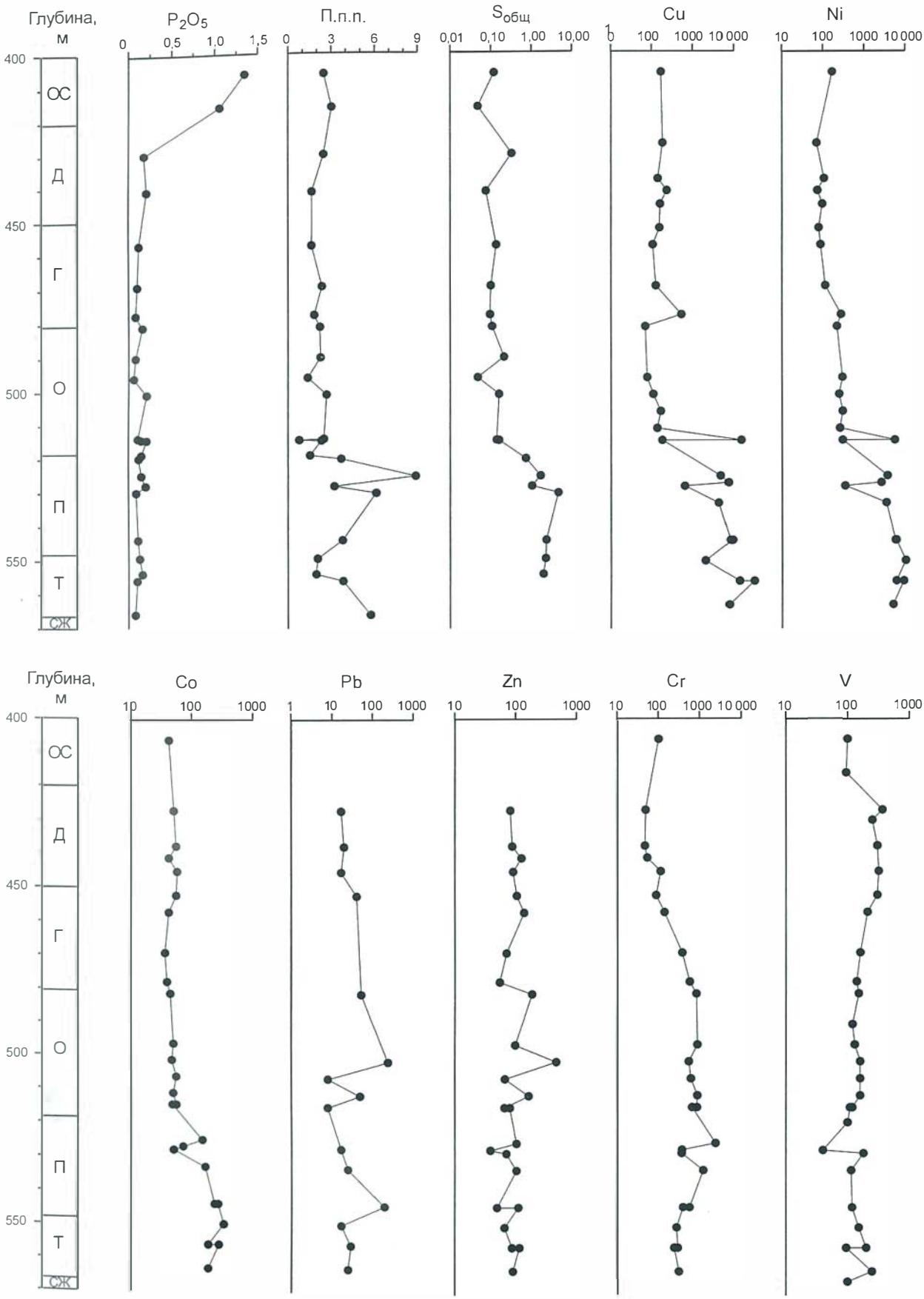
Недостаточно отчетливое поведение Al_2O_3 на вариационных графиках связано с тем, что концентраторами оксида являются шпинелиды и основные плагиоклазы, которые в переменных количествах находятся как в обломках, так и в цементе магматогенной брекчии. Широкие вариации FeO обусловлены неравномерной оруденелостью пород и отчасти переменным составом фемических минералов.

При рассмотрении вариационных диаграмм по разрезу Восточно–Норильской ветви (рис. 3.17) обращает на себя внимание отсутствие единого кристаллизационного тренда. По характеру графиков отчетливо выделяются три зоны: ВЭЗ, ЦЗ и НЭЗ. Близкие абсолютные содержания оксидов и выдержанные закономерные тенденции их изменения имеют место в одном отдельно взятом горизонте пород и испытывают резкий скачок при переходе в другой горизонт пород. Наиболее сильные колебания состава пород имеют место в ВЭЗ и НЭЗ, к которым приурочены проявления пегматоидов и оруденение.

В ВЭЗ находятся два основных типа пород: такситовые габбро–долериты и лейкогаббро, для каждого из которых характерны свои особенности. Такситовые габбро–долериты имеют


Глубина, м
400
450
500
550
ОС
Д
Г
О
П
Т
СЖ
SiO2
30 40 50
TiO2
0 1 2 3
Al2O3
6 12 18
Fe2O3
0 5 10
FeO
4 8 12 16 20


Глубина, м
400
450
500
550
ОС
Д
Г
О
П
Т
СЖ
MnO
0,05 0,1 0,15 0,2 0,25
MgO
4 12 20
CaO
4 8 12 16
Na2O
0 1 2 3
K2O
0 1 2 3


Глубина, м
400
450
500
550
ОС
Д
Г
О
П
Т
СЖ
P_2O_5
0 0,5 1,0 1,5
П.п.п.
0 3 6 9
$S_{общ}$
0,01 0,10 1,00 10,00
Cu
1 10 100 1000 10 000
Ni
10 100 1000 10 000
Co
10 100 1000
Pb
1 10 100 1000
Zn
10 100 1000
Cr
10 100 1000 10 000
V
10 100 1000

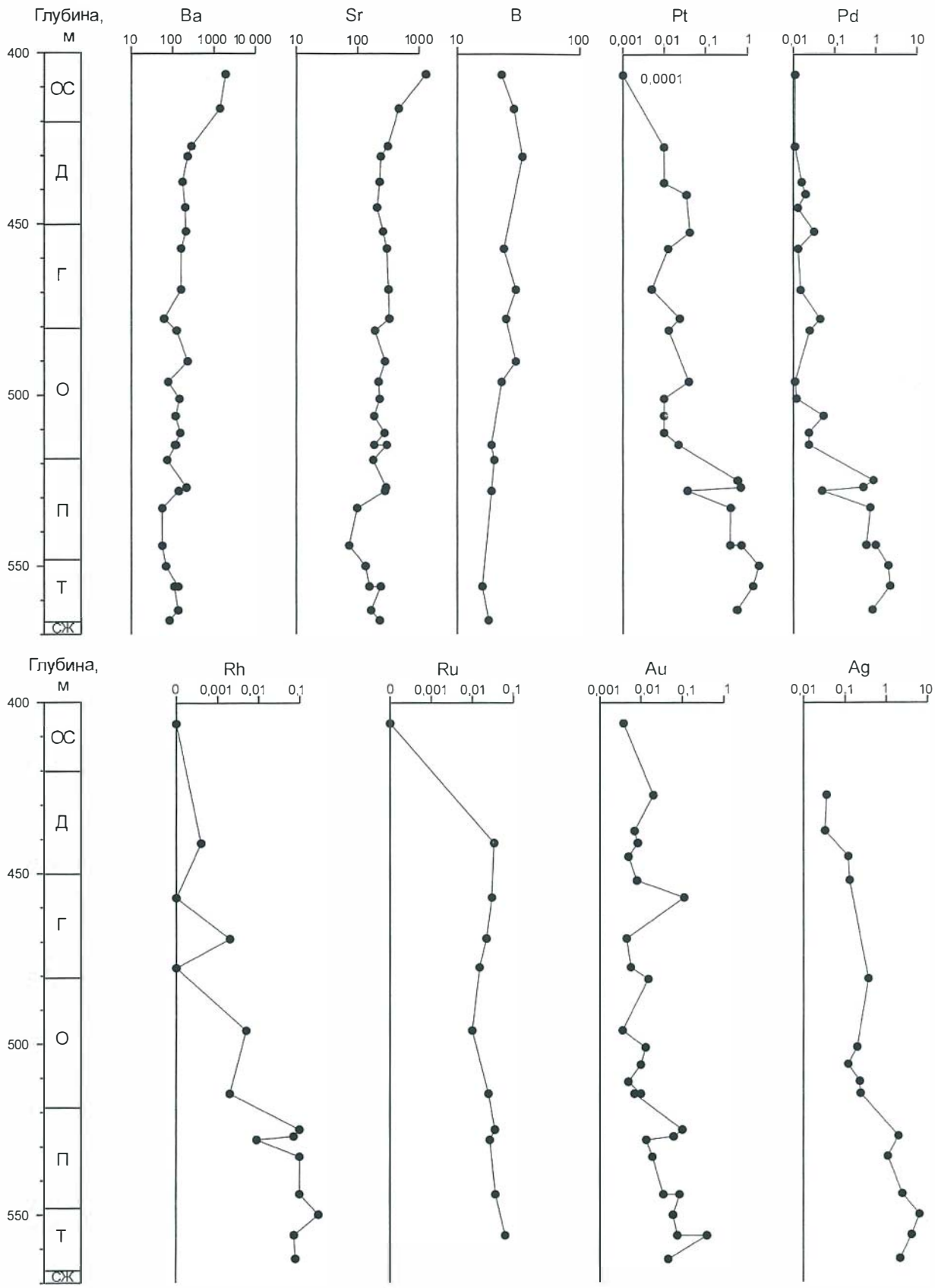
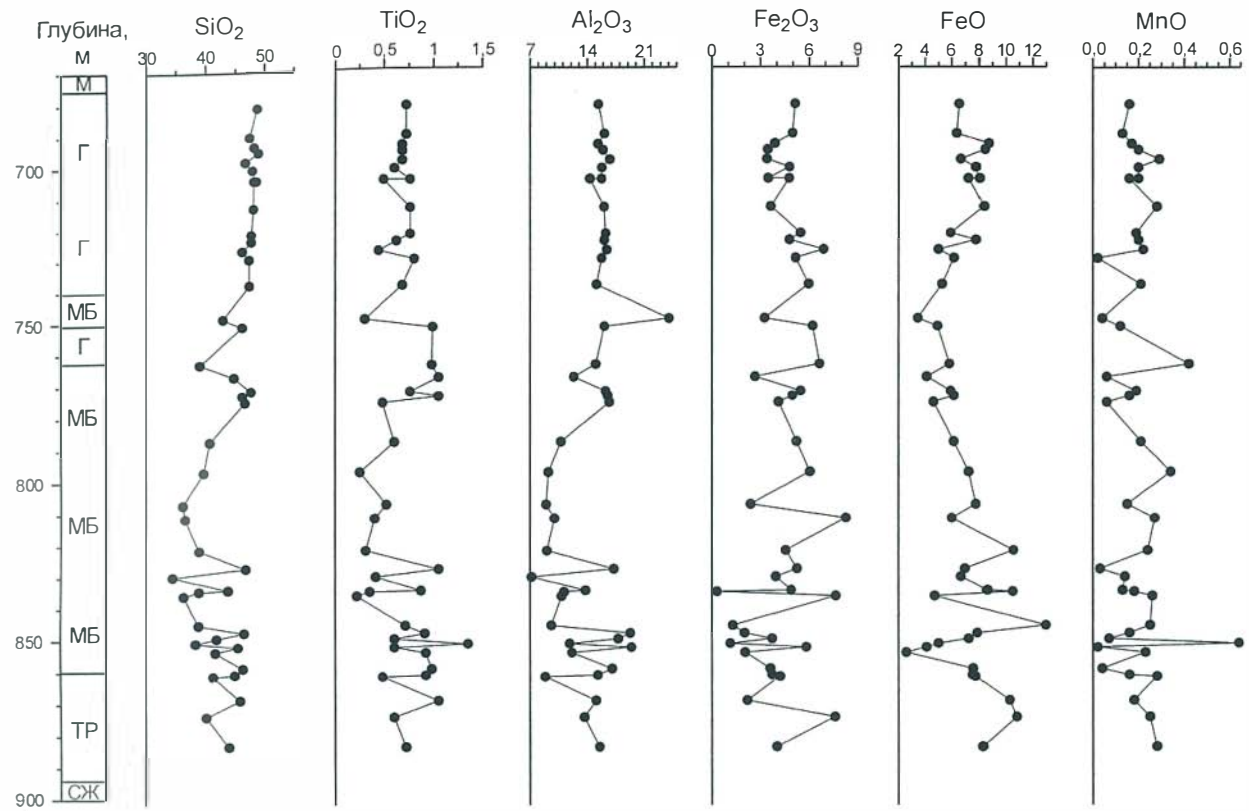
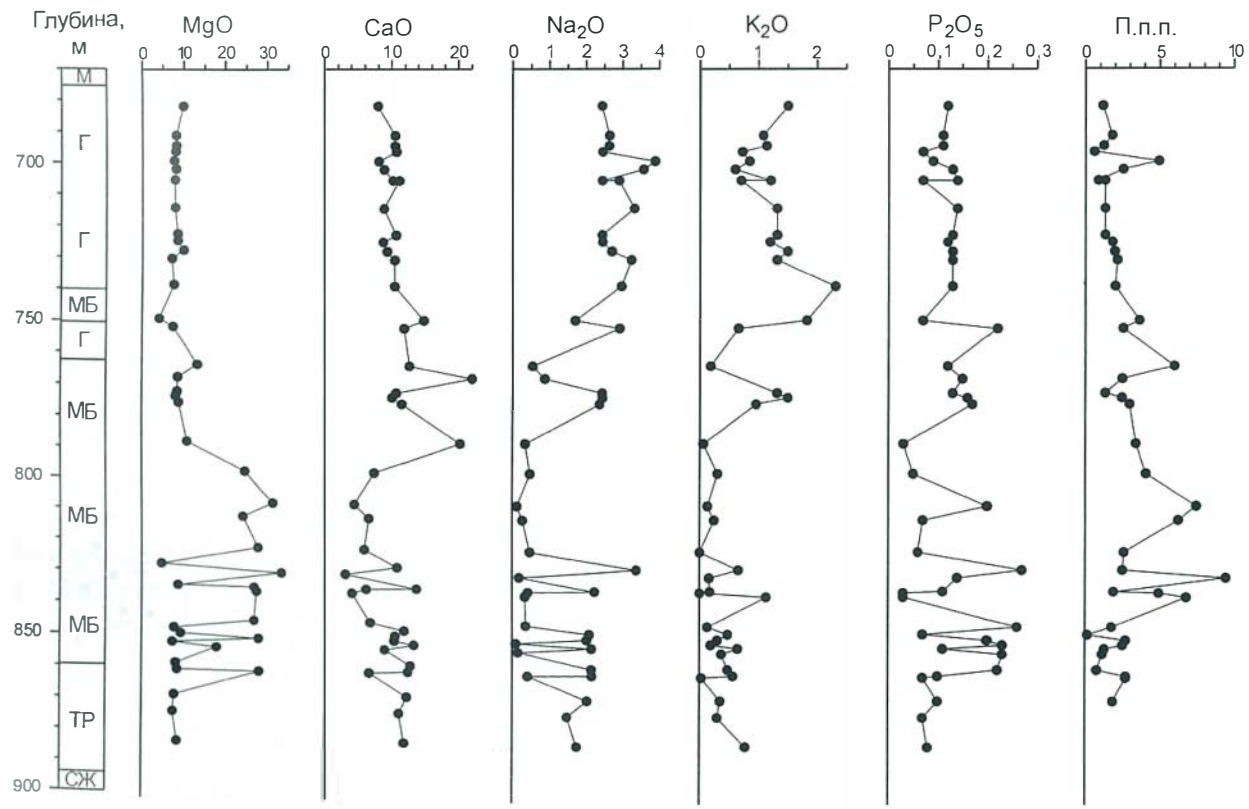


Рис. 3.15. Вариационная петрохимическая диаграмма по разрезу фронтальной части Северо-Восточной ветви Верхнеталнахской интрузии, скв.К3-274.

Содержания оксидов, П.п.п. и S — в мас.%, элементов — в г/т.


Глубина, м
SiO2
TiO2
Al2O3
Fe2O3
FeO
MnO
700
750
800
850
900
М
Г
Г
МБ
Г
МБ
МБ
МБ
ТР
СЖ


Глубина, м
MgO
CaO
Na2O
K2O
P2O5
П.п.п.
700
750
800
850
900
М
Г
Г
МБ
Г
МБ
МБ
МБ
ТР
СЖ

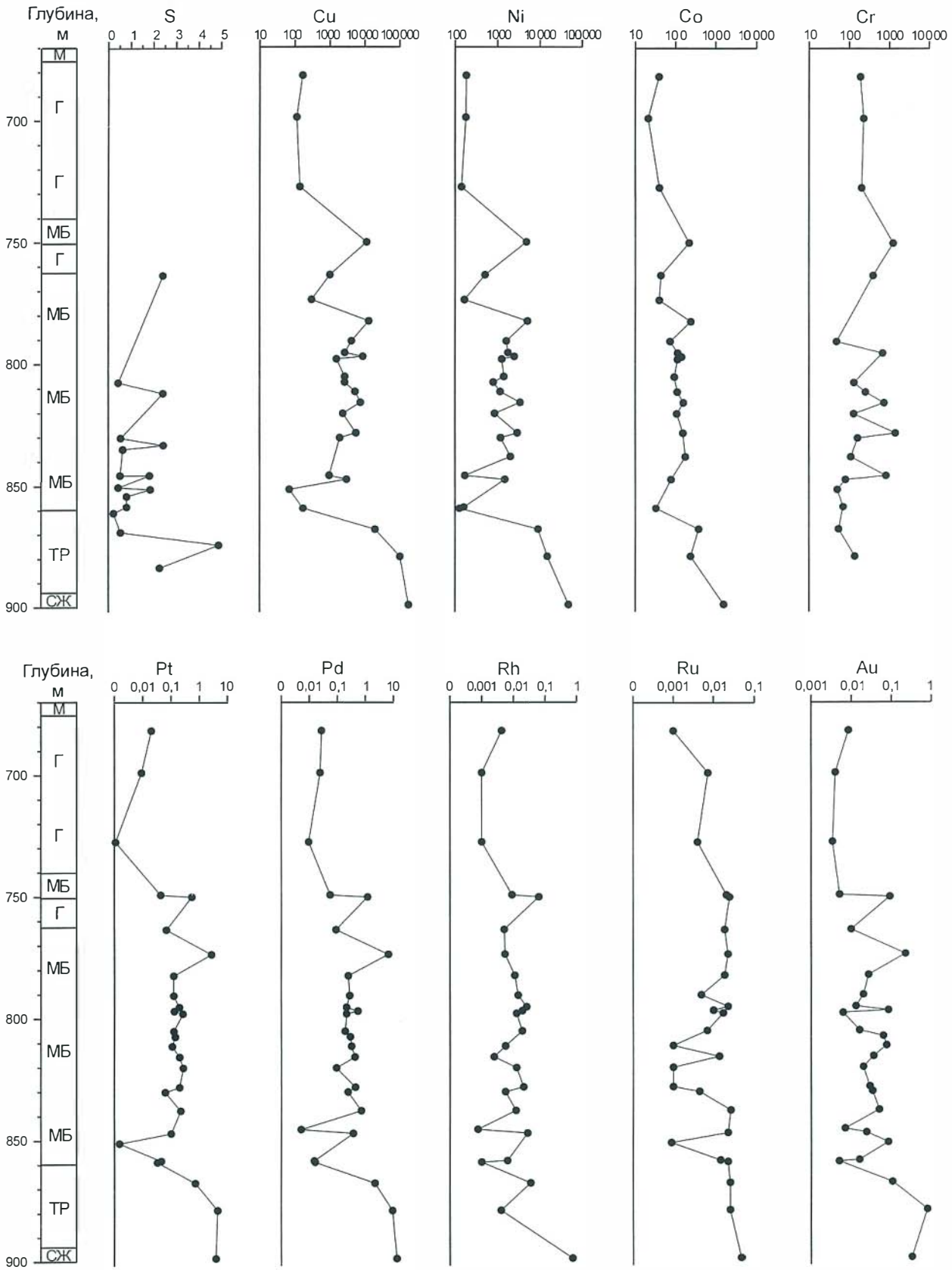


Рис. 3.16. Вариационная петрохимическая диаграмма по разрезу фронтальной части Хараелахской ветви Верхнеталнахской интрузии, скв. К3-585.

Содержания оксидов, П.п.п., S — в мас.%, элементов — в г/т.

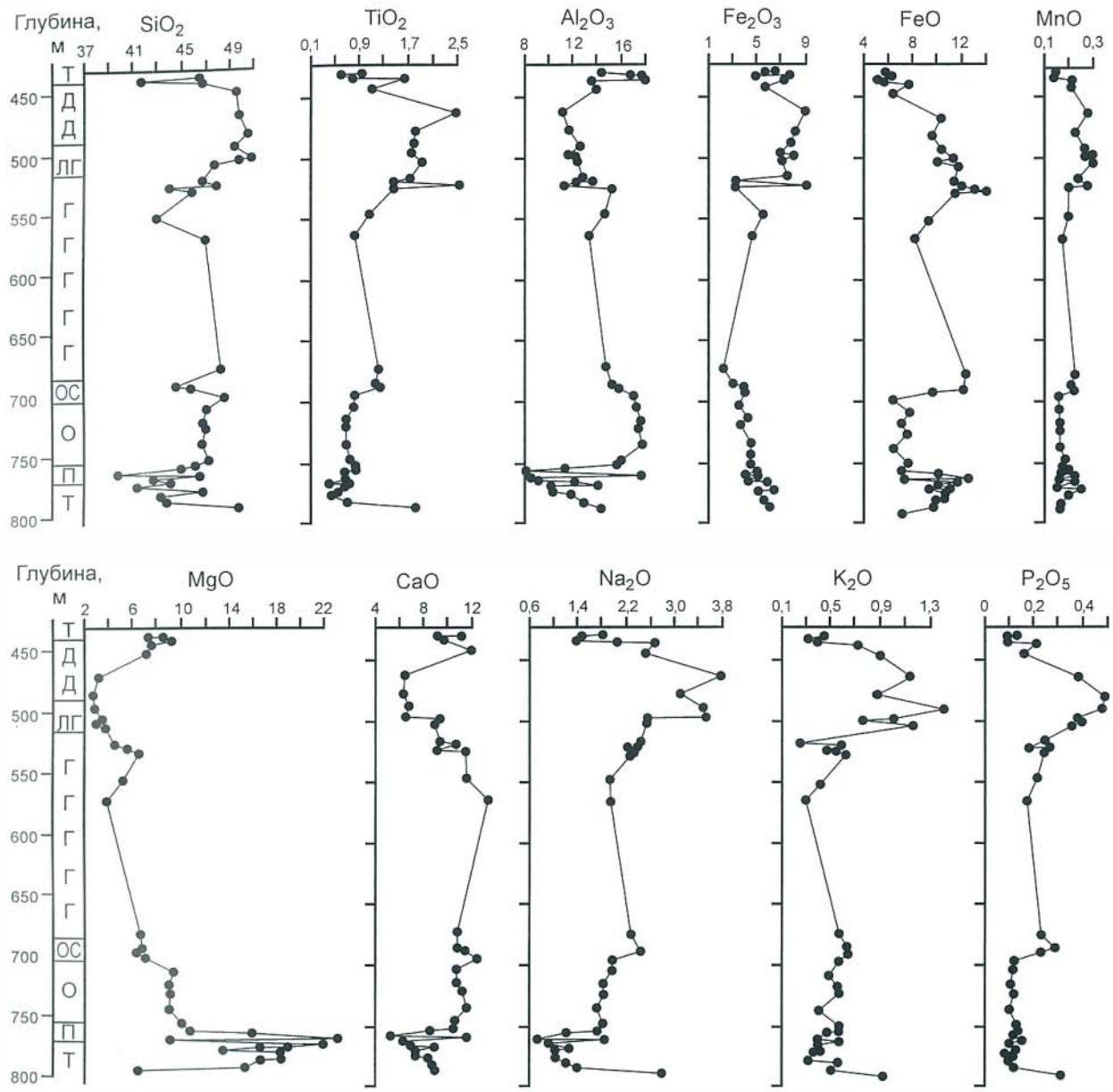


Рис. 3.17. Вариационная петрохимическая диаграмма (мас.%) по разрезу Восточно-Норильской ветви интрузии Норильск-I по скв. ПЕ-35.

повышенные MgO, CaO, а лейкогаббро — Al_2O_3, что отражает обогашенность первых оливином и клинопироксеном, а вторых — плагиоклазом. Важной особенностью состава пород ВЭЗ является проявление концентрационного максимума по MgO, который в разрезе по скв. ПЕ–35 создают верхние меланократовые такситы, а в других разрезах Восточно–Норильской ветви известны верхние пикриты.

В разрезе ЦЗ намечаются направленные изменения содержаний каждого из породообразующих оксидов. В горизонте пегматоидных призматически–зернистых габбро–долеритов и метадиоритов проявляются экстремальные концентрации практически по всем оксидам. Ниже по разрезу в ряду пород безоливиновые — оливинсодержащие — оливиновые габбро–долериты происходит увеличение Al_2O_3, Fe_2O_3, MgO и уменьшение CaO, Na_2O, количественные вариации других оксидов менее определенные. На границах различных горизонтов пород отмечаются скачкообразные изгибы вариационных кривых. Наиболее резкий контакт и отчетливое различие в составе пород наблюдаются на границе базитового и гипербазитового слоев интрузии. Для пикритового горизонта характерны более высокие, чем в базитах количества FeO, MgO и более низкие — SiO_2, Al_2O_3, CaO, Na_2O. Наряду с этим гипербазитовый горизонт не

имеет химической однородности из–за проявлений гомеогенных обособлений лейкогаббро, прожилков пегматоидных габбро и прослоев такситовых габбро–долеритов, которые создают широкие колебания содержаний оксидов и пилообразный характер графиков.

Разнообразие состава такситовых габбро–долеритов НЭЗ проявляется: в вариациях содержаний оксидов, в повышении по направлению к нижнему контакту содержаний SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, CaO, Na_2O, K_2O, P_2O_5 и понижении — FeO, MnO, MgO, что связано с уменьшением прежде всего количества оливина в породах.

МИНЕРАЛОГИЯ. *Оливины* Верхнеталнахской интрузии имеют диапазон железистости от Fa_1 до Fa_{44}. Состав минерала широко варьирует по разрезу и латерали интрузии, в одном типе пород и в пределах одного образца.

Вариационные диаграммы изменения состава оливина по разрезу Северо–Восточной ветви Верхнеталнахской интрузии показывают пилообразный характер графиков (рис. 3.18). В базитовом горизонте интрузии оливин имеет состав $Fa_{24–32}$, в пикритовом — $Fa_{23–25}$, в такситовом — $Fa_{28–39}$. Содержание силикатного никеля в оливине ($NiO_{Ол}$) в оливинсодержаших и оливиновых габбро–долеритах сравнительно устойчиво и составляет 0,078–0,134 мас.%, а в пикритовых и такситовых габбро–долеритах изменяется в диапазоне 0,151–0,215 мас.%.

Представление об особенностях изменения состава оливина и некоторых химических элементов пород можно получить из разрезов по пикритовым габбро–долеритам фронтальной (КЗ–184) и прикорневой (СТ–5) частей интрузии (см. рис. 3.18). В первом случае железистость минерала растет сверху вниз по разрезу от Fa_{20} до Fa_{27}, $NiO_{Ол}$ в этом направлении падает от 0,25 до 0,007 мас.%. В породах намечается прямая связь Fa — S и $NiO_{Ол}$ — Cr и обратная Fa — $NiO_{Ол}$ и S — $NiO_{пор}$. В глубинной части интрузии тенденции изменения различных компонентов усложняются появлением пегматоидов в разрезе пикритового горизонта. Здесь можно отметить, что железистость оливина в оливиновых габбро–долеритах отвечает Fa_{35}, в пикритовых габбро–долеритах — $Fa_{35–40}$, на границе их с оливиновым габбро она резко падает до Fa_{22}, а в такситовом горизонте растет от $Fa_{22–31}$ до $Fa_{36–43}$. Содержание $NiO_{Ол}$ изменяется от 0,075 до 0,238 мас.%.

Характерной особенностью состава оливинов из магматогенной брекчии Хараелахской ветви Верхнеталнахской интрузии являются широкие вариации его железистости — Fa_1 — Fa_{28}, а также никелистости и кальциевости (рис. 3.19). Сверху вниз по разрезу этого горизонта пород намечается тенденция повышения железистости минерала и понижения $NiO_{Ол}$. Значительные колебания состава оливина имеют место даже в пределах одного образца. При сравнении состава минерала из реликтов пикритовых габбро–долеритов и из существенно оливиновых и шпинель–оливиновых обломков магматогенной брекчии выявляется отчетливое уменьшение его железистости и содержания $NiO_{Ол}$ от 0,197 мас.% до 0 и повышение $CaO_{Ол}$ от 0,04 до 0,80 мас.%. Средний состав оливина магматогенной брекчии, исключая аномальные составы, соответствует $Fa_{10–11}$, в них определено NiO — 0,03–0,04 мас.% и CaO — 0,11–0,23 мас.% [Рябов, 1992б]. Наиболее магнезиальные разности минерала из оливинитов отвечают составу Fa_1, в котором NiO — 0,01 и CaO — 0,53 мас.%.

В разрезе интрузии Норильск–1 железистость оливина изменяется от Fa_{23} до Fa_{40}. Средние значения железистости минерала увеличиваются в ряду пород: оливинсодержащие — оливиновые — пикритовые габбро–долериты, хотя устойчивая по разрезу интрузии тенденция изменения железистости отсутствует (рис. 3.20). Наряду с этим, содержание NiO в оливине сверху вниз по разрезу закономерно увеличивается от 0,029 до 0,236 мас.%, а CaO в этом направлении уменьшается от 0,31 до 0,12 мас.%.

Особенности изменения состава оливина в разрезе Верхнеталнахской интрузии приведены в табл. 3.5. Здесь можно видеть, что верхние пикритовые габбро–долериты имеют довольно магнезиальный состав и переменную железистость. В расслоенной серии пород ЦЗ, несмотря на отмеченные вариации составов оливина в пределах одного типа пород, сверху вниз по разрезу интрузий отмечается уменьшение железистости минерала. В оливинах НЭЗ железистость обычно выше, чем в пикритовых габбро–долеритах. В магматогенной брекчии из различных частей разреза интрузии железистость оливина широко варьирует от $Fa_{1,3}$ до $Fa_{24,7}$ при устойчиво низком содержании в них NiO — 0,01–0,09 мас.%. Дополнительно можно отметить, что оливины пикритовых габбро–долеритов фронтальной части Верхнеталнахской интрузии имеют состав $Fa_{24,1}$, $NiO_{Ол}$ = 0,18 мас.% (среднее из 21 ан.), а прикорневой части — Fa_{26}, NiO — 0,20 мас.% (среднее из 33 ан.) [Рябов, 1992б].

Пироксены норильских интрузий представлены моноклинными и ромбическими разновидностями. Наиболее широко распространены клинопи-

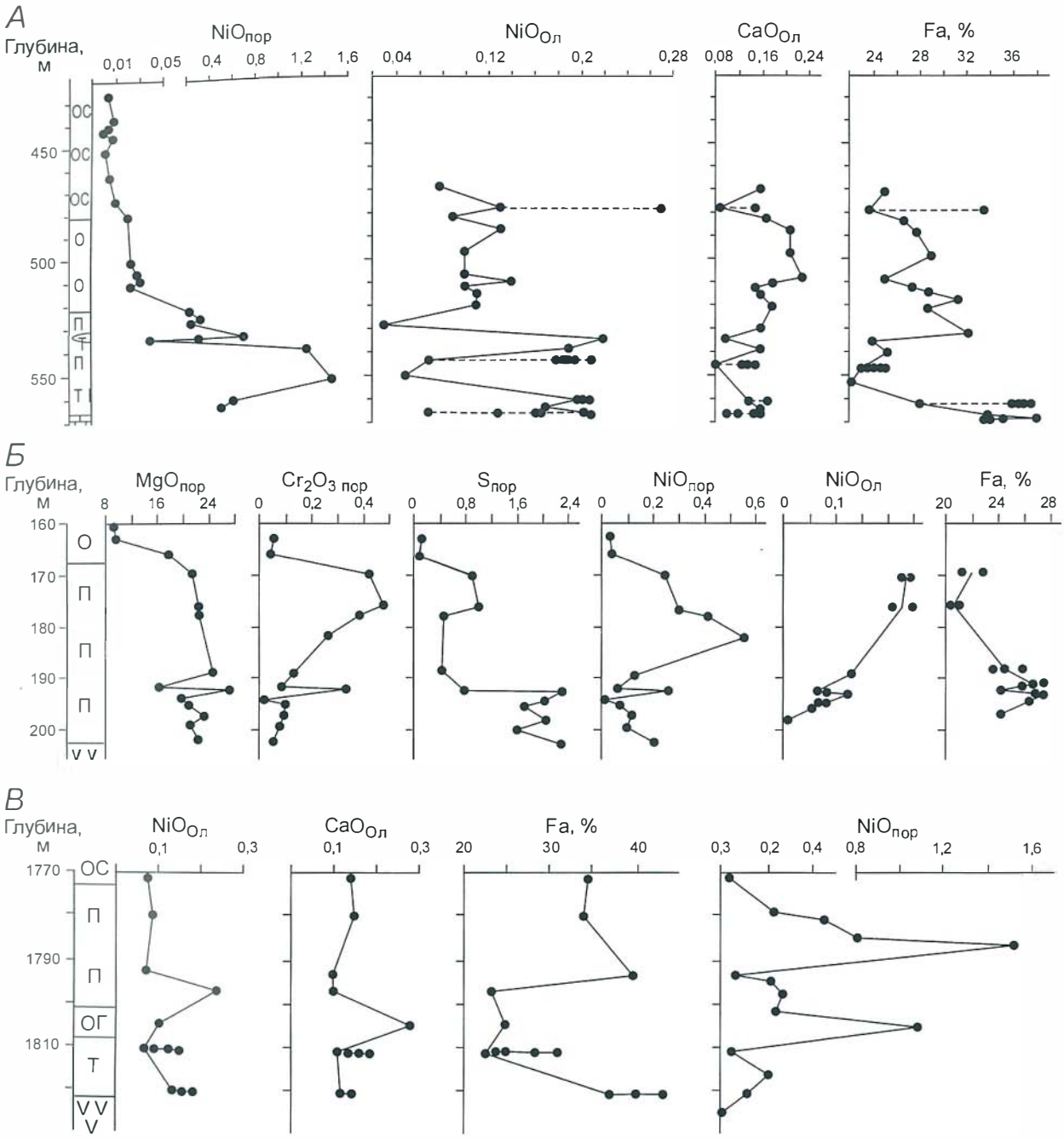


Рис. 3.18. Особенности изменения состава оливина и некоторых химических компонентов вмещающих его пород.

А — разрезСеверо-Восточной ветви ВТИ (по скв. К3-274). Штриховой линией соединены составы Ол, сосуществующих в одном образце; *Б* — разрез пикритовых г-д Юго-Западной ветви ВТИ (по скв. К3-184). Для сравнения приведены вариационные линии содержаний в породах магнезии и хрома (мас.%); содержания оксидов и серы в мас.%; *В* — разрез глубинной части ВТИ (по скв. СТ-5). В нижнем экзоконтакте интрузии показаны измененные вмещающие осадочные породы.

роксены, а ортопироксены встречаются главным образом в богатых оливином породах [Годлевский, 1959; Степанов, 1977]. Клинопироксены из габбро–долеритов расслоенной серии пород представлены авгитами, а из основных пегматоидов — авгитами и диопсидами. Среди ортопироксенов выделяются бронзиты и гиперстены.

Клинопироксены норильских интрузий имеют зональное строение: центральные части кристаллов всегда обогащены хромом (Cr_2O_3 до 1,25 мас.%), а периферические — титаном (TiO_2 до 1,54 мас.%). Максимальные концентрации этих химических элементов приурочены к клинопироксенам пикритовых габбро–долеритов.

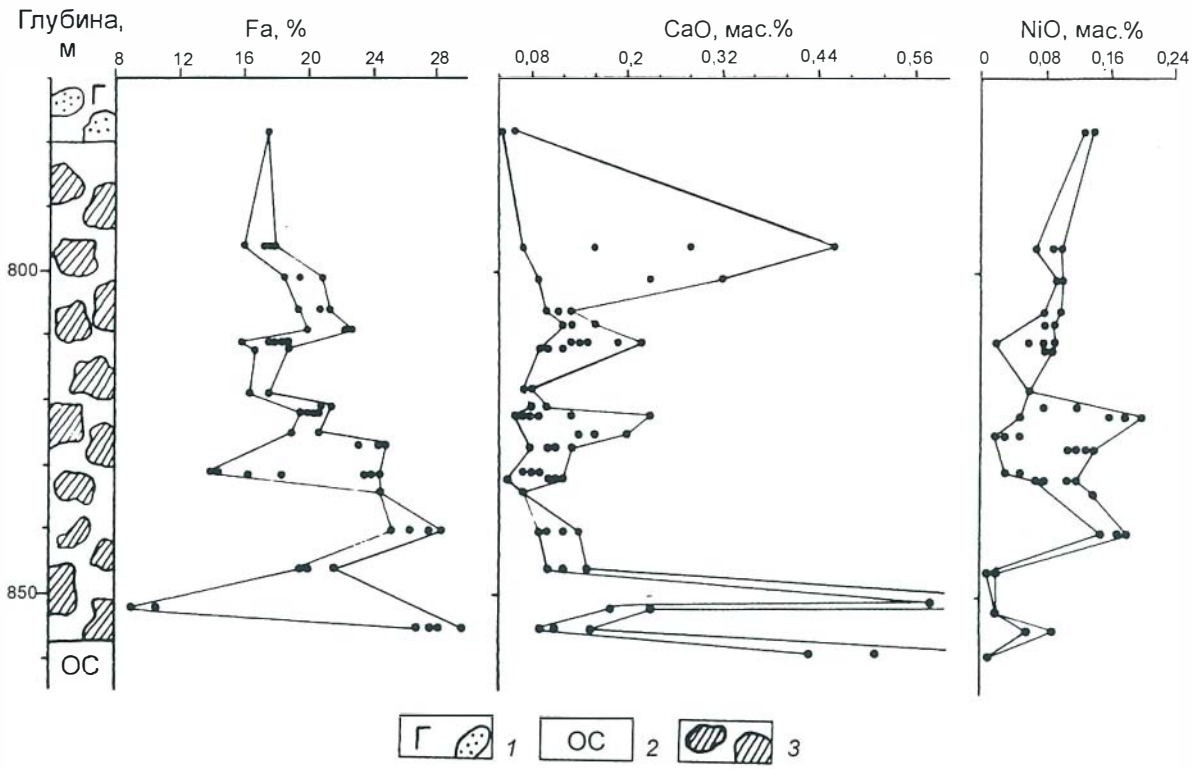


Рис. 3.19. Особенности изменения состава оливина по разрезу магматогенной брекчии Хараелахской ветви Верхнеталнахской интрузии (по скв. К3-585).

1 — шлиры лейкогаббро в безоливиновом г-д; *2* — оливинсодержащий г-д; *3* — магматогенная брекчия.

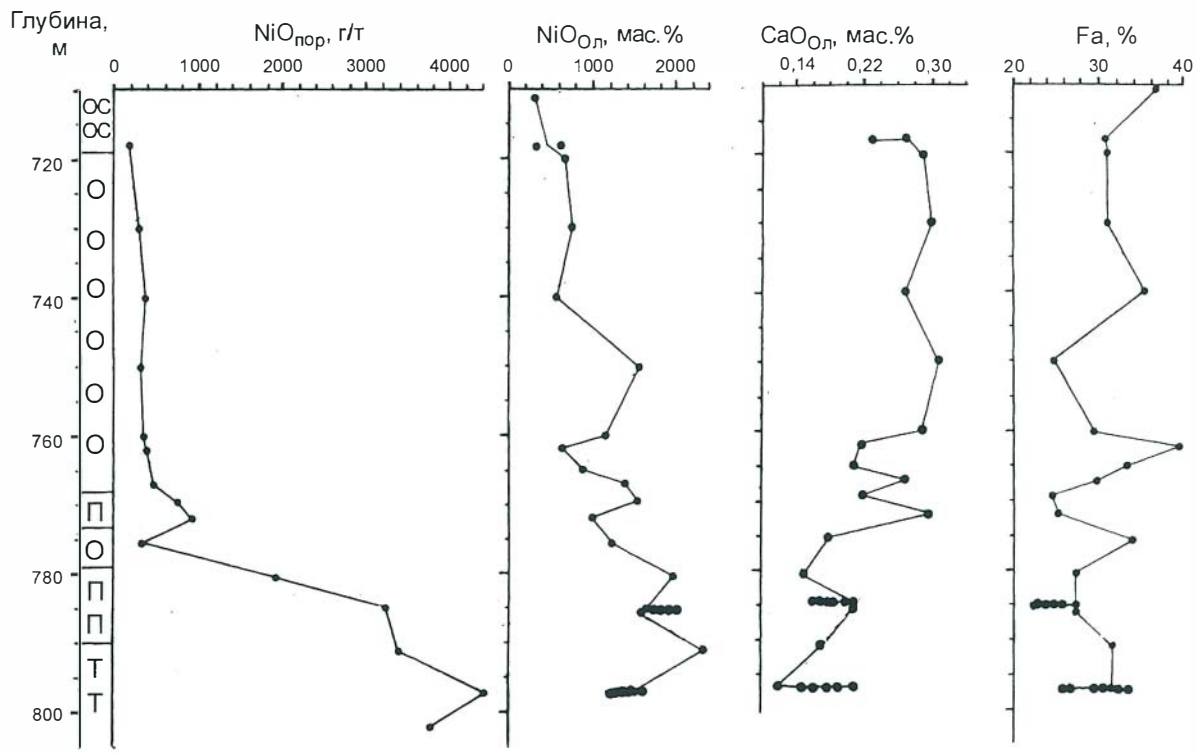


Рис. 3.20. Изменение состава оливина в сопоставлении с содержанием оксида никеля в породе по разрезу Восточно-Норильской ветви интрузии Норильск-I (по скв. ПЕ-35).

Таблица 3.5.

СРЕДНИЙ СОСТАВ ОЛИВИНОВ ИЗ ГЛАВНЫХ ТИПОВ ПОРОД ИНТРУЗИЙ НОРИЛЬСКОГО ТИПА [Рябов, 1992б]

Зона	Порода	Верхнеталнахская интрузия		
		Fa, %	NiO, мас.%	CaO, мас.%
ВЭЗ	Контактовый габбро-долерит	35,4	0,06	0,17
	Пикритовый габбро-долерит I	20,1	0,05	0,19
	Пикритовый габбро-долерит II	26,3	0,30	0,19
	Магматогенная брекчия	11,1	0,04	0,11
ЦЗ	Оливинсодержащий габбро-долерит	32,8	0,08	0,18
	Оливиновый габбро-долерит	29,4	0,11	0,18
	Пикритовый габбро-долерит I	30,6	0,17	0,15
	Пикритовый габбро-долерит II	19,3	0,10	0,20
	Магматогенная брекчия I*	9,6	0,03	0,23
	Магматогенная брекчия II	1,3	0,01	0,53
	Магматогенная брекчия III	16,6	0,06	0,10
НЭЗ	Такситовый габбро-долерит I	35,2	0,18	0,13
	Такситовый габбро-долерит II	21,3	0,10	0,12
	Троктолитовый габбро-долерит	26,6	0,02	0,12
	Магматогенная брекчия	24,7	0,09	0,09
	Контактовый габбро-долерит	43,9	0,09	—

Примечание. Римскими цифрами указаны статистически устойчивые составы минералов в одном петрографическом типе пород.

* Приведены данные по Хараелахской ветви Верхнеталнахской интрузии, где магматогенная брекчия охватывает практически весь разрез расслоенной серии пород.

Общий диапазон составов авгитов по разрезу Верхнеталнахской интрузии охватывает $Wo_{35-45}En_{41-49}Fs_{8-23}$ (рис. 3.21; см. приложение, табл. 14). Из приведенных данных можно видеть, что колебания общей железистости (*f*) в пределах одного зонального кристалла могут достигать 8 ат.%. Снизу вверх по разрезу интрузии *f* растет в центральных частях кристаллов от 14,2 до 33,3 ат.%, а в краевых — от 17,1 до 35,3 ат.%.

Характер изменения Ca и Mg или Wo и En компонентов в клинопироксенах по разрезу интрузии более сложный, чем Fe или *f*. Основные нарушения плавного изменения Wo и En приурочены к переходам из одного типа пород в другой и наиболее ощутимы в краевых зонах кристаллов. В бурых клинопироксенах пикритовых габбро–долеритов кальциевость сравнительно стабильна, величина Wo около 40 при колебаниях ее от 37 до 44. На границе гипербазитового слоя с базитовым наблюдается некоторое повышение Wo и падение En против средних их значений в пикритах, а выше по слою базитов после резкого излома вариационной линии происходит рост Wo и уменьшение En. В метадиоритах снизу вверх по разрезу величины Wo и En падают, а Fs резко растет. Содержание En в бурых клинопироксенах пикритовых габбро–долеритов составляет 49,0, а минимальное — 41,9 приходится на метадиориты.

В ядрах кристаллов клинопироксенов (зеленых в хромистых разностях и бурых в мало– и бесхромистых) содержание Wo слабо изменяется по всему разрезу за исключением метадиоритов, где оно резко понижается по мере приближения к кровле интрузии. Количество En с некоторыми колебаниями постепенно падает снизу вверх по разрезу массива (максимальное — 50,1, минимальное — 41,4).

Дополнительную информацию по изменению состава клинопироксена в разрезе интрузии дают вариации приводимых отношений Si/Al, (Ca + Na)/Al, Mg/Fe, (Ca + Na)/Fe. Следует отметить, что значения коэффициента фракционирования ($K_ф$) пород на границе базитов и гипербазитов имеют резкий скачок, который проявляется также и в железистости бурых клинопироксенов, но отсутствует в зеленых.

Сравнительный анализ изменения составов клино– и ортопироксенов в разрезе пикритового горизонта можно проследить также на рис. 3.22. Для клинопироксенов здесь следует отметить довольно стабильные содержания главных пироксеновых миналов, за исключением самого нижнего

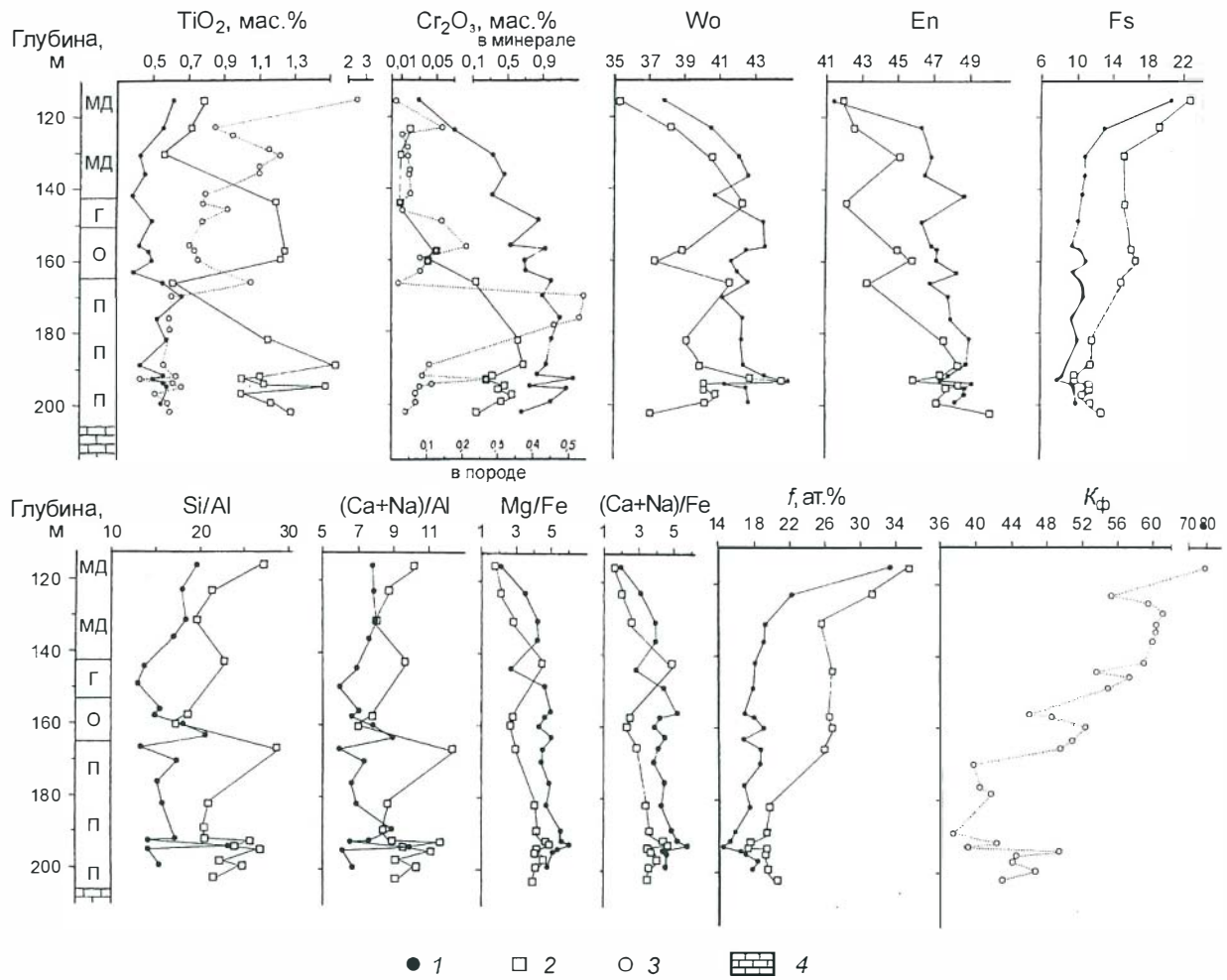


Рис. 3.21. Вариационная диаграмма, иллюстрирующая изменение состава центральных и краевых частей зональных кристаллов клинопироксена по разрезу Верхнеталнахской интрузии (по скв. КЗ-184).

1 — центр, *2* — край кристаллов; *3* — порода; *4* — известняки из вмещающих интрузию пород.

анализа, который имеет более высокую железистость, титанистость и хромистость клинопироксенов, чем ортопироксенов. Снизу вверх по разрезу пикритового горизонта в клинопироксенах отмечается рост Cr_2O_3, который резко падает в оливинсодержащих габбро–долеритах.

При рассмотрении поведения TiO_2 в центральных и периферических частях кристаллов клинопироксена обращает на себя внимание то, что ядра кристаллов из пикритового горизонта имеют более высокую титанистость, чем в базитовом. Наиболее высокие содержания TiO_2 в краевых частях кристаллов также приурочены к кли-

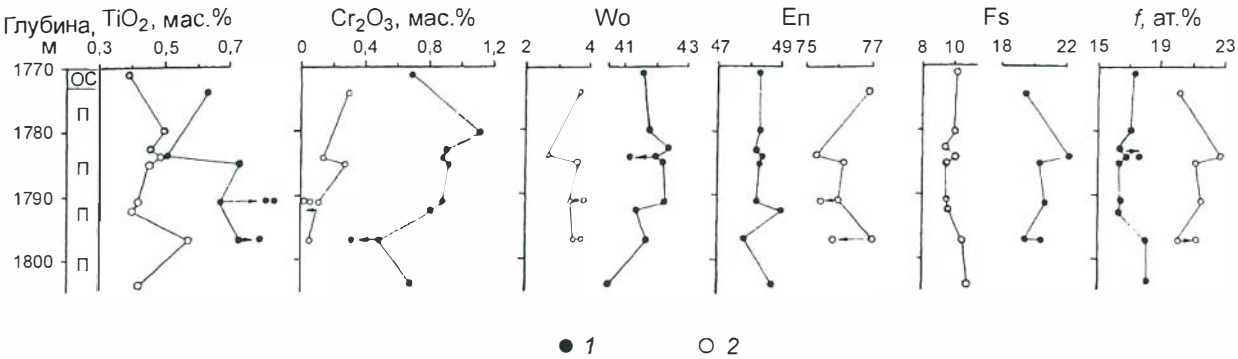


Рис. 3.22. Изменение состава орто- и клинопироксена в разрезе пикритового горизонта Верхнеталнахской интрузии (скв. СТ-5).

1 — клинопироксен, *2* — ортопироксен.

нопироксенам из пикритового горизонта. Кроме того, следует отметить индивидуальность поведения TiO_2 в каждом отдельно взятом гипербазитовом и базитовом горизонте. Снизу вверх по разрезу каждого из этих горизонтов намечается тенденция повышения TiO_2 в ядрах клинопироксенов и понижения содержания оксида в периферических каймах его кристаллов. Все изменения титанистости клинопироксенов идут на фоне увеличения TiO_2 в породе.

Содержание Cr_2O_3 в центральных частях кристаллов постепенно падает в ряду пород пикритовые — оливиновые — безоливиновые габбро–долериты — метадиориты. В краевых (бурых) частях кристаллов клинопироксена количество оксида сохраняется повышенным в пикритовых габбро–долеритах и резко уменьшается в вышележащих базитах. Поведение Cr_2O_3 в породах практически никак не связано с характером распределения оксида в клинопироксенах.

В интрузии Норильск–I тенденции изменения состава клинопироксена по разрезу в общих чертах повторяют описанные для Верхнеталнахской интрузии. Здесь ярко проявилась зональность и характер распределения TiO_2 и Cr_2O_3 в центральных и краевых частях кристаллов (рис. 3.23). На диаграмме видно, что кальцие-

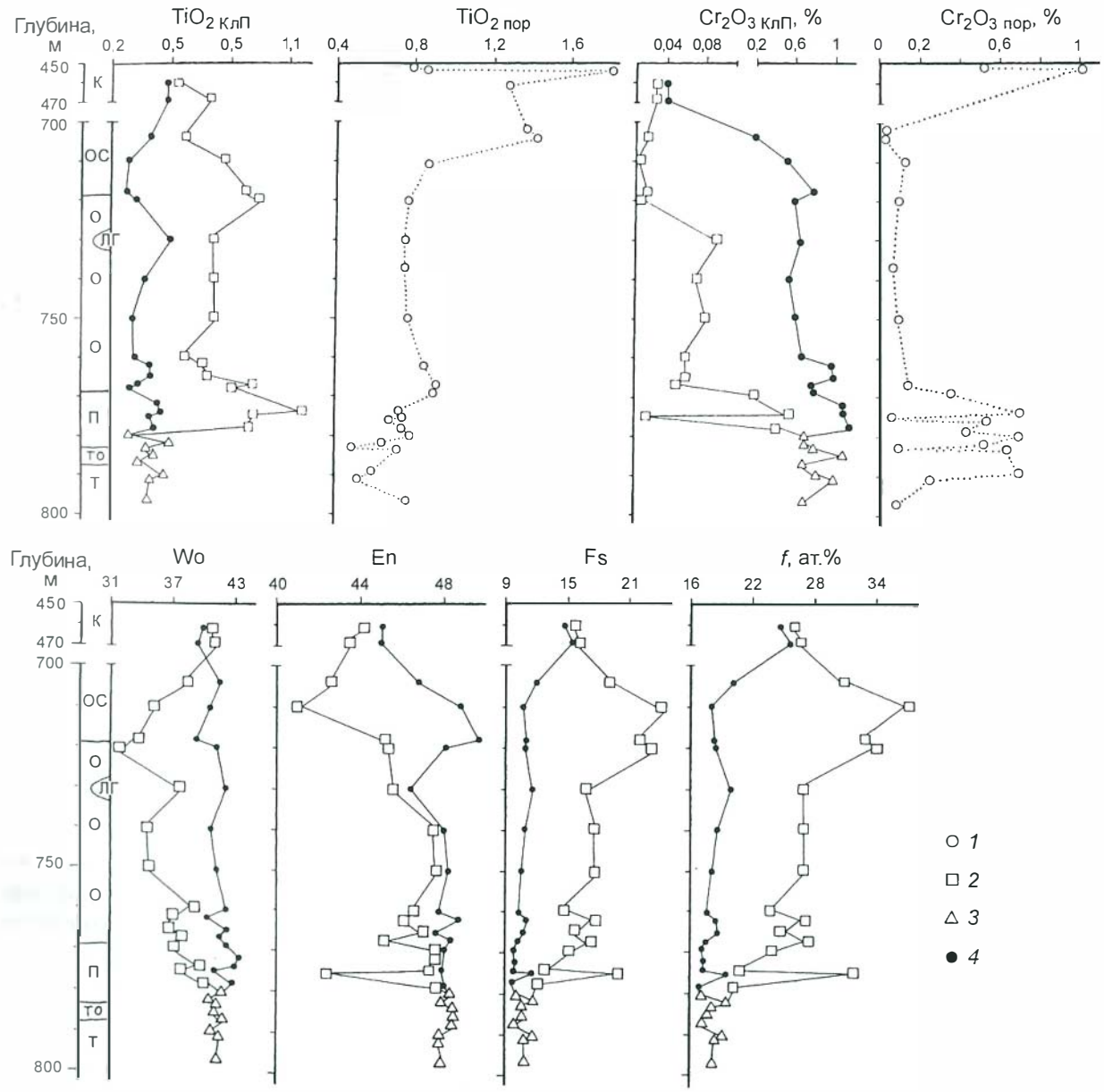


Рис. 3.23. **Изменение состава зональных клинопироксенов по разрезу Восточно-Норильской ветви интрузии Норильск-I (скв.ПЕ-35)**

1 — центр, *2* — край кристаллов; *3* — угловатые зерна; *4* — порода.

вость краевых зон кристаллов сверху вниз по разрезу массива от кровли до границы оливинсодержащих и оливиновых габбро–долеритов понижается от $Wo_{39,5}$ до $Wo_{31,6}$, а в дальнейшем повышается вплоть до подошвы интрузии, где имеет $Wo_{39,8}$. В центральных частях кристаллов клинопироксена кальциевость растет снизу вверх по разрезу интрузии, и она всегда более высокая, чем в краевых зонах. От кровли интрузии до границы оливиновых габбро–долеритов количество En–компонента в ядрах кристаллов клинопироксена растет, а в периферических частях — падает. Ниже по разрезу вплоть до подошвы тела величина En стабилизируется примерно на одном уровне. Диапазон железистости в одном зональном кристалле достигает 19 ат.%. В отдельно взятых только ядрах кристаллов весь интервал общей железистости по разрезу интрузии составляет 8 ат.%, а в краевых их каймах — 17 ат.%.

При рассмотрении поведения Cr_2O_3 и TiO_2 в клинопироксенах можно отметить, что в оливиновых габбро–долеритах они имеют довольно устойчивые значения оксидов (мас.%) как в ядрах кристаллов (Cr_2O_3 = 0,60 и TiO_2 = 0,32), так и в периферических каймах (0,07 и 0,74) соответственно. Начиная с границы оливиновых — оливинсодержащих габбро–долеритов титанистость центральных зон клинопироксена растет от 0,28 до 0,49 мас.%, а периферических — наоборот падает от 0,87–0,94 до 0,53 мас.%. В этом же направлении падает Cr_2O_3 в ядрах кристаллов от 0,79 до 0,04 мас.%, но несколько возрастает в краевых каймах клинопироксена от 0 до 0,03 мас.%. Необычно здесь ведут себя и главные пироксеновые миналы: колебания по величине Wo–компонента составляют диапазон 31–41, по En — 41–50 и Fs — 11–24. Различия в составах постепенно выравниваются до $Wo_{40}En_{45}Fs_{15}$. Исключая ВЭЗ, клинопироксены которой имеют свою специфику вариаций состава, можно констатировать, что в расслоенной серии пород имеют место незначительные, но однонаправленные изменения состава минерала по разрезу интрузии. Отклонения вариационных кривых от главной тенденции на графиках связаны с проявлениями небольших тел пегматоидов, а также случаями переслаивания различных пород, либо перехода из одного габбро–долерита в другой.

Клинопироксены из пегматоидов ВЭЗ и НЭЗ характеризуются широкими вариациями всех минералообразующих оксидов. Наряду с авгитами, по составу сходными с минералом из пород расслоенной серии, в пегматоидах нередко встречаются разновидности с аномальным составом. Здесь отмечаются диопсиды с широкими вариациями Al_2O_3 (до 14,3 мас.%), повышенным содержанием Na_2O (до 2,44 мас.%) и переменными TiO_2 (0,26–1,67 мас.%) и Cr_2O_3 (0,01–0,82 мас.%). Диапазон общей железистости минерала составляет 7,6–34,8 мас.%.

Особенности состава породообразующих минералов более детально будут рассмотрены в специальном разделе работы.

ЭКЗОКОНТАКТОВЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ. Вмещающие норильские интрузии породы испытали значительные метаморфические преобразования, которые оказались сильными в случае локализации магматического тела в осадочных карбонатно–глинистых сульфатоносных породах, слабее — в терригенных и еще слабее — в магматогенных породах. Основную часть контактовых ореолов образуют полифациальные метаморфические комплексы роговиков и мраморов, наиболее ярко проявившиеся в связи с Верхнеталнахской интрузией. Зональность метаморфических ореолов выражается пространственной сменой в направлении от контактов с интрузией спуррит–мервинитовой, пироксен–роговиковой, биотит–амфибол–роговиковой и хлорит–мусковит–роговиковой температурных фаций [Туровцев, 1972]. Контактовые роговики, а также интрузивные породы замещаются широким спектром щелочных, магнезиальных и известковых метасоматитов, петрология и особенности формирования которых освещены в ряде работ различных исследователей [Золотухин, 1964; Юдина, 1965; Туровцев, 1970, 1972; Додин, Батуев, 1971; Золотухин и др., 1975; Зотов, 1979; и др.].

Наиболее интенсивные метасоматические преобразования характерны для вмещающих и самих интрузивных пород головных частей протяженных магматических тел, в прикорневых частях массивов интенсивность изменения пород сильно уменьшается. Мощность метасоматитов фронтальных частей интрузивных ветвей Верхнеталнахской интрузии достигает 100–120 м. Температурный диапазон формирования метасоматитов на основе результатов экспериментов по гомогенизации включений в минералах оценивается в 820–140 °С [Булгакова, 1971]. Имеющиеся данные позволяют связывать мощный ореол измененных пород, обрамляющих норильские рудоносные интрузии, с обогащенностью магматического расплава летучими компонентами [Зотов, 1979; и др.].

3.6.2. Нижнеталнахский тип интрузий $(\omega\nu - \nu\beta)T_{1\,nr}^{nt}$

В процессе разведки Талнахского месторождения в начале 60–х годов под рудоносной интрузией буровыми скважинами вскрыто еще одно магматическое тело. Принимая во внимание гипсометрическое положение этих магматических тел первое было названо Верхнеталнахской интрузией, а второе — Нижнеталнахской. При изучении Нижнеталнахской интрузии выяснилось, что в ней встречаются все основные типы пород, характерные для расслоенных интрузий норильского типа, но большую часть разреза составляют троктолитовые габбро–долериты. Это явилось основанием относить Нижнеталнахскую интрузию к моронговскому типу интрузий [Комарова, Люлько, 1967; Додин, Садиков, 1967; и др.].

В 70–х годах на юго–западе от интрузии Норильск–I бурением вскрыто, а в дальнейшем установлено под рудоносным массивом магматическое тело по строению и составу сходное с Нижнеталнахской интрузией. Оно получило название Нижненорильской интрузии. Помимо этих двух интрузий к Нижнеталнахскому типу относится интрузия Зеленая Грива, которая также была вскрыта в результате проведения буровых работ в южной части Норильской мульды.

Нижнеталнахская интрузия — это магматическое тело, имеющее сложную морфологию: на юге Талнахского рудного узла Нижнеталнахская интрузия приурочена к ядру антиклинальной складки и имеет трубообразную форму, далее на север она переходит в пластинообразную залежь с раздувами и пережимами [Золотухин и др., 1975]. В продольных геологических разрезах Талнахского рудного узла можно видеть, что Верхнеталнахская и Нижнеталнахская интрузии полого падают с юга на север, каждое тело в пределах своего стратиграфического уровня. По мере погружения они постепенно сближаются, а на одном из глубинных участков Нижнеталнахская интрузия приобретает секущий характер, резко меняет свой гипсометрический уровень, локально перемещается над Верхнеталнахской интрузией, а затем вновь ныряет под рудоносную интрузию. Мощность Нижнеталнахской интрузии колеблется от 5–15 до 380 м, в силлоподобных апофизах — 60–100 м. Контактовые воздействия между Верхнеталнахской и Нижнеталнахской интрузиями отсутствуют. В участках их соприкосновения нет корочек закаливания и переход напоминает смену пород в расслоенной серии.

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ИНТРУЗИИ. Контактовые фации интрузии сложены *оливинсодержащими габбро–долеритами,* которые иногда сохраняются в бортах и подошве интрузии. В других случаях на границе с вмещающими породами находятся соответствующие породы расслоенной серии: метадиориты — вверху, в кровле и такситовые габбро–долериты — внизу, в подошве (рис. 3.24).

В кровле Нижнеталнахской интрузии располагаются крупнозернистые зеленовато–розовые и зеленовато–серые *метадиориты, габбро–диориты и безоливиновые палагонитовые призматически–зернистые габбро–долериты.* Структура пород гипидиоморфно–зернистая. Главные минералы: калинатровые полевые шпаты, альбит–олигоклаз, амфибол, палагонит, кварц, клинопироксен. В меньших количествах часто отмечаются сфен, апатит, титаномагнетит, ильменит, биотит, сульфиды, пренит, эпидот. Вниз по падению интрузии, в направлении от головных к корневым частям Нижнеталнахской интрузии, происходит смена метадиоритов призматически–зернистыми габбро–долеритами, в которых возрастает количество клинопироксена, среднего плагиоклаза и уменьшается доля калинатровых полевых шпатов. Переход безоливиновых габбро–долеритов в нижележащие троктолитовые сравнительно резкий.

Метадиорит интрузии Тулаек–Тас (см. пасп. 150) состоит из призматических кристаллов альбита $Ab_{99}An_1$, кристаллов буро–зеленого амфибола ($f = 92{,}1$ ат.%), палагонита и сфена с пластинчатыми выделениями ильменита. В амфиболе определены (мас.%): TiO_2 — 0,66; Al_2O_3 — 4,08; Na_2O — 1,08; Cr_2O_3 — 0,11; V_2O_5 — 0,32. В ильмените MnO — 0,93, а содержания остальных примесных элементов не превышают сотых долей процента.

Троктолитовые габбро–долериты имеют порфировую, офитопойкилоофитовую, пан– и гипидиоморфно–зернистую, пойкилитовую структуры. Количество оливина варьирует от 10–15 до 25–30 %. Оливин обычно проявляется в виде субидиоморфных кристаллов с совершенной спайностью, изометричных зерен и реже лапчатых кристаллов и гранул (см. пасп. 151, 152). Состав оливина Fa_{18-26} оказывается практически постоянным по всему разрезу горизонта троктолитовых габбро–долеритов, причем разница по железистости в 2–5 номеров встречается в одном шлифе. В крупных кристаллах нередки вростки плагиоклаза и округлые включения, сложенные биотитом, серпентином, хлоритом, магнетитом. Плагиоклаз образует широкие таблицы, крупные призмы и сростки призматических кристаллов с редкими двойниками, создающие порфировую структуру и призматические кристаллы в базисе

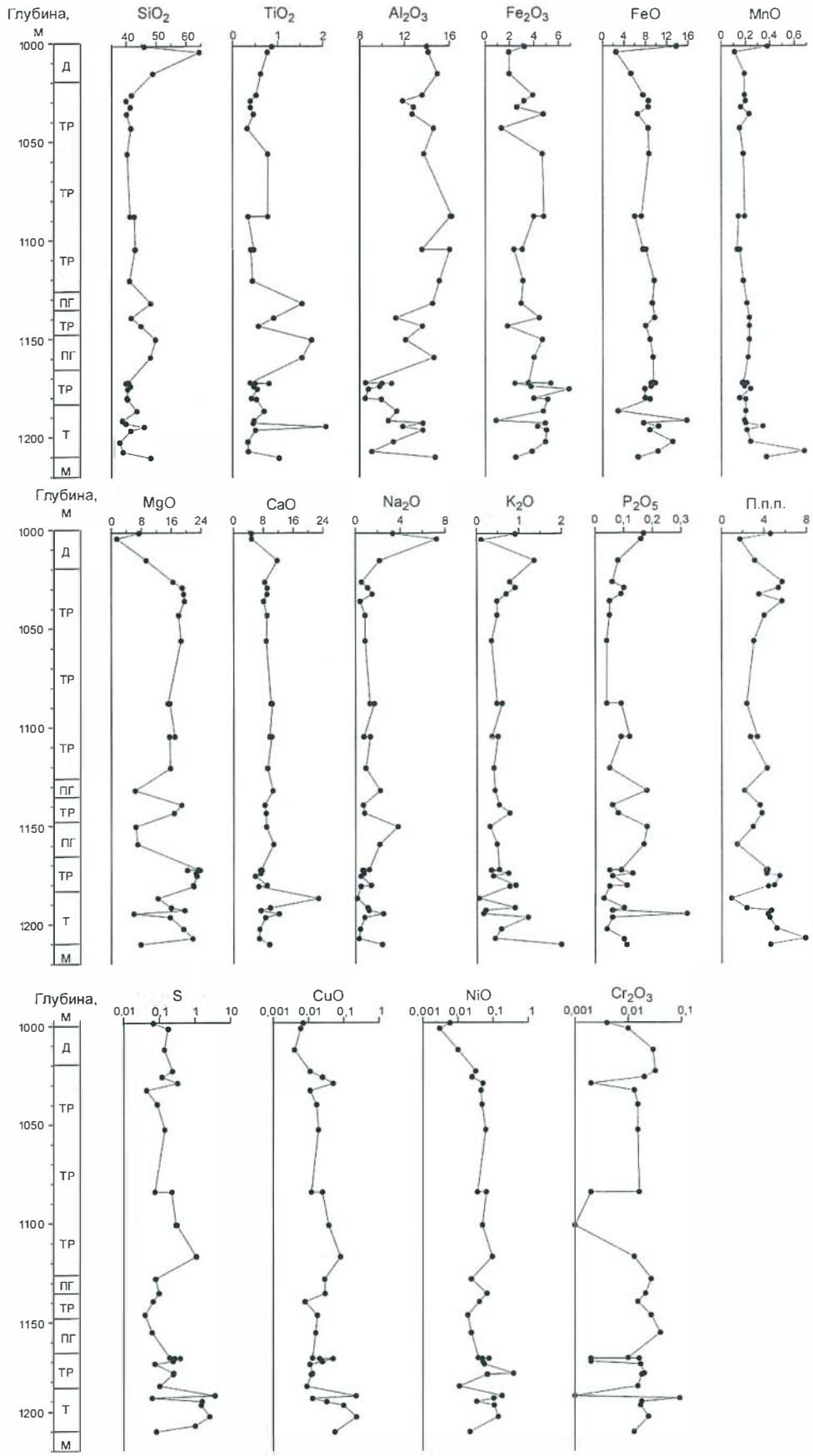


Рис. 3.24. Вариционная петрохимическая диаграмма (мас.%) Нижнеталнахской интрузии, скв. К3-665

породы. Состав плагиоклаза порфировых выделений An_{88-85}, включений в оливине — An_{72}. В мезостазисе в мелких призмах плагиоклаза встречаются реакционные каймы Ab_{100}. Пойкилокристаллы клинопироксена по составу отвечают авгиту, богатому магнием — $Wo_{45}En_{46}Fs_9$. Из рудных отмечаются титаномагнетит, ильменит (1–3 %), редко сульфиды, из других минералов постоянно встречается биотит.

Пикритовые габбро–долериты в разрезах интрузии встречаются в виде прослоев в троктолитовых габбро–долеритах. Структура пород сегрегационная, пойкилоофитовая, офитовая, пойкилитовая. Количество оливина составляет 30–45 %, его состав Fa_{20-22}. Плагиоклаз образует порфировые выделения и призматические кристаллы An_{86-83} и вростки в оливине An_{45}. Клинопироксен соответствует авгиту, богатому магнием — $Wo_{42}En_{49}Fs_9$. Из других минералов в породе постоянно отмечаются редкие листочки биотита, а из рудных — титаномагнетит, ильменит (3–5 %) и сульфиды (0,5–3 %) (см. пасп. 153, 154). Сульфиды образуют интерстиционную и каплевидную вкрапленность. В приподошвенных частях интрузии встречаются маломощные прослои пикритовых габбро–долеритов с богатой (до 15–25 %) сульфидной вкрапленностью. В этих участках наблюдается повышение железистости оливина до Fa_{26-29}. Характерной особенностью богатых оливином пикритовых и троктолитовых габбро–долеритов Нижнеталнахской интрузии является отсутствие хромшпинелидов.

Такситовые габбро–долериты в разрезе интрузии встречаются спорадически в приподошвенных частях тела. Мощность горизонта пород достигает 10 м. Габбро–долериты сложены крупными субидиоморфными кристаллами и гранулами оливина Fa_{27-29}, крупными пойкилокристаллами клинопироксена с вростками плагиоклаза, в базисе находится мелкозернистый офитовый пироксен–плагиоклазовый агрегат. В такситовых габбро–долеритах отмечаются участки нацело серпентинизированного микрогранобластового агрегата оливина и прослои оливинового (Fa_{24}) габбро. Количество сульфидов в породе изменяется от 5 до 15 %, в ряде случаев достигая 25–30 %.

ГЕОХИМИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ. Характерной особенностью интрузии, как отмечалось, является большой объем богатых магнезией пород — пикритовых и троктолитовых габбро–долеритов (см. приложение, табл. 31, 32). В кровле интрузии находится горизонт метадиоритов, мощность которого в головных частях достигает 100 м, составляя 25 % разреза, в средних (по падению) — снижается до 40 м, а в прикорневых — до 10–20 м и менее. Особенностью состава метадиоритов является высокое содержание (мас.%): SiO_2 (52,24–56,64), Na_2O (0,51–7,70), K_2O (1,55–5,08), при сумме щелочей 5,59–9,49. Количество P_2O_5 в этих породах достигает 2,08 мас.%, а MgO не превышает 3,16 мас.% [Золотухин и др., 1975]. Среди магнезиальных пород основная масса представлена троктолитовыми разностями и только незначительная часть отвечает пикритовым габбро–долеритам. На вариационной диаграмме (см. рис. 3.24) можно видеть довольно резкий переход от метадиоритов к троктолитовым габбро–долеритам. Содержание SiO_2 в метадиоритах достигает 64,4 мас.%, а Na_2O — 7,25 мас.% (см. приложение, табл. 31). Максимальное значение K_2O — 1,36 мас.%, но в большей части разреза значительно меньше — 1,0 мас.%. В троктолитовых габбро–долеритах отмечается довольно высокое содержание MgO — 15,07–20,29 мас.% при Al_2O_3 — 10,86–16,24 мас.%. В пикритовых габбро–долеритах величины этих оксидов соответствуют 20,29–23,64 и 8,49–10,0 мас.%. Средние содержания указанных оксидов приведены в табл. 3.6.

В апофизах Нижнеталнахской интрузии, подсеченных буровыми скважинами в районе р. Хараелах и оз. Хараелахское, при мощности силлоподобного тела в 40–60 м также выделяются метадиориты и троктолитовые габбро–долериты. Метадиориты сохраняют высокую кремнекислотность (SiO_2 — 53,28–59,4 мас.%) и высокую щелочность (Na_2O — 1,42–6,36, K_2O — 0,14–6,8 мас.%) с неустойчивым соотношением оксидов [Золотухин и др., 1975].

Сульфидная вкрапленность в породах Нижнеталнахской интрузии отмечается в верхних пегматоидах, спорадически встречается в различных частях всего разреза интрузии [Августинчик, 1981], а повышенные ее концентрации приурочены к пикритовым и такситовым габбро–долеритам приподошвенных частей массива. В отдельных случаях в габбро–долеритах наблюдается прожилковая сульфидная минерализация, а в породах экзоконтакта — медистые руды. Все эти типы сульфидной минерализации наблюдались в приводимых здесь разрезах Нижнеталнахской интрузии.

Дополнительную информацию о строении Нижнеталнахской интрузии можно получить из разреза по скв. СВ–16, которая вскрыла глубинную часть магматического тела в зоне, где Нижнеталнахская интрузия изменила свой обычный горизонт локализации и залегает над Верхнеталнахской интрузией (рис. 3.25). Как видно из диаграммы, основной объем Нижнеталнахской ин-

Таблица 3.6.

СРЕДНИЕ СОДЕРЖАНИЯ ОКСИДОВ В ПОРОДАХ ИНТРУЗИЙ НИЖНЕТАЛНАХСКОГО ТИПА

Оксиды	Нижнеталнахская интрузия								Нижненорильская интрузия
	скв. К3-665				скв. СВ-16				
	ТР		П		ТР		П		П
	X(17)	δ	*X*(9)	δ	*X*(13)	δ	*X*(5)	δ	*X*(4)
SiO_2	41,27	1,66	40,71	1,26	42,68	1,14	38,36	1,50	40,84
TiO_2	0,50	0,52	0,15	0,44	0,03	0,39	0,07	0,63	0,63
Al_2O_3	13,53	1,74	9,64	1,01	15,34	1,66	7,52	2,12	8,73
Fe_2O_3	3,52	1,35	4,41	1,28	2,92	0,46	6,04	1,49	4,18
FeO	8,80	2,36	8,36	2,19	6,65	1,47	7,90	0,74	9,61
MnO	0,19	0,03	0,25	0,16	0,18	0,02	0,22	0,02	0,28
MgO	17,40	1,66	21,19	3,42	13,90	1,26	23,34	2,71	22,47
CaO	8,88	0,95	8,93	5,24	10,55	1,32	5,84	1,65	6,64
Na_2O	0,96	0,36	0,69	0,40	0,81	0,16	0,59	0,27	0,65
K_2O	0,60	0,25	0,50	0,27	0,80	0,41	0,45	0,12	0,80
P_2O_5	0,07	0,02	0,07	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02	0,07
П.п.п.	3,90	1,14	4,50	1,76	5,38	1,08	8,76	1,82	5,10*
Сумма	99,62		99,78		99,68		99,44		100,00

Примечание. *X* — среднее (в скобках количество анализов), δ — стандартное отклонение.

* Расчетные данные.

трузии сложен троктолитовыми габбро–долеритами, в верхней части разреза располагается горизонт оливинсодержащих габбро–долеритов, а в приподошвенных — последовательная смена оливиновых, пикритовых и такситовых габбро–долеритов. Сверху вниз по разрезу интрузии наблюдается понижение содержания SiO_2, Al_2O_3, Na_2O, K_2O и рост — MgO, Fe_2O_3, FeO, NiO, CuO. В пределах одного горизонта пород количественные вариации оксидов слабо ощутимы. Пилообразность графиков в пределах одного горизонта пород создают включения и прослои основных пегматоидов.

Сравнение совмещенных в одной скважине разрезов Верхнеталнахской и Нижнеталнахской интрузий позволяет отчетливо видеть черты сходства и различия в абсолютных содержаниях и поведении различных химических элементов в этих двух типах интрузий. Прежде всего обращает на себя внимание то, что основной объем разреза Нижнеталнахской интрузии сложен троктолитовыми габбро–долеритами, а Верхнеталнахской — оливинсодержащими габбро–долеритами. Это отразилось в том, что породы Верхнеталнахской интрузии имеют более высокие количества SiO_2, TiO_2, Na_2O, K_2O, P_2O_5, V_2O_5, более низкие — MgO и близкие с троктолитовыми габбро–долеритами — Al_2O_3, Fe_2O_3, FeO, CaO, MnO. Переходы между горизонтами базитов и гипербазитов в обеих интрузиях, как правило, резкие. Тенденции изменений содержаний химических элементов сверху вниз по разрезу Верхнеталнахской и Нижнеталнахской интрузий для одних компонентов сходные, для других — противоположные. Примечательно то, что для отдельных компонентов отмечается единый тренд для обоих магматических тел.

Некоторое представление об особенностях изменения внутреннего строения и состава пород в продольном разрезе Нижнеталнахской интрузии, вниз по ее падению, можно получить при сравнении двух пересечений массива (см. рис. 3.24 и 3.25) и результатов химического анализа пород (см. табл. 3.6; приложение, табл. 31, 33). Судя по этим данным, в направлении от фронтальных к прикорневым частям массива происходит понижение магнезиальности в троктолитовых габбро–долеритах и рост ее в пикритовых габбро–долеритах.

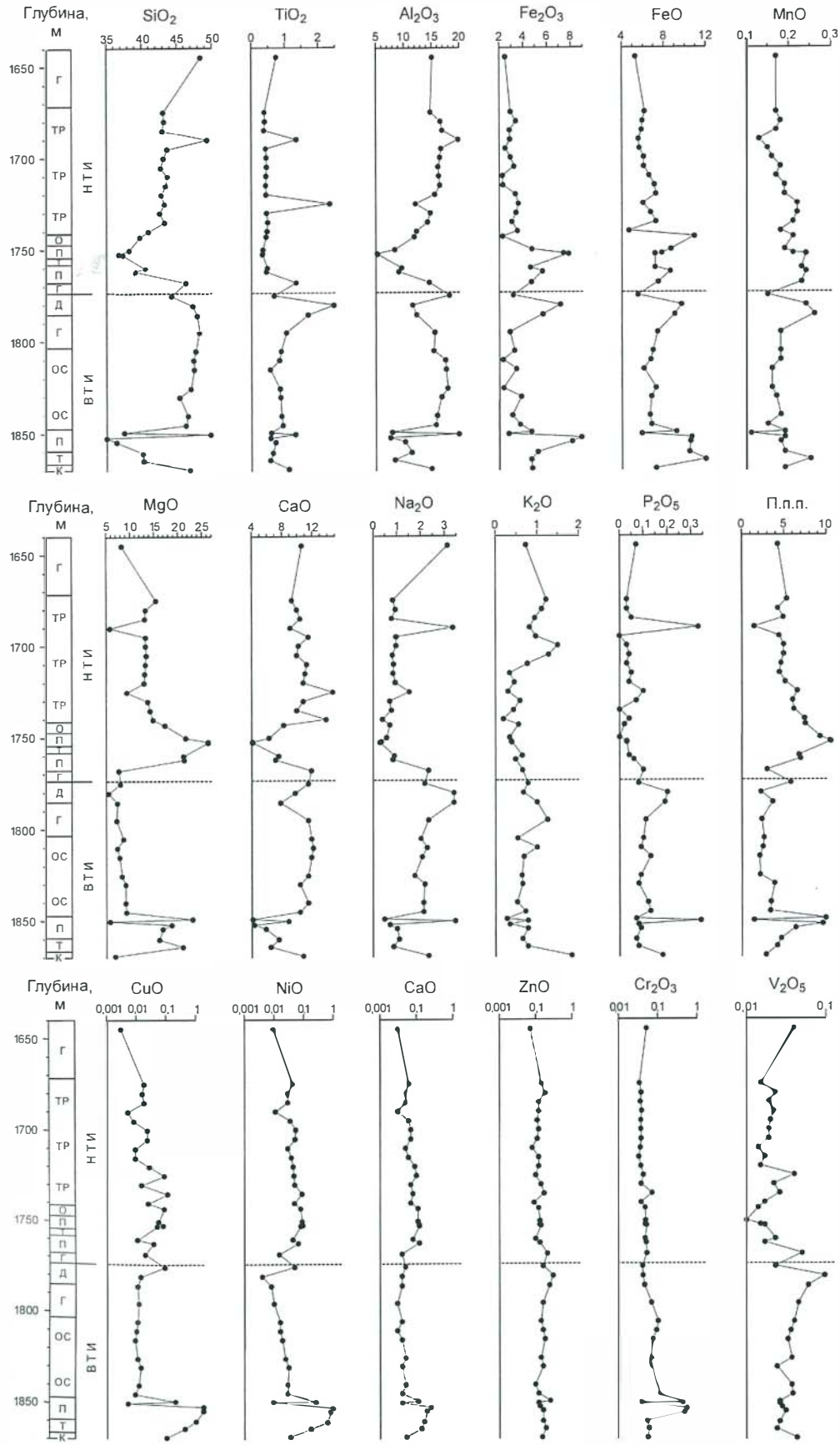


Рис. 3.25. Вариационная петрохимическая диаграмма (мас.%) совмещенного разреза Нижнеталнахской и Верхнеталнахской интрузий, скв. СВ-16

Нижненорильская интрузия. Особенностью внутреннего строения Нижненорильской интрузии является большой объем богатых оливином пород — троктолитовых и пикритовых габбро–долеритов, составляющий около 80 % разреза, и проявление своеобразных пегматоидных образований в верхней эндоконтактовой зоне интрузии. Мощность интрузии составляет около 150 м.

Контактовая фация в кровле интрузии обычно изменена щелочно–кремнекислыми преобразованиями, среди которых иногда сохраняются реликты оливинсодержащих пойкилоофитовых габбро–долеритов с мелкими изометричными зернами оливина (около 3 %). В подошве интрузии в различных пересечениях контактовые породы сложены оливинсодержащими (оливина около 1 %) или такситовидными оливиновыми (оливина 20–30 %) габбро–долеритами. Мощность контактовых зон 0,5–3,0 м.

ВЕРХНЯЯ ЭНДОКОНТАКТОВАЯ ЗОНА интрузии сложена диоритами, габбро–диоритами, монцонитами, палагонитовыми метадиоритами, призматически–зернистыми габбро–долеритами и габбро–пегматитами, которые встречаются в различных разрезах интрузии. Главными породообразующими минералами этих пород являются калинатровые полевые шпаты, кварц в виде самостоятельных зерен (до 5–7 %) и в микропегматите, амфибол (до 6–8 %), палагонит. Из других минералов, которые иногда образуют скопления, встречаются клинопироксен, биотит, сфен, апатит, титаномагнетит, ильменит, хлорит, эпидот. Количество микропегматитового мезостазиса порою возрастает настолько, что породу можно классифицировать как гранофир. В других случаях микропегматит отсутствует. В ряде пород широко распространен (до 15–20 %) палагонит–I, который выполняет интерстиции, образует обособления с кристаллитами или проявляется в виде пятен с вростками призмочек плагиоклаза, напоминая ойкокристаллы клинопироксена, которые в этом случае отсутствуют. Призматически–зернистые габбро–долериты и габбро–пегматиты сложены призмами плагиоклаза, клинопироксена, частично амфиболизированного; скелетными кристаллами титаномагнетита, лапчатыми кристаллами оливина, обычно замещенного боулингитом, и палагонитом — в мезостазисе.

Между этими крупнозернистыми кремнекислыми породами и нижележащими троктолитовыми габбро–долеритами располагается переходная зона, состоящая из оливинсодержащих и оливиновых габбро–долеритов пойкилоофитовой структуры. Мелкие зерна оливина (3–10 %) в этих породах находятся в основной массе породы и в виде вростков в других силикатах.

ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЗОНА. Основная масса пород интрузии представлена богатыми оливином габбро–долеритами — троктолитовыми, пикритовыми и пикритоподобными [Земскова, 1981]. Породы имеют офитовую, пойкилоофитовую, участками сегрегационную и грануляционную структуры. Рисунок породы создают оливин и плагиоклаз. Клинопироксен присутствует в габбро–долеритах всегда, но в небольших количествах, а ортопироксен встречается спорадически.

Количество оливина в троктолитовых габбро–долеритах варьирует от 15 до 45 %, в пикритовых — от 50 до 65 % (см. пасп. 155). Близкие по количеству оливина участки пикритов и троктолитов дают постепенные переходы. Максимальное количество оливина в Нижненорильской интрузии приурочено к центральной части горизонта (см. пасп. 156), повторяя тем самым закономерность распределения минерала, выявленную в интрузии горы Путаная. В ряде случаев однородность горизонта троктолитовых габбро–долеритов Нижненорильской интрузии нарушается маломощными линзочками, прожилками или округлыми обособлениями лейкогаббро. В этих случаях намечается резкое обогащение оливином прилегающих к лейкогаббро частей троктолитов с образованием пикритовых габбро–долеритов.

Кристаллы оливина обычно имеют субидиоморфные ограничения, но вместе с ними наблюдаются лапчатые, дендритовидные и изометричные зерна с овальными вростками плагиоклаза, реже встречаются крупные ойкокристаллы (6 мм) оливина с хадакристаллами плагиоклаза. Состав оливина Fa_{23-24}. В троктолитовых габбро–долеритах оливин, как правило, имеет крупные размеры (3–6 мм), совершенную спайность и изредка структуры распада твердых растворов в виде штрих–пунктирных вростков магнетита, которые появляются предпочтительно у минералов нижней части горизонта. Высокие концентрации оливина в пикритах создают сегрегационную структуру. Интересно отметить сосуществование в одной породе оливинов близкого состава (Fa_{20-25}), но сильно различающихся по размеру: от 0,03–0,06 мм у гранул, законсервированных в пироксенах, до 1–3 мм у субидиоморфных кристаллов. Последние не содержат включений кроме биотит–серпентиновых шариков, нередко имеют спайность, но без структур распада [Рябов, 1992б]. Состав клинопироксена — $Wo_{42}En_{49}Fs_9$, а ортопироксена — $Wo_1En_{76}Fs_{23}$. Биотиты имеют общую железистость (20,6–27,2 ат.%), содержание галогенов в них составляет (мас.%): F — 0,23–0,83; Cl — 0,07–0,28. Минералы группы шпинели в богатых оливином

габбро–долеритах представлены главным образом бедными титаном магнетитами и только в единичном случае во включении в оливине обнаружен хромшпинелид (Cr_2O_3 17,6 мас.%) (см. пасп. 155). Сульфидная минерализация в разрезе интрузии встречается в виде убогой интерстиционной вкрапленности, которая эпизодически наблюдается в различных породах, и в виде маломощных прослоев в пикритовых габбро–долеритах с богатым (до 10–15 %) каплевидным и интерстиционным оруденением.

НИЖНЯЯ ЭНДОКОНТАКТОВАЯ ЗОНА сложена не выдержанным по мощности (0–3 м) прослоем богатых оливином такситовых габбро–долеритов, вместо которых здесь может находиться горизонт бедных оливином (3–7 %) габбро–доле-

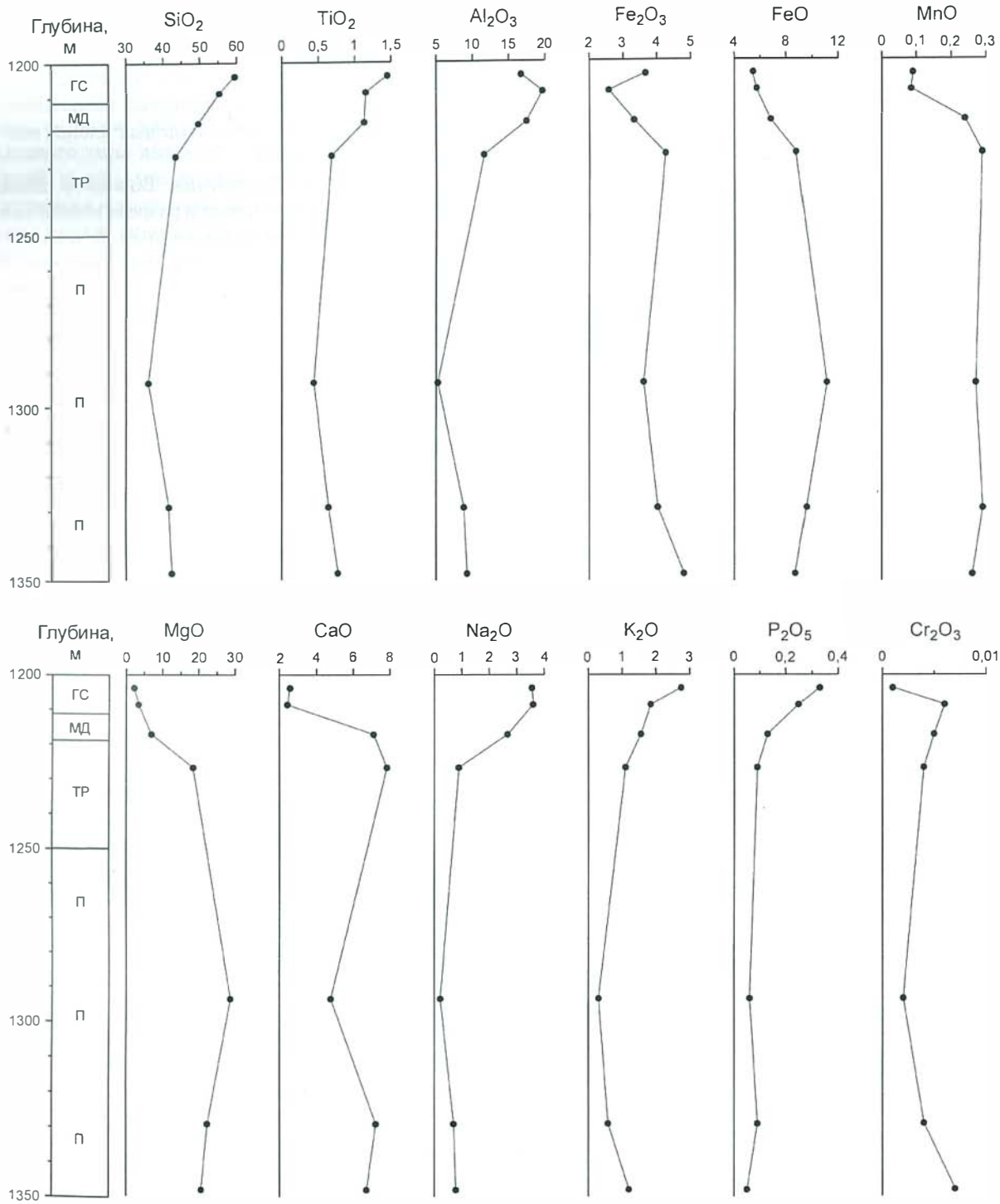


Рис. 3.26. Вариационная петрохимическая диаграмма (мас.%) Нижненорильской интрузии, скв. НП-4.

ритов мощностью 8–10 м. Для пород НЭЗ, так же как и для троктолитовых габбро–долеритов характерно сосуществование мельчайших гранул оливина и крупных лапчатых его кристаллов.

Особенности внутреннего строения интрузии наглядно отразились в химическом составе пород (рис. 3.26). На вариационной диаграмме контрастно выделяются два основных горизонта пород: щелочные кремнекислые пегматоиды и пикритовые габбро–долериты. Пегматоиды содержат (мас.%): SiO_2 — 49,54–59,48; TiO_2 — 1,13–1,45; Al_2O_3 — 16,7–19,68; Fe_2O_3 — 2,58–3,67; FeO — 5,45–6,93; MgO — 2,19–6,96; CaO — 2,44–7,11; Na_2O — 2,67–3,60; K_2O — 1,56–2,75; P_2O_5 — 0,13–0,33. Для пикритовых габбро–долеритов характерны высокая магнезиальность (MgO = 18,38–28,70 мас.%), низкие титанистость (TiO_2 = 0,44–0,77 мас.%) и хромистость (Cr_2O_3 = 0,003–0,005 мас.%) при содержании Al_2O_3 = 5,24–9,27 мас.% и ($Na_2O + K_2O$) = = 0,52–1,98. При сопоставлении состава пикритовых габбро–долеритов Нижненорильской и Нижнеталнахской интрузий (см. табл. 3.6) можно видеть большое сходство в них содержаний породообразующих оксидов. Наряду с этим, в пикритовых габбро–долеритах Нижненорильской интрузии отмечается меньшая окисленность железа и преобладание калия над натрием.

Петрология и вопросы генезиса. Особенности петрологии интрузий нижнеталнахского типа таковы:

1. Для них характерны большой объем богатых оливином пород, который в типичных разрезах массивов достигает 80 %, и проявления ощелоченных базитовых пегматоидов в ВЭЗ магматических тел.
2. Состав оливинов пикритовых и троктолитовых габбро–долеритов отвечает хризолиту Fa_{20-28}, содержание NiO в котором 0,03–0,08 мас.% указывает на истощенность минерала силикатным никелем по сравнению с нормальным геохимическим трендом [Рябов, 1992б].
3. Пикритовые и троктолитовые габбро–долериты имеют порфировую структуру. Порфирокристы плагиоклаза имеют битовнитовый состав.
4. Субидиоморфные кристаллы оливина имеют спайность и содержат ламелли окисно–рудной фазы. В качестве включений в них наблюдаются плагиоклазы битовнит–лабрадорового состава.
5. Главными окисно–рудными фазами богатых оливином пород являются магнетит и ильменит, а в качестве включений в оливине иногда встречаются хромшпинелиды (Cr_2O_3 — 17,6 мас.%).
6. В породах постоянно отмечается флогопит (f = 21–27 ат.%), наиболее высокие количества которого наблюдаются в габбро–долеритах интрузии Зеленая Грива (см. пасп. 157).
7. Пикритовые габбро–долериты сложены парагенезисом $Fa_{20-26} + Wo_{46}En_{47}Fs_7 + Wo_{42-43}En_{49-48}Fs_9 + Wo_1En_{76}Fs_{23} + Ab_{13-30}Or_{0-1}An_{86-69} + Ab_{52}Or_3An_{45} + Ilm$.
8. Интрузии являются безрудными, локально в их габбро–долеритах проявляются богатовкрапленные сегрегации и прожилки сульфидов, а в экзоконтакте — медистые руды.
9. Интрузии не имеют эффузивных комагматов, что говорит о них как о тыловых членах магматогенных колонн.

Генетические представления. Большой объем высокомагнезиальных пород в разрезе Нижнеталнахской интрузии и порфировидный по плагиоклазу их облик был основанием для отнесения ее к мороновскому типу [Комарова, Люлько, 1967; Додин, Садиков, 1967]. Проведенные позднее исследования позволили геологам выделить самостоятельный нижнеталнахский тип в составе норильского интрузивного комплекса. При выяснении возрастных взаимоотношений интрузий верхнеталнахского и нижнеталнахского типов одним из основных аргументов в пользу более позднего образования Нижнеталнахской интрузии считалась сульфидная минерализация в ВЭЗ последней, на которую обратили внимание геологи в разрезах со сближенным расположением сверху — Верхнеталнахской, внизу — Нижнеталнахской интрузии. Этот аргумент продолжает упоминаться в литературе, хотя геологам уже давно известно, что ВЭЗ всех расслоенных трапповых интрузий, включая Нижнеталнахскую, имеют повышенные концентрации сульфидов [Альмухамедов, Медведев, 1982; Рябов, 1989в]. Поэтому критерий "наложенной" сульфидной минерализации со стороны Верхнеталнахской интрузии на породы ВЭЗ Нижнеталнахской интрузии является, по крайней мере, не безупречным.

Изучение северных флангов Талнахского месторождения позволило обнаружить случаи проникновения инъекций Нижнеталнахской интрузии в Верхнеталнахскую, явления переработки ксенолитов оруденелых пикритовых габбро–долеритов последней и сохранения их теневых реликтов в породах Нижнеталнахского магматического тела [Сухарева, Кузнецова, 1983]. На основании этих и других приведенных в работе данных цитируемые авторы приходят к выводу о близком по времени последовательном внедрении интрузий и о более позднем образовании Нижнеталнахского массива.

Некоторые геологи противопоставляют рудоносные интрузии Норильск–I, Верхнеталнахскую и безрудные Нижнеталнахскую, Нижненорильскую и считают важным выявить критерии их разделения, а следовательно, и принадлежности к рудоносному или безрудному типам [Земскова, 1981]. Наряду с этим, существует представление о закономерной сопряженности проявлений безрудных высокомагнезиальных массивов Нижнеталнахского, Нижненорильского и рудоносных — Норильск–I, Верхнеталнахского в пределах Норильского и Талнахского рудных узлов. В связи с этим считается, что истощенные рудогенными элементами массивы нижнеталнахского типа являются обязательной составляющей рудно–магматической системы. Это не случайные магматические образования, а составные части рудных узлов, и обнаружение их можно рассматривать в качестве поискового критерия рудоносных массивов [Рябов, 1980, 1992б, 1999а; Магнезиальные базиты..., 1984; и др.]. Предполагается, что массивы нижнеталнахского типа представляют собой тыловую часть магматической колонны, во фронтальной части которой находятся рудоносные интрузии верхнеталнахского типа. Нижние интрузии изначально имели пикрит–базальтовый состав, но в результате флюидной промывки оказались истощенными рудогенными элементами, в том числе Ni, Cr и ЭПГ, которые накапливались в рудоносных горизонтах Верхнеталнахской интрузии. Геохимия этих элементов будет детально рассмотрена в специальном разделе.

3.6.3. Интрузии круглогорского типа

$$(\pi\nu - \nu\beta)\,T_{1\,nr}^{kg}$$

Интрузии этого типа известны в литературе как силлы лейкократового габбро [Коровяков и др., 1963; Лихачев, 1965; и др.]. Интрузии образуют пластовые и пологосекущие тела мощностью от 10–20 до 40 м, которые в виде апофиз отделяются от рудоносных массивов Норильск–I и Верхнеталнахского. В Норильском рудном узле такие породы, кроме того, слагают перемычку между западной (Угольный ручей) и восточной (Медвежий ручей) ветвями интрузии Норильск–I. Субпластовое ответвление от интрузии горы Черной получило название интрузии горы Круглой (Круглогорской). Подобные образования наблюдаются также на западном и восточном флангах Верхнеталнахской интрузии, где они соответственно получили названия интрузий гряды Лесной и р. Олор, а в более ранних работах как интрузия Габбровая.

Интрузии состоят из порфировых габбро–долеритов с переменным количеством оливина, иногда с кварцем, и лейкогаббро. Своеобразие последних заключается в большом количестве (от 40–60 до 70 %) крупных таблиц основного плагиоклаза, которые создают крупнозернистый габброидный облик породы. Наиболее характерные разрезы интрузий круглогорского типа располагаются вблизи рудоносных массивов, а на удалении от них мощность горизонта лейкогаббро уменьшается, он становится прерывистым и на продолжении сменяется проявлением небольших по размерам тел лейкогаббро. Наиболее удаленные от рудоносного массива разрезы интрузий круглогорского типа представлены порфировыми горошчатыми долеритами. Горизонт лейкогаббро и крупнопорфировых габбро–долеритов обычно находится в осевой части силла или оказывается в его ВЭЗ. Вблизи осевой части силла в габбро–долеритах нередко отмечаются субгоризонтальные прослои богатых фенокристаллами пород мощностью 3–5 см.

Интрузия р. Олор представляет собой субпластовый апофиз Верхнеталнахского рудоносного массива. Мощность ее варьирует от 15 до 60 м. В разрезе выделяются верхняя и нижняя контактовые и центральная зоны (рис. 3.27). Контактовые зоны имеют одинаковую мощность от 4 — 6 до 12 м, зависящую от мощности силла. Мощность центральной зоны соответственно изменяется от 6 — 10 до 23 м.

Контактовые зоны сложены порфировыми пойкилоофитовыми долеритами с редкими миндалинами. Фенокристаллы представлены плагиоклазом $Ab_{24-35}Or_{1-2}An_{75-63}$, количество которых составляет 1–5 %. Ойкокристаллы клинопироксена имеют состав $Wo_{32}En_{41}Fs_{27}$, а хадакристаллы плагиоклаза в нем — $Ab_{21}Or_1An_{78}$ (см. пасп. 158). В породе отмечаются листочки бурого биотита (f = 55 ат.%) и ильменит. Размер пойкилокристаллов клинопироксена по мере удаления от контактов силла к его осевой части увеличивается от 0,1 — 0,5 до 10 мм. Непосредственно на контакте интрузии отмечается маломощная (5 — 15 см) корочка закала, сложенная тахилитами с трахитоидным расположением лейст плагиоклаза (см. пасп. 159) и микропорфировыми выделениями оливина, нацело замещенными боулингитом.

На восточном фланге Верхнеталнахской интрузии в верхнем контактовом пойкилоофитовом долерите ойкокристаллы клинопироксена имеют состав $Wo_{40-41}En_{44-39}Fs_{17-20}$, а хадакристаллы плагиоклаза в нем — $Ab_{35}Or_4An_{61}$ (см. пасп. 160). В базисе породы лейсты плагиоклаза имеют более кислый состав с реликтами

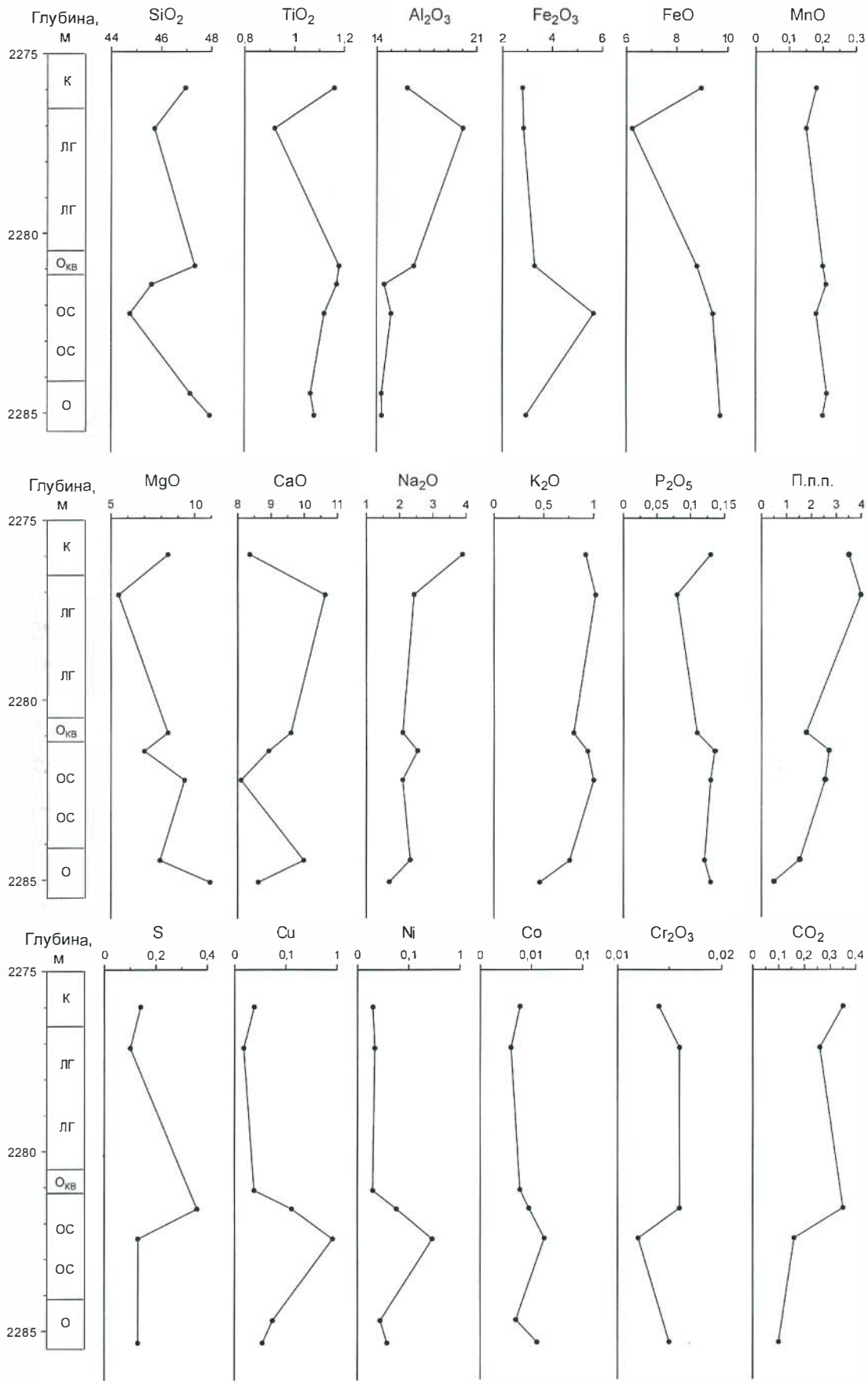


Рис. 3.27. Вариационная петрохимическая диаграмма (мас.%) оксидов по разрезу интрузии круглогорского типа, скв. ВХ-4.

$Ab_{31}Or_{18}An_{51}$. К основной массе приурочены проявления бурого биотита (f = 67,9 ат.%), у которого в срастаниях с титаномагнетитом происходит увеличение железистости (f = 73,4 ат.%). Из рудных в долерите присутствуют титаномагнетит и ильменит (см. пасп. 159–160).

Центральная зона представлена расслоенной серией пород и лейкократовым габбро. Расслоенная серия сложена порфировыми пойкилоофитовыми долеритами и габбро–долеритами, среди которых выделяются оливиновые, оливинсодержащие и кварцсодержащие разности. Порфировые выделения плагиоклаза по разрезу интрузии распределены неравномерно в виде бедных (от 1 до 3–5 %) и богатых (25–30 %) фенокристаллами прослоев. Несмотря на слабую расслоенность силла, по разрезу отмечается снизу вверх последовательная смена пород: от оливиновых через оливинсодержащие до кварцсодержащих или кварц–оливинсодержащих (см. пасп. 161). В маломощных силлах крайние члены этого ряда пород отсутствуют. Разрез интрузии в таком случае представлен контактовыми долеритами, а в центральной зоне — оливинсодержащими долеритами или габбро–долеритами. Количество оливина в оливинсодержащих габбро–долеритах обычно составляет 3–7 %, в оливиновых повышается до 10 %, а в кварц–оливинсодержащих снижается до 1–3 %. Оливин образует небольшие изометричные кристаллы Fa_{35-38} в оливиновых габбро–долеритах и Fa_{53} — в оливинсодержащих.

В породах расслоенной серии плагиоклаз проявляется в виде порфировых выделений, в срастаниях с клинопироксеном, которые образуют пойкилоофитовую структуру, и в базисе породы. В оливиновых габбро–долеритах фенокристаллы и хадакристаллы плагиоклаза в ойкокристаллах клинопироксена имеют сходный состав $Ab_{29-31}Or_{1-2}An_{70-67}$. В базисе этих пород отмечается калинатровый полевой шпат $Ab_{28}Or_{61}An_{11}$. В оливинсодержащих габбро–долеритах порфировые выделения плагиоклаза в ядрах имеют состав $Ab_{22-31}Or_{1-2}An_{77-67}$, а в краевых частях кристаллов раскисляются до $Ab_{59-60}Or_{9-14}An_{32-26}$. В кварц–оливинсодержащем габбро–долерите фенокристаллы плагиоклаза отличаются наиболее высокой основностью $Ab_{17-28}Or_{1-2}An_{81-70}$. Необычным явлением здесь оказываются находки в этих фенокристаллах включений калишпата $Ab_{13}Or_{78}An_{9}$.

В породах центральной зоны клинопироксен образует ойкокристаллы с врастками плагиоклаза и мелкие угловатые зерна в базисе породы. Снизу вверх по разрезу центральной зоны интрузии, от осевой части силла к его кровле, отмечается изменение состава клинопироксена. В оливиновых и оливинсодержащих габбро–долеритах клинопироксен имеет состав $Wo_{37-36}En_{45-44}Fs_{18-20}$, выше по разрезу в оливинсодержащих габбро–долеритах — $Wo_{42-37}En_{33-34}Fs_{25-29}$, а в кварц–оливинсодержащих — $Wo_{34}En_{35}Fs_{31}$. В ассоциации с авгитом в оливинсодержащих габбро–долеритах в базисе породы встречаются мелкие зерна пижонита — $Wo_{10}En_{49}Fs_{41}$. Из других минералов в породах отмечаются биотит, хлорит, реже амфибол, из рудных — титаномагнетит, ильменит, спорадически — сульфиды.

Горизонт лейкократового габбро находится в ВЭЗ на границе контактового долерита и расслоенной серии пород, либо располагается вдоль осевой части силла. Контакты лейкогаббро с вмещающими их габбро–долеритами резкие, но без следов закаливания, реже переход из одних в другие происходит через такситоофитовые габбро–долериты. В удаленных от главного тела Верхнеталнахского массива разрезах интрузии р. Олор проявления лейкогаббро ограничены небольшими по размерам (первые сантиметры — десятки сантиметров) "блуждающими телами". Примечательно то, что они иногда встречаются в стекловатых закалочных фациях пород интрузии.

Лейкогаббро имеет крупнозернистую габбровую структуру. Такситоофитовая разновидность пород представляет собой густопорфировый габбро–долерит, в котором количество фенокристаллов достигает 60–70 %, а основная масса имеет офитовую, призматически–офитовую или габбро–диабазовую структуру. Главные отличительные признаки пород заключаются в высоком содержании плагиоклаза (до 80 %), таблитчатом или короткопризматическом облике его крупных кристаллов и в высокоосновном его составе. Лейкогаббро интрузии р. Олор состоит из плагиоклаза $Ab_{23-26}Or_{2}An_{74-72}$, клинопироксена $Wo_{40}En_{41}Fs_{19}$, биотита и ильменита (см. пасп. 166).

Оценивая степень раскристаллизации и зернистость пород по разрезу интрузии, можно отметить постепенный рост размера горошин пойкилокристаллов клинопироксена от контактов силла к его осевой части. Закономерное увеличение горошин наиболее отчетливо в контактовых зонах интрузии (от 0,5 до 5 мм), а в центральных частях силла размер горошин максимальный (8–12 мм в диаметре), но нередко крупногорошчатые габбро–долериты выделяются в виде слоя на фоне перекрывающих и подстилающих их габбро–долеритов, которые имеют более мелкий

(3–5 мм) размер горошин. Наметившаяся закономерность осложняется в случае появления пегматоидов, в том числе лейкогаббро. В этом случае горизонт крупнокристаллических пород располагается в верхней эндоконтактовой зоне силла под верхними контактовыми долеритами. По аналогии с горошчатостью происходит распределение оливина в разрезе силла — максимальное его количество находится в центре и постепенно уменьшается к контактам.

Шлиры сиенитов и габбро–сиенитов встречаются в восточных флангах Верхнеталнахской интрузии. Они проявляются в ВЭЗ силлов в виде небольших (10–50 см) гомогенных включений с резкими контактами без зон закала. Особенностью пород в таких разрезах интрузии является порфировая структура с чередованием полос обогащенных и бедных фенокристаллами полевых шпатов. Породы шлировидных обособлений имеют призматически–зернистую, гипидиоморфно–зернистую структуру. Габбро–сиениты состоят из крупных призм плагиоклаза $Ab_{83-87}Or_4An_{13-9}$, небольших лейст калинатрового полевого шпата $Ab_{56}Or_{40}An_1$ и клинопироксена $Wo_{46-40}En_{41}Fs_{13-19}$. Из других минералов в небольших количествах в породе отмечаются сфен, кварц, хлорит, кальцит, пренит, апатит, из рудных — ильменит (см. пасп. 167). Сиениты сложены из крупных призм альбита $Ab_{90-93}Or_{5-3}An_{5-4}$, длиннопризматических кристаллов измененного амфибола, флогопита (f = 23–28 ат.%), хлорита (f = 33–43 ат.%), кварца, кальцита, палагонита и небольшого количества апатита. Из рудных присутствуют магнетит и ильменит (см. пасп. 168).

Сульфидная минерализация в интрузиях круглогорского типа проявляется в виде убогой вкрапленности, которая встречается в разных частях разреза. Повышенные концентрации сульфидов до 3–5 %, в отдельных случаях до 10–15 % бывают приурочены к ВЭЗ расслоенных тел, осевым частям маломощных силлов или к приподошвенным зонам. Распределение сульфидов в породах неравномерное. Скопления вкрапленников от 2 × 3 до 3 × 6 см располагаются пятнами размером 5 × 7 см, которые образуют слои мощностью 0,2–0,7 м. Сульфиды создают интерстиционную, мелкошлировую и прожилковую вкрапленность. Главными минералами являются пирротин, халькопирит и пирит, реже пентландит. К обогащенным сульфидами породам приурочены повышенные содержания платиновых металлов (до 3,3 г/т).

Метаморфические преобразования вмещающих пород проявляются в ороговиковании. Мощность роговиков не превышает первых метров. В отдельных случаях в экзоконтакте интрузии и в ее эндоконтакте отмечаются маломощные прожилки известковых скарнов с приуроченной к ним магнетитовой и пиритовой минерализацией.

Минералогия, геохимия и вопросы генезиса. Среди особенностей состава породообразующих минералов интрузий круглогорского типа следует отметить следующие.

Состав *плагиоклаза* широко варьирует в разрезе интрузии и в различных ее пересечениях по простиранию тела. Общий диапазон составов охватывает интервал от битовнита до альбита. Наиболее основными являются центральные части крупных фенокристаллов $Ab_{17}Or_1An_{82}$ — $Ab_{31}Or_2An_{67}$ (см. пасп. 158, 161, 163–165), которые находятся в кварц–оливинсодержащих, оливиновых габбро–долеритах и контактовых долеритах. Зональность порфировых выделений в этих породах колеблется от 3–7–го номеров плагиоклаза до 29–51–го номера. В разностях пород со слабо выраженной зональностью плагиоклаза проявляются калишпаты $Ab_{13-28}Or_{78-61}An_{9-11}$. Состав хадакристаллов плагиоклаза имеет небольшую вариабельность ($Ab_{21-38}Or_{1-2}An_{78-60}$), а в ряде случаев они оказываются наиболее основной генерацией плагиоклаза в породе (см. пасп. 158, 162).

В маломощном (5 м) субпластовом апофизе интрузии было установлено, что в оливинсодержащем габбро–долерите центральной части тела порфировые таблитчатые кристаллы представлены $Ab_{39}Or_2An_{59}$, а хадакристаллы имеют более основной состав — $Ab_{35}Or_2An_{63}$ (см. пасп. 162). В корочках закала этого пересечения силла наряду с лейстами $Ab_{35}Or_6An_{59}$ отмечаются микролиты анортоклаза $Ab_{24-18}Or_{30-49}An_{46-33}$ (см. пасп. 159).

Разрез силла на восточном фланге Верхнеталнахской интрузии представлен плагиофировыми долеритами, в ВЭЗ которого располагаются габбро–сиениты, сиениты и лейкогаббро. Состав крупных таблиц плагиоклаза в лейкогаббро от центра к краю изменяется от $Ab_{26}Or_2An_{72}$ до $Ab_{38}Or_2An_{60}$, призматические кристаллы в основной массе отвечают $Ab_{24}Or_2An_{74}$, а хадакристаллы в клинопироксенах — $Ab_{35}Or_2An_{63}$ (см. пасп. 166). Близкий состав $Ab_{35}Or_4An_{61}$ имеют хадакристаллы в ойкокристаллах клинопироксена из плагиофирового долерита эндоконтактовых частей силла (см. пасп. 160). В габбро–сиенитах отмечаются плагиоклазы $Ab_{83-87}Or_4An_{13-9}$ и K–Na–полевой шпат $Ab_{56}Or_{40}An_4$, и ортоклаз $Ab_{2-5}Or_{97-94}An_1$ (см. пасп. 167). В сиенитах глав-

ным типом полевых шпатов является альбит $Ab_{93-90}Or_{3-5}An_{4-5}$ (см. пасп. 168).

Состав *клинопироксена* контактовой фации силла отвечает авгиту пониженной кальциевости $Wo_{37-32}En_{40-41}Fs_{23-27}$. В нем определены (мас.%): TiO_2 — 0,71–1,07; Al_2O_3 — 1,18–1,31. В оливиновых и оливинсодержащих габбро–долеритах центральных частей силлов клинопироксен имеет наиболее низкую железистость, его состав $Wo_{36-36}En_{45-44}Fs_{18-20}$, вверх по разрезу силла железистость минерала растет: в оливинсодержащем габбро–долерите его состав $Wo_{42-37}En_{33-34}Fs_{25-29}$, а в кварц–оливинсодержащем — $Wo_{34}En_{35}Fs_{31}$. В ассоциации с авгитом в базисе оливинсодеражщих габбро–долеритов встречаются мелкие зерна пижонита $Wo_{10}En_{49}Fs_{41}$. В авгитах из пород расслоенной серии определены (мас.%): TiO_2 — 0,60–1,06; Al_2O_3 — 1,45–2,39; Cr_2O_3 — 0,002–0,26.

Наиболее магнезиальный *оливин* Fa_{35-38} в породах интрузии находится в оливиновых габбро–долеритах. В его составе установлены (мас.%): MnO — 0,41–0,42; CaO — 0,26–0,27; NiO — 0,099. В оливинсодержащих габбро–долеритах находится оливин состава Fa_{53}, в котором определены (мас.%): MnO — 0,59; CaO — 0,28; NiO — 0,043.

Минералы группы слюд в виде мелких чешуек встречаются практически во всех породах интрузии. В сиенитах они представлены флогопитом, а в осталных породах — биотитом. Минимальную общую железистость минерал имеет в сиените — 23 ат.% (см. пасп. 168) и в оливиновом габбро–долерите 41–44 ат.% (см. пасп. 161). В составе слюды из этих пород отмечаются повышенные содержания (мас.%): TiO_2, соответственно 3,6 и 4,87–1,65 и преобладание F над Cl, соответственно 2,98 и 0,38 — в сиените и 0,93–0,60 и 0,18–0,38 — в габбро–долерите. Более высокую общую железистость имеют биотиты из долеритов эндоконтактовых зон интрузии 55 ат.%, TiO_2 — 4,21; F — 0,78; Cl — 0,79 мас.% (см. пасп. 158), а максимальная железистость 68–87 ат.% отмечается у слюды из оливинсодержащих и кварц–оливинсодержащих габбро–долеритов и плагиопорфировых долеритов. Характерной особенностью этих высокожелезистых биотитов являются повышенные концентрации галогенов и преобладание Cl (1,65–4,45 мас.%) над F (0,57–0,69 мас.%) (см. пасп. 160, 162, 164, 165). Содержание TiO_2 в этих слюдах изменяется от 0,27 до 3,75 мас.%.

Амфибол встречается в виде мелких зерен бурой и зеленой роговой обманки в оливинсодержащем габбро–долерите. Общая железистость минерала соответственно 58 и 67 ат.% (см. пасп. 163). В бурой роговой обманке установлено Cl — 1,19 и F — 0,34 мас.%.

Минералы группы шпинели представлены титаномагнетитами и бедными примесями магнетитами. В титаномагнетитах определены (мас.%): TiO_2 — 8,24; Al_2O_3 — 0,98–1,48; MnO — 0,24–1,42; MgO — 0,02–1,12; NiO — 0,011–0,14; Cr_2O_3 — 0,006–0,47; V_2O_5 — 0,88–1,34. Содержание примесных элементов в магнетитах не превышает 1,0–7,5 мас.%.

Ильменит встречается практически во всех породах интрузий круглогорского типа. Для минерала характерны незначительные вариации элементов–примесей (мас.%): Al_2O_3 — 0,04–0,09; MnO — 0,62–2,50; MgO — 0,26–0,84; V_2O_5 — 0,20–0,85. Исключение составляет ильменит из сиенита, в котором определено MnO 4,0 мас.% (см. пасп. 168).

Геохимия. Некоторое представление о распределении породообразующих оксидов в разрезе интрузии можно получить из рис. 3.27. Краевая фация пород в этом разрезе представлена плагиофировыми долеритами. На границе ВЭЗ и ЦЗ интрузии находится маломощный прослой лейкогаббро. ЦЗ сложена оливинсодержашими габбро–долеритами с подвешенными в них прослоями оливиновых и такситоподобных габбро–долеритов. На границе с последними находятся кварц–оливинсодержащие габбро–долериты. В соответствии с минералогическим составом пород на диаграмме можно видеть, что богатые плагиоклазом лейкогаббро имеют высокое содержание Al_2O_3, а обогащенные оливином габбро–долериты имеют повышенное содержание MgO. Поведение оксидов в разрезе ЦЗ в значительной степени определяется положением обогащенного магнезией слоя пород. Осложняющим обстоятельством в распределении оксидов, по–видимому, являются летучие, при участии которых произошло некоторое перераспределение химических элементов. Подтверждением этому могут служить сульфидная минерализация, которая в количестве 0,5–3 % наблюдается практически по всему разрезу тела, проявление такситовых габбро–долеритов и два прослоя габбро–долеритов с содержанием сульфидов 7–8 %, к которым приурочены повышенные концентрации платиновых металлов: в верхнем — 2,3 г/т, в нижнем — 1,7 г/т (см. пасп. 163, 164).

На классификационной диаграмме $(Na_2O + K_2O) — SiO_2$ [Петрография, 1976] нанесены точки состава пород интрузий круглогорского типа и для сравнения показаны поля соста-

вов пород Верхнеталнахкой интрузии и щелочно–кремнекислых образований из интрузий горы Зуб [Годлевский, 1959], Нижнеталнахской и Тулаек–Тас (рис. 3.28). Точки состава габбро–долеритов интрузий круглогорского типа образовали компактное поле, указывающее на большое сходство их с породами Верхнеталнахской интрузии. Особенностью этих пород являются довольно значительные колебания $Na_2O + K_2O$ (от 2 до 6 мас.%) при сравнительно узком диапазоне изменения SiO_2 (от 45 до 50 мас.%). В связи с этим на приведенной диаграмме точки их анализов располагаются в областях пород нормального и субщелочного рядов, выше и ниже разделяющей их линии Куно. Исключение составляют сиениты из шлиров восточных флангов Верхнеталнахской интрузии, которые при значениях $(Na_2O + K_2O) = 8{,}27$ и $SiO_2 = 58{,}92$ мас.% попали в поле пород, которое объединяет гранито–, граносиенито– и монцонитоподобные породы, встречающиеся в кровельных частях безрудных магнезиальных интрузий норильского комплекса. Принимая во внимание особенности изменения состава пород интрузий круглогорского типа, а также проявления сиенитовых шлиров и присутствие в базисе габбро–диоритов калинатровых полевых шпатов и биотита, можно предполагать щелочную направленность эволюции расплава и возможность флюидно–магматического отделения от него высокощелочных жидкостей.

Особенности петрологии. Среди характерных признаков интрузий круглогорского типа выделяются следующие.

1. Интрузии имеют форму пластовых и пологосекущих тел мощностью от 15–20 до 40–50 м.
2. Интрузии находятся во внешнем ореоле распространения интрузий норильского типа и представляют собой их апофизы.
3. Интрузии представляют собой слабодифференцированные тела, расслоенность которых проявляется в виде индивидуализированных слоев богатых плагиоклазом пород — лейкогаббро или густоплагиофировых габбро–до-

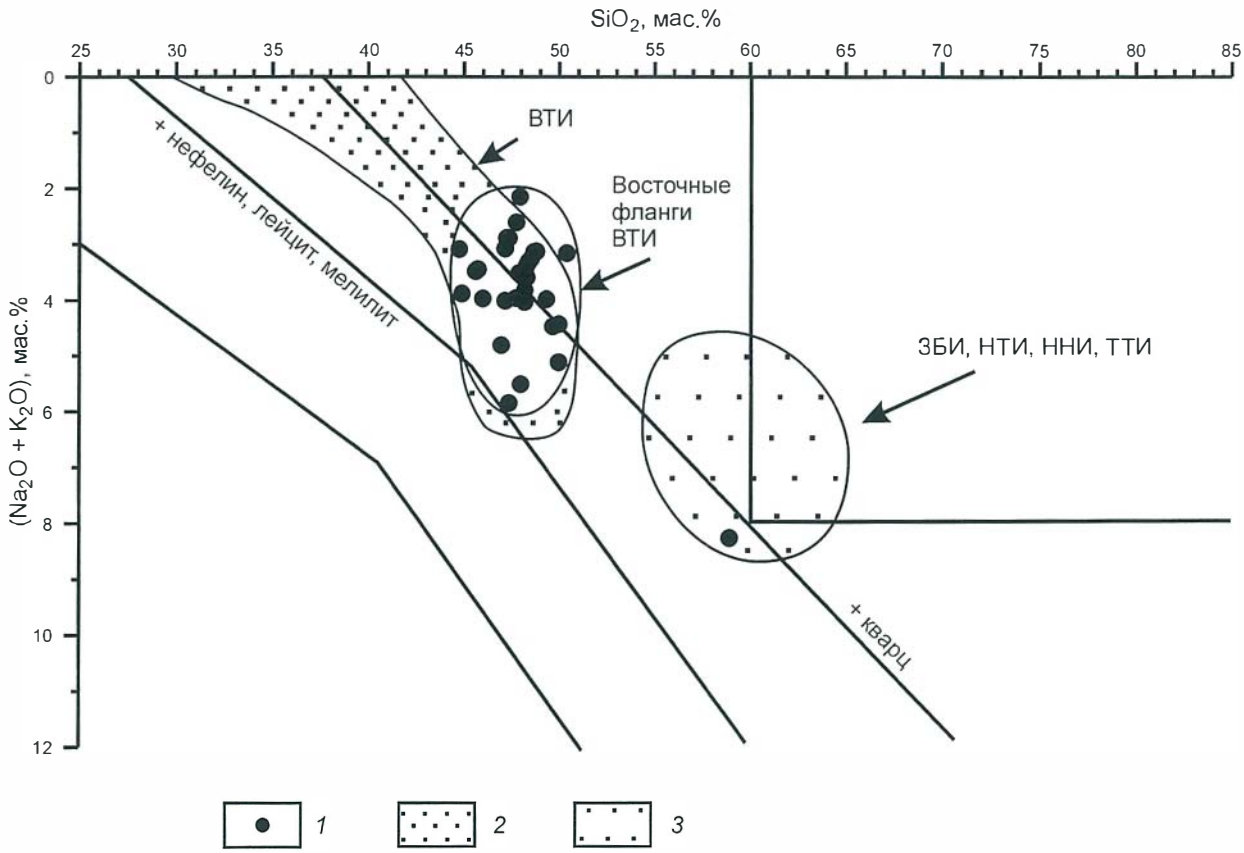


Рис. 3.28. Диаграмма $(Na_2O + K_2O) — SiO_2$ для некоторых пород интрузий норильского комплекса.

1 — состав пород интрузий круглогорского типа из восточных флангов Верхнеталнахской интрузии; *2* — породы Верхнеталнахской интрузии (ВТИ); *3* — граносиениты, габбро-сиениты, сиениты и монцониты интрузий: горы Зуб (ЗБИ) [Годлевский, 1959], Нижненорильской (ННИ), Нижнеталнахской (НТИ), Тулаек-Тас (ТТИ). Анализы пород в паспортах (см. том 2) и в таблицах (см. приложение) по опорным разрезам интрузий.

леритов, а также в изменении состава пород и минералов в разрезах силлов.

4. Основная масса пород интрузий сложена безоливиновыми, оливинсодержащими, оливиновыми долеритами и габбро–долеритами, которые имеют порфировую по плагиоклазу и пойкилоофитовую структуры.
5. Лейкогаббро и порфировые габбро–долериты имеют битовнитовый состав плагиоклаза.
6. Эволюция магматического расплава интрузий имеет щелочную специфику, которая проявляется в широком диапазоне колебания $Na_2O + K_2O$ в составе пород и проявлениях в их базисе щелочных полевых шпатов.
7. Крайним щелочным дифференциатом интрузий является сиенит, шлиры которого встречаются в разрезе силлов.
8. С интрузиями связаны бедная сульфидная Cu–Ni минерализация и спорадические проявления Pt–малосульфидного оруденения.
9. В ореоле измененных пород интрузии отмечаются продукты термального метаморфизма и в отдельных случаях известковые скарны.

Генетические представления. Характерной особенностью интрузий круглогорского типа является проявление в них горизонта лейкократового габбро. Целенаправленные исследования А. П. Лихачева [1965] показали генетическую связь рудоносных норильских интрузий и силлов лейкогаббро. Основные аргументы, подтверждающие эту связь, — большое сходство петрографических и минералого–геохимических особенностей одноименных пород в этих двух типах интрузий, а также установленные в обнажении и выявленные бурением переходы одних в другие. Наиболее дискуссионным является вопрос происхождения лейкогаббро. Принимая во внимание идентичность этих пород из силлов круглогорского типа и норильских интрузий, вопрос по сути отождествляется с выяснением петрогенезиса лейкогаббро, а также такситовых габбро–долеритов и в целом пегматоидов в рудоносных массивах.

Относительно происхождения лейкократового габбро у геологов существуют различные представления. По мнению одних, лейкогаббро образовалось раньше пород расслоенной серии, а другие, наоборот, считают, что после их формирования. Основными фактами, подтверждающими раннее образование лейкогаббро в норильских интрузиях и указывающими на условия их формирования, являются однотипный характер проявления этих пород в различных интрузиях, однообразный состав, крупный размер кристаллов плагиоклаза, его высокоосновный состав, скопления в виде мелких "блуждающих тел", напоминающих глубинные ксенолиты и др. [Лихачев, 1965]. Цитируемый автор обращает внимание на неупорядоченную внутреннюю структуру плагиоклаза из лейкогаббро, в отличие от упорядоченной — в оливиновых и пикритовых габбро–долеритах, на крупные размеры минерала, якобы требующие длительного времени кристаллизации. Плагиоклаз анортитового состава, как он считает начал кристаллизоваться совместно с магнезиальным оливином на начальных стадиях продвижения магмы в гипабиссальную камеру. Дальнейшее увеличение размера кристаллов оливина, имеющего удельный вес больше, чем у расплава, приводило к отставанию его от головной части магматической колонны. Плагиоклаз, наоборот, имея удельный вес меньше, чем у расплава, по мере роста всплывал и концентрировался в головной части колонны, формируя богатые плагиоклазом породы. Потверждением предложенной модели ее автор считает находки в кристаллах анортита (An_{92}) реликтовых зерен форстерита (Fa_{10}) и зеленой шпинели. К подобному выводу о раннем образовании лейкогаббро по сравнению с другими дифференциатами пришли И. А. Коровяков с соавторами [1963], которые рассматривают лейкогаббро как протообогащенную плагиоклазом породу. Близкую позицию занимает Б. В. Олейников [1979], по мнению которого блуждающие тела лейкогаббро являются ксенолитами и свидетельствуют об анортозитовой тенденции кристаллизации расплава в промежуточном очаге, а лейкократовое или анортитовое габбро — наиболее представительное и масштабное проявление этой тенденции.

Представление о более позднем образовании лейкогаббро по отношению к другим дифференциатам интрузии Норильск–I высказывали Г. Б. Домарев, К. И. Куличенко, Г. М. Шешукова, [Тарасов, 1976], а также Г. Б. Роговер [1959], М. Ф. Смирнов [1966]. Они считали, что лейкогаббро является продуктом кристаллизации остаточной порции магмы или отдельной магматической фазы. В. В. Золотухин в ряде работ показал единую генетическую природу такситовых габбро–долеритов, образование которых он предполагает после консолидации массива из вторичного расплава, возникшего при участии летучих [Золотухин, 1964; Золотухин, Васильев, 1967]. Формирование "блуждающих тел" лейкогаббро он рассматривает как продукт магматического замещения [Золотухин, Васильев, 1967]. Сходное представление высказывает А. В. Тарасов [1976], который считает эти породы результатом габброизации или метасоматической лейкократизации.

Накопившийся за многие годы материал и приведенные здесь данные по пегматоидам интрузий норильского типа дают основание предполагать формирование протяженных горизонтов пегматоидов и "блуждающих" шлировых тел в результате флюидно–магматического взаимодействия, которое имело место в гипабиссальных камерах на завершающих этапах магматического процесса при участии трансмагматических флюидов. Такая концепция, как нам представляется, удовлетворительно объясняет весь существующий фактографический материал [Рябов, 1999]. Данные по этому вопросу приводятся в настоящей работе при характеристике пегматоидов Верхнеталнахской интрузии. Происхождение лейкократового габбро интрузий круглогорского типа находится в полном соответствии с механизмом формирования пегматоидов рудоносных интрузий, апофизами которых они и являются. "Блуждающие тела" лейкогаббро не являются глубинными образованиями, по своей природе они близки шлирам пегматоидов в трапповых интрузиях и так называемым "газовым пузырям" — обогащенным миндалинами и небольшим округлым обособлениям в базальтах [Рябов, 1999а].

Шлировидные проявления габбро–сиенитов и сиенитов, которые встречаются в силлах–апофизах Верхнеталнахской интрузии, по–видимому, имеют ту же природу, что и "блуждающие тела" лейкогаббро. Они образовались в результате флюидно–магматической дифференциации, которая выразилась в расщеплении расплава на несмешивающиеся жидкости с обособлением обогашенного летучими и щелочами расплава в "сухой" толеит–базальтовой жидкости. На участие флюидов в петрогенезисе указывают присутствующие в породах минералы, содержащие летучие компоненты, среди которых биотит, амфибол, апатит, хлорит, кальцит и сульфиды. Кроме того, повышенные концентрации Cl и F в составе гидроксильных групп силикатов позволяют предполагать важную роль галогенов в процессе дифференциации расплава. Обогащенные щелочами породы встречаются практически во всех типах расслоенных интрузий различных магматических комплексов, поэтому к вопросам их происхождения мы еще вернемся.

3.6.4. Зубовский тип интрузий ($\omega\nu - \nu\delta$) $T_{1\,nr}^{zb}$

К этому типу относятся Зуб–Маркшейдерская (Зубовская), Пясинско–Вологочанская, Накохозская и Мантуровская интрузии, имеющие форму субпластовых залежей с раздувами и пережимами и с явлением расщепления на апофизы, которое наблюдается в вертикальных сечениях и плане массивов. Зубовская интрузия разделяется на центральное (главное) тело, западную и восточную интрузивные ветви, а Пясинско–Вологочанская — на Южно–Пясинскую и Вологочанскую интрузивные ветви (рис. 3.29, 3.30). Предполагается, что обе эти интрузии с их ветвями представляют единое разветвленное магматическое тело [Говердовская, 1971а,б]. Существует мнение, что интрузии Накохозская и Мантуровская также являются ветвями одного тела. Мощность интрузий зубовского типа колеблется от 20–40 до 300 м, в среднем 100–120 м. Магматические тела локализуются в карбонатно–глинистых сульфатоносных отложениях нижнего и среднего девона. В разрезе интрузий зубовского типа выделяется широкий спектр пород, позволяющий относить их к разряду дифференцированных. Но, в отличие от норильского типа, расслоенность здесь менее отчетливая, изменяется по латерали и по падению, переходы между оливиновыми и пикритовыми габбро–долеритами часто постепенные, горизонты пикритовых и такситовых габбро–долеритов не выдержаны по мощности, а сульфидное оруденение представлено бедновкрапленными и изредка шлировидными и интерстиционными рудами.

Результаты изучения интрузий опубликованы в работах различных исследователей [Годлевский, 1959; Коровяков и др., 1963; Говердовская, 1971а,б; Золотухин, Щедрин, 1977; Геология и рудоносность, 1988; и др.].

Интрузия Зуб–Маркшейдерская. Сверху вниз по разрезу интрузии М. Н. Годлевский [1959] и И. А. Коровяков и др., [1963] выделяют следующие горизонты пород: контаминированные кварцевые диориты и кислые гибридные породы (23 %), кварц–оливиновые габбро–диабазы и габбро–нориты (20 %), оливиновые габбро– и норит–диабазы с прослоями пойкилоофитовых габбро–диабазов с оливином (31 %) и переслаивание пикритовых, такситовых и оливиновых габбро– и норит–диабазов (18 %).

Пикритовые габбро–долериты не образуют мощного индивидуализированного горизонта пород. Обычно они располагаются в виде маломощных слоев, "подвешенных" в горизонте оливиновых и(или) троктолитовых габбро–долеритов. Порода состоит из оливина Fa_{22-26} (30–45 %), клинопироксена (15–20 %), ортопироксена $Wo_4En_{74}Fs_{22}$ (1–5 %), плагиоклаза $Ab_{27-34}Or_1An_{72-65}$ (25–35 %), биотита (f = 24–30 ат.%), рудные представлены хромшпинелидом, который встречается только в виде включений в оливине, титаномагнетитом, ильменитом и переменным количеством

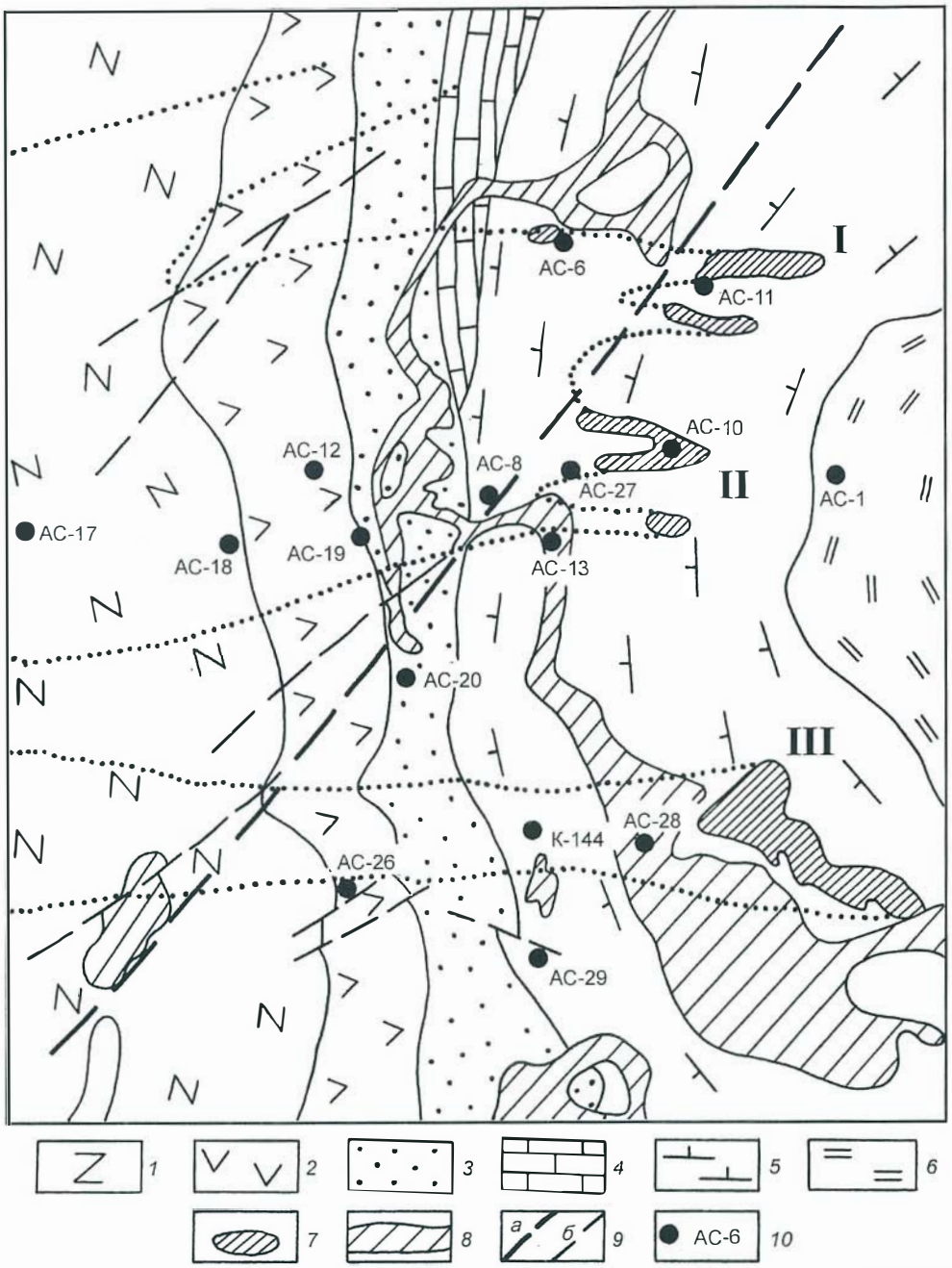


Рис. 3.29. Схематическая геологическая карта района локализации Пясинско-Вологочанской интрузии. Составлена по материалам НКГРЭ (г. Норильск).

1 — базальты надеждинской свиты; *2* — базальты гудчихинской, сыверминской и ивакинской свит; *3* — отложения тунгусской серии; *4* — карбонатные осадки юктинской свиты; *5* — карбонатно-глинистые сульфатоносные осадки девона; *6* — карбонатные осадки силура; *7, 8* — интрузии траппов, дифференцированные (*7*) и недифференцированные (*8*); *9* — дизъюнктивные нарушения: *а* — Тангаралахский глубинный разлом, *б* — второстепенные; *10* — буровые скважины. Ветви интрузии: I — Южно-Пясинская, II — Вологочанская, III — интрузия Зуб-Маркшейдерская.

сульфидов (от 1–3 до 10–15 %) (см. пасп. 169; приложение, табл. 36, 37).

Оливиновые, троктолитовые и оливинсодержащие габбро–долериты составляют основной объем пород разреза интрузии. Непосредственно на пикритовых габбро–долеритах залегают оливиновые габбро–долериты пойкилоофитовой структуры, которые сменяются офитовой разностью этих пород и далее переходят в оливинсодержащие габбро–долериты. Количество оливина составляет от 3–7 до 20 %, клинопироксена — 20–30 %, плагиоклаза — 35–55 %, титаномагнетита — 5–7 %,

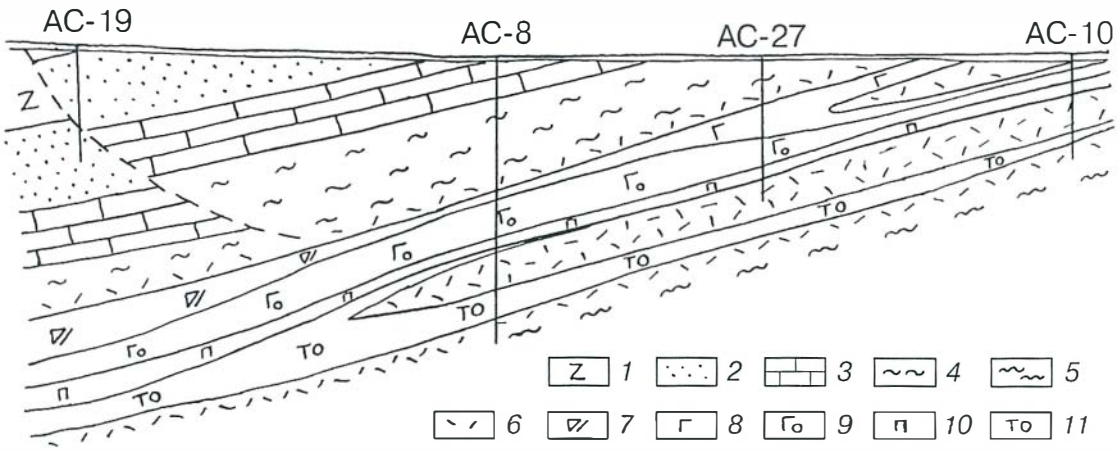


Рис. 3.30. Субширотный геологический разрез Вологочанской ветви Пясинско-Вологочанской интрузии (составлен по данным бурения НКГРЭ).

1 — эффузивные траппы пермотриаса; *2*— терригенные отложения пермокарбона; *3–5* — осадки девона: известняки (*3*), мергели и ангидриты (*4*), аргиллиты (*5*); *6* — метаморфические породы; *7* — габбро-диориты; *8–11* — габбро-долериты: *8* — безоливиновые и оливинсодержащие; *9* — оливиновые; *10* — пикритовые и троктолитовые; *11* — такситоподобные.

из других минералов отмечаются ортопироксен, кварц, биотит, ильменит, сульфиды.

Кварц–оливинсодержащие габбро–долериты имеют офитовую, призматически–офитовую структуру. Кварц и оливин в породах встречаются совместно и по отдельности. Как отмечает М. Н. Годлевский [1959], наряду с кварцем в породах присутствует микропегматит, особенно в присутствии ортопироксена. Последний представлен идиоморфными кристаллами бронзита, который иногда обрастает оливином и клинопироксеном, а в бедных оливином габбро–долеритах встречаются ксеноморфные выделения гиперстена. Однако обогащенные ортопироксеном породы — нориты проявляются локально, и во многих пересечениях интрузии горы Зуб по скважинам не выделяются.

Контаминированные кварцевые диориты и гибридные породы представляют горизонт очень изменчивых по составу пород. Разными геологами здесь дополнительно выделяются породы аномально обогащенные биотитом, кварцем, калишпатом, микропегматитом, которые позволяют называть их габбро–сиенитами, граносиенитами, гранофирами и т. п. [Говердовская, 1971а].

ГЕОХИМИЯ. Некоторое представление об особенностях состава пород нижней части разреза интрузии горы Зуб дает рис. 3.31. Здесь представлены магнезиальные породы, для которых можно видеть, что в горизонте пикритовых габбро–долеритов присутствуют прослои троктолитовых и оливиновых габбро–долеритов и аномально обогащенные оливином породы. Троктолитовые и оливиновые габбро–долериты, которые перекрывают и подстилают горизонт пикритовых габбро–долеритов, имеют близкие содержания Al_2O_3, но существенно отличаются по количеству MgO. Повышенные концентрации Cu, Ni и FeO приурочены к пикритовым габбро–долеритам.

Пясинско–Вологочанская интрузия находится в восточном крыле Вологочанской мульды и согласно залеганию осадочных пород полого погружается на запад, к центру мульды (см. рис. 3.29). Морфология массива представляет два узких (300–400 м) по ширине и вытянутых на несколько километров трубообразных тела мощностью до 300 м, соединенных между собой маломощными (3–5 м) прерывающимися силлами. Отдельно взятые трубообразные тела выделяются в самостоятельные Южно–Пясинскую и Вологочанскую интрузивные ветви [Говердовская, 1971а]. Строение Пясинско–Вологочанской интрузии дополнительно осложняется расщеплением магматического тела не только на ветви, выделяемые в плане, но и на субпластовые залежи, располагающиеся на различных гипсометрических уровнях, которые можно видеть на разрезе (см. рис. 3.30).

В разрезе Пясинско–Вологочанской интрузии, в отличие от интрузии горы Зуб, отсутствует довольно мощный горизонт контаминированных и кислых гибридных пород. Наиболее полный разрез Пясинско–Вологочанской интрузии включает в себя контактовые габбро–долериты, метадиориты, безоливиновые, кварц– и оливинсодержащие, оливиновые, троктолитовые, пикритовые, такситоподобные и нижние контактовые габбро–долериты. Мощности отдельных разновидностей пород колеблются в различных

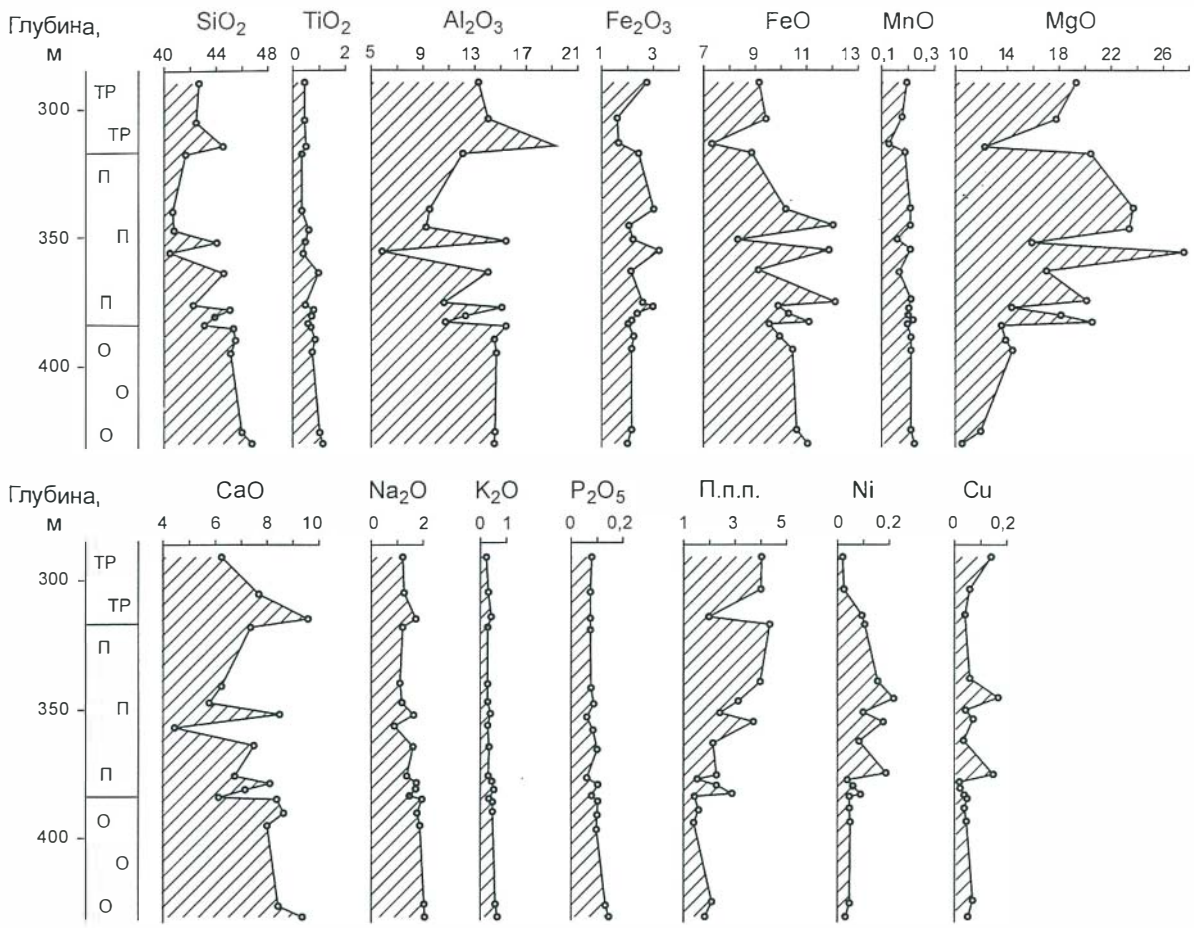


Рис. 3.31. Вариационная петрохимическая диаграмма (мас.%) по разрезу интрузии горы Зуб, скв. АС-28 (по материалам НКГРЭ и нашим данным).

пересечениях тела, а в апофизах, как правило, наблюдается неполный набор дифференциатов. Соотношение пород в целом по интрузии представляется таким: безоливиновые габбро–долериты и метадиориты — 33 %, кварц–оливинсодержащие и оливиновые — 11 %, троктолитовые — 32 %, пикритовые — 15 %, такситовидные — 9 %. В различных частях разреза интрузии встречаются небольшие по размерам шлиры, линзы, слепые прожилки и прослои лейкогаббро, габбро–пегматитов и плагиоклазитов. В подошве интрузии отмечаются маломощные участки магматогенной брекчии по особенностям проявления и составу напоминающие таковые в Хараелахской ветви ВТИ. По аналогии с другими интрузиями в Пясинско–Вологочанской выделяются три зоны: ВЭЗ, ЦЗ и НЭЗ.

ВЕРХНЯЯ ЭНДОКОНТАКТОВАЯ ЗОНА интрузии сложена пойкилоофитовыми, офитовыми и призматически–зернистыми безоливиновыми габбро–долеритами со спорадическим оливином и метадиоритами. Габбро–долериты состоят из плагиоклаза, клинопироксена, микропегматита, палагонита, титаномагнетита, а в метадиоритах наблюдаются повышенные концентрации калишпата, кварца, амфибола, биотита, кислого плагиоклаза и палагонита.

ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЗОНА представлена офитовыми и пойкилоофитовыми габбро–долеритами с переменным количеством оливина. В верхней части ЦЗ в ассоциации с оливином отмечается кварц. Соотношение и распределение в разрезе богатых и бедных оливином пород в различных пересечениях интрузии непостоянное. В ряде разрезов пикритовые габбро–долериты отсутствуют, а наиболее богатые оливином породы представлены троктолитовыми габбро–долеритами. Характерной особенностью проявлений богатых оливином пород является их приуроченность к осевой части субпластового тела в обрамлении оливиновых и(или) оливинсодержащих габбро–долеритов. Вверх по восстанию интрузии намечается смещение горизонта пикритовых габбро–долеритов из центральной в приподошвенную часть магматического тела.

Кварц–оливинсодержащие габбро–долериты состоят из плагиоклаза — $Ab_{37-38}Or_{1-2}An_{61-51}$ (50–60 %), клинопироксена — $Wo_{39-41}En_{45-41}Fs_{16-18}$ (25–35 %), оливина — Fa_{40-54} (1–5 %), кварца (0,5–3 %), титаномагнетита и ильменита (5–7 %), биотита, палагонита (см. пасп. 170). Оливин образует субидиоморфные кристаллы с совершенной спайностью и врастками ламеллей плоских кристаллов магнетита. В центральных частях кристаллов нередко находятся скопления мелких зерен плагиоклаза. Наряду с этим оливином в породе наблюдаются дендритовидные выделения поздней генерации минерала. Состав первых отвечает гиалосидериту, вторых — гортонолиту. Кварц располагается в мезостазисе в ассоциации с палагонитом и хлоритоподобным минералом. Клинопироксен образует крупные ойкокристаллы с хадакристаллами плагиоклаза и оливина и короткопризматические кристаллы в офитовых разностях породы. Плагиоклаз отмечается в виде широких таблиц, нередко с врастками мелких кристалликов титаномагнетита, крупных призм и мелких призмочек, врастающих в пойкилокристаллы клинопироксена и образующих мезостазис породы. Оксиды образуют субидиоморфные кристаллы, часто в ассоциации с биотитом. Мелкая вкрапленность сульфидов спорадически встречается в интерстициях.

Оливиновый габбро–долерит состоит из оливина — Fa_{28} (5–7 до 10–15 %), плагиоклаза — $Ab_{59-51}Or_2An_{47-40}$ (35–55 %), клинопироксена — $Wo_{40}En_{45}Fs_{15}$ (15–20 %), титаномагнетита и ильменита (5–7 %), биотита (0,5 до 1–3 %) (см. пасп. 171). Оливин образует субидиоморфные кристаллы и пойкилокристаллы. В нем наблюдается спайность и округлые включения с плагиоклазом, биотитом и магнетитом. Клинопироксен образует пойкилокристаллы и обрастающие оливин каймы. Плагиоклаз проявляется в виде крупных и мелких призматических кристаллов. Биотит образует скопления и отдельные листочки в мезостазисе породы, нередко в ассоциации с рудными минералами. Титаномагнетит находится в виде мелких идиоморфных кристаллов в оливине и раннем плагиоклазе.

Троктолитовый габбро–долерит содержит оливин — Fa_{27} (от 7–10 до 20–25 %), плагиоклаз — $Ab_{21-34}Or_1An_{79-65}$ (40–70 %), клинопироксен — $Wo_{40-39}En_{45-47}Fs_{14-15}$ (3–10 %), окисно–рудные минералы (3–5 %), в небольших количествах встречаются биотит, сульфиды (см. пасп. 172). Оливин образует субидиоморфные кристаллы, обычно со спайностью и часто с врастками плагиоклаза в центральных частях зерен, мелкие гранулы и пойкилокристаллы. Врастки рудных минералов в оливине крайне редки. Плагиоклаз образует различные по размеру призматические кристаллы. Клинопироксен встречается в виде ойкокристаллов с хадакристаллами оливина и плагиоклаза и в виде кайм обрастания оливина.

Пикритовые габбро–долериты имеют сегрегационную, пойкилитовую и пойкилоофитовую структуру. Порода состоит из оливина — Fa_{22-23} и Fa_{28-31} (40–60 %), плагиоклаза — $Ab_{39-56}Or_{3-1}An_{59-41}$ (15–30 %), клинопироксена $Wo_{40}En_{46}Fs_{14}$ (5–7 %), ортопироксена (5–7 %), окисно–рудных минералов (5–7 %), сульфидов (0,5–15 %), биотита, серпентина (см. пасп. 173–175). Оливин образует субидиоморфные кристаллы с врастками плагиоклаза и идиоморфных кристаллов оксида. В качестве включений встречаются округлые зерна раннего оливина или антигоритовые псевдоморфозы по нему. Для оливина характерна спайность и проявления структур распада в виде ламеллей магнетита. Клинопироксен наблюдается в виде крупных пойкилокристаллов и реакционных каем вокруг оливина. Ортопироксен представлен субидиоморфными кристаллами с врастками плагиоклаза в периферических частях зерен. Плагиоклаз проявляется в виде таблиц, различных по размеру призматических кристаллов и больших полей несдвойникованного минерала, в которых располагаются врастки темноцветных и рудных минералов. Оксиды наблюдаются в виде врастков в оливине и в других минералах, а также в мезостазисе породы. Сульфиды образуют мелкую интерстиционную вкрапленность и крупные (0,6–1,2 см в поперечнике) каплевидные вкрапленники, нередко с "шапкой" биотита.

НИЖНЯЯ ЭНДОКОНТАКТОВАЯ ЗОНА состоит из такситовидных габбро–долеритов с реликтами измененных контактовых габбро–долеритов. В отдельных пересечениях интрузии НЭЗ бывает представлена оливиновыми габбро–норитами с повышенным количеством (до 20 %) сульфидов и магматогенной брекчией.

Такситовидные габбро–долериты характеризуются пегматоидным обликом и атакситовой структурой, которую создают крупные и мелкие кристаллы клинопироксена и плагиоклаза. Оливин в этих породах встречается редко в виде гранул. Из других минералов здесь следует отметить проявления амфибола, серпентина, пренита, кальцита, титаномагнетита и сульфидов, количество рудных составляет 3–7 %. Магматогенная брекчия сложена мелкими (не более 1–2 см) обломками шпинель–клинопироксен–оливиновой или шпинель–оливиновой с плагиоклазом породой микрогранобластовой структуры. Грану-

лы оливина имеют состав — Fa_9 [Рябов, 1992б]. Обломки цементируются оливиновым габбро.

Метаморфические образования в ореоле Пясинско–Вологочанской интрузии в значительной мере предопределены карбонатно–глинистым сульфатоносным составом вмещающих пород. Среди измененных пород наиболее широко распространены пироксениты, кальцифиры (форстерит + флогопит + зеленая шпинель + ангидрит + кальцит), серпентин–бруситовые и бруситовые мраморы и известковые скарны [Говердовская, 1971а]. Последние развиваются по контактовым роговикам и габбро–долеритам интрузии. Скарны состоят из оливина, диопсида, плагиоклаза, граната гроссуляр–андрадитового ряда, кальцита и ангидрита.

Геохимия и вопросы генезиса. Судя по химическому составу пород, интрузии зубовского типа представляют собой полнодифференцированные интрузии. Степень дифференциации и набор пород расслоенной серии изменяются в различных сечениях протяженного магматического тела. Некоторое представление о распределении химических элементов в разрезах Пясинско–Вологочанской интрузии можно получить по результатам анализов пород в опорных разрезах (см. приложение, табл. 38, 40). На вариационной диаграмме (см.рис. 3.32) можно видеть, что последовательная смена пород в разрезе интрузии сопровождается изменением содержаний породообразующих оксидов. Характерной особенностью разреза Южно–Пясинской интрузивной ветви является достаточно контрастное проявление двух основных типов пород — богатых и бедных оливином и соответственно MgO (см. рис. 3.32). Троктолитовые габбро–долериты образуют сравнительно устойчивый по составу горизонт пород, в верхней части которого отмечается маломощный прослой пикритоподобных габбро–долеритов. Повышенная магнезиальность троктолитовых габбро–долеритов сопровождается характерной для этого типа пород высокой глиноземистостью. Горизонт троктолитовых габбро–долеритов обрамляется оливиновыми габбро–долеритами, которые в приподошвенной части сменяются такситоподобными габбро–долеритами. Повышенные содержания CaO в оливиновых габбро–долеритов НЭЗ указывают на обогащенность пород клинопироксеном. Судя по распределению цветных металлов в разрезе интрузии, накопление сульфидов имеет место в приподошвенных частях тела. Повышенные концентрации SiO_2, TiO_2, Na_2O, K_2O, P_2O_5 в кварц–оливинсодержащих и оливиновых габбро–долеритах отражают более высокие количества в них окисно–рудных минералов, щелочных полевых шпатов, проявления микропегматита, кварца и апатита. Заслуживает внимания поведение хрома, повышенные содержания которого при сравнении бедных и богатых оливином пород оказались приуроченными к первым, а не ко вторым. Это является косвенным указанием на отсутствие хромитов в богатых магнезией габбро–долеритах, а в бедных магнезией породах хром в небольших количествах накапливается в клинопироксене на ранней стадии его кристаллизации.

В Вологочанской интрузивной ветви (рис. 3.33) горизонт пикритовых габбро–долеритов располагается в обрамлении оливиновых габбро–долеритов в центре разреза. К этой же части разреза оказываются приуроченными скопления сульфидов, повышенные концентрации хрома, цветных металлов и платиноидов (см. приложение, табл. 38). Переход из пикритовых габбро–долеритов в троктолитовые достаточно постепенный и связан с увеличением количества плагиоклаза.

Повышенные концентрации цветных и благородных металлов в породах Пясинско–Вологочанской интрузии тесно связаны со скоплениями сульфидов. Наиболее высокие содержания цветных и благородных металлов установлены в такситовых габбро–долеритах Южно–Пясинской интрузивной ветви. Они составляли (г/т): Cu — 12060; Ni — 5070; Co — 200; Pt — 0,4; Pd — 0,61; Rh — 0,036; Ru — 0,0098; Au — 0,14.

Особенности петрологии. Среди характерных признаков интрузий зубовского типа в различных опубликованных работах отмечается следующее.

1. Интрузии имеют полный набор дифференциатов, характерных для расслоенной серии пород интрузий норильского типа.
2. В разрезах интрузии отсутствует четко выраженная расслоенность по норильской схеме и отмечается несоизмеримость мощностей различных горизонтов пород.
3. Горизонты пикритовых и такситовых габбро–долеритов по простиранию невыдержаны по мощности.
4. Гибридно–метасоматические и кремнекислые породы имеют локальное проявление.
5. Богатые оливином высокомагнезиальные габбро–долериты часто занимают подвешенное в разрезе интрузии положение, приуроченное к центральной части силлоподобных тел.
6. Горизонты богатых оливином пород имеют резкие контакты с бедными оливином габбро–долеритами.
7. Основная масса богатых оливином пород имеют высокое (более 30 %) содержание плаги-

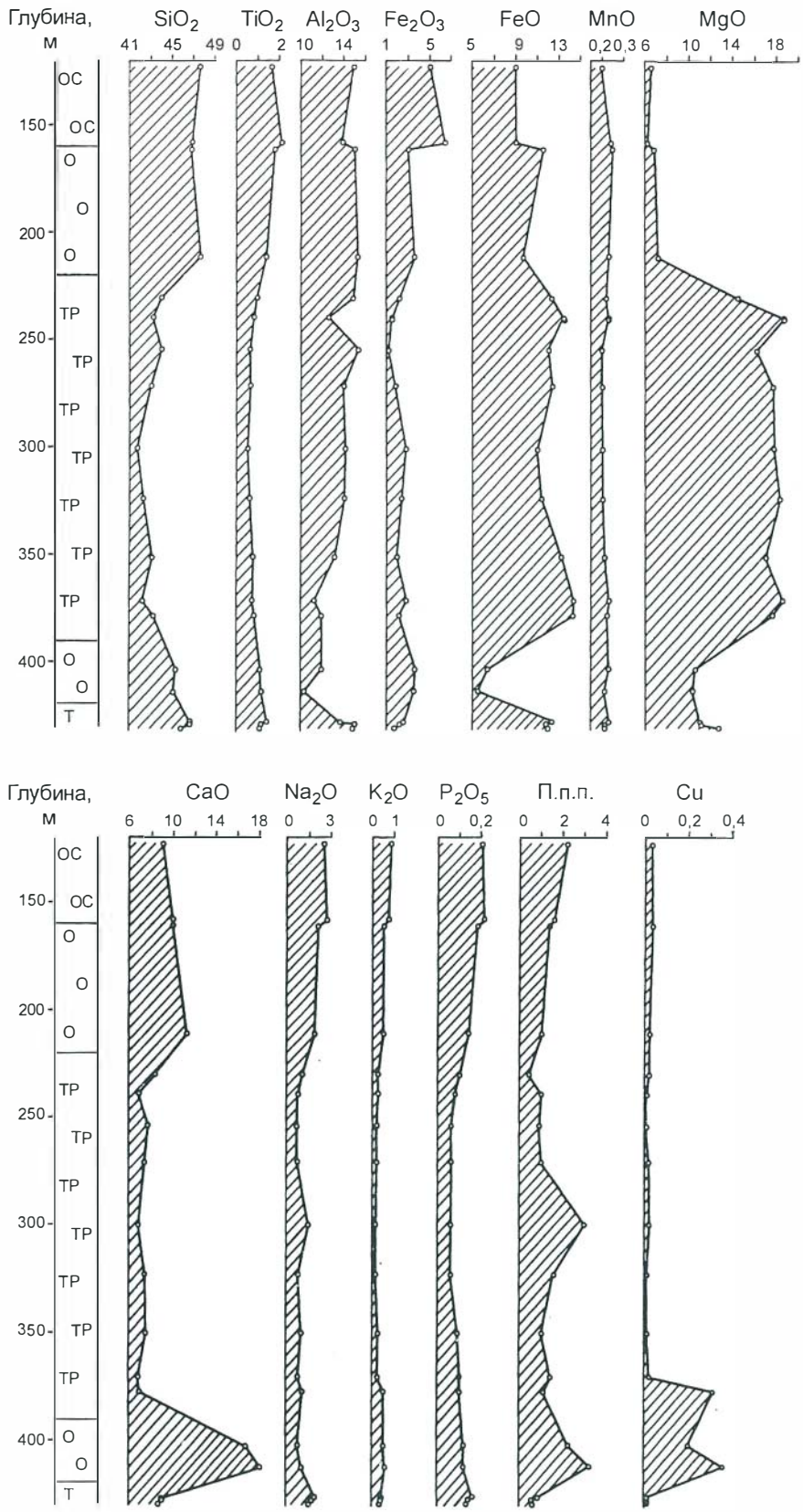


Рис. 3.32. Вариационная диаграмма поведения химических компонентов (мас.%) в разрезе Южно-Пясинской ветви, скв. АС-6 (по материалам НКГРЭ и нашим данным).

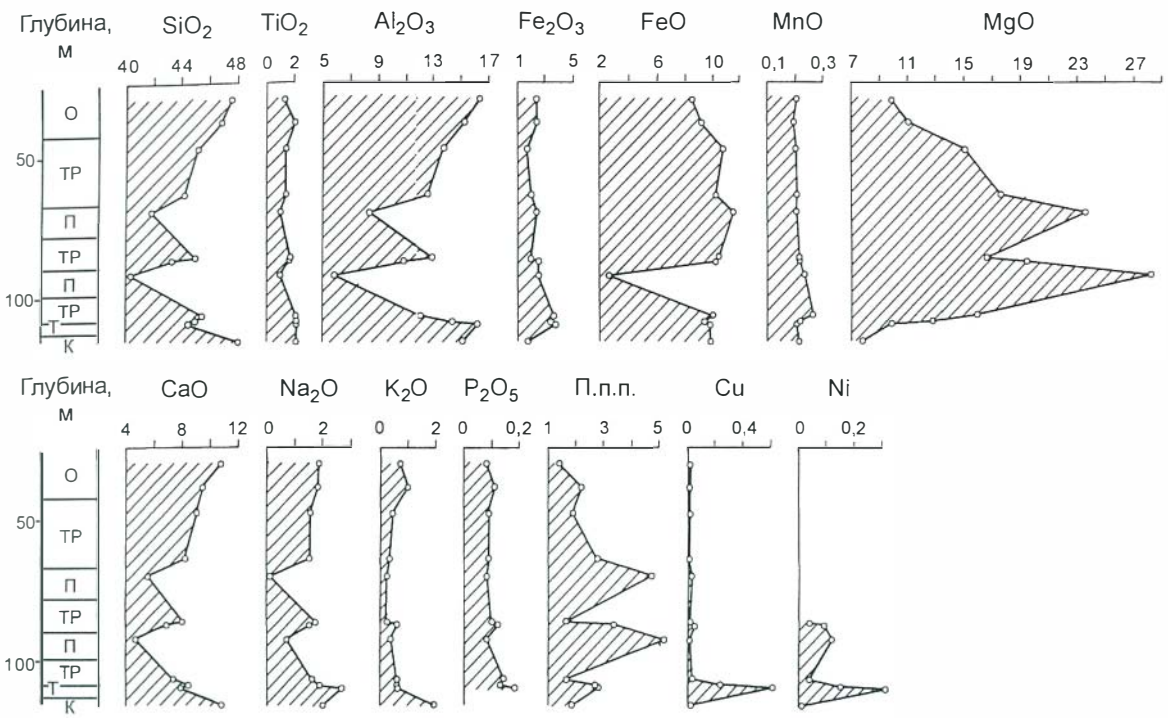


Рис. 3.33. Вариационная петрохимическая диаграмма (мас.%) по разрезу Вологочанской ветви Пясинско-Вологочанской интрузии, скв. АС-10 (по материалам НКГРЭ и нашим данным).

оклаза, в связи с чем троктолитовые габбро–долериты встречаются чаще пикритовых.

8. Габбро–нориты и породы обогащенные ортопироксеном в интрузиях зубовского типа распространены локально.
9. Пикритовые и троктолитовые габбро–долериты имеют низкие содержания хрома по сравнению с кларком для производных пикрит–базальтовых магм.
10. Хромиты спорадически встречаются в виде реликтов, заключенных в ранних генерациях оливина в пикритовых габбро–долеритах
11. Ассоциация породообразующих минералов пикритовых габбро–долеритов интрузий зубовского типа представлена: Fa_{23} + + $Wo_{38}En_{47}Fs_{15}$ + $Wo_4En_{74}Fs_{22}$ + $Ab_{27}Or_1An_{72}$ + + титаномагнетит ± хромшпинелид.
12. Ассоциация породообразующих минералов троктолитовых габбро–долеритов интрузий зубовского типа представлена: Fa_{27} + + $Wo_{40}En_{45}Fs_{15}$ + $Ab_{21}An_{79}$ + ильменит.
13. Сульфидное оруденение проявляется в виде невыдержанных горизонтов вкрапленных руд, изредка сплошных руд с невысоким содержанием полезных компонентов.

Генетические представления. Магнезиальный состав интрузий зубовского типа, существование расслоенности и бедных сульфидных руд дали геологам основание относить эти магматические образования к норильскому комплексу. Проявления щелочных кремнекислых пород (гранофиров, габбро–сиенитов, сиенит–диоритов, диоритов, габбро–диоритов и т. п.) и постепенные их переходы в вышележащую эруптивную брекчию с ксенолитами песчаников, алевролитов и аргиллитов позволили М. Н. Годлевскому [1959] рассматривать эти породы как гибридные или гибридно–метасоматические, которые возникли в результате ассимиляции базальтовым расплавом пород кровли интрузии. Повышенные концентрации ромбического пироксена в породах интрузии горы Зуб, по мнению цитируемого автора, также объясняются как следствие ассимиляции расплавом оливинового габбро глинистых осадочных пород.

Принимая во внимание весьма ограниченные ассимиляционные возможности базальтовых расплавов в гипабиссальных камерах, были высказаны и другие гипотезы.

Относительно происхождения щелочных кремнекислых пород в трапповых интрузиях существуют представления об их образовании в результате кристаллизационной [Соболев, 1986 и др.] или ликвационной [Рябов, 1989а,б,в] дифференциации. Г. И. Кавардин [1976] отмечает, что основная тенденция дифференциации магмы заключалась в обогащении остаточного расплава железом на средних и поздних стадиях и щелочами на конечных стадиях кристаллизации. Состав пород верхних дифференциатов расслоенных трапповых интрузий, в том

числе интрузии горы Зуб, часто осложняется явлениями метамагматизма, которые сопровождаются привносом щелочей на поздних этапах магматического процесса. Это приводит к формированию широкого спектра пород повышенной щелочности, образование которых в значительной мере обязано флюидно–магматическому взаимодействию на поздних стадиях магматического процесса.

Принимая во внимание весьма ограниченные ассимиляционные возможности базальтовых расплавов в гипабиссальных камерах [Шарапов, Голубев, 1976], возникновение повышенных концентраций ортопироксена за счет растворения в расплаве глинистых осадочных пород представляется маловероятным. На основании природных и экспериментальных данных было высказано предположение о том, что ортопироксен может быть образован в результате окисления оливина [Рябов, 1992б]. Подтверждением этому могут быть выявленные в породах многих траповых интрузий следы последовательного преобразования оливина, которые выразились в появлении совершенной спайности в минерале и в сбрасывании железа в виде ламеллей магнетита, ориентированных в определенных кристаллографических направлениях. Судя по экспериментальным данным А. Д. Т. Гуда, С. Е. Хаггерти, И. Бакера, У. Нитсана, П. Е. Чампнеса и др. (цит. по Рябов, [1992б]), образование ортопироксена по оливину на магматической стадии происходит при увеличении P_{O_2}. Проявление мощного горизонта гибридизированных пород в кровле интрузии горы Зуб и широко развитые в разрезе интрузии высокотемпературное окисление оливина и замещение ортопироксеном позволяют предполагать важную роль при формировании интрузии богатых щелочами окисленных флюидов.

3.7. МОРОНГОВСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС $(\omega\nu - \nu\beta)T_{1-2}mr$

В этот комплекс объединяются высокомагнезиальные базит–гипербазитовые интрузии, которые располагаются в центральной части Норильской мульды вдоль зоны Норильско–Хараелахского разлома (рис. 3.34). Мороногвская группа интрузий включает в себя интрузии гор Пикритовая, Путаная, Мороно, Руинная и Пегматитовая, которые представляют собой останцы единого расчлененного эрозией массива, воздымающегося с юга на север и пересекающего породы туфолавовой толщи вплоть до мокулаевской свиты (см. рис. 3.34, *В*). Магматическое тело имеет сложную морфологию и сочетает в себе пологосекущие субпластовые и дайкообразные формы, иногда с субпластовыми апофизами. Судя по базальной отдельности и полосчатости, проявляющихся в габбро–долеритах гор Руинная и Мороно, интрузия лежит субгоризонтально или полого падает на запад. На горе Путаной полосчатость ориентирована под углом 45–55 °, а нижний контакт — 22–25 °. Протяженность мороногвской группы интрузий более 10 км при ширине 1,5–2,0 км. Мощность интрузий: горы Путаной (по скв. Е–36) — 374 м, Мороно (по скв. МК–1) — 67 м, Руинной (по скв. М–1) — 183 м, Пегматитовой (по скв. Е–28) — 265 м.

Особенностью мороногвских интрузий является высокомагнезиальный состав, обусловленный большим (около 80 %) объемом богатых оливином пород — троктолитовых габбро–долеритов и незначительной долей (20 %) бедных оливином габбро–долеритов. Исключение составляет интрузия горы Пегматитовой, где соотношение базитов и гипербазитов приблизительно равное.

Первые данные по петрологии мороногвских интрузий были опубликованы И. А. Коровяковым с соавторами [1963]. Позднее изучением этих объектов занимались многие другие геологи, но результатов этих исследований, собранных воедино, в геологической литературе нет. Своеобразие внутреннего строения и состава мороногвских интрузий явилось основанием для выделения их в самостоятельный комплекс и для широкого использования в построениях генетических моделей.

Наряду с этим, фронтальная и центральная части протяженного магматического тела мороногвской группы интрузий имеют свои особенности, поэтому следует рассматривать два основных типа разрезов интрузий этого комплекса.

Интрузии гор Пикритовая, Путаная, Мороно и Руинная представляют центральную часть протяженного тела и имеют близкое сходство во внутреннем строении и составе пород. Именно они имеются в виду, когда идет речь об интрузиях мороногвского типа или комплекса. Вместе с тем, при рассмотрении с юга на север, вверх по восстанию массива прослеживаются некоторые особенности петрологии этого протяженного массива.

Интрузия горы Пикритовой из всех интрузий мороногвской группы является наиболее меланократовой. Она сложена троктолитовыми габбро–долеритами с редкими маломошными (5 × 12 см) линзочками богатых апатитом (до 3 %) габбро–пегматитов и субпластовыми прожилками плагиоклазитов мощностью 1–3 см. В кровле интрузии горы Путаной отмечается базитовый горизонт, составляющий 20 % объема интрузии, а в троктолитовых габбро–долеритах гипербазитовой части разреза увеличивается количество клинопироксена за счет уменьшения оливина. В центральной части разреза располагается маломощный (5–7 м) прослой пикритовых габбро–до-

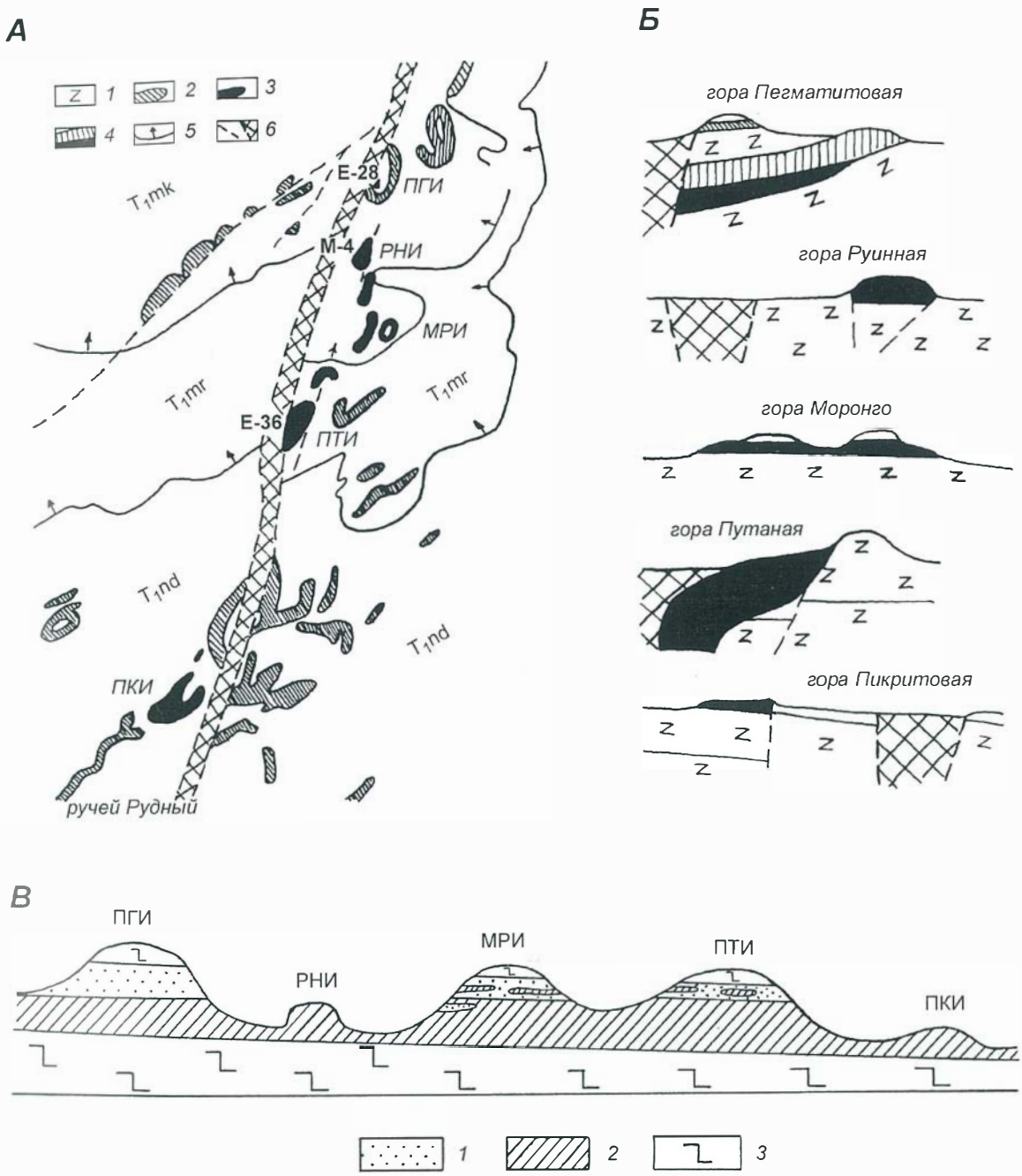


Рис. 3.34. Схематизированная геологическая карта района распространения мороногвских интрузий (*А*), морфология отдельных магматических тел (*Б*), субмеридиональный разрез Мороногвского массива (*В*).

А, Б: 1 — базальты (на карте показаны возраст, свиты и падение пород); *2* — недифференцированные базитовые интрузии, *3* — магнезиальные интрузии мороногвского типа; *4* — базитовый (вертикальная штриховка) и существенно троктолитовый слои в разрезе ПГИ; *5* — падение пород туфолавовой толщи; *6* — Норильско-Хараелахский разлом с оперяющими тектоническими нарушениями. *В: 1* — основные пегматоиды; *2* — троктолитовые габбро-долериты; *3* — базальты мороногвской свиты. Интрузии гор: ПГИ — Пегматитовая (скв. Е–28), РНИ — Руинная (скв. М–4), МРИ — Моронго, ПТИ — Путаная (скв. Е–36), ПКИ — Пикритовая.

леритов, который сверху и снизу обрамляется троктолитовыми габбро–долеритами. В разрезе интрузии горы Моронго наиболее полно представлены пегматоиды интрузий мороногвского комплекса. Их состав и строение сходны с базитами интрузии горы Путаной. В интрузии горы Руинной породы базитового состава из верхней части разреза интрузии эродированы и сохранились только троктолитовые габбро–долериты. Наконец, в интрузии горы Пегматитовой доля базитов (145 м) уже начинает преобладать над гипербазитами (120 м), а в последних понижается количество оливина и магнезиальность пород.

Оливиновое габбро, обнажающееся на вершине горы Моронго, имеет габбровую структуру с элементами призматически–зернистой и атак-

ситовой. Порода состоит из оливина 3–5 %, плагиоклаза 55–60 %, клинопироксена 25–35 %, биотита, титаномагнетита и ильменита (в сумме 7–10 %) (см. пасп. 176). Оливин наблюдается в виде крупных кристаллов Fa_{47} (NiO — 0,08 мас.%) и мелких зерен в участках с атакситовой структурой. Плагиоклаз образует крупные зональные кристаллы $Ab_{25-42}Or_{1-3}An_{74-54}$ и мелкие призмы $Ab_{35}Or_1An_{64}$. Клинопироксен наблюдается в виде крупных субидиоморфных кристаллов с врастками плагиоклаза в краевых частях и мелких изометричных зерен. По составу минерал отвечает авгиту $Wo_{38-37}En_{40-43}F_{s21-20}$, в нем определены (мас.%): TiO_2 — 0,72–0,97; Al_2O_3 — 1,42–1,60; Na_2O — 0,32. Бурый биотит имеет общую железистость 35,6 ат.%, в нем содержится (мас.%): TiO_2 — 5,04; F — 0,70; Cl — 0,20. Титаномагнетит имеет переменные количества (мас.%): TiO_2 — 6,89–12,53; Al_2O_3 — 1,29–2,29; MgO — 0,07–1,05. В ильмените содержится MnO 0,55 и MgO 0,94 мас.%.

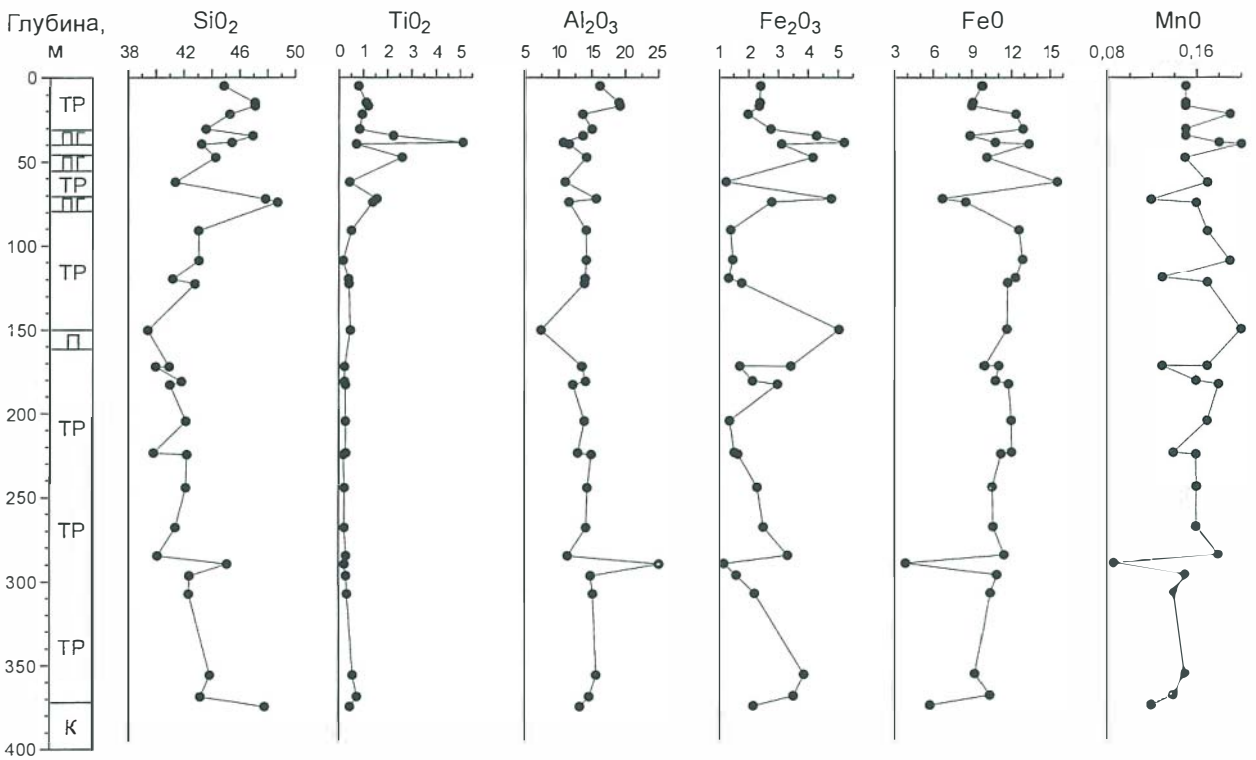
3.7.1. Интрузия горы Путаная

В разрезе интрузии отчетливо выделяются две зоны: ВЭЗ и ЦЗ. Приконтактовые породы интрузии имеют полнокристаллическую структуру, закалочные фации отсутствуют.

ВЕРХНЯЯ ЭНДОКОНТАКТОВАЯ ЗОНА сложена пегматоидами с переменным количеством оливина. Наиболее часто здесь встречаются оливиновое и лейкократовое габбро и габбро–пегматиты. Пегматоиды образуют слои и линзы мощностью в десятки сантиметров — 1–3 м, которые кулисообразно заходят друг за друга, разделяясь маломощными реликтами такситовидных троктолитовых габбро–долеритов. Чередование различных по составу пегматоидов с троктолитовыми габбро–долеритами создает пачку полосчатых габброидов ВЭЗ. В полосчатых габбро интрузии горы Моронго преобладает лейкократовая составляющая, а мощность меланократовых прослоев не превышает 1–5 см.

Особенностью оливинового и лейкократового габбро является офитовая структура пород, сложенных крупными короткими призмами или таблицами плагиоклаза, и резко подчиненным количеством клинопироксена, нередко со структурами распада твердых растворов. Оливин образует скопления мелких зерен и стебельчатые кристаллы. Состав минерала изменяется от Fa_{36} до Fa_{48} [Рябов, Золотухин, 1977]. Клинопироксен и оливин иногда обрамляются симплектитовыми срастаниями их с плагиоклазом.

Габбро–пегматиты имеют призматически–зернистую структуру, которую образуют кристаллы плагиоклаза An_{40-23}, нередко с пятнистой альбитизацией, и клинопироксен. В небольших количествах отмечается бурая и зеленая роговая обманка, биотит, из рудных — титаномагнетит, ильменит, сульфиды, в мезостазисе — кварц,



кварц–полевошпатовый микропегматит, игольчатый (до 4 мм по удлинению) апатит.

ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЗОНА сложена троктолитовыми и пикритовыми габбро–долеритами. Последние образуют маломошный (около 5 м) прослой в средней части магматического тела (рис. 3.35). Структура пород порфировая, пойкилитовая, офитовая с элементами пойкилоофитовой. Пла-

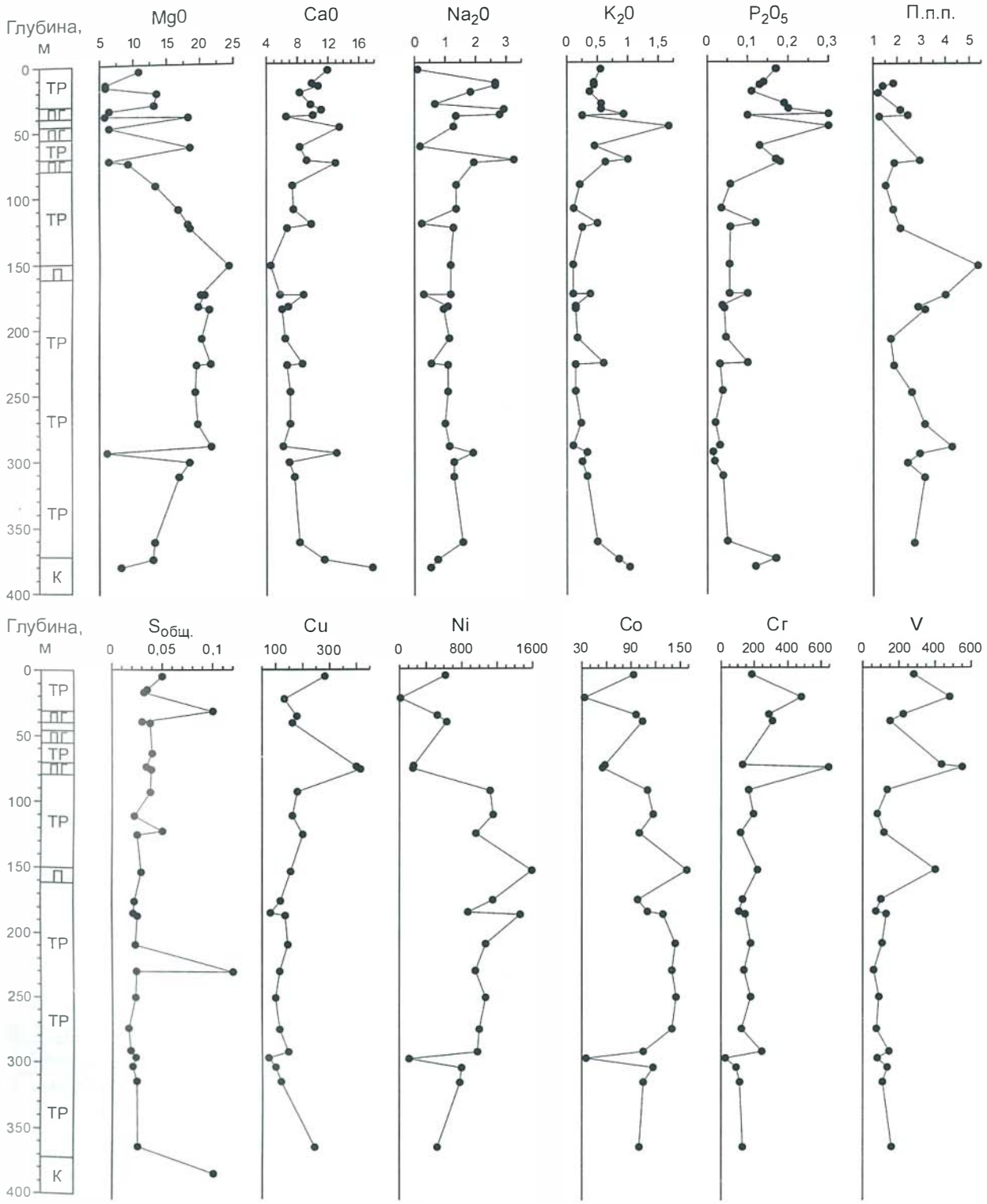


Рис. 3.35. Вариационная петрохимическая диаграмма по разрезу интрузии горы Путаная, скв. Е-36 (пояснения в тексте).
Содержание оксидов, П.п.п., S — в мас.%, элементы — в г/т.

гиоклаз представлен порфировыми выделениями в виде широких таблиц и призм и мелкими призмочками в основной массе и их гломероскоплениями. Клинопироксен образует пойкилокристаллы $Wo_{39-41}En_{49-46}Fs_{12-13}$ с врастками оливина и плагиоклаза (см. пасп. 177).

Проведенные З. А. Райковой [Коровяков и др., 1963] количественно-минералогические подсчеты показали, что породы состоят из оливина — 44,9 %, плагиоклаза — 40,5 %, пироксена — 11,4 %, биотита — 1 %, рудных — 1,7 % и вторичных — 0,5 %. Она отмечает вариации количества оливина от 23 до 58 % и отсутствие по разрезу интрузии гравитационной сепарации минерала. В пикритовых габбро–долеритах, в отличие от троктолитовых, количество оливина возрастает до 55–60 % за счет снижения содержания главным образом плагиоклаза.

Особенностью троктолитовых габбро–долеритов интрузии горы Путаной и моронговских интрузий в целом является порфировидность по плагиоклазу и полосчатость, обусловленная прожилковидными выделениями плагиоклазитов состава An_{71-72} [Рябов, Золотухин, 1977] по базальной протоотдельности пород (мощность от долей сантиметра до 15–20 см). В плагиоклазитах часто видна трахитоидность (см. пасп. 178). Из других минералов в них встречаются гранулы оливина с пленочными образованиями клинопироксена вокруг него. Характерной особенностью является увеличение количества оливина и, следовательно, магнезиальности пород в ближнем экзоконтакте плагиоклазитовых прослоев (см. пасп. 178), причем мощность обогащенных оливином троктолитовых габбро–долеритов коррелируется с мощностью плагиоклазитовых прослоев.

Оливин Fa_{18-19} в троктолитовых габбро–долеритах образует крупные субидиоморфные и скелетные, лапчатые кристаллы и различных размеров изометричные и стебельчатые образования. Он имеет совершенную спайность и часто содержит включения овальных и слабо вытянутых зерен плагиоклаза An_{74}. Вростки плагиоклаза в центральных частях субидиоморфных кристаллов оливина иногда образуют с ним симплектитовые, типа эвтектоидных, срастания. Плагиоклазы порфировых выделений имеют состав An_{78-64} (см. пасп. 178). В троктолитовых участках вокруг зерен оливина нередко наблюдаются тонкие пленки клинопироксена, иногда переходящие в пойкилокристаллы. В лапчатых оливинах можно встретить вкрапленность рудных шариков. Состав оливина троктолитовых габбро–долеритов в пределах всей ЦЗ достаточно устойчив — Fa_{25-31}. Окисно–рудные минералы представлены титаномагнетитом, магнетитом и ильменитом.

Парагенезис минералов пикритовых габбро–долеритов представлен $Fa_{28} + Wo_{41}En_{46}Fs_{13} + Ab_{35}Or_2An_{63} + Ti–Mt$ (см. пасп. 179)

НИЖНЯЯ ЭНДОКОНТАКТОВАЯ ЗОНА по составу и структуре пород практически не отличается от вышележащих. Здесь можно лишь отметить некоторое уменьшение количества оливина и увеличение — клинопироксена, которое отразилось в снижении в габбро–долеритах содержания MgO.

Петрохимия. Выявленные петрохимические особенности строения интрузии горы Путаной находят подтверждение на вариационной диаграмме оксидов по разрезу магматического тела (см. рис. 3.35). Пилообразный характер графика четко отделяет ВЭЗ от сравнительно устойчивой по содержаниям химических компонентов ЦЗ. Чередование пестрых по составу пород ВЭЗ с различным количеством оливина нашло отражение в колебаниях в них содержания MgO. Для пород этой зоны характерны большие вариации и наиболее высокие содержания TiO_2, Fe_2O_3, FeO, CaO, Na_2O, K_2O, P_2O_5 и S. В троктолитовых габбро–долеритах ЦЗ примечательно устойчиво высокое содержание MgO с тенденцией увеличения его к центральной части разреза интрузии и экстремумом Cr_2O_3 0,2 мас.% при довольно низкой хромистости высокомагнезиальных пород в целом по массиву [Рябов, Якоби, 1981]. На вариационной диаграмме в нижней части разреза интрузии нанесены составы плагиоклазитового прожилка и прилегающей к нему породы из ситуации сходной с вышеописанной.

Минералогия. Состав оливина в разрезе интрузии горы Путаной варьирует от Fa_{25} до Fa_{31}, причем в нижней части разреза концентрируются менее железистые разности минерала, а в верхней — более железистые (рис. 3.36). Никелистость оливина, как будет показано ниже, коррелируется с его железистостью, а в интрузии горы Путаной наиболее высокое содержание NiO в оливине приходится на центральную часть ее разреза.

Плагиоклазы порфировых выделений имеют устойчивый состав $Ab_{21}Or_1An_{78}$ по всему разрезу тела. В основной массе пород состав минерала отвечает $Ab_{25-35}Or_1An_{63-74}$.

Окисно–рудные минералы представлены титаномагнетитом с переменным содержанием TiO_2 и ильменитом.

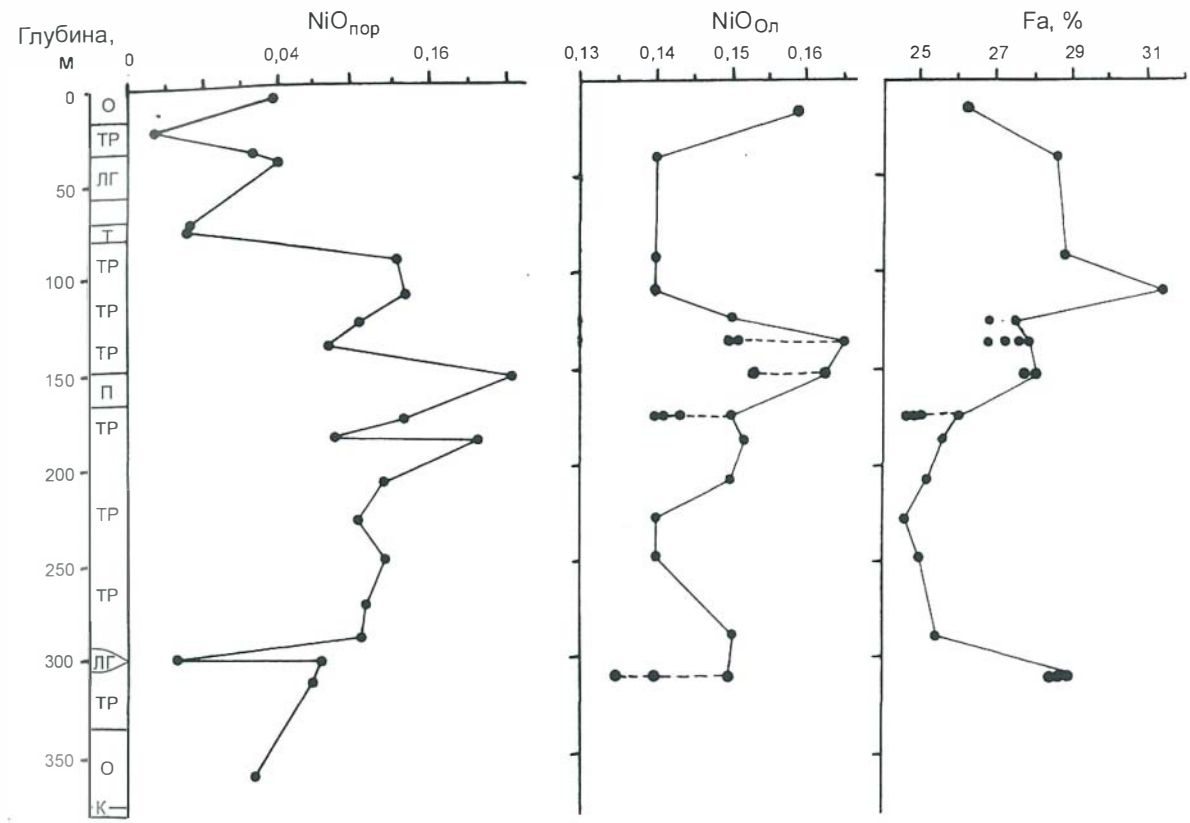


Рис. 3.36. Изменение содержания NiO в породе в сравнении с содержанием NiO и железистостью (% Fa–компонента) оливина по разрезу интрузии горы Путаная по скв. Е-36 [Рябов,1992б].

3.7.2. Интрузия горы Пегматитовая

Среди трапповых интрузий Сибирской платформы интрузия горы Пегматитовая является единственной, в которой ярко проявляется кристаллизационная дифференциация и скрытая расслоенность с отчетливо выраженными геохимическими и кристаллизационными трендами, отражающимися в составе пород и минералов.

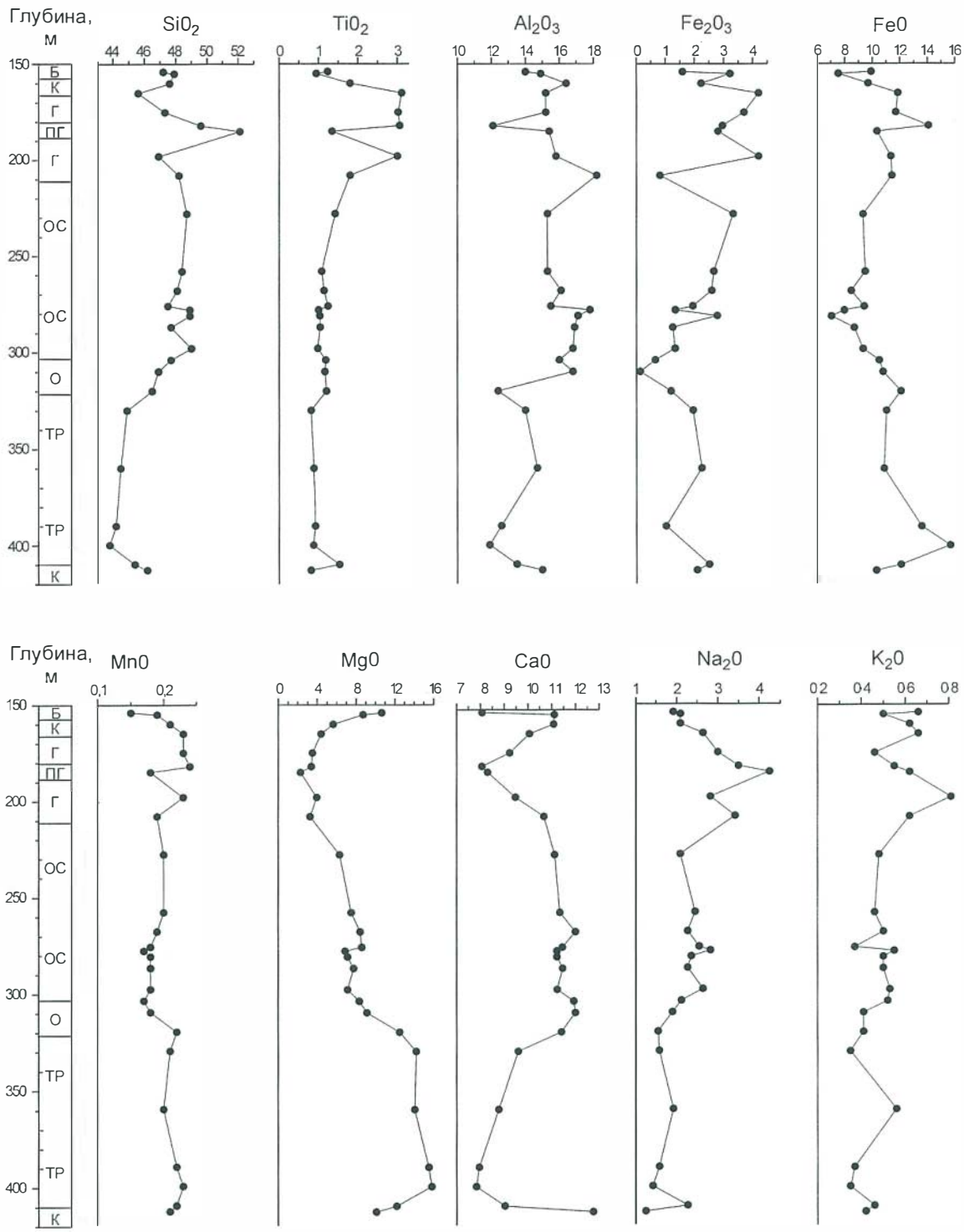
Интрузия горы Пегматитовая является фронтальной частью магматической колонны моронговской группы интрузий. В отличие от других, существенно гипербазитовых членов этой группы, интрузия горы является полнодифференцированным базитовым массивом (рис. 3.37), о чем свидетельствуют результаты количественно–минералогических исследований (табл. 3.7) пород интрузии и нижеприведенное описание ее разреза.

ВЕРХНЯЯ ЭНДОКОНТАКТОВАЯ ЗОНА сложена контактовыми микродолеритами, эруптивной брекчией и пегматоидами мощностью 7 м. Пегматоиды имеют атакситовую структуру и брекчиевидную текстуру, которую создают обломкоподобные мелкозернистые пироксен–плагиоклазовые скопления, сцементированные крупнокристаллическим амфибол–плагиоклазовым агрегатом (см. пасп. 180). Ниже следуют крупногорошчатые пой-

Таблица 3.7.

КОЛИЧЕСТВЕННО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД (об.%) ИНТРУЗИИ ГОРЫ ПЕГМАТИТОВАЯ (по скв. Е-28 [Коровяков и др., 1963])

Габбро–долериты	Оливин	Плагиоклаз	Клинопироксен	Ортопироксен	Рудный	Прочие
Контактовые (верхние)	0,6	57	22,8	—	0,6	19,0
Безоливиновые	0,1	55	30,8	—	6,4	7,7
Оливинсодержащие	3,3	58,9	25,2	>0,1	3,6	9,0
Оливиновые	9,6	55,5	27,7	1,4	1,7	4,1
Троктолитовые	26,5	44,1	21,0	4,7	1,4	2,7
Контактовые (нижние)	13,7	53	23,3	4,5	3,4	2,1



килоофитовые габбро–долериты (17 м), обогащенные полевым шпатом, амфиболом, апатитом. В породе наблюдаются овальной формы обособления палагонита, а в мезостазисе — гранофир. Структуру породы создают пойкилокристаллы клинопироксена — $Wo_{38}En_{39}Fs_{23}$, оливина — Fa_{61-64} и титаномагнетита и призмочки плагиоклаза An_{46} (см. пасп. 181) в основной массе породы и в виде хадакристаллов в фемических минералах. Далее эта порода через резкий контакт сменяется гигантозернистыми габбро–пегматитами (9 м), которые состоят из длиннопризматических кристаллов плагиоклаза — An_{44-45} с иероглифическими включениями палагонита в центральных час-

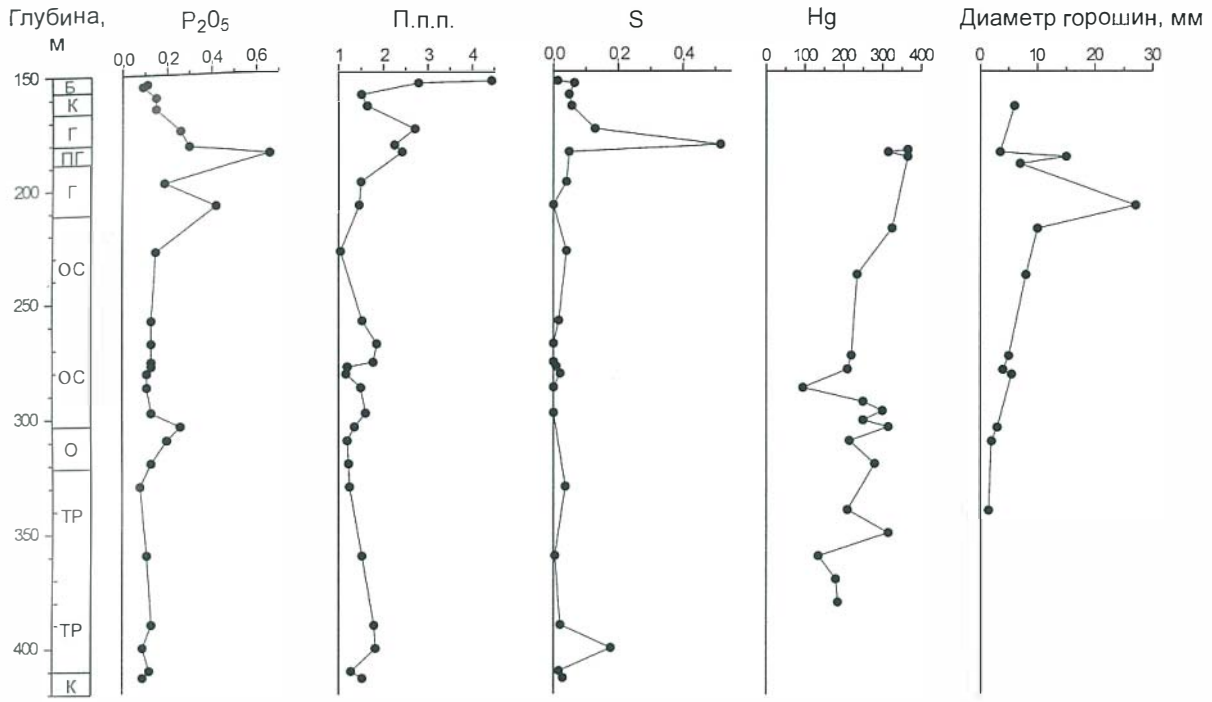


Рис. 3.37. Вариационная петрохимическая диаграмма по разрезу интрузии горы Пегматитовая, скв. Е-28.

Содержания оксидов, П.п.п. и S даны в мас.%, Hg — в мг/т.

тях кристаллов и призм клинопироксена $Wo_{16-23}En_{25-34}Fs_{42-56}$ (см. пасп. 182) с двойниками, структурами распада твердых растворов и симплектитовыми срастаниями с биотитом. В небольших количествах присутствует лапчатый оливин — Fa_{70}, а в мезостазисе — повышенные концентрации апатита. Контакт с нижележащими породами резкий.

ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЗОНА начинается с крупногорошчатого оливинсодержашего габбро–долерита (25 м), далее следует переслаивание (10 м) крупно– и среднегорошчатых безоливиновых и оливинсодержащих габбро–долеритов (см. пасп. 183, 184) с мощностью слойков 0,3–1,0 м, которое сменяется однородными среднегорошчатыми оливиновыми габбро–долеритами. Сверху вниз по разрезу продолжается уменьшение горошин и вместо ярко выраженной пойкилоофитовой структуры появляется порфировидная (пироксенофировая) (см. пасп. 185), для которой характерны одиночные вростки плагиоклаза в фенокристаллах монолитного клинопироксена или полное их отсутствие. Размер горошин сверху вниз уменьшается от 3,5–2,5 до 1,5–1,0 см и 0,5–0,3 см — для фенокристаллов.

Структура пород этого слоя меняется с пойкилоофитовой на порфировидную. В крупногорошчатых габбро–долеритах пойкилокристаллы образуют не только клинопироксен, но и оливин, и титаномагнетит. Как правило, пойкилокристаллы изобилуют вростками плагиоклаза и нередко принимают вид пятен с ажурными эвтектоидными срастаниями составляющих их фаз (см. пасп. 186). Кроме того, клинопироксен наблюдается в виде мелких угловатых зерен в мезостазисе и пленочных кайм, облекающих зерна плагиоклаза и оливина. Порфировидные его индивиды часто сдвойникованы. Наиболее широко распространенной формой зерен оливина являются овальные изометричные и слабовытянутые (не более 1 : 2) с несовершенной спайностью или без нее, реже наблюдаются лапчатые образования. Оливин иногда обрастает тонкими прерывистыми каймами орто– и клинопироксена. Количество оливина сверху вниз по разрезу растет от 1–3 до 12–15 %. В качестве включений в оливине обычно находятся округлые зерна плагиоклаза An_{57}. В нижней части слоя встречаются оливины с ситовидной поверхностью, которую создают мелкие включения шариков плагиоклаза.

В нижней части базитового слоя на расстоянии около 35 м выше горизонта однородных троктолитовых габбро–долеритов в горошчатых оливиновых габбро–долеритах начинают появляться меланократовые линзочки, а потом прослои троктолитовых габбро–долеритов. В зоне перехода из оливиновых в троктолитовые габбро–долериты в части зерен оливина появляется совершенная спайность, а в клинопироксене — структуры распада твердых растворов.

Троктолитовый габбро–долерит имеет порфировую по плагиоклазу структуру с пойкилоофитовой и офитовой структурой основной массы. Визуально верхняя граница слоя выделяется по исчезновению ярко выраженной горошчатости, хотя под микроскопом видно, что пойкилоофитовая структура сохраняется по всему разрезу этого слоя, но ойкокристаллы становятся мельче и реже расположены, а возросшее до 25–30 % количество оливина дополнительно изменило структурный облик породы (см. пасп. 187).

Оливин образует изометричные, субидиоморфные кристаллы со сглаженными вершинами и небольшие вытянутые пойкилокристаллы с врастками плагиоклаза. В большей части зерен оливина проявляется совершенная спайность. Состав оливина — Fa_{35-38} устойчиво выдерживается по всему разрезу горизонта. Клинопироксен $Wo_{37-42}En_{43-45}Fs_{18-14}$ наблюдается в виде мелких пойкилокристаллов и угловатых зерен. Плагиоклаз встречается в виде крупных многозональных несдвойникованных коротких призм,

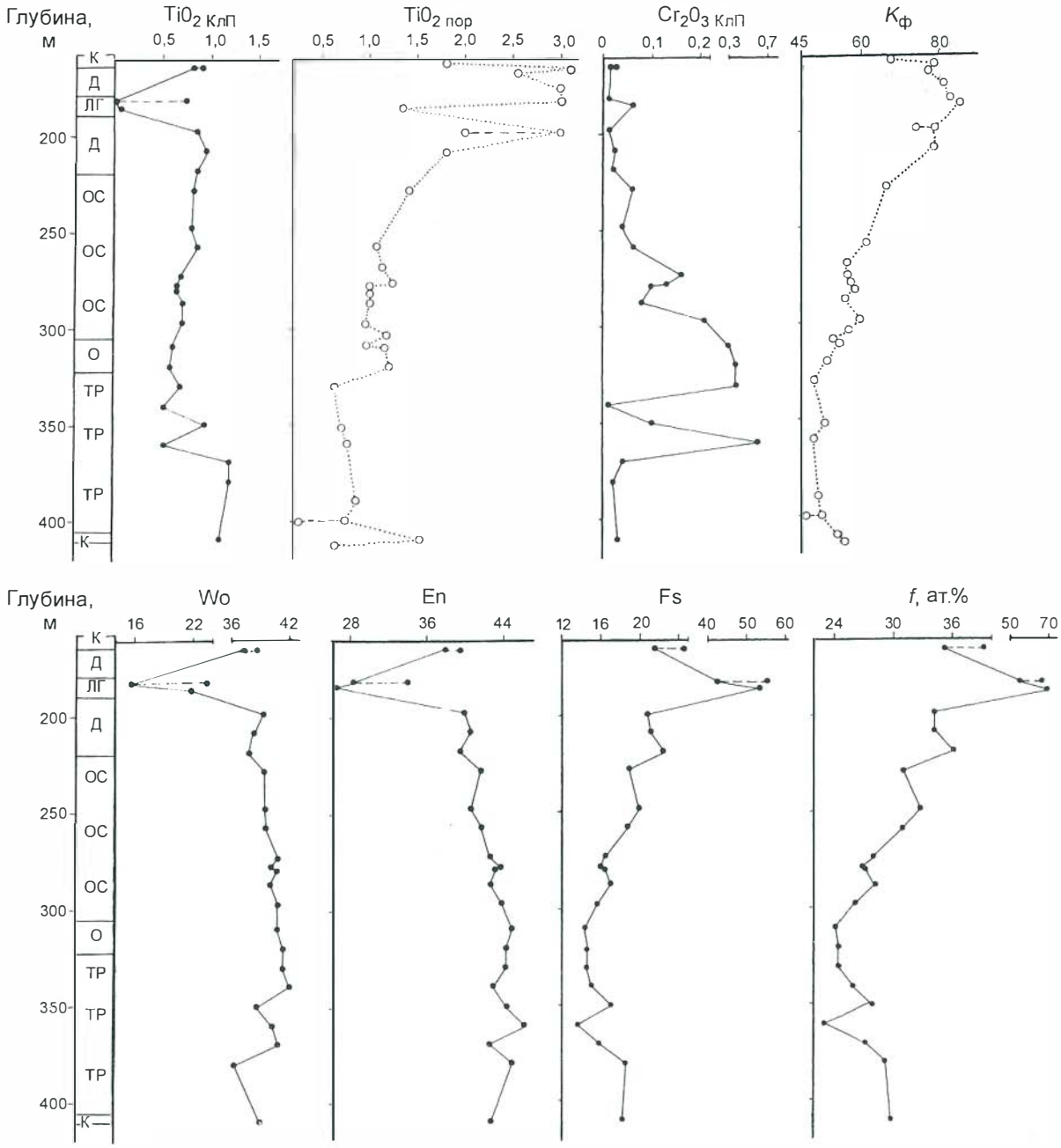


Рис. 3.38. Изменение состава клинопироксена в разрезе расслоенной интрузии горы Пегматитовая по скв. Е-28.
Содержания оксидов приведены в мас.%.

широких таблиц и гломероскоплений узких призм. Состав этих выделений An_{74-56}. Рудные минералы представлены титаномагнетитом, ильменитом и редко сульфидами.

НИЖНЯЯ ЭНДОКОНТАКТОВАЯ ЗОНА интрузии сложена троктолитовыми габбро–долеритами с неясно выраженным атакситовым строением, которое можно видеть в шлифах по редким небольшим скоплениям округлых гранул оливина. Мощность зоны около 10 м.

Петрохимия. На вариационных диаграммах (см. рис. 3.37; приложение, табл. 44) видны отчетливые тенденции распределения химических компонентов в разрезе магматического тела. Изменение содержаний оксидов происходит постепенно, без скачков, за исключением пегматоидов ВЭЗ, в которых имеет место накопление MgO до 10,64 мас.%. Как было показано ранее [Рябов, 1989в], проявление экстремума по MgO в ВЭЗ отмечается в ряде трапповых интрузий, и его величина может превосходить содержание оксида даже из самых богатых магнезией разностей пород разреза интрузии. Предполагается, что это связано с участием флюидов.

Центральная зона интрузии разделяется на две большие группы пород — бедные и богатые оливином базиты и гипербазиты. Для базитов характерны повышенные концентрации SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, FeO, CaO, Na_2O, K_2O, P_2O_5, которые достигают своих максимальных содержаний в пегматоидах. В гипербазитах происходит накопление MgO и FeO. В распределении FeO по разрезу интрузии отчетливо обозначаются два экстремума, симметрично расположенных относительно базит–гипербазитовой границы раздела пород. На вариационных диаграммах можно видеть, что зона базит–гипербазитового перехода фиксируется небольшими аномалиями в содержаниях практически всех петрогенных оксидов, что может свидетельствовать о смене характера кристаллизации на границе расплавов различного состава.

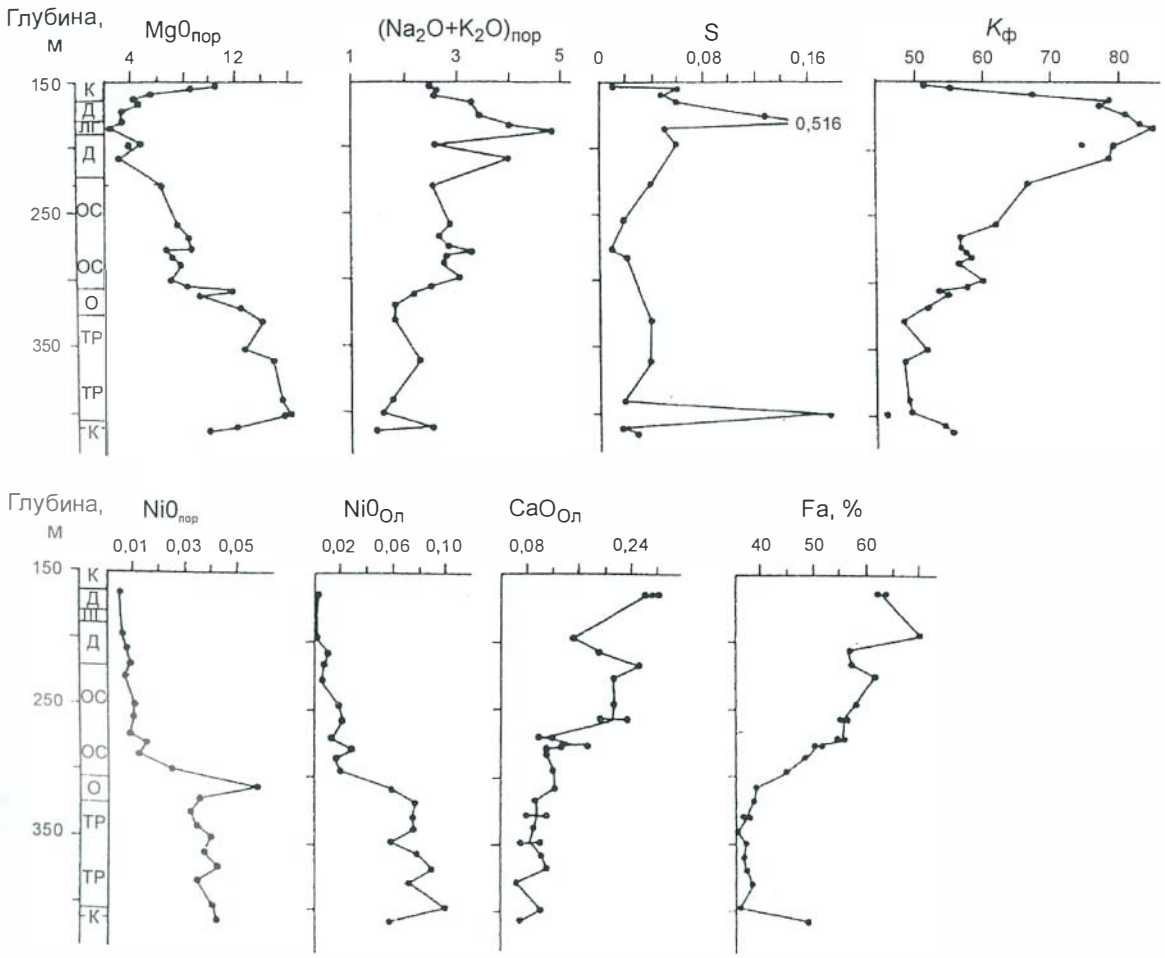


Рис. 3.39. Изменение состава оливина и некоторых химических компонентов пород в разрезе интрузии горы Пегматитовая по скв. Е-28.

Содержание оксидов и серы в породах и оливине приведены в мас.%.

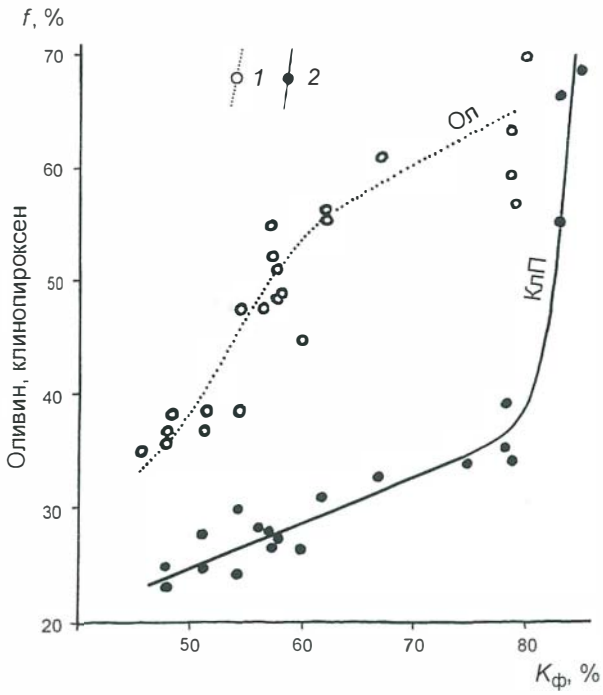


Рис. 3.40. Диаграмма зависимости железистости фемических минералов от коэффициента фракционирования для пород интрузии горы Пегматитовая

1 — оливин (% Fa–компонента); *2* — клинопироксен (общаяя железистость в ат.%).

Изменения минералогического состава пород отражаются в вариациях содержаний породообразующих оксидов. Повышенные содержания извести проявляются в обогащенных клинопироксеном габбро–долеритах, глинозема и щелочей — в богатых полевыми шпатами, а магнезии — в богатых оливином породах. Максимальное содержание P_2O_5 имеют крупногорошчатые пегматоидные габбро–долериты, причем между размером "горошин"–пойкилокристаллов клинопироксена и содержанием P_2O_5 имеет место прямая зависимость. Чутким показателем дифференциации расплава является поведение ртути в разрезе интрузии (см. рис. 3.37; приложение, табл. 45).

Минералогия. Одним из основных показателей внутрикамерной дифференциации расплава является скрытая расслоенность, которая проявляется в направленном изменении состава породообразующих минералов. В разрезе интрузии изменение состава клинопироксена имеет единый кристаллизационный тренд для базитового и гипербазитового горизонтов (рис. 3.38). Наиболее чувствительными показателями дифференциации являются железистость и хромистость минерала. Снизу вверх по разрезу состав минерала довольно плавно изменяется от $Wo_{40}En_{46}Fs_{14}$ (f = 22,9 ат.%) до $Wo_{16}En_{28}Fs_{56}$ (f = 66,3 ат.%). Повышение железистости клинопироксена коррелируется с коэффициентом фракционирования пород, который изменяется от 48 до 83 %. Содержание Cr_2O_3 в минерале по разрезу интрузии изменяется от 0,61 до 0,01 мас.%, концентрации других компонентов также изменяются, но менее отчетливо.

Чутким индикатором дифференциации расплава является также состав оливина, его железистость и содержание элементов–примесей (рис. 3.39). Снизу вверх по разрезу интрузии происходит увеличение железистости оливина от Fa_{36} до Fa_{70}, повышение в нем содержания CaO и понижение — NiO. Состав оливина имеет сильную связь с составом содержащих его пород. Зависимость железистости фемических минералов от коэффициента фракционирования пород показана на рис. 3.40, где можно видеть сопряженный рост f и $K_ф$ и более высокую железистость оливина по сравнению с сосуществующим с ним клинопироксеном.

3.7.3. Геохимия и вопросы генезиса

Экзоконтактовые изменения в связи с интрузиями мороновского комплекса выражаются в образовании пироксен–плагиоклазовых роговиков с биотитом, амфиболом и хлоритом. Мощность измененных пород не превышает 5–10 м.

Оруденение. Редкая рассеянная интерстиционная вкрапленность халькопирит–пирротинового состава иногда с пентландитом отмечается по всему разрезу интрузий мороновского комплекса. Спорадически встречаются крупные (0,6–1 × 2 см) одиночные сульфидные вкрапленники. В единичных случаях наблюдаются сульфидные прожилки мощностью до 0,5 см. Повышенные количества сульфидов, как правило, приурочены к породам ВЭЗ и НЭЗ (см. рис. 3.37). В этих же зонах наблюдаются повышенные концентрации ЭПГ: в ВЭЗ интрузии горы Пегматитовая Pt до 0,3; Pd 1,7 г/т; в НЭЗ интрузии горы Руинная Pt 0,12; Pd 0,88 г/т [Додин и др., 1994].

Намагниченность пород. Интрузии мороновского комплекса обладают слабой намагниченностью (J_i и J_n) порядка 10–50 × 10–5 СГС, большим разбросом направлений векторов J_n как по азимуту (от 0 до 360 °), так и по углу наклонения (от –90 ° до +90 °), причем при магнитной чистке векторы J_n образцов отрицательной полярности сохраняют знак, а образцы с положительным направлением вектора J_n при снятии нестабильной компоненты меняют знак на отрицательный, что свидетельствует о первоначальном отрицательном направлении вектора J_n.

Особенности петрологии. Среди признаков, характерных для интрузий мороновского комплекса, следует выделить следующие.

1. Присутствие широкого спектра пород от безоливиновых до пикритовых габбро–долеритов, позволяют говорить о расслоенном характере интрузии.
2. Большой объем (около 80 %) богатых оливином пород в интрузиях гор Руинная, Моронго, Путаная и Пикритовая свидетельствует о слабодифференцированном их строении.
3. Фронтальная часть Мороновского массива (интрузия горы Пегматитовой) представляет собой полнодифференцированную базитовую интрузию.
4. Основным типом пород интрузий являются порфировые по плагиоклазу троктолитовые габбро–долериты.
5. Высокое (более 40 %) содержание плагиоклаза и Al_2O_3 в составе богатых оливином габбро–долеритах мороновского комплекса отличает их от высокомагнезиальных пород норильского и фокинского комплексов.
6. Размер и количество зерен оливина больше, чем плагиоклаза [Степанов, Земскова, 1988].
7. Состав оливина в породах комплекса охватывает диапазон Fa_{25} — Fa_{64}.
8. Оливин пикритовых и троктолитовых габбро–долеритов имеет состав Fa_{25-37}.
9. Содержание силикатного никеля в оливинах соответствует железистости минерала, и на диаграмме состава располагается в едином для траппов геохимическом тренде.
10. Морфология кристаллов оливина, широкие вариации их размеров и включения в них лабрадора исключают интертеллурическую природу минерала.
11. Богатые оливином пикритовые и троктолитовые габбро–долериты имеют низкие содержания Cr_2O_3.
12. Хромшпинелиды в габбро–долеритах комплекса отсутствуют, а минералы группы шпинели представлены титаномагнетитами, содержащими V_2O_5 — 0,92–1,22 мас.%.
13. Состав клинопироксена в габбро–долеритах изменяется от $Wo_{42-37}En_{49-38}Fs_{12-25}$ до $Wo_{23-16}En_{34-24}Fs_{42-56}$.
14. Клинопироксен пикритовых и троктолитовых габбро–долеритов имеет состав $Wo_{42-37}En_{49-42}Fs_{12-19}$.
15. Содержание Cr_2O_3 в клинопироксене варьирует и достигает 0,61 мас.%.
16. Мороновские интрузии не имеют эффузивных комагматов.
17. В связи с интрузиями мороновского комплекса сульфидные руды отсутствуют.
18. В пегматоидах ВЭЗ интрузий происходит накопление ЭПГ до 2 г/т.

Генетические представления. Как отмечалось выше, большинство геологов считает, что исходный расплав трапповых базит–гипербазитовых интрузий имел повышенную магнезиальность или пикритоидный состав, соответствующий средневзвешенному составу интрузии Норильск–1, кристаллизационно–гравитационная дифференциация которого создала все многообразие интрузивных и эффузивных траппов [Золотухин и др., 1986; 1989; и др.]. Принимая это во внимание, делается вывод о том, что состав пикритоидных интрузий Норильского района, в том числе мороновских, со сути отвечает исходному расплаву, не испытавшему существенной дифференциации. На этом основании в одну группу меланократовых интрузий объединяются интрузии мороновского комплекса и нижнеталнахского типа, главной отличительной особенностью которых от других пикритоидных интрузий является отсутствие хромита [Дюжиков и др., 1988]. Для пород этих интрузий многие геологи отмечают низкую никеленосность и хромистость, однако причины этого явления они в литературе не обсуждают.

Относительно возрастного взаимоотношения интрузий различных комплексов до недавнего времени существовало представление о том, что в районе горы Пегматитовая молодые интрузии мороновского типа прорывают более древние силлы среднеергалахского типа [Комарова, Люлько, 1967]. Основанием для такого утверждения служат материалы по скв. Е–28 и Е–29, в которых долериты катангского комплекса якобы секут троктолитовые габбро–долериты мороновского комплекса. Породы этих двух типов интрузий и комплексов имеют характерные состав и структуру: первые — существенно троктолитовые и монолитные, а вторые — бедные оливином и горошчатые. Интрузия горы Пегматитовая, как было показано выше, сверху сложена горошчатыми габбро–долеритами, а внизу — троктолитовыми габбро–долеритами. Простое и достаточно отчетливое внутреннее строение интрузии и большое визуальное сходство пород одной части разреза с известными в районе горошчатыми габбро–долеритами Среднеергалахской интрузии, а другой — с троктолитовыми габбро–долеритами интрузии горы Моронго явились поводом для разделения единого массива на две интрузии, секущие одна другую.

Приведенные выше материалы минералого–геохимических исследований и данные И. А. Коровякова и др. [1963], показывают, что

интрузия горы Пегматитовой представляет собой классический пример расслоенного базитового тела с закономерным плавным изменением состава пород, минералов и геохимических показателей в разрезе интрузии. Принимая во внимание то, что интрузии мороновского комплекса представляют собой фрагменты единого расчлененного эрозией тела, можно говорить о существенно троктолитовом составе прикорневых частей интрузии и о возрастании доли базитов в их разрезе во фронтальной части воздымающегося тела (табл. 3.8). Т. К. Иванова [1975] объясняла это явление отставанием более вязкого гипербазитового расплава по сравнению с менее вязким базитовым, которое происходило при внедрении в едином магматическом канале. Возможность подобного механизма внедрения расслоенного базит–гипербазитового расплава с опережающим внедрением базитов подтверждается бимодальным распределением магнезии в интрузиях мороновского комплекса, который указывает на существование в интрузиях двух устойчивых по составу сообществ пород базитов и гипербазитов. Другим подтверждением этому являются известные в ряде трапповых интрузий случаи переслаивания богатых и бедных оливином габбро–долеритов с резкими контактами. Таким образом, можно объяснить базитовый состав интрузии горы Пегматитовой, представляющей фронтальную часть магматической колонны мороновских интрузий. В этом же плане находит объяснение отсутствие высокомагнезиальных эффузивных комагматов у интрузий мороновского комплекса.

На основании проведенных исследований интрузий мороновского комплекса, можно с уверенностью предполагать, что исходный расплав этих интрузий имел толеит–базальтовый состав. В результате флюидно–магматической дифференциации толеитовый расплав расщеплялся на несмешивающиеся базитовую и гипербазитовую жидкости, которые внедрялись в породы рамы и кристаллизовались в соответствии со своим составом. Принимая во внимание толеит–базальтовый состав исходной магмы, находят объяснение низкие содержания никеля и хрома в богатых оливином породах, отвечающие кларкам базитов, а не гипербазитов. Железистость оливина и содержание в нем никеля соответствуют магнезиальным производным толеитовых расплавов, а не пикрит–базальтовым. Морфология кристаллов оливина и вростки в них лабрадора указывают на кристаллизацию их в гипабиссальных ин-

Таблица 3.8.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД (мас.%) БАЗИТОВЫХ И ГИПЕРБАЗИТОВЫХ ГОРИЗОНТОВ И СРЕДНЕВЗВЕШЕННЫЙ СОСТАВ ИНТРУЗИЙ ГОР ПЕГМАТИТОВАЯ И ПУТАНАЯ

Компонент	ПГИ			ПТИ		
	Базитовый горизонт (16)	Гипербазитовый горизонт (6)	Средневзвеш. по интрузии (25)	Базитовый горизонт (7)	Гипербазитовый горизонт(25)	Средневзвеш. по интрузии(33)
SiO_2	48,22	44,88	47,30	46,77	42,38	43,40
TiO_2	1,66	1,04	1,45	2,18	0,43	0,80
Al_2O_3	15,97	13,18	15,24	14,87	13,61	14,23
Fe_2O_3	2,29	1,78	2,21	3,71	2,35	2,61
FeO	10,11	12,54	10,58	9,01	11,34	10,62
MnO	0,20	0,22	0,20	0,15	0,16	0,16
MgO	6,12	14,04	8,26	6,58	17,57	14,89
CaO	10,67	9,10	10,41	11,04	8,08	8,86
Na_2O	2,69	1,72	2,35	2,49	0,98	1,33
K_2O	0,53	0,42	0,50	0,81	0,34	0,44
P_2O_5	0,22	0,11	0,18	0,20	0,08	0,10
П.п.п	1,63	1,48	1,63	2,10	2,66	2,53
H_2O^-	0,19	0,13	0,17	—	—	—
Сумма	100,50	100,64	100,48	99,91	99,98	99,97
$S_{общ.}$	0,062	0,050	0,057	0,034	0,039	0,037

Примечание. Цифры в скобках — число анализов.

трузивных камерах, а не в глубинных очагах. Низкий кларк хрома в толеит–базальтовых расплавах в мороновских интрузиях выразился в отсутствии хромшпинелида и в накоплении этого химического элемента в клинопироксене.

3.8. ДАЛДЫКАНСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС ($\nu\beta T_{1-2}dl$)

К интрузиям этого комплекса помимо самой Далдыканской интрузии относятся интрузии горы Зуб, Среднеергалахская, Среднедудинская, гор Отдельной и Гудчиха. Мощные субпластовые тела Далдыканской интрузии, расположенные на различных гипсометрических уровнях, подразделяются на Верхне– и Нижнедалдыканские интрузии. Интрузии далдыканского комплекса распространяются на сотни квадратных километров, мощность тел варьирует от первых метров до 100 м и более. Интрузии представляют собой сложно построенные магматические тела, которые образуют систему силлов с дайкоподобными перемычками или силлов, которые резко меняют свой гипсометрический уровень и переходят на более высокий стратиграфический горизонт в виде крутосекущих тел. Субпластовые тела локализуются, главным образом, в интервале разреза нижний девон — пермокарбон, а секущие тела в виде даек пересекают всю туфолавовую толщу, включая самые молодые образования района — базальты самоедской свиты.

Маломощные силлы и дайки далдыканского комплекса имеют изотропное строение и сложены пойкилоофитовыми горошчатыми безоливиновыми или оливинсодержащими габбро–долеритами, долеритами, кварцевыми долеритами и плагиопорфировыми микродолеритами. В наиболее мощных субпластовых телах отмечается слабовыраженная расслоенность с шлировидными проявлениями габбро–пегматитов. В. К. Степанов и Г. В. Земскова [1988] для интрузий этого комплекса отмечают однообразие набора и состава пород, а также отсутствие скрытой расслоенности.

3.8.1. Далдыканская интрузия

В типичном для этой интрузии разрезе по скв. НП–49 выделяются три зоны: ВЭЗ — мощностью 48 м, ЦЗ — 84 м и НЭЗ — 22 м.

ВЕРХНЯЯ ЭНДОКОНТАКТОВАЯ ЗОНА сложена контактовыми микродолеритами, долеритами и горизонтом шлировидных проявлений габбро–пегматитов, реже феррогаббро и гранофиров, которые располагаются среди безоливиновых и оливинсодержащих габбро–долеритов.

Габбро–долериты имеют плагиопорфировую, сериально–порфировую, офитовую и пойкилоофитовую структуру. Порода состоит из плагиоклаза — $Ab_{32-46}Or_{1-2}An_{67-52}$ (55–65 %), клинопироксена — $Wo_{40}En_{44}Fs_{16}$ (25–30 %), оливина — Fa_{62} (0–7 %), апатита, титаномагнетита (5–10 %) (см. пасп. 188). В клинопироксене определены (мас.%): TiO_2 — 0,69; Al_2O_3 — 2,48; Na_2O — 0,30; Cr_2O_3 — 0,25, в оливине — MnO — 0,64–0,65; CaO — 0,10–0,12, в апатите — SrO — 0,20–0,21; CeO_2 — 0,43–0,61; F — 1,46–1,80; Cl — 0,71–0,77, в титаномагнетите — TiO_2 — 9,57; Al_2O_3 — 2,66; MnO — 0,32; MgO — 0,42; Cr_2O_3 — 0,18; V_2O_5 — 1,42.

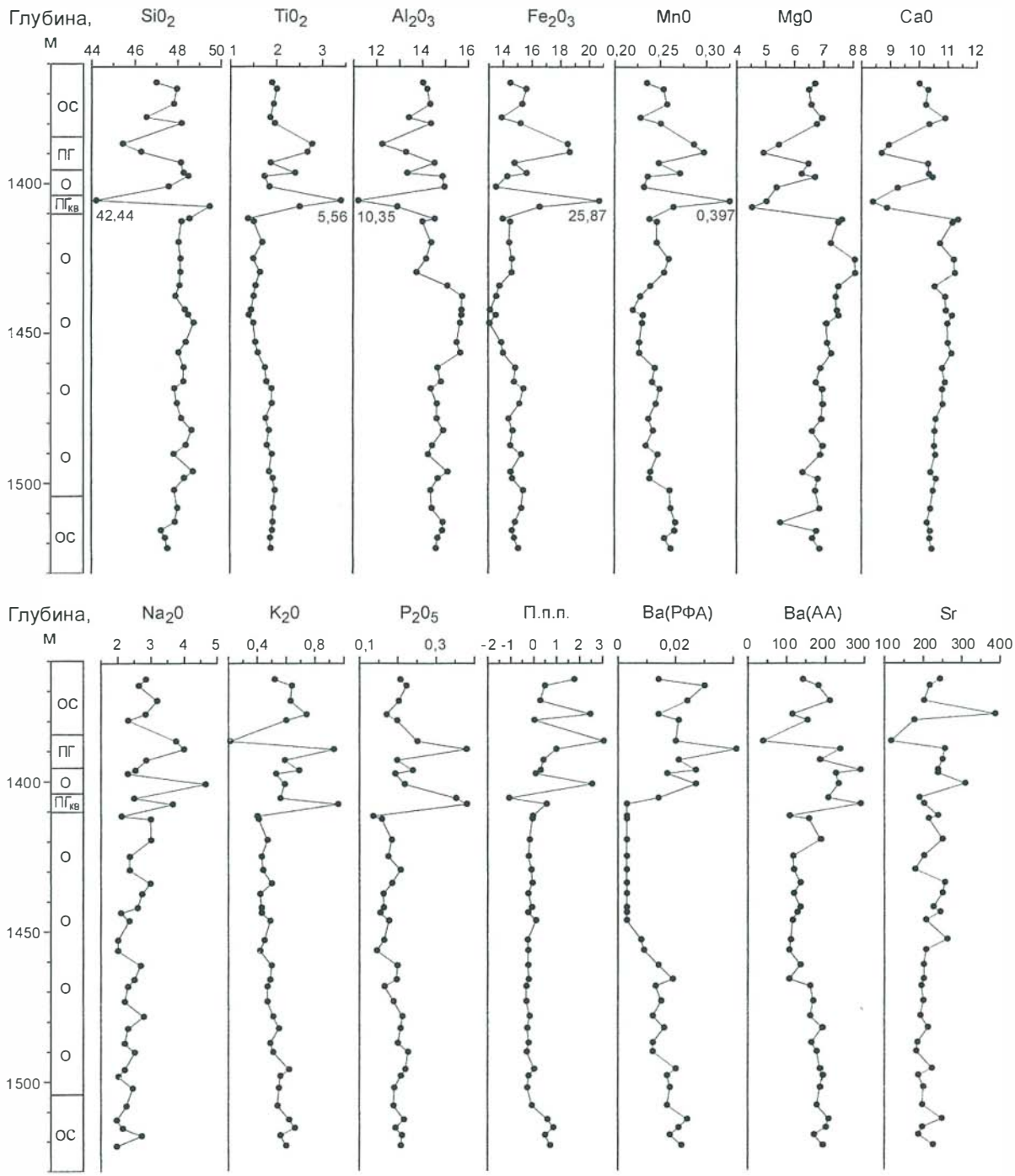
Габбро–пегматиты имеют крупно– и гигантозернистую структуру. Они состоят из плагиоклаза — $Ab_{62-64}Or_4An_{34-32}$ (35–70 %), клинопироксена — $Wo_{32-33}En_{30-32}Fs_{35-37}$ (15–25 %), оливина Fa_{87-89} (1–2 %), апатита (1–3 %), титаномагнетита и ильменита (7–15 %) (см. пасп. 189). В небольших количествах встречается кварц, нередко совместно с оливином. В мезостазисе породы обычно наблюдается гранофировый микропегматит и (или) палагонит. В составе клинопироксена установлены (мас.%): TiO_2 — 0,75–0,76; Al_2O_3 — 1,10–1,13; Na_2O — 0,23–0,25, в оливине — MnO — 1,05–1,11; CaO — 0,14–0,28, в апатите — SrO — 0,21–0,25; CeO_2 — 0,13–0,18; F — 2,25–2,86; Cl — 0,17–0,48, в титаномагнетите — TiO_2 — 11,27; Al_2O_3 — 1,62; MnO — 0,36; MgO — 0,09; V_2O_5 — 0,69, в ильмените — MnO — 0,55; MgO — 0,40; V_2O_5 — 0,32.

ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЗОНА сложена крупногорошчатыми оливиновыми габбро–долеритами. Порода состоит из плагиоклаза 50–65 %, клинопироксена 25–30 %, оливина 7–12 %, титаномагнетита и ильменита 5–7 %. Особенность структуры пород заключается в проявлениях в виде ойкокристаллов не только клинопироксена, но и оливина и титаномагнетита. Состав порфировых выделений плагиоклаза $Ab_{29-30}Or_1An_{70-69}$, хадакристаллы плагиоклаза в ойкокристаллах оливина и клинопироксена по составу отвечают $Ab_{36}Or_2An_{62}$, а минерал из основной массы породы — $Ab_{40-48}Or_{1-2}An_{59-49}$. Клинопироксен представлен авгитом $Wo_{37-39}En_{39-45}Fs_{16-23}$, реже встречается пижонит состава $Wo_{10}En_{52}Fs_{38}$. Ойкокристаллы оливина имеют состав Fa_{58-61}, субидиоморфные кристаллы и изометричные зерна — Fa_{49-50} (см. пасп. 190–192). В составе минералов определены (мас.%): в клинопироксене — TiO_2 — 0,55–1,10; Al_2O_3 — 0,94–2,26; Na_2O — 0,09–0,30; Cr_2O_3 — 0,06–0,25, в оливине — MnO — 0,54–0,63; CaO — 0,08–0,16, в апатите — SrO — 0,18–0,21; CeO_2 —

0,23–0,44; F — 1,49–2,56; Cl — 0,64–0,87, в титаномагнетите — TiO_2 — 11,19–15–01; Al_2O_3 — 2,06–3,25; MnO — 0,29–0,47; MgO — 0,44–1,07; Cr_2O_3 — 0,06–0,27; V_2O_5 — 1,12–1,36, в ильмените — MnO — 0,43; MgO — 1,38; V_2O_5 — 0,34. Контакт с нижележащими породами постепенный.

НИЖНЯЯ ЭНДОКОНТАКТОВАЯ ЗОНА интрузии сложена пойкилоофитовыми оливинсодержащими габбро–долеритами, в которых по сравнению с вышележащими отмечается небольшое уменьшение количества оливина до 5–7 % и размера ойкокристаллов клинопироксена.

Петрохимия. Представление об особенностях состава пород в разрезе Далдыканской интрузии можно получить из рис. 3.41 и табл. 48 (см. приложение). На вариационной диаграмме ВЭЗ отчетливо выделяется неустойчивым составом пород, который выразился в пилообразном характере графиков. Экстремальные содержания оксидов и химических элементов создают пегматоиды, а также вмещающие их габбро–долериты, в кото-



рых произошло перераспределение химических элементов при участии флюидов.

В ЦЗ интрузии, несмотря на незначительные вариации содержаний химических компонентов, сверху вниз по разрезу прослеживается увеличение TiO_2, Fe_2O_3, MnO, K_2O, P_2O_5, Ba, Cu, V, Zn, уменьшение MgO, CaO, Na_2O, Sr, Cr, Pb, а поведение остальных — недостаточно отчетливое. Примечательным оказывается приуроченность максимумов накопления Al_2O_3, MgO, CaO и Cr_2O_3 к центральной части интрузии. Это обусловлено повышенным количеством в породах раннемагматических высокоосновного плагиоклаза, оливина и клинопироксена и связано с градиентом

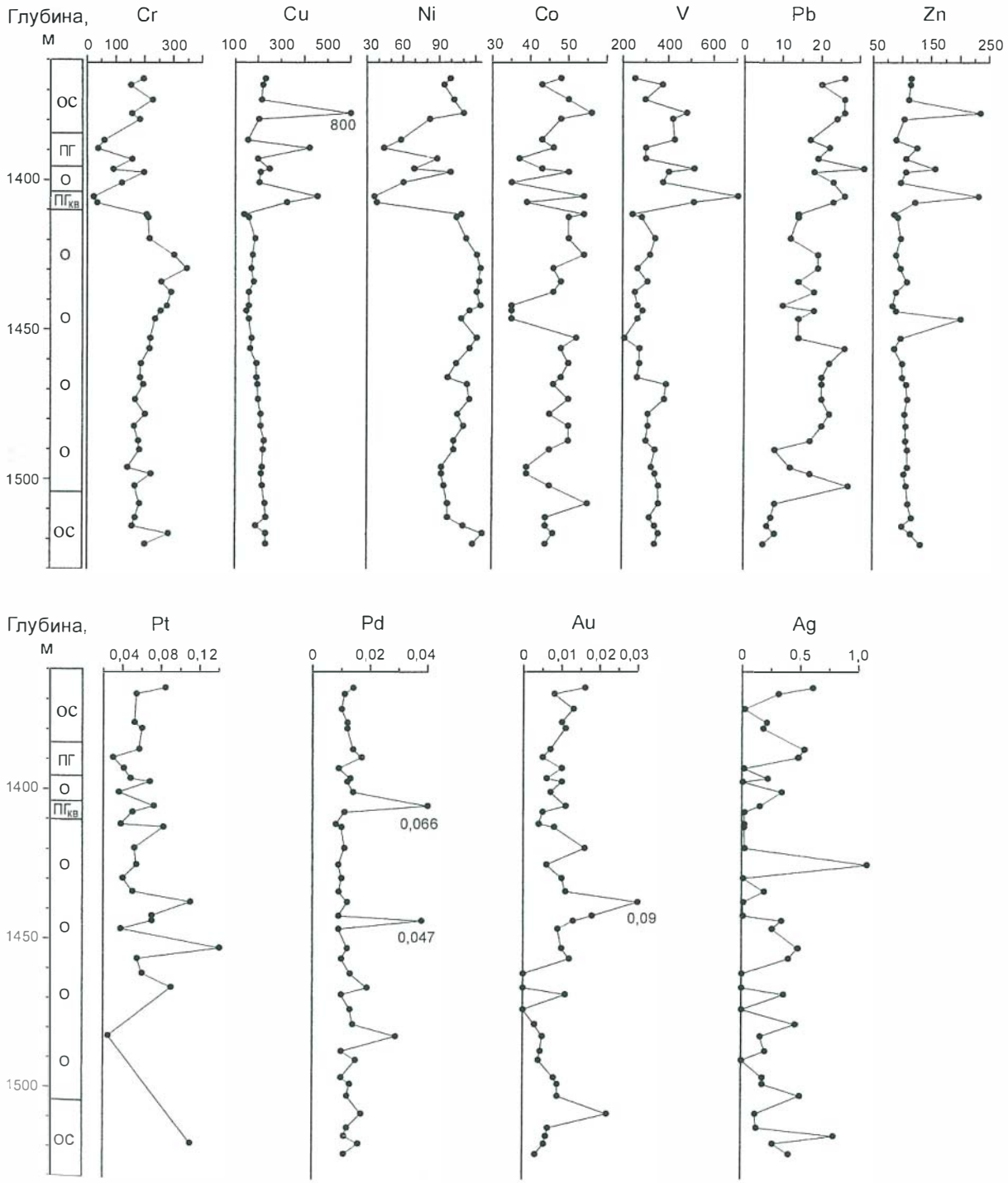


Рис. 3.41. Вариационная петрохимическая диаграмма по разрезу Далдыканской интрузии, скв. НП-49.

Оксиды, П.п.п., Ba (РФА) в мас.%, элементы в г/т.

температур от центра к краю магматического тела. Подобная температурная зависимость в распределении химических элементов наблюдается в разрезах целого ряда бедных летучими слабодифференцированных трапповых интрузий, в том числе в интрузии горы Путаной (см. рис. 3.35).

Минералогия. В породах Далдыканской интрузии состав плагиоклаза охватывает диапазон $Ab_{29}Or_1An_{70}$ — $Ab_{45}Or_2An_{53}$ в породах расслоенной серии и $Ab_{32}Or_1An_{67}$ — $Ab_{67}Or_4An_{34}$ в пегматоидах. Клинопироксены представлены авгитом $Wo_{39-32}En_{45-31}Fs_{16-37}$ и магнезиальным пижонитом $Wo_{10}En_{53}Fs_{38}$. Общая железистость авгитов охватывает интервал 26–54 ат.%, в пределах одного зерна от центра к краю f изменяется на 3–7 ат.%. Для минерала характерны невысокие содержания TiO_2 — 0,55–1,10 и Al_2O_3 — 0,94–2,48 мас.%. Повышенные концентрации Cr_2O_3 — 0,25–0,26 мас.% (при f = 26–27 ат.%) имеют авгиты из ВЭЗ и ЦЗ. Железистость оливинов в породах интрузии изменяется в диапазоне Fa_{49} — Fa_{89}. Наиболее высокожелезистые оливины — феррогортонолиты находятся в кварцевых оливинсодержащих габбро–пегматитах. Железистость минерала коррелируется с содержанием в нем MnO, которое достигает 1,11 мас.%. Апатит имеет переменные концентрации F — 1,49–2,86 и Cl — 0,17–0,87 мас.%. Рудные минералы представлены титаномагнетитом и ильменитом. В составе первого установлены (мас.%): TiO_2 — 9,6–15,0; Al_2O_3 — 1,6–3,25; MgO — 0,01–1,1; V_2O_5 — 0,7–1,4. Ильмениты имеют MgO — 0,40–1,38 и V_2O_5 — 0,32 мас.%.

3.8.2. Среднедудинская и Среднеергалахская интрузии

Эти две интрузии представляют части единого протяженного тела, вытянутого в субмеридиональном направлении вдоль западного борта Норильской мульды. Интрузии обнажаются на порогах по рекам Дудинка и Средний Ергалах, а также подсечены при бурении скважин. Магматическое тело представляет собой слабодифференцированную пластовую залежь мощностью 140–150 м, которая располагается в терригенных отложениях тунгусской серии пермокарбона.

ВЕРХНЯЯ ЭНДОКОНТАКТОВАЯ ЗОНА интрузии сложена безоливиновыми и оливинсодержащими габбро–долеритами и магнетитовым феррогаббро с шлирами габбро–пегматитов и прожилковидными гранофирами.

Феррогаббро имеет офитовую структуру и трахитоидную текстуру, состоит из плагиоклаза 45–60 %, клинопироксена 15–20 %, амфибола 1–5 % и титаномагнетита и ильменита 15–25 %. Спорадически встречается оливин — Fa_{70} [Рябов, 1992б]. Основу породы создают призмы зонального плагиоклаза $Ab_{50-66-76}Or_{2-3-8}An_{48-31-16}$ и кристаллы авгита $Wo_{41}En_{28}Fs_{31}$ (f = 52 ат.%) и титаномагнетита (см. пасп. 193). Амфиболы представлены бурой роговой обманкой (f= 63,6 ат.%), которая образует самостоятельные кристаллы и срастания с авгитом и титаномагнетитом, и сине–зеленым амфиболом (f= 66,9 ат.%), который развивается по темноцветам и находится в мезостазисе породы в ассоциации с олигоклазом $Ab_{74}Or_8An_{18}$ и апатитом. Особенностью состава титаномагнетита является повышенное содержание (мас.%): V_2O_5 — 2,63 и низкое Cr_2O_3 — 0,12; MgO — 0,11; MnO — 0,26 и Al_2O_3 — 0,84. В ильменитах концентрации этих примесей составляют (мас.%): Cr_2O_3 — 0,20–0,02; MgO — 0,21–0,23; MnO — 0,42–0,43. В апатите определены (мас.%): SrO — 0,20; CeO_2 — 0,46; F – 1,84; Cl — 0,58.

Габбро–пегматиты представляют собой крупно– до гигантозернистой породу, сложенную призматическими кристаллами плагиоклаза и клинопироксена. В переменных количествах, порою достигающих высоких концентраций, встречаются амфибол, титаномагнетит, микропегматит, кварц, апатит, биотит, кальцит и палагонит. К габбро–пегматитам приурочены проявления дендритовидных мегакристаллов титанистого авгита длиною 12–17 см (см. пасп. 194), которые известны в Среднедудинской и Среднеергалахской интрузиях [Рябов и др., 1977].

Гранофиры образуют цемент своеобразной магматогенной брекчии, обломки в которой представлены мелкозернистым гранобластовым агрегатом клинопироксена (см. пасп. 195), которые пересекаются маломощными графит–кальцитовыми прожилками. В графических срастаниях с кварцем в гранофирах находится $Ab_{7-11}Or_{88-93}An_1$, а состав клинопироксена отвечает диопсиду $Wo_{49}En_{26-29}Fs_{22-25}$.

ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЗОНА интрузии сложена горошчатыми кварц–оливинсодержащими и оливиновыми габбро–долеритами пойкилоофитовой структуры с элементами плагиопорфировой и микроофитовой. Размер горошин — пойкилокристаллов клинопироксена сверху вниз по разрезу интрузии уменьшается от 2–3 до 0,3–0,5 см. В оливиновом габбро–долерите количество хадакристаллов плагиоклаза в ойкокристаллах клинопироксена сокращается, и порода приобретает вид пироксенофирового габбро–долерита.

В *кварц–оливинсодержащих габбро–долеритах* (см. пасп. 196) крупные призмы плагиоклаза имеют состав $Ab_{27}Or_1An_{72}$, они обрастают каймами $Ab_{73}Or_4An_{23}$, хадакристаллы плагиоклаза в оливине отвечают составу $Ab_{31}Or_1An_{68}$, а в клинопироксене $Ab_{37}Or_1An_{62}$. Железистость оливина — Fa, а состав ойкокристаллов клинопироксена $Wo_{37}En_{44}Fs_{19}$. В составе ильменита из этой породы отмечается повышенное содержание MnO — 1,13 и низкое MgO — 0,14 и V_2O_5 — 0,28 мас.%.

В *оливиновом пироксенофировом габбро–долерите* (см. пасп. 197), крупные порфирокристаллы клинопироксена имеют состав $Wo_{41}En_{46}Fs_{13}$, особенностью которого является повышенное содержание Cr_2O_3 0,84 мас.%. Хадакристаллы плагиоклаза, расположенные по периферии зерен клинопироксена, имеют состав $Ab_{26}Or_1An_{73}$. Оливин образует мелкие и средние по размеру изометричные зерна — Fa_{53-56}. Вростки оливина в крупных кристаллах ильменита имеют состав Fa_{40}. На границе оливина и клинопироксена в отдельных случаях отмечаются прерывистые реакционные каймы ортопироксена $Wo_7En_{62}Fs_{31}$. Окисно–рудная фаза в габбро–долерите представлена ильменитом, который образует крупные кристаллы и мелкие иголочки. В составе минерала при сравнении первого со вторым происходит уменьшение MgO от 1,64 до 0,43 и MnO от 0,64 до 0,56 мас.%. Количество V_2O_5 — 0,20–0,21 мас.% практически не изменяется.

3.8.3. Интрузия горы Гудчиха

Интрузия дифференцирована от безоливиновых до оливиновых габбро–долеритов. По данным норильских геологов содержание MgO в породах изменяется от 5,6 до 12,1 редко до 16,2 мас.%; $Na_2O + K_2O$ — от 1,3 до 4,4 мас.%. Железистость оливина оливиновых габбро–долеритах — Fa_{30-31}. Состав клинопироксена отвечает авгиту $Wo_{39-42}En_{46-48}Fs_{10-13}$, содержания примесных компонентов в которых составляют (мас.%): TiO_2 — 0,43–0,72; Al_2O_3 — 1,1–3,1; Cr_2O_3 — 0,1–0,73. Состав ортопироксена $Wo_4En_{70-71}Fs_{24-25}$, в нем определены (мас.%): CaO — 2–2,2; Al_2O_3 — 1,1–1,3; TiO_2 — 0,6. Плагиоклазы имеют состав: порфировые выделения — $Ab_{28-20}Or_{0-1}An_{80-71}$, призмы из основной массы — $Ab_{35-39}Or_{1-2}An_{64-59}$, зерна из мезостазиса — $Ab_{76-81}Or_{1-7}An_{21-12}$.

В ВЭЗ интрузии в обнажениях по ручью Каскадному проявляются мегакристаллы клинопироксена длиною до 50–70 см, в ассоциации с которым в основной массе породы находятся оливин Fa_{60-62} и плагиоклаз Ab Or An (см. пасп. 198).

3.8.4. Геохимия и вопросы генезиса

Экзоконтактовые изменения в связи с интрузиями далдыканского комплекса проявляются в виде слабого ороговикования пород.

Оруденение. Сульфидная минерализация в интрузиях далдыканского комплекса спорадически встречаются в виде убогой интерстиционной вкрапленности в приподошвенных частях магматических тел, либо одиночных крупных (0,2–0,4 × 0,6–0,8 см) халькопирит–пирротиновых вкрапленников, которые могут наблюдаться в различных частях разреза интрузии.

Повышенные концентрации рудогенных металлов в породах Далдыканской интрузии установлены в ВЭЗ по скв. НП–32 и соответствуют (г/т): Pt — 0,1; Pd — 0,16; Rh — 0,025; Ag — 2,96. В ЦЗ по скв. НП–49 определены (г/т): Pt — 0,14; Pd — 0,047; Au — 0,018; Ag — 1,07. Максимальные содержания Cu — 800 г/т установлены в ВЭЗ, а Ni — 126 г/т в НЭЗ Далдыканской интрузии.

Намагниченность пород. Характерной особенностью интрузий далдыканского комплекса является отрицательное направление вектора остаточной намагниченности пород.

Особенности петрологии. Среди характерных признаков интрузий далдыканского комплекса выделяются следующие.

1. Слабодифференцированное внутреннее строение мощных магматических тел и изотропное строение даек.
2. Крайними членами расслоенной серии пород ЦЗ являются безоливиновые и (или) кварц–оливинсодержащие габбро–долериты и оливиновые габбро–долериты.
3. В ВЭЗ интрузий проявляются шлиры габбро–пегматитов, феррогаббро, гранофиры и дендритовидные мегакристаллы клинопироксена.
4. Контактовые фации пород интрузии отражают плагиопорфировую природу интрузий [Степанов, Земскова, 1988].
5. Основная структура пород — пойкилоофитовая, которую создают ойкокристаллы клинопироксена и оливина.
6. Количество оливина в породах варьирует от единичных зерен до 15 редко 20–25 %.
7. Железистость оливина изменяется в интервалах: расслоенная серия пород –Fa_{30}–Fa_{56}, породы ВЭЗ — Fa_{60}–Fa_{89}.
8. Основная масса клинопироксена представлена богатым магнием авгитом, состав которого

в ЦЗ $Wo_{38-42}En_{39-48}Fs_{10-23}$, в пегматоидах — $Wo_{32-40}En_{31-44}Fs_{16-37}$.

9. Содержание Cr_2O_3 в составе клинопироксена широко варьирует и в ядрах зональных кристаллов может достигать 0,84 мас.%.
10. Состав плагиоклаза расслоенной серии пород изменяется от $Ab_{20}An_{80}$ до $Ab_{39}Or_2An_{59}$, в мезостазисе часты проявления альбит–олигоклазов, в пегматоидах диапазон составов: $Ab_{32}Or_1An_{67}$ — $Ab_{76}Or_8An_{16}$.
11. Апатиты содержат переменное количество галогенов: F — 1,49, Cl — 0,17–0,87 мас.%
12. Окисно–рудные фазы представлены титаномагнетитом и ильменитом, первый из которых в магнетитовом феррогаббро может содержать аномально повышенные концентрации V_2O_5 до 2,63 мас.%.
13. В пегматоидах ВЭЗ имеет место накопление благородных металлов до 0,26 г/т.
14. Интрузии далдыканского комплекса являются послеэффузивными образованиями и комагматичные им лавы отсутствуют.

Генетические представления. Химический состав пород изотропных силлов и даек далдыканского комплекса, а также его слабодифференцированных интрузий оказывается близким составу "среднего траппа" (табл. 3.9) и отвечает составу толеит–базальтовой родоначальной магмы. Плавное изменение содержаний химических элементов в разрезе ЦЗ Далдыканской интрузии позволяет с уверенностью предполагать их дифференциацию в камерных условиях. Проявления продуктов кристаллизации флюидизированных расплавов (пегматоидов, феррогаббро, гранофиров) в виде маломощных прожилков, линз и рассеянных шлиров указывают на бедность расплава интрузии летучими компонентами.

Пойкилоофитовая структура большей части пород комплекса с проявлениями в виде ойкокристаллов не только клинопироксена, но и оливина, а также нахождение мелких зерен оливина в основной массе пород свидетельствуют о быстрой кристаллизации пород и об отсутствии эффекта гравитационного накопления оливина как одного из ранних кристаллических фаз. Присутствие в породах фенокристаллов битовнит–лабрадорового состава указывает на плагиопорфировую природу интрузий или на анортозитовую тенденцию эволюции расплава. Ярко выраженная зональность минеральных фаз одной породы, ассоциация в ней оливина и кварца или гранофирового микропегматита, а также незначительные изменения состава минералов в разрезе интрузии говорят о несостоявшемся выравнивании параметров состояния магматической системы, об ее неравновесном состоянии. Несмотря на значительную мощность магматических тел, порою более 100 м, в разрезе Далдыканской интрузии имеет место слабо выраженная расслоен-

Таблица 3.9.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ (мас.%) ОСНОВНЫХ ТИПОВ ПОРОД ДАЛДЫКАНСКОГО ИНТРУЗИВНОГО КОМПЛЕКСА

Компонент	Средневзвешенный состав	Состав даек	Габбро-пегматит	Феррогаббро	Гранофир	Средний трапп, по Дюжикову*
SiO_2	48,02	47,93	47,52	44,25	57,2	48,41
TiO_2	1,75	2,441	2,44	5,08	0,8	1,30
Al_2O_3	14,70	13,14	13,26	10,61	13,1	15,31
Fe_2O_3	14,49	17,28	16,81	24,13	0,79	4,23
FeO	–	–	–	–	5,5	8,24
MnO	0,24	0,268	0,27	0,35	0,11	0,19
MgO	6,93	5,58	5,53	4,86	3,51	7,04
CaO	10,64	9,83	9,43	8,62	12,71	10,68
Na_2O	2,50	1,88	3,35	2,47	2	1,81
K_2O	0,52	0,79	0,68	0,67	2,53	0,68
P_2O5	0,19	0,215	0,29	0,32	0,23	0,22
Ba	0,01	0,023	0,02	0,01	–	–
П.п.п.	0,17	0,7	1,06	-0,80	1,24	2,04
Кол-во анализов	35	1	5	2	1	401

* Зеленщиков, Дюжиков, 1974.

ность. Эмпирически установлено, что степень и глубина дифференцированности коррелируются с масштабами проявления пегматоидов и связаны с флюидным режимом магматической системы. Флюиды способствуют перераспределению химических элементов, созданию направленных кристаллизационного и геохимического трендов и общей стабилизации системы. В связи с этим, можно не без основания предполагать, что магматический расплав интрузий далдыканского комплекса был беден летучими компонентами. Поэтому эволюция магматического расплава в камерных условиях ограничилась кристаллизацией порфировых выделений основного плагиоклаза и образованием горошчатых порфиритовых габбро–долеритов. Увеличение размера горошин вверх по разрезу интрузий, тем не менее, указывает на некоторый рост объема летучих в этом направлении, который в дальнейшем проявился в виде пегматоидных шлиров. Докамерная дифференциация не характерна для интрузий этого комплекса, хотя встречающиеся иногда среди бедных оливином пород линзы габбро–долеритов, обогащенных оливином и магнезией до 11,3–16,2 мас.% (интрузия горы Гудчиха), по–видимому, следует рассматривать как проявление докамерной дифференциации.

Породы интрузий далдыканского комплекса имеют отрицательную остаточную намагниченность, а дайковые образования этого комплекса секут всю туфолавовую толщу северо–запада Сибирской платформы, включая самоедскую свиту. Эти данные являются основанием считать далдыканские интрузии наиболее молодыми проявлениями толеит–базальтового магматизма в регионе, которые не имеют эффузивных комагматов.

3.8.5. Джалтульский интрузивный массив

Общая характеристика массива. Джалтульский массив располагается между реками Горбиачин и Курейка и представляет собой пластообразную залежь, выходы которой на поверхность образуют в плане элипсовидное тело размером 25 × 70 км. Магматическое тело тектоническими нарушениями разбито на отдельные блоки, которые в результате эрозионных процессов оказались разобщенными на отдельные фрагменты и на начальных этапах геолого–съемочных работ в районе получили собственные названия: интрузия горы Джалтул, Лагерная, Среднегорбиачинская, горы Озерная, горы Подкова, горы Типтур (рис. 3.42). Последующие исследования показали, что все эти интрузии представляют части единого протяженного магматического тела — Джалтульского массива, но тем не менее, отдельные его фрагменты, ранее известные как самостоятельные интрузии, в геологической литературе сохранили свои прежние названия. Петрология Джалтульского массива и различных его частей освещена в ряде публикаций [Кравцова, 1958; Баженов и др., 1959; Лурье и др., 1962; Золотухин, Васильев, 1967; Кавардин, 1976; Олейников и др., 1985; Королева, Олейников, 1998; и др.].

На ранних этапах исследования интрузии гор Озерная, Джалтул, Подкова и других, расположенных в бассейне рек Курейка, Горбиачин и Учами, были отнесены к норильскому интрузивному комплексу [Кравцова, 1958; Лурье и др., 1962]. Основанием к этому была расслоенность интрузий до пикритовых габбро–долеритов и проявление сульфидного Cu–Ni оруденения в такситовых габбро–долеритах. Небезынтересно, что авторы отмечали приуроченность скоплений сульфидов в горизонте такситовых габбро–долеритов к "ксенолитам" роговиковых пород. Позднее Е. В. Туганова приходит к выводу, что интрузии гор Озерная, Подкова и другие на Джалтульском плато являются нечетко дифференцированными, объединяет их с курейским типом и выделяет при этом подтип горы Озерная [Структуры..., 1976]. По особенностям внутреннего строения, составу пород и специфическому проявлению руд самородного железа интрузии Джалтульского массива имеют большое сходство с расположенными в Маймеча–Котуйской провинции интрузиями Хунгтукун, Хининда и Маймечинская. На основании петролого–геохимического сходства эти интрузии выделяются в самостоятельный джалтул–хунгтукунский тип интрузий [Рябов, Аношин, 1999].

В легенде геологической карты северо–запада Сибирской платформы 1 : 200 000 масштаба, составленной в 1999 г., норильские геологи относят Джалтульский массив со всеми вышеуказанными интрузиями к курейскому интрузивному комплексу. Однако в Норильском районе интрузии курейского комплекса не выделяются, но, принимая во внимание пожелание руководства Таймыркомприродресурсы поместить в данной работе краткую информацию об экзотических объектах, содержащих платиноносные руды самородного железа, мы приводим их в разделе по Далдыканскому интрузивному комплексу, как это было предложено нам О. Н. Симоновым. Детальная характеристика петрологии и рудоносности Джалтульского массива в полном объеме будет опубликована в дальнейшем в отдельной работе.

Краткая петрологическая характеристика. Джалтульский массив залегает в угленосных терригенных отложениях среднего карбона–перми и имеет мощность от 30 до 600 м и более. Первое петрографическое описание интрузии Джалтул было выполнено Л. И. Кравцовой [1958]. Она от-

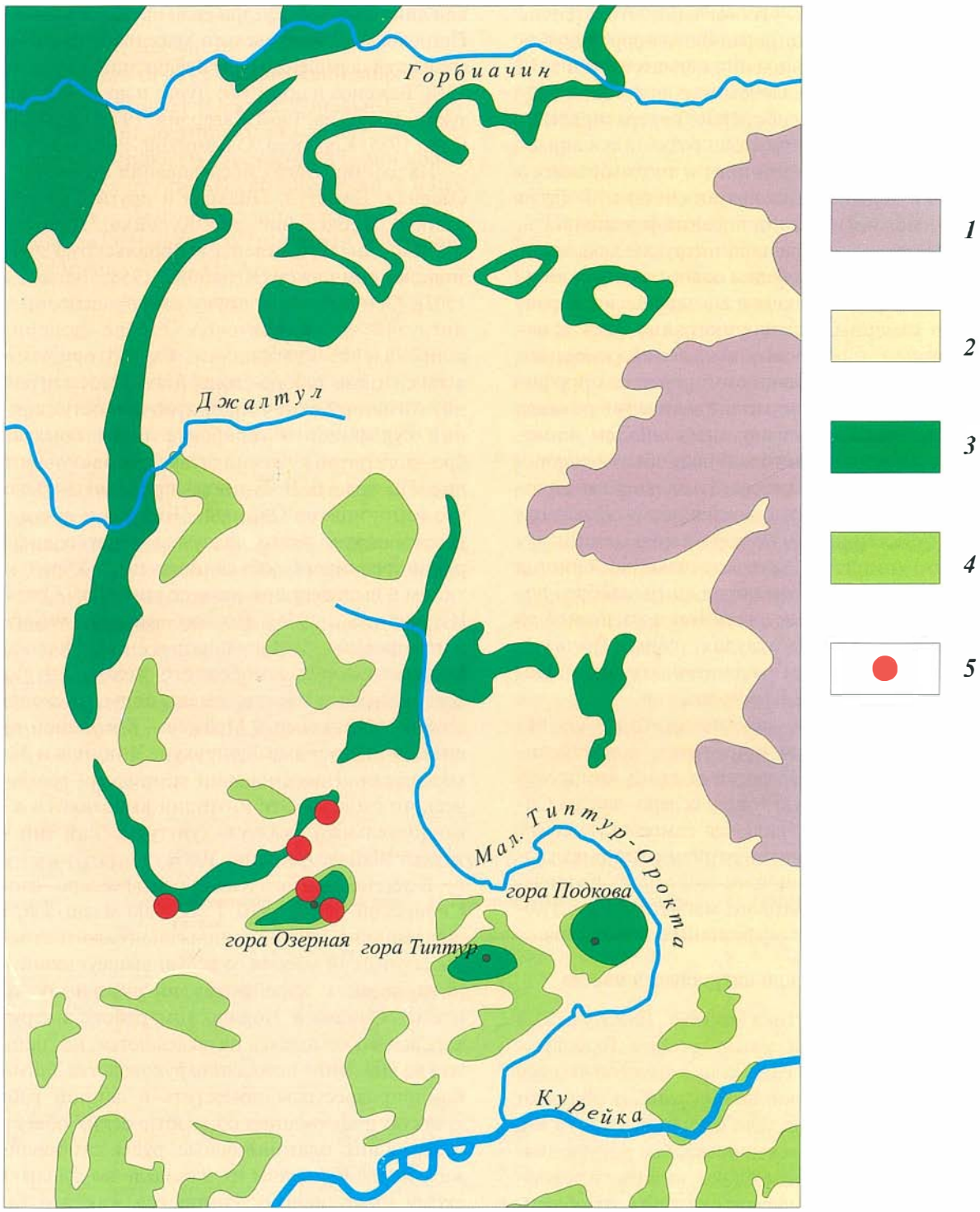


Рис. 3.42. Схематизированная геологическая карта района распространения Джалтульского массива.

1 — туфолавовые образования пермотриаса, *2* — угленосные терригенные отложения и известняки пермокарбона, *3* — Джалтульский дифференцированный массив, *4* — интрузии долеритов, оливиновых долеритов и габбро-долеритов с пегматоидами, *5* — рудопроявления самородного железа.

мечает расслоенное строение массива. В изученной ею части интрузия имела мощность 200–250 м и была дифференцирована от пикритовых до оливинсодержащих габбро–долеритов и безоливиновых габбро–долеритов. Средняя часть тела сложена оливиновыми габбро–долеритами и безоливиновыми габбро–долеритами, часто с отчетливо выраженной трахитоидностью. В кровле интрузии развиты долериты и порфировые микродолериты. Пикритовые габбро–долериты имеют отчетливо

выраженную полосчатость, которая обусловлена чередованием полос оливин–плагиоклазового состава и полос, сложенных оливином + плагиоклазом + орто– и клинопироксеном. Количество оливина в породах достигает 40 %, а цветных минералов в целом — 70 %. Позднее Г. И. Кавардин и др. [1968], как характерную особенность интрузии Джалтул отмечали проявление в троктолитовых габбро–долеритах первичных следов течения расплава в виде полосчатости и линейности, обусловленной ориентированным расположением призматических кристаллов породообразующих минералов. Эти наблюдения приобретают важность в связи с вопросами природы расслоенности расплава при внедрении, камерной дифференциации и сомнительной роли гравитационной сепарации оливина in situ. Петрология Джалтульского массива освещена в ряде работ [Олейников и др., 1985; Королева, Олейников, 1998; и др.], поэтому прокомментируем только основные особенности его внутреннего строения и состава.

Магматическое тело имеет расслоенное строение. Нижняя часть (около 400 м) массива сложена переслаиванием габбро–долеритов с различным количеством оливина: от троктолитовых до безоливиновых. Породы имеют две генерации оливина — Fa_{19-25} и Fa_{36-38} и две плагиоклаза — An_{88-77} и An_{73-55}. Выше по разрезу в средней части количество оливина в породах уменьшается, начинают преобладать безоливиновые разности, в которых появляется, а затем наблюдается постоянно кварц, главной разновидностью пород становится кварцсодержащий габбро–долерит. Состав плагиоклаза в ранних генерациях An_{81}, в поздних — An_{73-50}. Для средней части характерны проявления шлиров и линз габбро–пегматитов и монцодиоритов (метадиоритов). Размер этих тел составляет несколько метров в поперечнике. В верхней части магматического тела габбро–долериты и кварцсодержащие габбро–долериты становятся крупнозернистыми, пегматоидными. Среди них выделяются магнетитовые феррогаббро мощностью до 35 м. Вверх по разрезу в пегматоидных габбро–долеритах происходит уменьшение количества клинопироксена и плагиоклаза и увеличение кварца и калишпата. В прикровельной части массива располагаются габбро–диориты, монцодиориты (метадиориты), которые состоят из плагиоклаза An_{44-25} — 14–37 %; калишпата $Ab_{11-0}Or_{84-100}Or_{5-0}$ — 15–50 %; кварца — 14–37 %; амфибола — 3–25 %; клинопироксена —0–2 % и рудных минералов — 0,5–4 % [Короткова, Олейников, 1998]. Доминирующей породой для Джалтульского массива цитируемые авторы считают оливиновые такситоофитовые габбро–долериты.

В разрезе интрузии горы Озерная кровля магматического тела эродирована, а сохранившаяся часть интрузии имеет общую мощность около 350 м, 45 м из которых составляет горизонт такситовых и такситоподобных габбро–долеритов с самородным железом, залегающий в ВЭЗ массива [Баженов и др., 1959]. К этому же горизонту оказываются приуроченными различные по форме и размеру включения мелкозернистых пород. В геологической литературе они были описаны как ксенолиты роговиков [Золотухин, Васильев, 1967; и др.] или аподолеритовых метасоматитов [Олейников и др., 1985]. Наиболее детальные исследования этих образований были проведены якутскими геологами, которые показали, что метасоматиты имеют в основном пироксен–плагиоклазовый, редко оливин–пироксен–плагиоклазовый состав. По особенностям локализации аподолеритовые метасоматиты подразделяются этими авторами на околожелваковые, площадные и линзовидные. Они указывают на присутствие здесь же ксенолитов из долеритов, подстилающих Джалтульский массив, и апоосадочных метасоматитов, которые по пироксен–плагиоклазовому и пироксеновому составу не отличаются от аподолеритовых. Критерием апоосадочного происхождения метасоматитов является слоистая текстура пород, которая наблюдается в части ксенолитов. Ксенолиты долеритов, как отмечают авторы, испытали только частичное ороговикование.

Метасоматическое преобразование габбро–долеритов выражается в грануляции породообразующих минералов [Олейников и др., 1991] и образовании гранобластовых структур. Среди признаков метасоматического изменения плагиоклазов из габбро–долеритов эти авторы отмечают, в частности, появление в кристаллах битовнита ситовидного облика, обусловленного многочисленными гранулами пироксена, и последующего полного замещения плагиоклаза гранобластовым агрегатом пироксена [с. 32]. Сходные представления на природу гранул пироксена и мелкозернистых пород ранее высказывали [Золотухин, Васильев, 1967]. Особенностью проявления околожелваковых и площадных метасоматитов является их связь с проявлениями самородного железа, а линзовидные — спорадически содержат только сульфидную вкрапленность [Олейников и др., 1991]. Образование всех этих мелкозернистых пород цитируемые авторы связывают с метасоматическим преобразованием габбро–долеритов самой интрузии под действием восстановительных флюидов.

Представление о химическом составе пород Джалтульского массива дает диаграмма $(Na_2O + K_2O) — SiO_2$ (рис. 3.43). Судя по расположению на диаграмме поля составов пород массива, можно с уверенностью предполагать, что его исходная магма имела толеит–базальтовый состав, дифференциация которого создала все разнообразие пород от троктолитовых габбро–долеритов до монцонитов. Безрудные оливин–плагиопорфировые габбро–долериты и габбро–долериты, содержащие бедную вкрапленность самородного железа и сульфидов, не выявили каких–либо больших различий по составу и на диаграмме образуют компактное поле точек. Мелкозернистые включения в габбро–долеритах наоборот имеют значительные колебания состава, выразившиеся в большом разбросе точек анализов.

Несмотря на казалось бы хорошую изученность массива, вопросы петрогенезиса и рудообразования в ней не теряют своей актуальности до сих пор, а в связи с обнаружением в самородном железе из траппов повышенных концентраций ЭПГ у геологов вновь появился интерес к интрузиям джалтул–хунгтукунского типа. В последние годы нами был получен большой объем новой информации по рудоносному горизонту Джалтульского массива. Результаты исследований в полном объеме будут опубликованы в специальной работе, а здесь мы сочли возможным привести только некоторые данные по внутреннему петрографическому составу пород.

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ВЭЗ. Основным типом пород этой зоны является оливин–плагиопорфировый габбро–долерит, в котором располагаются желваки самородного железа и обособления мелкозернистых пород. Желваки имеют округлую форму, их размер варьирует от 5–7 до 20–30 реже 50–70 см в поперечнике. Они образуют разрозненные "блуждающие" по разрезу ВЭЗ тела. Мелкозернистые породы — афаниты встречаются в ассоциации с желваками самородного железа, а чаще образуют одиночные округлые или угловатые включения в габбро–долеритах, либо скопления в них угловатых обломков темно–серого до черного, розового или светло–серого цветов. Размер обломков широко варьирует от $0,5 \times 0,7$ см, $(3–5) \times (10–15)$ см и до $(0,3–0,7) \times (1–5)$ м. Крупные тела имеют форму пластин с субгоризонтальной ориентировкой. На их продолжении иногда наблюдается шлейф более мелких обломков. Скопления обломков обычно вытягиваются в виде горизонта. Именно эти породы были описаны предшествующими исследователями как ксенолиты роговиков и метасоматитов. Учитывая мелкотонкозернистый характер пород, мы сочли более правильным классифицировать их как афаниты, не вкладывая в их название генетический смысл.

Обломки афанитов цементируются габбро–долеритами. На горе Озерная проявляется большое поле "многократной" мелкообломочной брекчии, которая представляет собой различные по составу безрудные афаниты, сцементированные порфировыми афанитами с мелкокапельной вкрапленностью самородного железа, а эта брекчия, в свою очередь, рассечена сетью прожилков габбро–долеритов, которые создают брекчиевидный облик породы. Контакты обломков в брекчии, как правило, резкие, а в пограничных частях одиночных включений в габбро–долеритах наблюдаются также и явления сборной перекристаллизации мелких кристаллов в более крупные.

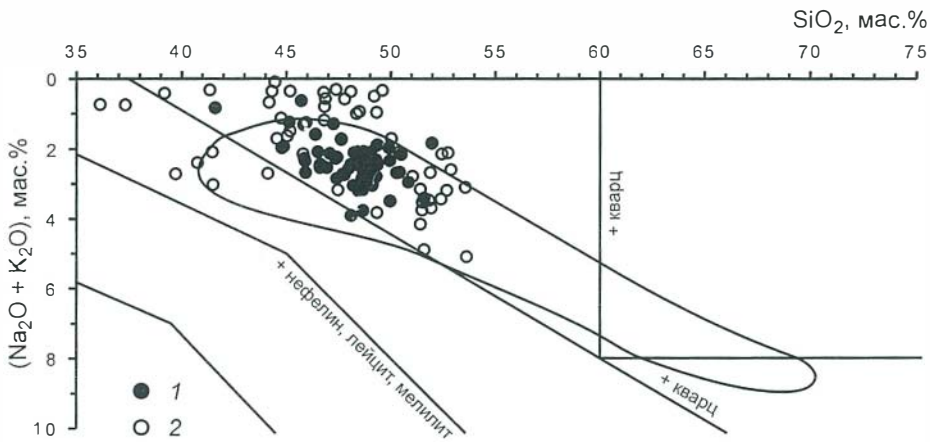


Рис. 3.43. Диаграмма $(Na_2O + K_2O)$ - SiO_2 для пород Джалтульского массива.

1 — габбро-долериты южной части массива; *2* — афаниты с переменной рудонасыщенностью (самородное железо, сульфиды) и безрудные, там же. Полем показано разнообразие пород массива по литературным данным.

Обломки афанитов, сцементированные магматической породой, представляют собой магматическую брекчию, в которой обломки являются автолитами, то есть заключенными в магматической породе фрагментами более ранних продуктов затвердевания той же магмы, которыми являлись закалочные фации подводящих магматических каналов [Петрографический словарь, 1963]. В ряде случаев находки обломков графитизированного угля из вмещающих интрузию пород позволяют рассматривать брекчию как эруптивную.

В автолитах нередко сохраняется реликтовая трахитоидность микродолеритов, фьяммеподобные линзочки лейст плагиоклаза в афанитах или полосчатость, образование которой можно предполагать в результате намерзания порций переохлажденного расплава на стенки подводящего магматического канала и гетероморфоной его кристаллизации. Многие автолиты имеют зональное строение, которое выражается в сборной перекристаллизации пород, в появлении порфировидности в их эндоконтактовых частях или в изменении фазового состава от центра к периферии обломка. Главным минералом автолитов является клинопироксен, в переменных количествах отмечается плагиоклаз, а в отдельных типах пород наблюдаются оливин, зеленая шпинель и биотит иногда в повышенных количествах.

Силикатная матрица желваков самородного железа, включающая сидеронитовую или губчатую его вкрапленность, обычно представлена оливиновым или такситовым габбро–долеритом. Наряду с этим, в контакте с желваками самородного железа нередко встречаются проявления афанитов, которые вместе с желваком образуют единое овальное тело. Состав этих афанитов, как правило, пироксен–плагиоклазовый, а образование связано с флюидно–магматической дифференциацией расплава.

ПЕТРОГРАФИЯ ПОРОД ВЭЗ ИНТРУЗИИ. В интрузиях Джалтул и горы Озерной проявляется целый спектр пород различного состава. Чтобы охарактеризовать их в краткой форме, ниже приводится описание одного из опорных разрезов через габбро–долериты ВЭЗ, детально рассматривается состав одного из желваков самородного железа и дается описание главных типов мелкозернистых пород и магматогенных брекчий.

ОПОРНЫЙ РАЗРЕЗ ГАББРО–ДОЛЕРИТОВ ВЭЗ. В южной части интрузии Джалтул, в восточном борту участка Цирк был изучен разрез габбро–долеритов ВЭЗ мощностью 65–70 м с отбором проб через 5 м. Кровля интрузии в этой части эродирована, а разрез ВЭЗ сложен близкими по составу и структуре оливин–плагиопорфировыми габбро–долеритами, представление о которых можно получить из серии паспортов 199–204.

Оливин–плагиопорфировый габбро–долерит представляет собой породу порфировой, гломеропорфировой, сериально–порфировой структуры с пойкилоофитовой и офитовой структурой основной массы. Порода состоит из оливина (5–10 %), плагиоклаза (50–60 %), клинопироксена (30–40 %), в небольших количествах (не более 1–3 %) наблюдаются биотит, ильменит, сульфиды. Порфировые выделения представлены плагиоклазом, в меньших количествах — оливином и изредка клинопироксеном. Размер вкрапленников варьирует от 2 до 6 мм. Они обычно проявляются в виде гломеропорфировых срастаний размером от 0,4 до 2,0 см в поперечнике.

Плагиоклаз образует крупные, средние и мелкие по размеру призмы и ксеноморфные таблицы. Крупные призмы обычно срастаются в гломеропорфировые выделения или проявляются в виде идиоморфных фенокристаллов. В качестве включений в них, обычно в краевых зонах, встречаются округлые зерна оливина. Для вкрапленников характерно многозональное строение. Мелкие призмы плагиоклаза находятся в виде хадакристаллов в ойкокристаллах клинопироксена, а в основной массе в офитовых срастаниях с клинопироксеном и оливином. Состав вкрапленников в ядрах отвечает битовниту An_{79-73}, в краевых зонах — лабрадору An_{66-50}, в отдельных случаях встречаются зональные фенокристаллы, центр–край которых соответствует Ab_9An_{91}—$Ab_{48}Or_3An_{49}$. Диапазон колебания состава вкрапленников от центра к краю обычно составляет 18–25 номеров. Состав хадакристаллов плагиоклаза отвечает An_{72}—An_{55}, а призматических кристаллов из базиса породы — An_{66}–An_{46}.

Оливин проявляется в виде различных по размеру и морфологии кристаллов. Он образует субидиоморфные вкрапленники размером 2–2,5 мм или срастания их по 3–8 зерен. В фенокристаллах часто встречаются структуры распада твердых растворов в виде вростков–ламеллей магнетита (?), которые в плоскости (010) имеют вид коротких штрихов, а в плоскости (100) приобретают облик скелетных кристаллов (см. пасп. 203, 204). Наряду с вкрапленниками оливина в шлифах можно видеть лапчатые или дендритовидные его кристаллы, средние по размеру изометричные зерна иногда с вростками плагиоклаза и мелкие гранулы. Фенокристаллы оливина имеют состав Fa_{37-48}, чаще Fa_{42-46}, а средние и мелкие его зерна — Fa_{43-51}. Вростки оливина в ойкокристаллах клинопироксена иногда имеют невысокую железистость — Fa_{37-41}, как ядра фенокристаллов, в отличие от зе-

рен в базисе породы — Fa_{45-48} (см. пасп. 201). Кристаллы оливина со структурами распада имеют железистость Fa_{47-48}, а однородные зерна из этой же породы отвечают Fa_{44} (см. пасп. 204). Содержание NiO в оливине варьирует от 0,06 до 0,13 мас.%.

Клинопироксен образует ойкокристаллы, мелкие субидиоморфные кристаллы и угловатые зерна в интерстициях плагиоклаза. По особенностям проявления среди ойкокристаллов выделяются два типа. I тип образуют крупные изометричные ойкокристаллы, которые содержат сравнительно немного (около 30 %) мелких включений плагиоклаза и реже оливина. Под микроскопом в проходящем свете краевые участки этих ойкокристаллов часто имеют серый цвет, обусловленный субмикроскопическими ламеллями магнетита (?), располагающимися в виде тончайшей штриховки. II тип ойкокристаллов проявляется в виде неправильной формы образований, заполняющих промежутки между округлыми ойкокристаллами I типа. Для II типа характерны обильные вростки оливина и плагиоклаза (до 70–80 %). Большое количество включений порою приводит к тому, что клинопироксен между ними имеет пленочные формы или образует угловатые фрагменты, только одновременное угасание которых позволяет судить о едином кристалле. В краевых частях ойкокристаллов II типа часто наблюдаются пятнистые структуры двупироксенового распада твердых растворов, которые создают мелкие вростки ортопироксена в клинопироксене (см. пасп. 200). В ассоциации с ойкокристаллами II типа встречаются также самостоятельные угловатые зерна ортопироксена.

Состав ойкокристаллов клинопироксена отвечает $Wo_{42-34}En_{40-46}Fs_{12-22}$, в нем определены (мас.%): TiO_2 — 0,55–1,12; Al_2O_3 — 1,57–2,78; Cr_2O_3 — 0,003–0,54, причем ядра ойкокристаллов I типа имеют на порядок более высокие концентрации хрома, чем ойкокристаллы II типа. Ортопироксены из структур распада и из самостоятельных зерен минерала в базисе породы отвечают гиперстену $Wo_{2-3}En_{64-60}Fs_{34-37}$.

В небольшом количестве в породе присутствуют слюды биотит–флогопитового ряда, обычно в срастании с ильменитом. Их железистость изменяется от 27 до 44 ат.%. В составе слюд определены (мас.%): TiO_2 — 4,39–5,46; F — 0,37–1,05; Cl — 0,14–0,73. Рудные минералы представлены ильменитом, реже титаномагнетитом и сульфидами. В составе ильменита определены (мас.%): MgO — 0,92–2,53; MnO — 0,31–0,47; в титаномагнетите — TiO_2 — 15,10; Al_2O_3 — 2,06; MgO — 0,31; MnO — 0,26. Сульфиды встречаются в виде мелких интерстиционных выделений пирротина, реже пирротина с халькопиритом, а также в виде редких крупных каплевидных вкрапленников или скоплений вкрапленников.

Желвак самородного железа представляет собой богатую губчатую вкрапленность в такситовом оливиновом габбро–долерите. Изученный рудный желвак имеет размеры 15 × 20 см. Чтобы получить представление об особенностях состава желвака и вмещающей его безрудной породы, в нем были проанализированы три участка: оливиновый габбро–долерит с губчатой рудой (А), узкая (около 2–3 мм) переходная зона (Б) и вмещающий желвак безрудный габбро–долерит (В), отстоящий от контакта желвака на 2 см (см. пасп. 205).

Оливиновый габбро–долерит с губчатой вкрапленностью самородного железа (см. пасп. 205, А) имеет грубую эмульсионную структуру с элементами атакситовой и пойкилитовой. Основу породы создают лентоподобные срастания силикатов и железа (феррита). Силикаты представлены крупными кристаллами оливина — Fa_{65}, пижонита $Wo_{9-12}En_{50-47}Fs_{41}$, в мелких гнездах и прожилковидных образованиях отмечаются кварц, ортоклаз $Ab_7Or_{92}An_1$ и апатит. Губчатые выделения рудных минералов сложены ферритом, камаситом, ильменитом и магнетитом. Главным минералом рудных скоплений является феррит, вокруг которого наблюдаются магнетитовые каймы окисления металла. В виде пластинчатых структур распада в феррите отмечается камасит. Ильменит образует самостоятельные призмы в базисе породы в ассоциации с мелкими зернами магнетита и в срастании с ферритом. В составе оливина определено MnO — 0,32 мас.%. В пижоните установлено (мас.%): TiO_2 — 0,76–0,80; Al_2O_3 — 0,72–0,94; в апатите — CeO_2 — 0,19; F — 2,23; Cl — 0,27. В составе феррита содержание Ni составляет (мас.%) 1,4–1,5, в камасите — 5,45. Магнетит из каем вокруг феррита имеет NiO — 1,96 мас.%, а магнетит из базиса породы — NiO — 0,06 мас.%.

Троктолитовый габбро–долерит из зоны перехода между желваком феррита и безрудной породой имеет пойкилоофитовую, грануляционную и атакситовую структуры (см. пасп. 205, Б). Оливин образует крупные кристаллы — Fa_{48}, хадакристаллы — Fa_{45} в клинопироксене и мелкие зерна Fa_{46} — в базисе породы. В составе минерала содержится MnO — 0,37–0,39 мас.%. Клинопироксен отмечается в виде крупных ойкокристаллов авгита $Wo_{41}En_{45}Fs_{14}$ и мелких угловатых зерен $Wo_{34}En_{44}Fs_{22}$ в базисе. Вокруг крупных кристаллов оливина наблюдаются прерывистые каймы ортопироксена $Wo_3En_{59}Fs_{38}$. В составе

клинопироксена определены (мас.%): TiO_2 — 0,53–0,93; Al_2O_3 — 1,52–2,22. Плагиоклаз образует призматические кристаллы в базисе породы и проявляется в виде вростков $Ab_{35-34}Or_{1-2}An_{64}$ в оливине и клинопироксене.

Оливиновый габбро–долерит из экзоконтакта желваки самородного железа (см. пасп. 205, В) имеет сериально–порфировую, пойкилоофитовую и атакситовую структуры. Оливин наблюдается в виде различных по размеру кристаллов, у которых намечается тенденция повышения железистости от Fa_{45} до Fa_{49} по мере уменьшения размера зерен. Минерал содержит MnO — 0,44–0,50 мас.%. Клинопироксен представляет крупные ойкокристаллы $Wo_{40}En_{46}Fs_{14}$ с хадакристаллами оливина и плагиоклаза. В базисе породы находятся угловатые зерна бедного кальцием авгита $Wo_{34}En_{44}Fs_{22}$ со структурами двупироксенового распада и самостоятельные мелкие зерна пижонита $Wo_7En_{55}Fs_{38}$. Плагиоклаз образует идиоморфные призмы $Ab_{24}Or_2An_{75}$, крупные ксеноморфные зональные таблицы $Ab_{29-43}Or_{1-2}An_{70-55}$, хадакристаллы в оливине — $Ab_{29}Or_2An_{69}$ и в клинопироксене — $Ab_{36}Or_2An_{62}$ и небольшие призмы $Ab_{38-43}Or_3An_{59-53}$ в базисе породы. В интерстициях отмечаются мелкие зерна апатита и кристаллы ильменита. В апатите определены (мас.%): CeO_2 — 0,23; F — 2,16; Cl — 1,37; в ильмените — MnO — 0,48–0,50; MgO — 1,89–2,22.

МЕЛКОЗЕРНИСТЫЕ ПОРОДЫ ИЗ ВКЛЮЧЕНИЙ В ГАББРО–ДОЛЕРИТАХ. Характеристика этих пород приводится ниже в виде описания основных разновидностей, которыми сложены отдельные мелкие автолиты или зоны в крупных телах.

Плагиоклаз–пироксеновый афанит из центральной части линзы мощностью 40 см и длиною около 3 м (см. пасп. 206). Структура породы мелкозернистая гетерогранобластовая, микрогаббровая. Она сложена агрегатом короткопризматических кристаллов клинопироксена (55–60 %) и плагиоклаза (40–45 %) и редких мелких зерен ильменита. Размер кристаллов изменяется от 0,02–0,04 до 0,08–0,1 мм. По составу и структуре порода напоминает беербахит.

Плагиоклаз имеет устойчивый состав анортита $Ab_{1-2}An_{99-98}$. В качестве вростков в нем наблюдаются гранулы клинопироксена $Wo_{49}En_{38}Fs_{13}$. Клинопироксен гарнобластового агрегата имеет состав $Wo_{48}En_{37}Fs_{15}$, в котором рассчитывается 9–10 % Ca–чермакитового компонента (Ca–Cherm). В минерале определены (мас.%): TiO_2 — 1,0–1,48; Al_2O_3 — 4,06–4,69; MnO — 0,15–0,17; Na_2O — 0,16–0,21; Cr_2O_3 — 0,0–0,02. В ильмените — MnO 1,11 мас.%.

Микродолерит из автолита размером 8 × 15 см (см. пасп. 207). Под микроскопом структура автолита долеритовая, грануляционная, гранобластовая, с элементами микропойкилоофитовой. В породе можно видеть участки микрогранобластовой структуры и струи трахитоидного агрегата лейст плагиоклаза. Клинопироксен представлен диопсидом — $Wo_{49-49}En_{39-32}Fs_{11-20}$, в его составе рассчитывается 2–4 % Ca–Cherm компонента. Минерал содержит (мас.%): TiO_2 — 0,40–0,65; Al_2O_3 — 0,81–2,00; Cr_2O_3 — 0,04–0,10. Лейсты и гранулы плагиоклаза имеют состав $Ab_{8-11}An_{92-89}$, а микропорфировые сравнительно крупные призмы — $Ab_{17}An_{83}$.

В микродолеритах из автолитов можно встретить слоистое строение пород с различной структурой: микропойкилоофитовой, трахитоидной с фьяммеподобными линзочками лейст плагиоклаза и плагиопорфировой. Базис породы при этом сохраняет микродолеритовую структуру. Клинопироксен мелких зерен в микродолерите с линзочками плагиоклаза имеет состав $Wo_{41-44}En_{43-41}Fs_{15-17}$ (TiO_2 — 0,14–0,73; Al_2O_3 — 0,87–1,97 мас.%) (см. пасп. 208). Лейсты плагиоклаза из фьяммеподобных линзочек отвечают битовниту — $Ab_{20}Or_1An_{79}$, а микролиты и зерна минерала из базиса породы соответствуют лабрадору — $Ab_{35-41}Or_{1-2}An_{63-57}$. В участке микродолерита пойкилоофитовой структуры шарообразные ойкокристаллы клинопироксена имеют состав $Wo_{44-41}En_{48-46}Fs_{9-13}$ (TiO_2 — 0,50–0,74; Al_2O_3 — 1,68–1,85; Cr_2O_3 — 0,04–0,14 мас.%). Состав плагиоклаза варьирует: центр–край микропорфирового выделения изменяется от битовнита до лабрадора $Ab_{22-47}Or_{1-2}An_{77-51}$, хадакристаллы в клинопироксене и лейсты из основной массы породы отвечают лабрадору $Ab_{36-42}Or_{1-2}An_{62-56}$, а между лейстами в интерстициях отмечаются зерна андезина — $Ab_{50}Or_9An_{41}$. В микродолерите изредка встречается зеленый амфибол (f = 63 ат.%), а рудные минералы представлены ильменитом, в котором установлены (мас.%): MnO — 0,93–1,82; MgO — 0,11–0,22; Cr_2O_3 — 0,02–0,43.

Шпинель–оливин–пироксеновый афанит (см. пасп. 209) проявляется в центральной части автолита пластинчатой формы, размером 0,7 × 2 м. В краевых частях этого автолита находится порфировидная плагиоклаз–пироксеновая порода. Под микроскопом шпинель–оливин–пироксеновая порода имеет гранобластовую структуру.

Она состоит из полигональных зерен оливина — Fa_{26}, клинопироксена — $Wo_{52}En_{38}Fs_9$, Al–шпинели и сульфидов, количество рудных минералов составляет 1–3 %. В составе оливина определены (мас.%): MnO — 0,70 и CaO — 0,26. Клинопироксен содержит (мас.%): TiO_2 — 0,84–0,88; Al_2O_3 — 8,93–9,24, в его составе рассчитывается 19–20 % Ca–Cherm компонента. Зеленая шпинель наблюдается в виде субмикроскопических шариков в силикатах и пирротине, а также образует сходные с ними по размеру зерна. В составе минерала определены (мас.%): TiO_2 — 0,04–0,05; MnO — 0,31; Cr_2O_3 — 0,04–0,06.

Шпинель–плагиоклаз–оливин–пироксеновый афанит порфировидный (см. пасп. 210) проявляется в составе сравнительно крупных линз и пластиноподобных автолитов. Структура породы порфировидная с гранобластовой и грануляционной основной массой. Под микроскопом можно видеть крупные призматические вкрапленники плагиоклаза размером 1–3 мм и мелкопорфировые (0,3–0,5 мм) изометричные выделения оливина с врастками зеленой шпинели, которые располагаются в гранобластовом агрегате плагиоклаза и пироксена. Порода имеет большое сходство с ранее описанным плагиопироксенитом. Основное отличие заключается в наличии оливина (5–7 %) и шпинели. Порфировидные выделения плагиоклаза образуют скелетные коробчатые кристаллы, центральная часть которых сложена гранулами клинопироксена, сцементированными плагиоклазом, а кайма представляет собой футляр с редкими врастками гранул клинопироксена и изредка шпинели. Концентрация гранул клинопироксена в центральных частях меняется так, что между ними встречаются окна и целые поля плагиоклаза. Отдельные вкрапленники плагиоклаза имеют сравнительно небольшую насыщенность пойкилитовыми врастками клинопироксена. В некоторых фенокристаллах наблюдаются структуры типа "футляр в футляре", которые образуют бедные врастками участки плагиоклаза. Состав различных по морфологии проявлений плагиоклаза в порфировидных выделениях и в основной массе имеет состав анортита An_{98-99}. Оливин имеет состав хризолита Fa_{27-28}, в его составе определены (мас.%): MnO — 0,58–0,63; CaO — 0,16–0,36; NiO — 0,01–0,02. Клинопироксен гранул, расположенных внутри футляров плагиоклаза и из гранобластового агрегата основной массы породы сравнительно устойчивы по составу — $Wo_{52-53}En_{40-37}Fs_{8-10}$, в нем рассчитывается 16–20 % Ca–Cherm компонента. В минерале установлены (мас.%): TiO_2 — 0,71–1,17; Al_2O_3 — 7,21–9,02; MnO — 0,10–0,14; Na_2O — 0,04–0,07. Шпинель образует мелкие зеленые и черные врастки в оливине и в плагиоклазе. Ее состав отвечает плеонасту. В составе минерала определены (мас.%): TiO_2 — 0,08–0,20; MnO — 0,24–0,29; Cr_2O_3 — 0,05–0,24.

Плагиоклаз–пироксеновый афанит порфировидный (см. пасп. 211) проявляется в нижней эндоконтактовой зоне крупного (0,3–0,4) × (5–7) м пластинообразного автолита в средней части изученного разреза ВЭЗ. Порода сложена порфировидными выделениями плагиоклаза размером 1–3 мм по удлинению, которые располагаются в тонкокристаллическом гранобластовом плагиоклаз–пироксеновом агрегате. Размер полигональных зерен основной массы составляет 0,01–0,1 мм. Вкрапленники плагиоклаза представляют собой призматические кристаллы с обильными врастками мелких до субмикроскопических зерен клинопироксена. В центральных частях фенокристаллов клинопироксен образует грануляционный агрегат с редкими "окнами" плагиоклаза, а в периферических каймах насыщенность плагиоклаза врастками клинопироксена уменьшается и отчетливо просматривается футляровидная форма фенокристалла. Кайма и "окна" плагиоклаза, расположенные внутри футляра, гаснут одновременно. Размер пойкилитовых врастков клинопироксена внутри фенокристаллов мельче, чем в основной массе. Во вкрапленниках нередко встречаются случаи "футляра в футляре", когда внутри плагиоклазовой коробки кристалла существует еще один плагиоклазовый футляр. Между собой футляры разделяются гранобластовым агрегатом клинопироксена. Клинопироксен гранобластового агрегата основной массы породы представлен фассаитом — $Wo_{52-54}En_{36-34}Fs_{12}$, в котором рассчитывается 17–18 % Ca–Cherm компонента. Во внутренней части футляра плагиоклаза состав гранул — $Wo_{53}En_{36}Fs_{11}$ (Ca–Cherm — 18 %), а гранулы, заключенные в плагиоклазовой кайме, отвечают $Wo_{53-52}En_{38-37}Fs_{9-11}$ (Ca–Cherm — 17–21 %). В клинопироксене определены (мас.%): TiO_2 — 0,75–0,86; MnO — 0,10–0,16; Na_2O — 0,07–0,10; Cr_2O_3 — 0,01–0,04. Плагиоклаз внутри порфировых выделений и в каймах его футляров, а также в основной массе породы отвечает анортиту An_{98-99}. Из рудных минералов в породе отмечаются неправильной формы выделения пирротина, от 0,5 до 3–5 %.

Зона контакта афанита и оливин–плагиопорфирового габбро–долерита была детально изучена

в автолите мощностью 40 см и протяженностью около 3 м. Центральная зона этого автолита была сложена вышеописанным (см. пасп. 206) однородным тонкозернистым гранобластовым плагиоклаз–пироксеновым агрегатом, а верхняя эндоконтактовая зона мощностью около 1–2 см представляла собой порфировидный афанит. Особенности структуры и состава пород этой зоны показаны на фотографиях (см. пасп. 212). Эндоконтактовая зона автолита сложена порфировидным афанитом, вкрапленники в котором были представлены призмами плагиоклаза размером от 1,5 × 2,3 до 2,8 × 4,2 мм. Внутри вкрапленников находятся гранулы клинопироксена размером 0,01–0,02 мм и менее, распределение которых в виде скоплений с правильными геометрическими формами, повторяющими контуры призм плагиоклаза, создает структуру типа "футляр в футляре". Основная масса сложена гранобластовым агрегатом полигональных зерен клинопироксена размером 0,04–0,08 мм, между которыми в небольшом количестве встречается плагиоклаз. Изредка наблюдаются ойкокристаллы биотита и пятноподобные выделения титаномагнетита с хадакристаллами клинопироксена.

Состав центральных частей порфировидных выделений плагиоклаза отвечает анортиту $Ab_{6-8}An_{94-92}$, а краевые каймы соответствуют битовниту $Ab_{20}An_{80}$. Клинопироксен имеет состав $Wo_{46-42}En_{41-39}Fs_{12-17}$, в нем рассчитывается 4–11 % Ca–Cherm компонента. В составе минерала определены (мас.%): TiO_2 — 0,51–0,97; Al_2O_3 — 2,00–4,87; MnO — 0,12–0,24; Na_2O — 0,20–0,35; Cr_2O_3 — 0,00–0,02. Наименее железистыми и обогащенными Ca–чермакитом являются гранулы клинопироксена из врастков в плагиоклазе. Биотит имеет f = 38,4 ат.%, в нем определены (мас.%): TiO_2 — 5,59; F — 0,89; Cl — 0,46. В титаномагнетите установлены (мас.%): TiO_2 — 8,33–12,46; Al_2O_3 — 2,25–2,56; MnO — 0,25–0,27; MgO — 0,26–0,74; Cr_2O_3 — 0,20–0,47.

В зоне экзоконтакта автолита порода имеет офито–пойкилоофитовую структуру: клинопироксен и оливин образуют крупные ойкокристаллы, а идиоморфные призмы плагиоклаза, потеряв порфировидность, сохраняют внутри кристаллов врастки гранул клинопироксена, как в афаните (см. пасп. 212). В небольших количествах в породе отмечаются амфибол, биотит, апатит и титаномагнетит.

Оливин наблюдается в виде крупных лапчатых кристаллов со структурами распада и однородных изометричных зерен меньшего размера. Формы ограничения крупных кристаллов определяют идиоморфные призмы плагиоклаза. Состав оливина с ламеллями магнетита — Fa_{39-43}, а однородных — Fa_{45-47}. Минерал содержит (мас.%): MnO 0,44–0,54; CaO — 0,11–0,21; NiO — 0,05–0,07. оливин иногда обрамляется келифитовыми каймами ортопироксена $Wo_2En_{60}Fs_{38}$. Идиоморфные призмы плагиоклаза с пойкилитовыми врастками клинопироксена имеют устойчивый состав анортита в ядрах — $Ab_{7-8}An_{93-92}$, в краевых каймах — $Ab_{7-9}An_{93-91}$. Крупные таблицы иногда обрастают каймами более кислого плагиоклаза $Ab_{36}Or_2An_{62}$, а в базисе породы появляются мелкие зерна $Ab_{39}Or_2An_{60}$. Клинопироксен мелких гранул — врастков в плагиоклазе имеет переменный состав $Wo_{48-44}En_{37-39}Fs_{14-17}$. Наряду с богатыми Al_2O_3 — 7,07–8,06 мас.% (15–18 % Ca–Cherm) разностями, встречаются зерна сравнительно бедные Al_2O_3 — 3,78 мас.% (8 % Ca–Cherm). Содержание TiO_2 в них составляет 0,52–1,05 мас.%. В полигональных зернах, образующих гранобластовый агрегат, и в крупных угловатых полях состав клинопироксена $Wo_{43-44}En_{40-39}Fs_{17}$, доля Ca–cherm компонента в них падает до 2–6 %. Минерал содержит (мас.%): TiO_2 — 0,16–1,14; Al_2O_3 — 0,71–2,86; MnO — 0,20–0,28; Na_2O — 0,24–0,33; Cr_2O_3 — 0,01–0,03. В базисе породы отмечается ассоциация амфибола и мелкопризматических кристаллов $Wo_{47-46}En_{39}Fs_{14-15}$, которые отличаются наиболее низким содержанием Al_2O_3 — 0,26–0,45 мас.% (0,6–1,0 % Ca–Cherm) и TiO_2 — 0,00–0,04 мас.%. Амфибол проявляется в виде крупных зеленых кристаллов с врастками клинопироксена и мелкопризматических кристаллов в базисе. Общая железистость минерала 50,9 ат.%. В его составе определены (мас.%): TiO_2 — 1,33; Na_2O — 2,03; Cr_2O_3 — 0,23; F — 0,42; Cl — 1,21. Биотит образует крупные кристаллы с врастками клинопироксена и нередко в срастании с рудным. Он имеет общую железистость 36–45 ат.%. В составе слюды установлены (мас.%): TiO_2 — 4,64–7,41; F — 0,54–0,84; Cl — 0,36–0,50. Содержание галогенов падает по мере увеличения железистости минерала. Апатит проявляется в виде врастков в слюде, он содержит (мас.%): CeO_2 — 0,52; F — 1,00; Cl — 2,99. Титаномагнетит имеет в своем составе (мас.%): TiO_2 — 7,63; Al_2O_3 — 1,55; MnO — 0,30; Cr_2O_3 — 0,22. В ильмените определены (мас.%): MnO — 0,76–0,84; MgO — 0,35–0,52.

Явления сборной перекристаллизации основной массы породы отмечаются в мелких автолитах

(10–15 см в поперечнике) (см. пасп. 213). В результате этого размер зерен клинопироксена увеличивается, появляется больше кристаллов плагиоклаза и порода приобретает долеритовую структуру. Генетическая память об исходном афаните сохраняется в виде законсервированных в призмах плагиоклаза гранулах клинопироксена.

Призматические кристаллы плагиоклаза в различных по зернистости участках породы имеют устойчивый состав анортита $Ab_{6-9}An_{94-91}$, а мелкие зерна и таблицы без включений пироксена в базисе — отвечают битовниту $Ab_{18}An_{82}$. Гранулы пойкилитовых вростков и зерна пироксена из базиса различных частей породы также имеют устойчивый состав — $Wo_{44-42}En_{43-39}Fs_{13-19}$. В их составе рассчитано 6–10 % Ca–Cherm компонента. Минерал содержит (мас.%): TiO_2 — 0,66–1,04; Al_2O_3 — 2,67–4,67; MnO — 0,16–0,26; Na_2O — 0,23–0,36; Cr_2O_3 — 0,07–0,16. Рудные минералы в породе представлены титаномагнетитом и ильменитом. В первом определены (мас.%): TiO_2 — 8,66–9,02; MnO — 0,30–0,34; MgO — 0,37–0,44; Cr_2O_3 — 0,63–1,61, а во втором — MnO — 0,73; MgO — 0,26.

МАГМАТОГЕННЫЕ БРЕКЧИИ. Породы состоят из обломков мелкозернистых пород, сцементированных средне– и крупнозернистыми габбро–долеритами. По размеру обломков выделяются мелкообломочные и крупнообломочные брекчии. Состав и структура обломков и цемента, как отмечалось, широко изменяется даже в пределах одного образца. Представление о минералого–петрографических особенностях магматогенных брекчий можно получить из двух нижеприведенных описаний.

Первый тип магматогенной брекчии состоит из обломков афанитов плагиоклаз–пироксен–оливинового, плагиоклаз–пироксенового и микрогаббрового состава, которые сцементированы пикритовым габбро–долеритом (см. пасп. 214). С магматогенной брекчией первого типа связана бедная (не более 1–3 %) сульфидная минерализация халькопирит–пирротинового состава, которая распространяется как в обломках, так и в цементе, а наиболее крупные сульфидные вкрапленники обычно бывают приурочены к экзоконтактам обломков.

Пироксен–плагиоклаз–оливиновый афанит имеет грануляционную, гранобластовую и пойкилоофитовую структуры. Он состоит из мелких (0,02–0,1 мм) зерен оливина (40–50 %), плагиоклаза (35–50 %) и пироксена (10–15 %), последняя из которых образует также редкие ойкокристаллы размером до 1 мм в поперечнике. Оливин по составу отвечает гиалосидериту Fa_{39}, плагиоклаз — битовниту $Ab_{28}Or_1An_{71}$, а пироксен — гиперстену $Wo_{1-3}En_{61-59}Fs_{38}$.

Плагиоклаз–пироксеновый афанит порфировидный сложен крупными футляровидными вкрапленниками плагиоклаза с врастками гранул плагиоклаза, основная масса представлена гранобластовым агрегатом пироксена с расположенными в нем призматическими кристаллами плагиоклаза, который содержит включения гранул пироксена. Вкрапленники плагиоклаза по составу отвечают анортиту, а пироксен — диопсиду $Wo_{51-45}En_{32-37}Fs_{17-18}$, причем вростки в плагиоклазе содержат повышенное количество — 16 % Ca–Cherm компонента (Al_2O_3 — 7,15 мас.%), а зерно основной массы, наоборот, отличаются аномально низким — 1 % Ca–Cherm компонента (Al_2O_3 — 0,48 мас.%). Содержание TiO_2 в этих клинопироксенах было соответственно 0,88 и 0,10 мас.%.

Микрогаббро состоит из клинопироксена (40–45 %) и плагиоклаза (55–60 %). Порода имеет гранобластовую, микроофитовую, микрогаббровую, микропойкилоофитовую структуры и напоминает беербахит. Размер зерен — 0,02–0,06 мм. Плагиоклаз по составу отвечает лабрадору $Ab_{44}Or_2An_{54}$, а клинопироксен — авгиту $Wo_{41}En_{47}Fs_{12}$, в нем установлены (мас.%): TiO_2 — 0,24–0,26; Al_2O_3 — 1,86–1,91; Cr_2O_3 — 0,06–0,13.

Пикритовый габбро–долерит из цемента магматогенной брекчии имеет порфировую, офитовую, пойкилоофитовую структуру. В виде округлых и линзовидных обособлений размером (2–3) × (5–7) мм в породе отмечаются своеобразные пегматоидные срастания игольчатых кристаллов оливина, плагиоклаза и пироксена. Основная масса оливина в породе образует крупные субидиоморфные однородные кристаллы Fa_{26-33}, в которых отмечаются вростки — ламелли магнетита. Ойкокристаллы клинопироксена отвечают авгиту, состав которого от центра к краю кристаллов изменяется от $Wo_{42-41}En_{46}Fs_{12-13}$ до $Wo_{37}En_{44}Fs_{19}$. Хадакристаллы пироксена из ойкокристаллов оливина соответствует авгиту состава — $Wo_{41-38}En_{47-48}Fs_{12-14}$. В интерстициях встречаются угловатые зерна гиперстена $Wo_1En_{67}Fs_{32}$. В клинопироксенах установлены (мас.%): TiO_2 — 0,56–1,24; Al_2O_3 — 1,89–2,39; Cr_2O_3 — 0.09–0,31. Количество Ca–Cherm компонента составляет 4–5 %. Хадакристаллы плагиоклаза в ойкокристаллах клинопироксена представлены

$Ab_{27-32}Or_1An_{73-67}$, а призматические кристаллы из базиса породы отвечают — $Ab_{35-36}Or_1An_{64}$.

Второй тип магматогенной брекчии (см. пасп. 215) представляет собой многократную рудоносную брекчию, в которой в порфировом микродолерите, содержащем вкрапленность самородного железа, заключены мелкие обломки плагиоклаз–оливинового, плагиоклаз–пироксенового и пироксенового афанитов, а также обломки долерита и графитизированного угля. В свою очередь, обломки микродолерита разбиты сетью прожилков оливинового габбро–долерита, которые придают породе брекчиевидный облик, и эта порода может также классифицироваться как магматогенная брекчия. Перечисленные обломки и цемент магматогенной брекчии имеют следующий состав.

Плагиоклаз–оливиновый афанит представляет собой гранобластовый или грануляционный агрегат плагиоклаза и оливина — Fa_{42}, содержащего MnO — 0,51 и CaO — 0,04 мас.%. В виде мелкой сыпи в афаните наблюдается вкрапленность самородного железа.

Плагиоклаз–пироксеновый афанит порфировидный по структуре сходен с вышеописанными породами такого же названия. Он сложен крупными футляровидными вкрапленниками плагиоклаза Ab_5An_{95} с многочисленными врастками гранул клинопироксена — $Wo_{53}En_{35}Fs_{12}$ (18 % Ca–Cherm компонента), а основную массу породы образует гранобластовый агрегат клинопироксена — $Wo_{50}En_{30}Fs_{20}$ (13 % Ca–Cherm компонента). В этих клинопироксенах, соответственно, определены (мас.%): TiO_2 — 0,64 и 1,08; Al_2O_3 — 8,13 и 5,81.

Пироксеновый афанит имеет тонкокристаллическую структуру. Он состоит из мелких (0,01 мм и менее) гранул клинопироксена $Wo_{46}En_{31}Fs_{23}$. В его составе установлены TiO_2 — 0,11 и Al_2O_3 — 0,57 мас.%.

Микродолерит порфировый с вкрапленностью самородного железа, цементирующий вышеописанные обломки афанитов, представляет собой породу микропорфировой, микродолеритовой, микрогранобластовой и грануляционной структуры. Вкрапленники в породе представлены призматическими микрофенокристаллами плагиоклаза $Ab_{24}Or_1An_{75}$. В периферических частях вкрапленников наблюдаются вростки гранул клинопироксена — $Wo_{37}En_{42}Fs_{22}$ (8 % Ca–Cherm компонента), в составе которого определены (мас.%): TiO_2 — 1,74; Al_2O_3 — 3,48. Основная масса сложена лейстами лабрадора — $Ab_{49}Or_1An_{50}$ и мелкими зернами клинопироксена — $Wo_{36-30}Eb_{40-36}Fs_{36-30}$ (1–3 % Ca–Cherm компонента), который содержит (мас.%): TiO_2 — 0,59–1,19; Al_2O_3 — 0,55–1,32. Особенностью породы является мелкая (0,03–1 мм) каплевидная вкрапленность самородного железа, составляющая около 3–7 об. %.

Оливиновый габбро–долерит из цемента магматогенной брекчии имеет порфировую, офитовую и пойкилоофитовую структуры. Вкрапленники оливина с врастками–ламеллями магнетита имеют состав хризолита — Fa_{28}, содержащего MnO — 0,31 и CaO — 0,28 мас.%. Ойкокристаллы клинопироксена по составу отвечают $Wo_{37}En_{46}Fs_{17}$, а зерна на границе с автолитом — $Wo_{47}En_{35}Fs_{18}$. Содержание Ca–Cherm компонента в них соответственно 4 и 3 %, Al_2O_3 — 1,73 и 1,34 мас.%, TiO_2 — 0,89 и 0,35 мас.%.

ОРУДЕНЕНИЕ В ПОРОДАХ ВЭЗ ИНТРУЗИИ. К породам ВЭЗ интрузии приурочены руды самородного железа и сульфидная минерализация. Самородное железо находится в виде компактных скоплений–желваков в габбро–долеритах и рассеянной тонкой вкрапленности в микродолеритах.

Желваки самородного железа имеют шарообразную или слегка уплощенную булкообразную форму. Размер желваков в поперечнике колеблется от 3–5 до 40–60 см. При выветривании желваки обособляются в виде самородков весом от 100–200 г до 70–100 кг. Распределение желваков в разрезе интрузии и по простиранию рудоносного горизонта неравномерное. По рудонасыщенности и текстурным особенностям проявлений самородного железа в габбро–долеритах выделяются два типа руд: сидеронитовые, содержащие 20–35 % рудной фазы, и губчатые, количество которой составляет 50–80 %. В крупных желваках от центра к краю губчатые руды иногда переходят в сидеронитовые. Бедновкрапленные руды самородного железа в габбро–долеритах практически отсутствуют. Губчатые руды в срезах имеют типичную грубоэмульсионную структуру рудной и силикатной жидкостей.

Другой формой проявления самородного железа является тонкая эмульсия рудных шариков в порфировых микродолеритах магматогенной брекчии второго типа. Важной генетической особенностью этих пород является отсутствие рудной сыпи в автолитах, заключенных в микродолеритах и в габбро–долеритах, цементирующих обломки последних. Мелкокапельная вкрапленность самородного железа находится только в микродолеритах. Рудная вкрапленность проявляется в виде равномерной тонкой сыпи мелких

шариков размером 0,8–0,02 мм и мельче. Количество рудной фазы варьирует от 3 до 5–7 % и обычно не превышает 10 %. Это количество рудной вкрапленности не приводит к заметному увеличению содержания железа в породе.

Главной рудной фазой в рудах самородного железа является бедный примесями феррит (α–Fe), количество Ni + Co в котором не превышает 1,5–3 мас.%. Из других минералов встречаются камасит (Ni — 3–9; Co — 1–2,3 мас.%), ильменит, когенит, самородная медь, самородный свинец, кубооктаэдрический графит, тэнит (Ni — 32,9–44,4 мас.%), тетратэнит (Ni 45–50; Co 2,8–3,6 мас.%), армолколит, шрейберзит, троилит [Олейников и др., 1985; 1991]. В желваках самородного железа сульфиды, как правило, отсутствуют или встречаются в виде единичных мелких зерен троилита, изредка халькопирита приуроченных к силикатам. В экзоконтактах желваков количество и разнообразие фазового состава сульфидов резко возрастает и иногда наблюдаются их скопления в непосредственной близости от желваков.

Сульфидная минерализация отмечается во всех разновидностях габбро–долеритов и афанитов ВЭЗ интрузии, кроме обычно взаимоисключающих проявлений совместно с самородным железом. Редкие случаи эвтектоидных троилит–феррит–фаялитовых срастаний описывались нами ранее [Рябов, 1989в]. В габбро–долеритах ВЭЗ сульфиды образуют интерстиционную вкрапленность и небольшие скопления и одиночные каплевидные вкрапленники размером от 0,4 × 0,6 до 0,8 × 1,3 см. В отдельных случаях встречаются слепые прожилки сульфидов мощностью до 1 см. Крупные вкрапленники сульфидов, как отмечалось, нередко бывают приурочены к контакту афанитов и габбро–долеритов. В афанитах сульфиды отсутствуют, либо образуют бедную интерстиционную вкрапленность, составляющую не более 1–3 об.%. Одна из разновидностей автолитов содержит богатую (до 15 об.%) каплевидную вкрапленность троилита [Золотухин, Васильев,1967].

В габбро–долеритах сульфиды представлены пирротином, реже встречаются халькопирит, пентландит, кубанит, борнит, маккиновит [Олейников и др., 1985]. В афанитах минералы этой группы представлены, главным образом, троилитом и пирротином.

Ранее проведенные геохимические исследования показали, что ВЭЗ трапповых интрузий являются потенциально рудоносными и перспективными на обнаружение скоплений ЭПГ [Рябов, 1989в]. Основанием этому явились находки Pt–малосульфидных руд в верхних пегматоидах норильских интрузий, а также Pt–рудопроявлений в целом ряде других трапповых интрузий. Обнаружение повышенных концентраций платиноидов в бессульфидных графитовых анортозитах интрузии Боотанкага на Таймыре и содержащих графит рудах самородного железа Хунгтукуна явилось поводом для выделения Pt–графитового типа оруденения [Рябов, 1992в, 1994]. В конце 90–х годов в лабораториях Якутска и Новосибирска независимо друг от друга было изучено распределение благородных металлов в рудах самородного железа из трапповых интрузий джалтул–хунгтукунского типа. Минералогические исследования показали, что самородное железо Джалтульского массива содержит (г/т): Pt — 0,01–12,90 (среднее 2,42); Pd — 0,33–42,0 (среднее 4,92); Rh — 0,20–6,30 (среднее 1,51); Au — 0,10–5,25 (среднее 1,74); Ag — 0,005–2,32 (среднее 0,29) [Копылова, Олейников, 1997]. Проведенные нами исследования валовых проб из руд самородного железа того же объекта выявили тот же порядок концентраций благородных и цветных металлов и широкие их вариации. Содержания элементов в валовых пробах из губчатых руд самородного железа достигали (г/т): Pt — 5,0; Pd — 9,40; Rh — 0,87; Au — 7,8; Ag — 1,97; As — 500, а концентрации (мас.%): Ni — 8,4; Cu — 0,9; Co — 0,69. В долеритах, содержащих тонкую сыпь самородного железа, содержания элементов достигали (г/т): Pt — 0,03; Pd — 0,02; Rh — 0,008; Au — 0,31; Ag — 0,26; As — 15; а цветных металлов (мас.%): Ni — 0,02; Cu — 0,06; Co — 0,01. Некоторое представление о распределении химических элементов в безрудных габбро–долеритов и породах, содержащих вкрапленность самородного железа, можно получить из диаграммы (рис. 3.44). На графиках видно, что между содержаниями цветных и благородных металлов существует прямая зависимость. Низкие концентрации платиноидов в самородном железе и высокая степень химического родства ЭПГ с Fe и Ni явились причинами того, что в теллурическом железе, как и в метеоритном, до сих пор не обнаружены самостоятельные фазы платиновых минералов. Платиноиды, по–видимому, изоморфно рассеяны в железе, причем тяготеют к обогащенным никелем фазам. Положительная корреляция между концентрациями платиноидов и мышьяком подтверждает участие летучих в образовании Pt–Fe–металльных руд [Рябов, Аношин, 1999].

ОСОБЕННОСТИ ПЕТРОЛОГИИ. На основании проведенных исследований представляется возможным выделить некоторые основные фактические данные, которые имеют принципиальное значение для понимания процессов формирова-

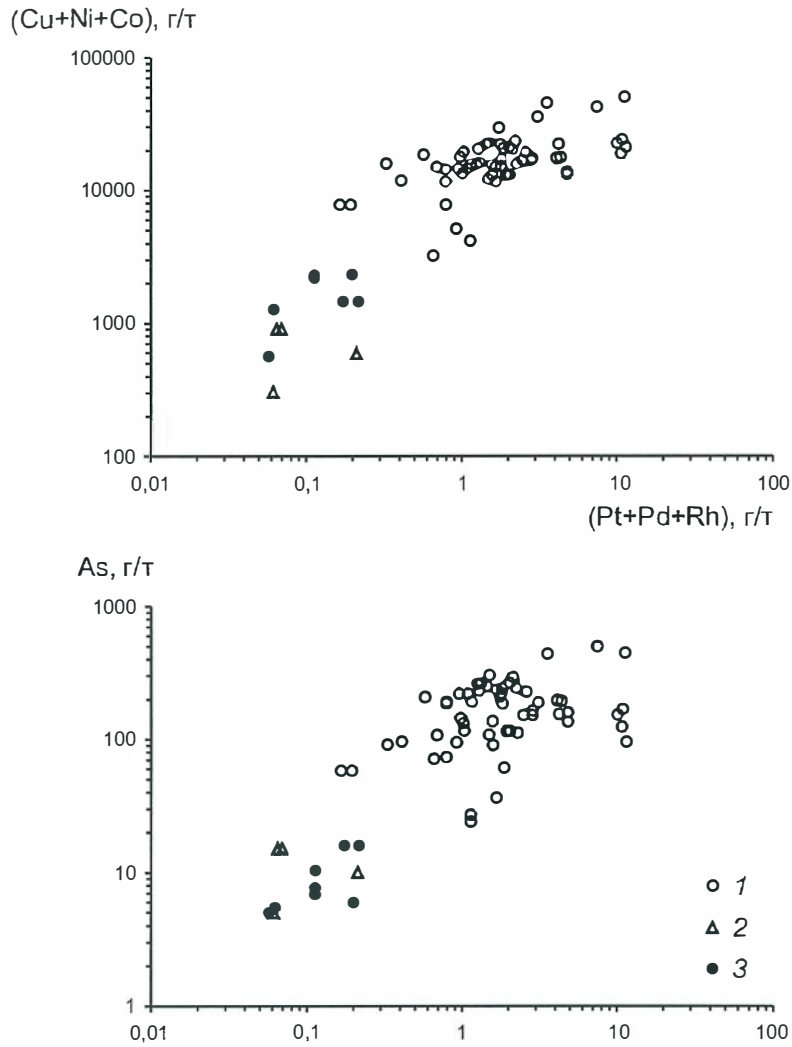


Рис. 3.44. Диаграммы (Cu + Ni + Co) — (Pt + Pd + Rh) и As — (Pt + Pd + Rh) для пород Джалтульского массива.

1 — габбро-долериты с самородным железом; *2* — микродолериты с самородным железом; *3* — габбро-долериты с сульфидной вкрапленностью и безрудные.

ния Джалтульского массива, кристаллизации его расплава, петрогенезиса и рудообразования.

1. Родоначальная магма Джалтульского массива имела толеит–базальтовый состав, а сопряженный рост щелочности и кремнекислотности расплава в процессе дифференциации создал всю широкую гамму пород в рамках нормального петрогенетического ряда.
2. Импульсивное внедрение расплава, по–видимому, явилось причиной намерзания корочек закаливания на стенках подводящих каналов, срыва их и формирования разнообразных по размерам и составу автолитов и магматогенных брекчий.
3. Главным типом пород ВЭЗ южной части интрузии Джалтул и интрузии горы Озерной является оливин–плагиопорфировый габбро–долерит, повышенные количества вкрапленников и гломеропорфировых выделений плагиоклаза и оливина в которых создают такситовый характер породы.
4. Флюидно–магматическое взаимодействие на этапе внедрения расплава и во внутрикамерных условиях обусловило многообразие составов и структурных разновидностей автолитов, а также формирование платиноносных руд самородного железа и сульфидов.
5. Шпинель–оливин–пироксеновый парагенезис является типоморфным для пород платиноносных горизонтов ВЭЗ Верхнеталнахской, Хунгтукунской интрузий и Джалтульского массива.
6. Разнообразие афанитов, встречающихся в виде различных по размеру автолитов в габ-

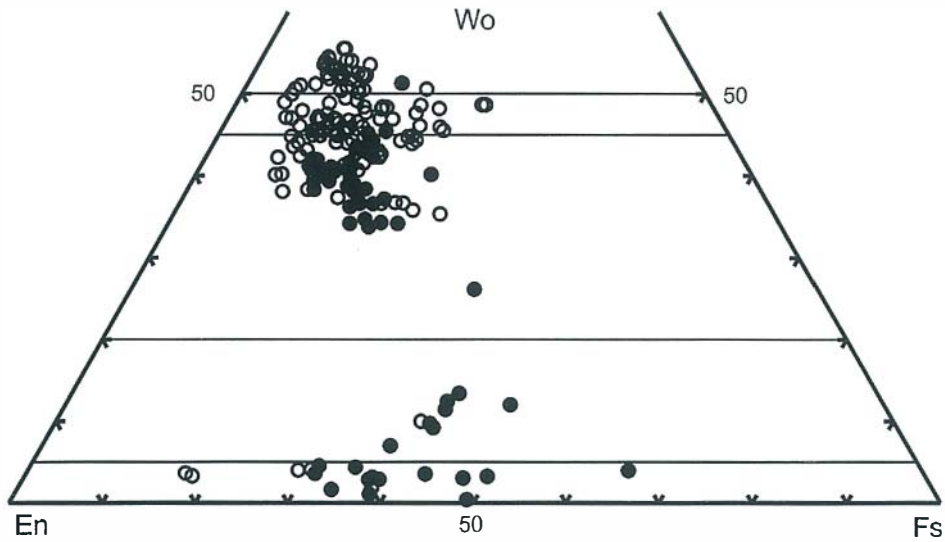


Рис. 3.45. Состав пироксенов в породах Джалтульского массива.

Горизонтальными линиями показаны классификационные границы для пироксенов различного состава. Усл. обозначения см. на рис. 3.43.

бро–долеритах Джалтульского массива, обусловлено широкими вариациями количества и состава клинопироксена.

7. Особенность состава клинопироксенов из афанитов в сравнении с минералом из габбро–долеритов заключается в повышенных концентрациях чермакитового компонента — $CaAl_2SiO_6$, который отражается в высоких содержаниях в составе минерала CaO и Al_2O_3 (рис. 3.45, 3.46). Подобные клинопироксены известны в рудоносных массивах в магматогенной брекчии Хараелаха и верхних пегматоидах Верхнеталнахской и Хунгтукунской интрузий. Кристаллизация обогащенных CaO и Al_2O_3 клинопироксенов осуществлялась из расплавов истощенных железом в результате сульфидного и железометального рудообразования.
8. Грануляционные и гранобластовые структуры существенно пироксеновых афанитов и высокая доля чермакитового компонента в составе пироксена дает основание предполагать гетероморфную кристаллизацию расплава в условиях переохлаждения, в результате чего происходило массовое образование зародышевых гранул, которые использовали в своем составе до 20–30 % компонентов нормативного плагиоклаза.

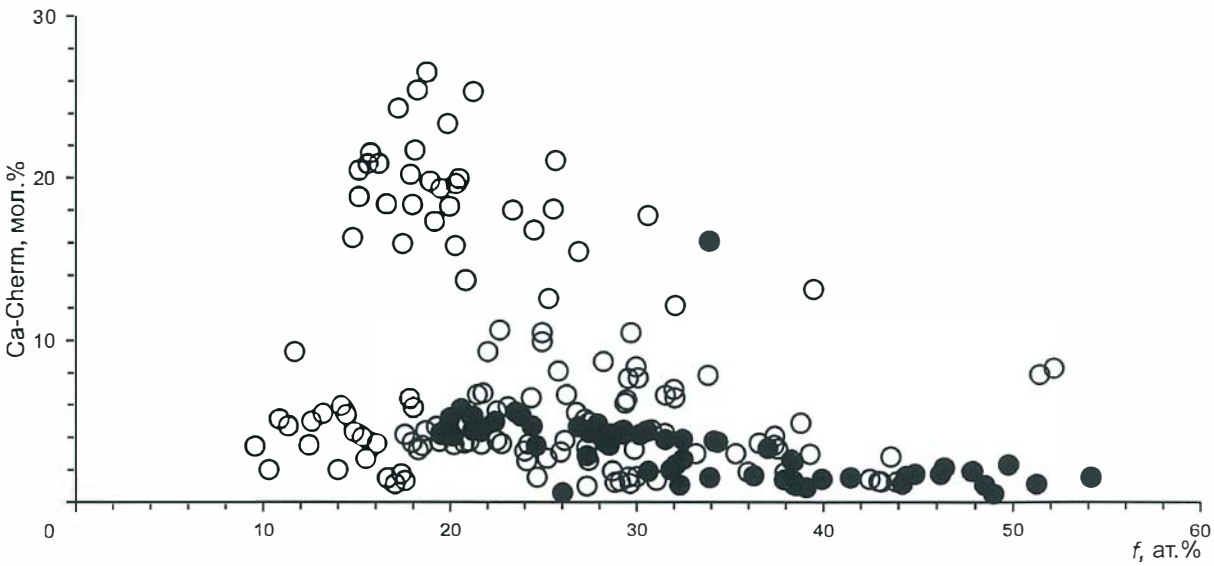


Рис. 3.46. Диаграммы Ca–Cherm — *f* для пироксенов из пород Джалтульского массива.

Усл. обозначения см. на рис. 3.43.

9. Формирование руд самородного железа связано с участием восстановительных летучих, которые сопутствовали внедрению расплава, мигрируя через него, экстрагировали металлы и создали зону флюидизированного расплава, в котором происходило ликвационное отделение металлической жидкости от силикатной.
10. Желваки самородного железа представляют собой шлировые рудные пегматиты, образование которых (по аналогии с газовыми пузырями в базальтовых покровах и блуждающими булками лейкогаббро в норильских интрузиях) обусловлено обособлением флюидизированных расплавов и процессами рудно–силикатного расшепления проходящих в них [Рябов, 1989в].
11. Формирование Pt–Fe–металльных руд происходило при участии восстановительных H–C–N–флюидов, которые экстрагировали полезные компоненты из расплава и транспортировали их в области накопления. Роль коллектора благородных металлов играло никелистое железо [Рябов, Аношин, 1999].
12. Обнаружение в траппах бессульфидных платиновых руд указывает на возможность переноса и накопления металлов без участия серы, что расширяет потенциальные возможности трапповых интрузий и перспективы обнаружения в них новых нетрадиционных типов платиновых руд.

3.9. АВАМСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС ($\tau\beta T_2 av$)*

В схеме формационного расчленения магматических образований Норильского района авамский комплекс представляют дайки трахидолеритов, которые прорывают всю туфолавовую толщу региона. Основанием для выделения этого комплекса явились проявления даек в восточной части Норильской провинции, в районе рек Кыстыктах, Большой и Малый Авам [Бушканец и др., 1970 а], а также описанная Т. К. Ивановой дайка трахидолеритов, секущая лавы нижнего триаса в районе оз. Глубокое.

Дайки трахидолеритов имеют региональное распространение. Они трассируются вдоль всей северной кромки Сибирской платформы от Норильской до Маймеча–Котуйской провинции. Дайки имеют преимущественно субширотное простирание. Их мощность изменяется от 0,5–1 до 40–50 м, а протяженность измеряется в сотнях метров — первых километрах, реже до 10 км и более [Бушканец и др., 1970б]. Среди даек трахидолеритов выделяются изотропные (недифференцированные) и слабодифференцированные тела, в которых выделяются кварц– и оливинсодержащие и оливиновые разновидности пород. Нередко в центральных частях даек встречаются пегматоиды. Структурные особенности дайковых пород зависят от мощности тел.

Маломощные дайки представляют собой мелкозернистые породы с трахитоидной структурой и крупными вкрапленниками лабрадора . Под микроскопом структура пород серпиально–порфировая с вариацией размера кристаллов плагиоклаза от 5–6 до 0,1 мм, основная масса — долеритовая, пойкилитовая. Породы состоят из плагиоклаза — 30–45 %, клинопироксена — 40–60 %, оливина — 0–2 %, калишпата — до 2 %, биотита — 1–2 %, рудных минералов — 8–10 %, апатита — 0,5 %, в небольших количествах присутствует амфибол, хлорит, из акцессориев встречаются турмалин и циркон [Бушканец и др., 1970а].

Мощные дайки имеют неоднородное симметричное строение. В краевых зонах отмечаются порфировые микродолериты. К центру дайки структура постепенно сменяется пойкилитовой и далее призматически–зернистой. В мелкозернистых породах краевых фаций иногда наблюдается трахитоидность. Порфировые выделения в трахидолеритах эндоконтактовых зон представлены плагиоклазом и клинопироксеном, для которого характерны полисинтетические двойники, аномальные цвета интерференции и часто структура песочных часов при погасании. Особенность пойкилитовой структуры трахидолеритов (в отличие от пойкилоофитовой — в долеритах) являются вростки клинопироксена в крупных таблицах плагиоклаза. Судя по составу хада– и ойкокристаллов, в трахидолеритах кристаллизация клинопироксена начиналась раньше плагиоклаза, а в долеритах, наоборот, более ранними были плагиоклазы, которые оказались включенными в пойкилокристаллы клинопироксена.

В мощных дайках междуречья Большой и Малый Авам установлено, что при переходе от контактовых зон к центру повышение зернистости пород сопровождается ростом их лейкократовости. Общий диапазон изменения количества породообразующих минералов в разрезе дайки составляет: плагиоклаз — 32–70 %, клинопироксен — 13–35 %, калишпат — 2–20 %, биотит — 3–11 %, роговая обманка — 0,3–8 %, апатит — 0,1–3 %, рудные — 6–15 % [Бушканец и др., 1970а].

*Исследования по этому разделу выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект №99–05–64618). Петрологические исследования дайковых образований Каменской провинции проводились при участии аспиранта Д.Е.Гриба.

3.9.1. Дайка долеритов–трахидолеритов ЛД/33–45

В районе слияния рек Ледяная и Льдистая обнажается целый рой региональных даек субширотного простирания, которые на геологической карте обозначаются трахидолеритами — кварцевыми трахидолеритами. Как показали наши исследования, дайки имеют сходное внутреннее строение и состав, и поэтому мы ограничимся детальной характеристикой одной из них.

Дайка ЛД/33–45 имеет субвертикальное падение и мощность 28 м. Она отчетливо выражена в рельефе характерным для этого типа даек профилем, который показан на рис. 3.47. Дайка прослеживается как дорога или желоб, центральная

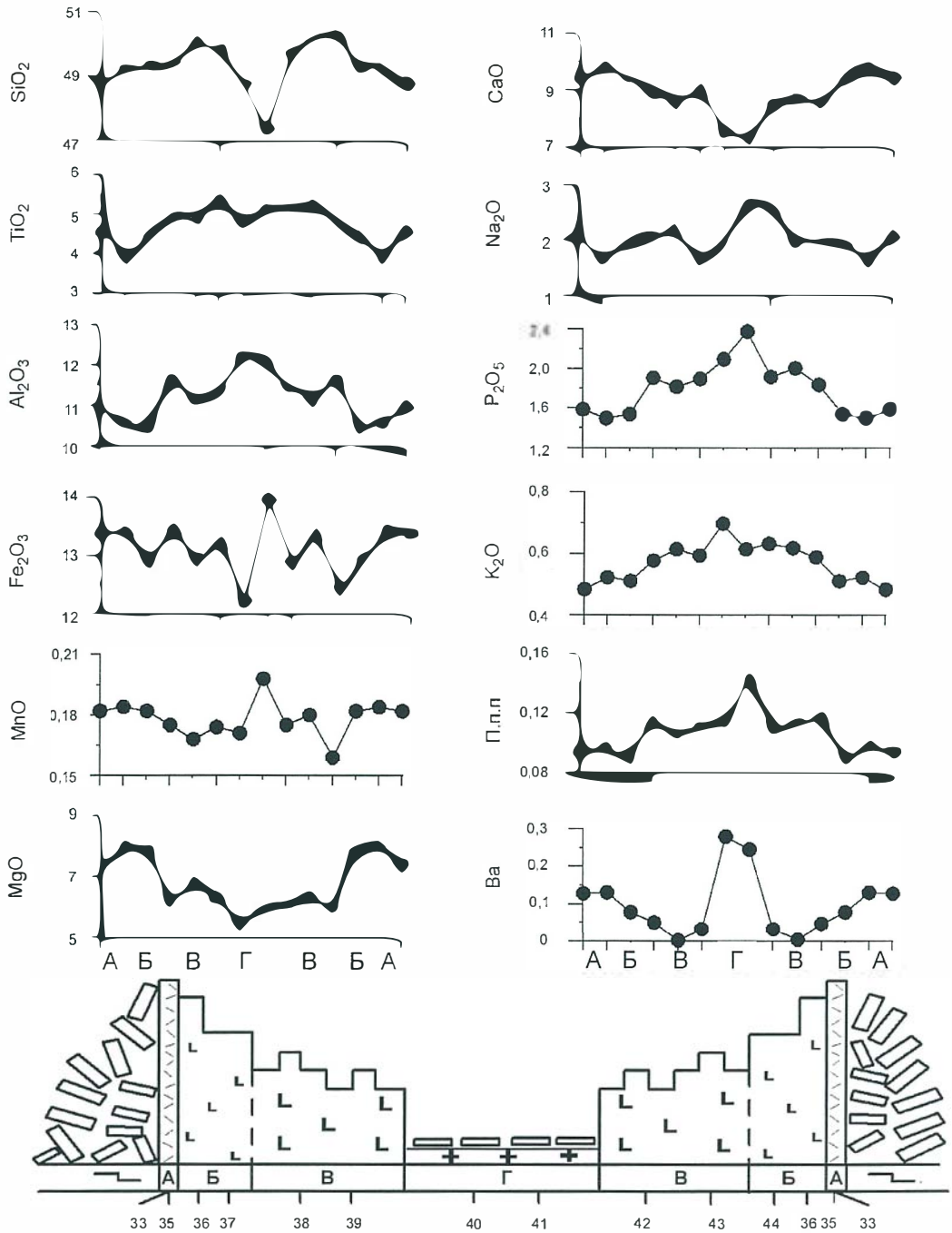


Рис. 3.47. Вариационная диаграмма оксидов (мас.%) по разрезу дайки ЛД/33-45, район слияния рек Ледяная и Льдистая.

В нижней части схематично показаны профиль дайки и зоны, цифрами обозначены номера образцов. Зоны: А — вариолит закалочной фации, Б — долерит мелкозернистый, В — то же, среднезернистый, Г — трахидолерит. Вмещающая порода — базальт аянской свиты. Пояснения в тексте.

часть которой имеет отрицательный рельеф и сложена плитчатым лейкократовым пегматоидным трахидолеритом, а устойчивые к выветриванию мелкозернистые долериты краевой фации тела выступают как возвышающиеся ограждения дороги или желоба. Магматическое тело имеет симметричное строение, в его разрезе выделяются:

— контактовый мелкозернистый долерит с корочкой закала мощностью 0,1 м ..... 4 м
— долерит среднезернистый ..... 6 м
— трахидолерит крупнозернистый лейкократовый пегматоидный ..... 8 м
— долерит среднезернистый ..... 6 м
— контактовый долерит мелкозернистый с корочкой закала мощностью 0,1 м ..... 4 м

Петрография. *Закалочная фация* дайки представляет собой черную стекловатую породу. Под микроскопом она сложена петельчатым агрегатом мелких (0,02 мм) гранул клинопироксена, цепочки которых облекают глазки–ячейки светло–бурого мутного стекла. Выделения стекла имеют размер 1,2–1,5 мм в поперечнике (см. пасп. 216). Вблизи контакта в стекле различается сетка волосяных образований окисно–рудного минерала. На удалении от контакта стекло очищается от рудной фазы, которая здесь уже приобретает вид расщепленных дендритовидных или перистых пальметтоподобных кристаллов, а само стекло становится анизотропным и далее переходит в веерные агрегаты и веники тонких кристаллов плагиоклаза (см. пасп. 217). В закалочной фации отмечаются редкие мелкопорфировые выделения клинопироксена с двойниками и аномальными цветами интерференции, мелкие зерна кварца, иногда пронизанные иглами апатита, и мелкие призмочки бурого амфибола.

Микропорфировые выделения клинопироксена по составу отвечают авгиту $Wo_{37-34}En_{53-51}Fs_{11-15}$, мелкие зерна — $Wo_{38-43}En_{48-34}Fs_{13-23}$. Минерал содержит (мас.%): TiO_2 — 0,72–2,08; Al_2O_3 — 1,27–6,77; Cr_2O_3 — 0,028–0,64; Na_2O — 0,29–0,36. Веерообразные агрегаты плагиоклаза имеют состав андезина $Ab_{52-56}Or_{3-4}An_{44-40}$. В составе стекла определены (мас.%): SiO_2 — 55,13; Al_2O_3 — 18,51; FeO — 7,25; MgO — 2,38; CaO — 4,79; Na_2O — 3,16; K_2O — 4,41. Анизотропное стекло было рассчитано на 8 (O), в результате чего оказалось, что его состав приближается к полевым шпатам состава $Ab_{36-47}Or_{37-15}An_{28-41}$ (см. пасп. 217). Содержание элементов–примесей в ильмените составляет (мас.%): MnO — 0,07–0,73; MgO — 0,20; V_2O_5 — 0,60.

Долерит мелкозернистый имеет темно–серый цвет, под микроскопом структура породы порфировая, долеритовая, гипидиоморфно–зернистая (см. пасп. 218, 219). Рисунок породы создают скопления мелких полигональных зерен клинопироксена, которые имеют тот же характер проявления и распределения в виде цепочек слившихся зерен как в закалочной фации. Плагиоклаз сохраняет мотив вееников, но его кристаллы вместо тонких лейст имеют вид расщепленных пакетов сросшихся длинных призм. В породе изредка встречаются небольшие порфировые выделения клинопироксена, плагиоклаза и оливина, последний из которых обычно нацело замешен боулингитом. Ильменит образует изогнутые веточки и кустики сросшихся кристаллов, мелкие изометричные и пластинчатые кристаллы. В мезостазисе отмечаются ксеноморфные поля калишпата, тонкие иглы апатита, мелкие чешуйки бурого биотита, хлорит и пирротин. Единичные миндалины сложены кальцитом.

Порфировые выделения клинопироксена представлены зональным авгитом — $Wo_{34-37}En_{50-46}Fs_{15-17}$, мелкие зерна — $Wo_{38-42}En_{48-39}Fs_{14-21}$. В минерале установлены (мас.%): TiO_2 — 1,16–2,64; Al_2O_3 — 1,74–4,77; Na_2O — 0,28–0,34; Cr_2O_3 — 0,01–0,45. Плагиоклаз мелкопорфировых таблитчатых кристаллов и лейст по составу отвечает андезину — $Ab_{48-61}Or_{5-4}An_{47-35}$, а калишпат — $Ab_{52}Or_{66}An_2$. Бурый биотит имеет общую железистость 38–44 ат.%. В его составе определены (мас.%): TiO_2 — 4,14–4,25; F — 1,35–1,85; Cl — 0,17–0,27. В апатите содержание F — 2,74; Cl — 0,61; CeO_2 — 0,58 мас.%.

Долерит среднезернистый имеет серый цвет, долеритовую, гипидиоморфно–зернистую, пойкилитовую и атакситовую структуру (см. пасп. 220, 221). Клинопироксен образует агрегат мелких зерен, которые, как в закалочной фации, располагаются цепочками или приурочены к интерстициям. Плагиоклаз проявляется в виде крупных призм, которые имеют веерное строение срастаний. Размер кристаллов становится более крупным, чем в мелкозернистых трахидолеритах. Призмы плагиоклаза охватывают несколько ячеек, форму которых здесь отчасти продолжают сохранять агрегаты мелких зерен клинопироксена. Сочетание мелких зерен клинопироксена и крупных кристаллов плагиоклаза создает атакситовую структуру, а вростки первого

во втором — пойкилитовую, причем вростки пироксена обычно приурочены к периферии крупных призм плагиоклаза. Ильменит (до 10–15 %) наблюдается в виде скелетных изометричных и призматических кристаллов. Часто в срастании с рудным встречается бурый биотит. В мезостазисе породы наблюдаются поля калишпата с иголками апатита и мелкие призматические кристаллы бурого амфибола.

Клинопироксен по составу отвечает авгиту — $Wo_{36-39}En_{48-42}Fs_{14-21}$. В его составе определены (мас.%): TiO_2 — 0,99–1,71; Al_2O_3 — 1,98–2,81; Cr_2O_3 — 0,003–0,27. Плагиоклаз имеет состав андезина $Ab_{46-50}Or_{3-4}An_{50-46}$, а K–Na полевой шпат мезостазиса — $Ab_{32-39}Or_{56-66}An_{5-2}$. В отдельных зернах калишпата встречаются повышенные концентрации BaO — 1,80 мас.%. Железистость биотита составляет 36,6 ат.%, в его составе установлено TiO_2 — 3,97; F — 2,15; Cl — 0,43 мас.%. В апатите определены F — 2,02–3,70; Cl — 0,161–0,27; CeO_2 — 0,30–0,60 мас.%. Ильменит отличается бедностью примесными элементами, в нем обнаружено MgO — 1,02–1,34 мас.%, содержания других оксидов не превышали сотых долей процента.

Трахидолерит лейкократовый, крупнозернистый имеет светло–серый цвет иногда с розовым оттенком. Структура породы под микроскопом — призматически–зернистая, офитовая, пойкилитовая с элементами атакситовой и пегматоидной (см. пасп. 222, 223). Порода состоит из плагиоклаза (45–55 %), калишпата (5–10 %), клинопироксена (20–25 %), рудных минералов (7–10 %), биотита (3–5 %), апатита (3–6 %), хлорита (5–7 %) и кварца (1–2 %).

Плагиоклаз образует крупные (1,5–2,5 мм по удлинению) и мелкие (0,12 мм) призматические кристаллы. Для крупных кристаллов характерны слабо проявленное двойникование, простые широкие двойники, ярко выраженная зональность и многочисленные вростки апатита. Крупные призмы плагиоклаза в ядрах представлены лабрадором $Ab_{40}Or_2An_{58}$, а по периферии — андезином $Ab_{60}Or_5An_{35}$ (см. пасп. 222). Небольшие призмы имеют состав андезина $Ab_{50}Or_4An_{46}$. В интерстициях располагаются калишпат — $Ab_{25}Or_{74}An_1$ с коробчатыми кристаллами альбита и зернами кварца. В другом образце из центральной зоны (см. пасп. 223) призмы плагиоклаза оказались измененными, а калишпат проявлялся в виде широких таблиц $Ab_{39}Or_{59}An_2$, призм $Ab_{21}Or_{78}An_1$ и лейст $Ab_{47}Or_{50}An_3$. В краевых частях таблиц калишпата и в мезостазисе отмечаются субмикроскопические кварц–полевошпатовые срастания.

Клинопироксен наблюдается в виде крупных субидиоморфных кристаллов размером 0,3–0,5 мм и мелких зерен (менее 0,1 мм) в базисе. Крупные кристаллы имеют устойчивый состав $Wo_{42-39}En_{46-43}Fs_{14-17}$, а мелкие зерна — $Wo_{33}En_{37}Fs_{30}$. В пироксене установлены (мас.%): TiO_2 — 0,53–1,63; Al_2O_3 — 1,56–3,43; Na_2O — 0,24–0,38; Cr_2O_3 — 0,001–0,044.

Биотит образует призматические кристаллы. Общая железистость минерала 35–41 ат.%. В его составе определены (мас.%): TiO_2 — 5,05–5,75; F — 1,41–1,92; Cl — 0,031–0,043. В зональных кристаллах слюды от центра к краю отмечается увеличение Cr_2O_3 от 0,017 до 1,70 мас.% (см. пасп. 223).

Апатит проявляется в виде короткопризматических кристаллов, которые в виде вростков можно видеть в клинопироксенах и полевых шпатах, а также хлоритоподобном базисе породы. Апатит представлен фторсодержащей разностью: F — 2,28–2,97; Cl — 0,059–0,073; CeO_2 — 0,114–0,143 мас.%.

Из рудных минералов в трахидолеритах отмечаются титаномагнетит и ильменит. Титаномагнетит образует крупные идиоморфные кристаллы во внутренней части которых просматривается тонкая сыпь, по–видимому, апатита. В связи с этим, в приведенных паспортах в анализах сумма оксидов оказалась заниженной. Особенностью состава ильменитов являются широкие вариации MgO от 1,19 до 5,50 мас.%, причем повышенные содержания оксида определены в трахидолерите с повышенным количеством щелочей.

Особенности минералогии. При рассмотрении изменения состава главных породообразующих минералов в поперечном сечении дайки можно отметить следующие особенности.

От контакта к центру дайки намечается повышение основности плагиоклаза от An_{28-44} до An_{36-58}, которое сопровождается появлением и в дальнейшем ростом количества калишпата с максимальным накоплением его в центральной зоне тела. В закалочной фации дайки состав полевых шпатов неустойчивый — $Ab_{36-47}Or_{37-15}An_{27-39}$. В среднезернистых долеритах преобладают кристаллы плагиоклаза $Ab_{46-49}Or_4An_{50-47}$, а в мезостазисе проявляется K–Na–полевой шпат $Ab_{39-32}Or_{56-66}An_{5-2}$.

В трахидолеритах встречаются вкрапленники зонального плагиоклаза $Ab_{40-60}Or_{2-5}An_{58-35}$, которые сосуществуют с кристаллами ортоклаза $Ab_{25}Or_{74}An_1$, либо плагиоклаз отсутствует и салическая фаза представлена одним K–Na–полевым шпатом состава $Ab_{47-21}Or_{50-78}An_{3-1}$.

Клинопироксен является наиболее чувствительной к условиям кристаллизации минеральной фазой. Изменение состава минерала в разрезе дайки можно проследить на диаграммах (рис. 3.48), построенных по данным паспортов 216–223. Анализы пироксенов имеются только для левой части дайки, поэтому, учитывая ее симметричное строение, мы сочли возможным повторить их в зеркальном отражении и для правой части магматического тела. Как видно из графиков, состав клинопироксена изменяется от контакта дайки к ее центру. Содержание Fs–компонента постепенно растет от закалочной зоны к мелко– и среднезернистой зоне, а затем резко падает в центральной зоне, хотя одиночные зерна здесь сохраняют направленность наметившегося в эндоконтактовых зонах кристаллизационного тренда. Титанистость клинопироксенов широко варьирует. В эндоконтактовых зонах дайки наряду с умеренно–титанистыми разностями, близкими к продуктам кристаллизации толеит–базальтовых расплавов, отмечаются высокотитанистые, которые характерны для трахидолеритов. В центральной зоне верхняя граница титанистости клинопироксенов понизилась и появились бедные титаном разности минерала. Клинопироксены закалочной зоны дайки имеют повышенную хромистость, более характерную для долеритов, чем для трахидолеритов, которая резко падает по мере продвижения к центру дайки.

Из других особенностей минералогии следует отметить повышенные количества во всех породах ильменита и апатита, а в центральной зоне и биотита.

Петрохимия. Некоторое представление о составе пород в разрезе дайки дает вариационная диаграмма (см. рис. 3.47). В обнажениях дайки ЛД/33–45 правый контакт был скрыт под каменной осыпью. Поэтому, учитывая симметричное строение дайки, и, чтобы дать полную картину внутреннего строения магматического тела, мы сочли возможным отсутствующие в правой части данные дополнить аналитическими материалами, полученными по левому контакту дайки. В связи с этим, в правой части были повторно на-

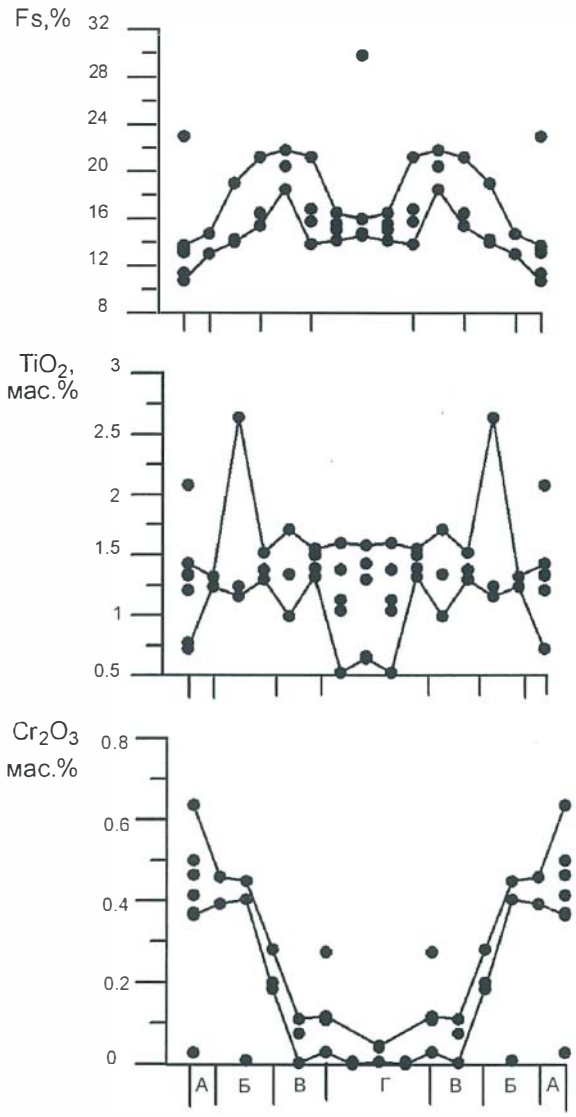


Рис. 3.48. Вариационная диаграмма изменения состава клинопироксена в разрезе дайки ЛД/33-45.

Зоны: А — вариолиты закалочной фации, обр. ЛД-33 и 35; Б — долерит мелкозернистый, обр. ЛД-36 и 37; В — долерит среднезернистый, обр. ЛД-38 и 39; Г – трахидолерит крупнозернистый, обр. ЛД-40 и 41. Пояснения в тексте.

несены точки 33, 35 и 36. Как видно из графиков, при переходе от контактов к центру дайки увеличение зернистости пород сопровождается падением содержания SiO_2, MgO, CaO и ростом Na_2O, K_2O, P_2O_5, Ba, П.п.п. Для контактовых долеритов характерны наиболее высокие концентрации MgO, CaO и низкие TiO_2, Al_2O_3, K_2O, P_2O_5, П.п.п. У SiO_2 и Ba наметившиеся в краевых частях тенденции меняются на обратные в центре дайки. В центральной зоне отмечаются повышенные содержания Al_2O_3, Na_2O, K_2O, P_2O_5, П.п.п. и Ba, которые обусловлены более высоким

здесь количеством полевых шпатов и минералов содержащих летучие компоненты.

Характерной особенностью даек авамского комплекса является их зональное строение с проявлением в эндоконтактовых зонах долеритов, имеющих повышенные содержания TiO_2 — 3,94–5,31 мас.% и P_2O_5 — 0,48–0,62 мас.%, а в центральных зонах — трахидолеритов, в которых TiO_2 — 4,84–5,09 мас.%, P_2O_5 — 0,62–0,70 мас.%. На диаграмме $(Na_2O + K_2O) - SiO_2$ (рис. 3.49) показан состав пород авамского комплекса в сравнении с трахидолеритами ергалахского комплекса. Авамский комплекс на диаграмме представлен дайкой ЛД/33–45 и анализами трахидолеритов, взятых из центральных зон других даек этого же региона. Поле трахидолеритов ергалахского комплекса представляют силлы юга Норильского плато, скв. Ф–221 (правое скопление точек) и плато Хараелах, скв. НМ–9 (левое скопление точек). По расположению полей и шлейфа точек можно говорить, что понижение кремнекислотности пород сопровождается ростом их щелочности, причем дайковые образования авамского комплекса характеризуются повышенной кремнекислотностью. Линия Куно, разделяющая толеитовые и субщелочные базальты, для авамского комплекса по суги разделяет эндоконтактовые долериты и трахидолериты центральных зон даек. Одной из наиболее вероятных причин расслоенного строения даек авамского комплекса является обогащенность магматического расплава летучими. О составе летучих косвенно можно судить по количеству в породах и составу биотитов и апатитов, по находкам сульфидов и карбонатов. В разрезе дайки ЛД/33–45 в ряду пород мелкозернистый — среднезернистый долерит — трахидолерит содержание F в биотитах и апатитах растет в долеритах от контактов к центру тела и достигает максимума: в слюде — 2,15 мас.% и в апатите — 3,70 мас.%, а затем в трахидолеритах падает соответственно до 1,41–1,92 в слюде и 2,28–2,97 в апатитах. Поведение хлора отличается от фтора. Наиболее обогащенными хлором являются биотиты (0,27 мас.%) и апатиты (0,61 мас.%) мелкозернистых долеритов. Концентрации Cl падают в среднезернистых долеритах, а в трахидолеритах они составляют в биотитах — 0,03–0,04 мас.%, а в апатитах — 0,07 мас.%.

Дополнительную информацию о составе летучих в породах дайки ЛД/33–45 дают результаты хроматографического анализа пород (табл. 3.10). Для сравнения в этой же таблице приведены данные по трахидолериту ергалахского комплекса и трахибазальтовому стеклу из дайки нацело сложенной стеклом. Судя по этим данным, CO и в части анализов H_2 выделяются из проб только при

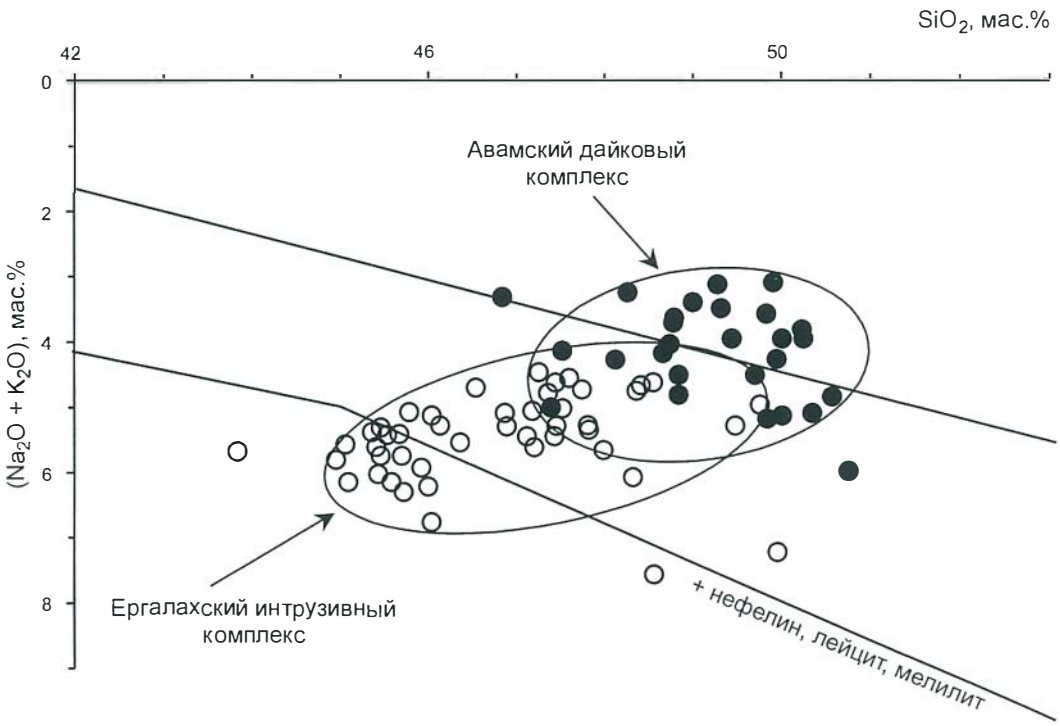


Рис. 3.49. Диаграмма $(Na_2O+K_2O) - SiO_2$ для пород авамского и ергалахского интрузивных комплексов.

Таблица 3.10.

РЕЗУЛЬТАТЫ ХРОМАТОГРАФИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ПОРОД (мг/кг) В РАЗРЕЗЕ ДАЙКИ ЛД/33-45 В СРАВНЕНИИ С ДРУГИМИ ПРОИЗВОДНЫМИ ТРАХИБАЗАЛЬТОВОГО РАСПЛАВА

Номер образца	Температура нагревания, °С	CO_2	H_2O	H_2	CO	C_2H_2	H_2O/CO_2	CO/CO_2
ЛД-33	300	30	2400	0,0	0,0	0,0	80	–
	600	160	1900	0,0	10	2	11,9	0,06
	1000	240	3400	40	70	0,0	14,2	0,29
ЛД-38	300	20	1600	0,0	0,0	0,0	80	–
	600	110	1600	0,0	9	1	14,5	0,08
	1000	630	2600	0,0	40	0,0	4,1	0,06
ЛД-40	300	30	2000	0,0	0,0	0,0	66,7	–
	600	210	5400	0,0	10	0,0	25,7	0,05
	1000	6100	5400	0,0	50	0,0	0,88	0,008
Ф-221/583,1	300	50	2700	0,0	0,0	0,0	54	–
	600	220	4100	10	20	10	18,6	0,09
	1000	640	5400	Сл.	50	0,0	8,4	0,078
Н-10	300	10	770	0,0	0,0	0,0	77	–
	600	60	540	0,0	5	Сл.	9	0,08
	1000	120	1800	70	70	0,0	15	0,58

Примечание. CH_4, N_2 – не обнаружено. Дайка ЛД/33-45: ЛД-35 – вариолит контактовый, ДЛ-38 – трахидолерит мелкозернистый, ЛД-40 – лейкократовый трахидолерит крупнозернистый; Ф-221/583,1 – пегматоидный трахидолерит, ергалахский интрузивный комплекс; Н-10 – трахидолеритовое стекло из дайки, среднее течение р. Намакан.

высоких температурах нагревания. Содержания CO_2 и H_2O в пробах широко варьируют.

В разрезе дайки ЛД/33–45 от контактов к центру тела в пробах нагретых до 600 °С происходит постепенное повышение H_2O/CO_2 как 11,9; 14,5; 25,7, а при 1000 °С в этом же ряду проб величина отношения падает — 14,2; 4,1; 0,88. При повышении температуры нагревания проб от 600 до 1000 °С в трахидолеритах происходит повышение доли H_2O в сумме (H_2O + CO_2) от контактов к центру дайки. Наиболее высокая величина отношения CO/CO_2 определена при нагревании до 1000 °С проб контактовых вариолитов дайки ЛД/33–45 и дайки трахидолеритового стекла.

Особенности петрологии. Дайки авамского комплекса обладают симметричным расслоенным строением: эндоконтактовые зоны сложены долеритами, а центральная — трахидолеритами. На классификационной диаграмме (Na_2O + K_2O) – SiO_2 они располагаются соответственно в областях пород толеитового и субщелочного состава (рис. 3.49). Особенностью состава долеритов, отличающей их от одноименных петрографических типов других комплексов, являются повышенные содержания TiO_2 и P_2O_5. Трахидолериты имеют сходство с подобными породами ергалахского комплекса. Для них характерны повышенные содержания TiO_2, P_2O_5 и щелочей.

Генетические представления. В проблеме траппового магматизма вопрос происхождения щелочно–основных пород давно обсуждается в литературе, но до сих пор остается нерешенным. Большинство геологов склонны считать, что субщелочные базальтовые расплавы возникают в результате кристаллизационной дифференциации магматического расплава в глубинных очагах. Наряду с этим, высказываются другие представления, одни из которых образование субщелочных и толеитовых расплавов объясняют различной глубиной магматических очагов [Fedorenko, 1994; и др.], вторые — субщелочные базальтовые расплавы связывают с крупными мантийными плюмами [Campbell and Griffith, 1990; и др.], третьи — предполагают ошелочение базитовых расплавов в промежуточных очагах и подводящих каналах под действием мантийных флюидов [Золотухин, 1991] и др.

Проявления долеритов и трахидолеритов в пределах одного магматического тела в дайках авамского комплекса не оставляют сомнения в генетической связи расплавов толеитового и субщелочного базальтового составов и свиде-

тельствуют об образовании их в результате дифференциации единой базальтовой магмы. На примере расслоенных интрузий различных комплексов в настоящей работе, а также некоторых публикациях других авторов, было показано, что в процессе камерной дифференциации расплава происходит накопление летучих и перераспределение щелочей. На завершающих этапах магматического процесса это приводит к обособлению флюидизированного щелочного расплава, который проявляется в интрузиях в виде пегматоидов повышенной и высокой щелочности. Ни у кого из геологов не вызывает сомнения то, что источником щелочей и летучих в шлировидных телах пегматоидов в этих интрузиях является сама базальтовая или трахибазальтовая магма. На основании этого можно предполагать важную роль летучих в процессе дифференциации базальтовых магм и возможность отделения от них флюидизированных субщелочных расплавов по типу несмешивающихся жидкостей. По аналогии с наблюдаемыми в интрузиях, явления ликвационного расщепления базальтовых магм, по-видимому, происходят в жидкостном виде в докамерных условиях. В результате образуются различные по составу и флюидонасыщенности жидкости [Рябов, 1989в; 1999б], в том числе богатые и бедные щелочами, высококалиевые и истощенные калием, которые по составу отвечают лавам и интрузиям региона. Привлекая для объяснения разнообразия дочерних расплавов потенциальные возможности базальтовой магмы в процессе ликвационной дифференциации, отпадает необходимость в одновременной активизации разнообразных магматических очагов для обоснования происхождения субщелочных и толеитовых расплавов, не нужно возбуждать земную толщу вплоть до нижней мантии и ядра и связывать щелочные базальтоиды с восходящими оттуда плюмами или где-то в глубинах искать источник щелочей и летучих для метасоматического ощелочения базальтовой магмы и образования субщелочных базальтовых расплавов.

К сожалению, имеющиеся данные по дайкам авамского комплекса недостаточны для того, чтобы во всей полноте оценить возможные механизмы дифференциации базальтовых расплавов. Однако можно надеяться, что определенную ясность в этом вопросе внесут результаты изучения различных по составу и строению малых интрузий Каменской провинции, исследованием которых авторы занимаются в последние годы [Рябов и др., 1996б].

3.10. БОЛГОХТОХСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС И ЛАМПРОФИРЫ НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА

К этому комплексу относятся гранит-сиенитовая интрузия Болгохтох и связанный с нею дайковый комплекс пород, а также дайки лампрофиров, которые встречаются в различной геологической ситуации в северной части Норильской мульды. В некоторых источниках [Люлько и др., 1994] последние выделяются в острогорский тип интрузий по названию горы Острой, на склоне которой они были вскрыты бурением.

3.10.1. Болгохтохский гранит-сиенитовый шток

Болгохтохский массив гранит-порфиров и кварцевых сиенит-порфиров находится в западной части района (см. рис. 1.1), в зоне сочленения Норильской и Вологочанской мульд и Дудинского вала. Главной дизъюнктивной структурой района является Боганидский разлом, который имеет субмеридиональную ориентировку и представляет собой западную границу Норильской и Вологочанской вулканических впадин. В районе магматического массива амплитуда вертикального перемещения по разлому составляет 1200 м. Интрузия приурочена к ядру антиклинальной складки, сложенной карбонатно-глинистыми и сульфатоносными отложениями ордовика, силура и девона. Кровля массива эродирована и скрыта под мощным чехлом рыхлых мезокайнозойских отложений. По данным буровых и геофизических работ, интрузия имеет форму штока, сечение которого на уровне эрозионного среза составляет 2,1 × 2,3 км при вертикальной мощности более 2,2 км.

Результаты исследования Болгохтохского штока опубликованы в работах [Комарова, 1968, 1983; Петролого-геохимические черты..., 1985; Геология и рудоносность..., 1988; и др.]. Интрузия сложена гранитами, гранодиоритами, граносиенитами, гранит-порфирами, диорит-порфирами, кварцевыми монцонит- и сиенит-порфирами. В периферической части массива проявляются дайки и жилы аплитов и лампрофиров. М. З. Комарова [1968] отмечает, что какая-либо отчетливо выраженная дифференциация по вертикали массива отсутствует, а жилки мелкозернистого сиенита, аплита и кварца секут гранитоиды. На составленной по результатам бурения ге-

ологической схеме [Геология и рудоносность..., 1988] показано кольцевое внутреннее строение штока, в центре которого находятся гранит–порфиры, вокруг них располагаются граниты, далее идет сплошное кольцо метасоматически измененных гранитоидов и кольцо гранодиоритов и гранодиорит–порфиров. В южном обрамлении штока проявляются скарны.

Основными породообразующими минералами пород Болгохтохского штока являются калиевый полевой шпат (25–50 %), кварц (25–40 %) и плагиоклаз (15–30 %) [Комарова, 1968]. Из темноцветных минералов характерны биотит и роговая обманка, количество которых изменяется от 1–3 до 10–15 %, реже встречаются клинопироксен и мусковит. Акцессории представлены сфеном, цирконом, апатитом, рутилом, монацитом, из вторичных отмечаются хлорит, серицит и пелит. Все разнообразие пород интрузии создается широкими вариациями количественных соотношений минералов, особенностями их структурных взаимоотношений и различной зернистостью пород, среди которых выделяются гиганто–, крупно– и среднезернистые. Для пород массива характерна порфировидная структура, фенокристаллы представлены плагиоклазом, ортоклазом, редко кварцем. Количество порфировых выделений в породах варьирует от 5–7 до 25–30 %, в ряде случаев до 50–70 %. Основная масса породы имеет гранобластовую, гранитовую, аллотриоморфно–зернистую и фельзитовую структуры. Она сложена щелочными полевыми шпатами, кварцем и мелкими выделениями темноцветов.

Порфировые выделения представлены полевыми шпатами и кварцем. В гранит–порфирах среди вкрапленников превалируют калишпат и кварц. Плагиоклаз образует крупные сдвойникованные кристаллы, которые обычно обрастают каймами калишпата. Состав плагиоклаза варьирует от андезина до альбита. Калишпат образует таблитчатые кристаллы, зернистые массы и неправильной формы поля. Состав минерала варьирует $Ab_{35-29}Or_{62-70}An_{1-3}$ (см. пасп. 224), ортоклаз в породах встречается чаще, чем микроклин. Кварц образует редкие крупные изометричные кристаллы и скопления полигональных зерен, которые находятся в мезостазисе породы и образуют обрамления вокруг кристаллов полевого шпата и раннего кварца. Роговая обманка проявляется в виде призматических кристаллов. Она имеет бурую и зеленую окраску, плеохроирует от зеленой до желто–бурой. Общая железистость амфибола — 30 ат.%. Биотит образует самостоятельные густоокрашенные в коричневый цвет листочки и мелкочешуйчатые скопления, которые нередко вытянуты в виде жилок. Он замещает амфибол и развивается в нем по спайности. Общая железистость биотита — 35,4 ат.%. Апатит проявляется в виде призматических кристаллов, которые приурочены к выделениям калишпата. Минералы группы шпинели в гранодиоритах представлены магнетитом, который содержит примеси (мас.%): Cr_2O_3 — 0,24–0,28; V_2O_5 — 0,36–0,40; MnO — 0,10–0,29.

Для гранитоидов Болгохтохской интрузии характерны фельдшпатизация, биотитизация и окварцевание [Комарова, 1968]. Первая проявляется в обрастании калишпатом кристаллов раннего плагиоклаза и ортоклаза и в образовании в них его прожилков. Поздней калишпатизацией, по–видимому, обусловлено образование пород сиенитового состава, в которых определено K_2O до 9,47 мас.% [Петролого–геохимические черты..., 1985]. Неравномерное распределение биотита в гранитах и расположение его чешуйчатых агрегатов вдоль трещиноватости пород является, по мнению М. З. Комаровой, подтверждением его автометасоматического происхождения. Подобную природу, как она считает, имеет фельдшпатизация и окварцевание.

Дайковая фация пород, связанных с Болгохтохским штоком, по данным норильских геологов, представлена маломощными (сантиметры — первые метры) жилоподобными телами сиенит–, граносиенит– и гранит–аплитов и сиенитовых лампрофиров, которые секут граниты массива. Сиенит–порфиры имеют аллотриоморфно–зернистую аплитовую или фельзитовую структуры и состоят из мелкозернистого агрегата ортоклаза (65–80 %), альбит–олигоклаза (5–15 %) и кварца (до 5 %). В гранит–аплитах структура пород сохраняется, а соотношение минералов таково: кварц — 20–30 %, ортоклаз — 55–65 %, плагиоклаз — 15–20 %.

Среди лампрофиров норильские геологи выделяют вогезиты, минетты, а также биотит–рогово-обманковые и пироксенсодержащие породы. Структура пород мелкозернистая лампрофировая с отчетливым идиоморфизмом темноцветов и аллотриоморфно–зернистым агрегатом полевого шпата. Породы состоят из калишпата (40–55 %),

роговой обманки (до 30 %) или биотита (до 15–20 %). Из других минералов присутствуют плагиоклаз (до 15–20 %), кварц (0–3 %), апатит, сфен и др. О рудных фазах информации нет.

Метаморфические преобразования, связанные с Болгохтохской интрузией, проявляются в виде роговиков, мраморов и метасоматитов. Температурный диапазон контактового метаморфизма охватывает пироксен– и амфибол–роговиковую фации. Среди метасоматитов наиболее широким распространением пользуются известковые скарны, которые развиваются по гранитам и по вмещающим их породам, и кварц–полевошпатовые породы. Скарны состоят из граната гроссуляр–андрадитового ряда, клинопироксена, амфибола, эпидота, кальцита, ангидрита, скаполита, гематита. Кварц–полевошпатовые метасоматиты сложены переменным количеством кварца, ортоклаза, альбита, биотита, серицита, хлорита. Состав кварц–полевошпатовых пород изменяется от существенно полевошпатовых до кварц–серицитовых, кварц–хлоритовых и кварц–карбонатных.

Рудная минерализация имеет отчетливую связь с гидротермально–метасоматическими породами. Она представлена комплексом сульфидов и оксидов, свойственных траппам, и наряду с этим включает минералы, характерные для гранитоидов, среди которых молибденит, шеелит, блеклые руды, вольфрамит, галенит и сфалерит [Геология и рудоносность..., 1988]. Повышенные концентрации халькопирита и молибденита в гранитах Болгохтоха явились основанием для выделения в Норильском районе самостоятельной медно–порфировой рудной формации и медно–молибденового рудопроявления.

Геохимия. Щелочные кремнекислые породы Болгохтоха имеют сравнительно устойчивый состав, вариации которого связаны с повышенными количествами биотита или амфибола или кварца (табл. 3.11). Дополнительно информацию о составе пород можно получить из работ [Комарова, 1968; Геология и рудоносность..., 1988]. Все разнообразие пород штока, по данным различных авторов, исключая дайки и измененные породы, охватывает диапазон (мас.%): SiO_2 — 63,73–67,20; TiO_2 — 0,17–0,59; Al_2O_3 — 14,07–15,40; Fe_2O_3 — 0,42–3,10; FeO — 1,86–2,65; MnO — 0,03–0,08; MgO — 1,36–2,37; CaO — 2,14–4,26; Na_2O — 3,24–4,12; K_2O — 4,04–5,75. На диаграмме (Na_2O + K_2O) – SiO_2 (рис. 3.50) эти породы образуют рой точек в пограничной области гранодиоритов–гранитов–сиенитов. Аплиты дайковой фации (см. табл. 3.11) имеют состав, близкий основным раз-

Таблица 3.11.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД БОЛГОХТОХСКОГО ИНТРУЗИВНОГО КОМПЛЕКСА И ЛАМПРОФИРОВ НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА (в мас.%).

Компонент	ГРАНИТОИДЫ				ЛАМПРОФИРЫ				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	64,90	64,20	66,90	67,28	47,41	50,55	46,30	50,40	49,45
TiO_2	0,59	0,50	0,59	0,17	0,59	2,04	1,10	1,49	1,23
Al_2O_3	14,10	14,40	14,20	13,84	14,64	10,90	10,57	9,24	14,41
Fe_2O_3	3,87	3,27	2,58	4,20	6,71	7,29	7,90	7,89	7,90
MnO	0,06	0,04	0,07	0,04	0,11	0,11	0,26	0,10	0,13
MgO	2,23	2,37	1,99	0,96	9,38	6,79	6,03	9,28	8,26
CaO	3,08	2,98	4,26	2,95	9,24	8,25	18,11	7,31	6,73
Na_2O	3,67	3,48	3,81	4,35	2,00	1,50	0,97	0,30	2,54
K_2O	4,59	4,84	4,09	3,98	5,80	7,60	7,13	7,72	4,69
P_2O_5	0,49	0,35	0,38	–	–	1,52	1,67	2,52	1,12
П.п.п.	0,98	1,74	0,89	–	–	3,05	12,10	3,14	3,04
Сумма	98,56	98,17	99,76	97,77	95,88	99,60	112,14	99,38	99,50

Примечание. Болгохтохский шток: 1 – гранит амфиболовый, скв. БГ-26/125; 2 – то же, скв. БГ-26/217; 3 – гранит-порфир, обр. БГ-2А; 4 – аплит дайковый [Геология и рудоносность..., 1988]; 5 – минетта дайковая, скв. Б-8/370,6 (там же). Лампрофиры Норильского рудного узла: 6 – минетта дайковая, скв. ЮН-1/68,2-72,8, данные Т.Н.Люлько и А.Б.Душаткина; 7 – то же, скв. НП-12/1508 [Люлько и др., 1994]; 8 – то же, месторождение Норильск-1, обр. ЛЮ-1; 9 – то же, (среднее) по Дэли.

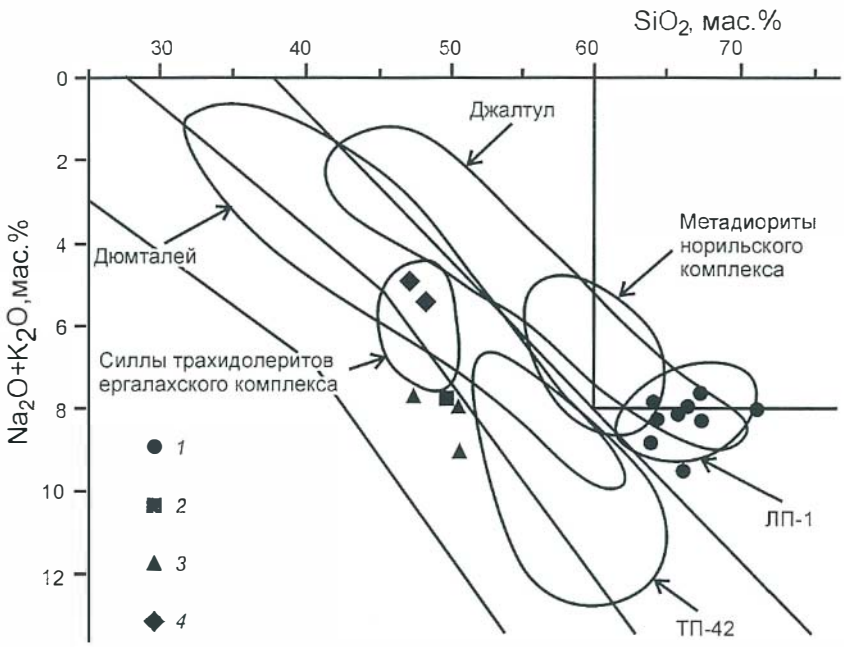


Рис. 3.50. Диаграмма (Na_2O+K_2O) — SiO_2 для пород нормального, субщелочного и щелочного рядов интрузий Сибирской платформы и Таймыра.

1 — граносиениты Болгохтохского штока; *2-3* лампрофиры Болгохтоха *(2)* и Норильского рудного узла *(3); 4* — закалочная фация интрузии ЛП-1.

новидностям пород штока, а лампрофиры отличаются от последних более низким содержанием SiO_2 и повышенным MgO, CaO и FeO.

Генетические представления. Предполагается, что внедрение Болгохтохского штока происходило после формирования туфолавовой толщи пермотриаса. Непосредственные контакты пород штока с траппами отсутствуют, но косвенно о времени образования гранитоидов можно судить по жилкам кварца и аплитов, которые секут долериты, а также по интенсивной сульфидизации базальтов надеждинской и мороновской свит и силлов долеритов во внешнем ореоле штока [Комарова, 1968]. Определение абсолютного возраста гранитоидов K–Ar методом показало по биотиту 183 ± 10 млн лет, а по калишпату — 244 млн лет [Геология и рудоносность..., 1988]. Подтверждением посттраппового времени образования штока, по мнению цитируемых геологов, являются известные на Западном Таймыре малые интрузии гранит– и сиенит–порфиров предположительно мезозойского возраста, которые секут вулканиты района и по составу близки гранитоидам Болгохтоха. Особенность проявления и состав медно–молибденового оруденения в ореоле штока имеет большое сходство с известными в различных регионах мира медно–порфировыми месторождениями, и геохимическая связь его с гранитоидным составом интрузии является закономерной. Относительно формационной принадлежности и природы проявлений гранитоидных и близких к ним пород среди траппов существуют различные представления. Высказывались предположения выделить на северо–западе Сибирской платформы самостоятельную формацию малых интрузий гранитоидного состава [Голубков, 1970] или щелочных гранитов [Геохимические критерии..., 1982]. Наряду с этим многие геологи обращали внимание на то, что в расслоенных трапповых интрузиях шелочные кремнекислые породы, в том числе гранитоидного состава, тесно связаны с габбро–долеритами и являются закономерным звеном эволюционирующей магматической системы.

На основании изучения Болгохтохского штока Б. М. Струнин, В. В. Дистлер и А. К. Мкртычьян [Геология и рудоносность..., 1988, с.222] пришли к категоричному убеждению, что "гранитоидный магматизм ни в коей мере не может рассматриваться как производный базитового и является самостоятельной, более поздней фазой магматической деятельности". Проявления гранитоидов являются, как они считают, "следствием эволюции магматической системы в процессе рифтогенеза". К сожалению, авторы недостаточно аргументировали свою убежденность

и не дали никаких пояснений о самой магматической системе, о составе исходного расплава и особенностях его эволюции.

На Сибирской платформе гранитоподобные и близкие к ним породы известны в различных расслоенных интрузиях [Кавардин и др., 1968]. Щелочные кремнекислые магматические породы описаны под различными названиями в целом ряде массивов. В интрузиях горы Зуб–Маркщедерский [Годлевский, 1959] и р. Горбиачин [Золотухин, Олейников, 1963] образование этих пород связывалось с гибридизацией базальтового расплава при растворении ксенолитов осадочных пород. В норильских интрузиях они рассматривались как контаминиты [Додин, Батуев, 1971], автометаморфические образования (типа метабазитов) [Иванов и др., 1971] или гибридно–метасоматические породы [Золотухин и др., 1975]. В интрузии Аламджах гранофиры считаются конечными членами нормального ряда дифференциации, а щелочные — продуктами ликвации [Масайтис, 1958]. В интрузии Джалтул формирование подобных пород предполагается как результат взаимодействия метан–водородного кислотного флюида с толеит–базальтовой магмой в глубинных условиях [Королева, Олейников, 1998]. Наконец, на примере трапповых интрузий и данных по составу эмульсии стекла в стекле была обоснована ликвационная природа ряда щелочных кремнекислых образований в траппах [Рябов, 1989в], в дальнейшем осложненная флюидно–магматическим взаимодействием.

Термодинамические исследования показали, что ассимиляционные возможности базальтового расплава в гипабиссальных камерах крайне ничтожны [Шарапов, Голубев, 1976]. Поэтому образование щелочных кремнекислых пород в результате контаминации маловероятно. Кроме того, проявления гранито– и диоритоподобных пород известны в интрузиях, залегающих не только в терригенных осадочных толщах, но и в соленосных глинистых отложениях и в базальтах. Петрологические исследования указывают на то, что состав и механизм образования проявлений щелочных кремнекислых пород на платформе в различных интрузиях имеет свои особенности, но все они являются закономерным звеном эволюционирующей магматической системы.

Особенности изменения состава пород в процессе дифференциации толеит–базальтового и трахибазальтового расплава проиллюстрированы на диаграмме $(Na_2O + K_2O) - SiO_2$ (см. рис. 3.45). Здесь, по нашим и литературным данным, показаны поля составов пород расслоенной интрузии Джалтул и так называемых метадиоритов интрузий норильского комплекса, куда вошли сиенито–, гранито–, граносиенито– и диоритоподобные породы, описанные в интрузиях горы Зуб–Маркщейдерской, Венрхнеталнахской, Нижнеталнахской, Нижненорильской, Тулаек–Тас, р. Горбиачин. Для сравнения приводится поле состава пород из силлов трахидолеритов ергалахского комплекса, анализы которых помещены в паспортах и таблице опорного разреза в томе 2. Интрузии Таймыра, на сходство Болгохтоха с которыми указывают некоторые авторы, представлены расслоенным массивом Дюмталей [Рябов и др., 1996а] и интрузиями гранитоидов (скв. ЛП–1) и сиенитов (скв. ТП–42) дикарабигайского комплекса.

На основании этой диаграммы можно с уверенностью предполагать, что исходная магма интрузии Джалтул имела толеит–базальтовый состав, магматическая и кристаллизационная дифференциация которого создала гамму пород, в том числе, и щелочные кремнекислые. Родоначальная магма интрузии Дюмталей имела трахибазальтовый состав, дифференциация которого привела к разнообразию пород массива. На продолжении поля составов пород Дюмталей располагается поле сиенит–монцодиоритов интрузии ТП–42. Нахождение пород этих интрузий в одном петрогенетическом ряду и перекрытие полей позволяет предполагать сходство их исходной магмы, магматическая дифференциация которой в докамерных условиях породила эти два типа интрузий. Своеобразие интрузии ЛП–1 заключается в том, что ее внутреннее строение соответствует структуре типа "дайка в дайке" с резким изменением состава пород в разрезе тела. Основная масса пород его центральной зоны имеет граносиенитовый состав, а корочки закаливания контактовой фации соответствуют трахидолеритам (ромбики на рис. 3.50). Подобные расслоенные дайки с различным набором пород часто встречаются среди малых интрузий Каменской провинции. Детальная петрологическая характеристика и условия образования этих интрузий будут освещены в специальных публикациях авторов, а сейчас можно констатировать генетическую связь граносиенитов интрузии ЛП–1 с трахибазальтовой магмой.

Из диаграммы (см. рис. 3.50) видно, что точки состава гранитоидов Болгохтоха ложатся в поле пород интрузии ЛП–1 и оказываются близкими гранитоподобным породам и метадиоритам норильского комплекса и интрузии Джалтул. Этот факт, а также расположение в одном петрогенетическом ряду, позволяют предполагать генетическое родство всех этих образований.

Резюмируя вышеизложенное, можно допустить возможность образования щелочных кремнекислых пород, в том числе гранитов и сиенитов, в результате камерной и докамерной дифференциации толеит–базальтовой и трахибазальтовой магмы и внедрения отдельных дифференциатов (ликватов) в виде самостоятельных интрузий. Принимая это во внимание, граносиениты Болгохтохского штока следует рассматривать как закономерное звено петрогенетического ряда пород, связанных с трапповым магматизмом.

3.10.2. Дайки лампрофиров Норильского района

В Норильском районе проявления лампрофиров представляют большую редкость. Впервые жильные породы этого типа были установлены Г. Г. Моором в 1957 г в керне разведочной скважины, пробуренной на месторождении Норильск–I. Они были классифицированы автором как шелочные лампрофиры типа уачититов–альнеитов. Затем были разбурены описанные выше лампрофиры Болгохтоха. В 1975 г. М. В. Ворошилов обнаружил дайки лампрофиров гранитного ряда в керне по скв. ЮН–1 и ПЕ–51 на севере Норильской мульды. Дайки под углом 20–50 ° к горизонту пересекали базальты ивакинской, туклонской и надеждинской свит. Мощность тел составляла от 0,7 до 4,7 м. Состав соответствовал минеттам–проверзитам. Контактовое воздействие даек ограничивалось зоной слабо ороговикованных пород мощностью около 1 см.

Проведенные Т. П. Люлько и А. Б. Душаткиным исследования показали, что дайки представляют собой порфировые мелко– и среднезернистые породы с большим количеством кристаллов слюды размером 0,5–1 до 3–5 мм, ориентированное расположение которой создает трахитоидную текстуру. В эндоконтактовых частях даек порода имеет порфировую структуру с криптокристаллической основной массой. Фенокристаллы представлены флогопитом (10,7 %), апатитом (6,7 %) и диопсидом (2,8 %). По мере удаления от контакта зернистость породы увеличивается, трахитоидность утрачивается и структура переходит в призматически–зернистую.

В центральных раскристаллизованных частях дайки породы состоят из калишпата (46 %), флогопита (9–11 %), диопсида (8–9 %), апатита (6,5–7 %), амфибола (20–21 %, эгирин–авгита (5–6 %), рудного минерала (2 %). В переменных количествах присутствуют карбонат и кварц.

Абсолютный возраст лампрофира из дайки скв. ПЕ–51, установленный K–Ar методом по флогопиту, по данным А. Б. Душаткина, составляет 239 ± 8 млн лет.

Еще одна дайка лампрофира была обнаружена Э. А. Кулаговым в подземной горной выработке рудника Заполярный на месторождении Норильск–I. Образец дайки был передан В. А. Люлько, который любезно предоставил его нам для изучения. Порода представляет собой минетту. Структура породы сериально–порфировая с гипидиоморфно–зернистой структурой основной массы (см. пасп. 225). Она состоит из флогопита (30–60 %), апатита (30–50 %), кальцита (5–7 %), кварца (3–5 %), калишпата (0,5–3 %), амфибола (0,5 %) и ильменита (0,5–1 %). Порфировые выделения представлены флогопитом, который образует таблитчатые кристаллы размером 2–3 мм, ориентированное расположение которых создает трахитоидность. Размер кристаллов постепенно уменьшается от крупных фенокристаллов до субмикроскопических листочков в основной массе. Под микроскопом флогопит имеет бурую окраску и яркий плеохроизм. Минерал по составу отвечает фторфлогопиту (F — 2,00–2,17 мас.%). Обшая железистость крупных кристаллов — 8,4–9,1 ат.%, мелких — 11,2–11,9 ат.%. Содержание других компонентов соответственно (мас.%): TiO_2 — 1,34–1,36 и 1,49–1,56; Cr_2O_3 — 0,59–0,93 и 0,10–0,16.

Апатит образует призматические кристаллы размером от 0,1 мм до субмикроскопических — в основной массе. Крупные сростки апатита отмечаются в центре округлых обособлений кальцита. По составу минерал отвечает фторапатиту. Крупные кристаллы по сравнению с мелкими содержат более высокие количества (мас.%): SiO_2 — 0,37; MgO — 0,58; F — 2,38. В мелких кристаллах содержатся повышенные концентрации (мас.%): FeO — 0,23; CeO_2 — 0,44.

Кальцит образует мелкие ксеноморфные выделения в мезостазисе и округлые обособления

размером до 1–1,5 мм, в центре которых нередко располагаются сростки апатита, а по краям обособления часты игольчатые кристаллы грязно–зеленого амфибола. Особенностью состава кальцита является повышенное содержание SrO до 2,04 мас.% и отдельные находки мелких зерен стронциокальцита, содержащего SrO 18,45 и CaO 39,07 мас.%.

В базисе породы встречаются мелкие зерна диопсида — $Wo_{46-47}En_{47-46}Fs_7$; калишпата — Ab_5Or_{95}, сфена, а из рудных — ильменита и пирротина, последний из которых иногда образует округлые обособления размером 1 × 3 мм с вростками амфибола и апатита.

Некоторое представление о составе даек лампрофиров дает табл. 3.11, где можно видеть, что состав пород варьирует по всем породообразующим оксидам, но в общем все они близки составу минетты по Дэли. На диаграмме ($Na_2O + K_2O$) – SiO_2 (см. рис. 3.50) лампрофиры Норильского района, в том числе из Болгохтохского штока, располагаются на продолжении поля трахидолеритов ергалахского комплекса и по составу соответствуют щелочным базальтам–тералитам.

Номенклатура и классификация лампрофиров, как известно, до сих пор еще не достаточно разработана [Классификация..., 1981]. Тем не менее для всех встреченных в Норильском районе даек можно говорить, что все они представляют богатую слюдой разновидность лампрофиров — минетту. Относительно происхождения лампрофиров и расслоенных даек с их участием в траппах среди геологов нет единогласия. Определенную ясность в этом вопросе, как мы надеемся, внесут исследования малых интрузий Каменской провинции, в которых широко распространены лампрофиры различного состава. Результаты этих исследований будут опубликованы в ближайшем будущем. Образование лампрофиров Норильского района по аналогии с Каменской провинцией можно предполагать в результате флюидно–магматической дифференциации трахибазальтового расплава и отделения от него обогащенной летучими и щелочами базитовой жидкости [Рябов и др., 1996б].

Глава 4. МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ТРАППОВ

Результаты изучения вещественного состава траппов Норильского района освещены в многочисленных статьях и монографиях различных авторов. К настоящему времени накоплен огромный петрохимический материал по всему разнообразию магматических пород Норильского района, который позволил геологам выявить основные особенности состава пород различных вулканических и интрузивных комплексов, провести их расчленение, установить закономерности изменения состава пород в разрезах расслоенных интрузий, выявить петрохимические критерии степени дифференциации расплава, высказать представления о вероятном составе родоначальной магмы для различных магматических комплексов и т. д. Эти вопросы неоднократно обсуждались в литературе и поэтому основное внимание в главе будет уделено особенностям проявления и состава главных породообразующих минералов и геохимии хрома, платиноидов, никеля, титана и серы, которые являются высокоинформативной основой для решения генетических вопросов.

4.1. ГЛАВНЫЕ ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ ТРАППОВ — ПОКАЗАТЕЛИ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ РАСПЛАВА, ПЕТРОГЕНЕЗИСА И РУДООБРАЗОВАНИЯ

Разнообразие траппов обусловлено изменением количества и состава минералов трех серий твердых растворов: оливинов, пироксенов и плагиоклазов. В небольших переменных количествах в траппах часто встречаются также кварц, калишпат, биотит, амфибол, титаномагнетит, хромшпинелид, ильменит, сульфиды, апатит, кальцит, цеолиты, а из вторичных — боулингит-иддингсит, серпентин, хлорит, тальк, пренит, хлоритоподобные минералы и др. [Рябов, Золотухин, 1977]. Изучение генетической минералогии траппов: онтогении отдельных минералов и минеральных ассоциаций, морфологии кристаллов и структурных срастаний различных фаз, особенностей распределения главных и примесных минералообразующих компонентов дает богатую информацию для решения петрогенетических задач и вопросов рудообразования.

Вопросы генетической петрографии и детальные минералого-геохимические исследования, связанные со структурообразованием пород в литературе встречаются довольно редко. На основании петрографических исследований известно, что стекловатые структуры эффузивов и контактовых фаций интрузий являются результатом быстрой раскристаллизации при падении температуры магматического расплава. Мелкозернистая долеритовая структура возникает в условиях переохлаждения, которое приводит к возникновению большого числа мелких зародышевых центров кристаллизации. Порфировые структуры Указывают на то, что кристаллизация расплава начиналась с формирования избыточных относительно эвтектики фаз. Однако относительно места и времени формирования порфировых вкрапленников, а также механизма их образования у исследователей нет единого мнения. Большинство геологов склонны считать порфировые выделения и их скопления продуктами глубинной кристаллизации. Наряду с этим существует мнение об образовании фенокристаллов в процессе расстеклования расплава in situ [Фрих-Хар, 1977; Ашихмина и др., 1987]

На основании предположения о протокристаллизации плагиоклаза, оливина или их срастаний развивается ряд генетических концепций, которые объясняют разнообразие траппов, и в том числе расслоенных интрузий, кристаллизационной дифференциацией магматических расплавов в глубинных очагах. Важная роль протокристаллизации плагиоклаза как своеобразие эволюции глубинных расплавов потенциально рудоносных интрузий отмечается в работах А. П. Лихачева [1965, 1997], Б. В. Олейникова [1979] и др. Глубинная природа формирования кристаллов оливина в траппах у многих геологов не вызывает сомнения, поскольку соответствует существующим генетическим представлениям по дифференциации расплавов. Поэтому этот вопрос в литературе практически не обсуждается, хотя кристалломорфология, состав оливина и включения в нем не подтверждают устоявшегося мнения о его протокристаллизации [Соболев, 1936; Горяинов, 1969; Рябов, 1989в].

4.1.1. Оливин

Широкие количественные вариации оливина (Ол) в траппах (от 0 до 100 %) и полный изоморфный ряд его разновидностей — от фаялита до

форстерита, несмотря на ограниченный компонентный состав, делают его высокоинформативным показателем глубинного магмообразования и дифференциации расплава в современных камерах. Особенности состава оливина используются также для решения рудогенетических и прогнозных задач при изучении и поисках месторождений норильского типа [Золотухин, 1965; Степанов, 1975; Лихачев, 1977; Поисковые критерии..., 1978].

Особенности проявления оливина в траппах. *Количество оливина* в траппах и распределение его в разрезах магматических тел являются важными признаками для выяснения исходного состава расплава и степени его дифференцированности. Подавляющее большинство эффузивных траппов представляют собой безоливиновые или оливинсодержащие разности базальтов, а богатые оливином породы — пикритовые и оливинофировые являются большой редкостью на платформе. В пределах одного покрова пикритовых лав количество оливина довольно изменчиво в различных порциях (потоках) изливающегося расплава. Количество фенокристаллов Ол в мандельштейнах варьирует от 12 до 30 % (среднее 22–25 %), содержание минерала в плотных частях потоков, представленных собственно пикритами, составляет от 35–45 до 55 %, причем сверху вниз по разрезу одного потока количество Ол практически не меняется, что говорит об отсутствии гравитационной сепарации Ол в лавах.

В разрезах трапповых интрузий количество Ол испытывает значительные вариации, по характеру изменения которых можно выделить несколько типов тел. В большинстве базитовых интрузий количество Ол постепенно растет сверху вниз по разрезу тела и достигает максимума 8–15 % в оливиновых габбро–долеритах (Среднедудинская, Среднеергалахская, Хунгтукунская, Маймечинская интрузии) или 35–40 % — в пикритовых и троктолитовых габбро–долеритах (интрузии горы Пегматитовой, горы Зуб, Пясинско–Вологочанская). Подобные интрузии описаны в различных частях Сибирской платформы [Лебедев, 1957; Масайтис, 1958; Виленский и др., 1964; Старицына и др., 1972; Феоктистов, 1984; Магнезиальные базиты..., 1984; и др.].

Большой объем разреза интрузий занимают богатые оливином породы в интрузиях Нижнефокинская, Нижнеталнахская и Мороновская. В первой — это пикритовые габбро–долериты, а в двух последних — троктолитовые и реже пикритовые габбро–долериты. Исследования показали, что в этих породах мороновских интрузий [Коровяков и др., 1963], а также в Нижнеталнахской и Нижнефокинской какие–либо признаки камерной гравитационной сепарации Ол отсутствуют. Можно отметить, что повышенные концентрации Ол в пикритовых габбро–долеритах интрузий Нижнефокинской, руч. Ергалачный и других связаны с изначальным пикритоидным расплавом интрузий, о чем говорят обогашенные Ол стекловатые породы контактовых фаций. Наряду с этим, в интрузии руч. Магнитного пикритовые габбро–долериты образуют индивидуализированный горизонт, который имеет резкие контакты с обрамляющими его бедными оливином габбро–долеритами. Разрезы мороновских интрузий и Нижнеталнахской и Нижненорильской в значительной части сложены богатыми оливином породами и представляют собой прикорневые части протяженных магматических тел: первые — базитовых интрузий, а вторые — интрузии норильского типа.

В интрузиях норильского типа количество Ол плавно растет от единичных зерен до 12–15 % сверху вниз по разрезу базитовой части интрузии и затем резко в интервале 10 см увеличивается до 45–60 % в горизонте пикритовых габбро–долеритов [Роговер, 1959; Смирнов,1966; Иванов и др., 1971]. В атакситовых и равномерно–зернистых основных пегматоидах ВЭЗ и НЭЗ этих интрузий наблюдаются широкие вариации содержаний Ол от безоливиновых до 45–50 % в меланократовых троктолитах до анхимономинеральных оливинитов [Додин, Батуев, 1971; Иванов и др., 1971; Люлько и др., 1972; Золотухин и др., 1975; Рябов, 1984; Рябов, Павлов, 1984]. Контактовые фации норильских интрузий сложены только безоливиновыми габбро–долеритами или со спорадическим оливином, что не соответствует представлению о троктолитовом составе их исходного расплава.

В разрезе Хунгтукунской интрузии в результате ритмической гравитационной садки Ол происходит образование трех горизонтов обогашенных Ол (до 10–20 %) пород. Наряду с этим, наиболее богатые Ол (до 50–60 %) пикритовые габбро–долериты находятся в ВЭЗ интрузии [Рябов, 1992б]. Этот факт находится в явном противоречии с теорией фракционной дифференциации. Необходимо отметить, что обогащение оливином пород ВЭЗ трапповых интрузий наблюдалось А. П. Лебедевым [1957] в ряде силлов Тунгусской синеклизы, в интрузии горы Озерной [Золотухин, Васильев, 1967], верхние пикриты описаны в Верхнеталнахской и Восточно–Норильской интрузиях [Иванов и др., 1971; Рябов, 1984], а. также известны в интрузии горы Пегматитовой.

Морфология кристаллов представляет интерес для понимания условий кристаллизации пород. Оливины траппов проявляются в пяти морфоло-

гических типах кристаллов: 1 — изометричные и слабовытянутые с отдельными правильными кристаллографическими ограничениями (наиболее распространенный тип в бедных Ол породах); 2 — пойкилокристаллы; 3 — идиоморфные с элементами скелетных форм (в типичных пикритах); 4 — скелетные, лапчатые, гребенчатые, амебовидные дендритовидные (в равномерно–зернистых пегматоидах); 5 — гранулы и полигональные зерна, в виде гранобластовых агрегатов, скоплений, дорожек и одиночных зерен (в атакситовых пегматоидах и магматогенной брекчии).

Кристалломорфология оливинов в различных породах и интрузиях описана во многих работах. Для богатых оливином пород, в том числе пикритовых габбро–долеритов, у большинства геологов не вызывает сомнения интертеллурическая природа кристаллов оливина. Считается, что оливин кристаллизовался в глубинных или промежуточных очагах и в дальнейшем гравитационно накапливался в их придонных частях или приподошвенных частях гипабиссальных камер, формируя слои пикритовых габбро–долеритов. Для высокомагнезиальных интрузий, таких как Нижнефокинская, Моронговская, Нижнеталнахская и другие предполагается внедрение "оливиновой каши" интертеллурических вкрапленников.

Гранулоподобные формы кристаллов оливина в такситовых габбро–долеритах В. В. Золотухин [1964] считает результатом блокирования крупных кристаллов раннего оливина под действием флюидов при магматическом замещении пикритовых габбро–долеритов. И. Н. Горяинов [1969], рассмотрев все разнообразие форм проявления кристаллов оливина, приходит к выводу о метасоматическом происхождении всего горизонта пикритовых габбро–долеритов норильских интрузий.

Важную информацию о количестве оливина, морфологии и размерах его кристаллов в излившихся на поверхность и внедрившихся в породы рамы пикрит–базальтовых расплавах дают мандельштейны пикритовых лав и закалочные оливиновые порфириты Нижнефокинской интрузии (см. пасп. 10, 21). Они указывают на то, что изначально пикрит–базальтовый расплав был гомогенным и не содержал никаких, тем более крупных, интертеллурических кристаллов. Образование кристаллов оливина происходило при излиянии расплава на поверхность и внедрении в гипабиссальную камеру в результате переохлаждения магмы, о чем свидетельствуют скелетные формы и мелкий (0,1–0,5 мм) размер его кристаллов. Дорастание кристаллов до крупных размеров осуществлялось уже в камерных условиях, причем резкое падение температуры сопровождалось образованием скелетных форм даже у крупных кристаллов и захватом фрагментов матрицы внутрь зерен.

Грануляционные формы оливина возникают при распаде и перекристаллизации ранее сформированных кристаллов под воздействием флюидов, режиму которых стремятся соответствовать новообразования. Принимая во внимание экспериментальные данные [Альмухамедов, Медведев, 1982; Горбачев, 1989], можно предполагать, что флюиды способствовали не только перекристаллизации оливина, но и переносу магния и формированию зародышевых гранул оливина, росту его кристаллов и образованию оливинитовых обособлений.

Структуры распада в оливинах описаны в породах различной формационной принадлежности, а в минералого–петрографической литературе по траппам Сибирской платформы, как ни странно, о них ни разу не упоминалось до работы [Рябов, 1992б]. Исследования показали, что структуры распада в оливинах встречаются с различной частотой в самых различных интрузиях. В разрезах Верхнеталнахской интрузии ламелли структур распада наблюдаются в оливинах из оливинсодержащих и оливиновых габбро–долеритов и отсутствуют здесь же в пикритах (К3–274). В другом разрезе интрузии структуры распада распространены в минерале из оливиновых габбро–долеритов и верхов пикритового горизонта (К3–585, 586), в третьем — только в кровле последнего (СТ–5) и т. д. По скв. СВ–16, вскрывшей Верхне– и Нижнеталнахскую интрузии, оливины со структурами распада отмечаются только в пикритах Нижнеталнахской интрузии. В такситовых габбро–долеритах структуры распада, как правило, отсутствуют.

Под микроскопом структуры распада представляют собой пластинчатые микровключения, лежащие в плоскости *Np–Nm* (100), реже (001), и имеют вид скелетных кристаллов–жуков. В плоскости (010), перпендикулярной плоскости оптических сетей, эти плоские скелетные кристаллы приобретают вид штрихпунктирных линий. Толщина пластинок составляет 0,1–0,5 мкм, длина — 60–80 мкм. В одном кристалле могут находиться структуры распада ориентированные в двух направлениях. В отдельных случаях структуры распада образуют приближающиеся к сплошным линиям цепочки пунктира. Некоторое представление о морфологии структур распада можно получить при рассмотрении микрофотографий габбро–долеритов.

Пластинчатые кристаллы структур распада имеют темно–бурый до черного цвет, непрозрачны и напоминают магнетит, хотя, с учетом литературных данных по другим регионам, это могут

быть и пироксены, и другие минералы. Структуры распада располагаются в центре зерен оливина зонами или полосами, трассируются через весь кристалл или концентрируются в какой–то одной его части. Под микроскопом можно видеть, что среди множества зерен оливина структуры распада избирательно проявляются только в части из них и реже захватывают все кристаллы.

В случае серпентинизации оливина, петельчатой или сплошной, вплоть до гомоосевых псевдоморфоз антигорита, плоские кристаллы вначале сохраняются, а при перекристаллизации серпентина рудная фаза стягивается в шарики и прожилки. Структуры распада встречаются также в густо–бурых псевдоморфозах боулингита по оливину и исчезают при замещении его серпентином или тальком.

Состав оливинов, содержащих структуры распада, оказывается в среднем на 5 номеров более магнезиальным, нежели минералов, не имеющих вростков. Попытки определения состава вростков в оливинах пока не увенчались успехом из–за мелкого их размера.

Спайность в оливинах из траппов является сравнительно широко распространенным явлением, особенно среди богатых оливином пород, в частности, в троктолитовых габбро–долеритах моронговского комплекса. Замечено, что возникновению структур распада в минерале часто предшествует или сопутствует появление в нем совершенной спайности. Последняя обычно проявляется в субидиоморфных кристаллах из богатых оливином пород. В зернах лапчатой и гранулоподобной формы спайность отсутствует.

Изменения. Одним из наиболее высокотемпературных преобразований оливина в траппах является его замещение орто– и клинопироксеном, как это можно видеть в анкарамитах Арылаха. Наиболее часто это наблюдается в обогащенных оливином габбро–долеритах в виде пироксеновых кайм вокруг оливина. Коронитовые, венцовые или келифитовые структуры часто наблюдаются в габбро–норитах интрузий горы Зуб и горы Путаной, где пироксены образуют прерывистые или сплошные пленочные обрастания оливина, которые разрастаются до крупных пойкилокристаллов с округлыми вростками оливина, крупными и обильными, мелкими и редкими и, наконец, без них. Резорбция оливина и обрастание его сферокристаллами клинопироксена отчетливо проявляются в очковых базальтах Микчанды.

Наиболее часто встречаюшимися продуктами замешения Ол повышенной железистости является боулингит, а магнезиального — серпентин + магнетит [Рябов, Золотухин, 1977]. В мандельштейнах пикритовых лав оливин замещается халцедоном, кальцитом, серпентином, иддингситом, либо опацитизируется. Характер опацитизации оливина в пикритовых базальтах имеет очень большое сходство с описанными в литературе продуктами экспериментов по высокотемпературному окислению минерала [Haggerty, Barker, 1967]. В интрузивных траппах Ол обычно замешается буро–зеленым боулингитом, серпентином и(или) тальком + магнетит.

Химический состав продуктов изменения Ол приводится в работе [Рябов, 1992б], где показано, что главными компонентами новообразований являются (мас.%): SiO_2 (32,5–54,7), MgO (5,3–40,5), FeO (1,6–35,2) и Al_2O_3 (2,2–14,2). Повышенная железистость характерна для боулингитов, а глиноземистость — для амфиболо– и хлоритоподобных фаз.

Химический состав оливинов. Этот раздел написан по результатам имеюшихся у нас рентгеноспектральных анализов оливинов из эффузивных и интрузивных траппов. Основу составляют опубликованные материалы [Рябов, 1992б] и новые данные, помешенные в паспортах и таблицах анализов по опорным разрезам. Для расчета средних значений и построения диаграмм использовались также известные из литературы материалы [Рябов, Золотухин, 1977; Генкин и др., 1981; Олейников, Панков, 1985; Рябов и др., 1985; Золотухин и др., 1986, 1989]. Для сравнения оливинов из траппов с минералами из пород другой формационной принадлежности привлекались данные [Васильев, Золотухин, 1975; Велинский, Банников, 1986; Золотухин и др., 1986].

Оливины лавовых потоков. Железистость Ол из эффузивов изменяется от Fa_{10} до Fa_{62}. Наиболее железистые разности минерала определены в титан–авгитовых долеритобазальтах — Fa_{62}, в оливинофировых — $Fa_{27–49}$ и плагиофировых базальтах — $Fa_{38–45}$ (табл. 4.1). Самые маложелезистые Ол установлены в покровном лимбургите Каменской провинции — $Fa_{10–14}$, здесь же в авгititах железистость минерала — Fa_{11}, в пикритах Аянского покрова — $Fa_{10–20}$, в пикритовых базальтах Норильского района — $Fa_{19–26}$.

Максимальную никеленосность на платформе имеют оливины Fa_{12} из потоков лимбургитов NiO = 0,447 мас.%. Средняя величина оксида в пикритовых базальтах Норильского района — 0,36 мас.% (Fa_{22}), а в Аянском покрове — 0,30 мас.% (Fa_{15}) (см. табл. 4.1).

Наибольшую кальциевость имеют оливины субщелочных долеритобазальтов (CaO = 0,74 мас.%), а минимальную — оливинофировых базальтов

Таблица 4.1.

СОСТАВ ОЛИВИНОВ ЭФФУЗИВНЫХ ТРАППОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Порода, местонахождение	Fa, %	NiO, мас.%	CaO, мас.%	MnO, мас.%
Пикритовый базальт, р.Талнах	21,7(13)	0,36(8)	0,21(13)	0,32(6)
То же, р. Микчанда	24,5(2)	0,09(2)	0,25(2)	–
То же, гора Сундук	23,5(2)	0,37(2)	0,28(2)	–
То же, руч. Хребтовый	21,4(1)	0,36(1)	0,08(1)	–
То же , рр. Быстрая – Далдыкан	18,0(2)	0,34(2)	0,24(2)	–
То же, р. Аян [Васильев, Золотухин, 1975]	15,1(9)	0,30(9)	0,28(9)	0,16(6)
То же, р.Икон [Золотухин и др., 1986]	22,2	–	–	–
Лимбургит, р. Мурукакит	12,4(3)	0,447(3)	0,20(1)	–
Оливинофировый базальт, гора Сундук	29,2(2)	0,14(2)	0,10(2)	–
То же, р. Нидым [Золотухин и др., 1986]	25,3;31,8 43,7;49,6 26,6(2)	– – –	– – 0,35	– – –
То же, оз. Боковое [там же]	26,5	–	0,35	–
Плагиофировый базальт [там же]	45,4 38,0(2)	– –	– 0,38	0,61 –
Титан-авгитовый долеритобазальт, р. Икон	62,4(2)	–	0,74(2)	0,98(2)

Примечание. В скобках указано количество использованных анализов.

(0,10 мас.%). Содержание MnO (мас.%) в Ол закономерно растет с увеличением железистости минерала: Fa_{15} — 0,16; Fa_{21} — 0,32; Fa_{45} — 0,61 и Fa_{62} — 0,98 (см. табл. 4.1). Количество Cr_2O_3 в оливинах из пикритовых базальтов варьирует от 0,03 до 0,105 мас.%. Для сравнения можно отметить, что в минерале лунных образцов значение оксида достигает 0,21 мас.% [Haggerty, Barker, 1967], а в земных кимберлитах, меймечитах и ксенолитах из базальтоидов изменяется от 0,03 до 0,11 мас.% [Велинский, Банников, 1986].

Оливины интрузивных траппов. Рассмотрим особенности изменения состава Ол в сравнении с некоторыми петрохимическими параметрами в разрезах нескольких различных расслоенных интрузий. Результаты средних значений железистости Ол и содержаний элементов примесей во всем многообразии пород различных интрузий сведены в работе [Рябов, 1992б]. Некоторое представление о составе Ол из контактовых фаций трапповых интрузий можно получить из табл. 4.2, из которой видно несоответствие составов минерала из верхнего и нижнего контактовых габбро–долеритов Верхнеталнахской интрузии и их повышенная железистость, как в обычных траппах. В породах Нижненорильской интрузии обращает на себя внимание довольно магнезиальный состав Ол при низкой и неустойчивой никелистости. Железистость Ол нижнего контактового габбро–долерита Верхнеталнахской интрузии близка к таковой из пород Хунгтукунской интрузии и интрузии горы Пегматитовой. В контактовой фации интрузии руч. Магнитного сосуществуют оливины с разницей в составе на 16 номеров Fa–компонента.

Интрузия горы Пегматитовая представляет классический пример скрытой расслоенности по Ол, которая согласуется с закономерным изменением магнезиальности и $K_ф$ пород по разрезу тела (см. рис. 3.39). Железистость Ол сверху вниз по разрезу изменяется от Fa_{70} до Fa_{35}. Сильной прямой корреляционной зависимостью в породах и минералах связаны, с одной стороны, $MgO_{пор}$, $NiO_{пор}$ и $NiO_{Ол}$, а с другой — $K_ф$, $Ca_{Ол}$ и Fa. Между этими двумя группами компонентов имеет место сильная обратная связь.

Интрузия горы Путаная представляет малохромистый меланократовый тип интрузий мороновского комплекса, основной объем которых сложен троктолитовыми габбро–долеритами. Весь диапазон железистости Ол изменяется от Fa_{31} до Fa_{25} с общей тенденцией к понижению железистости минерала сверху вниз по разрезу (см. рис. 3.36).

Верхнеталнахская интрузия имеет диапазон железистости Ол от Fa_1 до Fa_{44}. Состав минерала широко варьирует по разрезу и по падению массива в одном типе и даже в одном образце. В горизонте базитов Верхнеталнахской интрузии (см. рис. 3.18, *А*) состав Ол изменяется в диапазоне

Таблица 4.2.

СОСТАВ ОЛИВИНОВ ИЗ КОНТАКТОВЫХ ФАЦИЙ ТРАППОВЫХ ИНТРУЗИЙ

Интрузия	№ образца	Fa, %	NiO, мас.%	CaO,мас.%	MnO, мас.%
Верхнеталнахская[1]	СТ-В, верх. 731/940,1, нижн.	35,4 43,9	0,06 0,09	0,17 –	0.53 0,65
Нижненорильская[1]	НП-13/1284, нижн., >>	22,8 18,1	0,36 0,07	0.36 0,39	0,31 0,27
Хунгтукунская[2]	Хунг-3, верх. Хунг-7, верх.	47,3 48,9	– –	– –	– –
горы Пегматитовая	Е-28/410,0, нижн.	47,6	0,055	0,07	–
горы Путаная	Е-36/311,0 нижн. нижн.	 27,3 28,7	 0,14 0,135	 – 0,10	 – –
руч. Магнитный	Мг-36 нижн. нижн.	 60,7 45,0	 0,022 0,068	 0,24 0,23	 – –

Примечание. Верх. и нижн. — соответственно верхний и нижний контактовый г-д.

* По материалам [Генкин и др., 1981];

** [Рябов и др., 1981].

Fa_{24} — Fa_{32}, в пикритовом слое состав более устойчив — Fa_{23-25}, а в такситовом — железистость возрастает до Fa_{28-39}. Сопоставление особенностей изменения состава Ол в пикритах фронтальной и корневой частей Верхнеталнахской интрузии (см. рис. 3.18, *Б, В*) показывает, что в головной части массива сверху вниз по разрезу пород железистость минерала растет от Fa_{20} до Fa_{27} с падением содержания NiO. В приведенном разрезе видна сопряженность изменений содержаний Fa — S и $NiO_{Ол}$ — Cr и обратная связь в поведении Fa — $NiO_{Ол}$ и S — $NiO_{пор}$. В глубинной части интрузии тенденции изменения сравниваемых компонентов осложняются присутствием оливинового габбро и такситовых габбро–долеритов. Тем не менее можно отметить, что железистость Ол в пикритах здесь более высокая и сверху вниз по слою возросла до Fa_{35-40}, на границе с пегматоидом она резко падает до Fa_{22}, а в такситовом горизонте с глубиной растет от Fa_{22-31} — в кровле горизонта до Fa_{36-43} в его подошве. Никелистость Ол стабильна в пикритах, возрастает на границе с оливиновым габбро и далее, возвращаясь на уровень значений NiO в пикритах, несколько увеличивается в подошве такситов. Кальциевость Ол незначительно меняется по разрезу, за исключением оливиновых габбро, где резко повышается в 2 раза. Зависимость между $NiO_{пор}$ и составом Ол не наблюдается.

Особенности состава Ол в разрезе магматогенной брекчии приведены на рис. 3.19. Все оливины анализировались из богатых оливином пород, которые находятся в брекчии в виде обломков. Цемент чаще представлен безоливиновым пегматоидным габбро. Сверху вниз по разрезу горизонта магматогенной брекчии намечается повышение железистости Ол и понижение в нем содержания NiO. Основные особенности Ол здесь заключаются в ярко выразившихся больших различиях составов сосуществующих минералов, широко проявившихся Ол с железистостью менее Fa_{20}, отчетливой тенденцией к истощению никелем и обогащению кальцием. Железистость в оливине в этом разрезе изменяется от Fa_1 до Fa_{28}. Прослеживая изменение состава Ол от типичных пикритов, сохранившихся в ряде обломков магматогенной брекчии, к оливинитовым реститам, можно видеть повышение магнезиальности минерала в зависимости от степени "переработки" породы, от ее такситизации. Содержание $NiO_{Ол}$ в магматогенной брекчии варьирует от 0 до 0,197 мас.%, а CaO от 0,04 до 0,80 мас.%. Повышенную никелистость имеют минералы из реликтов пикритов, а мелкие полигональные зерна и гранулы Ол в оливинитах оказываются истощены NiO и обогащены CaO.

В связи с ярко выраженной устойчивой истощенностью основной массы оливинов никелем небезынтересно отметить, что в разрезе магматогенной брекчии повсеместно присутствует бедное сульфидное оруденение с довольно устойчивым содержанием Ni и соотношением Cu/Ni в породах. Наряду с этим, именно в магматическом теле Хараелахской ветви отмечается наиболее высокий среди ветвей Верхнеталнахской интрузии средневзвешенный состав сульфидов 23,6 % [Гулин, Сухов, 1973].

Разрез Верхнеталнахской интрузии в глубинной части протяженного тела интрузии представлен в скв. СВ–16, в которой оказались совмещены сразу Верхнеталнахская и Нижнеталнахская интрузии (рис. 4.1). Здесь интересно провести их сопоставление. Сверху вниз по разрезу Верхнеталнахской интрузии железистость Ол падает от Fa_{38} в оливинсодержащих габбро–долеритах до Fa_{21} — в пикритовых габбро–долеритах и затем несколько возрастает до Fa_{27-31} в такситах и габбро. Заметим, что в базитовом слое понижающаяся железистость оливина (ср. Fa_{34}) никак не отразилась на магнезиальности пород, которая оказывается практически постоянной ($MgO_{ср}$ = 9 мас.%) по всему этому горизонту и резко возрастает только в пикритах. $NiO_{Ол}$ и $NiO_{пор}$ сверху вниз по разрезу растет до такситов, где оба эти показателя резко уменьшаются. $CaO_{Ол}$ имеет прямую связь с железистостью Ол и обратную с $NiO_{Ол}$.

Своеобразием Ол интрузивных траппов, наиболее ярко проявившимся в рудоносных интрузиях, является сосуществование в одном образце минерала с различным составом (табл. 4.3). Примечательно, что ранние генерации Ол нередко бывают более железистыми, чем поздние, а магнезиальные разности менее никелистые, чем железистые и, наконец, в породах появляются необычные для них Ол, богатые NiO или крайне истощенные этим оксидом и т. д. [Рябов, 1992б].

Нижнеталнахская интрузия. Железистость Ол в разрезе интрузии варьирует от Fa_{19} до Fa_{26}, причем близкие к этому диапазону значения встречаются в одном образце (см. рис. 4.1). Содержание $NiO_{Ол}$ имеет тенденцию к увеличению снизу вверх по разрезу, а $MgO_{пор}$ и $NiO_{пор}$ наоборот понижаются в этом направлении, что позволяет говорить о росте двух последних за счет повышения количества Ол в породе.

Интрузия Норильск–I. В разрезе Восточно–Норильской интрузивной ветви наблюдается тенденция к увеличению железистости Ол снизу вверх по разрезу от Fa_{23} до Fa_{40} и $CaO_{Ол}$ и понижению $NiO_{Ол}$ в этом направлении (см. рис. 3.20). В оруденелых пикритовых и такситовых габбро–долеритах состав Ол оказывается неустойчив даже в пределах одного образца. Резкий рост MgO и NiO в пикритовых габбро–долеритах связан с высоким содержанием Ол в породе и присутствием сульфидов.

Поведение силикатного никеля и железистость в оливинах. Для выяснения особенностей распределения NiO в Ол различной железистости рассмотрим серию диаграмм, связывающих NiO — FeO в оливинах.

На рис. 4.2, *А* нанесены составы оливинов безрудных пород из различных трапповых интрузий северо–запада Сибирской платформы, в том числе и норильских [Рябов, 1992б]. По мере понижения $NiO_{Ол}$ и роста $FeO_{Ол}$ на диаграмме цепочкой выст-

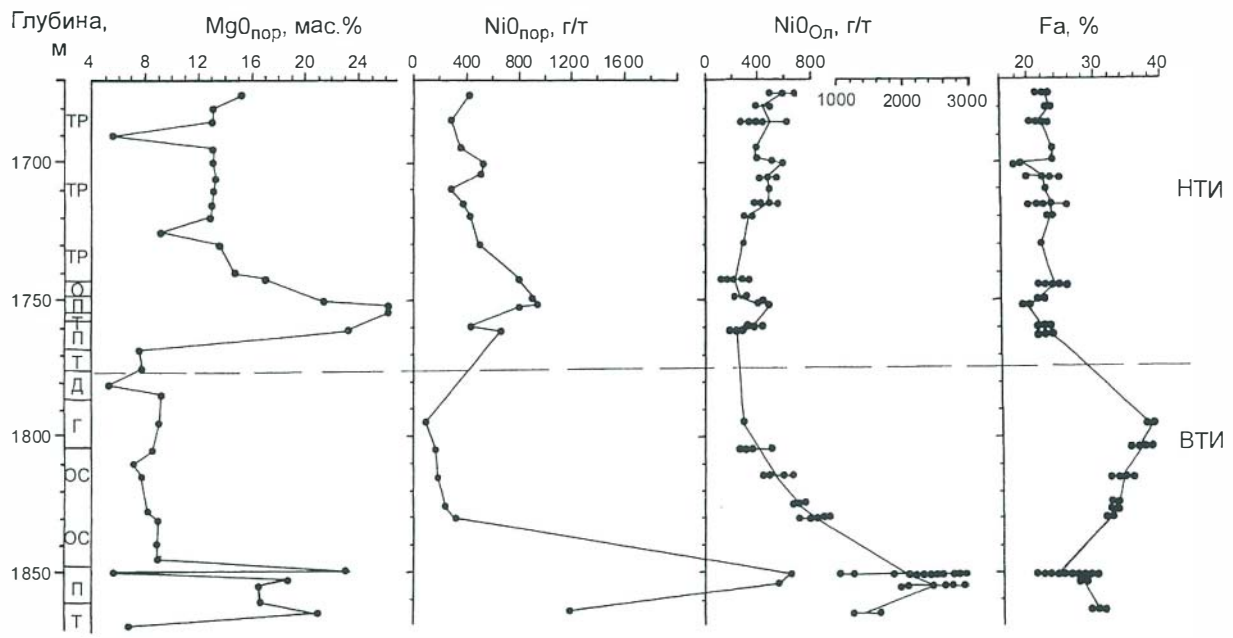


Рис. 4.1. Изменение состава оливина в сравнении с магнезиальностью пород в совмещенном разрезе Нижнеталнахской (НТИ) и Верхнеталнахской (ВТИ) интрузий (скв. СВ–16).

Штриховая линия — граница интрузий.

Таблица 4.3.

НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ О СОСТАВЕ ОЛИВИНОВ, СОСУЩЕСТВУЮЩИХ В ОДНОМ ОБРАЗЦЕ

Номер образца	Интрузия	Порода	1		2	
			Fa, %	NiO, мас.%	Fa, %	NiO, мас.%
СВ-28/1674,8	Верхнеталнахская	П	26,4	0,274	20,9	0,043
КЗ-274/477,5	>>	ОС	33,7	0,267	23,6	0,134
КЗ-1551/1378,3	>>	$П_{руд}$	22,8	0,208	16,0	0,169
КЗ-586/949,2	>>	$П_{руд}$	29,0	0,136	19,8	0,109
СВ-16/1852	>>	$П_{руд}$	30,1	0,105	22,2	0,282
СТ-5/1811,1	>>	$Т_{руд}$	31,1	0,130	23,3	0,085
СТ-5/1820	>>	$Т_{руд}$	43,8	0,143	37,6	0,148
КЗ-585/831,8	>>	Т	24,5	0,106	16,3	0,068
Св-16/1705	Нижнеталнахская	ТР	24,5	0,041	19,9	0,051
СВ-16/1715	>>	ТР	26,2	0,046	20,8	0,038
СВ-16/1743	>>	$ТР_{руд}$	26,4	0,236	23,0	0,020
ПЕ-35/397	Норильск-I	ТО	32,0	0,136	24,7	0,147
НП-13/1465,4	Нижненорильская	ТР	26,3	0,184	25,9	0,151
АС-6/211	Пясинско-Вологочанская	ОС	53,8	–	27,0	–
АС-6/412	>>	ТО	42,8	–	28,5	–
МГ-15	руч. Магнитного	ОС	31,0	0,110	24,9	0,150
МГ-23/24	>>	ТО	46,6	0,028	39,0	0,057
МГ-36	>>	К	60,7	0,022	45,0	0,068
Х-166	Хунгтукунская	$ОС_{руд}$	42,9	0,028	26,4	0,220
Х-182	>>	$ОС_{руд}$	41,7	0,043	23,5	0,204
Х-24/67,8	>>	П	47,4	–	40,4	–
Х-25/110	>>	ТР	32,1	–	26,7	–
Х-25/170	>>	Т	40,5	–	24,3	–
СБ-27	р. Сухая Бахта [Золотухин и др., 1989]	О	58,4	–	37,7	–
СУ-5	Лавовый поток	ПБ	25,5	0,350	21,3	0,389
Мч-60	>>	ПБ	28,0	0,065	22,9	0,118

Примечание. Сосуществующие оливины: 1 – железистые, 2 – магнезиальные.

раиваются поля составов из пикритовых базальтов, пикритовых долеритов и габбро–долеритов фокинского типа (Нижнефокинской, руч. Магнитного, Верхнепясинской), троктолитовых габбро–долеритов мороновского комплекса (Мороновской, горы Путаной, горы Руинной и их апофиз по скв. НП–13), в этом же поле находятся оливины Пясинско–Вологочанской интрузии и горы Зуб, далее следует Ол троктолитовых габбро–долеритов интрузии горы Пегматитовой. В цельное поле, отделившиеся от общей цепочки, обособились оливины пикрит–троктолитовых габбро–долеритов Нижнеталнахской и Нижненорильской интрузий. Положение Ол троктолитовых габбро–долеритов мороновского и зубовского комплексов и интрузии горы Пегматитовой внутри поля оливиновых габбро–долеритов позволяет предполагать их генетическое родство, а разобщенность полей оливинов мороновского комплекса и Нижнеталнахской и Нижненорильской интрузий дает основание полагать их различное происхождение.

Оливины пикритовых габбро–долеритов норильских интрузий (Верхнеталнахской, Восточно–Норильской, Норильск–I, горы Черной, Имангдинской) образуют вытянутое поле с широким диапазоном изменения $NiO_{Ол}$ при сравнительно небольших колебаниях $FeO_{Ол}$ (см. рис. 4.2, *Б*). Составы сосуществующих оливинов могут иметь различные железистость и никелистость [Рябов, 1992б], причем наиболее никелистые оливины в верхней части поля по составу оказываются сходными с минералом из пикрито-

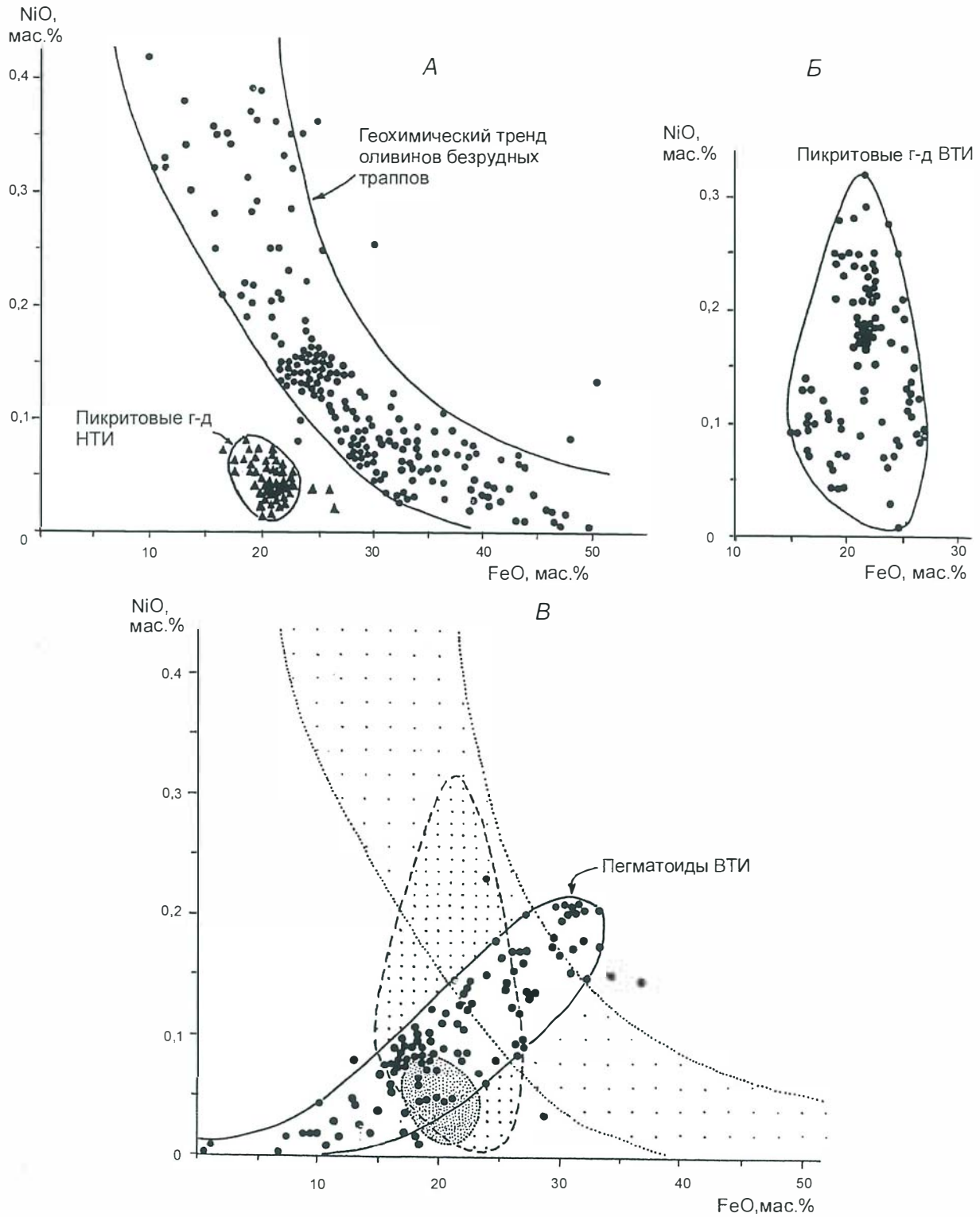


Рис. 4.2. Диаграммы зависимости NiO–FeO в оливинах из траппов Сибирской платформы [Рябов, 1992б].
ВТИ — Верхнеталнахская интрузия, НТИ — Нижнеталнахская интрузия. На графике *В* крапом выделены поля точек, которые приведены на графиках *А* и *Б*.

вых габбро–долеритов фокинского типа и пикритовых базальтов. Это, с одной стороны, по–видимому, подтверждает комагматизм этих пород, а с другой — говорит о существовании процессов, ведущих к истощению минерала никелем в рудоносных габбро–долеритах.

Ранее было показано, что оливины из оливиновых и оливинсодержащих габбро–долеритов ин-

трузий норильского типа по сравнению с безрудными интрузиями при одинаковой никелистости оказываются менее железистыми [Рябов, 1992б].

Оливины из основных пегматоидов, связанных с норильскими интрузиями, образуют шлейф точек, занимающий секущее положение относительно геохимического тренда, образованного безрудными траппами (см. рис. 4.2, *В*). Если для последнего характерна обратная зависимость между NiO и FeO, то для Ол из пегматоидов она прямая. Железистость Ол постепенно растет от Fa_1 до Fa_{34} в ряду пород, который образуют оливиниты магматогенной брекчии — меланократовые такситы (такситизированные пикриты) — троктолиты — такситы — оливиновое габбро. Положение поля Ол из пегматоидов свидетельствует о том, что механизм, управляющий распределением NiO в минерале этих пород, отличается от того, который сформировал нормальный геохимический тренд. В то же время расположение поля оливинов троктолитовых габбро–долеритов Нижнеталнахской и Нижненорильской интрузий в контуре составов Ол из пегматоидов дает основание с уверенностью предполагать сходство механизмов их образования.

Сравнительный анализ состава Ол из оливиновых и пикритовых габбро–долеритов фронтальной и глубинной частей массива показал [Рябов, 1992б], что при сходной железистости оливинов пикритовых габбро–долеритов минерал из фронтальной части оказывается в среднем менее никелистым и имеет большой разброс содержаний NiO. Среди оливиновых габбро–долеритов, наоборот, более никелистыми оказываются оливины фронтальных частей, причем те и другие образуют компактный рой одних точек на продолжении других.

Некоторое представление о железистости оливинов сибирских траппов можно получить из рис. 4.3, на котором видно, что диапазон колебания железистости минерала составляет 40 номеров и основная масса оливинов отвечает составу Fa_{18-36}. Проведенные ранее исследования [Рябов, 1992б] говорят о том, что среди оливинсодержащих и оливиновых габбро–долеритов платформы оливины из норильских интрузий оказываются более магнезиальными, чем в других объектах, а по содержанию NiO и CaO они сходны. Среди пикритовых и троктолитовых габбро–долеритов различных интрузий норильские оливины оказываются менее железистыми, по никелистости они имеют большие колебания, в одних случаях отличаясь от безрудных объектов, а в других — показывают сходство с последними. По распределению $CaO_{Ол}$ сравниваемые группы практически не различимы.

Сопоставление состава Ол из различных пород интрузий норильского типа свидетельствует о том, что в расслоенной серии пород ЦЗ интрузии более железистыми являются Ол из оливиновых и оливинсодержащих габбро–долеритов, менее железистыми — из пикритовых габбро–долеритов, а в области 22–31 % Fa–компонента составы их перекрываются. Наиболее широкий размах железистости отмечается в основных пегматоидах. В этих породах намечается существование двух типов Ол, у одного из которых желе-

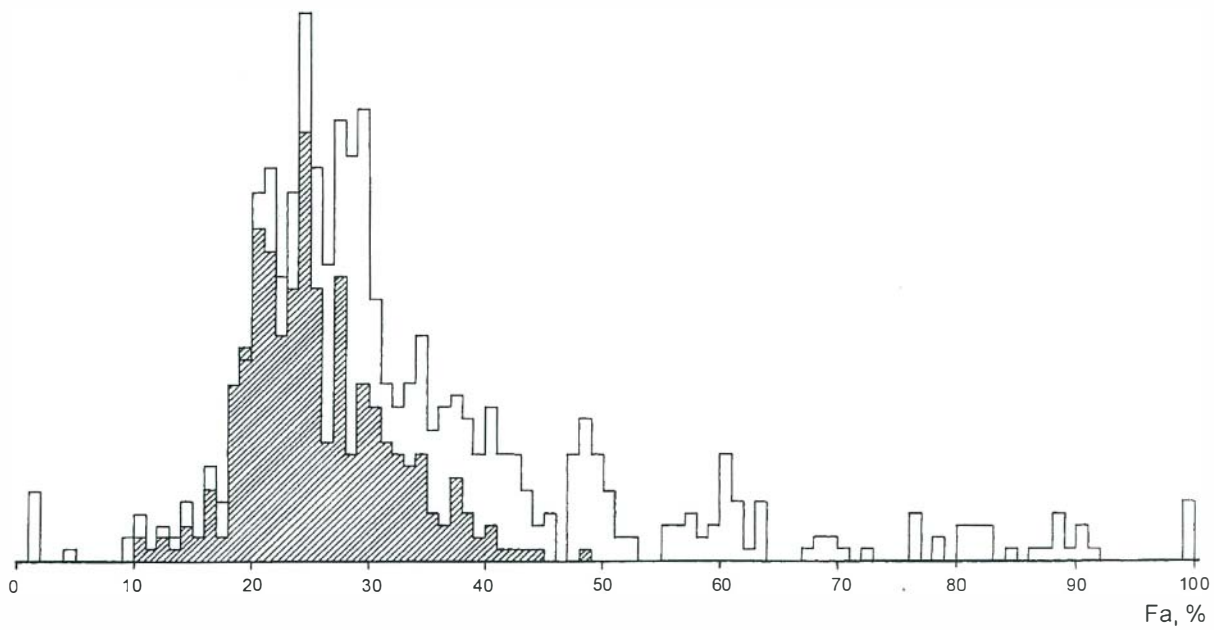


Рис. 4.3. Гистограмма распределения железистости в оливинах из траппов Сибирской платформы (n = 605).

Заштриховано поле состава минерала из норильских интрузий.

зистость выше, а у другого — ниже, чем в пикритах. Это видно по двухвершинному строению гистограммы, приведенной в работе [Рябов, 1992б]. Интересно отметить, что Ол из троктолитовых габбро–долеритов интрузий нижнеталнахского комплекса занимают место между этими двумя вершинами основных пегматоидов.

Концентрации никеля в оливине в породах распределяются так, что устойчиво низкие содержания NiO (0,01–0,08 мас.%) имеют троктолитовые габбро–долериты Нижнеталнахской и Нижненорильской интрузий, в оливиновых габбро–долеритах диапазон колебания оксида составляет 0,03–0,17 мас.%, в пикритовых — 0,06–0,30, а в основных пегматоидах имеет место наиболее широкое разнообразие от 0,01 до 0,30 мас.% с максимумом < 0,1 %. Сравнение составов оливина из высокомагнезиальных траппов позволило выявить в них ряд особенностей. Оливины пикритовых базальтов отличаются от троктолитовых габбро–долеритов интрузий нижнеталнахского комплекса несколько меньшей железистостью и отчетливо более высокими содержаниями NiO и CaO. Оливины из троктолитовых габбро–долеритов интрузий мороновского комплекса отличаются от минералов из одноименных пород массивов нижнеталнахского комплекса более высокой железистостью и никелистостью при сходной кальциевости.

4.1.2. Пироксены

Пироксены являются главнейшими и наиболее широко распространенными фемическими минералами, а многокомпонентный их состав является высокоинформативным показателем условий кристаллизации пород. Особенности эволюции состава пироксенов давно используются геологами для выяснения проблем дифференциации магматических расплавов. Исследованиям в этой области посвящены работы многих геологов [Соболев, 1986; Годлевский, 1959; Коровяков и др., 1963; Виленский и др., 1964; Золотухин, 1964; Виленский, 1967; и др.].

Особенности проявления клинопироксенов в траппах. Как известно, основную массу пироксенов траппов образуют моноклинные разновидности, реже встречаются ромбические. Клинопироксены (КлП) в подавляющем большинстве случаев представлены авгитами и довольно редко наблюдаются другие разновидности. Количество пироксена в траппах изменяется от 15–20 до 30–35 %. В разрезах изотропных интрузий содержание минерала практически постоянно, а с увеличением степени дифференциации в магматических телах появляется неоднородность в распределении пироксена. Наиболее отчетливо это проявляется в норильских интрузиях, в которых максимум концентрации пироксена приходится на среднюю часть расслоенной серии пород. Среди основных пегматоидов также выделяется ряд пород с переменным количеством пироксена. [Годлевский, 1959; Золотухин, 1964; Додин, Батуев, 1971; Иванов и др., 1971; Золотухин и др., 1975].

Морфология кристаллов пироксена в траппах довольно разнообразна и позволяет уже при петрографических исследованиях получать важную генетическую информацию об условиях формирования пород. Описание морфологии кристаллов КлП в траппах, а также структур с его участием и механизма их образования имеются в работах [Соболев, 1986; Додин и др., 1971; Рябов, Золотухин, 1977; Структуры траппов..., 1976].

Большой генетический интерес представляет собой пойкилоофитовая структура, которая создает горошчатый облик пород и является одной из наиболее широко распространенных структур эффузивных и интрузивных траппов. Эта сравнительно крупнозернистая структура давно поражает внимание геологов тем, что проявляется не только в силлах, но даже и в маломощных базальтовых покровах, распространенных на больших территориях. Эта особенность проявления пойкилоофитовой структуры в лавах и маломощных силлах дала основание рассматривать эту структуру как результат быстрой кристаллизации.

Размерность горошин-пойкилокристаллов или ойкокристаллов клинопироксена широко варьирует в эффузивных и интрузивных траппах. В пределах одного тела более крупные горошины обычно бывают приурочены к ВЭЗ потока или интрузий. Наиболее ярко это проявилось в интрузии горы Путаной, где размер пойкилокристаллов КлП — горошин снизу вверх по разрезу тела от границы оливиновых и троктолитовых габбро–долеритов постепенно увеличивался от 0,2–0,4 см в диаметре до 2–3 см (см. рис. 3.37). Мезостазис между пойкилокристаллами, как известно, обычно выполнен пироксен + плагиоклаз + рудная фаза, но встречаются случаи, когда он полностью сложен толеитовым стеклом или палагонитом. Все это можно видеть на микрофотографиях шлифов из пород различных эффузивных и интрузивных комплексов.

Относительно механизма образования пойкилоофитовой структуры существуют различные представления. В. С. Соболев [1986] считает, что ее формирование происходило при замедленной кристаллизации, которая приводила к тому, что кристаллы клинопироксена росли до больших размеров и захватывали мелкие лейсты плагиоклаза. Г. А. Ведерникова [1961] рассматривает эту структуру как результат избирательной перекри-

сталлизации. А. П. Лебедев [1955] отмечает, что основная масса базальтов кристаллизуется "по офитовой схеме", но, судя по расположению хадакристаллов плагиоклаза в ойкокристаллах клинопироксена, первый выделялся несколько раньше второго. М. Н. Годлевский [1959] замечает, что в стекловатых закраинах трапповых тел обычно наблюдается плагиоклаз, а пироксена всегда очень мало, и между ним и стеклом имеет место антагонизм. В. В. Золотухин и Н. М. Подгорных [1998] считают, что хорошая раскристаллизованность значительной части базальтов, в том числе крупнозернистая пойкилоофитовая структура, а также повышенная текучесть лавовых покровов объясняются перегретостью расплава, возможно, до 1600 °С. В этой связи следует заметить, что пижонит, являющийся одним из критериев высокотемпературной кристаллизации базальтового расплава [Петрография, 1986], в эффузивных траппах практически не встречается, и предположение цитируемых авторов, по крайней мере, сомнительно.

В литературе были описаны некоторые особенности формирования пойкилоофитовой структуры в породах, которые кристаллизовались из высокоглиноземистой оливин–толеитовой магмы [Mathison, 1987]. Хадакристаллы плагиоклаза в ойкокристаллах клинопироксена в этих породах располагаются хаотически, имеют сильно вытянутую и реже округлую формы. Лейсты скреплены друг с другом под большими углами, напоминая скелетные кристаллы, характеризуются обратной зональностью и содержат на 5–10 % меньше An–компонента, чем микролиты базиса, которые имеют менее удлиненные формы и ориентированное расположение. Автор предполагает, что хадакристаллы плагиоклаза формировались при переохлаждении на 25–40 °С ниже равновесной температуры.

Изучение форм проявления КлП в различной степени закристаллизованных ликвационных стеклах Хунгтукуна позволяет наблюдать возникновение различных по морфологии кристаллов и кристаллических агрегатов, образующих различный структурный рисунок [Рябов, 1989в]. В процессе раскристаллизации мафической жидкости возникают сплошные пироксеновые поля, сферокристаллы, метельчатые, паркетовидные и прочие агрегаты и закономерные пегматоидные срастания КлП и плагиоклаза и пойкилокристаллы первого с врастками второго. На основании изучения ликвационных стекол было высказано предположение о том, что формированию пойкилокристаллов КлП в предкристаллизационный период предшествовало появление мафической жидкости пироксен–нормативного состава в виде глобулярных образований, которые в дальнейшем раскристаллизовывались в виде горошин КлП [Рябов, 1988; Рябов, 1989в]. Дополнительным аргументом в пользу этого может быть сходство коэффициентов разделения между отдельными фазами (табл. 4.4).

Таблица 4.4.

КОЭФФИЦИЕНТЫ РАЗДЕЛЕНИЯ ПЕТРОГЕННЫХ ОКСИДОВ МЕЖДУ МАФИЧЕСКИМИ И СИАЛИЧЕСКИМИ МАГМАТИЧЕСКИМИ ОБРАЗОВАНИЯМИ (соотношение одноименных оксидов в сосуществующих образованиях, мас.%)

Образования	SiO_2	Al_2O_3	Na_2O	K_2O	TiO_2	FeO	MnO	MgO	CaO	P_2O_5
Мафическое стекло – сиалическое стекло										
Ликвационные стекла (ГС)	0,6	0,6	0,5	0,4	5,5	7,7	9,9	16,1	7,4	26,6
Пироксен — стекло										
Глобулы стекла с кристаллитами (ГК)	0,8	0,4	0,1	–	7,4	3,4	–	–	4,5	–
	0,7	0,4	0,6	–	4,0	5,0	4,8	–	8,8	–
Афанит	0,7	0,1	0,04	–	0,6	11,2	50,0	172,2	3,3	–
Диабаз-пегматит	0,7	0,3	0,2	–	1,9	5,6	6,4	20,2	4,2	5,0
Оливинсодержащий габбро-долерит	0,8	0,1	0,2	–	2,1	2,7	6,2	2,9	9,6	0,1
Сосуществующие породы										
Феррогаббро-гранофир	0,6	0,8	0,4	0,6	4,1	3,4	6,8	12,4	7,3	26,
Пикритовый базальт-метадиорит	0,7	0,7	0,6	0,2	1,7	8,8	1,4	1,8	0,5	1,4
Пикрит-базит расслоенной серии	0,8	0,4	0,3	0,1	0,5	1,9	2,0	3,4	0,5	0,4
Пикритовый габбро-долерит – лейкогаббро	0,8	0,4	0,1	0,3	0,3	1,6	9,3	5,5	0,5	0,2

В траппах Сибирской платформы, в силлах, а также в различных лавовых покровах и в пределах одного пойкилоофитовая структура проявляется в разных модификациях. В одних случаях горошины-пойкилокристаллы клинопироксена имеют шарообразную форму, в других — приобретают вид короткопризматических или вытянутых дендритовидных кристаллов. Количество горошин (ойкокристаллов с хадакристаллами) изменяется от 5–7 до 35–50 %, обычно около 30–45 %. В одном отдельно взятом типе пород горошины распределяются равномерно. Отмечаются породы, в которых пойкилокристаллы срастаются между собой, образуя сплошной клинопироксеновый каркас. Вмещающий пойкилокристаллы базис породы в эффузивных траппах обычно сложен палагонитом–I с заключенными в нем плагиоклазом, магнетитом, реже оливином и другими минералами, которые создают интерсертальную структуру. В интрузивных траппах в базисе также встречается палагонит–I, но чаще он бывает раскристаллизованным. В разрезах различных покровов и силлов минимальный размер пойкилокристаллов (около 0,5 мм) наблюдается в приконтактовых частях тел, а по мере удаления от контакта их размер возрастает, горошины увеличиваются и приобретают оптимальный размер, стабильный для пород разреза этого магматического тела. В мощных силлах, как было показано на примере интрузии горы Пегматитовая, размер горошин может постепенно расти и достигать 3 см в диаметре. В разрезах отдельных покровов встречаются слоистые базальты, представляющие собой чередование базальтов с пойкилоофитовой и интерсертальной структурами. Границы слоев визуально резкие. Слои базальтов с интерсертальной структурой имеют мощность от 2–3 до 5–7 мм. Они образуют ленты, нередко со слабо выраженными складками, и выклинивающиеся линзочки. Лейсты плагиоклаза порою проявляют трахитоидные следы течения. Прослои пойкилоофитовых базальтов имеют мощность от 2–6 до 30 мм. В маломощных слойках видно, что в их разрезах могут разместиться только 1–2 горошины. В зонах выклинивания таких слойков находится палагонит с микролитами плагиоклаза. Более мощные слойки выдерживаются по простиранию. В горошчатых слоях можно наблюдать переходы крупногорошчатых (диаметром 3 мм) базальтов с редкими горошинами (около 10–15 %) в мелкогорошчатые (диаметр горошин 0,5 мм), количество горошин в которых достигает 30 %, и иногда в интерсертальные.

На рис. 4.4 приведена схематизированная зарисовка детально изученного на микрозонде перехода крупногорошчатого базальта в мелкого-

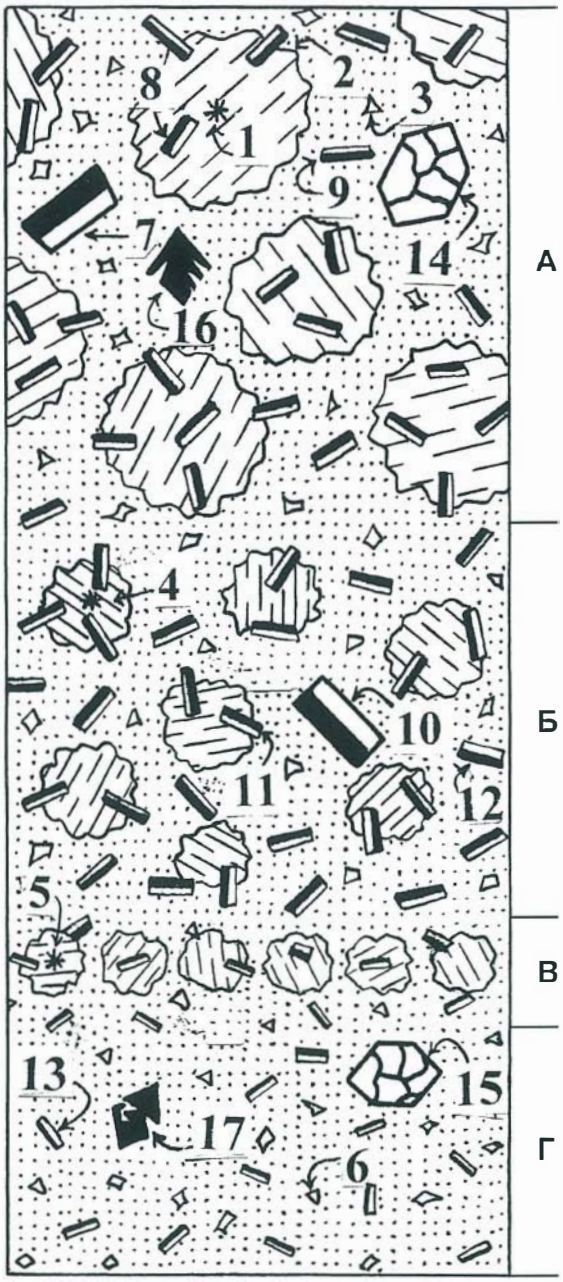


Рис. 4.4. Схематизированная зарисовка перехода крупногорошчатого пойкилоофитоинтерсертального базальта в афировый базальт с интерсертальной структурой (обр. ЛД–73).

А — крупногорошчатый базальт, **Б** — мелкогорошчатый базальт, **В** — слой мелких пойкилокристаллов, **Г** — базальт с интерсертальной структурой. 1–6 — клинопироксен: **зона А** — центр (1) и край (2) крупного ойкокристалла и мелкое угловатое зерно (3) из основной массы; **зона Б** — центр мелкого ойкокристалла (4); **зона В** — мелкий ойкокристалл (5); **зона Г** — зерно из основной массы (6). 7–13 — плагиоклаз: зона А — фенокристалл (7), хадакристалл (8), микролит базиса (9); **зона Б** — фенокристалл (10), хадакристалл (11), микролит базиса (12); **зона Г** — микролит базиса (13). 14, 15 — оливин: микрофенокристаллы соответственно зон А (14) и Г (15). 16,17 —титаномагнетит: скелетные кристаллы соответственно из зон А (16) и Г (17). Номера точек соответствуют анализам, приведенным в пасп. 45.

рошчатый и однородный. Общая длина разреза составляла 2 см. Состав минералов приведен в пасп. 45. Особенностью различных участков базиса породы является высокая доля палагонита в крупногорошчатом базальте, составляющая 25–30 %, и низкая — в интерсертальных (не более 10 %), для которых более характерны опацитизированное стекло и фрагменты микродолеритовой структуры.

Зона А представляет собой крупногорошчатый базальт. Структура породы пойкилоофитовая и интерсертальная. Основной рисунок породы создают крупные (1,5–2 мм) ойкокристаллы зонального клинопироксена. Состав минерала от центра к краю изменяется от $Wo_{38}En_{47}Fs_{15}$ до $Wo_{39}En_{42}Fs_{19}$. Хадакристаллы плагиоклаза представлены битовнитом $Ab_{27}Or_1An_{72}$. Базис породы сложен микропорфировыми выделениями плагиоклаза $Ab_{29}Or_1An_{69}$, единичными зернами оливина Fa_{55} и титаномагнетита, которые находятся среди микролитов плагиоклаза $Ab_{29}Or_1An_{70}$ и мелких угловатых зерен клинопироксена $Wo_{38}En_{31}Fs_{31}$, расположенных в палагоните–I с участками опацитизированного стекла.

Зона Б имеет сходную с вышеописанным базальтом пойкилоофитовую структуру, но размер ойкокристаллов клинопироксена здесь меньше и составляет 0,8–1,0 мм, состав — $Wo_{41}En_{45}Fs_{14}$. Хадакристаллы представлены плагиоклазом $Ab_{34}Or_1An_{65}$. Микропорфировые выделения минерала из основной массы имеют состав $Ab_{24}Or_1An_{75}$, микролиты — $Ab_{45}Or_2An_{53}$.

Зона В сложена дорожкой компактно расположенных мелких (0,3–0,6 мм) пойкилокристаллов клинопироксена — $Wo_{41}En_{46}Fs_{13}$.

Зона Г представляет собой базальт, микропорфировые выделения в котором представлены оливином — Fa_{56} и титаномагнетитом, а основная масса состоит из микролитов плагиоклаза $Ab_{35}Or_1An_{64}$, опацитизированного стекла и резко подчиненного количества палагонита–I.

На основании проведенных микрозондовых исследований можно видеть, что центральные части ойкокристаллов клинопироксена из зон А, Б, В и мелкие зерна зоны Г имеют близкий состав $Wo_{38-41}En_{44-47}Fs_{13-16}$. Изменение состава минерала в процессе кристаллизации прослеживается при сравнении содержаний минералообразующих оксидов в ряду определений: центр — край ойкокристалла — зерно основной массы, которое показывает понижение в этом направлении содержаний SiO_2, Al_2O_3, MgO, Cr_2O_3 и повышение — TiO_2, FeO, Fe_2O_3, MnO, V_2O_5. Состав минерала в этой последовательности изменяется как $Wo_{38,1}En_{46,1}Fs_{15,2}$ — $Wo_{39,4}En_{41,5}Fs_{19,1}$ — $Wo_{37,7}En_{30,9}Fs_{31,4}$.

Центральные части ойкокристаллов клинопироксена имеют повышенные содержания Cr_2O_3 (0,55–0,73 мас.%) и прямую корреляцию с Al_2O_3 (2,55–3,85 мас.%). Максимальные содержания CaO (19,75 мас.%), Cr_2O_3 и Al_2O_3 имеет клинопироксен мелкогорошчатого базальта зоны Б. Для минерала из зон Б, В, Г характерны повышенные содержания CaO (19,37–19,75 мас.%), а для зоны А — пониженные (17,66–18,75 мас.%). Клинопироксен основной массы из различных зон имеет низкое содержание Al_2O_3 (1,86–2,20 мас.%).

Состав плагиоклаза в слоистом базальте охватывает диапазон $Ab_{24-45}Or_{1-2}An_{75-53}$. В различных зонах отмечаются некоторые особенности изменения состава. В зоне А плагиоклаз хадакристаллов, порфировых выделений и микролитов имеет близкую основность An_{69-72}, в зоне Г имеется одна генерация микролитов плагиоклаза An_{64}, в зоне В выделяется три генерации минерала: фенокристаллы — An_{75}; хадакристаллы — An_{65} и микролиты — An_{53}.

Сравнивая состав минералов из различных петроструктурных зон необходимо отметить следующее.

1. Петрографические разновидности слоистых базальтов имеют индивидуальные особенности изменения состава главных минералов — клинопироксена и плагиоклаза.
2. В крупнопойкилоофитовых базальтах имеют место широкие вариации состава клинопироксена, а в мелкопойкилоофитовых — плагиоклаза.
3. Распределение CaO и Al_2O_3 между хадакристаллами плагиоклаза и ойкокристаллами клинопироксена имеет обратную корреляционную зависимость, в результате чего богатому An–компонентом плагиоклазу сопутствует обедненный CaO клинопироксен и наоборот.
4. Кристаллизация клинопироксена сопровождается увеличением содержания в его составе TiO_2, FeO, MnO и уменьшением — SiO_2, Al_2O_3, MgO, Cr_2O_3.
5. Повышенные концентрации Cr_2O_3 приурочены к ойкокристаллам клинопироксена и имеют прямую связь с содержанием в нем Al_2O_3.

Принимая во внимание формы выделения и состав минералов, можно предполагать, что условия кристаллизации расплава в различных зонах не были одинаковыми. В зоне А кристаллизация расплава начиналась с выделения богатого An–компонентом плагиоклаза, устойчивый со-

став которого установлен в хадакристаллах, микрокристаллах и микролитах. Формирование клинопироксена здесь происходило после плагиоклаза из уже обедненного CaO расплава и сопровождалось прогрессирующим уменьшением содержания CaO, Al_2O_3, MgO и увеличением — FeO. В зонах Б и В кристаллизация расплава началась с формирования порфировых выделений битовнита, которая в дальнейшем сменилась совместной кристаллизацией менее основного плагиоклаза — лабрадора и обогащенного кальцием клинопироксена. На завершающей стадии в этих зонах кристаллизовался кислый лабрадор. В зоне Г имела место совместная кристаллизация среднего лабрадора и обогащенного кальцием клинопироксена.

Различия в структуре пород и составе минералов, по-видимому, можно объяснить переменной флюидонасыщенностью расплава. Летучие способствовали ликвационной дифференциации, в результате которой образовалась эмульсия сосуществующих пироксен- и плагиоклаз-нормативных жидкостей, давшая начало пойкилоофитовой структуре. Бедный летучими компонентами расплав при охлаждении дал интерсертальную структуру.

Химический состав пироксенов. Вопросам химического состава пироксенов в интрузивных траппах к настоящему времени посвящено большое число публикаций, основная масса, которых рассматривает состав пироксенов норильских интрузий [Генкин и др., 1970; Годлевский и др., 1971; Додин, Шатков, 1971; Иванов и др., 1971; Рябов, Золотухин, 1977; Дистлер и др., 1976; Золотухин, Щедрин, 1977; Туганова, 1988; и др.]. В ряде работ дается характеристика КлП из интрузий восточного борта Тунгусской синеклизы [Масайтис, 1958; Виленский, 1967; Старицына и др., 1972; Олейников и др., 1985], среднего течения р. Енисей [Старицына и др., 1972; Магнезиальные базиты..., 1984], севера Сибирской платформы [Старицына и др., 1972; Олейников и др., 1985; Рябов и др., 1985в; Рябов, 1989в] и силлов платформы [Владимиров, 1962; Феоктистов и др., 1975]. Состав пироксенов из эффузивных траппов опубликован в статьях [Порошин, Леднева, 1977; Рябов, 1982; Рябов и др., 1985б; Золотухин и др., 1986]. Обзор по минералогии пироксенов из различных магматических образований, в том числе из норильских интрузий, был сделан нами ранее [Рябов, Золотухин, 1977] и здесь будут прокомментированы результаты последних исследований по этому вопросу.

Характерной чертой КлП траппов является их зональное строение, которое наиболее ярко проявилось и хорошо изучено в минерале из норильских интрузий [Генкин и др., 1970; Годлевский и др., 1971; Додин, Шатков, 1971; Иванов и др., 1971; Рябов, 1974; Рябов, Золотухин, 1977; Дистлер и др., 1976; Золотухин, Щедрин, 1977; Туганова, 1988].

Клинопироксены норильских интрузий характеризуются ярко выраженной цветовой зональностью: зеленое — ядро и бурое (коричневое) — периферия, которые обусловлены примесями сильных хромофоров — хрома и титана соответственно. Зеленая разновидность встречается в обогащенных оливином породах — в пикритовых, оливиновых, оливинсодержащих и троктолитовых габбро-долеритах, а бурая находится в каймах обрастания зеленого ядра и образует самостоятельные кристаллы в безоливиновых и бедных оливином разностях пород. Общая железистость зеленых КлП, как правило, ниже 21,9 ат.%, а бурых — выше этого значения [Поисковые критерии..., 1978].

Проведенные А. Д. Генкиным с соавторами [1970] исследования показали, что весь диапазон изменения общей железистости для КлП интрузии Норильск-I составляет около 10 ат.%, причем приближающиеся к этому значению колебания состава (7,1 %) имеют место в одном зональном кристалле. Авторы отмечают отсутствие в разрезе интрузии однонаправленного снизу вверх увеличения железистости КлП и полагают, что он не отражает скрытую расслоенность массива. К подобному заключению пришли и другие геологи [Годлевский и др., 1971; Додин, Шатков, 1971; Иванов и др., 1971]. Действительно, нанесенные на классификационную диаграмму-трапецию Хесса анализы КлП норильских интрузий образовали небольшое изометричное облако точек, которое подтверждало представление геологов о том, что КлП не отражают дифференциации расплава. Увеличение числа анализов по интрузиям Норильского района и эффузивным траппам [Рябов и др., 1985б] практически не изменило положение и конфигурацию области составов на диаграмме.

Проведенные нами исследования показали, что главные компоненты и железистость КлП из случайных выборок по типам пород оказываются малоинформативными. В качестве показателей дифференциации были предложены отношения (Ca + Na + K)/Al и Si/Al [Рябов, 1974], а затем (Ca + Na + K)/Fe и Mg/Fe [Поисковые критерии..., 1978], т. е. предлагалось нормировать главные минералообразующие компоненты по Al и Fe. На диаграммах, построенных в указанных координатах, точки анализов КлП растянулись в шлейф с незначительной дисперсией, причем в одной части диаграммы концентрировались богатые CaO и Al_2O_3

КлП из пикритовых габбро–долеритов, а в другой бедные Al_2O_3 и обогащенные SiO_2 КлП из безоливиновых габбро–долеритов. Поля составов КлП из разных пород и минералы различного цвета из одного типа пород на диаграммах ложились с перекрытиями, но тем не менее зависимость состава КлП от вмещающей породы и кристаллизационный тренд проявились отчетливо. Следует отметить, что закономерное уменьшение CaO, Al_2O_3 и повышение SiO_2 в направлении центр–край зональных кристаллов характерно для КлП из пород трапповой формации в отличие, например, от расслоенных интрузий сиенит–габбровой формации [Кривенко и др., 1974]. Это отражает различные тенденции изменения шелочности–кислотности расплава в процессе кристаллизации клинопироксенов.

Вариации состава клинопироксена в разрезах интрузий. Чтобы получить представление об особенностях изменения состава КлП в трапповых интрузиях, рассмотрим вариационные диаграммы поведения волластонитового (Wo), энстатитового (En) и ферросилитового (Fs) компонентов, главных примесей и некоторых других показателей состава КлП в разрезах интрузий горы Пегматитовой, Верхнеталнахской и Норильск–I, а затем вернемся к обсуждению общих закономерностей состава минерала в траппах.

Интрузия горы Пегматитовая представляет собой первый на Сибирской платформе базитовый массив, в котором детально изучена скрытая расслоенность. В разрезе интрузии горы Пегматитовой (см. рис. 3.38) отчетливо видно закономерное изменение всех минералообразующих компонентов. Содержание TiO_2 в КлП плавно растет снизу вверх по разрезу от 0,52 до 0,94 мас.%, а количество Cr_2O_3 в этом направлении изменяется от 0,61 до 0,01 мас.%. В КлП контактовых фаций минимальные концентрации хрома указывают на низкий кларк элемента в толеит–базальтовых расплавах. Наряду с этим в ядрах кристаллов из центральных частей тела содержания хрома достигают высоких концентраций. Примечателен верхний всплеск повышения содержания элемента в КлП из ВЭЗ интрузии. Кальциевость (Wo) и магнезиальность (En) показывают тенденцию к понижению снизу вверх по разрезу, а железистость КлП, исключая бедные CaO разности, отчетливо увеличивается от Fs_{14} (f = 23 ат.%) до Fs_{56} (f = 69 ат.%) и прямо коррелируется с $K_{ф}$ пород.

В ранее изученных нами Хунгтукунской и Маймечинской интрузиях было также прослежено закономерное изменение состава КлП в ряде пород от троктолитовых и оливиновых габбро–долеритов к безоливиновым пегматоидам [Рябов и др., 1985в; Рябов, 1989в]. Железистость соответственно изменялась от Fs_{10-14} (f = 18–23 ат.%) до Fs_{38-55} (f = 57–62 ат.%).

Верхнеталнахская интрузия изучалась многими геологами, но детального разреза тела по составу КлП до сих пор сделано не было. Такой разрез предлагается на рис. 3.21. Как видно из диаграммы, центральные части кристаллов всегда более хромистые (Cr_2O_3 до 1,25 мас.%), а периферические — титанистые (TiO_2 до 1,54 мас.%). Интересно, что максимумы концентраций этих двух компонентов приходятся на пикритовые габбро–долериты. Можно отметить, что содержание TiO_2 в ядрах кристаллов сверху вниз по разрезам пикритового и базитового горизонтов слабо уменьшается, а Cr_2O_3 постепенно падает от подошвы к кровле тела. Для периферических частей кристаллов видно резкое уменьшение количества TiO_2 и Cr_2O_3 снизу вверх по пикритовому слою. В базитовом горизонте TiO_2 накапливается в каймах КлП из габбро–долеритов и резко уменьшается в минерале из метадиоритов, а содержания Cr_2O_3 падают в направлении от габбро–долеритов к метадиоритам.

Все разнообразие составов КлП по разрезу интрузии соответствует диапазону $Wo_{35-45}En_{41-49}Fs_{8-23}$. Несмотря на значительные колебания железистости в пределах одного кристалла (до 8 ат.%), на вариационной диаграмме можно видеть отчетливый рост этого параметра снизу вверх по разрезу интрузии. В центральных частях кристаллов железистость растет от 14,2 до 33,3 ат.%, а в краевых — от 17,1 до 35,3 ат.%.

Характер поведения кальциевости и магнезиальности КлП по разрезу интрузии более сложный, чем железистости. Основные изменения Wo– и En–компонентов приурочены к переходам из одного типа пород в другой и наиболее ощутимы при сравнении центральной и периферической частей одного кристалла. То же самое можно сказать об отношениях Si/Al и (Ca + Na)/Al. Значения отношений Mg/Fe и (Ca + Na)/Fe отчетливо падают снизу вверх по разрезу тела. При рассмотрении графиков можно отметить, что все минералообразующие компоненты отражают совершившийся процесс кристаллизационной дифференциации.

Изменение составов КлП и ортопироксена (ОртП) в разрезе пикритового горизонта можно проследить на. рис. 3.22. Для КлП здесь следует отметить довольно стабильные содержания пироксеновых миналов, за исключением самого

приподошвенного анализа, и более высокую железистость, титанистость и хромистость КлП, чем ОртП. Примечательным является рост Cr_2O_3 снизу вверх по разрезу пикритового горизонта как в КлП так и в ОртП.

Интрузия Норильск–I. В Восточно–Норильской интрузивной ветви тенденции изменения состава КлП по разрезу в общих чертах повторяют описанные для Верхнеталнахской интрузии. Здесь в клинопироксенах ярко проявилась зональность и характер поведения TiO_2 и Cr_2O_3 в центральных и краевых частях кристаллов (см. рис. 3.23). На диаграмме видно, что в ядрах кристаллов имеют место однонаправленные изменения количества миналов снизу вверх по разрезу тела: Wo — понижается, En — также снижается с некоторым осложнением на границе оливиновых — оливинсодержащих габбро–долеритов, после которой его величина стала падать резче, Fs — постоянно плавно растет. Состав краевых кайм испытывает резкое изменение на границе вышеуказанных пород. В результате количества Wo– и En–компонентов в КлП начинают резко расти, а Fs — уменьшаться.

Диапазон железистости КлП в одном зональном кристалле достигает 19 ат.%. В отдельно взятых только ядрах КлП весь интервал общей железистости по разрезу интрузии составляет 8 ат.%, а в краевых каймах — 17 ат.%. При рассмотрении поведения Cr_2O_3 и TiO_2 в КлП можно отметить, что в оливиновых габбро–долеритах КлП имеют довольно устойчивые значения оксидов как в ядрах кристаллов (Cr_2O_2 — 0,60 мас.% и TiO_2 — 0,32 мас.%), так и в периферических каймах (0,07 и 0,74 мас.%) соответственно. В целом для интрузии направленные изменения состава КлП по разрезу тела свидетельствуют об имевшей место кристаллизационной дифференциации расплава.

Титан в клинопироксенах. Поведение TiO_2 и Cr_2O_3 в КлП из пород различной формационной принадлежности, в том числе и для траппов, ранее рассматривалось в ряде работ [Виленский и др., 1970; Годлевский и др., 1971; Добрецов и др., 1971; Нестеренко, Альмухамедов, 1973; Феоктистов и др., 1975; Рябов, 1978; Поисковые критерии..., 1978; и др.].

А. М. Виленский с соавторами [1970] на основании замеченной связи высокотитанистых пироксенов с недосыщенными кремнекислотой породами с оливином и нефелином приходят к выводу, что поведение титана в КлП определяется кремнекислотностью и не зависит от щелочности, т.е. в насыщенных кремнекислотой поро-

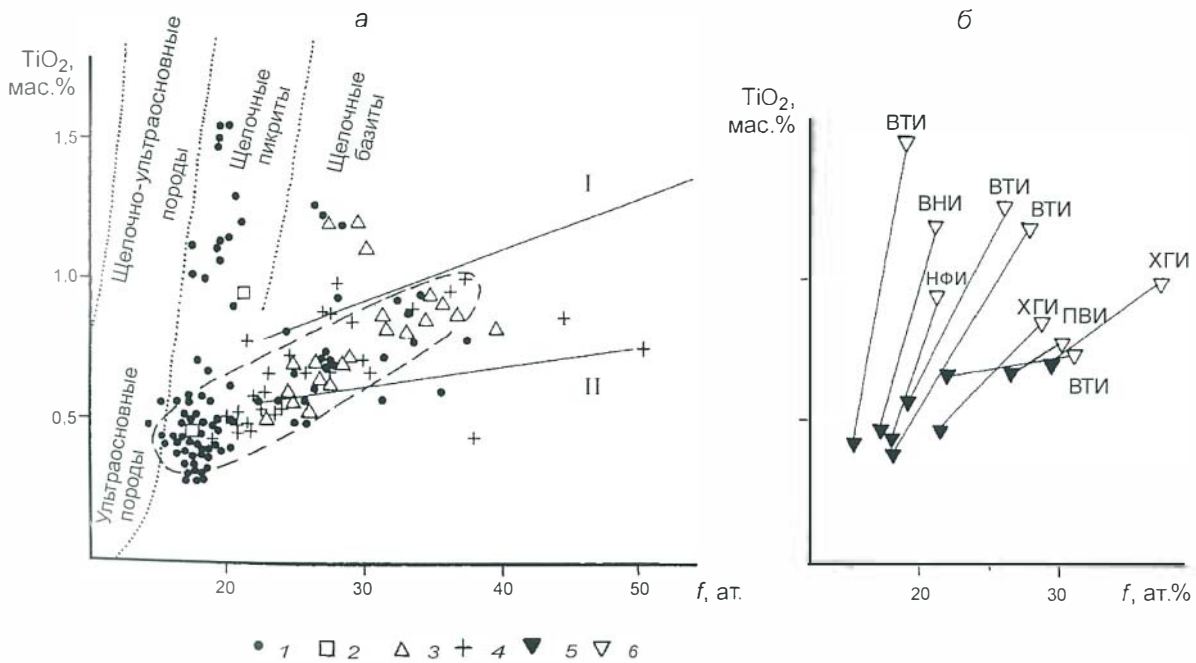


Рис. 4.5. Диаграммы зависимости $TiO_2 - f$ в клинопироксенах из траппов Сибирской платформы *(а)* и поведение оксида в зональных кристаллах *(б)*.

1 — породы Верхнеталнахской интрузии (ВТИ); *2* — пикритовый габбро–долерит Нижнефокинской интрузии (НФИ); *3* — габбро–долериты интрузии горы Пегматитовой; *4* — то же, Хунгтукунской интрузии (ХГИ); *5, 6* — соответственно центр и край зональных кристаллов выборочно для различных зерен: ПВИ — Пясинско–Вологочанская интрузия, ВНИ — Восточно–Норильская ветвь интрузии Норильск–I. Для сравнения на диаграмме показано положение полей составов клинопироксенов из пород разной формационной принадлежности [Рябов, 1978] и тренд для клинопироксенов из силлов юга Сибирской платформы (I) и интрузий Восточного борта Тунгусской синеклизы (II) [Поисковые критерии..., 1978].

дах КлП должны иметь низкую титанистость, а в недосыщенных — высокую.

Г. В. Нестеренко и А. И. Альмухамедов [1973], сопоставляя титанистость КлП Скаергарда и траппов Сибирской платформы, приходят к выводу, что содержание TiO_2 в КлП траппов не должно превышать 1,0 мас.%. Г. Д. Феоктистов с соавторами [1975] считают эти выводы необоснованными, поскольку те, якобы, не уловили зависимости TiO_2 от железистости КлП, и, кроме того, ими не были учтены имеющиеся в Скаергарде высокожелезистые КлП, которые отсутствуют в траппах. Вопросы титанистости КлП обсуждались нами ранее [Рябов, 1978; Поисковые критерии..., 1978], а сейчас на новом материале мы подтвердим сделанные тогда выводы.

По расположению полей составов КлП из пород различной шелочности и формационной принадлежности (рис. 4.5), построенных нами по материалам работы Н. Л. Добрецова и др. [1971] следует, что титанистость минерала зависит от щелочности пород. Нанесенная на эту диаграмму основная масса анализов КлП из расслоенных базитовых интрузий образует пологое поле с незначительным увеличением TiO_2 при увеличении *f*. Вдоль вытянутости шлейфа располагаются составы центра и края зональных кристаллов из различных пород интрузий. В это же поле попадают КлП базитовых частей интрузий норильского типа. Резкое увеличение титанистости отмечается у КлП из пикритовых габбро–долеритов Верхнеталнахской, Норильск–1, Нижнефокинской, интрузии руч. Магнитного и из основных пегматоидов ряда интрузий, которые попадают в поля щелочных пикритов и базитов. В таких зональных кристаллах происходит резкое увеличение TiO_2 от центра к периферии (см. рис. 4.5, б). Это позволяет с уверенностью предполагать нарастание щелочности расплава на стадии формирования краевых кайм минерала, что вполне согласуется с представлениями о влиянии повышенной щелочности и окислительного потенциала на преимущественное вхождение титана в силикаты, а не в оксиды [Соболев, 1949].

Содержание TiO_2 в КлП и изменение оксида в направлении центр—край зональных кристаллов в различных интрузиях заметно отличается. Это, по–видимому, обусловлено различиями состава магматического расплава этих интрузий. Примером могут служить геохимические тренды КлП из силлов юга Сибирской платформы и восточного борта Тунгусской синеклизы.

Хром в клинопироксенах. Эмпирически давно установлено, что хром является индикаторным элементом глубинных магнезиальных расплавов, а в обычных базальтовых магмах содержания его ничтожны. В связи с этим обнаружение повышенных концентраций хрома в КлП траппов представляет большой интерес и имеет важное значение для выяснения ряда вопросов петрогенезиса.

В 1970–1971 гг. в геологической литературе появилось сразу несколько статей об особенностях поведения хрома в пироксенах интрузий Норильск–I, Верхнеталнахской и Нижнефокинской [Васильев, 1970; Генкин и др., 1970; Годлевский и др., 1971; Додин, Шатков, 1971; Иванов и др., 1971]. Позднее хром в КлП рассматривался в работах [Рябов, Золотухин, 1977; Рябов, 1978; Поисковые критерии..., 1978; Туганова, 1988; и др.]. Выяснилось, что концентрации хрома в КлП широко варьируют, а наиболее высокие его содержания всегда приурочены к центральным частям кристаллов. В различных интрузиях и типах пород абсолютная величина Cr_2O_3 в КлП сильно меняется, максимальное значение оксида 1,27 мас.% определено в КлП из пикритовых габбро–долеритов Верхнеталнахской интрузии. Несмотря на то, что хром является примесным элементом, распределение его в зеленых КлП подчиняется нормальному закону распределения, а в бурых — логнормальному закону, характерному для элементов–примесей. Это объясняется тем, что в зеленых разностях хром подобно главным компонентам одним из первых занимает позицию М2 в структуре пироксена [Годлевский и др., 1971].

Распределение Cr_2O_3 в КлП траппов в зависимости от общей железистости имеет параболический характер (рис. 4.6). Как видно из графика, накопление хрома в КлП происходит в довольно узком диапазоне железистости. Наиболее обогащенными хромом являются зеленые КлП из пикритовых базальтов и габбро–долеритов интрузий Нижнефокинской, руч. Магнитного, Верхнеталнахской, Норильск–1. По мере понижения хромистости в шлейфе точек закономерно располагаются КлП из траппов с понижающейся магнезиальностью.

Хром считается чуждым трапповой магме компонентом, его кларк для основных пород по А. П. Виноградову составляет 0,02 %, что на порядок ниже содержания его в ультраосновных породах [Годлевский, 1967]. Несмотря на это, повышенные концентрации Cr_2O_3 в последние годы определены в КлП ряда слабодифференцированных интрузий (мас.%): Хурингда — 0,55; Сухая Бахта — 0,53; Нижний Имбак — 0,96; [Магнезиальные базиты..., 1984]; Хунгтукун — 0,74 [Рябов и др., 1985в]; Усть–Ханнья — 0,84 [Олейников и др., 1985]; Толстомысовский силл — 0,44 [Феоктиотов и др., 1975] и др. Эти данные говорят о том,

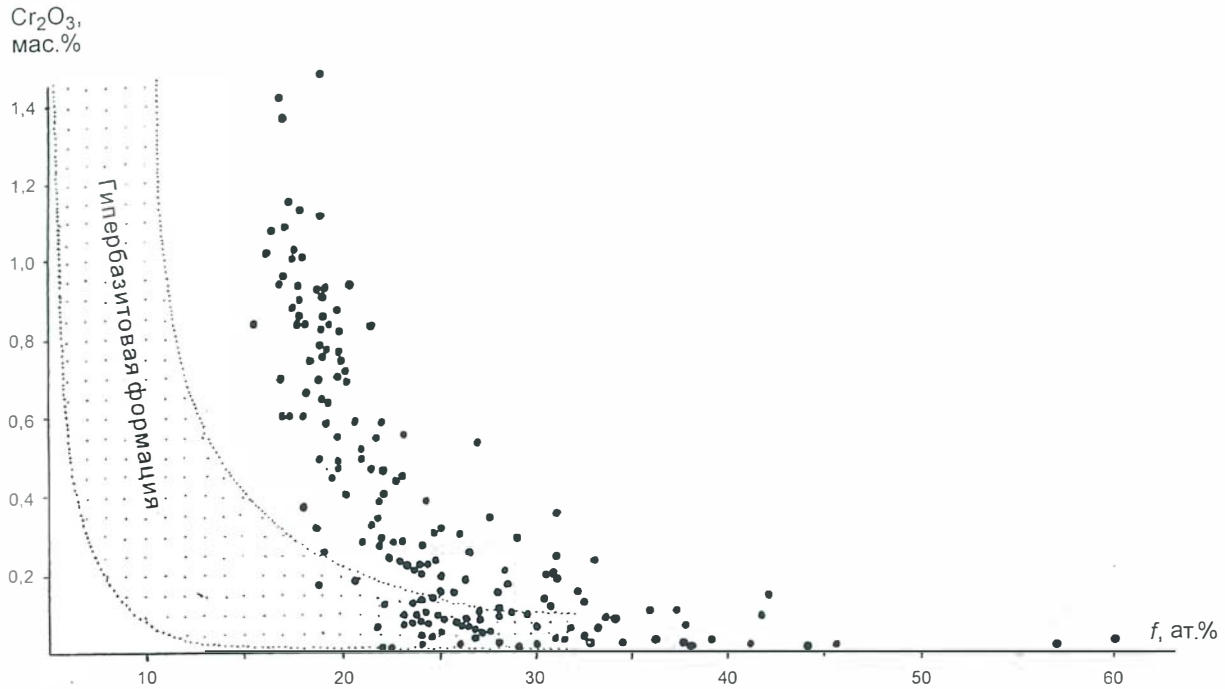


Рис. 4.6. Диаграмма зависимости Cr_2O_3 — f для клинопироксенов из траппов Сибирской платформы [Рябов, 1978].

Кругом показано поле составов КлП из ультраосновных пород различной формационной принадлежности, построенное по данным из работы [Добрецов и др., 1971].

что хромистые КлП не являются прерогативой норильских интрузий. Принимая во внимание низкую растворимость хрома в толеит–базальтовых расплавах, концентраций элемента в них оказывается недостаточно для образования самостоятельных хромсодержащих фаз (шпинелидов) и поэтому элемент накапливается в наиболее ранней высокотемпературной фазе, которой является КлП [Рябов, Якоби, 1981].

Повышенная хромистость КлП характерна для высокомагнезиальных траппов, содержащих хромит. Большое сходство состава КлП из пикритовых базальтов и пикритовых габбро–долеритов норильских интрузий, а также пикритов фокинского комплекса являются аргументом в пользу комагматизма этих пород. Наряду с этим, высокохромистые КлП в безоливиновых породах, ассоциирующихся с пикритами, таких как метадиориты из дифференцированных пикритовых лав, дендриты КлП Микчандинского покрова и стебельчатые кристаллы в габбро–пегматитах Нижнефокинской интрузии, свидетельствуют о подвижности хрома на магматическом этапе.

Некоторые вопросы распределения хрома в КлП норильских интрузий рассматриваются в работе Е. В. Тугановой [1988], которая на основании повышенной хромистости КлП из пикритовых габбро–долеритов норильского типа, близкой к таковой минералов из глубинных ксенолитов и кимберлитов, отождествляет условия их образования, совершенно игнорируя морфологию кристаллов, которая указывает на камерную кристаллизацию КлП норильских интрузий.

Эволюция состава пироксена в ходе кристаллизационной дифференциации. На диаграмме–трапеции Хесса (рис. 4.7) показаны поля составов основной массы клино– и ортопироксенов из траппов и намечающиеся в ряде объектов четыре кристаллизационных тренда [Рябов, 1989в]. Вариационная линия I отражает основной кристаллизационный тренд клинопироксенов слабодифференцированных интрузий. На начальных стадиях кристаллизации он имеет близкое направление с трендами интрузии Скаергард и при нормальной магматической дифференциации, но на завершающих стадиях, в отличие от них, приобретает более железистое окончание. Тренд II образуют пижониты слабодифференцированных интрузий. Тренд III представляют клинопироксены диопсид–геденбергитового ряда, которые проявляются главным образом в основных пегматоидах, связанных с расслоенными интрузиями. Тренд IV составляют клинопироксены умеренной и пониженной кальциевости, последние из которых встречаются в единичных случаях. Тренд V образуют ортопироксены повышенной железистости (Fs_{63-82}), которые с большим перерывом продолжают бронзиты поля Б норильских интрузий (см. рис. 4.7)

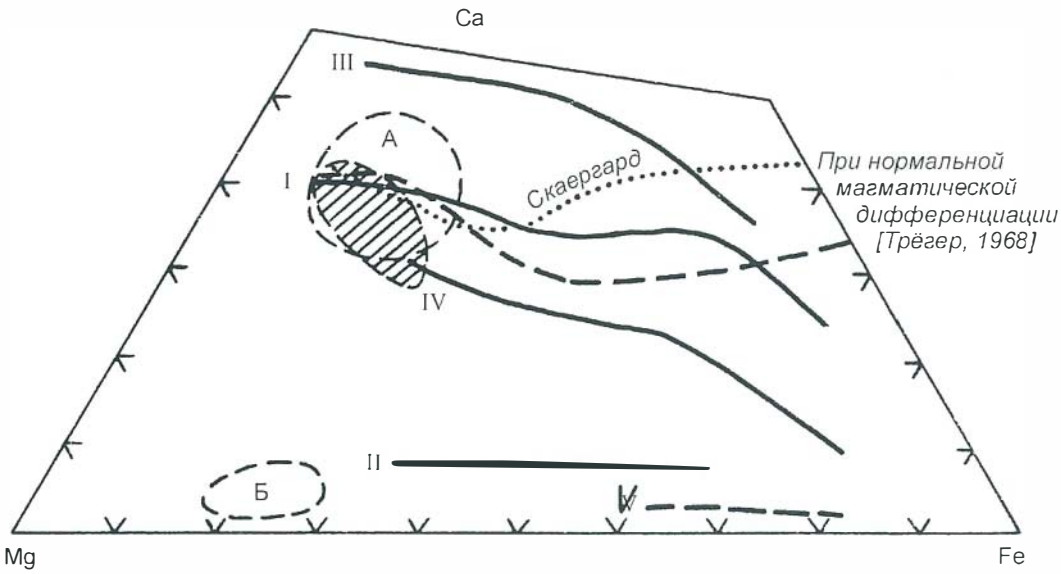


Рис. 4.7. Сводная диаграмма Ca–Mg–Fe, иллюстрирующая направления кристаллизации пироксенов в траппах Сибирской платформы [Рябов, 1989в].

Оконтурены поля составов клинопироксенов из расслоенной серии пород (заштриховано), из траппов Норильского района (А) и ортопироксенов там же (Б). Пояснения в тексте.

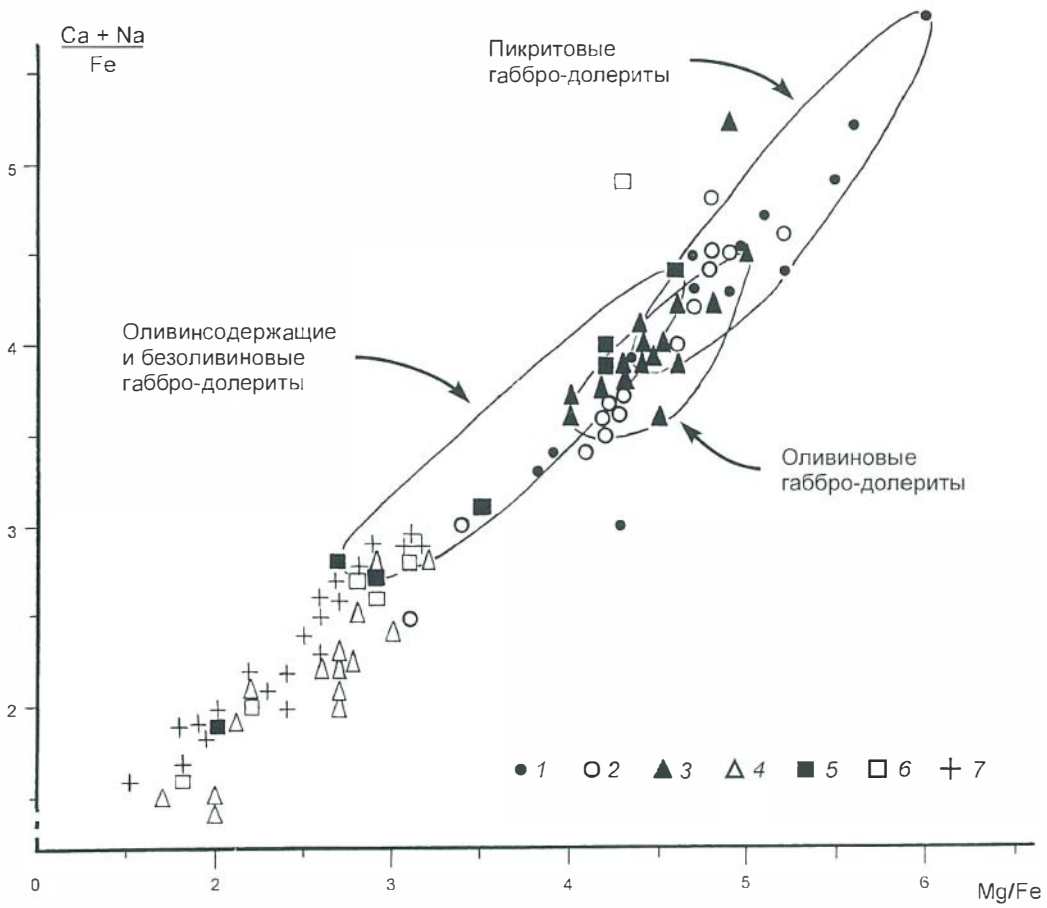


Рис. 4.8. Диаграмма (Ca+Na)/Fe — Mg/Fe для клинопироксенов из габбро–долеритов интрузий Верхиталнахской (ВТИ) и горы Пегматитовой (ПГИ).

1, 2 — зеленые и бурые пироксены из пикритовых габбро–долеритов ВТИ; *3, 4* — то же из оливиновых габбро–долеритов ВТИ; *5, 6* — то же, из оливинсодержащих и безоливиновых габбро–долеритов ВТИ; *7* — бурые пироксены ПГИ.

Ранее считалось, что главные минералообразующие компоненты КлП норильских интрузий не отражают имевшей место кристаллизационной дифференциации [Генкин и др., 1971; Годлевский и др., 1971; Додин, Шатков, 1971]. Как уже отмечалось, проведенные нами исследования показали, что нормирование этих компонентов: Si, Ca и Mg по Al и(или) Fe приводит к упорядоченному расположению точек анализов на графиках в виде шлейфа, с небольшой дисперсией [Рябов, 1974; Поисковые критерии..., 1978]. Поля составов КлП из различных пород интрузии закономерно и с перекрытием последовательно смещаются вдоль шлейфа точек, указывая на генеральную тенденцию понижения кальциевости и магнезиальности минерала и увеличения его железистости в процессе кристаллизационной дифференциации (рис. 4.8). Состав бурых КлП из базитовых горизонтов норильских интрузий показывает близкое сходство с минералом расслоенных базитовых массивов.

Сопоставление составов сосуществующих в одной породе Ол и КлП (рис. 4.9) позволяет видеть, что точки железистости ядер фенокристаллов Ол и центральных частей кристаллов КлП образуют шлейф со сравнительно небольшой дисперсией. Пологий наклон шлейфа свидетельствует о более высокой железистости Ол по сравнению с ассоциирующим КлП. Другое поле (оконтурено штриховой линией, см. рис. 4.9) отвечает железистости мелких зерен Ол из мезостазиса и краевым каймам кристаллов КлП. Интересно отметить, что в этом поле появляются Ол и КлП равной железистости, и в целом железистость Ол ближе к таковой КлП, чем в первом случае.

Особый интерес представляет собой распределение Ni в зональных кристаллах клинопироксена в разрезе Верхнеталнахской интрузии (рис. 4.10). Показанные на диаграмме стрелками изменения содержания Ni от центра к краю кристаллов на границе базитовой и гипербазитовой частей разреза испытывает инверсию. Кристаллизация клинопироксенов в безрудных базитах сопровождалась понижением в их составе содержания Ni. В рудоносных горизонтах пикритовых и такситовых габбро–долеритов, наоборот, по мере кристаллизации минерала в его составе происходило увеличение содержания Ni.

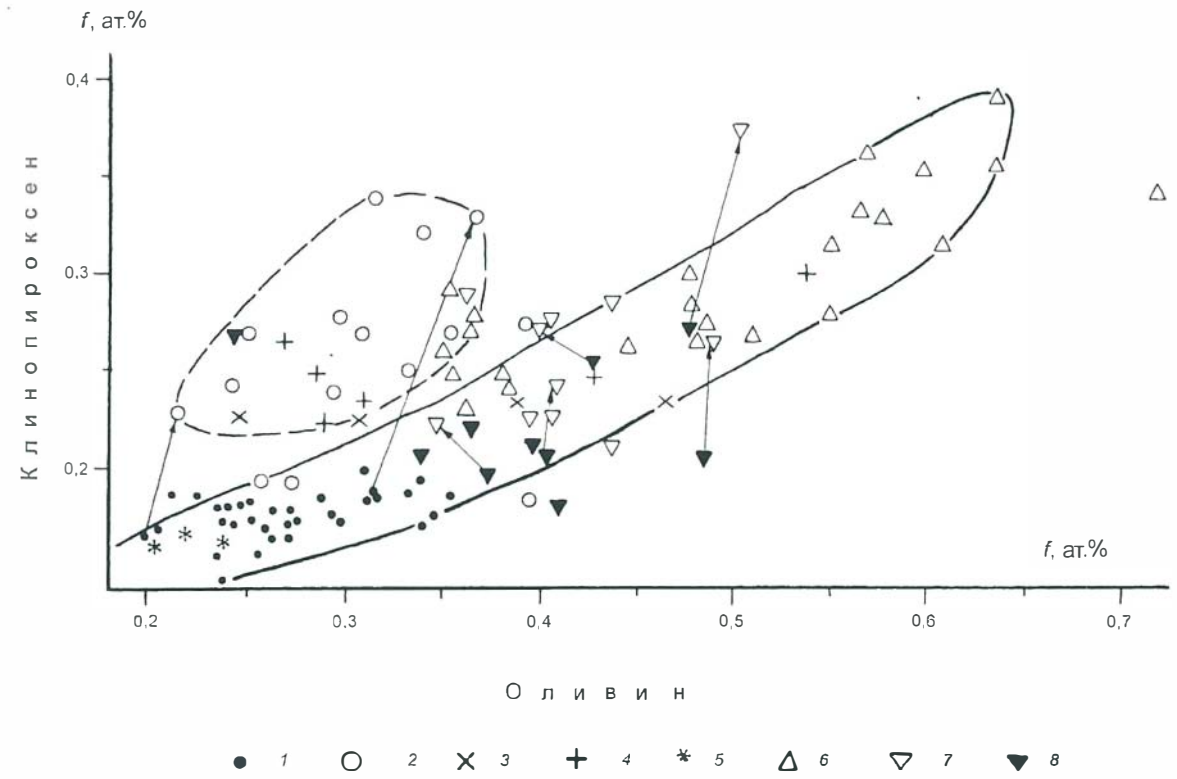


Рис. 4.9. Диаграмма зависимости железистости в ассоциирующих клинопироксенах и оливинах из пород различных интрузий и пикритовых базальтов северо–западной части Сибирской платформы.

1, 2 — интрузии норильского типа (*1* — крупный кристалл Ол — центр КлП; *2* — мелкий кристалл Ол — край КлП); *3* — интрузия руч.Магнитного; *4* — Пясинско–Вологочанская интрузия; *5* — пикритовый базальт; *6–8* — Хунгтукунская интрузия (*6* — крупный кристалл Ол — край КлП; *7* — мелкий кристалл Ол — край КлП; *8* — мелкий кристалл Ол — центр КлП). Стрелками соединены присутствующие в одном образце пары минералов.

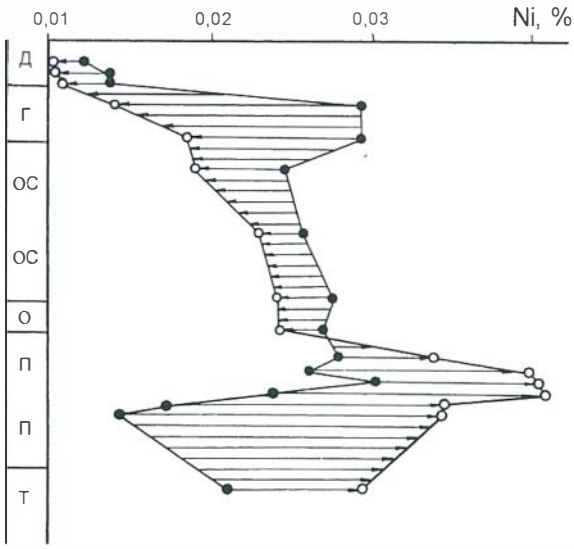


Рис. 4.10. Поведение Ni в зональных кристаллах клинопироксена по разрезу Верхнеталнахской интрузии. Построено по данным [Дистлер и др., 1977].

Центр кристалла — залитые кружочки, край — незалитые.

Ортопироксен. Ромбический пироксен в траппах распределен очень неравномерно [Соболев, 1986; Годлевский, 1959; и др.]. В большинстве пород он отсутствует, а повышенные количества до 1–3 реже до 5–7 % наблюдаются в богатых оливином габбро–долеритах или обрамляющих их породах. В эффузивных траппах небольшие количества ортопироксена (ОртП) постоянно отмечаются в пикритовых базальтах, где минерал имеет устойчивый состав $Wo_{4-8}En_{67-74}Fs_{20-24}$ [Рябов и др., 1985в]. В расслоенных интрузиях проявления ОртП тяготеют к горизонту пикритовых габбро–долеритов, либо концентрируются в перекрывающих и подстилающих их породах: оливиновых, троктолитовых и такситовых габбро–норитах. В Норильском районе широко распространен ОртП в габбро–норитах интрузии горы Зуб [Годлевский, 1959].

Формы проявления ОртП в породах разнообразны. В пикритовых базальтах, наряду с самостоятельными зернами, можно видеть каймы ОртП около КлП. В слабодифференцированных Хунгтукунской и Маймечинской интрузиях ОртП встречается в оливиновых габбро–долеритах, но наиболее широко распространен в оруденелых породах [Рябов и др., 1985в; Рябов, 1989в]. Особенности проявления ОртП в норильских интрузиях описаны во многих петрографических работах по этим объектам [Золотухин и др., 1975; Степанов, 1975; Золотухин, Щедрин, 1977; и др.]. В кварцевых норитах из кровли интрузии горы Зуб ОртП находится в виде идиоморфных кристаллов бронзита, а ниже по разрезу — в оливиновых габбро–долеритах ОртП имеют переменную железистость Fs_{21-32} [Годлевский, 1959]. В пикритовых и такситовых габбро–долеритах ОртП образует каймы вокруг оливина и реже самостоятельные пойкилокристаллы.

Сведения о химическом составе ОртП из траппов рассредоточены в различных источниках [Генкин и др., 1970; Иванов и др., 1971; Додин и др., 1972; Золотухин и др., 1975; Рябов, Золотухин, 1977; Золотухин, Щедрин, 1977; Степанов, 1977; Генкин и др., 1981; Магнезиальные базиты..., 1984; Рябов и др., 1985б; Туганова, 1988; Рябов, 1989в]. Несмотря на большой список работ, в каждой из них имеется всего по нескольку анализов минерала.

Судя по микрозондовым анализам, железистость ОртП, наблюдающегося в виде самостоятельных кристаллов и кайм обрастания вокруг КлП, составляет Fs_{20-24}, а в ассоциирующихся с ними КлП Fs_{10-12} [Рябов и др., 1985б]. В норильских интрузиях железистость ОртП растет снизу вверх по разрезу от пикритовых (Fs_{22}) к оливинсодержащим габбро–долеритам (Fs_{36}) [Степанов, 1977]. Общая железистость в пикритовых габбро–долеритах Верхнеталнахской интрузии варьирует от 20 до 23 ат.%, в Мантуровской — 18–24 ат.% [Золотухин, Щедрин, 1977], а в Нижненорильской интрузии составляет 25 ат.% [Генкин и др., 1981]. По данным этих же авторов в оливиновых и такситовых габбро–долеритах ОртП имеет соответственно диапазон железистости 27–29 и 31–32 ат.% — в Верхнеталнахской, а в такситах и троктолитах Мантуровской — 28 и 27 ат.%.

Железистые ОртП Fs_{54} по кристаллооптике определены в феррогиперстеновом феррогаббро Аламджахской [Масайтис, 1958] и Анакитской [Ревердатто, 1963] интрузий, а микрозондовые анализы высокожелезистых ОртП вплоть до Fs_{82} из оруденелых пород Хунгтукуна приводились нами ранее [Рябов и др., 1985в, Рябов, 1989в].

Некоторое представление о составе ОртП и ассоциирующих с ним минералов можно получить на ранее приводимых здесь диаграммах. В разрезе пикритового горизонта Верхнеталнахской интрузии количественные соотношения пироксеновых миналов в ОртП и КлП варьируют незначительно (см. рис. 3.22). От центра к периферии зональных кристаллов ОртП можно видеть небольшое уменьшение содержания En–компонента и увеличение Wo– и Fs–компонентов. Титанистость и хромистость ОртП ниже, чем у ассоциирующих с ними КлП. На диаграмме–трапеции Хесса (см. рис. 4.7) ОртП образуют широкую область составов, вытягиваясь узким шлейфом от магнезиаль-

ных через железистые до высокожелезистых разновидностей. Первые связаны с богатыми оливином породами главным образом в норильских интрузиях (см. рис. 4.7, поле Б), вторые — спорадически встречаются в габбро–долеритах слабодифференцированных базитовых интрузий, а высокожелезистые определены в феррогаббро и среди реакционных образований в рудах α-Fe Хунгтукунской интрузии.

Проведенное В. К. Степановым [1977] исследование равновесия "оливин–гиперстен" показало, что в пикритовых габбро–долеритах железистость ОртП выше, чем у оливина (Fa_{21} — Fs_{22}), в такситовых они равны (Fa_{29} — Fs_{29}), а в оливиновых габбро–долеритах имеют место обратные соотношения (Fa_{34} — Fs_{32}, Fa_{40} — Fs_{36}). Границей ультраосновной и базитовой (собственно трапповой) ассоциаций минералов является узкая область составов равновесных оливин—ортопироксен равной железистости (Fa_{29} — Fs_{29}) [Степанов, 1975].

Повышенные концентрации ОртП в интрузии горы Зуб М. Н. Годлевский [1959] объясняет пересыщением расплава глиноземом, которое возникло в результате ассимиляции глинистых осадков. Позднее В. К. Степанов [1977] приходит к выводу, что равновесие ортопироксен—оливин не зависит от температуры и давления, а определяется изменением химических потенциалов SiO_2 и FeO, в связи с чем ОртП выполняет роль своеобразной "буферной" добавки к оливину, поддерживающей определенный уровень химического потенциала SiO_2.

Принимая во внимание ограниченные ассимиляционные возможности толеит–базальтовых расплавов в гипабиссальных камерах, представляется, что появление ОртП в породах могло быть обусловлено не пересыщением расплава глиноземом, а изменением химических потенциалов SiO_2 и FeO, как показал В. К. Степанов [1977]. Можно думать, что причина последнего заключается в высокотемпературном окислении раннего оливина (автометаморфическом или с участием флюидов), как это предполагается для гавайских пикритов [Muir et. al., 1957] и подтверждается в экспериментах [Haggerty, Barker, 1967]. Образование ОртП в норильских пикритах В. С. Соболев [1986] также объяснял резорбцией оливина, но при взаимодействии его с остаточным расплавом.

4.1.3. Плагиоклаз

Плагиоклаз (Пл) наряду с пироксеном является главным породообразующим минералом траппов. Его количество в породах колеблется от 0 до 100 %, а состав охватывает весь изоморфный ряд от альбита до анортита. В шелочных кремнекислых породах, кроме того, появляются и порою занимают большой объем калинатровые полевые шпаты [Рябов, Золотухин, 1977].

Обычно количество Пл в траппах колеблется около 40–60 %. Более низкие содержания минерала имеют место в меланократовых породах, в которых возрастает доля оливина и пироксена. Высокие концентрации Пл, как правило, наблюдаются в основных пегматоидах: лейкогаббро, габбро–пегматитах, такситовых габбро–долеритах и др. Кроме этого, проявления мономинерального лабрадорита известны в составе дифференцированного пикритового потока руч. Хребтового (плато Хараелах) [Рябов и др., 1985б], а своеобразные хромит–плагиоклазитовые породы — в ВЭЗ Талнахской интрузии [Рябов, 1984].

В эффузивных траппах часто проявляются покровы плагиофировых и гломеропорфировых базальтов. Порфировидность по Пл не является редкостью и в траппах Верхнеталнахской, Норильск–I, Нижнеталнахской, Нижненорильской интрузий, а также моронговского и зубовского комплексов, в слабодифференцированных интрузиях Хунгтукунской, Маймечинской, Джалтульской и некоторых недифференцированных интрузиях и т. д.

На протяжении многих лет среди геологов идет дискуссия о природе обогащенных плагиоклазом "блуждающих" булок лейкогаббро и горизонтов этих пород в норильских интрузиях [Лихачев, 1965; Тарасов, 1976]. Большое значение придает Б. В. Олейников [1979 и др.] проявлениям лейкогаббро или анортитовым габбро, которые свидетельствуют об анортозитовой тенденции дифференциации расплавов в докамерный период их эволюции.

Многие геологи обращали внимание и пытались объяснить связь наиболее богатых сульфидных руд с обогащенными плагиоклазом породами — такситовыми габбро–долеритами [Годлевский, 1959; Роговер, 1959; Коровяков и др., 1963; Золотухин, 1964; Смирнов, 1966; Иванов и др., 1971; Тарасов, 1976; и др.]. В. С. Соболев [1986] норильские такситовые габбро–долериты назвал "сульфидными пегматитами". Считается, что такситовые габбро–долериты и габбро являются важнейшими критериями рудоносности расслоенных трапповых интрузий [Поисковые критерии..., 1978]. Проблема генезиса существенно полевошпатовых пород — основных пегматоидов — является одной из ключевых в выяснении природы норильских рудоносных интрузий.

Закономерные переходы в ряду пород от такситизированных пикритов к магматогенной брекчии, такситовому габбро–долериту и лейкогаббро, а также постепенные изменения вещест-

венного состава этих пород позволяют с уверенностью предполагать единство механизма их образования в результате взаимодействия расплава и(или) пород с летучими [Золотухин, 1964; Золотухин и др., 1975; Наторхин и др., 1977].

Особенности проявления Пл в траппах рассматриваются во многих работах, в том числе [Рябов, Золотухин, 1977]. Изучение состава Пл показало, что его основность, как правило, коррелируется с магнезиальностью пород. Наряду с этим отмечается, что при рассмотрении конкретных пород и разрезов интрузий эта сопряженность изменения составов минерал—порода значительно осложняется присутствием множества генераций Пл и их зональностью.

Зональность Пл в траппах обычно прямая. В недифференцированных траппах: базальтах, долеритах и габбро–долеритах — зональность проявляется заметно слабее, чем в расслоенных телах. Наиболее ярко она проявилась в норильских интрузиях. Многозональные таблицы Пл порою охватывают несколько десятков номеров состава, в мелких призмочках зональность развита слабее, а в лейстах — отсутствует. В пикритовых габбро–долеритах Верхнеталнахской интрузии, по данным замеров на федоровском столике, например, от центра к краю зональных кристаллов Пл содержание An–компонента (%) изменялось как (98–80) → (68–62) → (56–50) → (43–42) [Золотухин и др., 1975]. В оливиновых габбро–долеритах, по тому же источнику, зональность имеет вид (% An): (95–85) → (82–70) → (68–55) → (50–42), в безоливиновых — (82–70) → (60–48) → (42–35)→ (25–20). В такситовых габбро–долеритах состав Пл от ядра к периферии изменяется от 92 → 54 до 25 % An–компонента.

Несмотря на такую многозональность Пл, в целом по разрезу интрузии отмечается тенденция к раскислению минерала от подошвы к кровле за счет увеличения доли щелочных компонентов в составе минерала. Это выявляется при химическом анализе монофракций Пл, представляющих смесь всех зон, а также при пересчетах анализов на нормативный состав. Тонкие исследования состава Пл на федоровском столике или на микрозонде позволяют говорить о глубоко зашедшей дифференциации расплава в пределах интрузии, одного горизонта и даже одного кристалла.

В целом, по данным кристаллооптических исследований, в пикрит–троктолитовых габбро–долеритах из интрузивных траппов Сибирской платформы состав Пл изменяется от An_{96} до An_{70} [Петрология..., 1978]. В пикритовых базальтах состав Пл отвечает $An_{84–94}$, в пикритовых габбро–долеритах Нижнефокинской интрузии — $An_{70–80}$, в пикрит–троктолитовых интрузиях моронговского комплекса фенокристаллы имеют состав $An_{90–80}$, а вростки в Ол и призмочки основной массы — $An_{60–70}$. В троктолитовых габбро–долеритах Нижнеталнахской интрузии фенокристаллы отвечают An_{94}, а призмочки — $An_{60–70}$, в одноименных породах Нижненорильской интрузии состав призматических кристаллов — $An_{60–85}$. В бедных оливином и безоливиновых габбро–долеритах состав Пл раскисляется от лабрадора до андезина–олигоклаза и даже альбита. Для сравнения можно отметить, что в Скаергардской интрузии весь диапазон изменения состава Пл по разрезу массива отвечает An_{77} — An_{34} [Уэйджер, Браун, 1970].

Различные исследователи в расслоенных интрузиях (Верхнеталнахской, Хунгтукунской, Моронговской, Нижнеталнахской и др.) отмечают устойчивый состав фенокристаллов Пл независимо от положения в разрезе тела и состава вмещающей породы. На Талнахе — это анортит–битовнит $An_{98–82}$, а в Хунгтукунской интрузии — битовнит $An_{87–78}$ [Люлько и др., 1972; Рябов и др., 1985в]. Это позволяет предполагать, что высокоосновный Пл был ранней ликвидусной фазой. В Хунгтукунской интрузии это относится ко всему разрезу магматического тела, в Верхнеталнахской — к его базитовой части, а в гипербазитовом слое высокоосновный состав Пл определялся составом самой жидкости.

Имеющиеся в многочисленных петрографических работах результаты изучения зональности Пл, изменения его состава в разрезах интрузий, в частности Верхнеталнахской, показывают, что диапазон колебания состава в одном кристалле практически охватывает весь размах вариаций состава минерала по разрезу всей интрузии. Микрозондовые анализы плагиоклазов в траппах подтверждают тенденции изменения их состава, выявленные кристаллооптическими методами. Установленные различными методами составы минерала показали близкую сходимость, за исключением высокоосновных анортит–битовнитовых плагиоклазов, которые по данным рентгеноспектрального анализа сместились в область битовнит–лабрадоровых. Тем не менее, имеющиеся данные указывают на активное раскисление Пл, которое свидетельствует о быстро прогрессирующем росте щелочности расплава в процессе его закристаллизации, как в пределах одного горизонта пород, так и снизу вверх по разрезу массива.

Помимо основности Пл показателями дифференциации расплава являются элементы примеси в минерале. Известно, что наиболее широ-

ко распространенными примесями в Пл являются Fe, Mg, Ba, Sr и B. Некоторые вопросы геохимии последних трех элементов рассматривались ранее [Анастасенко, 1973; Нестеренко, Альмухамедов, 1973; Феоктистов, Елизарьева, 1976].

Считается, что быстрая кристаллизация Пл в излившихся на поверхность базальтах и породах гипабиссальных интрузий является причиной захвата кристаллом таких чуждых минералу химических элементов как, например, Fe. В связи с этим была построена диаграмма зависимости FeO — An–компонента (рис. 4.11), из который видно, что содержание FeO в плагиоклазах изменяется от 0 до 1,0 мас.%, реже встречаются более высокие значения. По мере повышения количества анортитового компонента в плагиоклазах намечается увеличение FeO.

Бор, стронций и барий изоморфно входят в решетку полевых шпатов, а два последних в небольших количествах и в структуру пироксенов.

Проведенные нами определения бора в Пл эффузивных и интрузивных траппов показывают, что изначальные содержания элемента в различных расплавах заметно отличались. Так, в Пл из гломеропорфировых базальтов двух различных свит количество бора составляло 51 и 10 г/т. В дифференцированных потоках пикритовых лав содержание бора в метадиоритах было выше, чем в собственно базальтах. В расслоенных интрузиях количество бора закономерно растет в минерале и в породе снизу вверх по разрезу массива (рис. 4.12). Бороносность Пл основных пегматоидов, как правило, всегда выше таковой минерала из габбро–долеритов расслоенной серии пород.

Изучение Ba и Sr в Пл позволило выявить наиболее высокие их концентрации (1700 и 2000 г/т

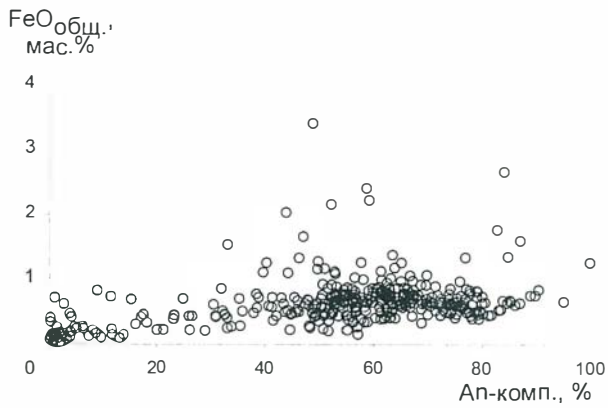


Рис. 4.11. Диаграмма FeO — An–комп. для полевых шпатов из траппов Норильского района.

соответственно) в пегматоидах из ВЭЗ Пясинско–Вологочанской интрузии. В Пл оливиновых габбро–долеритов средней части этого массива количества этих элементов составляют 108 и 341 г/т, а в приподошвенных такситах — 160 и 290 г/т. Аналогичная тенденция отмечается в Пл Верхнеталнахской интрузии.

Изоморфизм Ba и Sr в Пл связан с основностью минерала, в результате чего снизу вверх по разрезу Верхнеталнахской интрузии повышение щелочности минерала и пород сопровождается абсолютным увеличением содержаний этих элементов и прогрессирующим ростом отношения Ba/Sr (см. рис. 4.12). Значительные вариации содержаний в плагиоклазе B — 7–65 г/т, Ba — 34–2100 г/т, Sr — 97–2000 г/т и направленные изменения их концентраций в разрезах расслоенных интрузий отражают совершившийся процесс кристаллизационной дифференциации расплава.

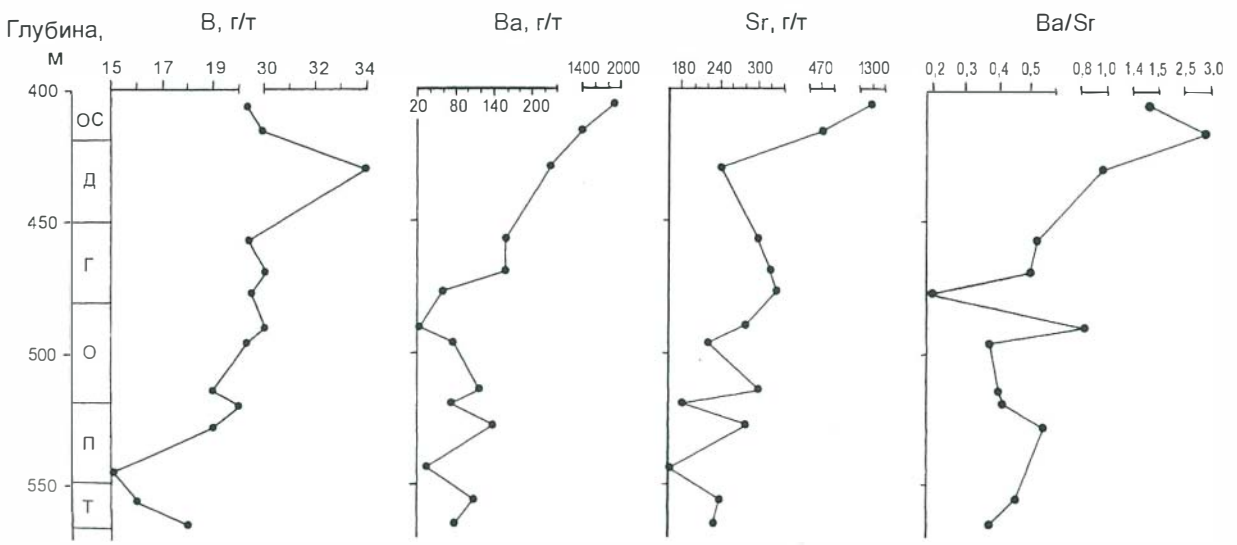


Рис. 4.12. Поведение бора, бария и стронция в разрезе Верхнеталнахской интрузии, скв. КЗ–274.

4.1.4. Минералы группы шпинели

В траппах Сибирской платформы минералы группы шпинели представлены тремя сериями химических разновидностей: магнетита, собственно шпинели и хромита.

Минералы серии магнетита представлены титаномагнетитом, магномагнетитом, магнезиоферритом и магнетитом. Среди этих разновидностей наиболее широко распространен как в эффузивах, так и в интрузиях титаномагнетит. В небольших количествах он присутствует практически во всех типах пород, формы его проявления в базальтах, долеритах и габбро–долеритах самые разнообразные. Обычно он образует мелкие изометричные субидиоморфные и ксеноморфные зерна, скелетные кристаллы, пойкилокристаллы с врастками плагиоклаза, кристаллы со структурами распада и без них, графические срастания с пижонитом, шарики в стекле и, наконец, участки интерстиционной сидеронитовой вкрапленности в срастании с силикатами.

В связи с траппами широко известны магнетитовые месторождения, рудопроявления и небольшие скопления минерала в породах. Повышенные концентрации магнетита вплоть до сплошных сливных руд известны в базальтах, в трубках взрыва, в интрузиях норильского, кузьмовского и ангарского комплексов [Урванцев, 1959; Павлов, 1961; Хрянина, 1962; Годлевский, 1967; Кавардин, 1976; Рябов, 1976; Юдина и др., 1977; Рябов, Золотухин, 1977; и др.].

Разнообразие форм проявления магнетита, переменный его состав и широкий спектр ассоциирующих с ним минералов позволяют предполагать кристаллизацию магнетита в широком диапазоне *PT*–условий, начиная с магматической стадии и кончая низкотемпературной гидротермальной [Рябов, Золотухин, 1977]. Здесь мы коснемся только магматических акцессорных магнетитов.

Основная масса минералов серии магнетита в эффузивных и интрузивных траппах Норильского района представлена титаномагнетитом.

На диаграмме TiO_2 — Fe_2O_3 (рис. 4.13) приведен состав минералов группы шпинели. Титаномагнетиты образуют полосу компактно расположенных точек с широкими вариациями TiO_2. Максимальные количества оксида (32–38 мас.%) имеют ульвошпинели, далее следует рой точек титаномагнетитов с постепенным уменьшением TiO_2 от 30 до 7 мас.%, которые сменяются магнетитами с примесью TiO_2 до 4 мас.%. Повышенные содержания TiO_2 до 10 мас.% и реже более высокие отмечаются у хромитов и хромпикотитов.

В производных толеит–базальтовых расплавов наиболее высокотитанистые магнетиты от-

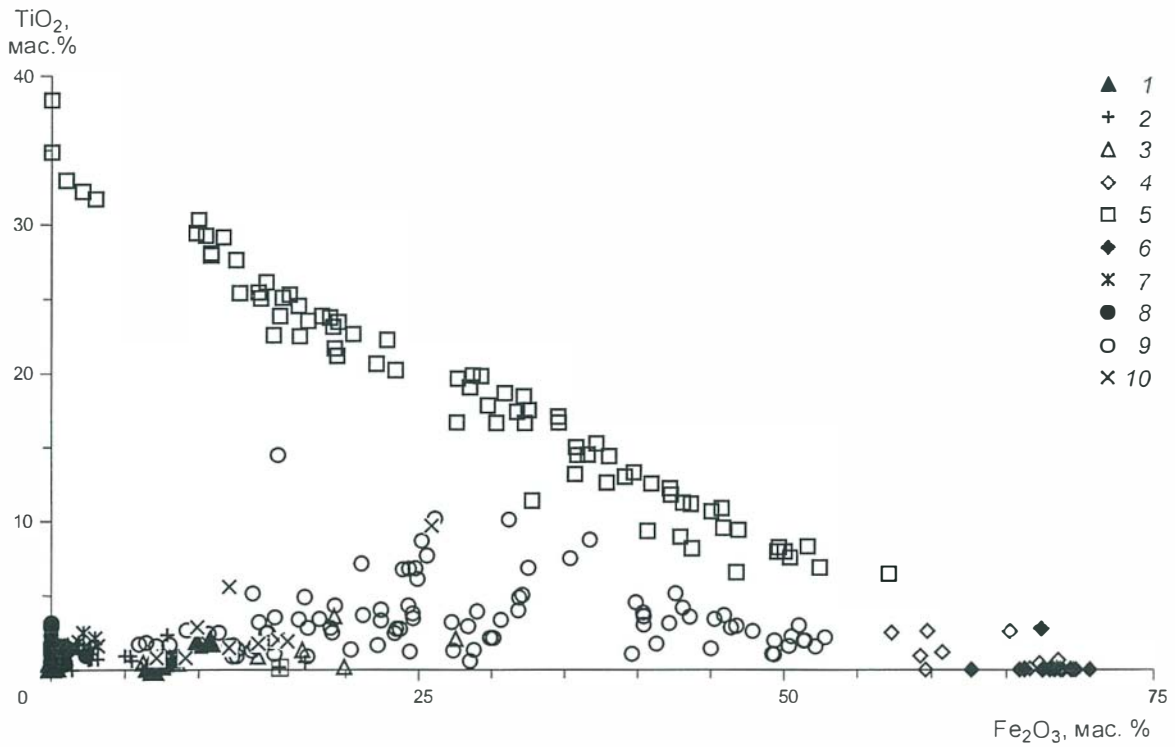


Рис. 4.13. Диаграмма TiO_2 — Fe_2O_3 для шпинелидов из магматических пород Норильского района.

1 — герцинит, *2* — плеонаст, *3* — шпинель, *4* — магнетит, *5* — титаномагнетит, ульвошпинель, *6* — магномагнетит, *7* — магнезиоалюмохромит, *8* — магнезиохромит, *9* — хромит, *10* — хромпикотит.

мечаются в эффузивах и в пегматоидных образованиях расслоенных интрузий. В титаномагнетитах из габбро–долеритов различных магматических комплексов содержания TiO_2 сильно варьируют. В породах далдыканского комплекса минерал содержит TiO_2 (мас.%) 9,57–15,01, в габбро–долеритах горы Пегматитовой (моронговский комплекс) — 14,42–16,66, в огонерском комплексе — 17,10–20,20, в круглогорском типе (норильский комплекс) — 2,58–22,57. Титаномагнетиты с содержанием ульвошпинелевого компонента 70–80 % (TiO_2 — 19–27 мас.%) установлены в габбро–долеритах Хунгтукунской и Маймечинской интрузий [Рябов, 1989в].

В производных трахибазальтовых расплавов содержание TiO_2 в титаномагнетитах варьирует от 15,27 до 34,87 мас.% с преобладанием разновидностей повышенной титанистости. В ряде случаев состав минерала оказывается близким стехиометрическому составу ульвошпинели Fe_2TiO_4, которая должна содержать TiO_2 35,7 % и FeO 64,3 %. Практически чистые ульвошпинели установлены микрозондовым анализом в трахидолеритах ергалахского комплекса. На графике (см. рис. 4.13) они обособились в виде группы точек в области наиболее высоких концентраций TiO_2. Титаномагнетиты, содержащие более 70 % ульвошпинелевого компонента, встречаются в ряде эффузивов и интрузий нормального ряда различных комплексов.

Титаномагнетиты в небольших количествах содержат примесные компоненты. Количество Al_2O_3 обычно ниже 2,0 мас.%, редко до 3,30 мас.%, MgO — не более 1,5 мас.%, иногда до 2,63 мас.%. Некоторое представление о распределении MnO и V_2O_5 в титаномагнетитах дает рис. 4.14. На диаграмме нанесены результаты микрозондовых анализов титаномагнетитов и хромшпинелидов, которые приведены в паспортах, помещенных в томе 2. Как можно видеть на графике, содержания оксидов в минералах широко варьируют. Количество MnO в титаномагнетите обычно ниже 1,7 мас.%, но может достигать 3,8 мас.%. Содержание V_2O_5 варьирует от 0 до 1,7 мас.%, в одном случае достигает 2,7 мас.%.

Особую разновидность минералов серии магнетита представляют магномагнетиты, которыми сложена рудная лава среди покровов трахибазальтов юряхской толщи [Рябов, 1997]. Особенностью состава минерала является повышенное содержание MgO (3,58–5,82 мас.%). Более подробная характеристика магномагнетитов приведена в разделе 3.7.3. Бедные примесями и беспримесные магнетиты в траппах проявляются в поздне– и постмагматических образованиях. Особенности их нахождения и состава рассматриваются в работах

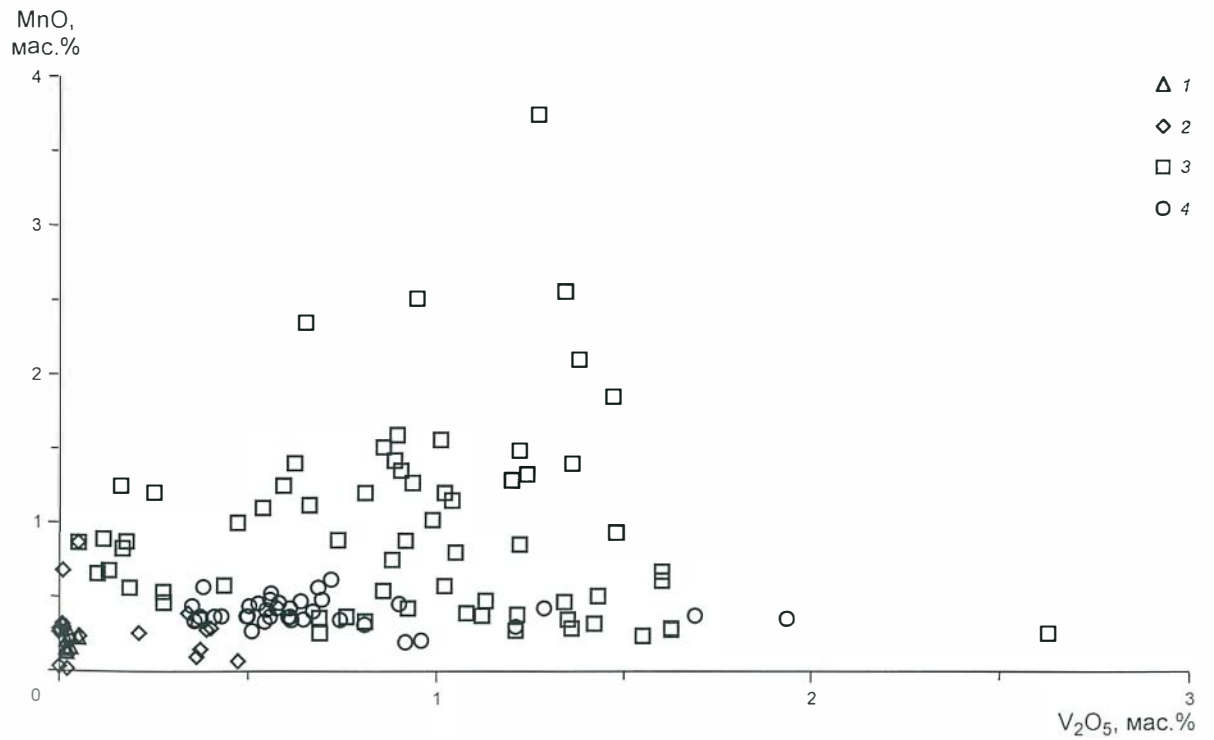


Рис. 4.14. Диаграмма MnO — V_2O_5 для шпинелидов из магматических пород Норильского района.

1 — шпинель, *2* — магнетит, *3* — титаномагнетит, *4* — хромит.

[Кавардин, 1976; Рябов, Золотухин, 1977; Юдина, Сандомирская, 1980; и др.].

Помимо магномагнетитов рудной лавы, одиночные находки минерала обнаружены в обломках магматогенной брекчии Верхнеталнахской интрузии (см. пасп. 130) и в пикритовом габбро–долерите Нижненорильской интрузии (см. пасп. 155). В первом из них определено MgO 12,63 мас.%, во втором — 2,56 мас.%. Необычный состав имеет окисно–рудная фаза в пикритовом габбро–долерите Пясинско–Вологочанской интрузии (см. пасп. 169). В ней определены (мас.%): TiO_2 — 29,27; Al_2O_3 — 1,61; Fe_2O_3 — 12,69; FeO — 31,97; MnO — 0,32; MgO — 15,48; Cr_2O_3 — 1,10; NiO — 0,12; V_2O_5 — 0,69.

Минералы серии шпинели в траппах представлены рядом разновидностей: от собственно шпинели ($MgAl_2O_4$) через промежуточный по составу плеонаст ($(Mg, Fe)Al_2O_4$) и до герцинита ($FeAl_2O_4$.) К плеонасту относятся шпинелиды, в составе которых отношение $Mg : Fe^{2+}$ изменяется от 3 до 1, у собственно шпинели величина этого отношения >3, а у герцинита — <1 [Дир и др., 1966]. В стехиометрическом составе шпинели содержится MgO — 28,2; Al_2O_3 — 71,8 %, а в составе чистого герцинита должно быть FeO — 41,3; Al_2O_3 — 58,7 %. Минералы серии шпинели встречаются, как правило, в различных по составу пегматоидных образованиях расслоенных интрузий — в лейкогаббро, такситовых габбро–долеритах и магматогенной брекчии. Их находки описаны в интрузиях норильского, зубовского и джалтул–хунгтукунского типов [Генкин и др., 1976; Рябов, Павлов, 1984; Рябов, 1989в; Служеникин и др., 1994].

В пегматоидах норильских интрузий шпинелиды имеют зеленый, серо–зеленый, медово–желтый и бурый цвета. Количество минерала в породах широко варьирует — от единичных зерен до 10–15 %. Тем не менее, находки зеленой шпинели в магматических породах представляют большую редкость и до недавнего времени в литературе были только упоминания об обнаружении единичных зерен в шлифах и в нерастворимом остатке при химическом разложении оливина [Лихачев, 1965; Степанов, 1975, 1977]. Необходимо отметить, что упомянутые авторы не сомневаются в магматогенной природе зеленой шпинели из габбро–долеритов.

Особенности проявления шпинели описаны а разделе 3.6.1 и проиллюстрированы фотографиями шлифов. Наряду с этим следует еще раз подчеркнуть, что формы ее проявления сходны с таковыми хромшпинелидов, с которыми она может совместно находиться в одной породе, даже в пределах одного шлифа (см. пасп. 107).

Красный и фиолетовый благородный герцинит и розово–лиловые плеонасты были описаны в такситовых габбро–долеритах, в стеклах и мелилитовых обособлениях Хунгтукунской интрузии [Рябов и др., 1985в; Рябов, 1989в]. Они известны также в пегматоидном горизонте ВЭЗ Джалтульского массива. Формы их проявления идентичны таковым шпинелидов норильских интрузий. Герциниты и плеонасты Хунгтукуна отмечены в виде включений в оливинах, пироксенах, плагиоклазах и в самородном железе. Все это не оставляет сомнения в магматогенной природе этих шпинелидов.

Состав минералов серии шпинели в траппах широко варьирует и практически охватывает весь ряд разновидностей. В породах Норильского района шпинели встречаются в пегматоидах ВЭЗ, в обломках магматогенной бркчии и в бесхромовых эндоскарнах, связанных с интрузиями норильского типа (см. пасп. 110), плеонасты проявляются в магматогенной брекчии Хараелаха и в пегматоидах ВЭЗ интрузий джалтул–хунгтукунского типа, а герциниты — в пегматоидах ВЭЗ интрузий норильского и джалтул–хунгтукунского типов. На диаграмме MgO — FeO (рис. 4.15) приведено все разнообразие составов шпинелидов Норильского района. По соотношению MgO и FeO точки соствов шпинелидов располагаются тремя полосами. Одну полосу образует ряд точек состава шпинель–плеонаст–герцинит, другую — магнезиоалюмохромит–хромпикотит–хромит, третью — магнезиохромит–магномагнетит. Содержание MgO в титаномагнетитах и магнетитах обычно не превышает 1–1,5 мас.%.

Минералы серии шпинели характеризуются высоким содержанием Al_2O_3 от 45,67 до 68,82 мас.%. Количество MgO (мас.%) в шпинелях варьирует в диапазоне 20,05–26,96, в плеонастах 13,44–19,05, в герцинитах 0,31–1,89, в единичном случае 11,77. Содержание FeO в этом ряду разновидностей составляет соответственно (мас.%) 0–10,24; 12,2–20,35; 37,87–41,27 (ед. 24,01). Количество TiO_2 в минералах варьирует от 0 до 3,62 мас.%, а содержание MnO, NiO, V_2O_5 не превышает долей процента.

В ореоле измененных пород Верхнеталнахской интрузии известны проявления метаморфических пород с зеленой шпинелью, форстеритом, флогопитом и фассаитом, описанных в работах В. В. Юдиной [1965], М. Д. Туровцева, Б. Н. Батуева, В. В. Золотухина, В. В. Рябова, И. Н. Зотова, и здесь нами не рассматриваются.

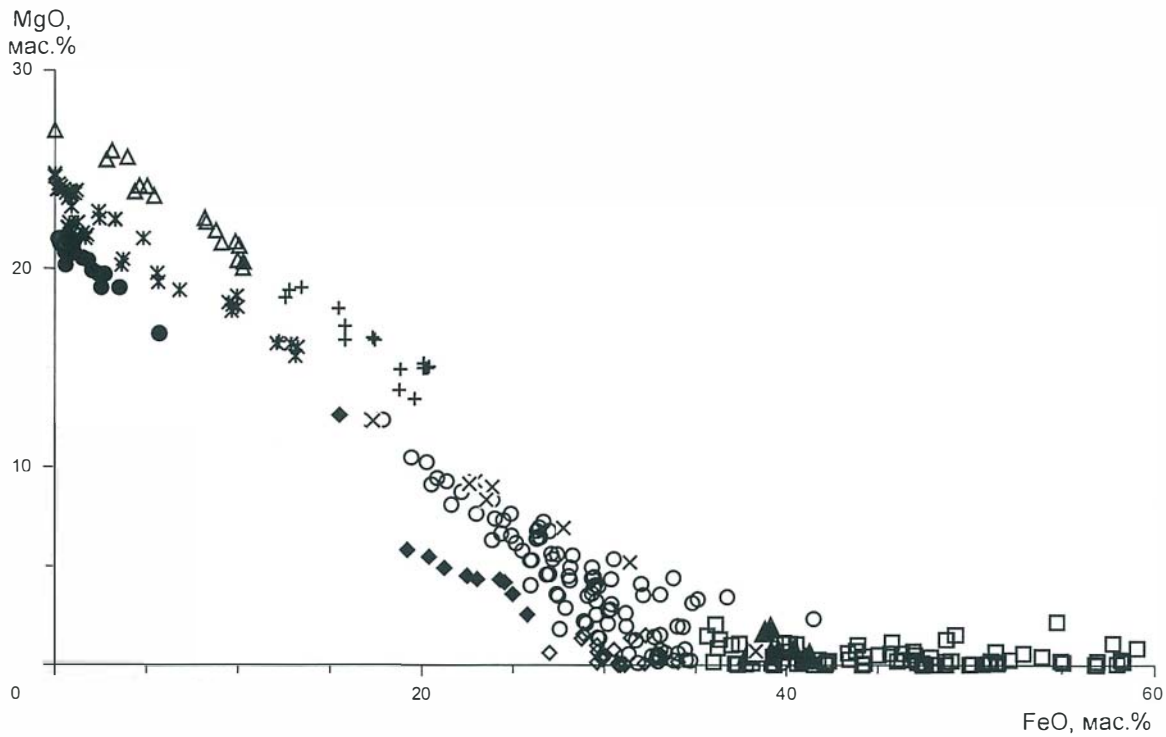


Рис. 4.15. Диаграмма MgO — FeO для шпинелидов из магматических пород Норильского района.

Усл. обозн. см. на рис. 4.13.

Минералы серии хромита отмечаются в пикритовых базальтах, пикритовых долеритах Микчандинского некка и в пикритовых габбро–долеритах высокомагнезиальных высокохромистых интрузий: Нижнефокинской, руч. Магнитного, руч. Ергалачного, Верхнепясинской. Формы проявления хромита в пикритах вышеперечисленных объектов идентичны, что в совокупности с другими минералого–петрографическими признаками выделяет эти породы в единый генетический тип. В этих породах хромит образует равномерно рассеянную акцессорную вкрапленность мелких октаэдрических кристаллов со сглаженными вершинами, которые наблюдаются в виде включений в плагиоклазах, клинопироксенах и реже в оливинах. Находки хромита являются надежным критерием отличия пикритов пикрит–базальтовых расплавов от одноименных пород — производных толеит–базальтовых магм. В пикритовых и троктолитовых габбро–долеритах интрузий моронговского комплекса, зубовского типа, а также среднего течения р. Енисей и других хромиты представляют исключительную редкость.

В расслоенных интрузиях норильского типа хромитовая минерализация была известна давно, некоторые данные о формах ее проявления и химическом составе минерала имеются в ряде работ [Иванов и др., 1971; Золотухин и др., 1975; Рябов, Золотухин, 1977]. Первые детальные исследования были предприняты А. Д. Генкиным и В. В. Дистлером с соавторами [1979, 1981]. Они показали, что в интрузиях норильского типа хромит концентрируется в пикритовых габбро–долеритах. Было установлено, что по отражательной способности выделяются две разновидности минерала — темная и светлая, а по характеру распространения — рассеянная вкрапленность и скопления. Позднее в разрезах норильских интрузий нами был выявлен другой горизонт проявления хромитовой минерализации — в верхних эндоконтактовых зонах интрузий этого типа [Рябов и др., 1982; Рябов, 1984]. Изучение хромитовой минерализации в кровле камер норильских интрузий показало их большое сходство с хромитом из придонных частей массивов. В ВЭЗ, как и в нижних пикритах, были обнаружены светлые и темные хромиты, рассеянная вкрапленность и скопления. Темный хромит образует зерна со сглаженными округлыми формами, а светлый — самостоятельные идиоморфные кристаллы с острыми вершинами и каймы обрастания вокруг первого. Состав темного хромита — магнезиально–глиноземистый, а светлого — железисто–титанистый, обедненный хромом.

В приподошвенных частях норильских интрузий, по нашим данным и материалам других геологов, проявления хромита приурочены к горизонту пикритовых габбро–долеритов [Иванов

и др., 1971; Генкин и др., 1979, 1981; Куделина и др., 1983]. Во всех других породах, в том числе в прилегающих к пикритам оливиновых и нижних такситовых габбро–долеритах, хромит отсутствует, либо его находки носят случайный характер. В оценке распределения хромита внутри пикритового горизонта и механизма дифференциации мнения исследователей расходятся. Существует представление, что "наибольшее количество и наиболее крупные скопления приурочены к нижней части горизонта" [Генкин и др., 1979, с. 106]. Другие полагают, что наиболее высокие концентрации хромита имеют место в верхней части пикритового слоя [Иванов и др., 1971; Куделина и др., 1983]. Проведенные нами исследования [Рябов, Якоби, 1981; и др.] подтверждают наблюдения последних авторов и свидетельствуют о том, что накопления хромита до 20–30 об. % всегда приурочены к верхней части пикритового горизонта, к самой кровле или с небольшим зависанием. Сверху вниз по разрезу пикритов количество хромита резко падает, так что в подошве слоя и в подстилающих породах минерал отсутствует.

Как уже отмечалось, особенности проявления хромита в ВЭЗ очень сходны с описанными в горизонте нижних пикритов [Генкин и др., 1979]. Скопления минерала до 30–40 и даже до 60 % встречаются в различных по составу габбро–долеритах. Участки с густой хромитовой сыпью имеют резкие границы с безрудными частями породы и проявляются в виде округлых и линзовидных обособлений и слойков. Зерна хромита в них располагаются в клинопироксене, плагиоклазе, биотите, амфиболе, обрастают оливин и фенокристы раннего плагиоклаза. Как и в приподошвенных пикритах, граница хромитового скопления может проходить через зерно одного какого–либо минерала (клинопироксена, плагиоклаза, биотита), в результате чего одна часть последнего изобилует вростками хромита, а другая — лишена их полностью. Подобные наблюдения для хромитовых скоплений ранее были описаны в нижних пикритах [Золотухин и др., 1975; Генкин и др., 1979] и привлекаются геологами в качестве одного из доказательств ликвационной природы рудных обособлений [Феногенов, 1987]. Для нижних пикритов А. Д. Генкин с соавторами [1979] отмечают, что отдельные каплевидные сульфидные вкрапленники — глобулы, расположенные внутри хромитовых скоплений, бывают сложены пирротином, халькопиритом и пентландитом в срастании с пренитом или без него. Кроме того, сульфиды цементируют зернышки хромита, а поздний хромсодержащий магнетит, который встречается в пикритах, находится среди интерстиционных сульфидов. Таким образом, совместное нахождение различных по составу рудных скоплений, глобулярные формы их проявлений и взаимное расположение дают основание для предположения о существовании несмесимости внутри рудных жидкостей [Генкин и др., 1979; Феногенов, 1987; Рябов, 1989в].

Химический состав хромшпинелидов. Как показали исследования, состав шпинелидов в траппах широко варьирует, особенно в норильских интрузиях. Некоторое представление о составе минералов серии хромита можно получить на диаграммах, построенных для траппов Сибирской платформы, и при сопоставлении его с составом минерала из различных объектов других формаций.

На диаграмме Cr_2O_3 — Al_2O_2 (рис. 4.16) можно видеть, что шпинелиды имеют широкие вариации содержаний этих компонентов и различные тенденции поведения. Шпинелиды состава магнезиохромит — магнезиоалюмохромит — хромплеонаст — хромпикотит (хромгерцинит) образовали шлейф точек, положение которых указывает на сильную обратную связь между Cr и Al и свидетельствует об изоморфизме в структуре минерала. Магнезиохромит содержит (мас.%) Cr_2O_3 — 56,4–69,63; Al_2O_3 — 1,72–14,73. В магнезиоалюмохромите концентрации этих оксидов составляют соответственно 30,84–50,72 и 20,54–34,97. Бедные хромом Al–шпинели в траппах встречаются редко. На приводимой диаграмме эта разновидность минерала представлена одиночными анализами хромпикотита (Cr_2O_3 — 9,91 мас.%) из пегматоида ВЭЗ Верхнеталнахской интрузии (см. пасп. 107) и хромгерцинита (Cr_2O_3 2,0 мас.%) из пегматоидов ВЭЗ Хунгтукунской интрузии [Рябов, 1989в]. Магнезиохромиты и магнезиоалюмохромиты, как уже отмечалось, проявляются соответственно в магнезиально–известковых и магнезиальных апотакситовых эндоскарнах ВЭЗ Верхнеталнахской интрузии.

Основная масса шпинелидов из нижних и верхних пикритовых и верхних такситовых габбро–долеритов представлена хромитами и хромпикотитами, которые имеют переменные содержания Cr_2O_3 (11,05–46,13 мас.%), Al_2O_3 (0,51–27,34 мас.%) и прямую параболическую связь между оксидами (см. рис. 4.16). Количество Cr_2O_3 резко растет до 30 мас.% при увеличении Al_2O_3 до 10 мас.%, а при дальнейшем изменении содержания окиси хрома от 30 до 40 мас.% происходит резкое повышение Al_2O_3 от 10 до 25 мас.%. Наиболее высокие содержания Cr_2O_3 до 46,13 мас.% имеют хромиты из пикритовых базальтов.

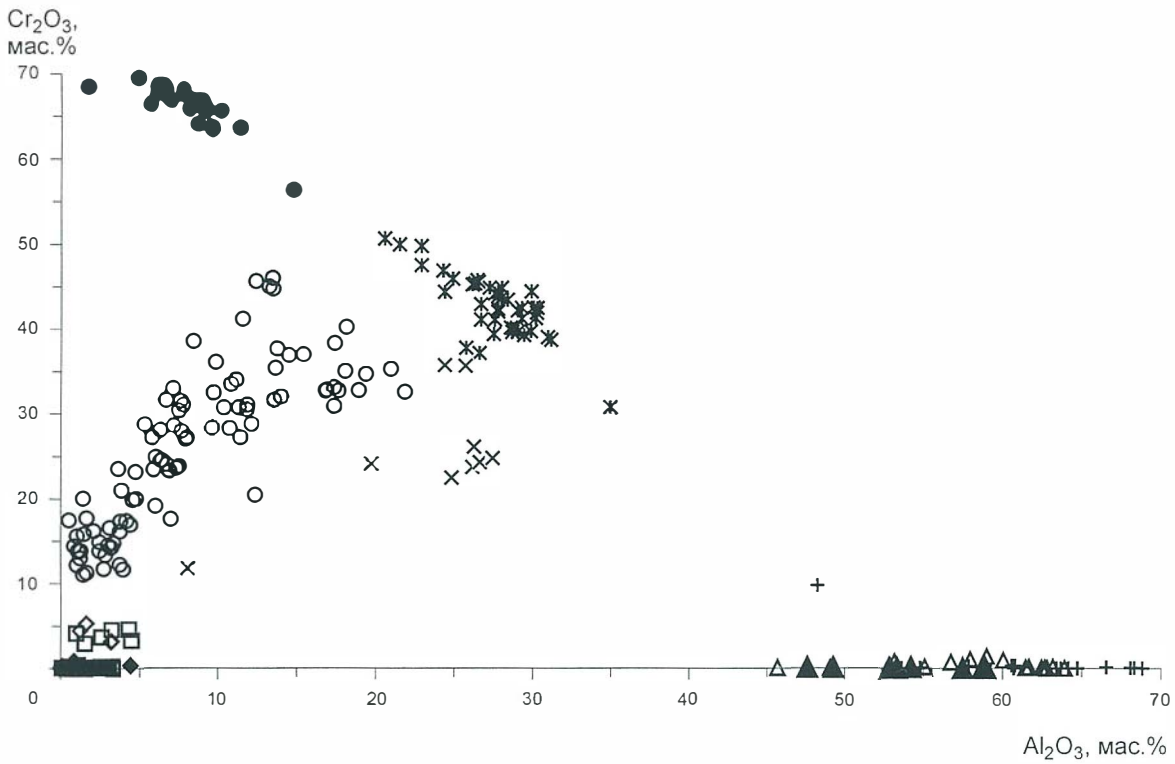


Рис. 4.16. Диаграмма Cr_2O_3 – Al_2O_3 для шпинелидов из магматических пород Норильского района.

Усл. обозн. см. на рис. 4.13.

В титаномагнетитах из пузырчатых окисно-рудных образований в лейкогаббро ВЭЗ Верхнеталнахской интрузии содержание Cr_2O_3 варьирует от 2,97 до 4,66 мас.%, Al_2O_3 — 0,99–4,45 мас.%. В магнетитах оливин–биотитовых габбро–долеритов расслоенной серии норильских интрузий количество этих оксидов соответственно изменяется в интервалах 3,12–5,33 и 1,22–3,18 мас.% (см. рис. 4.16).

На тройной диаграмме Al — Cr — (Fe^{3+} + 2Ti) (рис. 4.17) кристаллизационный тренд хромита из пикритовых базальтов указывает на плавное уменьшение содержаний Cr и Al в составе минерала и увеличение в нем Fe^{3+} и Ti. При сопоставлении составов хромита из пикритовых базальтов Аянского покрова с одноименными породами гудчихинской свиты Норильского района (табл. 4.5) можно видеть их сходство, а минералы из вулканических ультрамафитов Маймеча–Котуйской провинции по сравнению с последними оказываются богаче Mg, Cr, Fe^{3+}, но беднее Al, Mn, Fe^{2+}.

Хромшпинелиды норильских интрузий на тройной диаграмме показывают различные тенденции изменения состава: хромит из обособлений в пикритовых габбро–долеритах имеет сравнительно устойчивый состав (см. рис. 4.17, поле с крапом), а рассеянные хромиты образуют шлейф, который указывает на кристаллизационный тренд (пунктирная линия), сходный с пикритовыми базальтами. Наши данные (залитые точки) повторяют тренд, построенный по материалам [Генкин и др., 1979]. Примечательной особенностью состава шпинелидов норильских интрузий является направление изменения их состава в сторону обогащения Al и существование магнезиально–железистых Al–шпинелей.

Состав хромитов широко варьирует даже в пределах одного хромитового обособления в пикритовом габбро–долерите. Микрозондовые анализы 28 зерен хромита из одного образца были приведены в работе [Генкин и др., 1976]. Содержания оксидов в хромите колебались (мас.%): TiO_2 — 2,1–9,7; Al_2O_3 — 5,4–21,0; Cr_2O_3 — 33,7–41,1; Fe_2O_3 — 4,9–12,2; FeO — 24,1–35,5; MgO — 3,2–8,4. Еще больше варьирует состав шпинелидов в верхних пегматоидах. Ярким примером являются анализы шпинелидов из пузырчатых шпинелевых образований, которые показаны на микрофотографии (см. пасп. 107). На микрозонде определялся состав шпинелевых "колец" — срезов пузырей, расположенных на участке длиной 1 см. Оказалось, что составы шпинелидов различных пузырей существенно различаются между собой по всем минералообразующим оксидам. На этом небольшом участке шлифа наметились три устойчивых состава шпи-

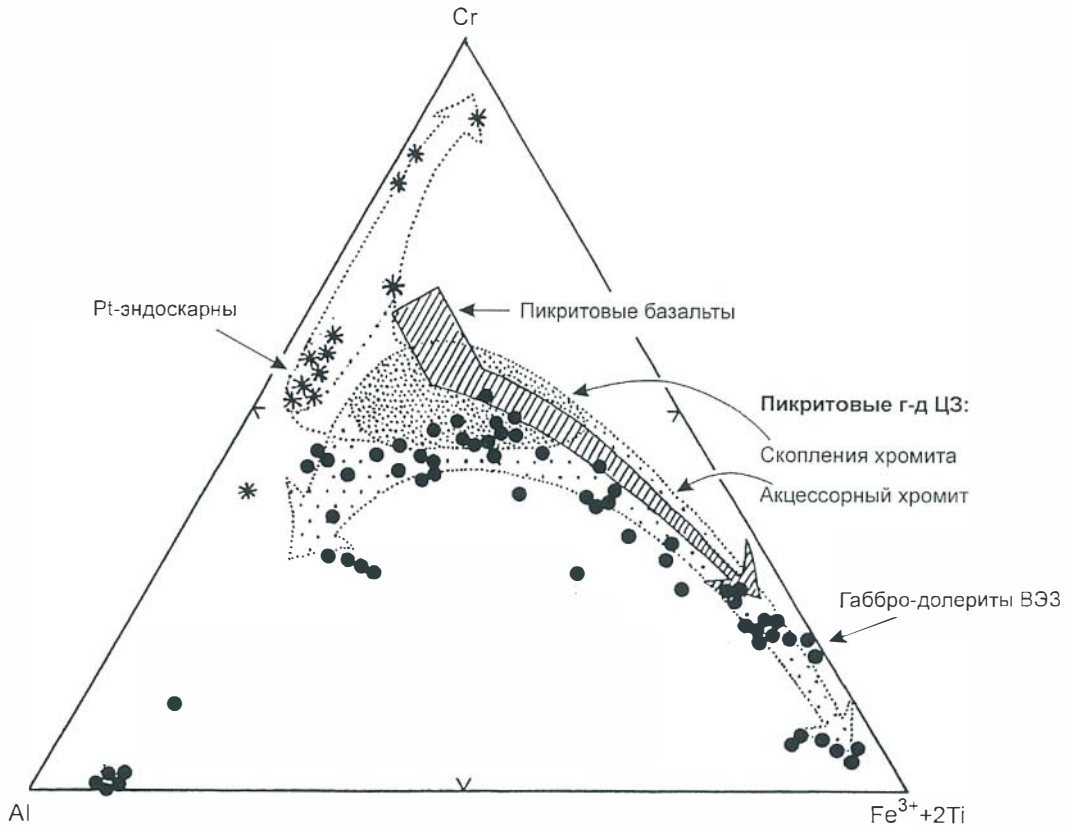


Рис. 4.17. Особенности эволюции состава шпинелидов из пикритовых базальтов и пород интрузий норильского типа.

нелидов. Содержания оксидов в них распределились соответственно следующим образом (мас.%): Al_2O_3 (24,80–26,59) — (1,01–4,13) — (58,90–60,77), Cr_2O_3 (22,64–24,46) — (12,21–17,44) — (0,29–0,33), $FeO_{общ.}$ (35,52–37,96) — (64,66–75,84) — (20,68–22,10), MgO (8,35–9,27) — (0,10–1,81) — (16,44–16,54) (см. пасп. 107). Примечательно и то, что состав слюд из различных пузырей показал заметные колебания по минералообразующим оксидам, а также по F и Cl. Приведенные данные свидетельствуют о крайне неравновесных условиях минералообразования, причем состав шпинелидов из верхних пегматоидов норильских интрузий полностью повторяет тенденции изме-

Таблица 4.5.

ДИАПАЗОНЫ КОЛЕБАНИЯ ГЛАВНЫХ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ ОКСИДОВ В ХРОМШПИНЕЛИДАХ ИЗ ТРАППОВ СИБИРСКОЙ И АФРИКАНСКОЙ ПЛАТФОРМ

Оксид	1	2	3	4	5	6	7
TiO_2	1,42–6,23	3,23–6,34	1,33–2,07	1,9–12,5	2,00–9,70	0,90–11,97	0,47–10,39
Al_2O_3	3,04–14,46	9,35–11,06	5,25–7,47	5,1–20,0	5,4–21,0	5,77–26,72	5,66–27,90
Cr_2O_3	22,46–46,12	34,32–42,17	42,69–53,90	18,9–38,6	33,70–44,30	11,28–40,33	18,17–49,43
Fe_2O_3	6,73–36,16	–	13,57–29,04	10,5–27,5	4,90–13,10	8,58–28,25	2,40–28,44
FeO	21,85–29,29	33,62–40,44	9,18–18,25	18,4–38,4	21,40–35,50	18,55–43,17	21,92–36,97
MnO	0,17–0,97	0,58–0,59	0,34–0,59	0,2	0,17–0,20	0,25–0,81	0,24–0,61
MgO	4,37–8,09	6,80–7,88	9,42–15,49	1,9–12,2	3,10–9,50	1,52–12,38	2,77–9,21
NiO	–	–	–	0,1–0,17	0,05–0,24	–	0,08–0,30

Примечание. 1 – покровы пикритовых базальтов Норильского района [Рябов и др., 1985б]; 2 – покров пикритовых базальтов р. Аян [Золотухин и др., 1989]; 3 – вулканические ультрамафиты Маймеча-Котуйской провинции [Багдасаров и др., 1979]; 4 – рассеянные хромшпинелиды в пикритовых габбро-долеритах норильских интрузий [Генкин и др., 1979]; 5 – скопления хромшпинелидов [там же]; 6 – габбро-долерит ВЭЗ норильских интрузий [Рябов, 1984]; 7 – долериты Карру [Eales et al., 1980].

нения состава минерала из нижних пикритовых габбро–долеритов.

При рассмотрении особенностей состава хромита, располагающегося в основной массе породы в виде включений в оливине и плагиоклазе (табл. 4.6), обращают на себя внимание значительные вариации содержаний минералообразующих оксидов. При сравнении хромита из включений в оливине и плагиоклазе отмечается, что в последнем случае он имеет более высокие средние значения Al, Cr, Mg и низкие Fe^{2+}. Включения хромита в оливине имеют минимальные по выборке содержания Ti и максимальные Fe^{3+}.

Увеличение железистости и титанистости хромшпинелидов и понижение хромистости и глиноземистости в процессе кристаллизационной дифференциации известно в различных расслоенных интрузиях. Сходный тренд с норильскими имеют хромшпинелиды габброидов Новосибирского Приобья [Глотов, 1985], долериты Kappy [Ealles et al., 1980] и др. В последних также выявлена непрерывная область составов между хромитом и титаномагнетитом и установлены стадии их кристаллизации [Рябов, 1992а].

Сопоставление норильских хромитов с минералами из пород и интрузий других регионов в литературе уже проводилось [Генкин и др., 1979; Куделина и др., 1983]. Хромиты из ультраосновных пород Урала, альпинотипных гипербазитов, расслоенных интрузий Бушвельд, Стиллуотер, Великая Дайка имеют сравнительно устойчивый состав и отличаются от трапповых меньшими содержаниями TiO_2 и Fe^{3+}. Наряду с этим, в пегматитах Восточного Бушвельда выявлена разновидность шпинелидов, у которой содержание TiO_2 изменяется от 0,82 до 20,09 мас.%, а Cr_2O_3 — от 0,42 до 42,7 мас.% [Cameron, Glover, 1973], и которая по сути связала между собой крайние составы низкотитанистых хромитов нижней части массива и титаномагнетиты верхних его частей.

Как одну из особенностей хромита норильских интрузий необходимо отметить существование высокотитанистых (TiO_2 до 17 мас.%) его разновидностей. Это сближает норильские хромиты с минералами лунных пород, кимберлитов, щелочных оливиновых базальтов Исландии, щелочно–ультраосновных пород Маймеча–Котуйской провинции [Генкин и др., 1979; Куделина и др., 1983; Рябов, 1984]. Сходство составов и тенденций его изменения в хромите норильских интрузий и производных "щелочного" магматизма, по мнению цитируемых авторов, предопределили специфику минерала в рудоносных интрузиях норильского типа. В целом можно отметить, что в траппах Норильского района установлен полный кристаллизационный тренд шпинелидов (см. рис. 4.13), который связал высокохромистые и высокотитанистые разности минерала в единый генетический ряд.

На диаграмму Cr/(Cr + Al) — Fe/(Fe + Mg) (рис. 4.18) вынесены анализы хромшпинелидов норильских интрузий, и для сравнения показано положение полей составов минерала из некото-

Таблица 4.6.

ДИАПАЗОН КОЛЕБАНИЯ И СРЕДНИЕ СОДЕРЖАНИЯ (мас.%) МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩИХ ОКСИДОВ В ХРОМИТАХ ВЕРХНИХ КОНТАКТОВЫХ ЗОН НОРИЛЬСКИХ ИНТРУЗИЙ

Оксиды	Включения		
	в основной массе	в оливине	в плагиоклазе
TiO_2	3,20-7,16 5,18	0,90-2,93 1,69	0,92-7,68 2,97
Al_2O_3	6,29-7,96 7,12	7,90-16,78 12,95	5,77-23,08 14,54
Cr_2O_3	27,35-28,24 27,80	27,15-36,62 33,42	27,31-38,50 34,27
Fe_2O_3	16,01-20,80 18,40	10,95-28,25 19,10	10,56-27,65 15,75
FeO	33,30-43,17 38,24	23,50-28,20 25,61	19,77-32,15 24,87
MnO	0,72-0,81 0,76	0,54-0,72 0,64	0,45-0,68 0,60
MgO	1,52-3,57 2,54	4,28-9,66 6,26	4,41-11,26 7,48

Примечание. Над чертой — диапазон колебания, под чертой – среднеарифметическое.

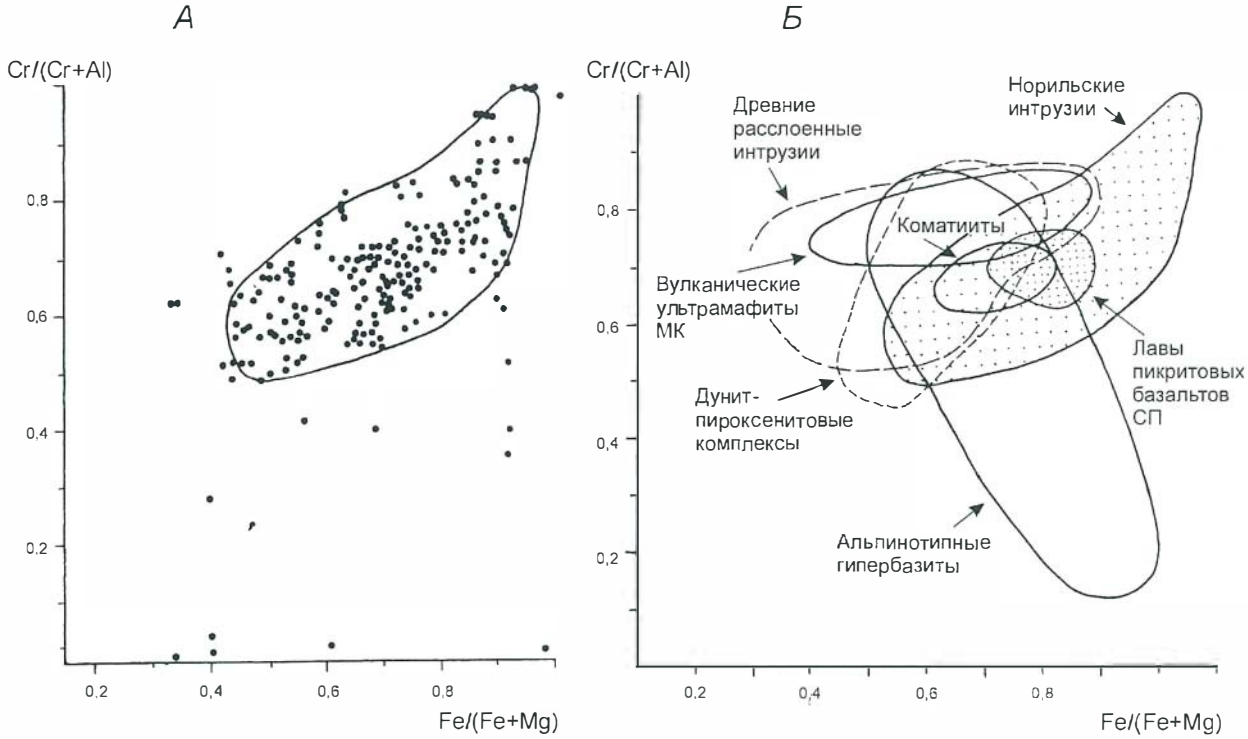


Рис. 4.18. Диаграммы зависимости Cr/(Cr+Al) – Fe/(Fe+Mg) (ат.%) в хромшпинелидах из траппов — *А* и сопоставление составов хромшпинелидов из траппов и пород различной формационной принадлежности — *Б* [по Багдасарову и др., 1979].

СП — Сибирская платформа, МК — Маймеча–Котуйская провинция.

рых объектов иного типа. При сравнении можно видеть, что, несмотря на соприкосновения или даже пересечения полей составов хромшпинелидов из массивов различной формационной принадлежности, каждое из них имеет свои характерные особенности. В указанной системе координат норильские хромшпинелиды оказываются близки коматиитовым, а в равных по хромистости разновидностях минерала они имеют более высокую железистость, чем минералы из древних расслоенных интрузий, дунит–клинопироксенитовых комплексов и вулканогенных ультрамафитов Маймеча–Котуйской провинции. Хромшпинелиды из пород трапповой формации и из альпинотипных гипербазитов имеют противоположные тенденции эволюции состава.

Заканчивая характеристику минералов группы шпинели, прежде всего следует отметить весьма широкие вариации их состава по всем минералообразующим компонентам. Минералы серии магнетита в небольших количествах встречаются во всех разновидностях эффузивных и интрузивных траппов. Они представлены титаномагнетитами с переменным содержанием TiO_2 вплоть до стехиометрически чистых ульвошпинелей. Хромит является типоморфным акцессорным минералом производных пикрит–базальтовых расплавов, в богатых оливином кумулатах толеит–базальтовых расплавов он, как правило, не встречается. Минералы серии шпинели шпинель–герцинитового ряда и скопления хромшпинелидов проявляются в основных пегматоидах расслоенных интрузий, что свидетельствует о кристаллизации их из флюидизированных расплавов.

4.1.5. Ильменит

Минерал в переменных количествах встречается практически во всех разновидностях эффузивных и интрузивных пород. Он образует пластинчатые, толстотаблитчатые кристаллы, решетчатые образования и неправильной формы зерна. Ильменит наблюдается в ассоциации с титаномагнетитом, вюститом, самородным железом, сульфидами и различными силикатами. Большой спектр ассоциирующих минералов позволяет предполагать кристаллизацию ильменита в широком диапазоне физико–химических условий магматической системы.

Состав ильменита в изверженных породах Норильского района испытывает некоторые вариации. Количество TiO_2 в минерале составляет (мас.%): 40,16–54,74, FeO — 40–56,32, MnO — 0,20–5,14, V_2O_5 — 0–1,1. Особенности состава ильменита в породах ергалахского комплекса приводились в табл. 3.2, а в целом для пород района представление о нем можно получить из рис. 4.19.

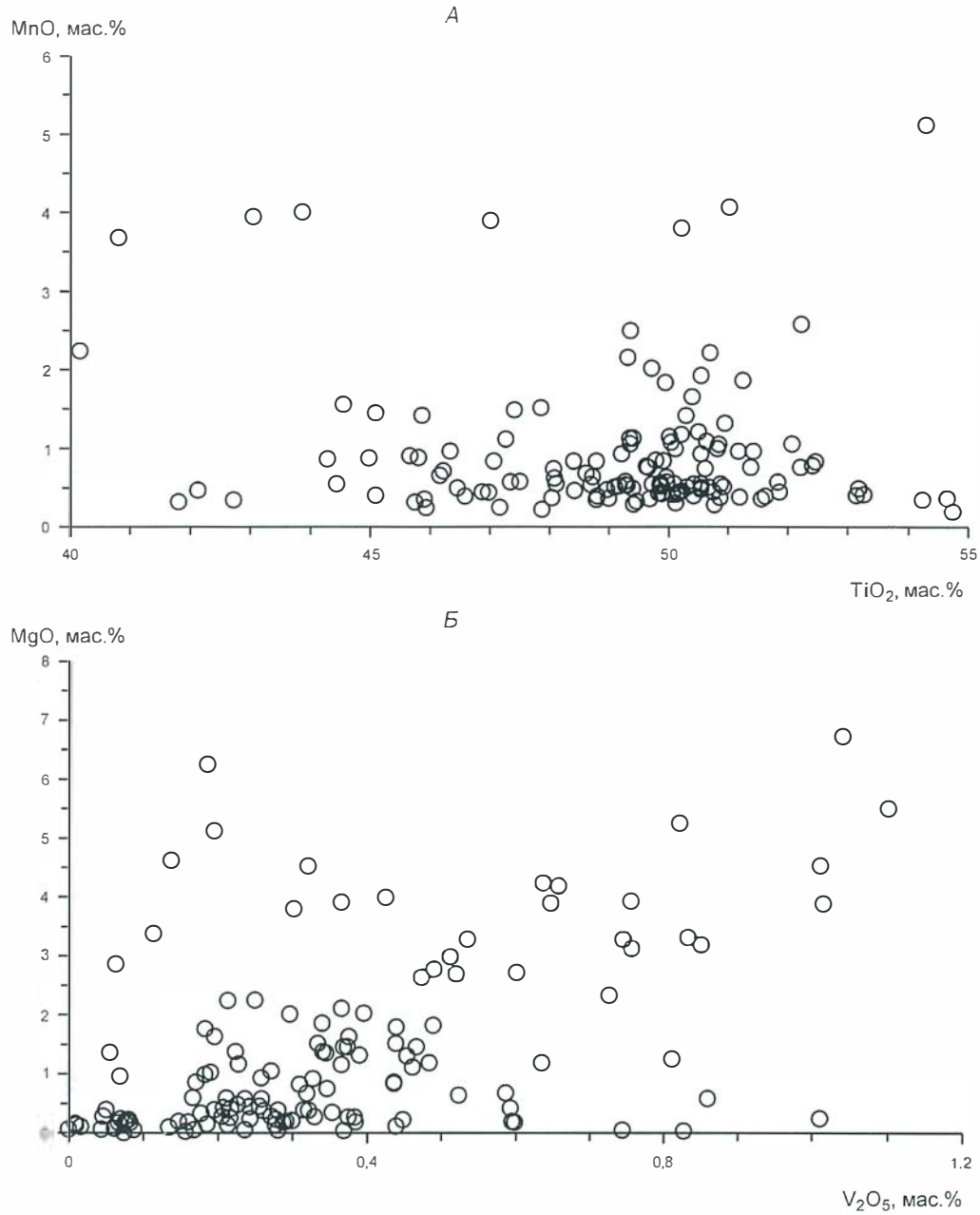


Рис. 4.19. Диаграммы MnO — TiO_2 (*А*) и MgO — V_2O_5 (*Б*) для ильменитов из магматических пород Норильского района.

Теоретический состав ильменита $FeTiO_3$ предусматривает в составе минерала FeO — 47,34 % и TiO_2 — 52,66 %. Более высокие по сравнению со стехиометрическими концентрации TiO_2 в норильских ильменитах (см. рис. 4.19, *А*), по-видимому, связаны с примесью рутила, а избыток железа может быть обусловлен изоструктурной примесью Fe_2O_3. Содержания MnO, превышающие 3 мас.%, были определены в ильмените из толеитовых базальтов сыверминской свиты, гломеропофировых базальтов гудчихинской свиты, из обломков магматогенной брекчии Хараелаха, из пегматоидов ВЭЗ и сиенитов фланговых частей Верхнеталнахской интрузии.

Повышенные содержания MgO в бедных ванадием ильменитах (см. рис. 4.19, *Б*) отмечаются в трахидолеритах авамского комплекса, а в обогащенных ванадием — в пикритовых базальтах туклонской свиты горы Сундук и Микчандинского покрова. В этих же двух последних типах пород, в также в пикритовых габбро-долеритах интрузии горы Зуб установлены максимальные содержания V_2O_5.

4.1.6. Минералы группы слюд

Эти минералы в траппах представлены биотитами и флогопитами. Они обычно имеют бурый цвет, реже встречаются бесцветные и зеленые разности. Слюды в небольших количествах наблюдаются в породах расслоенных интрузий и в обрамляющих массивы ореолах измененных пород. В изотропных интрузиях слюды встречаются сравнительно редко, а в эффузивах — практически отсутствуют.

Слюды обычно проявляются в виде редких мелких чешуек или небольших скоплений часто в ассоциации с магнетитом или сульфидами. Повышенные количества слюды (до 1–3 %) по всему разрезу магматического тела известны в породах интрузии Зеленая Грива. В других объектах скопления биотита проявляются в интрузиях норильского типа, где они оказываются приуроченными к оруденелым габбро–долеритам и пегматоидам. Наиболее высокие концентрации слюды (до 5–7 %) находятся в верхних такситовых габбро–долеритах. Примечательной особенностью проявлений слюды в пикритовых габбро–долеритах ЦЗ является нахождение ее, нередко в ассоциации с другими минералами, содержащими летучие компоненты, в "шапках" над каплевидными сульфидными вкрапленниками.

Некоторое представление об особенностях состава слюд в траппах можно получить из серии диаграмм (рис. 4.20). На них отдельными значками показаны биотиты и флогопиты из габбро–долеритов расслоенных рудоносных и безрудных интрузий, из пегматоидов ВЭЗ, из трахидолеритов и для сравнения приведен состав слюд из метасоматитов ореола измененных пород, обрамляющих норильские интрузии. Условной границей разделения флогопитов и биотитов принято соотношение Mg : Fe = 2 : 1 [Дир и др., 1966].

На диаграмме Fe — Mg (см. рис. 4.20, *А*) можно видеть широкие вариации состава минерала, единый геохимический тренд и постепенные переходы из биотитов во флогопиты. Сильная обратная корреляционная зависимость между Fe и Mg указывает на изоморфизм этих химических элементов в структуре минерала. Общая железистость слюд охватывает диапазон от 2,3 до 86,7 ат.% (см. рис. 4.20, *Б*). Переменной железистости биотиты и флогопиты встречаются во всех выделенных на графике группах пород и интрузий. Наиболее магнезиальные слюды проявляются в пегматоидах ВЭЗ и метасоматитах, а также в пикритовых габбро–долеритах. Высокожелезистые биотиты установлены в метадиоритах и оливиновых габбро–долеритах интрузий норильского, круглогорского типов и огонерского комплекса. В слюдах имеют место большие колебания содержаний всех минералообразующих оксидов (см. рис. 4.20, *В–Е*). Количество SiO_2 изменяется от 33,35 до 41,64 мас.%, Al_2O_3 9,5–14,47 мас.%. Широкие вариации Si и Al наблюдаются как в биотитах, так и во флогопитах. На диаграмме (K + Na)/Al — Si/Al точки состава слюд образовали шлейф, который позволяет видеть большой диапазон изменения значений отношений и предполагать значительные колебания щелочности–кислотности флюидов в процессе кристализации минерала. Содержание K_2O в слюдах варьирует в интервале 6,15–9,40 мас.%, Na_2O 0–1,12 мас.%. Какая–либо определенная зависимость между калиевостью и железистостью слюд отсутствует (см. рис. 4.20, *Д*). Количество галогенов в слюдах имеет склонность к увеличению по мере роста отношения Si/Al. Эта зависимость во флогопитах проявилась более четко, чем в биотитах.

Содержание TiO_2 в слюдах изменяется от долей процента до 10,5 мас.%. Являясь хромофором, титан окрашивает в бурый цвет как биотиты, так и флогопиты. На диаграмме TiO_2 — MgO — FeO (рис. 4.21, *А*) видно, что титанистость слюд растет по мере увеличения их магнезиальности. В среднем более титанистыми являются флогопиты, а наиболее высокие концентрации TiO_2 установлены в слюдах из пегматоидов ВЭЗ. Распределение TiO_2 в зависимости от количества галогенов приведены на диаграмме TiO_2 — Cl — F (рис. 4.21, *Б*). Увеличение доли Cl в составе флюидов оказывает более сильное влияние на содержание TiO_2 в слюде, чем количество F.

Некоторое представление о распределении Cl и F в слюдах из пород норильских интрузий и окружающих их метасоматитов дает рис. 4.22, *А*. Для сравнения здесь на врезке показан состав слюд интрузий Бушвельд, Стиллуотер и Скаергард. Биотиты из габбро–долеритов расслоенной серии пород ЦЗ Верхнеталнахской интрузии, включая пикритовые габбро–долериты, и слюды из вышеназванных зарубежных объектов имеют близкие концентрации Cl и F и сходные тенденции изменения их соотношений. В слюдах намечаются три основные направления изменения содержания Cl и F : 1 — резкое увеличение содержания Cl при постоянном низком содержании F; 2 — одновременный рост содержаний Cl и F при преобладании последнего и 3 — рост содержания F при низком содержании Cl. Первые два направления имеют место в Верхнеталнахской интрузии, в Бушвельде и Стиллуотере, а третье — в Верхнеталнахской интрузии и Скаергарде. Концентрации и соотношения Cl и F в слюдах из

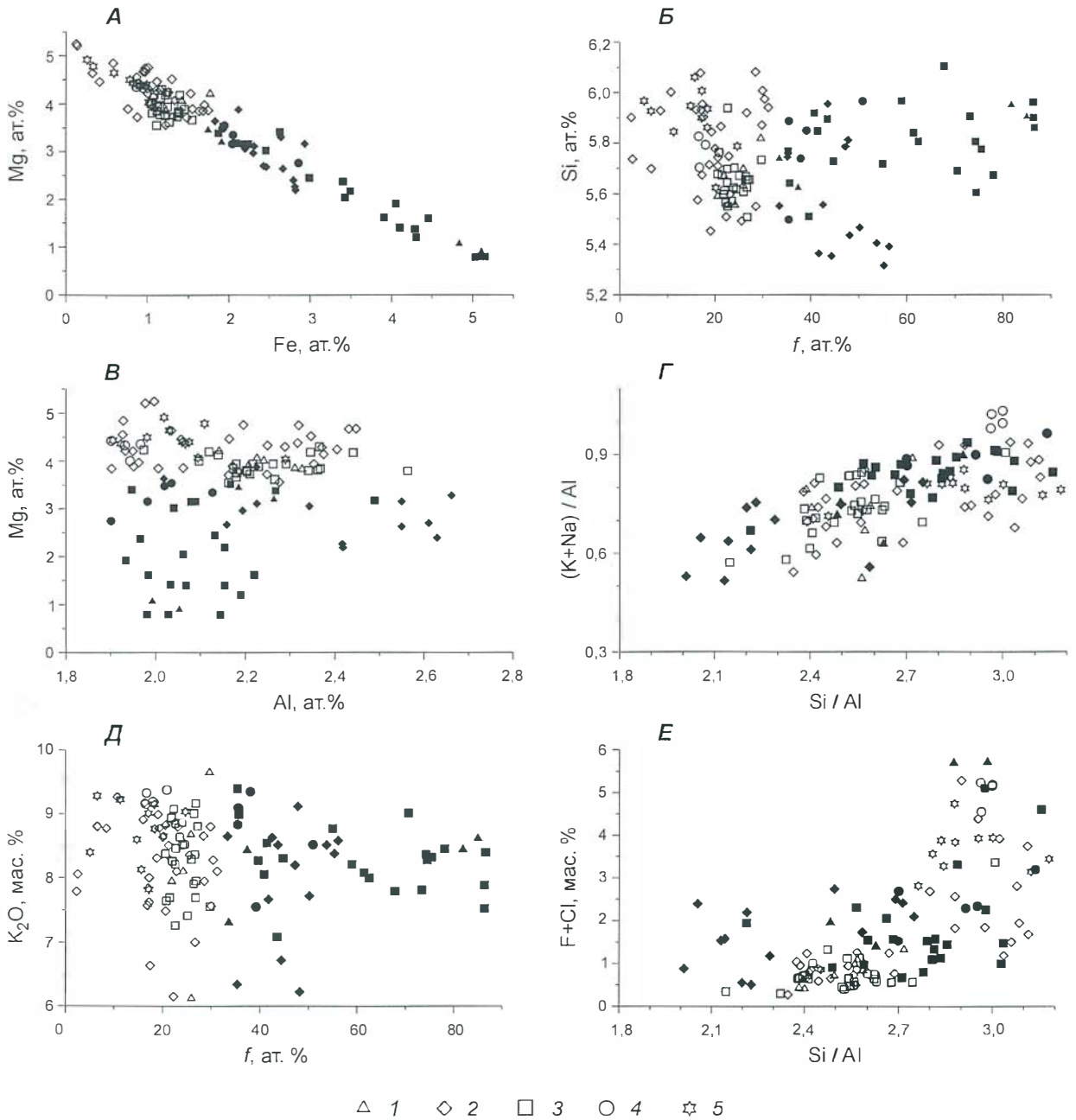


Рис. 4.20. Диаграммы состава слюд из пород Норильского района.

1 – расслоенная серия пород интрузий норильского типа; *2* – пегматоиды ВЭЗ, там же; *3* – безрудные траповые интрузии ; *4* – интрузии трахидолеритов; *5* – метасоматиты из ореола интрузий норильского типа. Биотиты – залитые значки, флогопиты – незалитые.

пегматоидов ВЭЗ широко варьируют и на диаграмме образуют две ветви, одна из которых указывает на резкое увеличение в составе минерала Cl, а другая — F. Примечательным является разделение по составу слюд из метасоматитов верхнего и нижнего экзоконтактов интрузии. Следует отметить, что последние сопутствуют богатым и сплошным сульфидным рудам и проявляются в них в виде реликтов. Метасоматиты верхнего экзоконтакта обычно безрудные или содержат стерильную пирротиновую минерализацию.

На тройной диаграмме Fe/(Fe + Mg) — Cl — F (см. рис. 4.22, *Б*) можно видеть широкое изменение железистости слюд пегматоидов ВЭЗ и склонность их к повышению Cl по мере увеличения железистости минерала. Слюды метасоматитов также отчетливо разделяются: в нижнем экзоконтакте они имеют более железистый состав, чем в верхнем.

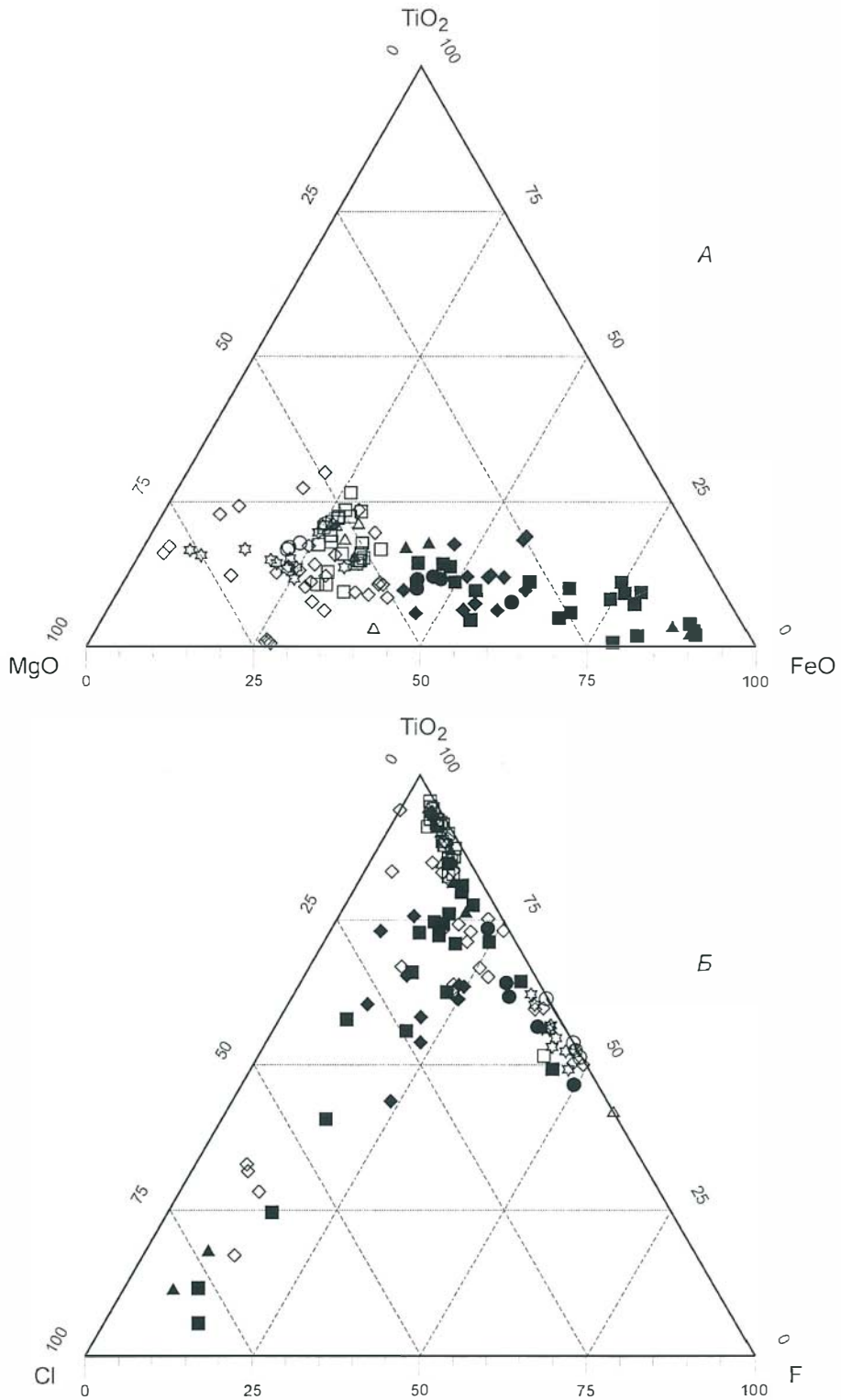


Рис. 4.21. Диаграммы TiO_2 – MgO – FeO и TiO_2 – Cl – F (мас.%) для слюд из пород Норильского района (усл. обозн. см. на рис. 4.20).

Принимая во внимание приуроченность слюд к проявлениям Pt–Cu–Ni сульфидных руд и Pt–малосульфидных руд, выявляются некоторые особенности распределения в них галогенов. Средние содержания F и Cl в слюдах сульфидного типа руд соответственно составляют (мас.%): пикритовые габбро–долериты 0,70 и 0,13; такситовые габбро–долериты 0,92 и 0,23; метасоматиты нижнего экзоконтакта 0,71 и 0,37; то же, верхнего — 3,22 и 0,20. Концентрация F и Cl в слюдах

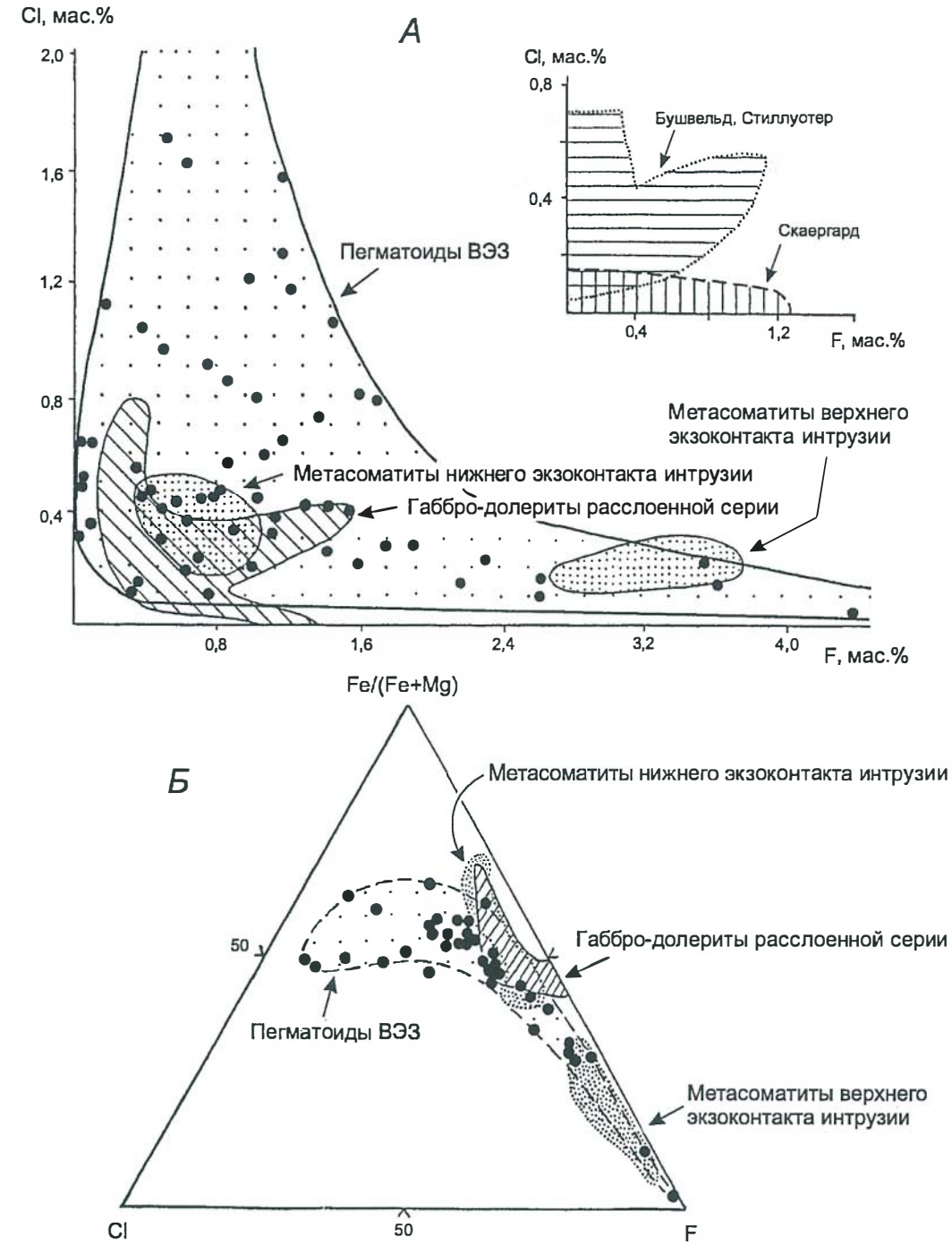


Рис. 4.22. Диаграммы Cl–F (*А*) и Fe/(Fe+Mg)–Cl–F (*Б*) для слюд из габбро–долеритов Верхнесталлахской интрузии (ВТИ) и обрамляющих её метасоматитов.

Для сравнения приведен состав биотитов из пород интрузий Бушвельд, Стиллуотер и Скаергард по данным [Boudreau et. al., 1986].

Pt–малосульфидных руд достигает 5,23 и 5,21, а средние содержания (без экстремальных): в верхних такситовых габбро–долеритах (мас.%) 1,64 и 0,42; в лейкогаббро 1,17 и 0,93. Судя по распределению галогенов в гидроксильной группе слюд в ряду пород: пикритовый габбро–долерит — нижний такситовый габбро–долерит — верхний такситовый габбро–долерит — верхнее лейкогаббро, в процессе формирования Pt–руд в составе летучих происходило увеличение доли F + Cl (соответственно 0,83–1, 15–2, 06–2,1), которое сопровождалось снижением в них роли F и повышением — Cl. Это отражается также в последовательном уменьшении значения отноше-

ния F/Cl в слюдах вышеуказанного ряда пород как 5,3–4,0–3,9–1,25 [Ryabov et. al., 1999].

4.2. ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ НЕКОТОРЫХ РУДОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ТРАППАХ В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ

Вопросам геохимии траппов Сибирской платформы посвещены многочисленные публикации различных исследователей. Они дают богатую информацию о микрокомпонентом составе отдельных типов пород, руд и интрузий в целом. Наиболее полные обобщения по геохимии представляют работы Э. Н. Елисеева [1959], Г. В. Нестеренко и А. И. Альмухамедова [1973], А. И. Архиповой [1975] и Б. В. Олейникова [1979]. В последние годы прецизионные аналитические данные по сибирским траппам, выполненные в лабораториях зарубежных стран, опубликованы в работах многих авторов [Lightfoot et al., 1990; 1994; Naldrett et al., 1992; Czamanske et al., 1994; Люлько и др., 1994; и др.].

4.2.1. Хром

Поведение хрома в процессе эволюции базальтового расплава представляет большой теоретический интерес в связи с тем, что он является одним из чутких индикаторов глубинности магмообразования. Вопросы геохимии хрома в траппах рассматриваются в ряде статей [Додин, 1967; Феоктистов, 1978; Нестеренко, Альмухамедов, 1973; Копылова, Олейников, 1973; Архипова, 1975; Кравченко, 1977; Олейников, 1979; и др.].

Проведенные этими авторами исследования выявили целый ряд важных закономерностей. Одна из них заключается в связи хромистости пород с их магнезиальностью. Пикритовые габбро–долериты норильских интрузий считаются высокохромистыми, и это служило надежным критерием при разбраковке интрузий на потенциально рудоносные и безрудные, используя средневзвешенные содержания Cr и соотношения его с различными элементами в породах и массивах. Наряду с этим, геологам были известны отклонения от главной геохимической зависимости Cr—MgO, например, в безрудных низкохромистых высокомагнезиальных интрузиях моронговского комплекса и нижнеталнахского типа, но причина их возникновения глубоко не анализировалась. Ранее было также установлено, что наибольший размах колебаний хрома имеют расслоенные норильские интрузии. Максимальные концентрации Cr_2O_3 приурочены к пикритам, минимальные — к кремнекислотным породам. Соотношения Cr с рядом других компонентов служат показателем дифференциации [Архипова, 1975].

Г. В. Нестеренко и А. И. Альмухамедов [1973] обратили внимание на существование в разрезах норильских интрузий двух концентрационных максимумов накопления хрома в средней и приподошвенной частях массивов. Во внутрикамерных условиях, по их мнению, происходит перераспределение элемента, обусловленное высокой температурой формирования кислородных соединений хрома и гравитационной садкой ранних фаз. В результате этого в пикритовых габбро–долеритах приподошвенных частей интрузий формируется нижняя зона накопления элемента, а появление второго слабовыраженного концентрационного максимума они связывают с садкой новой "порции" минералов, в меньшей степени обогашенных хромом. Можно сказать, что таких представлений придерживаются все норильские геологи, и одним из главных на то оснований является отмеченное Гольдшмидтом в 1954 г. и укоренившееся среди геологов представление о высокой температуре кристаллизации оксидов хрома, в связи с чем шпинелиды должны одними из первых выпадать из расплава.

Полученные нами результаты изучения геохимии хрома по целому ряду позиций отличаются от традиционных представлений [Рябов, Якоби, 1981]. Закономерное сопряженное изменение хромистости и магнезиальности пород сохраняется только в эффузивных траппах и недифференцированных интрузиях, быстро потерявших флюидную фазу (рис. 4.23, *А*). Наряду с этим, именно в вулканогенных породах было обнаружено неоспоримое свидетельство перераспределения Cr при участии флюидов [Рябов и др., 1977]. Это растущие на поверхности раздела афирового и пикритового базальтов дендритовидные мегакристаллы хромистого пироксена (Cr_2O_3 до 0,68 %), возникшие в результате резорбции хромитов и оливинов пикритов под действием флюидов при T = 1200 °C. Сходную природу имеют пористые мегакристаллы пироксена Нижнефокинской интрузии, у которых Cr_2O_3 = 1,06 %.

В расслоенных трапповых интрузиях характер распределения Cr в зависимости от MgO пород значительно усложняется (см. рис. 4.23, *Б*). Как видно из диаграммы, высокие содержания Cr_2O_3 можно встретить в породах самой различной магнезиальности. Чтобы разобраться в причине такого явления было изучено поведение Cr в разрезах интрузий с различной степенью дифференцированности [Рябов, Якоби, 1981]. Выяснилось, что поведение хрома в траппах зависит от целого ряда причин, главные из которых — со-

став исходного расплава, его температура и флюидный режим. В этой связи находятся абсолютные содержания элемента, формы его проявления и области концентрации.

В интрузиях с различной степенью дифференцированности, в различных пересечениях одного тела и в различных частях магматической колонны наметившиеся тенденции поведения Cr сохраняются, хотя масштабы накопления широко варьируют. Ранее это было показано на примере слабодифференцированных силлов Грейт Лейк (Тасмания), Кайеркан и ряда расслоенных интрузий Норильского района [Рябов, Якоби, 1981]. Среди слабодифференцированных высокомагнезиальных интрузий по содержанию Cr_2O_3 в пикрит–троктолитовых габбро–долеритах различаются два типа массивов. К первому относятся обогащенные хромом интрузии Нижнефокинская, руч. Ергалачного, руч. Магнитного, Мантур, Верхнепясинская. Для пикритов этих объектов характерны высокие содержания Cr_2O_3 = 0,27–0,47 мас.% (см. рис. 4.23, *А*).

К слабодифференцированным низкохромистым интрузиям второго типа относятся массивы Нижнеталнахский, Нижненорильский, Зеленая Грива и моронговская группа интрузий (интрузии гор Пикритовой, Путаной, Моронго, Руинной), содержание Cr_2O_3 в троктолитовых габбро–долеритах которых не превышает 0,1 мас.%. К этому типу интрузий приближаются массивы горы Зуб, Пясинско–Вологочанский, Горстрой и р. Тулаек–Тасс, в пикрит–троктолитах которых, наряду с низкими содержаниями Cr_2O_3, намечается рост оксида с увеличением MgO. Характерной особенностью перечисленных высокомагнезиальных интрузий, помимо крайне низкой хромистости пикрит–троктолитовых габбро–долеритов, является повышенная хромистость бедных оливином пород (рис. 4.24). Главным концентратором хрома в этих интрузиях является пироксен [Рябов, Якоби, 1981].

В наиболее ярком выражении поведение хрома проявилось в разрезах норильских интрузий. Здесь выделяется до пяти концентрационных максимумов или состояний с устойчивым содержанием хрома, которые имеют вполне определенную генетическую сущность. Два из них связаны с верхними и нижними контактовыми габбро–долеритами и отражают содержание Cr_2O_3 в исходном расплаве. Между собственно контактовыми фациями в разрезе интрузии выделяются еще три концентрационных максимума: I — в пегматоидах ВЭЗ, II — в богатых пироксеном оливиновых габбро–долеритов и III — в пикритовых габбро–долеритах (рис. 4.25–4.27). О существовании II и III

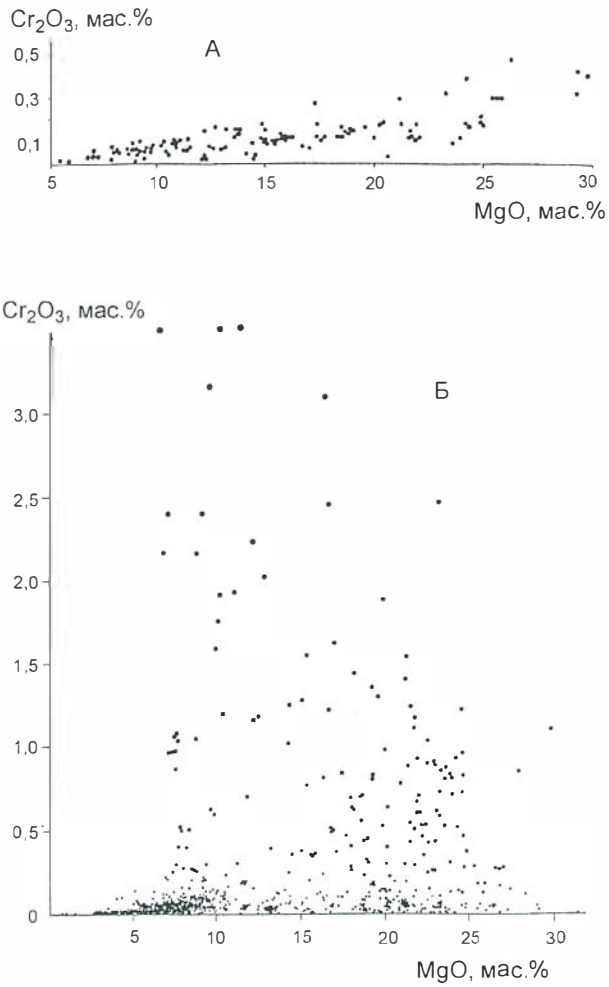


Рис. 4.23. Диаграммы зависимости содержания Cr_2O_3 — MgO безрудных траппов (*А*) и габбро–долеритов интрузий норильского типа (*Б*).

максимумов говорилось в работе [Нестеренко, Альмухамедов, 1973 и др.), а верхний (I) был обнаружен нами и охарактеризован в работах [Рябов и др., 1982; Рябов, 1984; и др.].

Нижний концентрационный максимум (III) в пикритовых габбро–долеритах. Если в недифференцированных и слабодифференцированных магматических телах в горизонтах пикрит–троктолитовых габбро–долеритов распределение Cr практически равномерное по всему разрезу, то в норильских интрузиях эти породы в одних частях оказываются истощены, а в других — обогащены хромом: на порядок ниже или выше кларка.

Ранее было высказано мнение [Генкин и др., 1979] о накоплении хромита (хрома) в подошве пикритового горизонта. В дальнейшем этот "факт" неоднократно повторялся в генетических построениях других авторов. Проведенные нами исследования показали, что в пикритовом горизонте хром (хромит) концентрируется не в по-

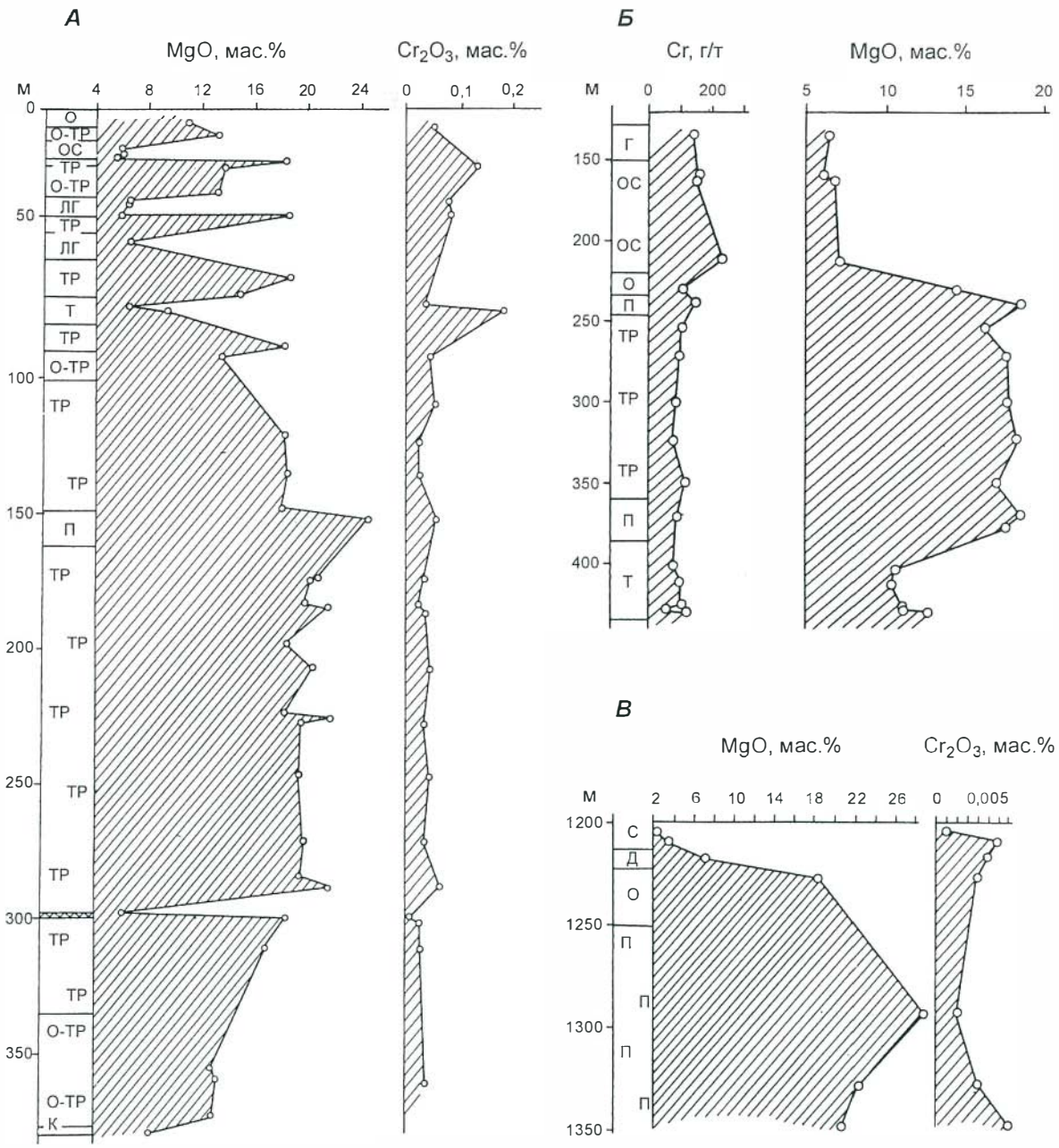


Рис. 4.24. Изменение содержания хрома и магния в разрезах интрузий: *А* — горы Путаная по скв. Е–36, *Б* — Пясинско–Вологочанской по скв. АС–6, *В* — Нижненорильской по скв. НП–4, [Рябов, Якоби, 1981].

дошве, а в кровле слоя (см. рис. 4.25–4.27). К такому же выводу пришел В. А. Шатков [1973]. Подстилающие пикриты такситовые габбро–долериты имеют очень низкие содержания хрома. Изучение поведения Cr в разрезах пикритового горизонта расслоенных интрузий дает основание считать, что смещение концентрационного максимума к его кровле контролируется горизонтом нижележащих основных пегматоидов, вернее, связанными с ними флюидами. В результате этого в ближнем контакте с такситовыми габбро–долеритами пикриты оказываются истощенными хромом, который накапливался на удалении от пегматоидов. Переслаивание пикритов с другими породами в ряде случаев усложняет распределение хрома и вместе с тем конфигурацию вариационной оксидовой диаграммы. Расчеты показали, что пикритовые габбро–долериты с содержанием $Cr_2O_3 < 0{,}1$ мас.% в Верхнеталнахской интрузии составляют 58 %, а в интрузиях Мантуровская, Имангдинская, горы Черная, Норильск–II — 32 % (см. рис. 4.27). Это заключение является важным, поскольку снимает с норильских пикритов такой ранее характерный

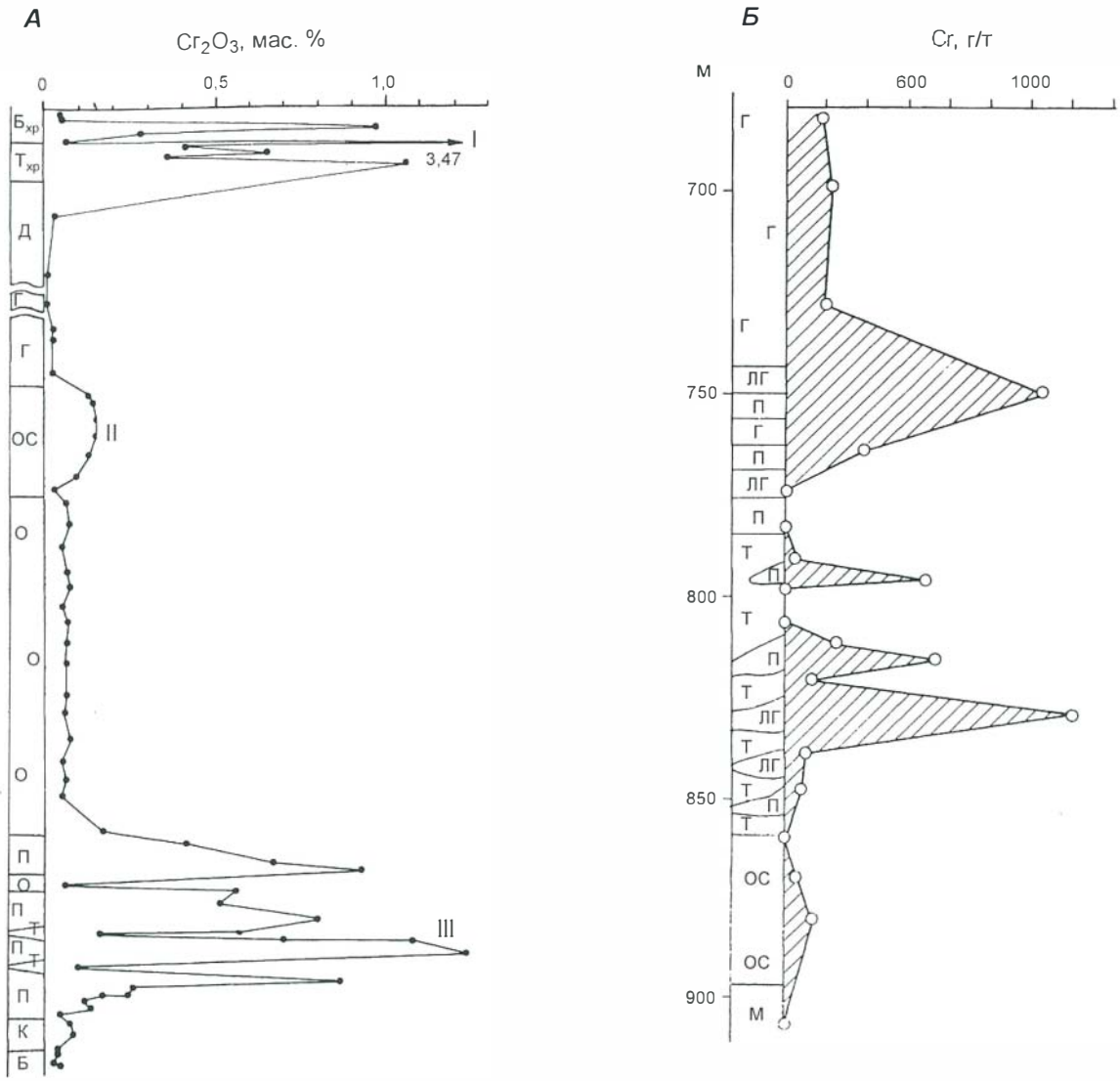


Рис. 4.25. Поведение хрома в разрезах Восточно–Норильской ветви интрузии Норильск–I (*А*) и Хараелахской ветви Верхнеталнахской интрузии (*Б*).

А — скв. ПЕ–35 [Рябов, 1984], *Б* — скв. КЗ-585.

для них поисковый признак, как повышенная хромистость. Более того, выделение в норильских рудоносных интрузиях истощенных хромом пикрит–троктолитовых габбро–долеритов приобретает огромную важность в связи с широким проявлением сходных с ними пород в Нижнеталнахской и Нижненорильской интрузиях, что позволяет с уверенностью предполагать генетическое родство Верхнеталнахская — Нижнеталнахская и Норильск–I — Нижненорильская интрузии [Рябов, Якоби, 1981] и использовать находки низкохромистых безрудных интрузий нижнеталнахского типа в качестве критерия на обнаружение рудоносных тел, в которых концентрировались исчезнувшие здесь рудогенные компоненты [Рябов, 1981].

Средний концентрационный максимум (II) в оливиновых габбро–долеритах. Повышенные содержания Cr_2O_3 устойчиво проявляются в этом типе пород не только в норильских интрузиях, но и в большинстве слабодифференцированных силлов. Это связано с обогащенностью пород клинопироксеном, который является ранней силикатной фазой, захватившей хром в виде изоморфной примеси при незначительной концентрации элемента в расплаве. Среднее содержание Cr_2O_3 в зеленых клинопироксенах оливиновых и такситовых габбро–долеритов составляет 0,47 и 0,45 %, а в пикритовых — 0,61 % [Годлевский и др., 1971]. В слабодифференцированных базитовых интрузиях клинопироксен является глав-

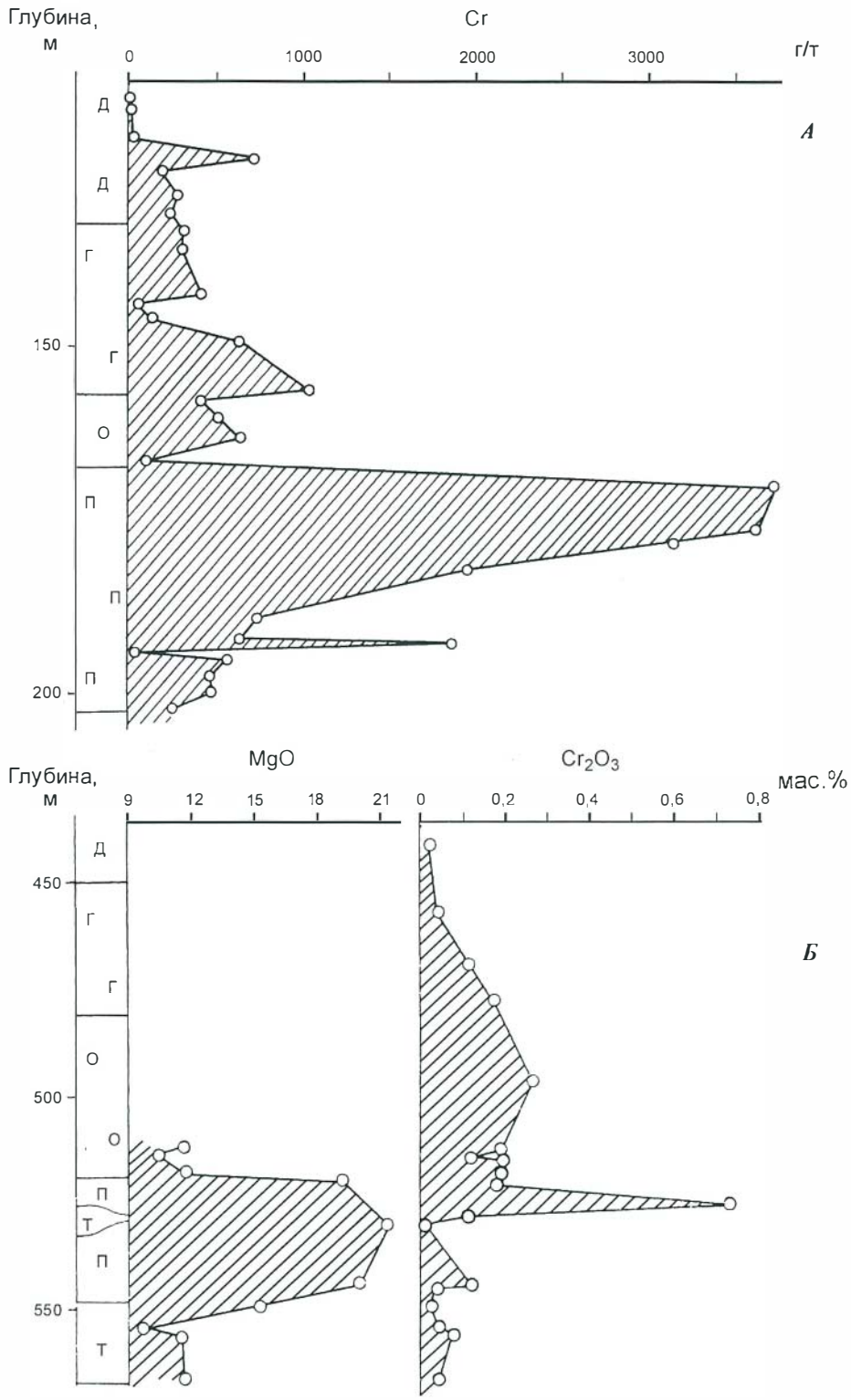


Рис. 4.26. Поведение хрома в разрезе Верхнеталнахской интрузии.
А — скв.КЗ–184 [Рябов, Якоби, 1981], *Б* — скв.КЗ–169.

ным концентратором Cr_2O_3 и содержание в нем оксида может быть высоким.

Верхний концентрационный максимум (I) в горизонте ВЭЗ. При детальных геохимических исследованиях наличие этого максимума обнаруживалось в массивах с различной степенью дифференцированности, но наиболее яркое проявление его описано нами в норильских интрузиях

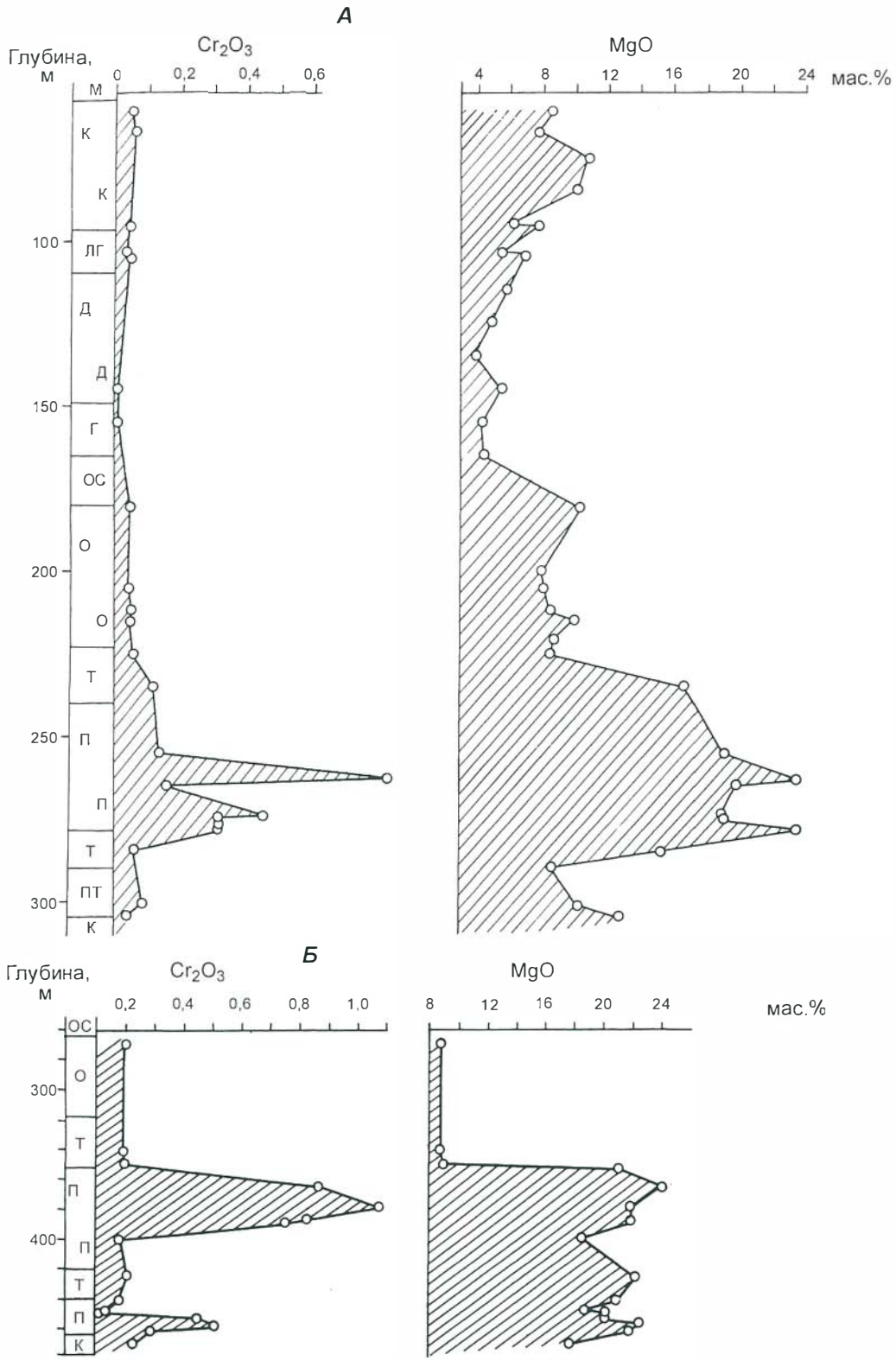


Рис. 4.27. Поведение Cr_2O_3 и MgO в разрезах Мантуровской интрузии по скв. ИМ–39 (*А*) и скв. ИМ–40 (*Б*). Использованы данные [Золотухин, Щедрин, 1977].

[Рябов, Якоби, 1981; Рябов и др., 1982; Рябов, 1983, 1984; и др.]. В различных магматических телах и в различных их сечениях (фронтальных, средних или прикорневых) выразительность экстремума и абсолютное содержание Cr_2O_3 в породах меняется. Во фронтальной части Верхнетал-

нахской интрузии геохимический максимум с трудом улавливается в метадиоритах, а с глубиной — в средних по падению частях массива абсолютное содержание Cr постепенно растет и четко выделяется в верхних такситах. Содержание Cr_2O_3 в породах достигает 10 %.

Приуроченный к породам ВЭЗ верхний геохимический максимум по хрому неоднороден. На графике он имеет пилообразный характер, обусловленный неравномерным распределением хромита в породах. Располагающиеся в хромитоносном горизонте пикритовые габбро–долериты в одних случаях имеют богатую сыпь хромита (Cr_2O_3 = 1,21 %) (пасп. 103), а в других — оказываются практически стерильны от хрома (Cr_2O_3 = 0,029, пасп. 104). Мощность хромитоносного горизонта может колебаться от сантиметров до десятков сантиметров и до нескольких метров.

В разрезе Хараелахской ветви Верхнеталнахской интрузии (см. рис. 4.25) можно видеть сильное истощение хромом реликтов такситизированных пикритов из магматогенной брекчии, и сохранение невысоких концентраций элемента только в части обломков. Экстракцию хрома из пород, перераспределение его и накопление в кровле пикритового горизонта и в ВЭЗ интрузий без сомнения можно объяснить только участием флюидов.

4.2.2. Платиновые металлы

Известно, что повышенный кларк элементов платиновой группы связан с ультраосновными породами. Изучение поведения платиноидов в базит–гипербазитовых комплексах различных регионов позволило геологам выявить особенности фракционирования элементов в зависимости от состава магматического расплава и путей его дифференциации. Считается, что содержание и соотношение элементов платиновой группы отражают их концентрации в областях магмообразования. Перенесенные расплавом в современные магматические камеры они распределяются в различных минералах, а при наличии серы и других компонентов — перераспределяются и концентрируются в сульфидах или других фазах. Проблемы геохимии платиноидов наиболее полно обсуждаются в работах [Cousins, 1973; Page et. al., 1976; Глазунов и др., 1977; Naldrett, Cabri, 1976; Crocket, 1986; и др.].

Эмпирически установлено, что в гипербазитах различной формационной принадлежности Pt постоянно преобладает над Pd, а в породах габброидно–базальтоидного ряда соотношение элементов меняется на противоположное. Поведение элементов в значительной мере определяется оксифильностью (сидерофильностью) — халькофильностью элементов [Маракушев, 1979]. Подвижность Pd по сравнению с Pt обусловлена большим сродством к сере первого, чем второго, и при появлении в системе серы Pd начинает мигрировать одним из первых. Предполагается, что преобладание Pd над Pt в ряде базитовых массивов является следствием более низкотемпературных и менее глубинных выплавок магмы по сравнению с ультрабазитами различных типов, у которых Pt > Pd, что свидетельствует о более глубинных высокотемпературных магмах, когда в плавление были вовлечены и тугоплавкие минералы [Naldrett, Cabri, 1976].

Вопросы геохимии платиноидов в траппах Сибирской платформы рассматриваются в ряде работ различных исследователей [Гинзбург, Роговер, 1960; Генкин, 1968; Смирнов, 1966; Горяинов, Ушаков, 1970; Генкин и др., 1973; Додин и др., 1973; Дистлер и др., 1976; Конкина, Разин, 1976; и др.]. Основная масса работ посвещена поведению платиновых металлов в норильских месторождениях. Особенности распределения платиноидов в безрудных эффузивных и интрузивных траппах различной щелочности—кислотности имеются в работах [Додин и др., 1973; Дистлер и др., 1976].

При изучении поведения платиноидов в траппах перед нами стояли три задачи: выявить особенности распределения элементов в высокомагнезиальных породах платформы, установить характер их вариаций по разрезу расслоенных интрузий и изучить их поведение в ВЭЗ этих массивов. Результаты анализов благородных и цветных металлов, хрома и серы в штуфных пробах помещены в паспортах (см. т. 2) и в приложении. Необходимо отметить, что в целом полученные в ОИГГМ СО РАН определения дали хорошую сходимость с имеющимися в литературе данными.

Платиноиды в высокомагнезиальных траппах. Целенаправленное изучение поведения платиноидов в подобного типа выборке делается впервые и поэтому представляет большой интерес. Для решения этой задачи были проведены геохимические исследования однотипных петрографических разностей пикритовых базальтов различных вулканических впадин (Ламско–Имангдинская, Норильская, Вологочанская и Хараелахская), из пикритовых габбро–долеритов интрузий фокинского комплекса (Нижнефокинской, руч. Магнитного, Верхнепясинской, Микчандинского некка), из одноименных пород норильских интрузий (Норильск–I, Верхнеталнахская, горы Черной), пикрит–троктолитовых габбро–долеритов интрузий нижнеталнахского типа (Нижнеталнахской, Нижненорильской), сопутствующих рудоносным, из таких же пород

интрузий, с которыми связаны мелкие месторождения и рудопроявления (интрузии руч. Магнитный, Имангдинская, горы Зуб, Пясинско–Вологочанская, горы Моронго, горы Путаная, горы Пикритовая, горы Руинная). Для сравнения были проанализированы отдельные пробы дунита, меймечита и шелочно–ультраосновных пород Маймеча–Котуйской (по образцам Ю. Р. Васильева) и Каменской (по нашим сборам) провинций.

Исследования показали, что безрудные производные пикритоидных расплавов характеризуются преобладанием Pt над Pd (табл. 4.7). Подобная ситуация имеет место также в лимбургитах и рудных пироксенитах Каменской и Маймеча–Котуйской провинций. В сульфидоносных пикритовых габбро–долеритах норильских интрузий соотношение Pt/Pd < 1. В пикритовых и троктолитовых габбро–долеритах, являющихся кумулятивными продуктами толеит–базальтовых расплавов, Pd преобладает над Pt, а с появлением в габбро–долеритах сульфидов соотношение элементов еще больше понижается. Это видно при сравнении пород моронговского и зубовского комплексов. Можно предполагать, что отношение Pt/Pd = 1,93 в интрузиях нижнеталнахского типа отражает геохимическую память и принадлежность их к пикритоидным расплавам. В оливинитах из магматогенной брекчии Талнаха величина Pt/Pd изменяется от 0,23 до 3,0, широко варьируют содержания и всех других компонентов и, кроме того, большая часть проб имела крайне низкие содержания платиноидов — ниже чувствительности метода, что говорит об истощении пород и перераспределении элементов в результате флюидной промывки.

Наиболее высокие соотношения Rh/Ru отмечаются в расслоенных интрузиях с сульфидной минерализацией, а минимальные — в лавовых пикритах, пикритах фокинского комплекса и дунитах Гулинского массива. Величина Au/(Pt + Pd) > 1 в породах нормального ряда отмечается только в пикритовых лавах и пикрит–троктолитовых габбро–долеритах интрузий зубовского типа. В шелочно–ультраосновных породах Каменской

Таблица 4.7.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РУДОГЕННЫХ МЕТАЛЛОВ В ВЫСОКОМАГНЕЗИАЛЬНЫХ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОДАХ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Наименование породы, интрузия	Pt/Pd	Rh/Ru	Pt/Rh	Au/(Pt+Pd)	Au/Ag	Cu/Ni	Ni/Co
Такситовые габбро-долериты ВЭЗ, Верхнеталнахская интрузия	0,30	1,64	12,0	0,17	1,17	1,56	19,7
То же, Норильск-1	0,37	0,21	12,8	0,04	0,64	0,78	10,3
Лавы пикритовых базальтов	3,33	0,46	5,7	1,16	0,33	0,12	36,2
Пикритовые габбро-долериты и долериты фокинского комплекса	1,98	0,35	24,8	0,43	–	0,15	12,9
Пикритовые габбро-долериты норильского типа	0,43	5,83	11,8	0,04	–	2,13	18,9
Пикрит-троктолитовые габбро-долериты нижнеталнахского типа	1,93	0,69	3,8	0,22	0,14	0,68	5,7
Пикритовые габбро-долериты Имангда, Мантур, гораЧерная	0,33	4,00	5,9	0,07	–	1,06	18,7
Пикрит-троктолитовые габбро-долериты зубовского типа	0,65	1,75	6,4	1,64	–	0,06	7,8
То же, оруденелые	0,66	3,67	11,1	0,14	–	2,38	25,4
Троктолитовые габбро-долериты моронговского комплекса	0,97	0,60	6,4	0,24	–	0,11	–
Лимбургит, поток оз. Боковое	3,64	–	6,7	7,19	–	0,10	11,6
Бесполевошпатовый пикрит, дайка р.Мурукакит	1,73	–	–	0,21	–	0,13	16,8
Меймечит, р.Маймеча	0,24*	–	0,8*	1,27	–	0,03	93,3
Дунит, Гулинская интрузия	–	0,04	–	29,9	–	0,01	24,4
Пирксенит рудный, там же	3,43	–	–	90,32	–	0,07	31,6
Оливинит, Бор-Урях	–	–	–	8,12	–	0,09	11,1

* Среднее из двух [Дистлер, и др. 1976], остальное – материалы авторов.

и Маймеча–Котуйской провинций Au преобладает над суммой платиноидов и только в дайковом пикрите его меньше, чем платиноидов.

Породы базитового состава как эффузивные, так и интрузивные, имеют Pt/Pd < 1 (табл. 4.8). Дополнительную информацию о характере распределения платиноидов в породах этого ряда можно получить в работах [Додин и др., 1973; Дистлер и др., 1976].

Поведение платиноидов в разрезах расслоенных интрузий. В разрезе ЦЗ и НЭЗ интрузий абсолютные содержания элементов платиновой группы широко варьируют. Максимальные концентрации металлов, как правило, приурочены к обогащенным сульфидами пикритовым и такситовым габбро–долеритам и сплошным рудам. Внутри отдельно взятого горизонта пород также имеют место количественные вариации металлов.

В разрезах интрузий базитовая и гипербазитовая части расслоенной серии пород четко разделяются по содержанию платиновых и цветных металлов, Au, Ag и S (рис. 4.28, *А* и *Б*). При рассмотрении поведения каждого отдельно взятого химического элемента в разрезе интрузий можно видеть их крайне неравномерное распределение. В базитовой части разреза геохимический максимум по Pt находится в метадиоритах, в безоливиновых габбро–долеритах содержания ее падают, ниже по разрезу в оливиновых габбро–долеритах — возрастают, а на границе с пикритовыми габбро–долеритами и далее уменьшаются. В сульфидоносных пикритовых габбро–долеритах происходит резкое накопление Pt, которое также резко падает в лейкократовых обособлениях, встречающихся в этих породах. Для Pd отмечаются экстремумы в метадиоритах и на границе безоливиновых и оливиновых габбро–долеритов. Содержание Rh в базитовой части разреза практически не меняется, а поведение Ru приближается к таковому, рассмотренному для Pd, с той лишь разницей, что верхний максимум оказывается смещен к низам метадиоритов и верхам безоливиновых габбро–долеритов, а в оливиновых габбро–долеритах растет к низу слоя. Эта тенденция сохраняется и в нижележащих породах. Отношение Pt/Pd имеет два максимума, которые больше единицы и приходятся на метадиориты и оливиновые габбро–долериты.

В отдельно взятом разрезе по пикритовому горизонту можно видеть, что максимум накопления Pt, Pd, Rh а также Au и Cr приходится на среднюю часть слоя, а максимум по S смещен к его подошве (см. рис. 4.28, *Б*). Значение Pt/Rh по всему слою изменяется очень слабо и не превышает 0,38. Важно отметить приуроченность максимальных концентраций Pt, Pd, Rh и Cr к одной и той же части разреза пикритового горизонта в различных пересечениях массива.

На рис. 4.28, *В* представлен разрез по Хараелахской ветви Верхнеталнахской интрузии. Пилообразный характер графика содержаний элементов в горизонте брекчии обусловлен пестрым составом находящихся здесь пород. Наряду с этим, величины значений Pt/Pd и (Pt + Pd) оказываются довольно стабильны для отдельно взятых пород из обломков или из цемента брекчии (рис. 4.29). В связи с этим разрезом необходимо еще раз обратить внимание, с одной стороны,

Таблица 4.8.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РУДОГЕННЫХ КОМПОНЕНТОВ В БАЗИТАХ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Наименование породы, интрузия	Pt/Pd	Pt/Rh	Au/(Pt+Pd)	Au/Ag	Cu/Ni	Ni/Co
Базальты нормального ряда	0,71	17,5	–	–	0,92	1,47
Субщелочные базальты	0,37	20,0	–	–	0,49	1,15
Базальты ближжерловой фации Микчандинского палеовулкана	0,31	3,1	24,4	–	–	–
Долериты недифференцированных интрузий нормального ряда*	0,70	4,1	–	–	1,08	1,97
То же, субщелочные	0,64	3,8	–	–	1,01	0,83
Оливиновые габбро-долериты, Хунгтукунская	0,21	–	0,3	0,25	1,38	1,59
То же, Мантур	0,24	8,5	–	–	1,50	12,80
То же, Верхнеталнахская**	0,51	2,0	0,1	–	–	–
То же, недифференцированных интрузий**	0,57	0,6	0,2	–	–	–

* По данным В. В. Дистлера и др. [1976].

** По данным Д. А. Додина и др. [1973].

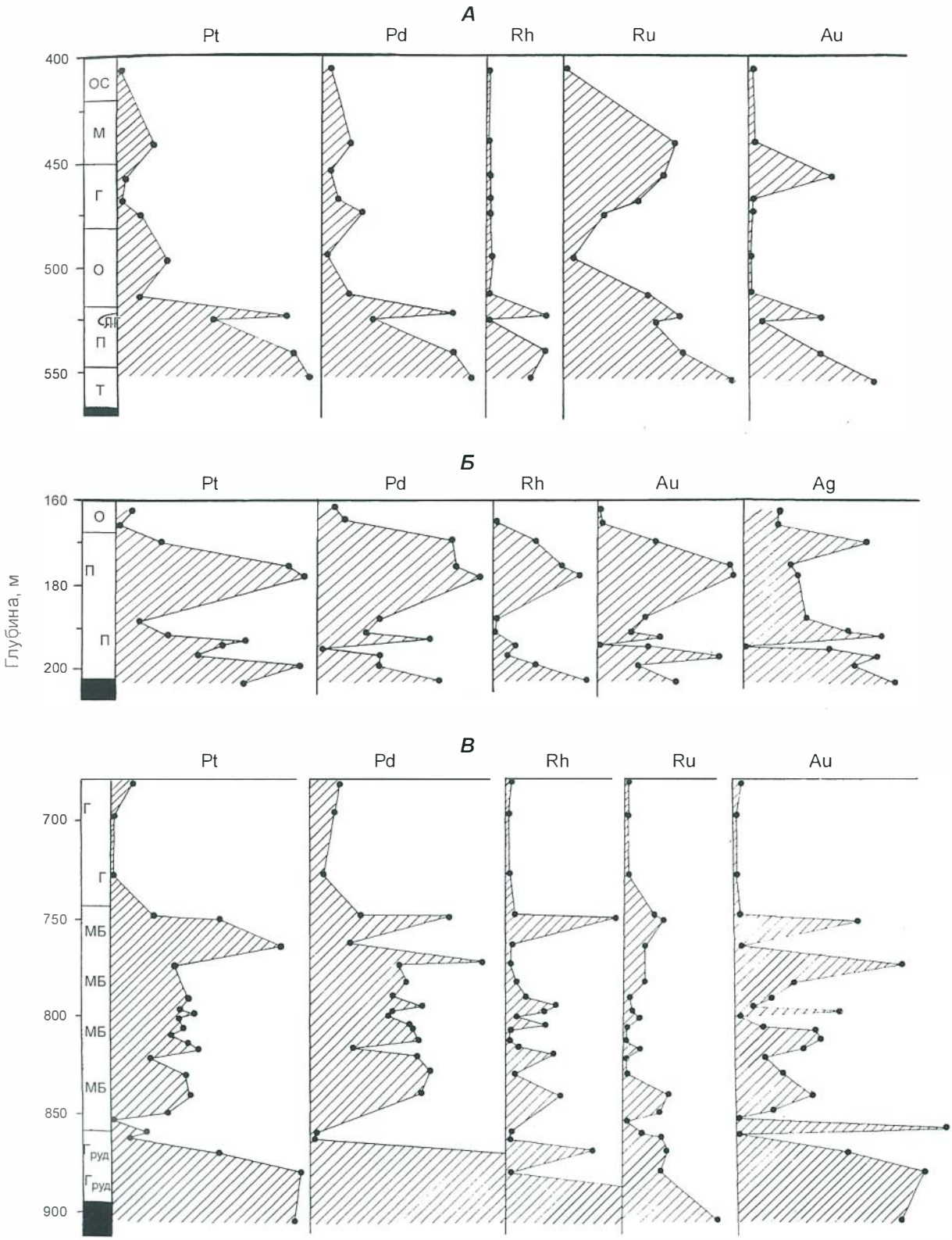


Рис. 4.28. Поведение благородных металлов в разрезах Верхнеталнахской интрузии.

А — по разрезу интрузии, скв. КЗ–274, *Б* — по разрезу пикритового горизонта интрузии, скв. КЗ–184, *В* — по разрезу Хараелахской ветви интрузии, скв. КЗ–585, на колонке залитое — сплошная сульфидная руда.

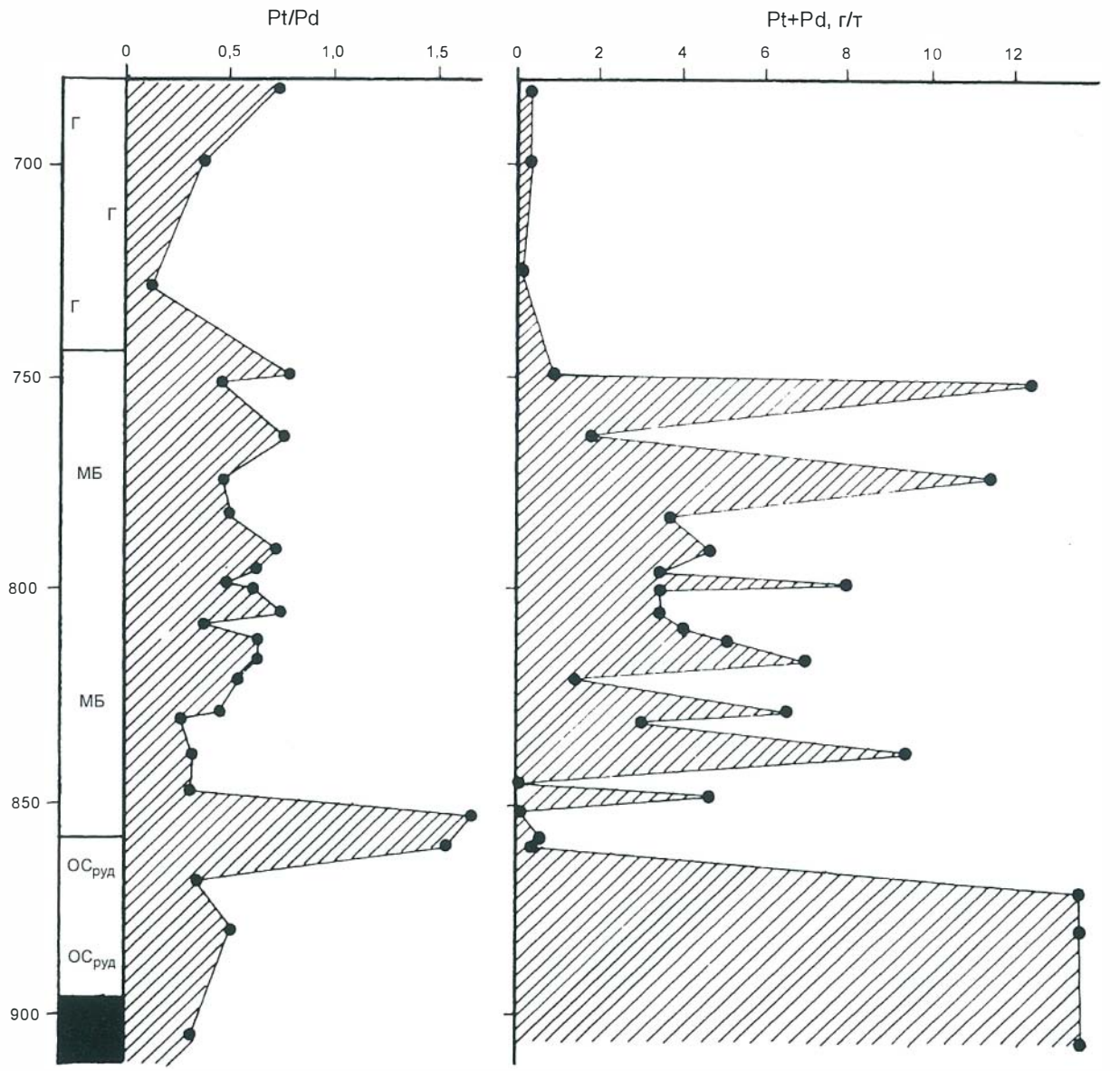


Рис. 4.29. Диаграммы изменения Pt/Pd и Pt+Pd в разрезе Хараелахской ветви Верхнеталнахской интрузии, скв. К3–585.

на крайнюю истощенность обломков магматогенной брекчии платиновыми и цветными металлами, а с другой — на наибольшую обогащенность этой части Верхнеталнахской интрузии сульфидной серой и сплошными рудами [Гулин, Сухов, 1974], что может свидетельствовать о наиболее полном извлечении рудогенных элементов из пород серосодержащими флюидами.

Платиноиды в ВЭЗ норильских интрузий. Существование геохимического максимума концентрации серы, цветных и благородных металлов в верхних такситовых габбро–долеритах норильских интрузий геологам было известно давно. Сведения об этом имеются уже в первых работах, посвещенных месторождению Норильск–I, в том числе у В. К. Котульского [1948], Г. Б. Роговера [1959], И. А. Коровякова и др. [1963], М. Ф. Смирнова [1966] и в более поздних статьях других исследователей. Убогие проявления сульфидов в породах ВЭЗ интрузий Норильск–I представляли только минералогический интерес и никакой практической значимости не имели. Наряду с этим, в работах указанных авторов отмечалось, что при бедной сульфидной минерализации породы ВЭЗ имеют повышенные содержания платиновых металлов и отношение их к количеству цветных металлов здесь в несколько раз больше, чем во вкрапленных рудах нижней рудоносной зоны [Гинзбург, Роговер, 1960; Смирнов, 1966]. Однако существовавшая в то время основная ориентация поисково–разведочных геологических работ на богатые суль-

фидные медно–никелевые руды явилась причиной того, что изучение бедных руд ВЭЗ носило фрагментарный характер. С открытием в 1960 г. Талнахского месторождения с богатыми сплошными сульфидными залежами в подошве массива интерес геологов к бедным и убогим сульфидным рудам ВЭЗ вовсе пропал. По аналогии с интрузией Норильск–I верхние горизонты Талнахского массива стали считаться бесперспективными на промышленное оруденение. Это отчасти было обусловлено зональностью протяженного тела Талнахской интрузии, в которой в начале 60–х годов бурением была вскрыта головная часть массива, имеющая в кровле мощную шапку шелочных кремнекислых пород с акцессорной сульфидной минерализацией. Только при разбуривании средних, а потом и глубинных частей интрузий в ВЭЗ появились верхние такситовые габбро–долериты с широким набором петрографических типов пород и сульфидной и хромитовой рудной минерализацией.

Как отмечалось выше, бедная сульфидная минерализация ВЭЗ Верхнеталнахской интрузии была сходна с таковой интрузии Норильск–I и поэтому не представляла интереса для специалистов–рудников, увлеченных обильной информацией по многообразным рудам нижних горизонтов массива. В результате этого ВЭЗ норильских интрузий оказались слабо изученными вплоть до начала 80–х гг., и в геологической литературе отсутствуют данные детальных исследований по рудной минерализации этих массивов. В частности, в монографии "Сульфидные медно–никелевые руды норильских месторождений" (Изд–во Наука, 1981г.), обобщившей многолетние труды сотрудников ИГЕМ АН СССР, ничего не сказано по минералогии и геохимии рудогенных элементов в ВЭЗ этих объектов.

Проводимое нами изучение геохимии хрома в траппах позволило установить существование верхнего концентрационного максимума накопления хрома [Рябов, Якоби, 1981]. Выяснилось, что величина хромистости пород ВЭЗ различных массивов широко варьирует и в зависимости от положения в разрезе магматической колонны, от исходного расплава, степени его дифференцированности и т. д. может иметь различные значения. В разрезе Верхнеталнахской интрузии интенсивность верхнего максимума по хрому возрастает по мере перехода от головных к средним по падению частям массива. Если во фронте интрузии (см. рис. 4.26, *А*) максимум по хрому отмечается в виде слабого всплеска, который улавливается лишь на фоне практически бесхромистых пород, то в дальнейшем содержание элемента возрастает и становится соизмеримым и даже превышает хромистость пикритовых габбро–долеритов НЗЗ.

Принимая во внимание известную в платиноносном поясе Урала, Бушвельде и в гипербазитах различных регионов мира эмпирически установленную связь хромитоносности и платиноносности пород, нами было предпринято изучение пород ВЭЗ на платиноиды и цветные металлы. В результате был обнаружен новый для норильских месторождений платино–хромитовый тип оруденения [Рябов и др., 1982; Рябов, 1983, 1984, 1985, 1994; и др.].

Содержания платиновых металлов в ВЭЗ норильских интрузий изменяется в широком диапазоне и достигает 60 г/т [Служеникин и др., 1994; Додин и др., 1994; и др.] Некоторое представление о распределении химических элементов в ВЭЗ Верхнеталнахской интрузии можно получить из рис. 4.30. Из диаграммы видно, что в горизонте верхних пегматоидов происходит накопление целого ряда химических элементов и наблюдается дифференцированное их распределение по разрезу.

Диаграммы, связывающие Cr и S с Pt + Pd + Rh, по сути являются классификационными для разделения малосульфидных Pt–руд [Рябов, 1992а; 1994]. Минералого–геохимические исследования верхних пегматоидов трапповых интрузий позволили здесь выделить три основных типа Pt–малосульфидных руд: платино–хромитовый, платино–бесхромитовый и платино–железометалльный или платино–графитовый. Преобразование Pt–малосульфидных руд на завершаюших этапах пегматитовой стадии приводило к формированию Pt–скарновых малосульфидных руд, среди которых выделяются Pt–хромитовый в магнезиальных скарнах и Pt–бесхромитовый в известковых скарнах [Рябов и др., 1996в; Рябов, 1999]. Все эти пять типов руд показаны на диаграммах, связывающих Cr и S с Pt + Pd + Rh (рис. 4.31). Для сравнения здесь приведены поля составов Pt–сульфидных руд в пикритовых габбро–долеритах ЦЗ, такситовых габбро–долеритах НЗЗ и состав некоторых безрудных пород платформы.

По содержанию хрома Pt–хромитовые руды резко отделяются от Pt–бесхромитовых (см. рис. 4.31, *А*). По содержанию серы поля их составов накладываются, но повышение содержания S в Pt–хромитовом типе руд сопровождается увеличением (Pt + Pd + Rh), а рост S в Pt–бесхромитовом типе приводит к уменьшению количества платиновых металлов (см. рис. 4.31, *Б*). Состав Pt–руд в скарнах и самородном железе в сравнении с вышеупомянутыми рудами показаны на рис. 4.31, *В*. Расположение полей составов

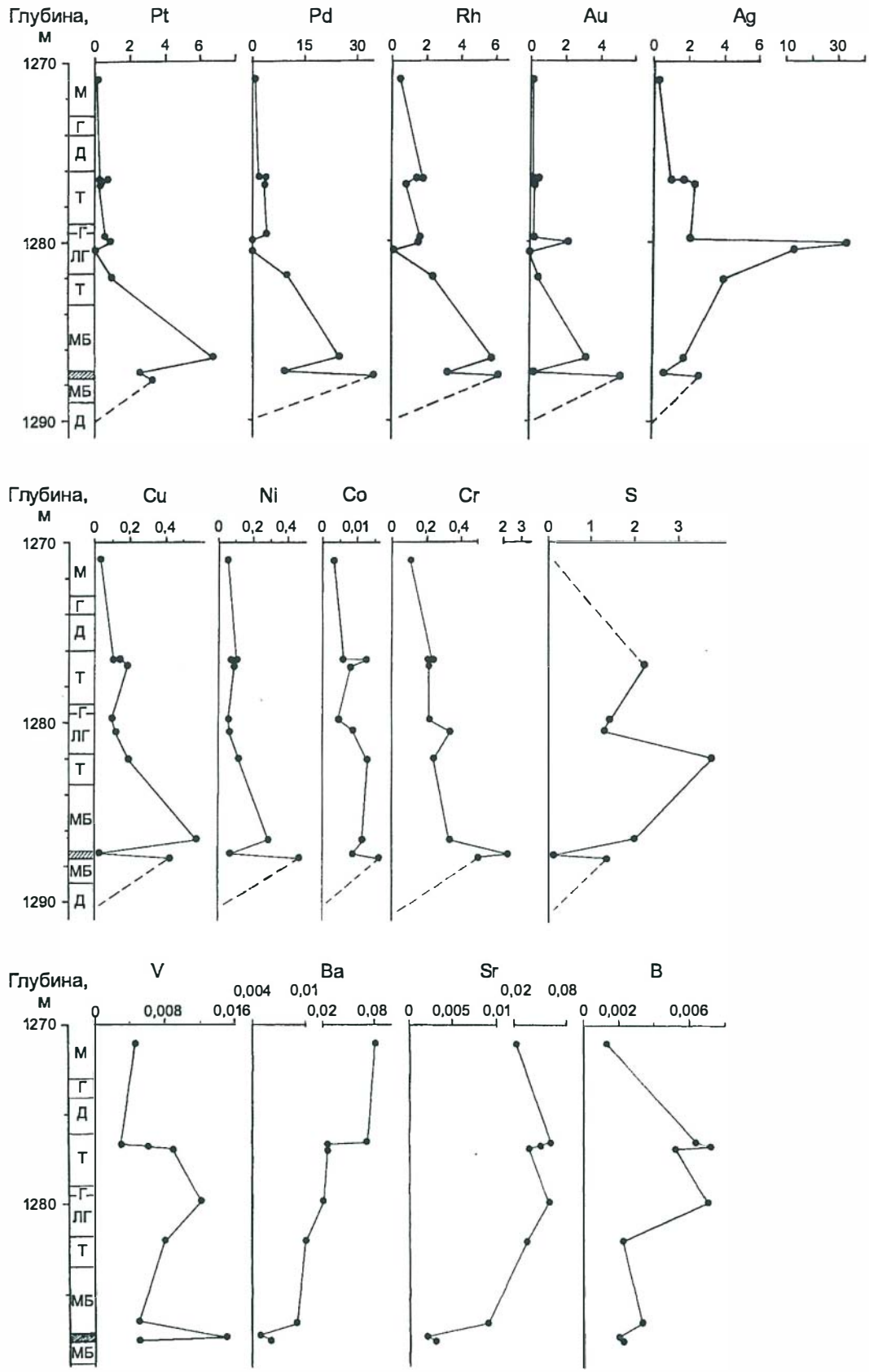


Рис. 4.30. Распределение некоторых химических элементов в разрезе верхней эндоконтактовой зоны Верметаллахской интрузии, скв. КЗ–1441 (содержание благородных металлов в г/т, остальных элементов - в мас. %).

Pt–руд в скарнах (залитые треугольники) свидетельствует о преемственности соотношений хрома и платиноидов в них и в замещаемых ими рудоносных пегматоидах. Поле составов Pt–Fe–металльных руд по содержанию Cr частично перекрывается с Pt–бесхромитовыми рудами, а по количеству серы резко отличается от всех типов руд, поскольку этот тип руд является практически бессульфидным [Рябов, Аношин, 1999]. По сути приведенные графики с учетом особенностей минералогического состава руд являются классификационными и позволяют предполагать, что рудообразование типов Pt–малосульфидных руд определялось флюидным режимом рудно–магматической системы.

Формы нахождения платиноидов. Относительно форм нахождения металлов платиновой группы в бессульфидных породах предполагается изоморфное вхождение их в кристаллические решетки породообразуюших и рудных минералов с последующим переходом их на магматическом или постмагматическом этапе в самостоятельные рудные фазы. При наличии серы платиноиды предпочтительно концентрируются в сульфидах [Naldrett, Cabri, 1976; и др.]. Применительно к норильским интрузиям было установлено, что среди породообразующих минералов Pt накапливается в магнетите, оливине, меньше в пироксене и плагиоклазе, а основным концентратором Pd является оливин (табл. 4.9) [Додин и др., 1973; Дистлер и др., 1976].

В породах ВЭЗ нами были проведены определения благородных металлов в концентратах магнитных хромшпинелидов и сульфидов. В шпинелидах было обнаружено только Ag (7,4–8,2) $\times 10^{-5}$, а в сульфидах содержание Pt изменялось от 0,7 до 11 $\times 10^{-5}$, Pd (4,6–130) $\times 10^{-5}$, Rh (0,89–50) $\times 10^{-6}$, Ru (5,5–16) $\times 10^{-6}$. Основными концентраторами платины в рудах ВЭЗ являются сперрилит, а палладия — маякит, высоцкит, стибиопалладинит, арсеноантимониды [Рябов, 1992а; 1994; Служеникин и др., 1994].

Проблема происхождения рудных концентраций благородных металлов в гипербазитах и базит–гипербазитах обсуждается геологами многие десятки лет [Page et. al., 1982; Naldrett, Cabri, 1976; Глазунов и др., 1977; Crocket, 1986; и др.]. Для норильских месторождений большинство исследователей отождествляют накопление благородных металлов с механизмом образования Cu–Ni руд и в целом рассматривают их как продукт ликвации [Котульский, 1946; Годлевский, 1959, 1968; Смирнов, 1966; Генкин и др., 1981; и др.]. Изучая зональность распределения благородных металлов в Талнахском интрузиве, О. М. Конкина

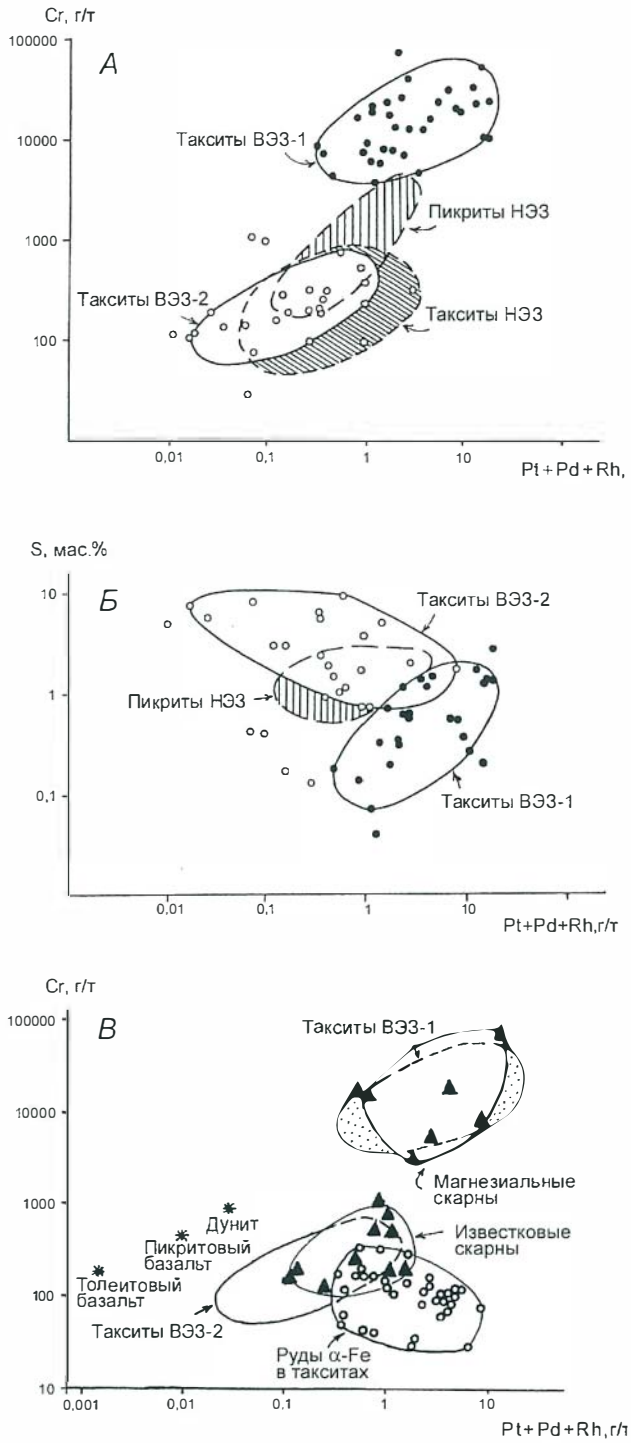


Рис. 4.31. Диаграммы зависимости содержания ЭПГ от содержания хрома и серы в различных типах Pt–малосульфидных руд в породах ВЭЗ трапповых интрузий Сибирской платформы.

Пояснения в тексте.

и Л. В. Разин [1976] приходят к выводу, что она отражает ликвацию рудоносной магмы с последующей кристаллизационной дифференциацией сульфидной жидкости и эпигенетическим преобразованием первоначальной зональности. Повы-

Таблица 4.9.

СОДЕРЖАНИЕ ПЛАТИНОВЫХ МЕТАЛЛОВ И ЗОЛОТА (г/т) В ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛАХ ТРАППОВ [Додин и др., 1973]

Минерал	Порода	Интрузия	Pt	Pd	Rh	Ru	Au
Оливин	Пикритовый габбро-долерит	Норильск-I	0,30	0,64	0,05	–	0,025
	Троктолитовый габбро-долерит	Верхнеталнахская	0,09	0,64	0,07	0,10	0,023
	>>	гора Путаная	0,73	0,05	0,013	–	0,063
	Такситовый габбро-долерит	гора Черная	0,095	0,26	–	–	0,033
Клинопироксен (зеленый)	Оливин-биотитовый габбро-долерит	Норильск-I	0,083	0,083	0,005	–	0,027
	Такситовый габбро-долерит	>>	0,057	0,06	0,012	–	0,086
	Меланократовый базальт	р. Микчанда	0,036	0,05	0,009	–	0,064
Клинопироксен (бурый)	Оливиновый габбро-долерит	Арылах	0,070	0,074	–	–	0,009
	>>	>>	0,035	0,009	–	–	0,009
	>>	Верх. Ергалах	0,018	0,056	–	–	0,018
	Такситовый габбро-долерит	Норильск-I	0,63	0,080	–	–	0,021
Плагиоклаз	Троктолитовый габбро-долерит	Норильск-I	0,03	0,52	0,007	–	0,018
	>>	гора Путаная	0,03	0,04	0,22	–	не опр.
	Оливин-биотитовый габбро-долерит	Норильск-I	0,05	0,04	0,013	–	0,63
	Такситовый габбро-долерит	>>	0,05	0,07	не опр.	–	0,018

шение концентрации благородных металлов снизу вверх рудных залежей авторы связывают с участием летучих в перераспределении компонентов. Вопросы, затрагивающие поведение различных металлов в сульфидных жидкостях применительно к норильским рудам, отражены в ряде работ А. Д. Генкина, В. В. Дистлера, Л. В. Разина, В. В. Ершова, Г. Б. Поповой, Г. И. Кавардина, Г. М. Митенкова, А. А. Карпенкова и др.

Можно предполагать, что первоначальное соотношение Pt/Pd в ультрабазитах норильских интрузий превышало единицу, т. е. соответствовало значениям, имеющим место в продуктах пикритоидных расплавов (см. табл. 4.7). Перераспределение платиноидов с повышением роли палладия и установившееся устойчивое соотношение Pt/Pd < 1 скорее всего отражает стабилизацию условий рудообразования и, вероятно, обязано высокому значению pS_2 и ассоциации ультрабазитов с базитами, последние из которых характеризуются подобным соотношением платиноидов.

Относительно происхождения платиноносных пород Стиллуотера среди геологов существуют различные представления. В последнее время большой популярностью пользуется модель, предложенная Т. Ирвайном и в дальнейшем развитая И. Кэмпбеллом, Т. Барнсом, А. Наллдреттом и др. [Irvine et. al., 1982; 1983; Keith et. al., 1982; и др.]. Согласно их представлениям, в еще окончательно не затвердевшее магматическое тело внедрялась дополнительная порция расплава, в которой по мере подъема расплава происходило ликвационное отделение сульфидной жидкости, турбулентный режим потока которой способствовал экстракции платиноидов из большого объема силикатной магмы.

Кроме того, многие геологи при объяснении формирования руд с платиноидами Стиллуотера придают большое значение процессам с участием флюидов [Boudreau, 1988]. Основанием к этому послужили частые проявления летучесодержащих фаз, в том числе с Cl (флогопит, паргасит, апатит, графит), пегматоидный облик сопутствующих оруденению пород, наличие флюидных микровключений и переотложения сульфидов вдоль тектонических зон. В связи с ролью флюидов небезынтересно отметить обнаружение высокой флюидонасыщенности платиновых минералов в гранулитовом комплексе [Туговик и др., 1982]. В составе флюидов были определены H_2O, CO_2, H_2, N_2 и CH_4. Предполагается, что платиновые минералы сформировались при участии S и As–содержащего флюида. Существует также представление о перераспределении платиноидов под действием флюидных потоков в виде элементоорганических соединений [Слободской,

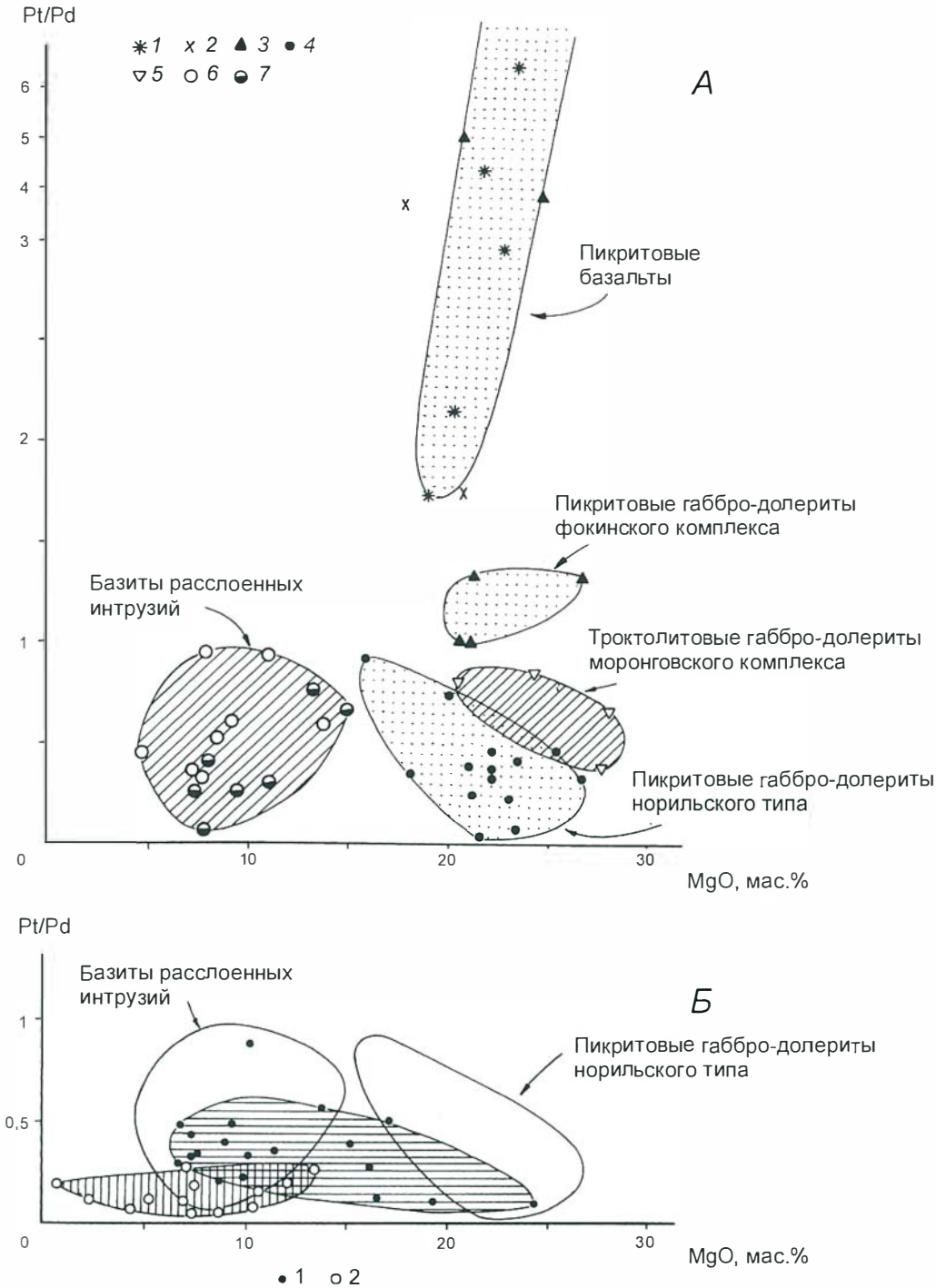


Рис. 4.32. Диаграммы зависимости Pt/Pd — MgO в траппах Сибирской платформы.

А: 1 — пикритовые базальты лавовых потоков; *2* — эффузивные лимбургиты и авгититы Каменской и Маймеча–Котуйской провинций; *3* — пикритовые долериты и габбро-долериты интрузий: руч. Пикритовый, руч. Магнитный, Нижнефокинской, Верхнепясинской и Микчандинского некка; *4* — оруденелые пикритовые габбро-долериты интрузий Верхнеталнахской и Норильск–1; *5* — троктолитовые габбро-долериты интрузий: горы Моронго, горы Путаная, горы Руинная и их апофиз по буровым скважинам; *6* — бедные оливином габбро-долериты интрузий мороновского комплекса, а также Хунгтукунской и Маймечинской; *7* — то же, с сульфидной (более 10%) минерализацией. Производные толеит–базальтового расплава — косая штриховка, пикрит–базальтового — поля с крапом. *Б: 1* — магматогенная брекчия и *2* — такситовые габбро-долериты интрузий норильского типа.

1981; Рудашевский, 1983]. Принимая во внимание положение платиноносного горизонта в ВЭЗ норильских интрузий, пузырчатые и глобулярные текстуры пород и обилие летучесодержащих минералов, есть полное основание предполагать большое участие флюидов при формировании вышеописанных типов руд.

Особенности распределения ЭПГ в траппах. При построении генетических моделей одним из главных параметров, позволяющих судить об источнике металлов, о масштабе, тенденциях и факторах перераспределения ЭПГ в процессе дифференциации расплавов и образовании магматических месторождений, является содержание металлов в исходных магмах. Эту информацию дают определения ЭПГ в породах лавовых покровов и изотропных интрузий различного состава, сопоставление эффузивных и интрузивных комагматов и сравнение состава безрудных и в различной степени оруденелых пород и интрузий.

Абсолютные содержания ЭПГ в лавах измеряются десятками мг/т, причем концентрация металлов закономерно уменьшается в ряду пород производных пикрит–базальтовых, толеит–базальтовых и трахибазальтовых расплавов. Кроме того, первые отличаются от двух других преобладанием Pt над Pd. При сравнении комагматов установлено, что в безрудных петрохимически сходных породах различной фациальной принадлежности соотношение Pt/Pd > 1, а в производных толеит–базальтовых и трахибазальтовых Pt/Pd < 1 (рис. 4.32, см. табл. 4.7; 4.8). В расслоенных базитовых интрузиях, дифференцированных до пикритовых и троктолитовых габбро–долеритов, во всех породах сохраняется Pt/Pd < 1. Породы базит–гипербазитовых интрузий норильского типа имеют такое же соотношение Pt и Pd, несмотря на то, что их пикритовые габбро–долериты предположительно являются производными пикрит–базальтового расплава, внедрившегося одновременно с базитовой магмой. Есть основание предполагать, что изменение соотношения Pt/Pd в пикритовых габбро–долеритах связано с присутствием в них сульфидной минерализации.

Известно, что поведение ЭПГ в значительной мере контролируется оксифильностью — халькофильностью элементов и зависит от режима серы в рудно–магматической системе. В связи с этим обогащение пород сульфидами сопровождается увеличением содержания ЭПГ и повышением роли палладия по отношению к платине. В результате этого в оруденелых пикритовых габбро–долеритах норильских интрузий и в породах других объектов отмечается тенденция понижения значения Pt/Pd при увеличении объема сульфидной массы. Это можно видеть при сравнении положения полей составов пикритовых базальтов и пикритовых габбро–долеритов норильских интрузий (см. рис. 4.32).

4.2.3. Никель

Некоторые вопросы проблемы рудообразования. Поведение никеля в траппах, как известно, является одной из наиболее актуальных проблем генезиса норильских месторождений. В тесной связи с этим находится вопрос источника Ni в сульфидных рудах, от решения которого зависит стратегия и тактика поисково–разведочных работ на обнаружение новых месторождений подобного типа и их освоения. Геохимия Ni в траппах освещается в многочисленных работах, в том числе [Елисеев, 1959; Коровяков, 1960; Томановская, Полькин, 1970; Додин и др., 1971; Копылова, Олейников, 1973; Нестеренко, Альмухамедов, 1973; Дистлер и др., 1977; Олейников, 1979; и др.].

Распределение Ni и накопление его в тех или иных фазах безрудных траппов управляется прежде всего составом расплава, его температурой и флюидным режимом магматической системы и находится в полном соответствии с теоретическими положениями [Маракушев, Безмен, 1972]. Повышенные концентрации Ni приурочены к высокотемпературным кристаллическим фазам, и количество его быстро возрастает, когда содержание MgO в расплаве превышает 4 %, что подтверждает его накопление в фемических минералах [Vogt, 1923]. В Скаергарде, долеритах Карру и траппах Сибирской платформы такой фазой обычно является оливин [Коровяков, 1948; 1960; Годлевский, 1959; Уэйджер, Браун, 1970; Кравченко, 1977; и др.].

Относительно происхождения норильских месторождений и источника в них Ni среди геологов нет единого мнения. Одни считают руды магматическими, другие — метасоматическими, третьи — гидротермальными. Первые представления на происхождение норильских руд были высказаны Н. С. Зонтовым [1943], В. К. Котульским [1946], М. Н. Годлевским [1959] и Н. Н. Урванцевым [1959], которые обосновали образование сульфидов в результате ликвации магматического расплава. Согласно этим представлениям, никеленосная сульфидная магма отделяется от силикатной в современной камере in situ [Коровяков, 1948, 1960], в промежуточном [Годлевский, 1967; Олейников, 1979] или глубинном очаге [Котульский, 1946; и др.]. Механизм образования норильских руд посредством ликвации в более поздних работах получил экспериментальное подтверждение [Ольшанский, 1951; Некрасов, Горбачев, 1978; и др.], физико–химическое обоснование [Годлевский,

1959; Генкин и др., 1981; и др.] и дальнейшее развитие в многочисленных работах геологов — сторонников этой концепции. Сходство содержаний и соотношений цветных металлов в пикритовых базальтах и пикритовых габбро–долеритах с убогой рудной вкрапленностью дало основание М. Ф. Смирнову [1966] считать, что первоисточником руд является гипербазитовая магма. По представлению Э. Н. Елисеева [1959], убогие руды являются сингенетическими, а промышленные — эпигенетическими. Такое же деление руд проводят Г. И. Кавардин и И. Н. Горяинов, Л. Г. Сухов и др.

Метасоматическая гипотеза образования норильских руд развивается в ряде работ В. В. Золотухина [1964, 1965, 1971; и др.], в публикациях С. А. Гулина, Ю. Е. Погребицкого, Л. Г. Сухова [1968], И. Н. Горяинова [1971], А. В. Тарасова [1976] и других. Наиболее подробно эта концепция рассматривается в статьях В. В. Золотухина [1965; и др.]. Предполагается, что в результате переплавления части пород пикритового горизонта и преобразования их в такситовые габбро–долериты под действием газовых эманаций происходит выщелачивание силикатного Ni из оливинов и дальнейшее его осаждение в сульфидной форме. Наиболее интенсивно выщелачивание происходит под действием постмагматических растворов. Действие этого механизма, по мнению автора, находится в полном соответствии с кислотно–основным взаимодействием в растворах, по Д. С. Коржинскому.

Гидротермальная гипотеза образования сульфидных Cu–Ni руд была предложена Э. Н. Елисеевым [1959]. Его работа является наиболее обстоятельной по геохимии Ni в сульфидных месторождениях СССР. Основным аргументом в пользу гидротермального образования руд являются ассоциации сульфидов с различными постериорными минералами.

На протяжении всей истории исследования норильских месторождений между геологами не прекращается полемика об источнике никеля и серы в сульфидных рудах. Основным возражением против ликвации считается низкая растворимость серы в силикатных, в том числе в базальтовых, расплавах, известная из экспериментальных работ [Альмухамедов, Медведев, 1982]. Действительно, объем сульфидной массы в месторождениях таков, что ни о какой растворимости таких количеств в силикатных расплавах не приходится и говорить. В связи с этим в работах М. Н. Годлевского, Н. Н. Урванцева и др. говорится о зарождении дискретных несмешивающихся жидкостей в глубинных очагах, а сегрегация сульфидных капель происходила в процессе их движения к современной камере и при дифференциации магмы [Годлевский, 1971; Дистлер и др., 1977; Годлевский, Лихачев, 1979]. Другой механизм предполагает привнес серы в камеру еще на магматическом этапе и образование руд в результате магматогенной сульфуризации расплава в глубинных очагах [Альмухамедов, Медведев, 1982].

Относительно источника серы сульфидных руд большой популярностью пользуется представление об ассимиляции сульфатных пород в результате задержки расплава в промежуточном очаге [Годлевский, Гриненко, 1963; Горяинов, 1972; Коваленкер и др., 1974; Гриненко, 1987; и др.]. Этим механизмом легко объясняется также смещение изотопного отношения S^{32}/S^{34} против хондритового в сторону повышения доли тяжелого изотопа, характерного для осадочных сульфатов. Однако здесь возникают новые проблемы, которые нужно объяснить. Это изменение соотношения изотопов серы в одноименных сульфидах, происходящее в разрезе и по падению интрузии [Коваленкер и др., 1974], механизм восстановления сульфатной серы, наконец, проблема извести, освободившейся при ассимиляции сульфатов. В связи с этим известно, что породы рудоносных интрузий практически изохимичны одноименным разностям безрудных массивов и повышенной кальциевости не обнаруживают.

Все эти проблемы легко решаются с позиций метасоматической концепции и объясняются эволюцией серосодержащих растворов, зато уязвимым является недостаточно обоснованный вопрос об источнике никеля [Генкин и др., 1971; Гулин, Сухов, 1973; и др.] и, главное, отсутствие ощутимых метасоматических новообразований в пикритовых и такситовых габбро–долеритах [Годлевский, 1968]. Склоняясь к рудогенерирующей роли постмагматических растворов, связанных с такситами, и оценив баланс никеля в месторождении Норильск–I, А. В. Тарасов [1976] считает, что силикатного никеля в интрузии мало, и 90 % металла имеет скорее всего глубинный источник.

Распределение никеля в породах и минералах. Основным концентратором Ni в нерудных минералах траппов является оливин, об особенностях распределения Ni в котором говорилось в разделе 4.1. Переменные и порою высокие содержания Ni определены в биотитах (до 0,6 мас.%), в шпинелидах (до 0,45 мас.%), пироксенах (до 0,092 мас.%). Информация о количестве Ni в минералах имеется в ряде работ [Генкин и др., 1971, 1981; Иванов и др., 1971; Додин и др., 1972; Дистлер и др., 1977; Рябов, Золотухин, 1977; и др.].

Поведение силикатного Ni в оливинах и характер распределения Ni в породах по разрезам

траппових интрузий можно проследить на вышеприведенных в этой работе вариационных диаграммах. Комментарии к этим диаграммам приводились при характеристике состава оливинов, а сейчас рассмотрим поведение Ni в породах. Сверху вниз по разрезу интрузии горы Пегматитовой (см. рис. 3.39) отчетливо виден сопряженный рост содержаний $Ni_{Ол}$ и $Ni_{пор}$, позволяющий говорить о ведущей роли силикатного никеля в породах, что также подтверждается низким количеством S в габбро–долеритах. В бессульфидном разрезе интрузии горы Путаной (см. рис. 3.36) также наблюдается сопряженное изменение Ni в минерале и породе. В интрузии Норильск–I (см. рис. 3.20) содержание Ni с некоторыми скачками последовательно растет сверху вниз по разрезу. Здесь же видно, что плавный рост содержания $Ni_{пор}$ имеет место только в базитовой части разреза, а в пикритах происходит его резкое накопление, которое согласуется с таким же резким увеличением количества S.

В норильских интрузиях (см. рис. 3.18) $Ni_{пор}$ складывается из силикатного и сульфидного Ni, причем роль последнего становится главной в оруденелых породах подошвы массива. В пикритовых и такситовых габбро–долеритах прямая зависимость между $Ni_{Ол}$, $Ni_{пор}$ и S отсутствует, поскольку большое значение здесь приобретает зональный состав руд [Дистлер и др., 1977]. Тем не менее, в разрезах по скважинам можно видеть более высокую никелистость пород гипербазитового горизонта, нежели базитового, приуроченность к первому более высоких концентраций S и, наконец, большую неоднородность самого никеленосного рудного горизонта.

Никель является чутким индикатором состава исходных расплавов, процессов их дифференциации, флюидного режима магматической системы и рудообразования. В безрудных траппах главной никельсодержащей фазой является оливин, состав и количество которого определяют никеленосность пород. В сульфидоносных габбро–долеритах ситуация осложняется появлением помимо силикатного никеля сульфидного никеля и перераспределением металла между минеральными фазами и флюидом.

Наиболее высокие концентрации силикатного NiO имеют место в производных пикрит–базальтовых расплавов — пикритовых базальтах и габбро–долеритах интрузий фокинского комплекса (рис. 4.33). В расслоенных базитовых интрузиях моронговского комплекса, зубовского типа и др., являющихся производными толеит–базальтовых расплавов, которые имеют более низкий кларк никеля, отмечается отчетливое увеличение NiO в оливине по мере роста магнезиальности пород. В пикритовых габбро–долеритах интрузий норильского типа содержание NiO в оливине широко варьирует в сравнительно узком диапазоне изменения MgO и, судя по ориентировке поля составов на диаграмме, при понижении NiO в оливине намечается тенденция увеличения MgO в породе. Поле составов переменного состава троктолитовых габбро–долеритов интрузий нижнеталнахского типа показывает значительные вариации MgO в породах при устойчиво низком содержании NiO в оливине. На диаграмме можно видеть, что сходные по магнезиальности породы могут иметь различное содержание NiO в оливине.

При сравнении общей никелистости пород с их магнезиальностью распределение полей составов безрудных производных пикрит– и толеит–базальтовых расплавов (см. рис. 4.33) сохраняется: наиболее высокую никелистость имеют пикритовые базальты и габбро–долериты фокинского комплекса, в расслоенных базитовых интрузиях происходит закономерное увеличение NiO в породе по мере увеличения количества оливина. В пикритовых габбро–долеритах интрузий норильского типа содержание NiO в породе контролируется в большей мере содержанием сульфидов, а троктолитовые габбро–долериты нижнеталнахского типа оказываются истощенными никелем, несмотря на большое количество оливина и высокую магнезиальность пород. Для субщелочных траппов (на рисунке показано только поле составов) характерно низкое содержание NiO и слабо выраженная тенденция увеличения ее по мере увеличения MgO в породе.

Некоторое представление о зависимости между содержаниями NiO в оливинах и NiO в содержащих их породах можно получить на диаграмме (рис. 4.34) [Рябов, 1992б]. Покрытое крапом поле показывает главный геохимический тренд NiO в безрудных траппах. Судя по его вытянутости можно говорить, что содержание NiO в породе имеет прямую зависимость от количества оливина и содержания в нем NiO. Более густым крапом на диаграмме выделены поля отдельных групп пород и объектов. Базитовая часть разреза норильских интрузий располагается в поле главного геохимического тренда безрудных траппов. Отклоняющиеся от генеральной тенденции два заштрихованных поля отвечают пикритовым габбро–долеритам рудоносных интрузий норильского типа, представляющих собой фронтальную часть магматической колонны, и троктолитовым габбро–долеритам интрузий нижнеталнахского типа, которые располагаются в тыловой части магматической колонны. Положение полей го-

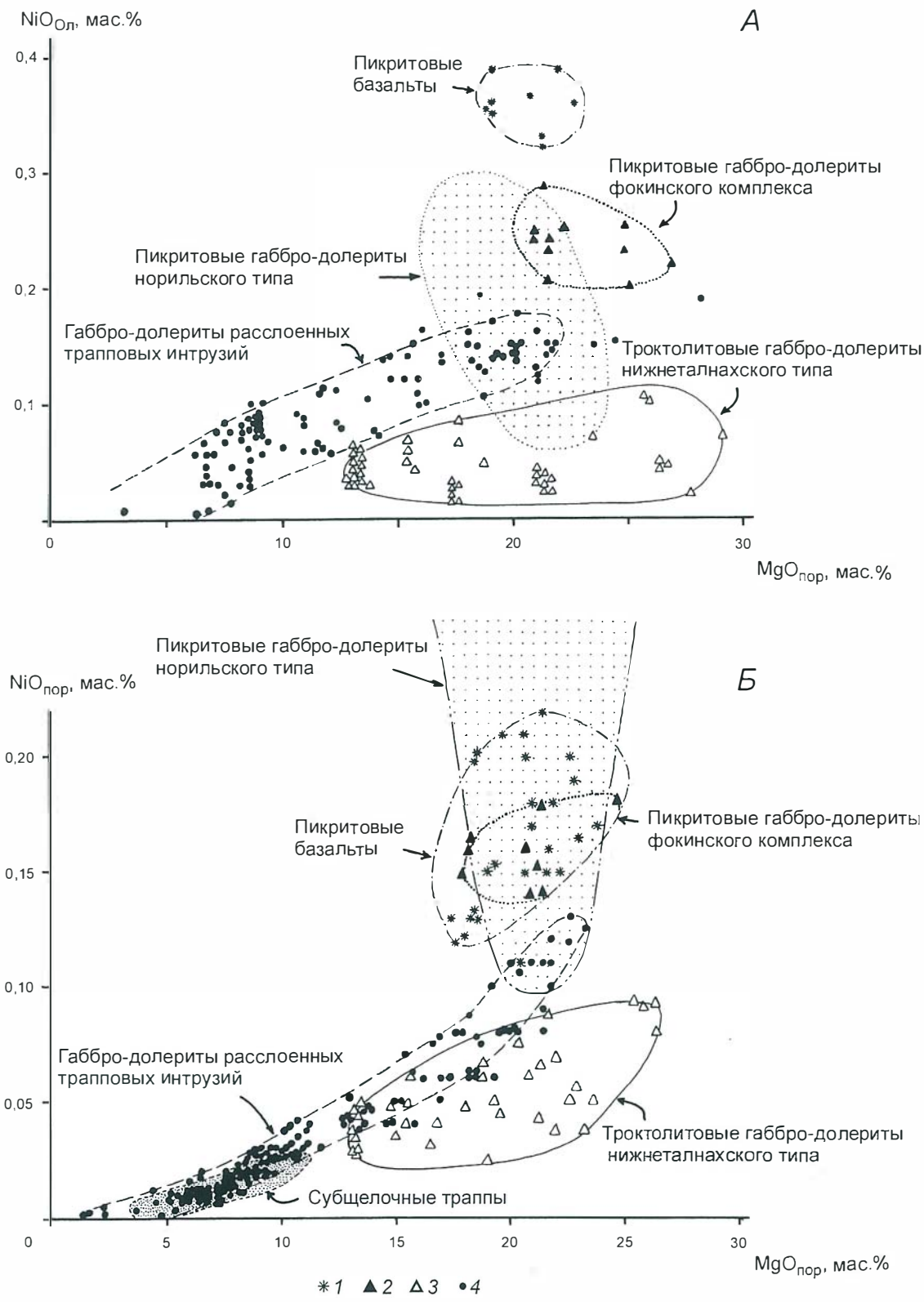


Рис. 4.33. Диаграммы зависимости содержания NiO в оливинах (*А*) и в породах (*Б*) от магнезиальности траппов.

1 — базальты гудчихинской свиты; *2* — габбро–долериты интрузий: Нижнефокинской, руч. Магнитного, руч. Пикритового; *3* — габбро–долериты Нижнеталнахской и Нижненорильской интрузий; *4* — габбро–долериты интрузий: горы Путаная, горы Пегматитовая, горы Зуб. Пояснения в тексте.

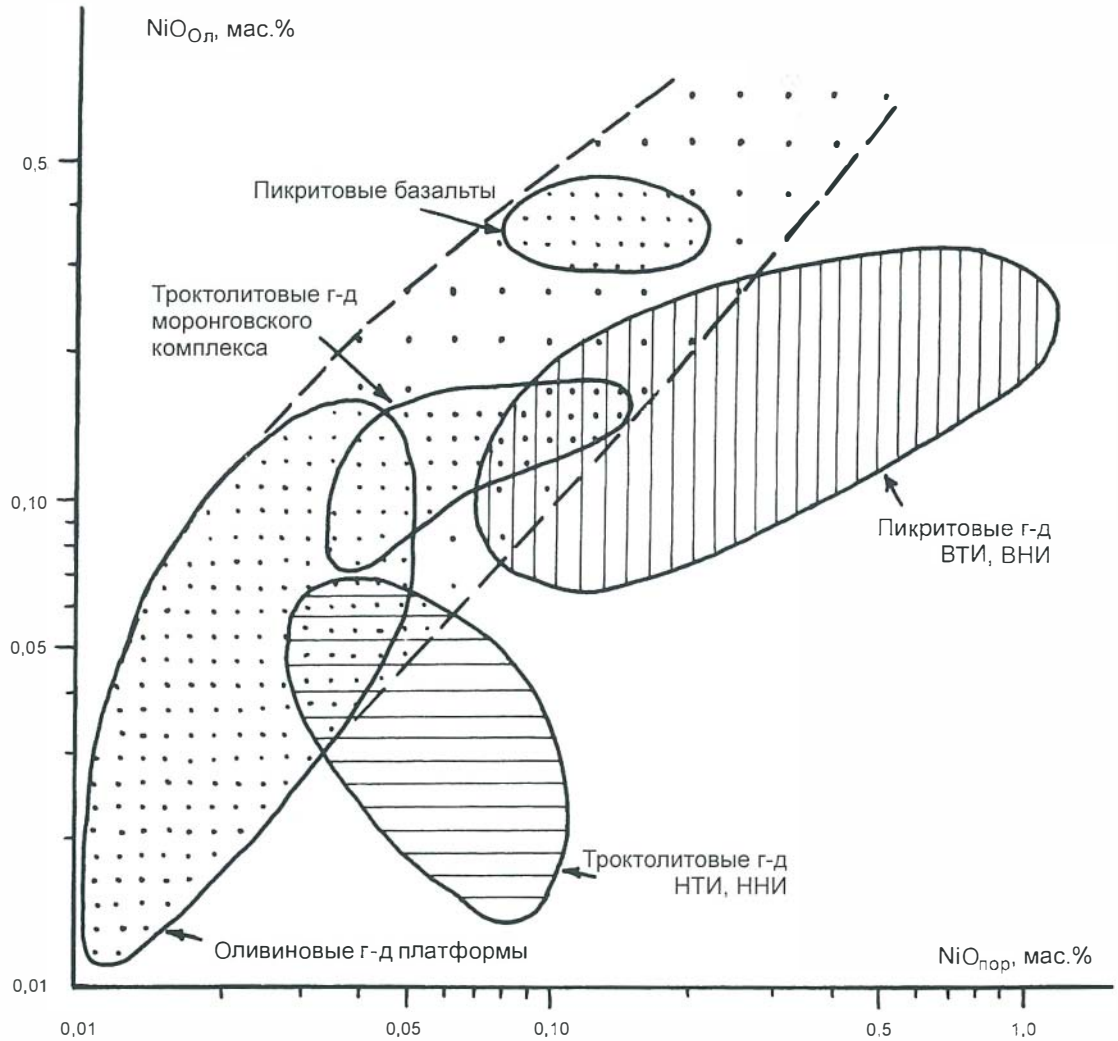


Рис. 4.34. Сводная диаграмма зависимости содержания никеля в оливине от общей никеленосности пород в безрудных и сульфидоносных траппах Сибирской платформы.

Крапом показан общий геохимический тренд для безрудных пород с выделением полей отдельных типов пород более густым крапом. Заштрихованы поля составов рудоносных интрузий: Верхнеталнахской (ВТИ) и Норильск–I, Восточно–Норильская ветвь (ВНИ) и сопутствующих им истощенных никелем интрузий: Нижнеталнахской (НТИ) и Нижненорильской (ННИ).

ворит о том, что по сравнению с пикритовыми базальтами содержание NiO уменьшается в пикритовых габбро–долеритах интрузий Верхнеталнахской и Норильск–I и еще больше падает в троктолитовых габбро–долеритах Нижнеталнахской и Нижненорильской интрузий. Наряду с этим, в породах рудоносных интрузий общее содержание NiO выше нормы, определяемой для безрудных пород геохимическим трендом, и связано с присутствием сульфидов Ni. Низкие содержания NiO в оливинах троктолитовых габбро–долеритов нижнеталнахского типа, соответствующие уровню бедных оливином пород безрудных интрузий следует объяснить выносом Ni флюидами с последующим накоплением их в породах фронтальных частей магматической колонны, которыми являются рудоносные интрузии [Рябов, 1992б].

Поведение никеля в процессе рудообразования. Имеющиеся в нашем распоряжении аналитические данные и геологический материал позволяют наметить последовательность рудообразования.

Исходя из представления о комагматизме пикритовых базальтов и пикритовых габбро–долеритов норильских интрузий, содержания Ni в пикритоидных расплавах и оливинах этих различных фаций первоначально были одинаковы. При воздействии серосодержащих флюидов на оливин происходило экстрагирование силикатного Ni и отчасти Fe с преобразованием их в сульфидную форму. Высокая температура процесса сульфуризации явилась причиной сохране-

ния оливина как минерального вида, а заимствование Fe и Ni привело к повышению магнезиальности его новообразований вплоть до форстеритов. Вполне естественно, что в наиболее флюидонасыщенных зонах должна произойти максимальная экстракция силикатного Ni и Fe из оливина. В этой связи симптоматична давно известная [Годлевский, 1959; Роговер, 1959; Смирнов, 1966; и др.] приуроченность богатых никелем руд к пикритовым горизонтам и резкое понижение содержания Ni по мере удаления от этих пород. Примечательна и связь наиболее истощенных никелем оливинов из оливинитов магматогенной брекчии Хараелахской ветви Верхнеталнахской интрузии с наибольшим из всех норильских объектов средневзвешенным содержанием здесь сульфидов (табл. 4.10). Для разреза по Хараелахской ветви характерны богатые до сплошных скопления сульфидных масс, граничащие с убогими вкрапленными рудами в габбро–долеритах, что может свидетельствовать об имевшем место оттоке сульфидной жидкости из области ее образования.

Экспериментальным подтверждением реальности процесса сульфуризации являются опыты [Kullerud, Yoder, 1965; Альмухамедов, Медведев, 1982; и др.], которые продемонстрировали экстракцию Ni и Fe из твердых ультраосновных пород и из расплава. Интересно отметить, что количество Fe в жидкости уменьшалось пропорционально избыточной S. Можно с уверенностью предполагать, что в системе с избыточной серой будут кристаллизоваться фемические минералы более низкой железистости, нежели в расплаве без серы.

Экспериментальное изучение распределения Ni между оливином и сульфидной жидкостью [Арутюнян, 1986] показали, что в недосыщенных серой расплавах высокое сродство Ni с S приводит к концентрированию металла в сульфидах и к истощению им оливина. С ростом количества серы в расплаве истощенность оливина никелем продолжает увеличиваться до определенного предела. В насыщенных серой жидкостях, если отсадки сульфидов не происходит, т. е. если сульфиды не покидают систему или имеется различный процент их оттока, то никелистость оливина увеличивается по мере повышения сульфидной взвеси в расплаве. Изменение знака истощения оливина никелем на обогащение происходит после фракционирования 26 % оливина в присутствии 0,5 % сульфидов. При повышении количества взвешенной сульфидной фазы до 0,7 % никелистость оливина начинает расти.

Об изменении формы нахождения Ni из силикатной в сульфидную убедительно говорят вышеприведенные материалы по составу оливинов и данные [Рябов, 1992б]. Это прежде всего широкие вариации содержания Ni в минералах из одного горизонта пород, даже из одного образца, понижение количества NiOл по мере приближения к горизонту пегматоидов, переменные концентрации $Ni_{Ол}$ в богатых и бедных сульфидами участках пород и т. д.

Следует отметить, что любая из предлагаемых гипотез рудообразования вынуждена признать привнос в область месторождения S и Ni. Для последнего это мог быть ювенильный источник или перераспределение металла в пределах магматической колонны. Если исходить из предполагаемого нами механизма рудообразования, то источником Ni был гипербазитовый слой всей магматической колонны, и Ni при участии флюидов перераспределялся из тыловых во фронтальные ее части. В этом плане находит объяснение совместное нахождение рудоносных норильских интрузий и истощенных рудогенными компонентами высокомагнезиальных Нижнеталнахской и Нижненорильской интрузий.

Воздействие флюидов на расплав или твердую фазу с избирательной экстракцией Ni и Fe,

Таблица 4.10.

СРЕДНЕВЗВЕШЕННЫЕ СОДЕРЖАНИЯ СУЛЬФИДОВ В ГАББРО-ДОЛЕРИТАХ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ ИНТРУЗИЙ
[Гулин, Сухов, 1973]

Интрузия, интрузивная ветвь	Количество использованных скважин	Содержание сульфидов (мас.%)
Норильск-I	350	10,7
Верхнеталнахская, Юго-Западная	97	12,4
Верхнеталнахская, Северо-Восточная	40	13,8
Верхнеталнахская, Хараелахская	91	26,8

Примечание. Принятые при подсчетах содержания сульфидов составляют (об.%): в сплошных рудах – 85, в промышленных рудах – 15, в убогих оруденелых породах – 0,5.

по–видимому, нельзя назвать метасоматическим преобразованием. Здесь имеет место однонаправленная диффузионная дифференциация компонентов, управляемая степенью сродства химических элементов к S [Маракушев, Безмен, 1972]. В связи с этим, сульфуризация отражает специфику процесса (кинетику) образования и состав химического соединения, а ликвация — механизм отделения возникшего рудного вещества от силикатного. Поэтому противопоставлять эти понятия [Альмухамедов, Медведев, 1982; Золотухин, 1988] не имеет смысла.

Повышение pS_2 в силикатном расплаве, с одной стороны, ускоряет и усиливает экстракцию Ni из оливина и расплава, а с другой — стимулирует ликвационное рудно–силикатное расщепление жидкости. Ликвация может идти только, когда содержание S превышает предел ее растворимости в расплаве. Это подтверждается наблюдениями Скиннера и Пэка [1973] по базальтам влк. Килауэа на Гавайях, в которых сульфидные шарики появились только в интерстиционных расплавах, когда в результате кристаллизации в остаточных жидкостях было достигнуто пересыщение их серой.

В норильских интрузиях происходило постепенное наращивание pS_2 с последовательным ходом процессов сульфуризации с ликвационным разделением жидкостей, коалесценцией мелкой эмульсии в крупные капли, миграцией рудной жидкости и последующей ее раскристаллизацией. Отделение несмешивающейся сульфидной жидкости происходило по мере создания ликвационной ситуации, которая могла возникнуть в абиссальных условиях, продолжаться по мере движения расплава к современной камере и осуществляться в последней. Можно думать, что для ликвации в глубинном очаге меньше всего оснований. Об этом говорит отсутствие сульфидов в пикритовых базальтах — комагматах норильских пикритовых габбро–долеритов [Золотухин, 1988] и понижение рудонасыщенности и никелистости прикорневых частей интрузий. Сравнительно равномерное распределение рудной вкрапленности в пикритовом горизонте, а также каплевидные и интерстиционные формы ее проявления говорят, скорее всего, о слиянии тонкодисперсной эмульсии в более крупные скопления, нежели о разделении рудной жидкости на капли. Материалы по изотопии S в норильских месторождениях не противоречат представлениям о сульфуризации с последующей ликвацией жидкостей.

4.2.4. Титан

В каждом отдельно взятом магматическом теле — в базальтовом потоке, в дайке или силле — поведение титана, имеет свою специфику, масштабы накопления и зависит от целого ряда факторов, главными из которых являются состав исходного расплава и условия кристаллизации. В ряде траповых интрузий отчетливо проявляется увеличение количества TiO_2 снизу вверх по разрезу массивов с накоплением оксида в наиболее обогащенных щелочами породах. Это отчетливо видно из серии вышеприведенных вариационных диаграмм оксидов по разрезам различных интрузий и позволяет судить о титане как о чутком индикаторе дифференциации расплава. На это уже обращалось внимание многих геологов [Нестеренко, Альмухамедов, 1973; Архипова, 1975; и др.].

Основными концентраторами титана в траппах являются титаномагнетит, ильменит, хромшпинелиды, из силикатов — биотит и клинопироксен и изредка встречающиеся в породах рутил и перовскит.

Титанистость пород зависит от состава исходного расплава, от особенностей его дифференциации и определяется количеством титансодержащих минеральных фаз. Наиболее отчетливо поведение титана в процессе дифференциации расплава проявилось в расслоенных интрузиях. Это можно было видеть на вариационных диаграммах оксидов, построенных по разрезам интрузий различных комплексов.

Особенности распределения титана в различных по составу породах и магматических телах можно проследить на диаграммах, связывающих TiO_2 — MgO (рис. 4.35). На фрагменте этой диаграммы *А* приведен состав пород слабодифференцированных базитовых Хунгтукунской и Маймечинской интрузий. В расслоеной серии пород этих интрузий по мере понижения магнезиальности происходит небольшое увеличение титанистости. Основная масса пород имеет TiO_2 0,7–1,5 мас.%. Повышенные концентрации TiO_2 2,0–3,1 мас.% приурочены к основным пегматоидам, точки состава которых обособились от роя точек пород расслоенной серии. На графике *Б* показаны состав изотропных силлов трахидолеритов егралахского комплекса и высокомагнезиальных интрузий моронговского комплекса. На диаграмме *В* приведен состав пегматоидов из силлов трахидолеритов и пород отчетливо стратифицированной интрузии горы Пегматитовой, которая является фронтальной частью протяженного Моронговского массива, здесь же крапом выделено поле пород, точки анализов которых показаны на предыдущем графике. При рас-

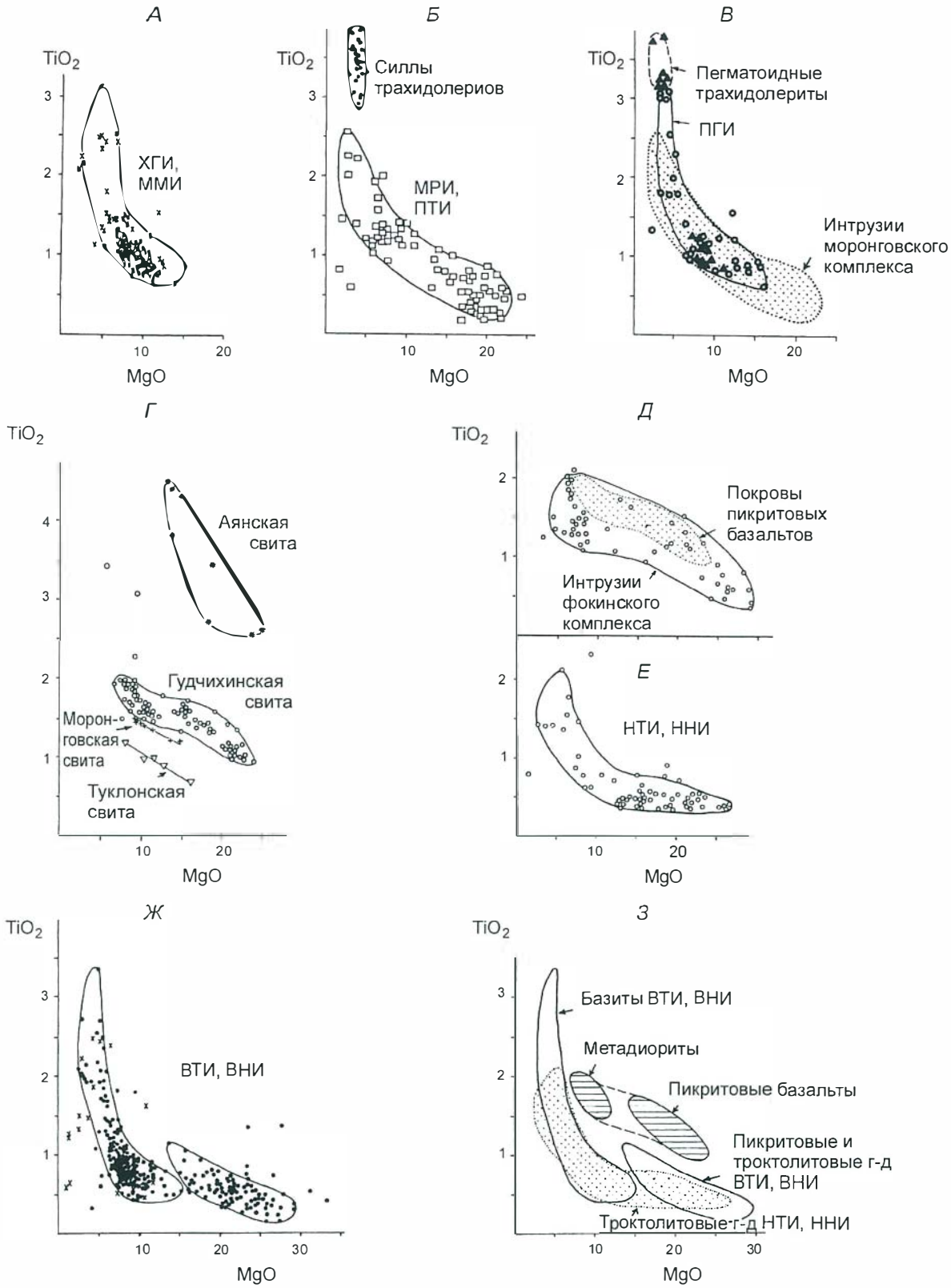


Рис. 4.35. Диаграммы зависимости TiO_2–MgO (мас.%) в дифференцированных траппах.

А–В — базитовые интрузии; *Г* — лавы пикритовых базальтов и анкарамитов; *Д* — интрузии фокинского комплекса в сравнении с лавовыми пикритами; *Е* — интрузии нижнеталнахского типа; *Ж*–интрузии норильского типа (левое поле — базиты, правое — пикриты); *З* — сопоставительная диаграмма для различных расслоенных образований. Пояснения в тексте. Интрузии: ХГИ–Хунгтукунская; ММИ–Маймечинская; МРИ–горы Мороиго; ПТИ–горы Путаной; ПГИ–горы Пегматитовой; НТИ–Нижнеталнахская; ННИ–Нижненорильская; ВТИ– Верхнеталнахская; ВНИ–Норильск–1, Восточно–Норильская ветвь.

смотрении диаграмм *Б* и *В* можно констатировать, что трахидолериты и их пегматоиды имеют высокую и сходную между собой титанистость. В габбро–долеритах интрузий гор Моронго и Путаной прослеживается понижение титанистости по мере роста в породах MgO и выделяются две группы пород со сравнительно устойчивыми значениями MgO и TiO_2. Содержание этих оксидов в троктолитовых габбро–долеритах составляет 19,0 и 0,5 мас.%, в оливиновых — 7,0 и 1,3 мас.%. Отдельные точки анализов габбро показывают содержание TiO_2 до 2,5 мас.%. В породах интрузии горы Пегматитовой TiO_2 возросло до 3,3 мас.%, и точки анализов попали в поле пегматоидных трахидолеритов. Расположение полей составов пород фронтальной (горы Пегматитовой) и прикорневой (горы Моронго, Путаная) частей протяженного магматического тела указывает на увеличение титанистости пород в головной части магматической колонны и на возможность формирования из расплава толеит–базальтового состава пород по TiO_2 и MgO сходных с трахидолеритами.

На диаграммах *Г, Д* и *Е* (см. рис. 4.35) приведен состав некоторых покровов высокомагнезиальных эффузивов и интрузий. Титанистость эффузивов последовательно возрастает от оливинофировых (пикритовых) базальтов туклонской свиты, через анкарамиты Арылаха мороногговской свиты, пикритовые базальты гудчихинской свиты до пикритовых базальтов аянской свиты.

В интрузиях фокинского комплекса титанистость пород плавно понижается с ростом MgO (см. фрагмент *Д*). При сравнении габбро–долеритов из интрузий этого комплекса с породами дифференцированных покровов пикритовых базальтов можно видеть их большое сходство, что может служить дополнительным признаком, подтверждающим их комагматизм. В троктолитовых габбро–долеритах Нижнеталнахской и Нижненорильской интрузий (см. фрагмент *Е*) количество TiO_2 около 0,5–0,6 мас.% удерживается в породах с переменным содержанием MgO от 12 до 27 мас.%. В базитовой части разреза этих интрузий по мере снижения MgO наблюдается увеличение TiO_2 до 2,1–2,3 мас.%. Из графиков *Д* и *Е* следует, что породы фокинского комплекса и нижнеталнахского типа имеют близкие содержания TiO_2 от 0,3–0,4 до 2,0–2,1 и MgO от 3–4 до 27–29 мас.%.

В интрузиях норильского типа (диаграмма *Ж*) в базитовой части разреза в диапазоне содержаний MgO 3–8 мас.% происходит резкое накопление TiO_2 от 0,4 до 3,4 мас.%. В гипербазитовом горизонте MgO колеблется в интервале 14–28, а TiO_2 0,2–1,2 мас.%. Состав пегматоидов (на графике показаны крестиками) оказывается близким составу габбро–долеритов, среди которых они находятся. Поля составов пород норильского и нижнеталнахского типов имеют большое сходство (см. график *З*) и по аналогии с мороногговским массивом показывают накопление титана во фронтальной части магматической колонны. Дифференцированные покровы пикритовых базальтов в сравнении с норильским и нижнеталнахским типами в породах равной магнезиальности отличаются более высокой титанистостью.

При сопоставлении пикритов из различных магматических образований, как предполагаемых комагматов наблюдается понижение титанистости в ряду пород от пикритовых базальтов к пикритовым габбро–долеритам интрузий фокинского комплекса, далее — к одноименным габбро–долеритам Верхнеталнахской интрузии и, наконец, наиболее низкотитанистыми являются пикриты Нижнеталнахской и Нижненорильской интрузий (см. рис. 4.35, *Е*).

В целом для представленных на диаграммах интрузий и эффузивов отмечается изначальное различие титанистости исходных магм, а также рост титанистости с увеличением щелочности пород, причем наиболее обогащенными TiO_2 могут быть как самостоятельные расплавы (трахидолериты), так и продукты дифференциации. Накопление TiO_2 осуществляется в результате последовательной кристаллизационной дифференциации расплава, как это имело место в интрузии горы Пегматитовой, и обособления флюидонасыщенного пегматитового расплава, примером которого является расслоенный силл трахидолеритов по скв. Ф–221.

4.2.5. Сера

Интрузии Норильского района становятся рудными месторождениями не в процессе обогащения никелем, а при обогашении серой [Годлевский, 1967]. Это заключение вполне очевидно, если принять во внимание способность серы экстрагировать цветные металлы и концентрировать их в сульфидной форме в широком диапазоне *PT*–условий магматогенного, метасоматического и гидротермального процессов [Куллеруд, Йодер, 1965; Альмухамедов, Медведев, 1982]. Поэтому одним из основных вопросов, связанных с проблемой происхождения Pt–Cu–Ni сульфидных месторождений, является поведение серы в рудообразующем процессе: источник серы, пути ее миграции, форма, место и *PT*–усло-

вия образования сульфидов. В связи с этим, сера и ее изотопы являются важнейшими показателями геохимической истории рудно–магматического процесса.

Вопросы геохимии серы в базальтовых расплавах, в габбро–долеритах трапповых интрузий с различной сульфидной рудонасыщенностью, в том числе в рудах норильских месторождений, освещены в большом числе публикаций различных авторов. На Сибирской платформе основной объем информации по изотопному составу серы сконцентрирован по месторождениям Норильского и Талнахского рудных узлов, по которым к настоящему времени накопился большой аналитический материал. Количество изотопных анализов серы только по одному Талнахскому рудномму узлу превышает 800 определений.

В плане рудного узла они распределились так, что наиболее изученными оказались участки Октябрьского месторождения (*А*) и южная часть Талнахского месторождения (*Б*) (рис. 4.36*б*). На схематизированной геологической карте Талнахского рудного узла нанесены номера скважин, по которым в разных литературных источниках имеются определения изотопного состава серы сульфидов и сульфатов. Точки отбора проб распределились таким образом, что в нижней части схемы, в том числе на врезке *Б*, представляющей южную часть Талнахского месторождения, сконцентрировались данные, опубликованные в работах Л. Н. Гриненко [1966 и др.]. На врезке *А*, представляющей западную часть Октябрьского месторождения, разместились точки по материалам Н. С. Горбачева и Л. Н. Гриненко [1973]. Между участками *А* и *Б* располагаются точки по данным В. А. Коваленкера и др. [1974], И. А. Августинчика [1981] и др. Опробованные нами скважины находятся в различных частях площади рудного поля, в том числе на участках *А* и *Б*, между ними и трассируются в северо–восточном направлении.

Информация по геохимии серы и ее изотопов в траппах имеется в работах И. А. Августинчика, А. И. Альмухамедова, М. Н. Годлевского, Н. С. Горбачева, И. Н. Горяинова, В. А. Гриненко, Л. Н. Гриненко, И. А. Зотова, В. А. Коваленкера, В. К. Кузьмина, А. П. Лихачева, А. Я. Медведева, Г. Н. Старицыной, Е. В. Тугановой и др.

Низкая растворимость серы в базальтовых расплавах явилась основанием для привлечения в качестве дополнительного источника серы для крупных сульфидных месторождений сульфатной серы осадочных пород [Виноградов, Гриненко, 1964]. Предполагается, что в норильских месторождениях около 2/3 серы выносится вместе с глубинным магматическим материалом из подкоровых очагов, а 1/3 — из осадочных гипс–ангидритовых пород [Годлевский, 1967]. Заимствованием серы из осадочных сульфатов геологи объясняют утяжеленный против метеоритного изотопный состав серы сульфидов норильских месторождений. При переходе от рудопроявлений к мелким, средним и крупным месторождениям на Сибирской платформе в сульфидах отмечается тенденция сопряженного роста количества серы и доли $\delta^{34}S$ в их составе (рис. 1.13).

Судя по литературным данным, изотопный состав серы сульфидов в различных рудопроявлениях широко варьирует. Наиболее высокие значения $\delta^{34}S$ в Норильском районе установлены в магматогенных сульфидных жилах и вкрапленниках в базальтах горы Логанчи (Хантайское озеро), которые составляли соответственно 21,5 и 23,5 ‰ [Рябов, 1997]. Наряду с этим, применительно к норильским месторождениям предполагается, что в промежуточных магматических очагах происходила гомогенизация изотопного состава серы, в результате которой сульфиды вкрапленных и сплошных руд норильских месторождений приобрели идентичное и стабильное соотношение изотопов. Поэтому, как полагают некоторые геологи, изотопный состав серы в сульфидах не проявляет закономерных различий и не зависит от глубины залегания магматических тел, от нахождения в различных горизонтах интрузии или в различных частях одного горизонта и от формы рудной вкрапленности. Наконец, различные типы вкрапленных и сплошных руд имеют одинаковый изотопный состав [Гриненко, 1966; 1985; 1987; Горбачев, Гриненко, 1973]. Имеющие место колебания изотопного состава серы объясняются различным масштабом контаминации магмой осадочных сульфатов и неполной гомогенизацией коровой серы в промежуточном очаге [Гриненко, 1967]. Кроме того, предполагается, что сходство изотопного состава серы сульфидов из пород и руд норильских месторождений свидетельствует о едином источнике руд и сходном механизме магматогенного образования [Гриненко, 1987].

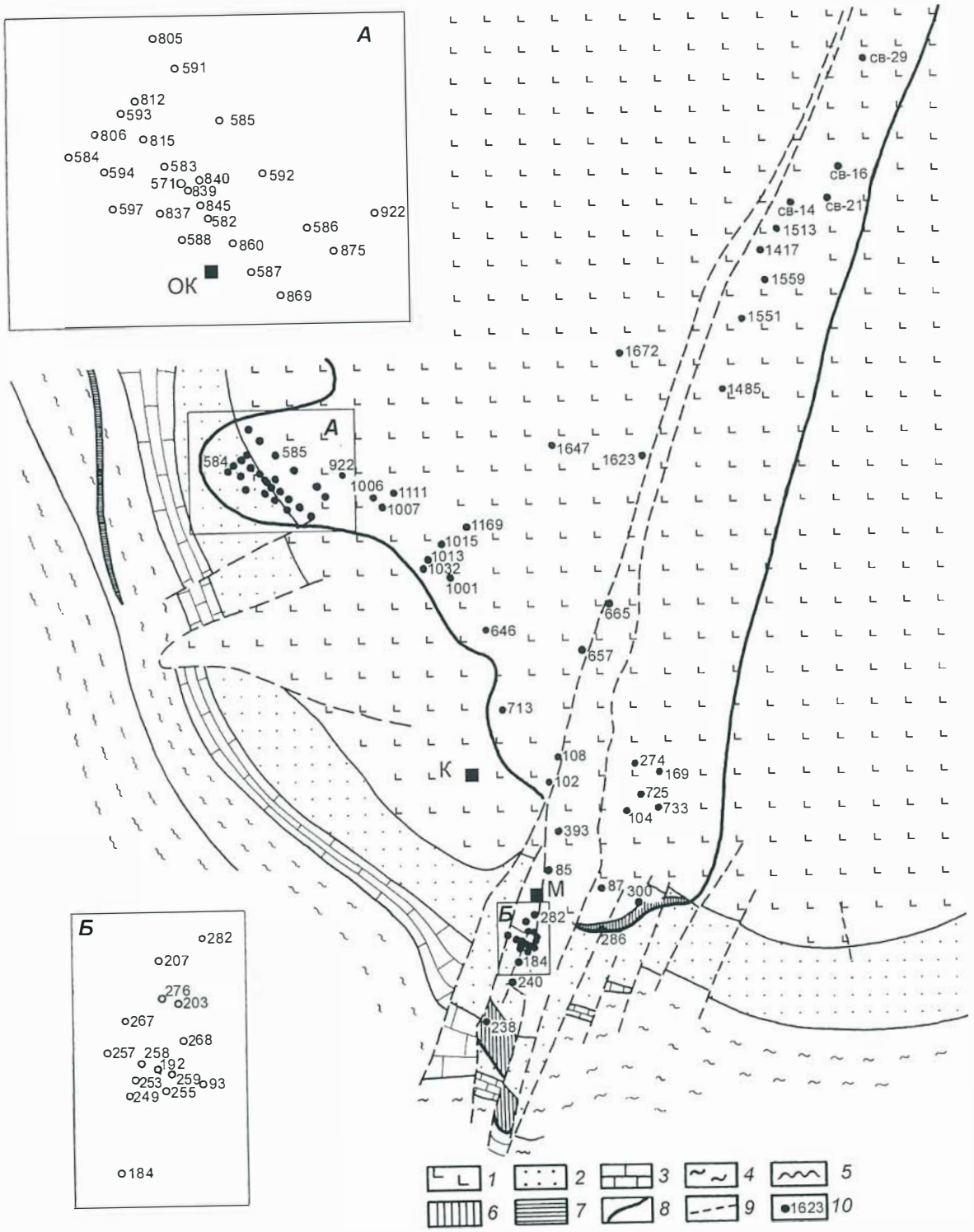


Рис. 4.36. Геологическая схема участка локализации Талнахской интрузии и расположение буровых скважин с имеющимися данными по изотопии серы.

1 — туфолавовая толща пермотриаса; *2* — терригенные отложения пермокарбона; *3* — карбонатные осадки верхнего девона; *4* — карбонатно–глинистые сульфатоносные породы среднего девона; *5* — то же, нижнего девона; *6* — Верхнеталнахская рудоносная интрузия (выход под четвертичные отложения); *7* — Нижнеталнахская интрузия (то же); *8* — контур Верхнеталнахской рудоносной интрузии; *9* — тектонические нарушения; *10* — номера буровых скважин, по керну которых проводились определения изотопного состава серы. Рудники: К — Комсомольский; М — Маяк; ОК — Октябрьский.

Изотопный состав серы месторождений Октябрьского, Талнахского и Норильск–I имеют соответственно следующие значения ($\delta^{34}S$): вкрапленные руды 12,0–8, 2–8,2 ‰, сплошные 11,5–8,8–8,1 ‰ [Горбачев, Гриненко, 1973]. На основании проведенных исследований эти авторы приходят к выводу о том, что закономерные изменения $\delta^{34}S$ в сульфидах по падению и простиранию интрузии отсутствуют, что свидетельствует о достаточно совершенной гомогенизации сульфидной и сульфатной серы в магматической камере. В промежуточном очаге, как они считают, $\delta^{34}S$ был как в рудах Талнахского месторождения, а в Октябрьском — дополнительно ассимилировано до 50 % осадочной серы, имеющей $\delta^{34}S$ + 15,2 ‰. По мере последовательного формирования интрузивных ветвей Верхнеталнахской интрузии $\delta^{34}S$ возрастал: в Юго–Западной ветви он составлял +8,4, в Северо–Восточной +9,0, в Северо–Западной +11,7 ‰. Это положение цитируемые авторы объясняют тем, что более поздние порции магматического расплава в ходе эволюции очага обогащались тяжелым изотопом за счет более полного восстановления сульфата. Они полагают, что если бы формирование интрузии происходило в виде непрерывного процесса, то следовало бы ожидать постепенного обогащения сульфидов изотопом $\delta^{34}S$ по направлению движения магмы от фронта к корневым частям, чего, как они полагают, в Верхнеталнахской интрузии не наблюдается.

Некоторое представление о поведении $\delta^{34}S$ в разрезе Талнахской интрузии можно получить на вариационных диаграммах (рис. 4.37). В разрезе рудоносного горизонта Талнахского месторождения (левый график) можно видеть довольно устойчивый изотопный состав серы пирротина за исключением верхней части пикритового горизонта и оливиновых габбро–долеритов. Халькопирит по сравнению с сосуществующим пирротином отличается более тяжелым изотопным составом серы. Разница в величине $\delta^{34}S$ между минералами незначительная, но однонаправленная и резко возрастает в горизонте ос-

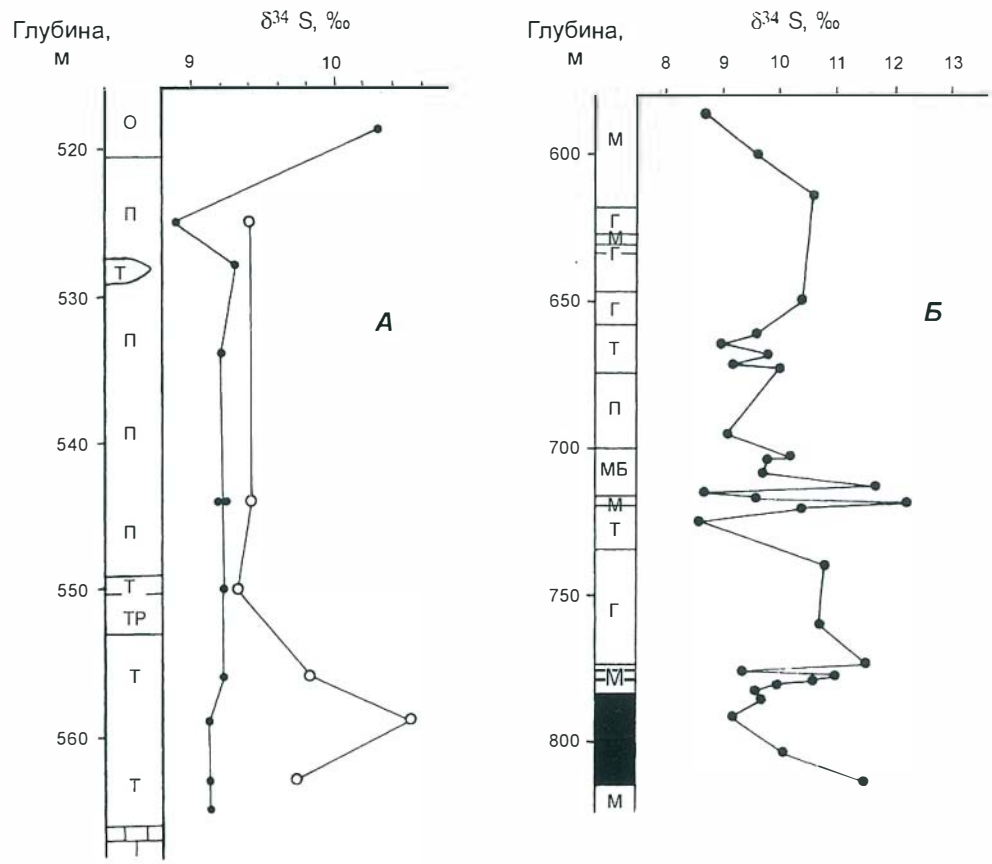


Рис. 4.37. Вариационные диаграммы поведения изотопов серы сульфидов в разрезах Талнахского (*А* — по скв. КЗ–274) и Октябрьского (*Б* — по скв. КЗ–583, данные [Горбачев, Гриненко, 1973]) месторождений.

А — залитые точки — пирротин, незалитые точки — халькопирит; *Б* — залитые точки — состав смеси сульфидов.

Рис. 4.38. Диаграмма изотопного состава сосуществующих халькопирита и пирротина из сплошных (*1*) и вкрапленных (*2*) руд Талнахского рудного узла.

новных пегматоидов. В разрезе Октябрьского месторождения, составленного по данным [Горбачев, Гриненко, 1973], обращает на себя внимание приуроченность пилообразных участков вариационной кривой к горизонтам основных пегматоидов. Здесь же отчетливо проявляется закономерное утяжеление изотопного состава серы сверху вниз по разрезу сплошной рудной залежи, которое сопряжено с изменением в этом же направлении состава руд от халькопиритовых с пирротином через халькопирит–пирротиновые к кубанит–пирротиновым.

Особенности изотопного состава основных типов руд показаны на рис. 4.38, составленном по нашим и литературным данным. Доля $\delta^{34}S$ в сульфидах варьирует от 4 до 12–13 ‰, причем ее изменение происходит закономерно в сосуществующих халькопиритах и пирротинах. Наибольшие колебания изотопного состава имеют основные пегматоиды, а в пикритовых габбро–долеритах вариабельность состава значительно меньше. Сплошные руды Юго–Западной ветви Талнахского месторождения отличаются от подобных руд Октябрьского месторождения облегченным изотопным составом серы сульфидов. Материалы по этим двум месторождениям явились основанием говорить о прямой зависимости количества сульфидов и содержания в них $\delta^{34}S$ от присутствия сульфатов в породах рамы, а также об обогащенности $\delta^{34}S$ глубинных частей магматической колонны (Октябрьское месторождение) по сравнению с ее фронтальными частями (Талнахское месторождение) [Горбачев, Гриненко, 1973; Зотов, 1979]. Однако эти выводы оказываются недостаточно корректными, если принять во внимание, что Талнахское месторождение локализуется в бессульфатной толще, а Октябрьское — в сульфатоносных отложениях, и в его габбро–долеритах, метасоматитах и рудах широко распространены различной природы гипс и ангидрит [Рябов, Золотухин, 1977].

Чтобы исключить возможное влияние вмещающих интрузию сульфатоносных пород на изотопный состав серы сульфидов, вкрапленных руд в габбро–долеритах, было проведено опробование горизонтов такситовых габбро–долеритов Верхнеталнахской интрузии, располагающихся в терригенных отложениях. Были отобраны монофракции пирротина из верхних и нижних такситовых габбро–долеритов вниз по падению массива через 400–600 м на расстоянии свыше 15 км: от скв. 184 на юге до скв. СВ–29 — на севере (табл. 4.11, см. рис. 4.36). Вопреки представлению о гомогенизации изотопного состава серы в промежуточном очаге и отсутствию различий состава в сульфидах одного горизонта, было выявлено фракционирование изотопов серы в горизонтах пегматоидов снизу вверх по восстанию протяжен-

Рис. 4.39. Изменение изотопного состава серы пирротина в горизонтах основных пегматоидов Талнахской рудоносной интрузии в направлении от фронтальной к прикорневой части массива.

Таблица 4.11.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СЕРЫ ($\delta^{34}S$ ‰) В СУЛЬФИДАХ И СУЛЬФАТАХ ТАЛНАХСКОГО РУДНОГО УЗЛА

№ образца	Порода	Пирротин	Халькопирит	Ангидрит
	Верхнеталнахская интрузия ЦЗ и НЭЗ			
К3-274/518,9	Оливиновый габбро-долерит	10,3	–	–
К3-274/525,0	Пикритовый габбро-долерит	8,9	9,4	–
К3-274/528,0	То же	9,3	–	–
К3-274/534,0	>>	9,2	–	–
К3-274/544,0	>>	9,2	9,4	–
К3-274/550,0	Такситовый габбро-долерит	9,2	9,3	–
К3-274/556,0	То же	9,2	9,8	–
К3-274/559,0	>>	9,1	10,5	–
К3-274/563,0	>>	9,1	9,7	–
К3-274/565,0	>>	9,1	–	–
К3-184/182,0	Пикритовый габбро-долерит	10,3	–	–
К-42	>>	8,6	9,8	–
СВ-16/1848,5	Оливинсодержащий габбро-долерит	10,5	10,9	–
СВ-16/1850,0	Пикритовый габбро-долерит	9,7	9,5	–
СВ-16/1852,0	То же	9,6	9,7	–
СВ-16/1854,2	>>	9,8	9,8	–
СВ-16/1860,0	Такситовый габбро-долерит	12,8	–	–
СВ-16/1862,0	То же	9,3	9,2	–
СВ-16/1866,1	>>	9,3	10,1	–
	Верхняя эндоконтактовая зона Верхнеталнахской интрузии			
СВ-21/1670,5	Лейкогаббро	10,1	–	–
К3-1647/1757,0	>>	10,7	–	–
К3-1441/1280,0	>>	9,7	–	–
К3-1441/1282,0	>>	11,1	–	–
К3-1441/1287,5	Пикритовый габбро-долерит	7,8	–	–
К3-1623/1514,5	Такситовый габбро-долерит	6,3	–	–
К3-1447/1413,0	То же	9,5	–	–
К3-1672/1910,0	>>	10,0	–	–
К3-1485/1198,5	>>	9,7	–	–
К3-1778/1190,6	>>	13,4	–	–
СВ-29/1971,0	Оливинсодержащий габбро-долерит	13,7	–	–
СВ-29/1974,0	То же	14,3	–	–
К3-1169/1472,0	Оливиновый габбро-долерит	8,1	–	–
К3-1765/1052,7	Безоливиновый габбро-долерит	11,3	–	–
К3-1417/1403,9	Пегматоидный призматически-зернистый габбро-долерит	12,8	–	–
К3-1485/1196,3	Пегматоидный призматически-зернистый габбро-долерит	8,3	–	–
К3-1559/1302,0	Субщелочной габбро-долерит	14,9	–	–
К3-1701/647,3	Пирротин-графитовый цемент брекчии микродолерита	14,0	–	–

Окончание табл. 4.11.

№ образца	Порода	Пирротин	Халькопирит	Ангидрит
	Нижнеталнахская интрузия			
СВ-16/1750,0	Пикритовый габбро-долерит	11,6	–	–
СВ-16/1764,0	То же	–	11,6	–
	Верхняя экзоконтактовая зона Верхнеталнахской интрузии			
К3-1417/1392,5	Биотит-полевошпатовая порода	15,7	–	–
К3-1551/1139,4	Альбитит аподолеритовый	13,2	–	–
К3-1441/1271,0	Калишпат-альбитовая порода	10,2	–	–
К3-1513/1466,2	Альбитовая порода с графитом	9,5	–	–
К3-1417/1391,8	То же	14,1	–	–
СВ-14/1550,0	>>	16,8	–	–
	Сульфид-сульфатные ассоциации Октябрьского месторождения			
К3-588/733,4	Расслоенный каплевидный вкрапленник в пикритовом габбро-долерите	13,1	–	21,2
К3-585/674,3	То же	12,7	–	19,2
К3-837/660,7	>>	–	10,3	18,1
К3-806/615,4	>>	–	–	18,5
К3-593/664,9	Пирротин-ангидритовая крупнокристаллическая порода	12,4	–	19,0
К3-593/681,0	Эмульсионное срастание халькопирита с ангидритом	–	9,7	–
К3-657/716,5	Магнетитовая руда с ангидритом и пиритом	(пирит–1,08)	–	21,0
	Осадочный пласт гипса из района р. Маймеча			
Х-2/28	Порфировый вкрапленник	–	–	29,8
Х-2/28	Зерна базиса породы, там же			30,2

Примечание. Анализы выполнены в ОИГГМ СО РАН, аналитик А. П. Перцева.

ного магматического тела. В верхних и нижних такситах отмечается сходная тенденция облегчения изотопного состава серы от прикорневых к фронтальным частям магматической колонны. Верхние пегматоиды имеют более легкий изотопный состав, чем нижние, причем в последних он изменяется в области более тяжелых составов, а в верхних — в области более легких (рис. 4.39).

В Нижнеталнахской интрузии диапазон колебания $\delta^{34}S$ составляет 3,1–7,9, реже 8,7–11,8 ‰ [Августинчик, 1981]. Судя по опубликованным данным, вверх по восстанию Нижнеталнахской интрузии намечается тенденция облегчения изотопного состава серы. При рассмотрении магматической колонны, частью которой являются норильские интрузии, А. П. Лихачев [1988] приводит изотопный состав серы ее высокомагнезиальных членов, который имеет следующие значения $\delta^{34}S$, ‰: пикритовые базальты +8, безрудные пикритовые габбро–долериты нижнефокинского типа +(9–11), рудоносные пикритовые габбро–долериты верхнеталнахского типа +(7–10), безрудные пикритовые габбро–долериты нижнеталнахского типа в центральных частях тела +(4–8), краевая фация +(9–13).

Судя по приведенным данным, можно констатировать имевшее место фракционирование изотопов серы в процессе рудообразования. Специально этот вопрос будет рассмотрен нами в главе 5.

Глава. 5. ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ БАЗАЛЬТОВОЙ МАГМЫ КАК ПРИЧИНА МНОГООБРАЗИЯ ТРАППОВ

Считается установленным, что многообразие пород трапповой формации Сибирской платформы обусловлено составом исходного магматического расплава и физико–химическими условиями его дифференциации и кристаллизации [Соболев, 1986; Масайтис, 1964; Виленский, 1967; Золотухин, Васильев, 1976; Структуры..., 1976; Лихачев, 1978; Олейников, 1979; и др.]. Объективную информацию об исходных магматических расплавах дают составы лавовых потоков, недифференцированных интрузий, а также контактовых корочек закаливания. Для суждений о составе магмы дифференцированных тел обычно привлекаются данные состава контактовых фаций и расчеты средневзвешенного состава [Коровяков и др., 1963]. В недифференцированных трапповых телах химический состав контактовых пород практически идентичен расчетному среднеарифметическому составу по разрезу тела, а в дифференцированных — между этими данными имеется большое расхождение, которое наиболее отчетливо выявлено в норильских интрузиях.

Судя по литературным источникам и имеющимся у нас материалам (см. приложение), магматический расплав подавляющего большинства траппов Сибирской платформы по составу приближался к "среднему траппу" [по Кутолину, 1969] и в незначительной части соответствовал полевошпатовым пикритам, субщелочным базитам и другим редко встречающимся типам пород, которые, возможно, являются продуктами дифференциации толеит–базальтовой магмы.

5.1. ФРАКЦИОННАЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ БАЗИТОВЫХ РАСПЛАВОВ

Накопленные на протяжении многих лет полевые геологические наблюдения в совокупности с известными экспериментальными и термодинамическими данными позволяют нам получить общее представление о механизме формирования лавовых потоков и интрузий [Золотухин, Васильев, 1967; Шарапов, Голубев, 1976; Шарапов, Черепанов, 1986; Феоктистов, 1978; и др.].

В настоящее время наиболее теоретически и экспериментально обоснованным механизмом образования расслоенных базитовых интрузий, как известно, является кристаллизационно–гравитационная дифференциация, которая, по мнению одних геологов, происходит в современных камерах, а других — начинается в глубинных или промежуточных очагах и завершается in situ [Годлевский, 1959; Масайтис, 1958; Золотухин, 1964; Олейников, 1979; и др.].

Главными геологическими аргументами кристаллизационно–гравитационной дифференциации служат четыре взаимосвязанных положения [Соболев, 1986; Годлевский, 1959; Золотухин, 1964; Виленский, 1967; Додин, Батуев, 1971; Нестеренко, Альмухамедов, 1973; Архипова, 1975; Олейников, 1979; и др.].

1. Асимметричное строение разреза интрузии с закономерным расположением пород сверху вниз от безоливиновых — оливинсодержащих к оливиновым и пикритовым габбро–долеритам.
2. Направленное изменение химического состава пород и поведения элементов–примесей в разрезе магматического тела.
3. Увеличение количества оливина сверху вниз по разрезу.
4. Скрытая расслоенность, выразившаяся в закономерном изменении состава минеральных ассоциаций, в том числе повышение железистости фемических минералов и щелочности плагиоклаза в процессе кристаллизации, которые совпадают с последовательностью формирования пород от подошвы к кровле интрузии.

Известно, что успехи теории кристаллизационной дифференциации несоизмеримы с изученностью петрологии расслоенных трапповых интрузий, для которых привлекается этот механизм дифференциации. В геологической литературе по траппам, как ни парадоксально, до сих пор еще не было описано ни одного скрупулезно и всесторонне изученного объекта, который был бы бесспорным эталоном фракционной дифференциации. Имеющиеся в литературе петрологические данные в большинстве своем отражают только общие тенденции изменения состава пород в разрезах расслоенных интрузий, хотя и оказываются сходными с ожидаемыми в случае кристаллизационной дифференциации. Более того, изучение состава пироксенов в норильских интрузиях, считающихся классическим примером

фракционной дифференциации, позволило ряду геологов прийти к выводу о том, что этот породообразующий минерал не отражает эволюции состава расплава при его закристаллизации. До настоящего времени не было отчетливых данных о возможном размахе и глубине камерной дифференциации, о скрытой расслоенности и кристаллизационных трендах фемических минералов, наконец, о геохимических показателях процесса. Увлечение геологов средними содержаниями петрогенных оксидов и элементов примесей, которые рассчитывались для больших групп пород, отдельных горизонтов, целых интрузий и типов интрузий, нивелировало своеобразие различных массивов и особенностей их дифференциации. Опыт показывает, что только глубокое изучение вещества пород, жестко привязанных к разрезу интрузий, является информативным для выяснения вопросов дифференциации.

В изотропных трапповых интрузиях направленность процесса кристаллизационной дифференциации намечается уже на микроуровне в последовательности кристаллизации минералов, а также по изменению их состава в направлении от центра к краю зональных зерен и по характеру продуктов мезостазиса породы, которые обычно выдерживаются в соответствии с реакционным принципом Боуэна. В связи с этим, состав плагиоклаза в ходе кристаллизации раскисляется, становится более щелочным, у пироксена происходит повышение железистости, остаточный расплав приобретает состав толеитового стекла повышенной кремнекислотности или кристаллизуется с образованием микропегматита и гранофира. Классическим примером внутрикамерной кристаллизационно–гравитационной дифференциации является интрузия горы Пегматитовой. При рассмотрении результатов ее исследования можно отчетливо видеть закономерные изменения по разрезу тела содержаний петрогенных элементов, а на диаграммах — петрохимических характеристик. Кристаллизация основной расслоенной серии пород базитовых интрузий на диаграммах, связывающих $K_ф$ — SiO_2, отображается вариационными кривыми, показывающими повышение $K_ф$ при незначительных вариациях SiO_2 (рис. 5.1). Такая схема кристаллизации установлена в Скаергардской интрузии [Уэйджер, Браун, 1970] и характерна для трапповых силлов [Золотухин, 1964; Феоктистов, 1978]. На диаграммах AFM дифференциация расплава идет с уменьшением магнезиальности и ростом щелочей и железа. Разветвление кристаллизационных трендов на заключительных стадиях магматического процесса для приведенных на диаграммах интрузий связано с формированием в них гранофиров и феррогаббро.

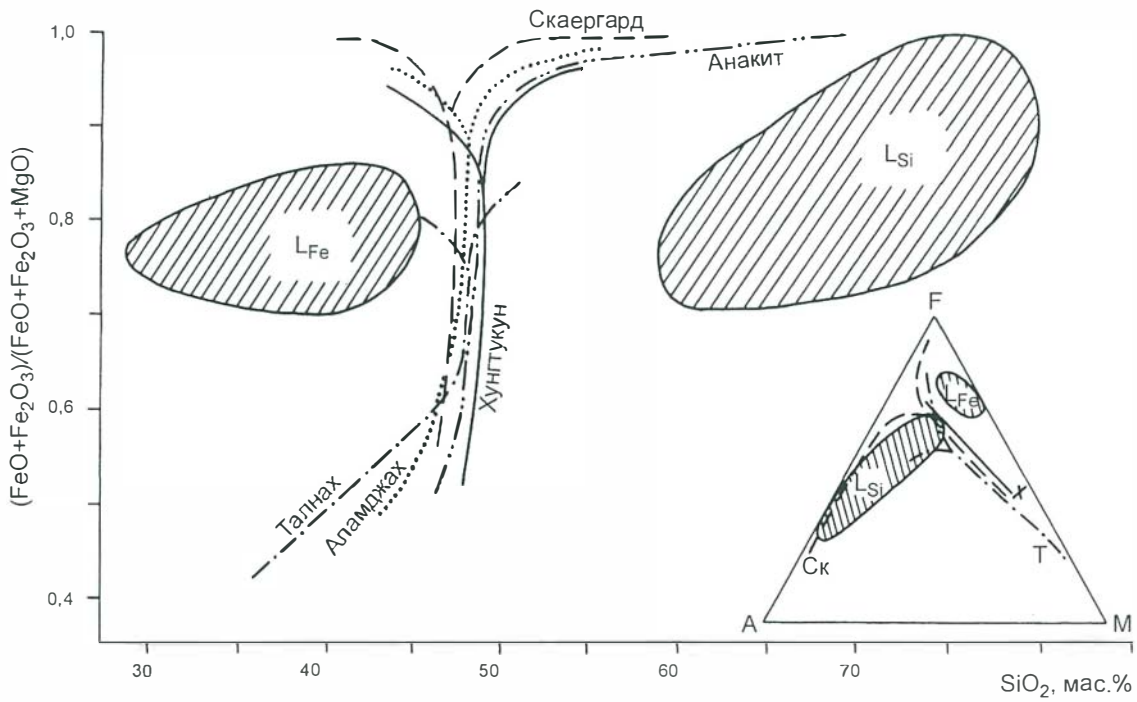


Рис. 5.1. Диаграммы $K_ф$ — SiO_2 и AFM (мас.%) для пород некоторых расслоенных интрузий и ликвационных стекол Хунгтукуна [Рябов, 1989в].

Стекла: L_{Fe} — мафические; L_{Si} — сиалические. Интрузии: СК — Скаергард; Т — Верхнеталнахская; Х — Хунгтукунская.

Скрытая расслоенность подтверждается едиными кристаллизационными трендами для клинопироксенов и оливинов по всему разрезу интрузий. В интрузии горы Пегматитовой впервые для базитовых интрузий платформы прослежен наиболее широкий ряд эволюционно изменяющихся составов КлП и Ол, которые дают довольно полную картину возможностей кристаллизационной дифференциации. Железистость КлП интрузии горы Пегматитовой охватывает диапазон от Fs_{14} до Fs_{56} (f = 23–69 ат. %), а Ол от Fa_{35} до Fa_{70} с закономерным понижением в них содержания $NiO_{Ол}$ от 970 до 40 г/т и ростом $CaO_{Ол}$ от 600 до 2800 г/т (см. рис. 3.39, 3.40).

Кристаллизационный тренд КлП базитовых интрузий Сибирской платформы на. тройной диаграмме–трапеции Хесса (см. рис. 4.7) занимает положение, близкое к направлению дифференциации Скаергарда, по данным Л. Уэйджера и Г. Брауна [1970]. В ходе кристаллизации происходит сопряженное увеличение железистости КлП и Ол и повышение шелочности плагиоклаза от битовнита до андезин–олигоклаза [Магнезиальные базиты..., 1984; Рябов и др., 1985в; Рябов, 1989в].

Кристаллизационная дифференциация отражается в закономерном распределении в минералах и по разрезу тела малых и примесных химических компонентов. В зональных кристаллах КлП с ростом его железистости происходит сопряженное повышение титанистости и понижение хромистости. Эта же тенденция прослеживается снизу вверх по разрезу интрузии. Дифференциация проявляется также в изменении отношений (Ca + Na)/Al — Si/Al и (Ca + Na)/Fe — Mg/Fe как в зональных кристаллах КлП, так и в их составах по разрезу тела, указывая на рост щелочности и кремнекислотности расплава в процессе кристаллизации [Рябов, 1974].

Показателем дифференциации расплава в камерных условиях является направленное снизу вверх по разрезу изменение состава плагиоклаза и содержание Ba и Sr в минерале и в породах в целом (см. рис. 3.15, 4.12 и др.].

5.2. ПРИРОДА ВЫСОКОМАГНЕЗИАЛЬНЫХ ТРАППОВ

Если для слабодифференцированных базитовых интрузий составы контактовых габбро–долеритов показывают близкое сходство с расчетными средневзвешенными составами этих тел, то при сопоставлении этих данных в норильских интрузиях (табл. 5.1) считается совершенно очевидным, что расплавы такой магнезиальности, как в контактовых габбро–долеритах, не в состоянии генерировать богатые оливином породы.

Таблица 5.1.

СРЕДНЕВЗВЕШЕННЫЙ СОСТАВ ТАЛНАХСКОЙ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННОЙ ИНТРУЗИИ ПО ДАННЫМ РАЗЛИЧНЫХ ИССЛЕДОВАТЕЛЕЙ (мас.%)

Лит. источник, разрез	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	П.п.п.
[Урванцев, 1970]	40,74	0,81	14,01	4,53	9,07	0,17	13,23	9,36	1,70	0,68	0,23	3,63
[Комарова, Люлько, 1967]	42,04	0,78	13,65	4,96	8,33	0,15	12,93	9,38	1,74	0,82	0,21	4,14
[Золотухин и др.,1975]	43,40	0,96	14,47	3,73	9,24	0,18	11,39	9,16	1,74	0,88	0,14	3,58
[Додин, Батуев, 1971]	43,95	0,95	14,03	4,23	8,38	0,18	10,40	9,50	1,83	1,05	0,17	3,60
[Виленский, 1978]	43,83	0,84	14,18	4,54	8,25	0,14	11,48	9,56	1,80	0,60	0,14	2,86
Юго-Западная ветвь Верхнеталнахской интрузии, КЗ-184 (n = 27)	43,90	0,84	12,22	4,30	8,57	0,21	13,67	8,35	1,70	0,97	0,09	4,76
Северо-Восточная ветвь Верхнеталнахской интрузии, КЗ-274 (n = 24)	43,16	1,00	14,48	3,34	9,50	0,16	11,49	9,84	1,77	0,75	0,22	2,93
Хараелахская ветвь Верхнеталнахской интрузии, КЗ-585 (n = 46)	42,05	0,68	13,22	4,32	6,78	0,19	15,69	9,58	1,68	0,63	0,12	3,74
Борт Хараелахской ветви Верхнеталнахской интрузии, Т-56 (n = 12)	46,81	0,97	16,16	3,58	9,50	0,20	7,21	10,32	2,36	0,91	0,13	2,60
Север Верхнеталнахской интрузии, СВ-16 (n = 19)	44,60	1,00	14,20	4,45	8,02	0,19	10,71	9,48	1,99	0,76	0,12	3,98
Контактовые габбро-долериты, (n = 52) [Рябов, 1989в]	46,79	1,18	14,83	3,69	8,46	0,19	7,92	10,30	2,14	1,14	0,16	2,80

По данным некоторых геологов, исходная магма норильских интрузий должна иметь состав оливиновых или троктолитовых габбро–долеритов [Золотухин, 1964]. Только при содержании MgO в расплаве не ниже 10 % [Степанов, 1975] при фракционировании из нее может получиться горизонт пикритовых габбро–долеритов.

При сравнении литературных данных и наших расчетов по средневзвешенному составу Верхнеталнахской интрузии (см. табл. 5.1) выявляются значительные колебания "исходного" состава магмы в различных пересечениях одного массива, которые оказываются необъяснимыми с позиций кристаллизационной дифференциации и представляются сомнительным показателем исходного расплава. Широкие вариации средневзвешенного состава вызваны значительными колебаниями мощностей отдельных горизонтов пород в различных пересечениях интрузии [Додин, Батуев, 1971; Лихачев, 1998] и отсутствием между ними корреляционной зависимости [Наторхин и др., 1977; Степанов, 1981]. Как уже отмечалось, такое несоответствие составов средневзвешенного по интрузии и контактовых фаций одними геологами объясняется базит–гипербазитовым расслоением расплавов в глубинном очаге [Маракушев и др., 1982], а другими — опережающим внедрением "легкоплавкой" магмы, сформировавшей контактовые габбро–долериты, по сравнению с отстающей порцией магнезиальной жидкости [Золотухин, Лагута, 1985], что по сути также подтверждает внедрение в камеру ранее раздифференцировавшихся, расслоенных расплавов. Принимая во внимание это обстоятельство, вполне резонно допускать возможность совместного внедрения базитового и гипербазитового расплавов и широкие вариации их объемов. В этом плане находят удовлетворительное объяснение большие колебания мощности пикритовых габбро–долеритов в расслоенных интрузиях при сохраняющейся индивидуальности составов базитов и гипербазитов (см. приложение, табл. 49).

Начиная с ранних работ Б. Н. Рожкова, И. А. Коровякова, В. К. Котульского, М. Н. Годлевского и других и до настоящего времени считается доказанным комагматизм пикритовых базальтов и расслоенных интрузий норильского типа. Наряду с этим, остается окончательно нерешенным принципиально важный вопрос о том, чему комагматичны пикритовые лавы? Расслоенным интрузиям в целом или только их пикритовым габбро–долеритам?

Большинство геологов склоняется к выводу о том, что покровы пикритовых базальтов комагматичны норильским интрузиям [Додин, 1962, 1967; Дюжиков, 1971, Маракушев и др., 1982; Золотухин и др., 1986; Дюжиков и др., 1988; и др.]. Доказательство этому они видят в сходстве в тех и других базит–гипербазитового характера дифференциации, в минералого–петрохимической близости пород и в идентичности механизма их образования. Расслоенность дифференцированных пикритовых покровов и норильских интрузий одни геологи объясняют классическим механизмом кристаллизационной дифференциации с гравитационным накоплением оливина в приподошвенных частях тел [Золотухин и др., 1986; и др.], а другие — жидкостным расслоением (ликвацией) в глубинном очаге [Маракушев и др., 1982].

М. К. Иванов, Т. К. Иванова и В. К. Шатков [1971а] считают, что пикритовые базальты являются комагматами только пикритовых габбро–долеритов норильских интрузий, а формирование последних, по их мнению, происходило при последовательном двухфазном внедрении гипербазитовой и базитовой порций магмы [Иванов и др., 1971б].

Проведенные нами исследования показали, что пикритовые базальты комагматичны пикритовым габбро–долеритам, а не интрузиям в целом. В потоках пикритовых базальтов расслоение на метадиориты и собственно пикритовые базальты происходило в результате флюидно–магматической дифференциации, как это предполагают А. А. Маракушев с соавторами [1982], но не в глубинном очаге, как они считают, а во внутрипокровных условиях, о чем свидетельствуют оливиновые порфириты верхних мандельштейнов, которые перекрывают метадиориты. Подтверждением флюидно–магматической дифференциации в базальтовых потоках in situ является целый ряд геологических фактов. Одним из аргументов в пользу этого является резкий контакт между контрастными по составу метадиоритами и пикритами. Присутствующие в ряде случаев оливинофировые и(или) анкарамитовые базальты представляют собой вторичные реакционные образования, возникшие на границе флюидонасыщенного расплава метадиоритов и пикритов. По разрезу одного потока и внутри пикритового горизонта гравитационного накопления оливина не происходит. Пикритовые лавы обогащены летучими. Название метадиоритов вполне отвечает тому понятию, которое в них вкладывал Ф. Ю. Левинсон–Лессинг [1933], и по сути они являются продуктами метамагматизма, по Д. С. Коржинскому [1973], то есть результатом взаимодействия расплава с флюидами. Минеральные ассоциации и структура метадиоритов из базальтовых потоков говорят о сравнительно

низкотемпературном расслоении в камере, а не в глубинных очагах. В них отсутствуют высокотемпературные фазы, а главными минералами являются андезин, хромистый игольчатый клинопироксен (Fs_{11}), ильменит и большое количество палагонита.

Важным моментом является также невыдержанность мощности метадиоритов и эпизодический характер их ярких проявлений в разрезах базальтовых потоков. Метадиориты имеют большое сходство с "газовыми пузырями", нередко проявляясь в виде линз, булкоподобных и пальцеобразных обособлений. Наконец, против комагматизма пикритовых лав и норильских интрузий говорит несоответствие петрографического состава их контактовых фаций. В первом случае это стекловатые оливиновые порфириты (мандельштейны), во втором — безоливиновые контактовые долериты или габбро–долериты.

Большое сходство с изученным нами расслоением в покровах имеют описанные в пикритобазальтах района Печенги признаки несмешивания пикритоидного и лейкократового расплавов как результат докристаллизационной ликвации [Смолькин и др., 1987].

В отличие от дифференцированных базальтовых потоков в норильских интрузиях базитовая часть разреза имеет большое сходство с обычными траппами нормального ряда, расслоенными на безоливиновые, оливинсодержащие и оливиновые габбро–долериты. Встречающиеся здесь метадиориты, как правило, приурочены к головной части массива, представляют собой продукты метамагматического преобразования базальтового расплава, которые по падению тела переходят в призматически–зернистые габбро–долериты нормального базитового ряда пород. Всеми геологами они рассматриваются как местные, а не глубинные образования. В их составе изобилуют палагонит, олигоклаз–альбит, титанистый клинопироксен, ильменит, часто присутствует зеленый амфибол, замещающий пироксен [Додин, Батуев, 1971; Иванов и др., 1971б; Золотухин и др., 1975].

Интрузивным комагматом пикритовых базальтов является Нижнефокинская интрузия, имеющая большое сходство с лавами в строении и в вещественном составе, а также ряд встречающихся тел недифференцированных пикритов. Флюидно–магматическая дифференциация в Нижнефокинской интрузии проявилась в обособлении габбро–пегматитов и горизонта безоливиновых габбро–долеритов с элементами пегматитовой структуры, которые можно рассматривать как аналоги метадиоритов в интрузиях. В связи с флюидно–магматическим механизмом дифференциации, можно предполагать, что он приводит к дополнительному повышению магнезиальности расплава в гипербазитовой части расслоившихся жидкостей, которая стимулирует кристаллизацию оливина. В этом случае находит объяснение обогащенность оливином и повышенная магнезиальность пикритовых базальтов тех покровов, в которых проявились метадиориты, а значит расслоение расплава.

Как уже говорилось, псевдостратифицированное строение норильских интрузий большинство геологов объясняет механизмом кристаллизационно–гравитационной дифференциации [Годлевский, 1959; Золотухин, 1964; Додин, 1967; Степанов, 1975].

Как было давно замечено, теория кристаллизационной дифференциации потеряла бы свою привлекательность и универсальность, если у нее убрать гравитационный эффект. Для норильских интрузий одним из наиболее важных аргументов, подтверждающих, что их расслоенность связана с действием вышеуказанного механизма, является увеличение количества оливина и магнезиальности пород сверху вниз по разрезу от безоливиновых через оливинсодержащие и оливиновые к пикритовым габбро–долеритам. Действительно, между базитовыми членами разреза соблюдается постепенный переход по количеству Ол и MgO, а вот между оливиновыми и пикритовыми содержание Ол резко изменяется от 10–12 до 40–60 %. Этот факт давно отмечался геологами и послужил основанием для представлений о двух– и многофазном внедрении расплавов различного состава.

Чтобы выяснить скорость погружения кристаллов оливина в расплаве и затем время, за которое образуется пикритовый горизонт, геологи обычно делают расчеты с использованием формулы Стокса, в которую подставляют две постоянные величины — размер кристаллов и вязкость расплава. Для интрузии Норильск–I, в частности, размер кристаллов принимался 0,5 см как в пикритовых габбро–долеритах, а вязкость снималась с диаграммы М. П. Воларовича [Золотухин, Васильев, 1967]. В связи с использованием формулы Стокса для таких расчетов, И. Н. Горяинов [1975] высказал сомнение в реальности модели применительно к норильским интрузиям, поскольку в расчетах не учитывается функциональный характер используемых величин размерности зерен и вязкости. Действительно, судя по контактовым фациям Нижнефокинской интрузии и мандельштейнам пикритовых базальтов, начальный размер кристаллов оливина, излившегося на поверхность или внедрившегося в гипабиссальную камеру гетерогенного расплава, составлял менее 0,1 см. Гравитационная садка

таких мелких кристаллов, по–видимому, не могла осуществляться, и они находились в расплаве во взвешенном состоянии. Последующий рост кристаллов (до 0,5–0,7 см) сопровождался увеличением вязкости расплава, поэтому крупные кристаллы не могли гравитационно осаждаться уже в силу высокой вязкости магмы. Так что возможность образования пикритового горизонта в результате гравитационной садки протокристаллов оливина, по крайней мере, сомнительна. Маловероятна также возможность такой полной повсеместной сепарации оливина в процессе гравитации, которая проявляется в разрезах норильских интрузий в резком переходе из оливиновых в пикритовые габбро–долериты. Высокая степень оптической ориентировки кристаллов оливина в пикритовом горизонте указывает на направленное внедрение "оливиновой каши" [Золотухин, 1964; Лихачев, 1996], а отнюдь не о гравитационном накоплении кристаллов оливина in situ. По мнению М. Ф. Смирнова [1966], гравитационное накопление оливина в норильских интрузиях можно предполагать только для базитовой части разреза в ряду пород безоливиновый — оливинсодержаший — оливиновый габбро–долерит.

Экспериментальные исследования (см. рис. 1.39) показали, что в процессе сульфуризации толеит–базальтового расплава происходит повышение его магнезиальности [Альмухамедов, Медведев, 1982], а базальтовый расплав повышенной магнезиальности расслаивается с образованием жидкостей толеит–базальтового и перидотитового составов [Горбачев, 1989]. Кроме того, по данным того же автора, увеличение Cl, F, S во флюиде активизирует флюидно–магматическое взаимодействие, усиливает экстрагирующую способность флюидов по отношению к элементам с основными свойствами (щелочные металлы, MgO, CaO, FeO), приводит к повышению минерализации и способности перераспределять эти элементы и, в частности, повышать магнезиальность флюидизированного расплава.

Одним из положений теории кристаллизационной дифференциации Н. Л. Боуэна, как известно, является реакционный принцип, в основе которого лежит последовательность выделения минералов из магматического расплава и который обычно привлекается для обоснования петрогенезиса траппов. Как отмечалось в работах различных исследователей, порядок выделения минералов, согласно реакционному ряду Боуэна, не является всеобъемлющим и нередко нарушается. Причина отклонений кроется в физико–химических особенностях кристаллизации расплавов. Примерами отклонений от реакционной серии понижающейся основности в траппах являются офитовые габбро и другие габбро–долериты, в которых плагиоклаз кристаллизуется раньше фемических минералов, а магнетит, который обычно является одной из первых кристаллических фаз, нередко встречается в продуктах завершаюших стадий магматического процесса [Левинсон–Лессинг, 1935]. Из наиболее интересных наших наблюдений можно отметить ассоциацию оливина и кварца в габбро–долеритах Хунгтукунской [Рябов, 1989в] и ряда других интрузий, нарастание оливина на клинопироксен в породах Микчанды, обрастание клинопироксена оливином в Маймечинской интрузии или ортопироксеном в пикритах Норильского района, повышение магнезиальности оливина в мезостазисе по сравнению с более железистыми его фенокристаллами в Хунгтукунской интрузии [Рябов, 1989в], обратная зональность в биотитах [Соболев, 1986; Годлевский, 1959] и т. д. Приведенные примеры дают дополнительные основания для сомнений в универсальности механизма кристаллизационной дифференциации и поисков иных решений этих вопросов.

Несмотря на убежденность Н. Л. Боуэна в исключительности предложенного им реакционного принципа в петрогенезисе, многие его положения были дополнены, подкорректированы, уточнены, а другие — подверглись критике. Универсальность теории неоднократно ставилась геологами под сомнение. Д. П. Григорьев обращал внимание на то, что члены прерывистого реакционного ряда могут сами давать непрерывные ряды, например, клиноэнстатит–диопсид, а это, в свою очередь, может повлечь исчезновение инконгруэнтности плавления того или иного соединения и нарушение всего реакционного ряда. Инконгруэнтное плавление сменяется плавлением без разложения при добавлении определенных компонентов, например, в системе MgO — SiO_2 при добавке FeO и др. [Гинзбург, 1951]. Некоторые примеры отклонений от реакционного ряда Боуэна в траппах отмечались выше, а также их можно найти в ряде петрографических работ по магматизму платформы.

Дискретность базитовой и гипербазитовой частей норильских интрузий давно отмечалась геологами, в связи с чем предполагалось двух– и даже многофазное внедрение расплавов различного состава, которым объяснялось образование двух или всех горизонтов пород массива [Роговер, 1959; Смирнов, 1966; Иванов и др., 1971б; и др.]. Однако с этих позиций представляется непонятной устойчивость порядка расположения пород в разрезах расслоенных интрузий. Другая модель формирования норильских интрузий

предусматривала смешение на глубине двух исходных магм с последующей гравитационной сепарацией кристаллических фаз и жидких сульфидов в современной камере в горизонте пикритовых габбро–долеритов [Туганова, 1988]. В этой концепции, как нам представляется, недооценивается ряд известных петрографических и минералогических (онтогенических) данных, касающихся особенностей кристаллизации хромитов, пироксенов и оливинов, а также остается неясной физико–химическая сущность процесса: сначала смешение толеит–базальтовой и ультраосновной магм в промежуточном очаге и затем последующее расслоение этой смешанной магмы на те же базитовую (толеит–базальтовую) и ультраосновную жидкости. Более понятно это классифицируется как глубинное расслоение расплава на базитовую и гипербазитовую жидкости в результате ликвации [Маракушев и др., 1982].

Проведенные нами исследования позволяют предполагать, что в современные магматические камеры норильских интрузий одновременно внедрялись два несмешивающихся расплава — базальтового и пикритоидного состава, как это считают А. М. Маракушев с соавторами [1982]. Экспериментально реальность расслоения магмы на базитовую и гипербазитовую жидкости показана Н. И. Безменом [1984], а геологическим подтверждением возможности одновременного внедрения различных по составу расплавов являются обнаруженные нами проявления совместных излияний афировых и пикритовых базальтов в Микчандинском палеовулкане. Доказательством совместного внедрения в современную камеру норильских интрузий несмешивающихся базитовой и гипербазитовой жидкостей является ряд фактических данных, прослеженных нами и имеющихся в работах других геологов. Перечислим некоторые из них.

1. Резкий незакаленный контакт на границе оливиновых и пикритовых габбро–долеритов [Роговер, 1959; Смирнов, 1966; Иванов и др., 1971б; Рябов, Якоби, 1981; и др.], устанавливаемый при петрографическом и петрохимическом изучении норильских интрузий.
2. Переслаивание оливиновых и пикритовых габбро–долеритов [те же авторы и Додин, Батуев, 1971; Золотухин и др., 1975; Наторхин и др., 1977; Маракушев и др., 1982].
3. Отсутствие корреляции между богатыми и бедным оливином породами [Смирнов, 1966; Наторхин и др., 1977; Степанов, 1981], которое выразилось в несоответствии мощностей базитов и гипербазитов в различных частях тела.
4. Несоответствие состава контактовых габбро–долеритов, недифференцированных флангов норильских интрузий и предполагаемого средневзвешенного состава массива [Маракушев и др., 1982; Рябов, 1989в; и др.].
5. Резкое изменение количества, состава и видового набора минералов на границе оливиновых и пикритовых габбро–долеритов [Иванов и др., 1971б; Степанов, 1975; и др.].
6. Двойственность в характере и распределении типоморфных химических элементов в норильских интрузиях, в результате чего их средние базитовые части имеют черты, сходные с обычными траппами, а нижние — с ультраосновными породами [Годлевский, 1967].
7. Сходство пикритовых базальтов и пикритовых габбро–долеритов с убогой сульфидной вкрапленностью по вещественному составу [Смирнов, 1966], в том числе по минералогии, петрохимии и геохимии.
8. Существование самостоятельных апофиз пикритовых габбро–долеритов в интрузиях Норильск–I и Верхнеталнахской [Роговер, 1959; Смирнов, 1966; Иванов и др., 1971б; Золотухин и др., 1975; и др.].

Существующие тем не менее некоторые петролого–геохимические различия между пикритовыми базальтами и пикритовыми габбро–долеритами норильских интрузий М. К. Иванов с соавторами [1971б] объясняют различной фациальной принадлежностью пород. Эффузивные пикриты после излияния на поверхность потеряли связь с магматическим очагом, в то время как интрузивные их комагматы продолжительное время сохраняли эту связь и испытывали преобразование при участии флюидов. В комагматах Исландии, в частности, установлены повышенные содержания серы в интрузивной фации пород и низкие — в эффузивной [Герасимовский, Кузнецова, 1974], что связывается авторами с потерей летучих (дегазацией) при излиянии лав.

Можно предполагать, что в процессе внедрения в гипабиссальную камеру норильских интрузий одновременно двух несмешивающихся жидкостей сравнительно менее вязкий и более подвижный базитовый расплав опережал гипербазитовый, облегчал его продвижение внутри себя в виде струи, обеспечивая как бы смазку на контактах с вмещающими породами и термостатирование. Имевшая больший удельный вес струя гомогенного, а в дальнейшем гетерогенного пикритоидного расплава в процессе субгоризонтального движения провисала в придонную часть магматической камеры. После занятия расплавом камеры в изменившихся *PT*–условиях в каждой струе происходила предкристаллизационная дифференциация, а затем начиналась кристаллизация базитовой и продолжалась — гипербазито-

вой жидкостей, управляемая единым для всего массива механизмом фракционной дифференциации и осложненная участием флюидов. В процессе консолидации интрузий каждая из порций расплава имела свои особенности эволюции: кристаллизация базитового слоя началась с образования оливина и осаждения его в придонную часть одноименного слоя, в пикритовой — происходило дорастание оливина, кристаллизация рассеянного хромита и т. д. Но в целом в ходе кристаллизации in situ, по образному выражению М. Н. Годлевского с соавторами [1971], происходило выравнивание параметров состояния магматической системы, что и привело к нивелированию состава пород и минералов под действием мощного процесса кристаллизационной дифференциации. Поскольку пироксен и основная масса плагиоклаза, по данным петрографических исследований, являются минералами камерной кристаллизации, то вполне естественен единый кристаллизационный тренд каждого из этих минералов по разрезу всей центральной зоны массива, включая как базитовый, так и гипербазитовый горизонты. Несмотря на выравнивающую роль кристаллизационной дифференциации, каждый из указанных горизонтов до некоторой степени сохранил свою индивидуальность, которую заметили многие геологи и которая послужила предметом многолетних дискуссий.

Кристаллизационно–гравитационная дифференциация базитовой части норильских интрузий привела к закономерному распределению минеральных фаз по разрезу тела, изменению состава пород и минералов, кристаллизационные тренды которых в магнезиальной области дополнились составами пикритовых габбро–долеритов. Дифференциация базитов норильских интрузий не достигла такого размаха как, например, в интрузии горы Пегматитовой или Аламджах, имеющих высокожелезистые минералы и проявления пород типа гранофиров и феррогаббро. Здесь сказывается своя специфика и участие флюидов [Масайтис, 1958; Степанов, 1975].

Положение богатых оливином пород, в том числе пикритовых габбро–долеритов, в подошве базитовых массивов связано с различием в удельном весе жидкостей. В ряде случаев, где провисания гипербазитовой струи к подошве магматического тела не произошло, богатые оливином габбро–долериты занимают подвешенное относительно дна интрузий положение. Это, в частности, было отмечено Е. Н. Сухановой, когда она давала первую характеристику Хараелахской ветви Верхнеталнахской интрузии (Октябрьское месторождение), указывая на "обратную" расслоенность в разрезе тела.

На основании петрологических исследований представляется возможным выделить три генетических типа богатых оливином пород [Рябов, 1989а].

I. Пикритовые базальты и габбро–долериты — продукты кристаллизации пикрит–базальтовых расплавов. Для их безрудных разностей характерны близость содержаний малых элементов, в частности хрома, никеля и платиноидов, к кларкам ультраосновных пород, а также типоморфная ассоциация маложелезистых фемических минералов оливина, орто– и клинопироксена, высокоосновного плагиоклаза битовнит–анортитового состава и хромита [Степанов, 1975; Рябов и др., 1985а]. В интрузивной фации этот тип пород встречается в Нижнефокинской, руч. Магнитного, Верхнепясинской, Верхнеталнахской, Восточно–Норильской и др. интрузиях, причем в богатой флюидами обстановке происходит сильное метамагматическое преобразование пород, которое затушевывает первоначальный состав и в значительной мере определяется составом летучих и *PT*–состоянием системы. Перерождение пород отчетливо наблюдается в разрезах пикритового горизонта норильских интрузий, например, по перераспределению хрома и никеля, изменению состава минералов и т. п. Оно приобретает крупные масштабы в проявлениях самостоятельных высокомагнезиальных интрузий Нижнеталнахской и Нижненорильской, пикрит–троктолитовые габбро–долериты которых представляют устойчивый по составу подтип истощенных рудогенными компонентами пород [Рябов, 1981; Рябов, Якоби, 1981].

II. Пикрит–троктолитовые габбро–долериты — кумулятивные продукты фракционной кристаллизации толеит–базальтовых расплавов. Особенности изменения химического состава пород, минералов и микроэлементов в разрезах расслоенных базитовых интрузий показывают единый тренд, наведенный кристаллизационной дифференциацией с гравитационной сепарацией ранних минеральных фаз. Кларки химических элементов пикрит–троктолитов этого типа и характер их распределения имеют тот же порядок и тенденции изменения как в типичных базитах, известных из работ [Нестеренко, Альмухамедов, 1973; Архипова, 1975; Кравченко, 1977; Олейников, 1979]. Этот генетический тип пород представлен в интрузиях гор Пегматитовой, Моронго, Путаной, Пикритовой и др. и близких к ним телах Среднего Енисея [Магнезиальные базиты..., 1984]. Типоморфная ассоциация минералов в этих породах состоит из более железистых и менее никелистых, чем в I типе, оливина, клинопироксена, плагиоклаза лабрадорового состава, характерно отсутствие хромита.

III. Вторичные пикрит–троктолитовые габбро–долериты — продукты флюидно–магматической дифференциации или "метамагматических" процессов в современных магматических камерах [Рябов, 1989в]. Главным фактором при их формировании являются флюиды, повышение парциального давления которых на магматическим этапе приводило, с одной стороны, к избирательной экстракции железа, никеля и образованию сульфидов, оксидов, карбидов или самородных рудных фаз, а с другой — к кристаллизации маложелезистого оливина из жидкости с относительно возросшей магнезиальностью. Основная роль флюидов заключается в перераспределении химических элементов, которое приводит к накоплению прежде всего магния. Экспериментальное обоснование и термодинамическое подтверждение реальности таких процессов в природных условиях рассмотрены в ряде работ [Альмухамедов, Медведев, 1982; Naldrett et al., 1984; Рябов, Павлов, 1984; и др.].

Убедительным доказательством существования этого типа пород являются верхние пикритовые и троктолитовые габбро–долериты в ВЭЗ Хунгтукуна — базитовой интрузии, не имеющей богатых оливином пород в подошве тела. Кроме того, троктолитовые габбро–долериты описаны в ВЭЗ интрузии горы Озерной [Золотухин, Васильев, 1967], известны они в интрузии горы Пегматитовой (см. рис. 3.37), необычное обогащение пород оливином отмечалось в ВЭЗ ряда траповых интрузий Тунгусской синеклизы [Лебедев, 1955] и, наконец, сходный флюидно–магматический механизм образования есть полное основание предполагать для верхних пикритов норильских интрузий. Совершенно очевидно, что образование этих пород в ВЭЗ интрузии, тем более базитовых, с позиций кристаллизационной дифференциации объяснить невозможно. Большое влияние на особенности состава ВЭЗ оказывает геохимическая специфика расплава, в связи с чем в сходной ситуации в Хунгтукуне образуются пикриты с практически безникелистым хризолитом в ассоциации с α-Fe, а в верхнеталнахской интрузии — хризолиты–форстериты переменной никелистости, хромиты и платиновая минерализация.

К типу III относятся также маломощные прослои пикрит–троктолитов, образовавшиеся при флюидной промывке вдоль субпластовых прототрещин, известные в ряде базитовых интрузий. Наконец, идентичную природу имеют и "камерные реститы" — существенно оливиновые породы из магматогенной брекчии Хараелаха, высокая магнезиальность которых в значительной мере предопределилась в результате оттока сиалической составляющей под действием летучих [Рябов, Павлов, 1984]. Необходимо отметить, что в одной интрузии может быть встречен один или разные генетические типы высокомагнезиальных пород.

Исходя из представления об опережающем продвижении базитовых расплавов в магматических колоннах и отставании высокомагнезиальных жидкостей [Золотухин, Лагута, 1985], находит объяснение большой объем богатых оливином пород в Нижнеталнахской и Нижненорильской интрузиях, которые рассматриваются нами в качестве прикорневых частей протяженных интрузий норильского типа [Рябов, Якоби, 1981]. То же самое можно предполагать о группе моронговских интрузий, в которых интрузия горы Пегматитовой — фронт магматической колонны, а интрузии гор Путаной и Пикритовой — ее хвостовые части. Вопросы горизонтальной зональности протяженных интрузий рассматриваются также в работах Т. Н. Ивановой, Н. П. Кузнецовой, В. К. Степанова и М. С. Сухаревой.

Резюмируя вышесказанное, можно предполагать, что ведущая роль в образовании высокомагнезиальных траппов принадлежит флюидно–магматической дифференциации.

5.3. ЯВЛЕНИЯ ЖИДКОСТНОЙ НЕСМЕСИМОСТИ В СТЕКЛАХ ИЗ ТРАППОВ

Важным открытием в области магматической петрологии, в частности для траппов, явилось обнаружение в различных по составу и фациальной принадлежности породах явлений силикатно–силикатной и рудно–силикатной ликвации в стеклах. Детальная характеристика ливкационных явлений в стеклах из траппов Сибирской платформы опубликована в монографии [Рябов, 1989в], а здесь будут отмечены только некоторые аспекты, которые показывают особенности ликвационной дифференциации и возможные ее следствия. Некоторое представление о форме проявления и составе сосуществующих ликвационных стекол можно получить из фотографии шлифа и паспорта 226 (см. том 2).

Ликвационные явления в стеклах сибирских траппов известны во включениях в оливине, расположенном внутри порфирового выделения плагиоклаза, в клинопироксенах, в рудной матрице и в мезостазисе базальтов [Панков, 1984; Рябов и др., 1985а; Тихоненков и др., 1985; Рябов, 1989в; и др.]. Нанесенные на диаграмму (рис. 5.2) микрозондовые анализы ликвационных стекол указывают на сходство с экспериментально полученной Реддером областью жидкостной несмесимости и несколько расширили ее, сместившись в сторону угла $R_2O + Al_2O_3$. Помещенные на этой диаграмме

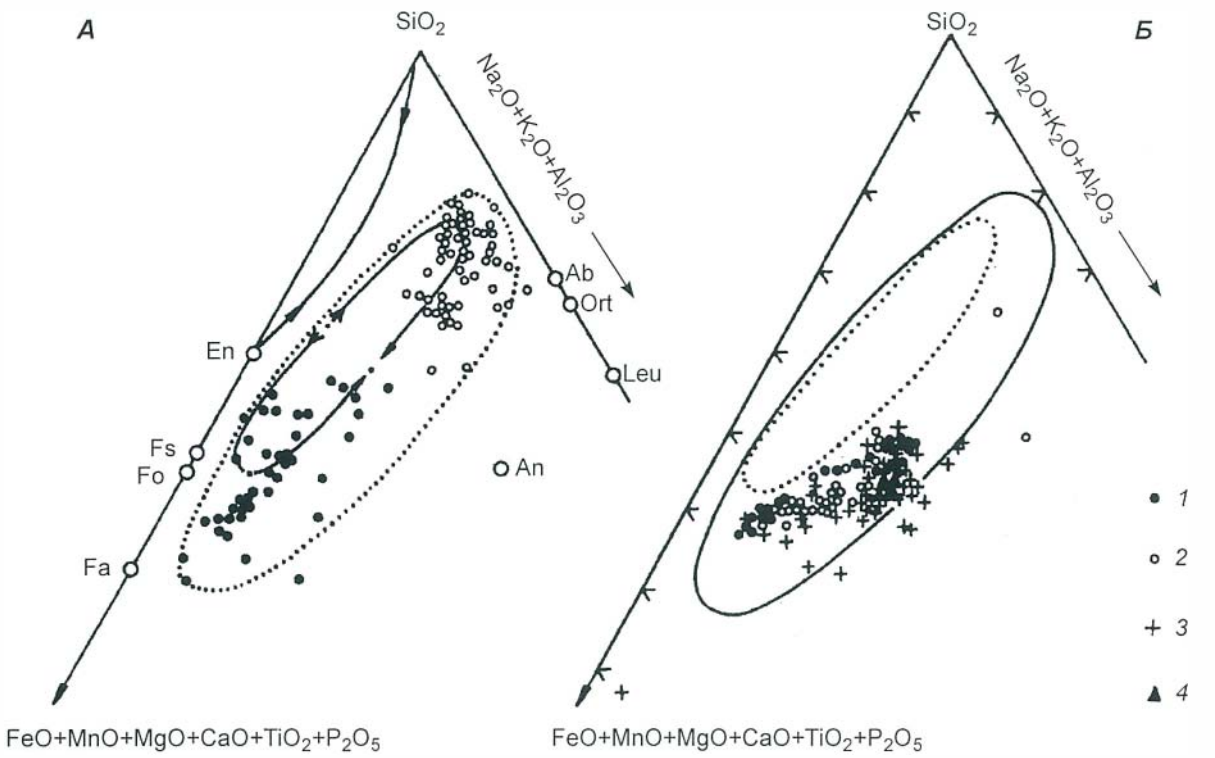


Рис. 5.2. Псевдотройная диаграмма для ликвационных стекол и пород трапповых интрузий.

А — стекла в траппах: *1* — сиалические; *2* — мафические. Сплошной линией ограничены области стабильной ликвации по Грейгу, Рёддеру и Уейблену, пунктиром — поле распространения ликвационных стекол в траппах. *Б* — на фоне области низкотемпературной ликвации (пунктирная линия) и поля составов ликвационных стекол из траппов (сплошная) показаны составы пород Верхнеталнахской (*1*) и Нижнеталнахской (*2*) интрузий, ВЭЗ этих массивов (*3*) и силлов титан–авгитовых долеритов (4).

для сравнения частные анализы траппов попали в поле ликвационных стекол, а соединенные конодами точки сосуществующих в одном магматическом теле контрастных по составу пород показали те же тенденции изменения состава, что и стекла. Расположение точек пород внутри области ликвации позволяет судить о их составе как о потенциально склонном к расслоению, либо рассматривать их в качестве продуктов этого процесса [Рябов, 1989в]. Рассчитанные для стекол и пород коэффициенты разделения химических компонентов между мафическими и сиалическими составляющими оказались близкими, а изменение железистости сосуществующих ликвационных стекол приближается к линейной зависимости (рис. 5.3).

Сопоставление состава ликвационных стекол из траппов с подобными образованиями из различного типа земных эффузивных пород и базальтов Луны позволило установить их большое сходство по составу и тенденциям его изменения [Рябов, 1988; Ryabov, 1988; Рябов, 1989в].

Наиболее широко распространенное в траппах расслоение силикатных жидкостей носит, по классификации А. А. Маракушева, сиалически–мафический характер (рис. 5.4, *А*), при котором одна жидкость обогащается SiO_2, Al_2O_3, Na_2O, K_2O, а другая — FeO, MgO, CaO, MnO, TiO_2, P_2O_5. Кристаллизация расслоенных жидкостей идет по пути повышения щелочности и кремнекислотности, что видно на представленном графике по расположению точек анализов состава стекол с кристаллитами (ГК) и интерстиционных стекол (ИС), которые находятся в мезостазисе раскристаллизованных агрегатов. Нанесенные на эту диаграмму пары сосуществующих контрастных пород (см. рис. 5.4, *Б*), составы которых приведены в работе [Рябов, 1989в], показывают сходные с ликвационными стеклами тенденции изменения состава.

На диаграмму А. Н. Заварицкого (рис. 5.5) нанесены химические составы различных типов стекол: породообразующие, ликвационные без кристаллитов (оконтурены), из частично окристаллизованных глобул, интерстиционные и однородные. Для сравнения слева приведена диаграмма для главных типов магматических пород до Дэли с указанием названий некоторых из них. Фигуративные точки составов стекол образуют шлейф, совершенно идентичный раскристаллизованным породам, что позволяет допускать воз-

можность формирования различных типов пород в результате ликвационной дифференциации исходного базитового расплава. Разнообразие составов жидкостей может значительно расширяться за счет гравитационной сепарации ранних кристаллических фаз, что следует из составов частично окристаллизованных стекол.

Большое рудно–генетическое значение имеют находки рудных шариков в ликвационных и породообразующих стеклах Хунгтукунской и Маймечинской интрузий. Это убедительное свидетельство существования в траппах рудно–силикатной ликвации на магматическом этапе, поскольку только встречающиеся в стеклах фазы, в отличие от раскристаллизованных пород, несут объективную информацию о явлениях, происходящих в предкристаллизационный период в расплавах, в то время как известные проявления рудных фаз в кристаллических образованиях не исключают различных толкований их природы. Несмотря на то, что этот вопрос кажется тривиальным, в настоящее время в геологической литературе имеется не более десятка публикаций о находках рудных фаз в свежем стекле. Одна из них — это сульфидные шарики в интерстиционном стекле базальтов с о. Гавайи, описанные Б. Дж. Скиннером и Д. Л. Пеком [1973]. Как указывают авторы, содержание серы в расплаве составляло 0,038 мас.%, и сульфидная жидкость появилась только при значительной закристаллизации базальтового расплава, когда в интерстициальной жидкости создалась некоторая относительная пересыщенность серой при температуре не менее 1065 °С. Принимая во внимание известные экспериментальные исследования по растворимости различных химических элементов в солевых и металлических расплавах [Вол, 1962], при изучении оруденения, связанного с Хунгтукунской интрузией [Рябов, 1989в], нами были высказаны, обоснованы и проиллюстрированы природными примерами представле-

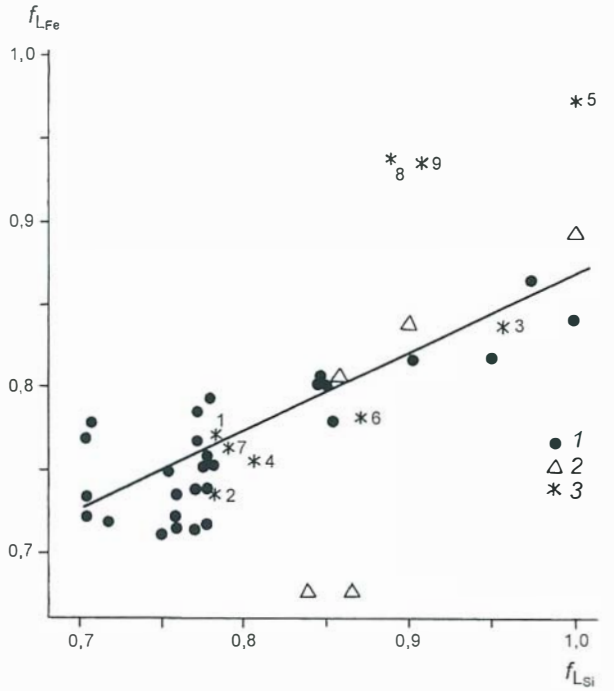


Рис. 5.3. Особенности изменения общей железистости f= FeO/(FeO + MgO), мас.% в сосуществующих мафических (L_{Fe}) и сиалических (L_{Si}) жидкостях [Рябов, 1989в].

1 — глобулы с эмульсией стекла L_{Fe} в стекле L_{Si} в траппах (ГС); *2* — глобулы стекла с кристаллитами (ГК), там же; *3* — стекла из пород различной формационной принадлежности. По литературным данным: 1–4 — траппы, 5 — толеитовые базальты, 6 — андезиты, 7 — андезитобазальты, 8 — щелочные базальты, 9 — базальты Луны.

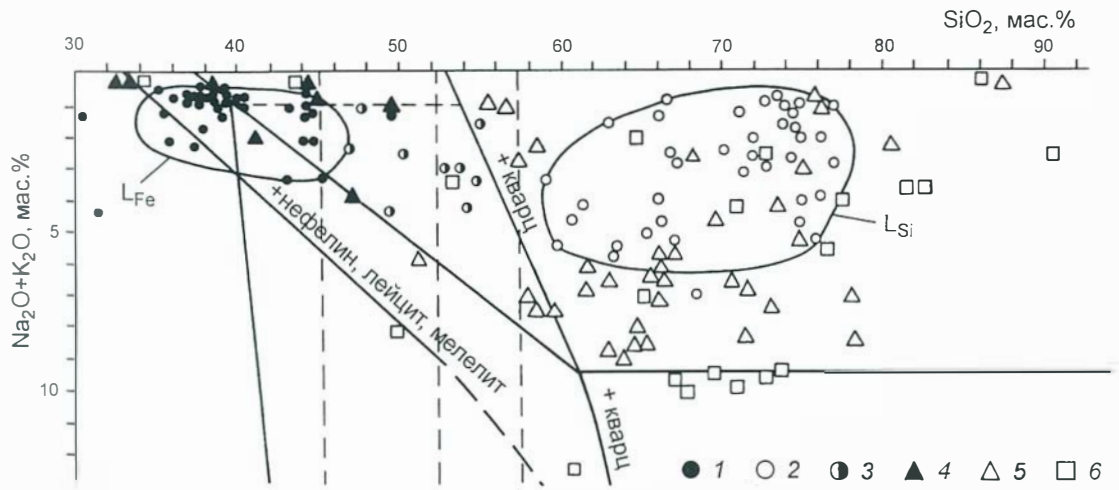


Рис. 5.4. Диаграмма ($Na_2O + K_2O$) — SiO_2 для ликвационных стекол [Рябов, 1990].

Стекла: *1* — мафические и *2* — сиалические ГС; 3 — однородные ОС; *4* — мафические и *5* — сиалические ГК; *6* — интерстиционное ИС.

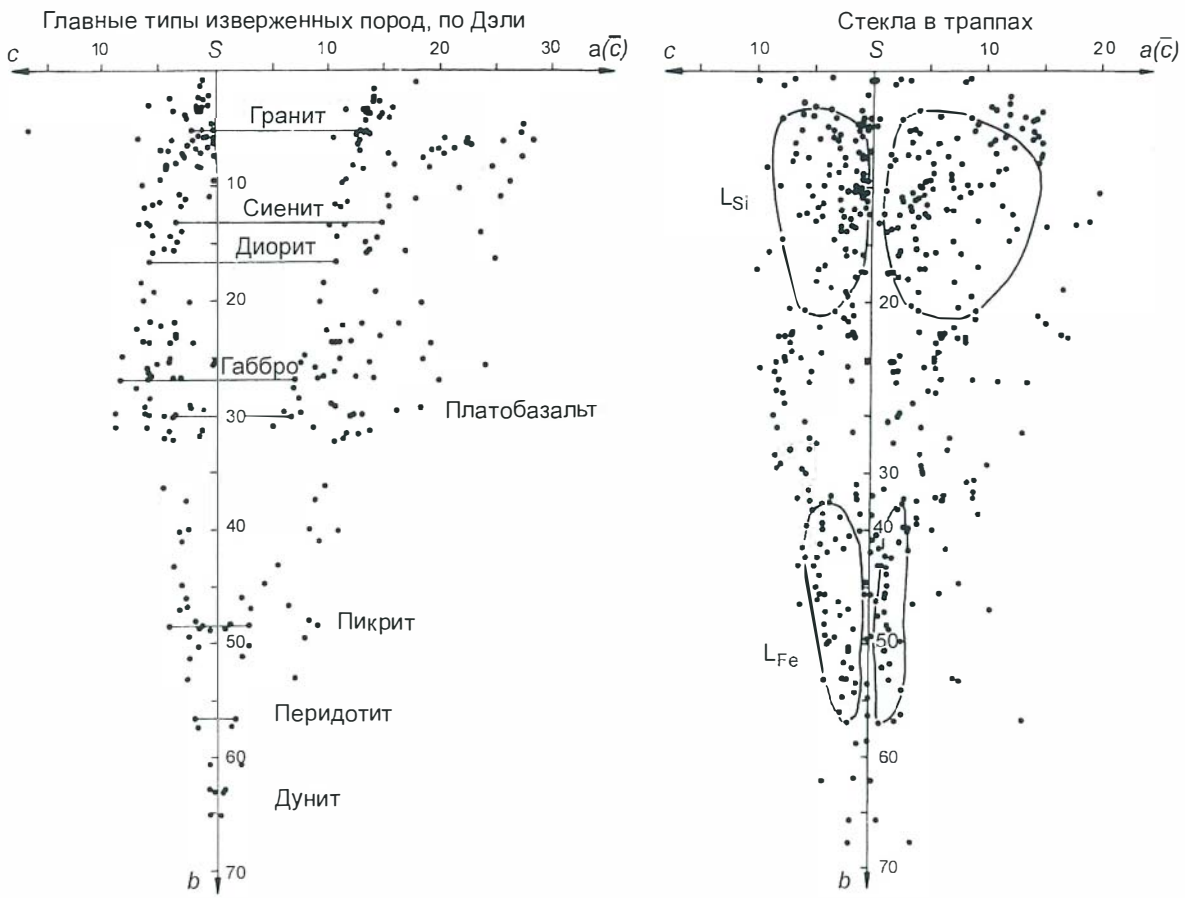


Рис. 5.5. Сопоставительная петрохимическая диаграмма А. Н. Заварицкого для главных типов изверженных пород по Дэли (слева) и стекол из траппов Сибирской платформы.

Оконтурены поля фигуративных точек мафических (L_{Fe}) и сиалических (L_{Si}) ликвационных стекол [Рябов, 1989в].

ния о ликвации в рудных жидкостях. Несмешивающиеся рудные жидкости были установлены в виде эмульсии одна в другой и расслоенных каплевидных вкрапленников с участием α-Fe, самородной меди, пирротина, халькопирита, вюстита и магнетита.

Несмесимые жидкости появляются в изначально гомогенном расплаве выше температуры ликвидуса либо после одного или нескольких этапов кристаллизации [Петрография..., 1981] вплоть до метастабильной ликвации в остаточном интерстиционном расплаве [Philpotts, 1982; Мананков, Шарапов, 1985; и др.]. В дальнейшем ликвация может возникать в низкотемпературных солевых расплавах [Жариков и др., 1986; Наумов и др., 1986; и др.], в том числе в сульфидных жидкостях [Годлевский, 1959]. Обзор литературных данных и материалов по траппам позволяет говорить, что температурный диапазон возникновения ликвации практически не ограничен и определяется физико–химическим состоянием системы [Рябов, 1989в].

Толчком к расщеплению расплава на несмесимые жидкости может быть ряд факторов, среди которых наиболее важными являются падение температуры, повышение концентрации агентов ликвации, насыщение расплава флюидами или, наоборот, резкое падение растворимости и диссоциация летучих, изменение фугитивности кислорода, серы и т. п. Ликвационная дифференциация может идти в сухих железистых расплавах и жидкостях, обогашенных титаном и хромом, но наиболее активно и чаще расслоение происходит при участии летучих (флюидно–магматическая дифференциация). Присутствие летучих в расплаве способствует его деполимеризации, образованию химических и физических неоднородностей, снижению температуры кристаллизации расплава и его вязкости, повышает активность и миграционную способность химических элементов и т.д. [Рябов, 1989в].

Сопоставляя все разнообразие продуктов ликвации в траппах, можно с уверенностью предполагать, что этот механизм имеет место и действует в весьма широком диапазоне изменя-

ющихся физико–химических условий на магматическом и постмагматическом этапах и имеет многоступенчатый характер. Ликвационная дифференциация предшествует кристаллизационной, сопутствует ей и следует за ней. Существование в траппах предкристаллизационной стабильной ликвации и метастабильной ликвации в интерстициальных остаточных жидкостях доказано многими не вызывающими сомнения примерами [Панков, 1984; Тихоненков и др., 1985; Рябов и др., 1985а; и др.].

О температурных условиях ликвационного расщепления в траппах можно судить по термометрическим экспериментам, термодинамическим расчетам и при сопоставлении природных парагенезисов раскристаллизованных глобул, которые сохранили эмульсионный рисунок ликвационных стекол, с данными известных диаграмм плавкости. Гомогенизация законсервированных в пироксенах аномальных включений была проведена Н.Ф. Красовым в ИГиГ СО АН СССР. В результате эксперимента произошло расщепление жидкости на рудный и силикатный расплавы, которые сосуществовали в интервале температур от 1200 °С до температуры затвердевания включения — 960 °С [Рябов и др., 1985а]. Для рудных фаз термодинамические расчеты позволили определить формирование когенита при T выше 900–750 °С, а парагенезиса α-Fe + графит — при температуре ниже 900 °С. Сравнение встреченных в рудах Хунгтукуна эвтектоидных срастаний минералов с известными эвтектиками этих минералов в соответствующих искусственных системах позволили предполагать кристаллизацию: α-Fe + + FeO + Fe_2SiO_4 при 1177 °С, FeO + Fe_2SiO_4 — при 1170 °С, α-Fe + FeO — 1140–906 °С, FeO + + Fe_2SiO_4 + $FeAl_2O_4$ — 1148 °С, α-Fe + Fe_3C — 1147 °С, FeO + FeS — 950 °С, α-Fe + FeO + + Fe_2SiO_4 + FeS — 920 °С [Рябов, 1989в]. Иначе говоря, все разнообразие эвтектоидных срастаний формировалось в диапазоне 1177–906 °С, то есть при вполне реальных условиях магматического процесса, в современных магматических камерах. Наконец, убедительным температурным репером является встреченный в Хунгтукуне четверной парагенезис L_{Si} + L_{Fe} + Fe_2SiO_4 + SiO_2, возникновение которого, по экспериментальным данным, происходит при температуре 1163 °С [Freestone, Powell, 1983].

Термобарогеохимическое изучение ликвационных явлений во включениях из оливинов Усть–Ханьинской интрузии показало, что расслоение жидкостей происходит при температуре немногим выше 1140–1170 °С [Панков, 1984]. В мезостазисе платобазальтов Путорана ликвация происходила при температурах ниже 1200–1190 °С [Тихоненков и др., 1985].

Нижний температурный предел магматогенной ликвации сульфидной жидкости, по–видимому, можно ограничить температурой кристаллизации сульфидов, которая, по разным источникам, оценивается в пределах 600–450 °С [Годлевский, 1959; Елисеев, 1959; Смирнов, 1966].

В связи с кристаллизацией рудных фаз, необходимо отметить, что высокие температуры плавления ряда самородных минералов и карбидов и порою весьма специфические высоковосстановительные условия получения их в экспериментах до сих пор являются причиной, по которой считают их природные находки продуктами глубинных очагов [Олейников и др., 1985], хотя известны, в частности, находки α-Fe и Fe_3C в цеолитах и серпентинитах [Минералы..., 1970]. Экспериментальным подтверждением реальности образования указанных минералов в камерных условиях в траппах может служить диаграмма (рис. 5.6), на которой видно, что при изменении температуры от 1000 до 1200 °С формирование α-Fe может происходить в гипабиссальных

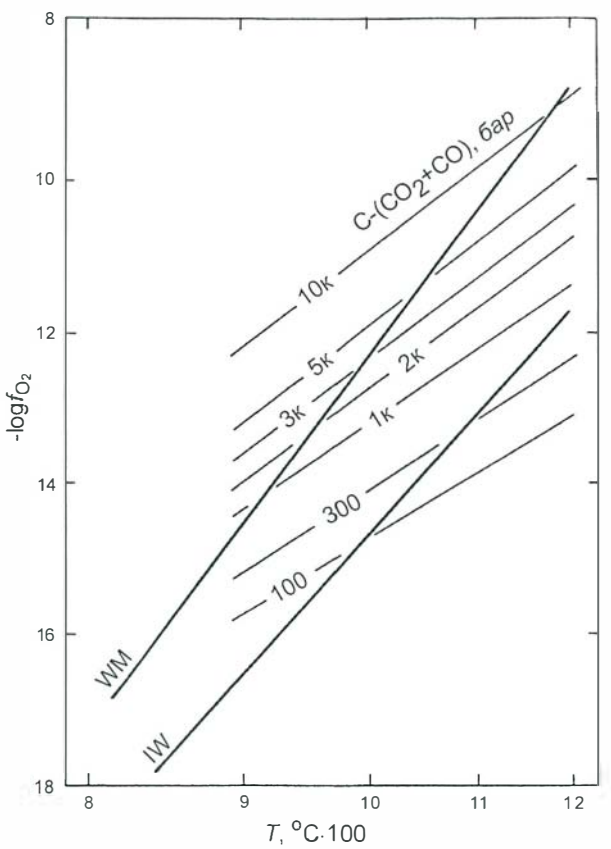


Рис. 5.6. Положение кривых устойчивости металлического железа и его оксидов при изменении давления C – (CO_2 + CO) в плоскости P_{O_2} – T [Sato, Valenza, 1980].

условиях, для чего необходима лишь низкая фугитивность кислорода при высоковосстановительном составе флюидов.

5.4. ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ТРАППОВОГО МАГМАТИЗМА

Кристаллизация любого магматического расплава сопровождается отделением растворенных в нем летучих, а гравитационный эффект предопределяет миграцию их снизу вверх по разрезу магматического тела и в направлении от корневых частей магматической колонны к ее фронтальным частям. В связи с этим вполне естественно, что в разрезе субпластовой интрузии, наиболее обогащенной летучими, должна быть зона, располагающаяся под экраном верхних контактовых корок закала, то есть ВЭЗ, а в плане всего массива — его головная часть. По мере закристаллизации расплава летучие концентрируются в ВЭЗ и в зависимости от их объема создают флюидонасыщенные участки или целые горизонты. В эффузивных траппах они проявляются в виде различных по размеру "газовых пузырей" — округлых, линзовидных или пальцеобразных обособлений повышенной кристалличности, богатых окисно–рудной фазой и изобилующих миндалинами. Размер флюидонасыщенных участков в эффузивах, как уже отмечалось, варьирует от первых сантиметров до крупных линз и целых горизонтов мощностью несколько метров в кровле потоков. Различные потоки имеют переменные мощность миндалекаменных зон и насыщенность их миндалинами. Количество миндалин порою достигает 40–60 % и порода приобретает пузырчатый пемзовидный облик. Наряду с существующим мнением о "сухости" трапповой магмы, такое обилие летучих говорит о возможности их накопления в кровле базальтовых потоков с образованием зон, насыщенных флюидами, в которых последние, помимо насыщения расплава, образуют самостоятельную фазу в виде пузырей. То же самое имеет место в интрузиях, но в силу иных физико–химических условий флюидизированные расплавы кристаллизуются здесь в виде различных по размеру шлировидных тел основных пегматоидов, переменной мощности горизонтов и сплошных шапок пегматоидных образований в кровле массивов. Характерной особенностью обособлений пегматоидов являются резкие контакты с вмещающими их породами.

Участие летучих в образовании пегматоидов можно считать бесспорным. Все геологи единодушны в оценке бедности летучими слабодифференцированных траппов, в которых отсутствуют или отмечаются только разрозненные шлиры и линзовидные тела габбро–пегматитов. В то же время считается общепризнанным, что магма рудоносных норильских интрузий была обогащена летучими, действие которых сказалось в проявлениях пегматоидов и мощном ореоле метасоматитов [Золотухин и др., 1975].

Среди пегматоидов норильских интрузий различаются два основных типа, из которых одни располагаются в верхней части расслоенной серии пород в виде крупнокристаллических призматически–зернистых габбро–долеритов, а другие приурочены к горизонтам ВЭЗ и НЭЗ, давая спектр равномерно– и неравномерно–зернистых атакситовых пегматоидов. Вещественный состав первых представляет закономерное окончание кристаллизационных трендов пород интрузий, а вторых — образует своеобразные аномалии. При формировании пегматоидов первого типа скорее всего использовались только местные ресурсы летучих, растворенные в прилегающем объеме расплава, а пегматоиды второго типа, такситы и родственные им породы образовались при интенсивном подтоке флюидов из глубинных частей магматической колонны.

Прослеженное на флангах Норильск–I, Норильск–II и Верхнеталнахской интрузий слияние верхних и нижних такситов, совмещение в одном горизонте равномерно– и неравномерно–зернистых пород (такситов и лейкогаббро), постепенные переходы между ними — все это свидетельствует о генетическом родстве этих пегматоидных образований [Золотухин, 1964; Золотухин, Васильев, 1967; Рябов, 1969; Золотухин и др., 1975]. Проявление пегматоидов в эндоконтактовых зонах обусловлено трещинами срыва внедряющегося магматического клина на границе с контактовыми габбро–долеритами [Золотухин, 1964]. К этому следует добавить, что если в ВЭЗ экраном, под которым накапливались и мигрировали флюиды, были верхние контактовые габбро–долериты, то в НЭЗ роль такого экрана выполнял горизонт пикритовых габбро–долеритов или, иначе говоря, струя неконсолидированного, гетерогенного пикритоидного расплава.

Учитывая недостаток растворенных в силикатном расплаве летучих для значительных преобразований вещества, активное крупномасштабное прохождение флюидно–магматической дифференциации с выходом на петрогенезис и рудообразование возможно в тех частях, зонах или горизонтах магматических тел, в которых имел место подток летучих с рудогенными элементами, отделившихся от кристаллизующегося расплава протяженной магматической колонны и(или) представляющих собой трансмагматические газовые струи. Дополнительная мобилизация летучих могла осуществляться магматическим

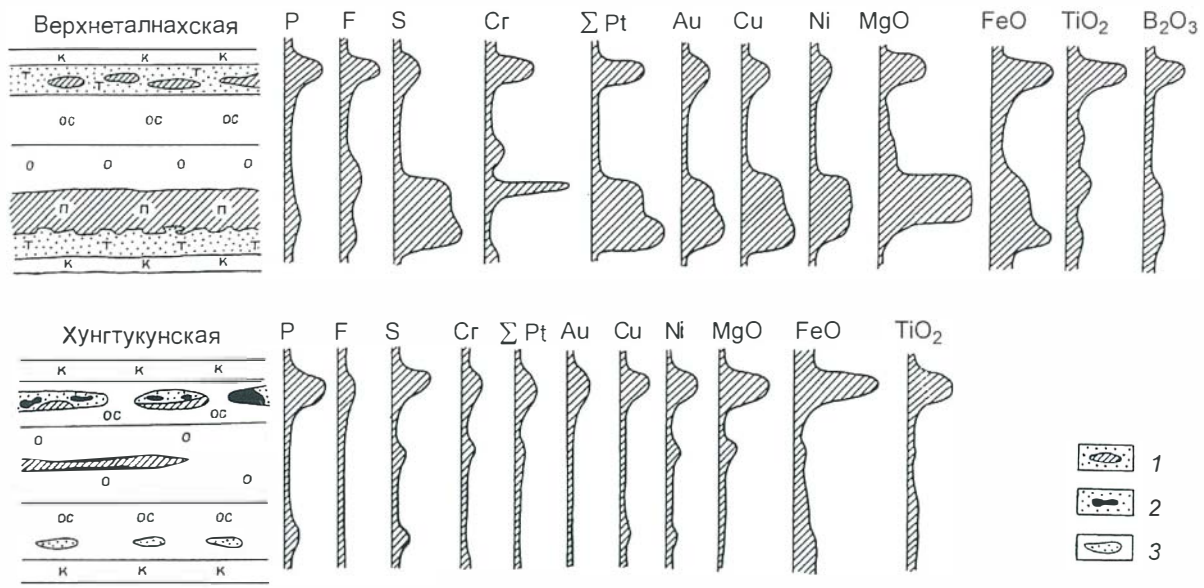


Рис. 5.7. Поведение некоторых химических элементов в разрезах интрузий с различной степенью дифференциации [Рябов, 1989в].

Габбро–долериты: *1* — меланократовые обособления в пегматоидах; *2* — рудные желваки; *3* — пегматоидные шлиры.

расплавом при движении его через породы осадочного чехла.

Геохимические исследования трапповых интрузий показали, что в результате кристаллизации магматического расплава в ВЭЗ различных массивов происходит повышение железистости его остаточных порций, а также накопление ряда химических компонентов, среди которых F, Cl, H_2S, CO_2, H_2, H_2O, CH_4, B_2O_3, P_2O_5, Cr_2O_3, TiO_2, цветные, благородные и др. металлы (рис. 5.7). Компонентный состав и масштабы накопления тех или иных элементов варьируют как в различных интрузиях, так и в различных пересечениях одной. Из рисунка видно, что для всех перечисленных химических компонентов в разрезах интрузий существует два концентрационных максимума.

Принимая во внимание обогащенность ВЭЗ и НЭЗ норильских интрузий летучими, выяснение условий петрогенезиса и рудообразования в этих зонах сводится к выяснению источника и состава флюидов, флюидно–магматического взаимодействия и роли флюидов в процессах перераспределения химических элементов, а также петрогенезиса и рудообразования.

5.4.1. Пути миграции, источники и состав флюидов рудоносных интрузий

Наиболее обогащенными летучими на Сибирской платформе являлись расплавы, сформировавшие расслоенные рудоносные интрузии норильского типа. Некоторое представление о путях миграции летучих в интрузиях этого типа можно получить из принципиальной схемы строения магматической колонны применительно к Талнахскому рудному узлу (рис. 5.8). Здесь же приведен сводный для севера Сибирской платформы разрез осадочных пород, через которые интрудируют все базальтовые расплавы, поднимаясь в верхние структурные этажи. На рисунке показана рудоносная Верхнеталнахская интрузия (ВТИ) и безрудная Нижнеталнахская (НТИ). Характерной особенностью рудных узлов Норильского района является постоянная ассоциация рудоносных и высокомагнезиальных безрудных интрузий, причем безрудные сложены пикритоподобными и троктолитовыми габбро–долеритами, истощенными рудогенными металлами ниже кларковых содержаний [Рябов, 1992б].

Кристаллизация внедрившегося в гипабиссальную камеру расплава сопровождалась отделением летучих, которые в пологозалегающей части магматического тела по аналогии с ситуацией в базальтовых покровах мигрировали вверх и, накапливаясь, приводили к образованию крупнокристаллических пород — призматически–зернистых габбро–долеритов и габбро–диоритов. Отделяющиеся от расплава летучие прикорневых частей магматической колонны устремлялись вперед и вверх, формируя флюидопроводники в начавшем консолидироваться теле и повышая давление флюидов в голове колонны. По мере продвижения вверх вдоль магматической колонны объем летучих увеличивался. Флюидные каналы ограничивались экранами, которыми являлись: вверху — контактовые габбро–долериты, а внизу — приобретшая уже боль-

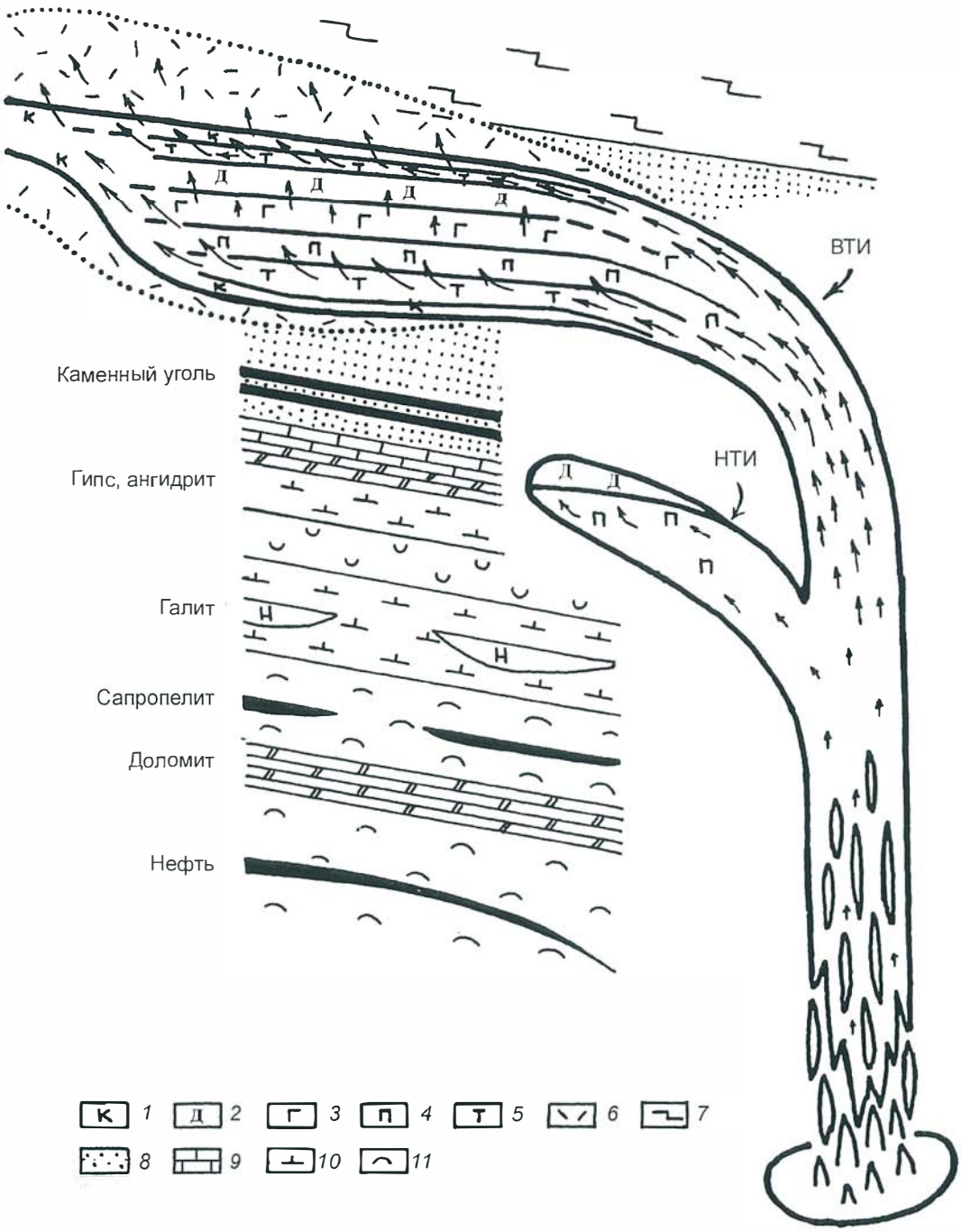


Рис. 5.8. Модель магматической колонны на примере интрузий Талнахского рудного узла [Рябов, 1999а].

1 — контактовая фация; *2, 3* — базитовый слой интрузии: габбро–диориты (*2*) и безоливиновые, оливинсодержащие и оливиновые г–д (*3*); *4* — ультрабазитовый слой интрузии; *5* — пегматоиды; *6* — метасоматиты ореола интрузии; *7* — эффузивные траппы; *8–11* — породы рамы: песчаники (*8*), известняки (*9*), мергели и аргиллиты (*10*), глинистые и битуминозные известняки и доломиты (*11*). ВТИ — Верхнеталнахская интрузия; НТИ — Нижнеталнахская интрузия.

шую вязкость "оливиновая каша" горизонта пикритовых габбро–долеритов. Во фронтальной части интрузии нижний флюидный канал сечет все тело интрузии, поднимаясь от подошвы к ее кровле, и заканчивается закрытой эксплозией в виде своеобразных магматогенных, метасоматических и рудных брекчий.

Принимая во внимание различный источник летучих, здесь можно выделить два основных типа пегматоидов [Рябов, 1999а]. Первый тип, как уже говорилось, образовался только за счет флюидов, которые были растворены в расплаве и по мере его остывания и кристаллизации в гипабиссальной камере мигрировали в ее верхнюю часть. Эти пег-

матоиды располагаются в верхней части расслоенной серии пород и представлены призматически–зернистыми габбро–долеритами и габбро–пегматитами с кварцем и(или) микрогранофиром или без них. Они известны в ряде траповых интрузий. Второй тип пегматоидов представлен лейкократовым и оливиновым габбро, такситовыми габбро–долеритами и магматогенной брекчией, которые обычно проявляются в расслоенных рудоносных интрузиях [Золотухин, 1997; Геология..., 1994; Рябов, 1992б; 1999а; и др.]. Формирование этого типа пегматоидов происходило при участии летучих, отделившихся от расплава тыловых частей магматической колонны и мобилизованных из осадочных пород рамы. Это своеобразные трансмагматические флюиды, природа которых давно обсуждается в геологической литературе [Коржинский и др., 1987; Маракушев, Перчук, 1971; Золотухин, 1997; и др.]. Появление этих флюидов в камерах интрузий по времени отставало от формирования расслоенной серии пород и поэтому связанные с ними пегматоиды имеют секущие взаимоотношения с габбро–долеритами, хотя и без закалочных явлений. Потенциальная рудоносность "промывших" магматический расплав трансмагматических флюидов и пегматоидов, образовавшихся с их участием, очевидно, значительно выше, нежели собственно камерных.

Своеобразный тип пегматоидов представляют собой "блуждающие" по разрезу интрузии обособления лейкогаббро. Выяснению их генезиса посвящен ряд работ различных исследователей. А. П. Лихачев [1965] считает эти обособления показателем более раннего образования лейкогаббро по сравнению с расслоенной серией пород, Б. В. Олейников [1979] рассматривает их как ксенолиты и свидетельство анортозитовой тенденции кристаллизации расплава в промежуточном очаге, А. В. Тарасов [1976] и В. В. Золотухин [1997] представляют их в качестве продуктов магматического замещения, габброизации, метасоматической лейкократизации. Нам представляется, что природа этих лейкократовых пегматоидных обособлений сходна с "газовыми пузырями" в лавовых покровах, т. е. это участки флюидизированного расплава, не смешивающегося с матричным расплавом, обедненным летучими.

Участие трансмагматических флюидов в петрогенезисе проявлялось в образовании широкого спектра равномерно–зернистых и атакситовых пегматоидов и своеобразных магматогенных брекчий. Пегматоиды ВЭЗ обычно сложены лейкогаббро и такситовыми габбро–долеритами с бедной сульфидной вкрапленностью, реже встречаются пикритовые габбро–долериты и магматогенная брекчия [Рябов, 1984; Служеникин и др., 1994]. Скопления хромшпинелидов в пегматоидах ВЭЗ образуют округлые и неправильной формы субгоризонтально–вытянутые линзы, располагающиеся в породах, которые не содержат хромшпинелидов, и напоминающие "газовые пузыри". Пегматоиды нижней эндоконтактовой зоны (НЭЗ) обычно представлены обогащенными сульфидами такситовыми габбро–долеритами, по сути — это рудные пегматиты. В них, как правило, хромшпинелиды отсутствуют. Сверху вниз по разрезу приподошвенной части интрузии можно наблюдать смену пород: пикритовый габбро–долерит, такситизированный пикрит, магматогенная брекчия, меланократовый такситовый габбро–долерит, такситовый габбро–долерит, лейкогаббро, такситовый габбро–долерит, контактовый габбро–долерит.

Наиболее ярко магматогенная брекчия проявилась в Хараелахской ветви Верхнеталнахской интрузии, где флюидный канал сечет расслоенную серию пород, поднимаясь от подошвы к кровле магматического тела. Воздействие летучих на различные по составу породы здесь прослеживается по характеру преобразования обломков габбро–долеритов, в центральных частях которых в ряде случаев сохраняется исходный субстрат [Рябов, 1992б]. Обломки пикритовых габбро–долеритов с каплевидными сульфидами обрамляются каймой гранулированного оливина или полностью преобразуются в оливиниты. Бедные оливином габбро–долериты замещаются клинопироксенитами. Те и другие цементируются лейкогаббро. В переменных количествах в оливинитах встречаются зеленая шпинель и богатый Al_2O_3 диопсид. Минералого–геохимические и петрографические исследования не оставляют сомнения в том, что оливиниты не имеют никакого отношения к кумулатам, а также к глубинным реститам, вынесенным из магматического очага. Эти оливины образовались в результате перекристаллизации ранних генераций минерала под действием летучих [Рябов, 1992б].

Источники и объем летучих в магматогенных и рудообразуюших системах всегда представляли проблему в концепциях флюидно–магматической дифференциации и рудообразования. Одним из главных возражений против петрогенетической и рудообразующей роли флюидов является, как известно, низкая растворимость летучих в силикатных расплавах, которой невозможно объяснить огромные масштабы рудонакопления. Однако острота возникшей проблемы пропадает, если исходить из представления о флюидизированных расплавах как о жидкостях, которые помимо предельного насыщения летучими содер-

жат их еще и в виде равновесной с расплавом самостоятельной фазы. Можно предполагать, что растворенные в расплаве флюиды имели глубинную природу, а избыточные против растворимости газы были в основном мобилизованы расплавом из боковых пород (см. рис. 5.8). Именно эти летучие и сыграли в флюидизированных расплавах рудогенерирующую роль и являлись агентами ликвации, экстракции металлов, их переноса и накопления.

Родоначальные базальтовые магмы изначально содержали различное количество летучих, и те из них, которые были флюидонасыщенными, активно взаимодействовали с породами рамы. Проникая осадочный чехол, флюидонасыщенная магма избирательно экстрагировала, мобилизовывала и активизировала компоненты вмещающих пород, в том числе летучие, которые повышали давление летучих в магматической системе и расширяли фазовый состав флюидов. Учитывая состав пород рамы, можно с уверенностью предполагать, что поднимающаяся из глубинного очага магма вполне могла обогащаться водородом и углеводородами, серой, окисью и двуокисью углерода, хлором, водой и другими летучими.

Состав флюидов в траппах. Компонентный состав флюидов, в том числе pS_2 и pO_2, как известно, играет определяющую роль при формировании рудной минерализации [Naldrett, 1969]. Судя по имеющимся данным, магматический расплав, сформировавший траппы, сопровождался широким спектром различных по составу и концентрации летучих [Рябов, 1989 в]. Косвенным свидетельством больших вариаций pO_2, pS_2 является большое разнообразие встречающихся в траппах минеральных ассоциаций. Образование руд α-Fe с когенитом, несомненно, происходило в высоковосстановительных условиях [Рябов и др., 1985в], для кристаллизации сульфидных руд окислительный потенциал также должен быть низким при восстановительном характере расплава в целом [Генкин и др., 1981]. Повышение окисленности флюидов прослеживается в направлении от прикорневых к фронтальным частям протяженного магматического тела [Рябов, 1984, 1986].

Анализируя материалы по газовой хроматографии и теоретические аргументы, приводимые в различных источниках, можно с уверенностью считать, что основная масса летучих изначально имела высоковосстановительный состав [Маракушев, Перчук, 1974; Никольский, 1978], постепенно окисляющийся в ходе миграции их в магматических колоннах. Термодинамические расчеты А. Л. Павлова показали, что наиболее вероятными восстановительными агентами при формировании руд α-Fe являются газы, в состав которых входят CH_4, CO, H_2, и H_2S [Рябов и др., 1985в]. Сходный набор летучих был аналитически определен Ю. А. Шуколюковым в составе оруденелых пород из интрузии горы Озерной [Олейников и др., 1985]. Ведущую роль в реакциях восстановления железа до самородного состояния, судя по расчетам, играет термическая диссоциация углеводородов, протекающая при 630–700 °С, скорость которой резко возрастает при повышении температуры. Источником восстановительных флюидов могли быть как трансмагматические газы, так и сами вмещающие базитовые интрузии битуминозные породы. В подстилающих Хунгтукунскую интрузию породах, например, известен протяженный горизонт сапропелевых углей. Высокая их газонасыщенность (до 91 % летучих веществ) и неустойчивость к термическому воздействию позволили предполагать возможную дегазацию сапропелитов на контакте с внедряющимся магматическим расплавом и участие летучих в магматическом процессе. Подтверждением этому служат результаты изотопных анализов углерода из сапропелитов, а также когенита и графита из руд α-Fe, значения δC^{13}_{PDB} в которых соответствовали −2,36, −2,12... −2,96, −2,36... −2,42. Близкое сходство изотопных отношений указывает на вполне возможное участие углеводородов сапропелевых углей в рудном минералообразовании [Рябов и др., 1985а,в].

В последние годы в ряде работ различных исследователей указывается на присутствие углеводородов и водорода в продуктах траппового магматизма Сибирской платформы [Мухина, 1985; Олейников, и др., 1985; Воронцов и др., 1986; Кучер и др., 1986; Мартихаева и др., 1986; Неручев, 1987; Старосельцев, Старосельцев, 1987]. Общая зараженность траппов несвязанным углеродом ранее установлена А. П. Лебедевым [1957]. Кроме того, косвенным указанием присутствия углеродсодержащих флюидов в траппах являются частые находки антраксолита в эффузивах и кристаллического графита, в том числе кубооктаэдрического габитуса, на контакте базитовых даек с туфогенными породами в кровле интрузий Норильск–I и Анакит, в рудах Талнаха и Хунгтукуна [Иванов и др., 1971; Золотухин, Рябов, 1977; Олейников и др., 1985; Рябов и др., 1985в], а также битумо– и нефтепроявления, известные в рудниках Талнаха и в эффузивах Норильского плато и плато Путорана.

Изучение изотопного состава углерода высокотемпературных (500–750 °С) флюидных включений Талнаха показало в среднем дефицит δC^{13} — 20,6 ‰, что позволяет утверждать, в отли-

чие от Хунгтукуна, ювенильный источник элемента [Кучер и др., 1986].

Многие исследователи рудных месторождений Сибирской платформы отмечают большое значение галогенов и различных соединений на их основе при формировании сульфидных и магнетитовых руд [Павлов, 1961; Годлевский, 1967; Золотухин, 1974; Поисковые критерии..., 1978; Павлов, 1979]. Давно известна роль фтора и хлора в качестве активных агентов ликвации [Григорьев, 1935; Фишер, 1954], а также как сильных экстрагентов из расплава и переносчиков цветных и благородных металлов [Уикс, Блок, 1965].

А. Л. Павлов [1992] акцентирует внимание на том, что обогащенные галогенидами щелочных металлов железосодержащие силикатные расплавы приобретают способность генерировать высококонцентрированные рудогенными компонентами солевые галогенидные расплавы, богатые летучими, которые после кристаллизации материнского интрузива сохраняют способность к обособлению с последующей миграцией на постмагматическом этапе к зонам рудоотложения.

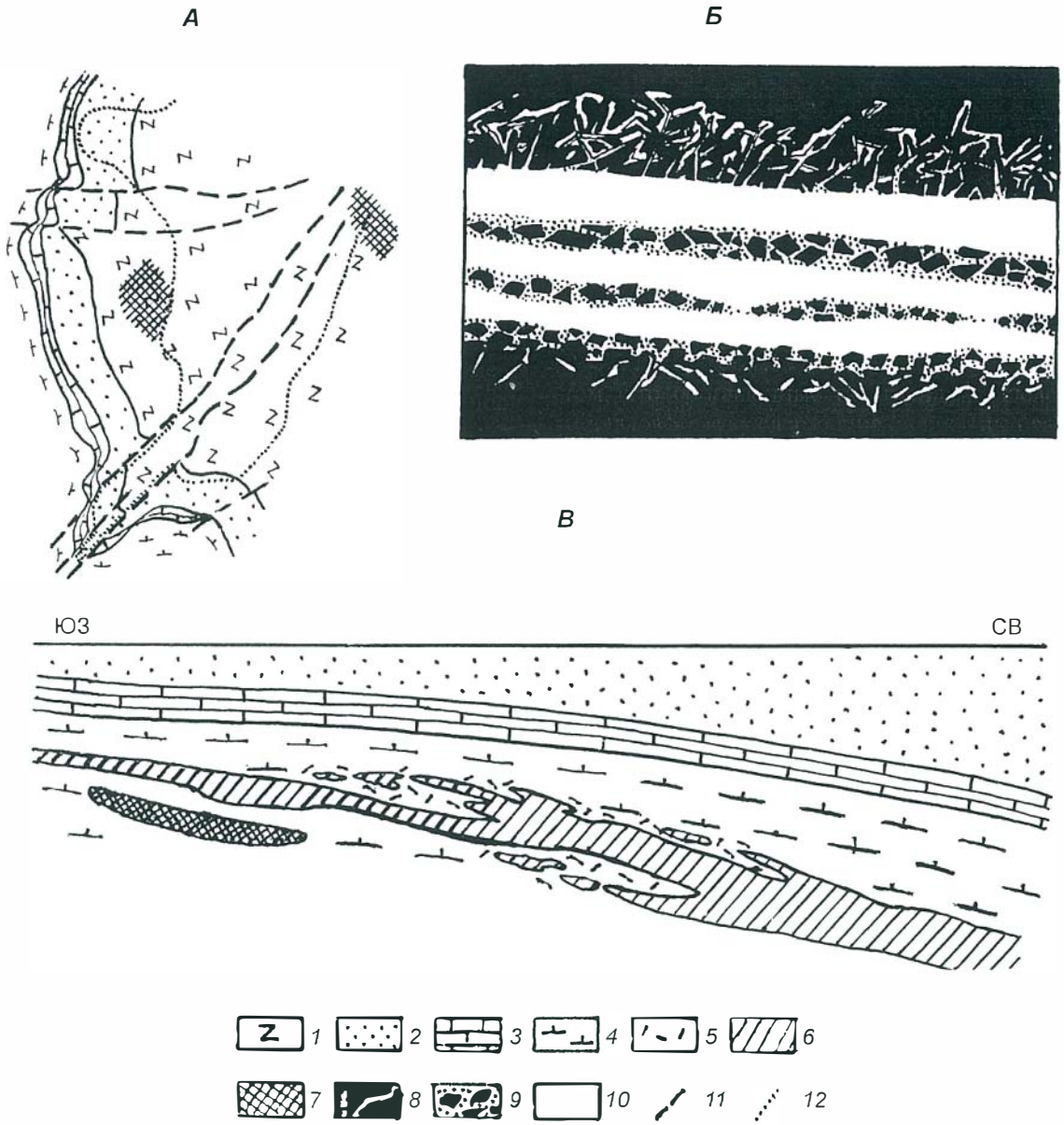


Рис. 5.9. Положение галитовых залежей в контуре Верхнеталнахской интрузии (*А*), строение западной соленосной залежи (*Б*) и расположение ее в разрезе участка (*В*).

1 — базальты; *2* — терригенные породы; *3* — карбонатные осадки; *4* — ангидритомергелистая толща; *5* — метасоматиты; *6* — габбро–долериты интрузии; *7* — соленосная толща; *8* — прожилки галита в мергелях; *9* — брекчиевидная соль; *10* — однородная соль; *11* — тектонические нарушения, *12* — контур интрузии.

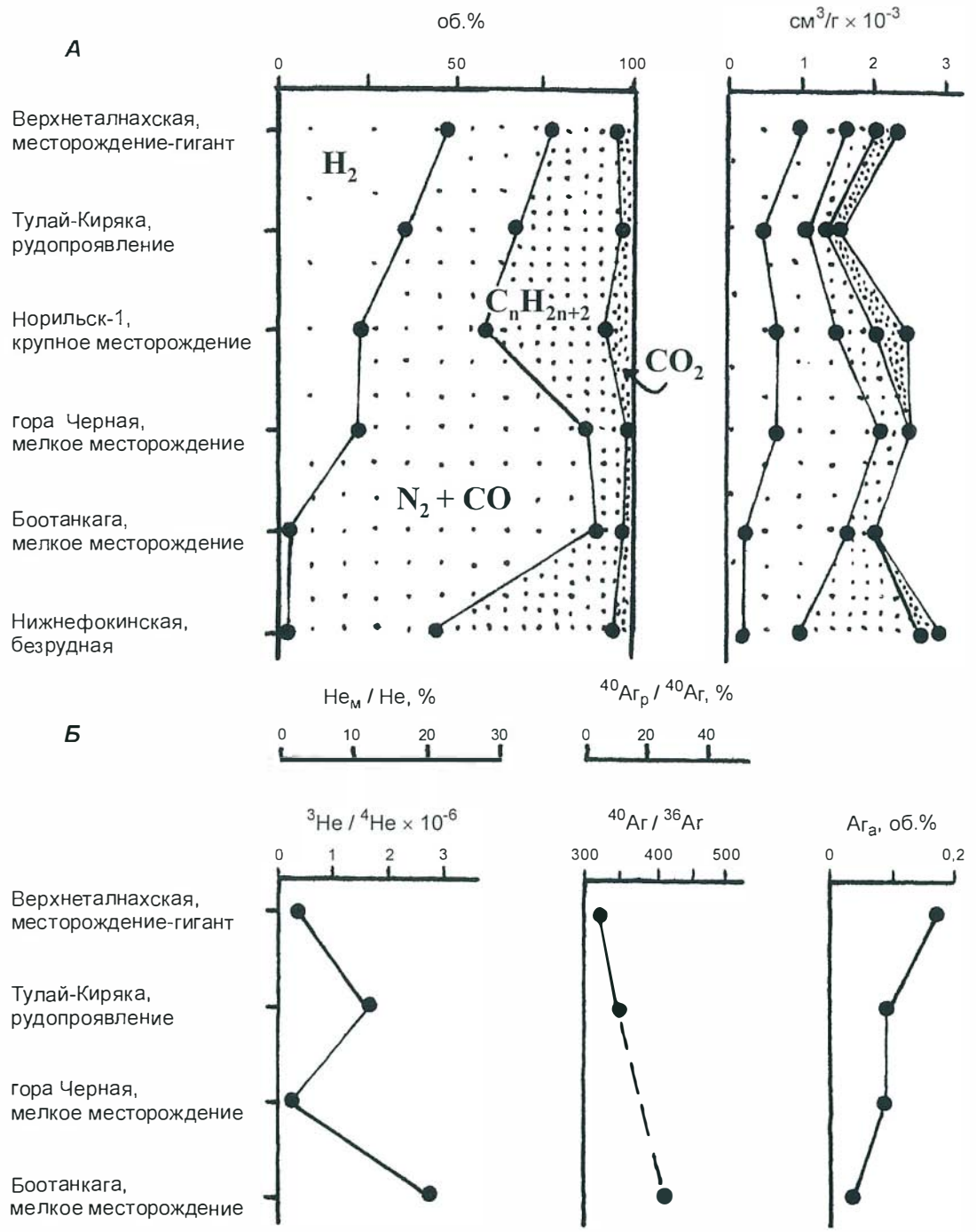


Рис. 5.10. Состав газов микровключений в минералах и закрытых порах в габбро–долеритах траповых интрузий с переменной рудонасыщенностью (*А*) и соотношение в них изотопов благородных газов (*Б*) [Неручаев, Прасолов, 1995].

$He_м/He$ — доля магнитного гелия, $Ar_р/Ar$ — доля радиогенного аргона, Ar_a — доля атмосферного аргона.

Для норильских руд В. В. Золотухин [1971, 1974] предполагал в качестве возможных переносчиков рудогенных металлов конденсированные растворы сернистых щелочей типа $(K, Na)_2S_x$ *n*MeS и растворимые ацидокомплексные соединения галогенидов типа $(Na, K)Me(F, Cl)_3$, где Me — Cu, Ni, Fe и др.

Исследования, проведенные К. Е. Уиксом и К. Е. Блоком [1965], говорят о высокой летучести галогенидов в широком диапазоне температур. Температура плавления галогенидов Ni, Co, Cu, Cr находится ниже температуры плавления базальтов и охватывает интервал 1000–200 °С, а возгонка и разложение галогенидов Pt происходит при T = 200–600 °С.

Участие хлора в формировании норильских сульфидных руд и платиновой минерализации неоднократно подчеркивалось А. Д. Генкиным [1968; и др.]. Подтверждением этому является находка хлорсодержащего джерфишерита [Генкин и др., 1969] и изученные им проявления апатита в сульфидных рудах [Рябов, Золотухин, 1977]. Каплевидные сульфидные вкрапленники часто сопровождаются "шапкой" реакционных образований, среди которых встречаются серпентин, хлорит, ангидрит, биотит и карбонаты [Рябов, Золотухин, 1977; и др.]. Образование реакционных шапок при участии летучих у геологов не вызывает сомнения. В составе этих образований определены Cl^- — 0,25–1,2 %; F^- — до 0,15 и B_2O_3 до 0,07 % [Некрасов, Горбачев, 1978]. О составе флюидов могут говорить обнаруженные в сульфидах талнахских руд микровключения с хлоридами Fe, Ni, Cu и Al, а также рост содержания хлор–иона, из включений в ряду пород от безрудного траппа — к оруденелым пикритовому и такситовому габбро–долеритам [Горяинов, Андреева, 1972; Горяинов и др., 1973; Аплонов, Москалюк, 1978]. Об участии хлора в процессе формирования платиновой минерализации свидетельствует находка в сплошных сульфидных рудах самостоятельной фазы состава $Pd_4Bi_5Cl_3$ [Карпенков и др., 1981]. В ангаро–илимских магнетитовых месторождениях ярким свидетельством участия галогенов в рудообразовании является своеобразный галит–магнетитовый тип руд.

В последнее время активная роль хлорсодержаших флюидов широко привлекается геологами для объяснения генезиса месторождений платиновых металлов Бушвельда и Стиллуотера [Boudreau et al., 1985, 1986; Mathez et al., 1985]. Основой для таких представлений явились богатые хлором биотиты и апатиты, находяшиеся в оруденелых породах.

Носителями фтора и хлора в траппах являются апатит, биотит, амфибол, а в метасоматически измененных породах дополнительно появляются везувиан, апофиллит, флюорит [Рябов, Золотухин, 1977; Рябов, 1989в]. Принимая во внимание особенности распределения этих минералов в разрезах рудоносных интрузий, выявляются верхняя и нижняя зоны накопления галогенов, совпадаюшие и обрамляюшие горизонты рудоносных пород. Количество галогенсодержаших минералов в ВЭЗ порою достигает нескольких процентов.

Необходимо также отметить обнаруженные нами на Талнахе, а в дальнейшем норильскими геологами в районах рек Микчанда и Имангда не характерные для северо–запада платформы залежи каменной соли [Рябов, Соколова, 1970]. Расположение залежей галита в ореоле Талнахской интрузии (рис. 5.9) представляет несомненный интерес на предмет возможного участия Na и Cl в процессах петрогенеза, как источник Na для мошных ореолов альбититов вокруг интрузии, а хлор — как агент рудообразования.

По результатам изотопных исследований благородных газов (рис. 5. 10), связанные с Талнахской рудоносной интрузией флюиды имели незначительную долю мантийного гелия и очень высокую долю атмосферного аргона [Неручев, Прасолов, 1995]. Это является аргументом в пользу корового источника основной массы флюидов, т. е. мобилизации летучих из осадочной толщи пород.

Состав газа и его реакционная способность при просачивании сквозь расплав изменялись в соответствии с эволюцией физико–химических параметров состояния магматической системы [Горбачев, 1989; Никольский, 1987]. В процессе миграции летучие избирательно экстрагировали из расплава рудогенные элементы, создавая в тыловых частях магматической колонны области истошенных этими элементами расплавов (пород) и накапливая руды в голове колонны.

5.4.2. Флюидно–магматическая дифференциация в траппах

Известно, что присутствие летучих в расплаве в значительной мере изменяет ход его эволюции, способствует флюидно–магматической дифференциации [Маракушев и др., 1982; Жариков, 1976], метамагматизму [Коржинский, 1973], стимулирует ферритизацию и сульфуризацию [Павлов, 1979, 1983; Альмухамедов, Медведев, 1982], снижает температуру кристаллизации [Заварицкий, Соболев, 1961] и т. д. Помимо каталитического участия в различных реакциях флюиды при взаимодействии с расплавом выполняют важную роль в экстракции и переносе различных химических компонентов и в определении форм их нахождения. Рассмотрим некоторые следствия флюидно–магматической дифференциации в траппах.

Ограниченная растворимость летучих в базитовых расплавах приводит к обособлению флюидонасыщенных расплавов от "сухих" по типу несмешиваюшихся жидкостей [Лебедев, 1957; Рябов, 1989в]. В связи с этим, "газовые пузыри" — участки, изобилуюшие миндалинами, в базальтах и проявления метадиоритов в покровах пикритовых базальтов можно рассматривать как отделившиеся от "сухих" флюидонасыщенные жидкости. Сходную природу имеют шлиры габбро–пег-

матитов, располагающиеся в пойкилоофитовых габбро–долеритах в ряде трапповых интрузий [Лебедев, 1957; Масайтис, 1958; Рябов, 1989в].

Принимая во внимание известную склонность железистых расплавов к ликвации [Реддер, 1954, 1983], особенно при повышенных концентрациях фтора и фосфора [Григорьев, 1935, Фишер, 1954], можно с уверенностью предполагать широкое проявление флюидно–магматической (ликвационной) дифференциации в обогащенных летучими ВЭЗ трапповых интрузий [Рябов, 1989в]. Вышеуказанные химические компоненты являются активными агентами ликвации и повышение их концентрации стимулирует расслоение расплава на несмешивающиеся жидкости. Неопровержимыми доказательствами существования силикатно–силикатной и рудно–силикатной (силикатно–солевой) ликвации в траппах являются находки стекла в стекле и рудных шариков в стекле (пасп. 226).

Сосуществующие ликвационные стекла имеют пироксеннормативный или феррогаббровый мафический состав и кварц–полевошпатнормативный или гранофировый сиалический (рис. 5.11). Химический состав гомогенных и частично раскристаллизованных ликвационных стекол охва-

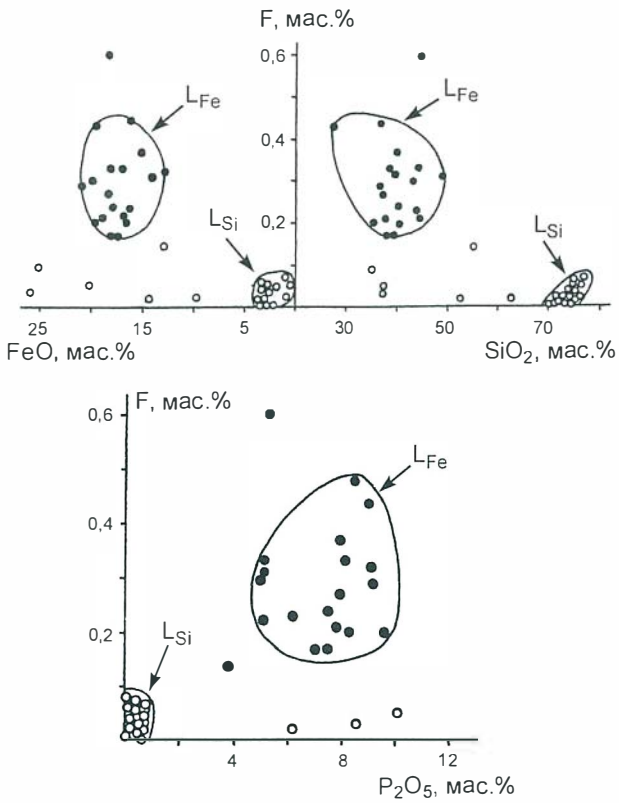


Рис. 5.11. Распределение фтора и фосфора между мафическими (L_{Fe}) и сиалическими (L_{Si}) жидкостями в сосуществующих ликвационных стеклах [Рябов, 1989в].

тывает, как было выше показано (см. рис. 5.5), практически все разнообразие известных по Дэли изверженных пород, что позволяет высоко оценить возможности механизма флюидно–магматической ликвационной дифференциации. Применительно к траппам экспериментально подтверждено базит–гипербазитовое и феррогаббро–гранофировое расщепление расплава.

Базальтовые и трахибазальтовые расплавы являются потенциально склонными к ликвации. Эта склонность проявляется, в частности, в широко развитой в них горошчатости, отражающей пойкилоофитовую структуру пород. Горошины и мезостазис, представляющие клинопироксен и толеитовое стекло (или палагонит) являются продуктами ликвационного расщепления базальтового расплава на сосуществующие пироксеннормативную и кварц–полевошпатнормативную жидкости [Рябов, 1989в]. Горошчатость характерна для обогащенных летучими расплавов, и флюиды в них выступают агентом ликвации. Рост количества летучих снизу вверх по разрезу интрузии горы Пегматитовой отразился в повышении количества апатита и P_2O_5 и в увеличении диаметра горошин (см. рис. 3.37).

В ликвационных стеклах отчетливо проявляется накопление летучих в одной из отликвировавших силикатных жидкостей, образующей пересыщенный флюидами расплав. Это можно видеть на диаграммах (см. рис. 5.11), где показано, что P_2O_5 и F концентрируются в мафических жидкостях — L_{Fe} (до 9,58 и 0,6 мас.% соответственно). Такие содержания летучих явно пересыщают расплав и стимулируют следующий этап ликвации, который приводит к образованию рудной жидкости, а также к обособлению самостоятельной газовой фазы, равновесной с флюидизированным расплавом. Можно предполагать, что именно таким образом возникают свободные флюиды, которые при взаимодействии с породами рамы дополнительно обогащаются их компонентами, а также производят экстракцию рудогенных металлов из расплава и транспортировку их к местам накопления.

Важным следствием флюидно–магматической дифференциации является то, что в результате расщепления силикатной магмы летучая фаза концентрируется в гипербазитовой жидкости и создает флюидизированный расплав, потенциально склонный к экстракции и переносу различных химических элементов. Подтверждением флюидонасыщенности гипербазитовой жидкости является широко проявленная в пикритовых лавах внутрипокровная флюидно–магматическая дифференциация и приуроченность капле-

видных сульфидных вкрапленников к пикритовым габбро–долеритам в норильских интрузиях.

Примером петрогенетической роли ликвационной дифференциации в базитах Сибирской платформы является ассоциация контрастных по составу пород ВЭЗ — гранофиров и феррогаббро в Аламджахской, Анакитской, Среднедудинской и др. интрузиях. Считается, что кристаллизация базитового расплава по скаергардской схеме, которой следуют трапповые интрузии, на основной стадии процесса идет по пути повышения $K_{ф}$ при незначительных вариациях содержания SiO_2 (см. рис. 5.1), а на заключительной — резко меняет направление в сторону роста или падения SiO_2, которое сопровождается незначительным увеличением $K_{ф}$ Разделение вариационной линии основного этапа кристаллизации на два разнонаправленных на заключительных этапах магматического процесса направления вызвано силикатно–силикатной ликвацией базитового расплава на две жидкости, отвечающих по составу феррогаббро и гранофиру. На диаграмме AFM это расслоение проявляется в виде ветвей, из которых одна указывает на накопление железа, а другая — шелочей.

Основанием для такой трактовки кристаллизационного тренда явились экспериментальные исследования [MacBirney, Nakamura, 1974], которые, применительно к интрузии Скаергард при близких к природным условиям, получили несмешиваюшиеся жидкости, отвечаюшие по составу гранофирам и феррогаббро. Другим подтверждением ликвационной природы этих пород в траппах является близость их состава мафическим и сиалическим стеклам, которое можно видеть на диаграмме рис. 5.1.

Температурные условия протекания процесса силикатно–силикатной ликвации, по данным прямых определений температур гомогенизации расплава во включениях, оцениваются в 1250–850 °С [Панков, 1984; Рябов и др., 1985а, в; Тихоненков и др., 1985]. Эти данные вполне сопоставимы с известными материалами по температурам гомогенизации из пород других регионов [Philpotts, 1979, 1982; Красов, Клоккьятти, 1979; Бабанский и др., 1985].

Сходство компонентного состава в ВЭЗ Талнаха и Хунгтукуна убеждают нас в тождественности происходяших в них процессов [Рябов и др., 1985в, 1988, 1989в]. При активном участии летучих в ВЭЗ Верхнеталнахской интрузии осуществлялась флюидно–магматическая дифференциация, сходная с ВЭЗ Хунгтукунской интрузии, но существуюшие различия в геохимической специализации расплавов этих массивов предопределили своеобразие пород и оруденения в каждом из них. В Хунгтукуне в ВЭЗ находятся проявления самородного железа и никелистого железа с изоморфными платиноидами, меди, карбидов, а на Талнахе — платиноидов, самородной меди, сульфидов, хромитов. Важно отметить, что, несмотря на низкий кларк никеля и платиноидов в базитовых расплавах, в ВЭЗ Хунгтукунской интрузии, тем не менее, обнаружены высоконикелистая рудная фаза — камасит и скопления платиноидов до 11 г/т [Олейников и др., 1997, 1999; Рябов, Аношин, 1999], что также подтверждает сходство механизмов рудообразования в ВЭЗ трапповых интрузий.

Подтверждением фиюидно–магматичеекой дифференциации в ВЭЗ норильских интрузий являются широкое проявление глобулярных текстур с участием летучесодержащих минералов (см. пасп. 96; 107), обилие последних, а также каплевидные формы выделения сульфидов и, наконец, скопления хромшпинелидов до 40–60 об.% с резкими ограничениями и находки необычных хромитовых плагиоклазитов [Рябов, 1984, 1989 в]. Нам представляется, что формирование платинохромитовой минерализации в ВЭЗ норильских интрузий нельзя объяснить никаким другим механизмом, кроме флюидно–магматической дифференциации с флюидным переносом рудогенных элементов.

Симптоматичным оказывается проявление пикритовых габбро–долеритов в ВЭЗ Хунгтукуна и Талнаха. Расположение пикритов в ассоциациях с желваками α-Fe в Хунгтукунской интрузии дало основание считать их продуктом кристаллизации расплава при участии восстановительных флюидов, которые привели к истощению силикатной жидкости железом и относительному увеличению содержания магнезии до 21,03 мас.% [Рябов, 1986; 1989в]. Сходный механизм предполагается для объяснения верхних пикритов норильских интрузий, хотя не исключается самостоятельная “струя” несмесимого с базитовым пикритоидного расплава, как это было видно на примере Микчанды.

Как результат взаимодействия флюидов с магматическим расплавом (гомогенным или гетерогенным) находит объяснение повышенная магнезиальность пород ВЭЗ интрузий, а также связь сульфидных руд с основными пегматоидами и широкие вариации состава последних от существенно полевошпатовых лейкогаббро–такситов до существенно оливиновых и пироксеновых обособлений в обломках магматогенной брекчии. Экспериментально установлено, что в процессе сульфуризации количество железа в расплаве уменьшается пропорционально избыточной сере, в результате чего происходит рост маг-

незиальности остаточной жидкости (см. рис. 1.11). Можно с уверенностью предполагать, что в системе с избыточной серой будут кристаллизоваться фемические минералы более высокой магнезиальности, нежели в расплаве без серы. Кроме того, известно [Горбачев, 1989], что рост S, F, Cl в составе флюидов приводит к увеличению в них MgO, т. е. флюиды являются переносчиками последнего и могут вызвать повышение магнезиальности расплава. С другой стороны, флюиды способствуют формированию существенно полевошпатовых пород, что можно видеть на известной диаграмме диопсид—анортит—вода [Заварицкий, Соболев, 1961], из которой следует, что в безводной системе соотношение Ди : Ан составляет 60 : 40, а при p_{H_2O} = 5000 бар оно изменяется до 28 : 72. Принципиальная схема дебазификации расплава при такситообразовании приводится в работе [Коржинский, 1973].

Термодинамические расчеты показали, что в результате сульфуризации и ферритизации в реальных *PT*–условиях магматического процесса в камерах норильских интрузий может осуществляться перераспределение вещества с образованием, с одной стороны, истощенного железом шпинель–форстеритового парагенезиса магнезиальных скарнов, а с другой — полевошпатовой и(или) клинопироксеновой породы, обогащенной сульфидами и(или) магнетитом [Рябов, Павлов, 1984]. Проведенные расчеты позволяют объяснять не только рудонасыщенность такситовых горизонтов, но и широкое проявление в магматогенной брекчии Хараелаха оливинов низкой железистости (до форстеритов) без прохождения ими состояния расплава.

По аналогии с ВЭЗ интрузий, формирование пород приподошвенных частей контролировалось также флюидным режимом. Принимая во внимание высокую флюидонасыщенность горизонта нижних такситов, находят объяснение наибольшая рудонасыщенность этих пород и возникающие вверх и вниз от них направленные изменения вещественного состава пород. С учетом деятельности флюидов становится понятным увеличение степени преобразования пород в разрезе интрузии по мере приближения к горизонту пегматоидов от пикритов через такситизированные пикриты до такситов с реликтами гранулированного оливина. В этом же направлении происходит истощение пород хромом и силикатным никелем. Наоборот, по мере удаления от такситов в разрезе пикритового горизонта происходит рост хромистости пород вплоть до богатых хромитом габбро–долеритов в верхней части этого слоя, а обогащенные галогенами биотитизированные породы сверху и снизу обрамляют такситовый горизонт и сопровождают руды.

5.5. РУДООБРАЗОВАНИЕ В ТРАППАХ

Для объяснения генезиса месторождения, как известно, необходимо в соответствии с геологическими данными установить источник рудного вещества, а также выявить и обосновать возможные физико–химические условия переноса и отложения рудных компонентов. Попытка решения такой задачи была предпринята нами для объяснения генезиса руд α-Fe [Рябов и др., 1984, 1985в; и др.]. В результате выяснилось, что источником железа была сама базитовая магма, под действием восстановительных флюидов местного и ювенильного происхождения в ВЭЗ интрузии происходило ликвационное расщепление расплава с отделением рудной жидкости. Реальность процесса подтверждалась геологическими материалами, термодинамическими расчетами и находилась в соответствии с известными экспериментальными данными [Рябов, 1989в; и др.].

К норильским расслоенным интрузиям приурочены Pt–Cu–Ni–сульфидные и Pt–малосульфидные месторождения. Тесная связь платиноидов с сульфидами в этих месторождениях явилась для многих геологов основанием отождествлять происхождение рудных скоплений.

Сульфидные месторождения. Проблема происхождения сульфидных руд норильских месторождений на протяжении многих лет не находит окончательного решения и широко обсуждается в геологической литературе. Среди различных генетических представлений, как уже говорилось, можно выделить две основные группы концепций: магматические и постмагматические (метасоматическая и гидротермальная).

Среди магматических концепций наиболее популярной среди геологов является ликвационная, обоснование которой приводится уже в ранних работах по норильским месторождениям В. К. Котульского [1948], М. Н. Годлевского [1959, 1967, 1968], Н. Н. Урванцева [1959] и др. Исходя из этой гипотезы, изначально гомогенная никеленосная магма в результате изменения физико–химических условий (температуры, частичной кристаллизации, ассимиляции вмешающих пород и т.п.) расщепилась на несмешивающиеся сульфидную и силикатную жидкости. Различия в удельном весе жидкостей привели к гравитационному накоплению сульфидов, в придонных частях интрузий в виде вкрапленных и сплошных руд. Сульфидно–силикатное расслоение, по мнению одних геологов, происходило в современных камерах, а других — в про-

межуточных или глубинных очагах [Коровяков и др., 1963; Лихачев, 1978; Олейников, 1979; Генкин и др., 1981; и др.].

Экспериментальным обоснованием концепции являются исследования Я. И. Ольшанского [1951] в системе Fe — FeS — FeO — SiO_2. В дальнейшем эта система детализировалась, и появились материалы по многим другим системам с участием различных рудных компонентов, используемые специалистами в области рудных месторождений. Принципиальная схема эволюции расплава в процессе кристаллизации с элементами ликвации показана на модельной диаграмме силикаты габбро — сульфиды — оксиды (рис. 5.12), построенной с использованием частных диаграмм двух — и трехкомпонентных систем [Смит, 1968]. Из нее можно получить представление о последовательности кристаллизации расплава с различной изначальной насыщенностью сульфидами и переменным значением отношения Fe^{3+}/Fe^{2+}.

Система геологических доказательств ликвационной природы норильских руд рассматривается в ряде работ сторонников этой концепции. Главными аргументами ликвации являются каплевидные формы сульфидных вкрапленников в габбро–долеритах, их расслоенность, устойчивый рудно–силикатный парагенезис минералов, зональность руд и пр. [Генкин и др., 1981]. М. Н. Годлевский [1961 с. 79] высказал уверенность в том, что "твердыней ликвационно–магматической гипотезы, противостоящей всем нападкам гидротермальной, по–прежнему, являются сингенетические вкрапленные руды". Этот наиболее убедительный аргумент до сих пор никем не был опровергнут.

Метасоматическая (инфильтрационно–автометасоматическая) концепция на протяжении многих лет развивается В. В. Золотухиным [1964, 1971; и др.] и рядом других геологов [Гулин и др., 1968; Горяинов, 1969; Гулин, Сухов, 1973; Тарасов, 1976; и др.]. Согласно этой гипотезе, формирование сульфидных месторождений происходит при взаимодействии глубинных флюидов с уже закристаллизованными, но еше раскаленными породами массива вдоль проницаемых зон. Метасоматическое рудообразование идет в полном соответствии с кислотно–основным взаимодействием в постмагматических растворах, по Д. С. Коржинскому [Золотухин, 1965].

Экспериментальным подтверждением реальности метасоматического образования сульфидов в результате реакции серы с твердыми ультраосновными породами являются опыты [Killerud, Yoder, 1965]. Позднее экспериментально была показана возможность формирования сульфидов (сульфуризация) при взаимодействии серы, независимо от ее состояния в растворах, в газообразном состоянии или в виде конденсированной серосодержащей фазы, с железом силикатов или с расплавом, причем процесс может идти в широком диапазоне *PT*–условий магматического и постмагматического процессов [Петренко, и др., 1974; Некрасов, Горбачев, 1978; Адьмухамедов, Медведев, 1982; Арутюнян, 1986; и др.].

Д. С. Коржинский [1973] связывает формирование оруделеных такситовых габбро–долеритов норильских месторождений с метамагматической сульфуризацией при активном участии флюидов. Он полагает, что этим же процессом обусловлено образование здесь части ликвационно–вкрапленных руд [Петрографический словарь, 1981]. Сходных представлений придерживаются И. А. Наторхин с соавторами [1977].

Концепция магматогенной сульфуризации применительно к норильским месторождениям развивается А. И. Альмухамедовым и И. Я. Медведевым [1982]. Авторы полагают, что глубинные расплавы недосыщены серой, а насыщение их происходит в промежуточных очагах за счет серы осадочных пород. Насыщение силикатного расплава серой приводит к образованию сульфидной жидкости, которая испытывает гравитационную сепарацию в камерах интрузий. В их работе магматическая сульфуризация противопоставляется рудно–силикатной ликвации. Исходя из низкой растворимости серы в базальтовых расплавах, они отводят весьма скромную роль ликвации, допус-

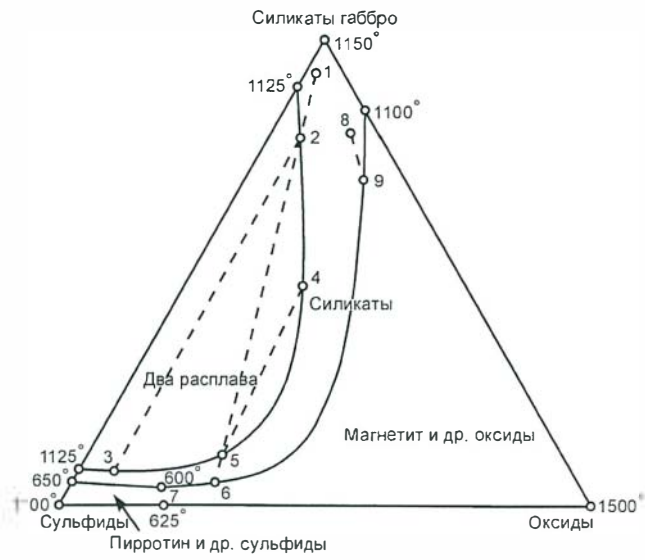


Рис. 5.12. Ориентировочная диаграмма плавкости системы пирротин—магнетит—силикаты габбро, показанная в виде тройной системы, не зависящей от давления [Смит. 1968].

Штриховые вспомогательные линии иллюстрируют пути изменения составов жидкостей при кристаллизации из точек 1 и 8.

кая образование незначительного количества сульфидной жидкости при действии этого механизма. Наряду с этим, цитируемые авторы, ссылаются [с. 97, там же] на эксперименты Д. Хейтона и др., которые "показали, что насыщение базальтового расплава серой через газовую фазу сопровождается образованием несмешивающейся сульфидной жидкости". В иллюстрациях к работе [Альмухамедов, Медведев, 1982] также видно, что сульфидная жидкость в силикатной образует тонкую эмульсию, то есть эксперименты по магматической сульфуризации закончились у них появлением ликвационной картины.

Характеризуя магматическую сульфуризацию, В. В. Золотухин [1988, с. 174] считает, что "если сера привносится в расплав глубинными флюидами или из вмещающих пород, то она будет взаимодействовать с рудными элементами силикатного расплава с образованием сульфидов, но процесс уже будет не ликвацией, а сульфуризацией", даже на стадии взаимодействия серы с расплавом этот процесс не является рудно–силикатной ликвацией [Золотухин, Малюк, 1985].

Нам представляется, что совершенно нет оснований противопоставлять магматическую сульфуризацию и сульфидно–силикатную ликвацию. Эти понятия отражают единое явление: сульфуризация — химическую реакцию, в результате которой образуется сульфид, а ликвация — несмешивающийся характер взаимоотношения двух образовавшихся жидкостей: сульфидной и силикатной. То же самое происходит в ферритно–силикатных системах при образовании окисно–рудных жидкостей [Павлов, 1979].

Агентами ликвации могут быть хром, титан, железо и другие металлы, избыточные концентрации которых при прочих благоприятных условиях могут стимулировать расщепление расплавов [Рябов, 1989в]. Одним из наиболее сильных агентов ликвации, как известно, являются различного состава флюиды.

Жидкостная несмешиваемость появляется в случае насыщения расплава летучими, которое может возникнуть при частичной закристаллизации первоначально недосыщенного серой расплава, как в случае, описанном в толеитах кратера Алаэ [Скиннер, Пэк, 1973], так и в результате дополнительного подтока серосодержащих летучих из глубинных частей кристаллизующегося расплава магматической колонны. Обогащение расплава летучими приводит к отделению флюидонасыщенных расплавов от сухих и к различным явлениям внутри богатых летучими жидкостей: флюидно–магматической или силикатно–солевой дифференциации, ликвации, магматической ферритизации и сульфуризации (сульфидизации), которые описаны в литературе [Левинсон–Лессинг, 1935; Коржинский, 1973; Золотухин, 1964, 1988; Павлов, 1979; Альмухамедов, Медведев, 1982; Маракушев и др., 1982; и др.]. По сути перечисленные явления отражают один многоликий процесс взаимодействия флюид—расплав, а использование того или иного термина, скорее всего, связано с желанием геологов подчеркнуть физическую, химическую, генетическую и другие стороны процесса.

В последнее время наряду с флюидно–магматической дифференциацией широко используется понятие флюидно–магматическое взаимодействие, которое учитывает динамический характер взаимодействия флюидов с расплавом в эволюционирующей рудно–магматической системе. В результате флюидно–магматического взаимодействия может возникнуть ликвационная ситуация или будет осуществляться перераспределение химических элементов, которое опять–таки может привести к расщеплению жидкостей. Такое понятие приложимо, в частности, к формированию Талнахского рудного узла и проявляющихся в нем истощенной рудогенными металлами Нижнеталнахской и рудоносной Верхнеталнахской интрузиям.

Многие вопросы формирования основных пегматоидов и рудообразования могут быть сняты, если предположить, что внедряющийся в современную камеру расслоенный расплав был обогащен летучими, объем последних в ходе консолидации нарастал, и миграция их осуществлялась вдоль тепловых флюидопроводников, которыми служили зоны ВЭЗ и НЭЗ. Высокая доля серы в составе флюидов приводила к магматогенной сульфуризации, которая могла осуществляться на всем протяжении магматического процесса, начиная с глубинных очагов, в каналах при движении расплава и в гипабиссальной камере. Судя по текстурам вкрапленных руд, можно думать, что основная масса сульфидов в них образовалась в результате сульфуризации и сульфидно–силикатной ликвации. Аргументом в пользу появления сульфидов лишь в интрузивной камере или в подводящем канале и отсутствия их в достаточных количествах в глубинном и промежуточном очаге свидетельствует наличие руд в пикритовых габбро–долеритах норильских интрузий и отсутствие сульфидных сегрегаций в их эффузивных комагматах — пикритовых базальтах, о чем писали [Золотухин, Малюк, 1985], а также уменьшение рудонасыщенности пород в направлении к прикорневым частям массива. О камерной природе руд говорят также включения сульфидных шариков в плагиоклазе, пироксенах и регенерированных оливинах Верхнеталь-

нахской интрузии [Ворцепнев, 1978], которые кристаллизовались в гипабиссальных условиях, связь богатых никелем руд с горизонтами пикритовых габбро–долеритов [Смирнов, 1966; Иванов и др., 1971] и, наконец, неравновесные ассоциации рудных и силикатных фаз. Каплевидные руды образуются в результате адгезии — слипания тонкодисперсной эмульсии в шарики и капли, а не в результате разбиения глубинной струи сульфидной жидкости на сравнительно равномерно распределенные в горизонте пикритов вкрапленники. Образование вкрапленных руд в современной камере и магматическая их природа значительно облегчают объяснение всех тонкостей вертикальной зональности вещественного состава оруденелых пород в различных пересечениях месторождения, о чем писали [Годлевский, 1971; Смирнов, 1966; Наторхин и др., 1977; Генкин и др., 1981].

Гравитационный эффект и высокая жидкотекучесть сульфидного расплава [Ольшанский, 1948, Арутюнян, 1977; Траскин и др., 1988] могут приводить к образованию больших скоплений руд и к дальнейшей миграции их в виде подвижных рудных магм. Термометрические исследования микровключений (стекло + рудная фаза + газ) из минералов–переплавов, расположенных в ближнем экзоконтакте массивных сульфидных руд Верхнеталнахской интрузии позволили установить температуру начала плавления стекла при 820–840 °С и полной их гомогенизации при 920–950 °С [Зотов и др., 1977]. По мнению авторов, это является подтверждением образования сплошных руд из сульфидного расплава.

Вполне естественно допускать, что по мере консолидации интрузии и формирования сингенетических магматогенных руд, флюиды не пропадают бесследно, а продолжают участвовать в постмагматическом процессе при формировании метасоматических рудных и силикатных новообразований. Активная деятельность флюидов на этом этапе проявляется в перераспределении химических элементов, создании метасоматической зональности, метасоматических руд и т.п., которые в этой работе не рассматриваются.

Наиболее удовлетворительно источник серы для норильских руд объясняет точка зрения, по которой допускается вовлечение в рудообразующий процесс серы осадочных сульфатов [Годлевский, 1967; и др.]. Как уже отмечалось, существует представление, что 2/3 серы выносится из подкоровых очагов и 1/3 ассимилирована из осадочных гипс–ангидритовых пород. Исходя из этой посылки, находят объяснение большой объем сульфидных масс норильских месторождений и повышение в сульфидах доли тяжелого изотопа серы [Годлевский, 1967; Гриненко, Гриненко, 1967; Гриненко, 1987]. Наряду с этим, ассимиляция сульфата кальция должна была значительно повысить известковистость расплава рудоносных интрузий в отличие от безрудных, что также отразилось бы в появлении определенных высококальциевых минеральных фаз. Однако известные из литературы материалы по петрохимии свидетельствуют об отсутствии значимых различий по содержанию CaO в одноименных породах и в целом в рудоносных и безрудных объектах. Это говорит о том, что если сера и заимствовалась из осадочных пород, то кальций при этом оставался инертным. Кроме того, привлекая в качестве источника серы осадочные сульфаты, возникает проблема механизма восстановления ее до сульфидной формы. Выход из этого положения некоторые геологи видят в восстановительном действии пластов каменного угля пород тунгусской серии пермокарбона. В этой связи нужно отметить, что основная масса сульфидных руд норильских месторождений залегает в породах более низких стратиграфических горизонтов в безугольном девоне и поэтому роль каменных углей в качестве восстановителей представляется сомнительной.

При изучении газовой фазы в породах Норильского района и Кольского полуострова было установлено, что в рудоносных интрузиях преобладает водород и азот, а в безрудных — метан [Неручев, 1987, 1988; Неручев, Прасолов, 1995]. На основании полученных данных эти авторы приходят к выводу о том, что в магмах рудоносных интрузий, таких как Верхнеталнахская, большую роль играл H_2, а в безрудных — типа Нижнефокинской интрузии — CH_4 (см. рис. 5.10). Можно предполагать, что во флюидах родоначальных магм всех вышеуказанных интрузий изначально преобладали углеводороды, а полученные масс–спектрометрическим анализом соотношения газов отражают ситуацию в породах магматических камер. В безрудных интрузиях состав газовой фазы сохранился без существенного изменения, а в рудоносных он претерпел трансформацию. Просачиваясь сквозь сульфатоносную толщу осадочных пород, флюиды изменили свой состав по схеме обменной реакции и реакции образования сульфидов

$$CaSO_4 + CH_4 = CaCO_3 + H_2S + H_2O,$$
$$H_2S + Me = MeS + H_2.$$

Эти реакции объясняют водородную специфику рудоносных интрузий, источник серы сульфидных месторождений и глубину зарождения сульфидной жидкости, которая определяется появлением сульфатов в породах рамы. Кроме того,

находит удовлетворительное объяснение вопрос сульфатного кальция, который остался на месте в осадочных породах в карбонатной форме и не известковал расплав, что следовало бы ожидать в случае ассимиляции магмой ангидрита. Наконец, в результате реакций появляется вода — растворитель галитовых залежей, активный катализатор различных реакций и важный компонент многих кислот, без которой тот же хлор оказывается инертным по отношению даже к железу [Павлов, 1975; Рябов, 1997; 1999].

Pt–малосульфидные месторождения в траповых интрузиях приурочены к пегматоидам ВЭЗ. Среди них выделяются три типа руд: Pt–хромитовый, Pt–бесхромитовый и Pt–графитовый (см. рис. 4.31) [Рябов, 1992а,в, 1994]. Одной из основных особенностей руд является высокая величина отношения ЭПГ/S (г/т : мас.%) варьирующая от 3 до 805, средняя около 50. Концентрация Pt + Pd 12–15 г/т отмечается в породах содержащих (мас.%): Cr — 1,5–2,3 и S — 0,19–0,25. Увеличение количества сульфидов в породе более 7 % сопровождается уменьшением содержания ЭПГ, а богатые и сплошные сульфидные руды ВЭЗ являются стерильными на полезные компоненты. Несмотря на низкие концентрации серы в Pt–малосульфидных рудах, их происхождение в норильских месторождениях по аналогии с зарубежными рассматривается с позиций сульфидной модели, хотя и упоминается высокая активность H_2, HCl, HF_2 и H_2O [Служеникин и др., 1994; Додин и др., 1994; и др.].

Нам представляется маловероятным, что такие низкие содержания серы во флюидах могли произвести столь масштабную и эффективную экстракцию кларковых содержаний в больших объемах расплава, и в дальнейшем создать месторождения. Вероятнее всего, сера в числе других летучих (CH_4, N_2 + CO; и др.] присутствовала в составе флюидов, но в подчиненном количестве, сульфиды являлись коллекторами благородных металлов, а главную экстрагирующую и транспортную роль выполняли галогены.

Важная роль галогенов в рудообразовании давно обсуждается в литературе, в том числе в отношении Pt–малосульфидных руд Бушвельда и Стиллуотера [Boudreau et. al., 1986; и др.]. На Сибирской платформе активное участие галогенов установлено при формировании ангаро–илимских железорудных месторождений [Д. И. Павлов, 1975] и магнетитовой лавы района оз. Хантайского [Рябов, 1997]. Участие галогенов в рудообразовании норильских месторождений отмечается проявлениями F и Cl–содержащих минералов: апатита, биотита, амфибола, Cl–джерфишерита, апофиллита, айоваита, F–графита, самостоятельной фазы хлорида Pd и др. Широким распространением пользуются хлориды в газово–жидких включениях, законсервированных в рудных и нерудных минералах [Горяинов, Андреева, 1972; и др.]. Наиболее высокие концентрации F нами определены в графитах — 10 мас.%, а Cl — в апатитах и биотитах — 5–7 мас.% (см. рис. 4.19). Диапазон составов биотитов из Pt–малосульфидных руд ВЭЗ охватывает практически все разнообразие составов слюд интрузии и ореола измененных пород вокруг нее. Распределение галогенов в биотитах говорит о том, что при переходе от Pt–сульфидных руд к Pt–малосульфидным в составе флюида происходило увеличение доли галогенов, которое сопровождалось повышением роли Cl и снижением F и S. Судя по минеральному составу Pt–малосульфидных руд, дополнительно можно отметить возросшую роль в них As, Sb, Se и Te [Рябов, 1992а; Служеникин, 1994].

Большой генетический интерес представляет Pt–графитовый [Рябов, 1992в] или Pt–Fe–металльный тип руд, связанный с самородным железом и приуроченный к пегматоидам ВЭЗ интрузий джалтул–хунгтукунского типа. Главными минералами этих руд являются: α-Fe (феррит), когенит, камасит, графит, герцинит, высокожелезистые силикаты, плагиоклаз, апатит, спорадически встречается троилит [Олейников и др., 1985; Рябов, 1989в].

Благородные металлы концентрируются в феррите и достигают (в г/т): Pt — 17,0; Pd — 42,0; Rh — 6,30; Os — 0,49; Au — 12,2; Ag — 2,32 [Копылова, Олейников, 1997]. Содержание Pt + Pd + Rh в валовых пробах руд Хунгтукуна по нашим данным достигает 9,20 г/т, а Джалтула—горы Озерной — 11,5 г/т. Между концентрациями благородных и цветных металлов отмечается прямая корреляционная связь. Содержание S в рудах α-Fe варьируют от 0 до 0,3 мас.%. В большинстве проб α-Fe количество сульфидов не превышает долей процента, а чаще они отсутствуют вообще. Благородные металлы находятся в феррите, предположительно, в виде изоморфной примеси [Копылова, Олейников, 1997; Рябов, Аношин, 1999].

На основании состава эвтектоидных срастаний минералов, данных термодинамических расчетов и экспериментов по гомогенизации расплавных включений (газ + рудная + силикатная фазы) в клинопироксенах установлено, что формирование платиноносных руд самородного железа происходило в результате ликвации базитового расплава в гипабиссальной камере с участи-

ем восстановительных флюидов при $T = 1220–900$ °С [Никольский, 1987].

Состав летучих в рудах α-Fe интрузии горы Озерная представлен H_2 (75 %), CH_4 (8 %), $N_2 + CO$ (15 %) и CO_2 (2 %) [Щуколюков и др., 1981]. Изотопный состав углерода ($\delta^{13}C_{PDB}$, ‰) в минералах из руд α-Fe Хунгтукуна соответствует: в графите (−1,35... −2,42), в когените — (−2,12...−2,96) и оказывается очень близким изотопному составу углерода из сапропелитов (−2,37), пласты которых располагаются в подстилающих интрузию осадочных доломитах [Рябов и др., 1985в]. Эти данные подтверждают возможность мобилизации расплавом летучих из осадочных пород рамы и фиксации их в различных минеральных видах. Можно предполагать также, что существенно водородный состав газов в рудах α-Fe обусловлен связыванием углерода в кристаллических фазах Fe_3C и графита.

Обнаружение этого типа руд является не только альтернативой сульфидной модели, но и показателем необходимости переоценки роли восстановительных флюидов, а также, возможно, H_3P и NH_3 в экстракции, переносе и накоплении ЭПГ в Pt–месторождениях. Проведенные геохимические исследования [Олейников и др., 1992], позволяют утверждать, что флюид H–C–фации активно транспортирует не только Ni, Co, Cu, но и Ge, Sn, а также Au и ЭПГ, которые концентрируются в металлической фазе.

5.6. РОЛЬ МИНЕРАЛОГО–ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В РЕШЕНИИ ПРОБЛЕМ ПЕТРОГЕНЕЗИСА И РУДООБРАЗОВАНИЯ

В работах многих исследователей неоднократно указывалось на высокую информативность главнейших породообразующих минералов базитов как показателей дифференциации магматического расплава [Соболев, 1986; Уэйджер, Браун, 1970; и др.]. Материалы по этому вопросу имеются в различных источниках. Они освещались в ряде наших работ [Рябов, 1974; Рябов, Золотухин, 1977, 1978; Поисковые критерии..., 1978; Магнезиальные базиты..., 1984; и др.] и поэтому здесь подробнее будет рассмотрена генетическая нагрузка, которую несут только два минеральных вида — оливин и хромит, чтобы показать насколько важны детальные онтогенические исследования для познания проблем петрогенезиса и рудообразования.

5.6.1. Онтогения оливина в траппах

Приведенный в настоящей работе фактографический материал убеждает нас в том, что для решения генетических задач большое значение имеют морфология кристаллов, количество минерала в породе и распределение его по разрезу тела, включения в минерале и характер вторичных преобразований, зональность, генерации минерала, ассоциации, взаимоотношения с другими фазами и, наконец, состав минерала и элементы–примеси в нем. Недооценка этих характеристик нередко приводит к неверным выводам, а использование их в комплексе с другими данными представляет надежную базу для генетических построений.

Онтогения Ол связана с основными проблемами траппов: исходным составом расплавов, внутрикамерной дифференциацией и рудообразованием. Проявления Ол в количестве 20–25 % в мандельштейнах пикритовых базальтов и в стекловатых корочках закала Нижнефокинской интрузии свидетельствуют о существовании самостоятельных пикритоидных расплавов. Увеличение количества Ол сверху вниз по разрезу интрузии горы Пегматитовой и сопряженный с этим рост его магнезиальности, повышение от кровли к подошве тела $NiO_{Ол}$, $NiO_{пор}$ и MgO в породе, а также закономерное изменение состава КлП в этом направлении являются доказательством существования фракционной кристаллизационно–гравитационной дифференциации и скрытой расслоенности.

Отсутствие Ол в контактовой фации норильских интрузий указывает на то, что внедрившийся в современную камеру расплав не имел состав оливинового или троктолитового габбро–долерита, как полагают многие геологи. Более того, распределение Ол по разрезу тела, состав минерала и ассоциирующие с ним фазы позволяют с уверенностью предполагать внедрение несмешивающихся толеит–базальтового и пикритоидного расплавов.

При петрографических исследованиях было обращено внимание на обилие в Ол закономерных вростков — структур распада твердых растворов. Наиболее часто они наблюдались в пикритовых габбро–долеритах рудоносных интрузий и сравнительно редко в безрудных объектах.

Закономерно ориентированные вростки в оливинах из различных магматических пород геологам были известны давно. Впервые они описаны в оливинах из перидотитов о. Рам в 1885 г. Дж. В. Джеддом. С того времени значительно увеличилось число находок и расширилась их география. Выяснилось, что эти вростки бывают представлены магнетитом, ильменитом, хромшпинелидом, пироксеном и рудно–силикатными срастаниями этих фаз. Обзор по этому вопросу имеется в ряде работ, в том числе [Ага-

фонов и др., 1974; и др.]. В этом же разделе приводятся некоторые суждения о природе этих вростков. Дополнительно можно отметить, что подобные вростки были описаны в оливинах из лунных образцов Реддером, Гаем и Беллом с соавторами и опубликованы в материалах II, III и VI научных конференций по изучению Луны [Putnis, 1979].

В настоящее время наиболее обоснованным, как геологически, так и теоретически, и экспериментально является представление о возникновении структур распада в оливине в результате повышения в расплаве p_{O_2}, то есть при высокотемпературном окислении [Haggerty, Baker, 1967; Champness, 1970; Goode, 1974; Nitsan, 1974; Puthus, 1979; Johston et al., 1984; и др.]. Проведенные этими авторами исследования показали, что морфология и состав продуктов высокотемпературного окисления прежде всего связаны с кинетикой процесса. В зависимости от температуры и p_{O_2} продуктами окисления могут быть форстерит, энстатит, SiO_2–фаза, магнетит и гематит. В экспериментах по окислению Ол при $P_{общ}$ = 1 атм К. Колтерман получил при T = 820 °С форстерит, аморфный SiO_2 и гематит, при 1080 °С форстерит, энстатит, кристобалит и магнетит [Champness, 1970]. В результате окисления железистого оливина происходит разрушение фаялитового компонента, а освободившийся кремнезем реагирует с форстеритовой компонентой с образованием энстатита [Goode, 1974]. Еще ранее экспериментально была прослежена вся последовательность окисления оливина [Haggerty, Beker, 1967]. В зависимости от режима p_{O_2} окисление может проходить быстро и полностью или частично с задержкой на той или иной стадии. Эти авторы в экспериментах проследили в широком диапазоне температур преобразования оливина. Оказалось, мелкие зерна оливина в интервале температур 600–1000 °С быстро переходят в Fo + Fe_2O_3, а более крупные — при небольшой по времени выдержке в диапазоне 830–1000 °С кристаллизуются в ассоциацию метастабильных фаз En + Fe_3O_4 + Fo + Fe_2O_3, которая при большой выдержке сменяется устойчивой ассоциацией Fo + Fe_2O_3.

Термодинамические расчеты Ю. Нитсана [Nitsan, 1974] реакций окисления оливина при 1 атм общего давления позволили установить области устойчивости оливинов определенного состава при изменении T и p_{O_2} и широкие возможности образования магнезиального оливина при увеличении p_{O_2} в большом диапазоне температур. Подобная диаграмма, связывающая логарифм летучести кислорода и температуру помещена на рис. 1.6. Дополнительно к вышесказанному следует, что железистость оливина при постоянной температуре уменьшается не только при повышении p_{O_2}, но и при его сильном понижении. Такой случай, по–видимому, имеет место в ВЭЗ Хунгтукунской интрузии с участием восстановительных флюидов [Рябов, 1989].

В пикритах Гавайских островов были описаны оторочки ортопироксена и опацита вокруг кристаллов оливина [Muir et. al., 1957], образование которых авторы предполагали за счет окисления в результате реакции $3Fe_2SiO_4 + 3Mg_2SiO_4 + O_2 = 2Fe_3O_4 + 6MgSiO_3$. Сходный механизм образования имеют ортопироксен — Fe–Mg — ферритовые симплектиты, развивающиеся по краям лерцолитовых ксенолитов из лав Кауаи в том же районе [Johnston, Stout, 1984]. Ф. Уокер и А. Польдеварт [1950] при изучении долеритов Карру приходят к выводу о том, что на магматической стадии в зависимости от температуры оливин может превращаться в ортопироксен или пижонит. Ряд геологов [С. Шэнд, К. Эсбенсен; и др.] цит. по Дир и др., 1966 реакционные каймы ортопироксена вокруг оливина в венцовых (коронарных или симплектитовых) структурах рассматривают как продукты окисления (Ол+H_2O).

Для траппов Сибирской платформы В. С. Соболев [1986] отмечает широкие преобразования Ол. В результате этого, как он пишет, в нормальных траппах Ол первой генерации отсутствует, в пикритах норильских интрузий он частично резорбируется, а в гиперстеновых диабазах ранний Ол в реакции с остаточным расплавом полностью растворяется с образованием ортопироксена.

Причина такой склонности Ол к преобразованиям заключается в структуре минерала, построенной из изолированных SiO_2 — тетраэдров, связанных Fe и Mg, которая оказывается очень неустойчивой к изменению физико–химических условий, легко окисляясь и резорбируя.

В процессе кристаллизации магматического расплава p_{O_2} неуклонно растет и в крайнем своем выражении приводит к его ферритизации и образованию магнетитовых руд [Павлов, 1979]. Наиболее активно процессы окисления происходят с участием флюидов, объем которых возрастает по мере раскристаллизации расплава и которые дополнительно поступают из глубинных частей магматической колонны.

Можно полагать, что высокотемпературное окисление оливинов и образование более магнезиальных разностей пользуется широким распространением в траппах. Принимая это во внимание, находят удовлетворительное объяснение

каймы обрастания оливина ортопироксеном или полное замещение первого вторым, наблюдаемые в пикритовых базальтах и габбро–долеритах ряда интрузий. В этой связи возможно новое объяснение широкого развития ортопироксена в габбро–долеритах интрузии горы Зуб — как результат окисления, в отличие от ранее привлекавшейся ассимиляции глинистых осадков [Годлевский, 1959]. Ход процесса высокотемпературного окисления в общих чертах можно видеть в пикритовых лавах, где быстрое падение температуры при высоком p_{O_2} приводит к полной или частичной опацитизации оливина или замещению его иддингситом или боулингитом, а кристаллизация в стабилизированных *PT*–условиях центральных частей потока отражается в обрастании оливина ортопироксеном, а в анкарамитовых разностях — в замещении его клинопироксеном. Примером высокотемпературного окисления оливина, по–видимому, являются анкарамиты Арылаха. Наконец, учитывая возможность высокотемпературного окисления Ол, теряется однозначность толкования находок магнезиальных оливинов в породах, приближающихся к среднему траппу, в качестве интерталлурических фаз, которые привлекают некоторые геологи [Олейников, 1979] для обоснования своих генетических концепций.

Экспериментальные исследования показали, что повышение pS_2 в расплаве и в системе с оливином, также как и в случае с p_{O_2}, приводит к повышению магнезиальности остаточной жидкости и минерала с образованием сульфида железа вместо оксида [Альмухамедов, Медведев, 1982; Naldrett et al., 1984, Арутюнян, 1986; и др.]. Интенсивность процесса здесь связана с давлением флюидов, при прочих благоприятных *PT*–условиях.

Применительно к Верхнеталнахской интрузии термодинамика этого процесса была рассмотрена нами ранее [Рябов, Павлов, 1984], где было показано, что при воздействии серосодержащих флюидов на пикритовые габбро–долериты возможно появление высокомагнезиальных оливинов (до форстеритов) и образование магнезиально–скарнового парагенезиса минералов.

В тесной зависимости от флюидного режима находится не только железистость Ол, но и поведение в нем изоморфных примесей, в частности силикатного никеля. Силикатный никель Ол как источник для сульфидных руд норильских месторождений рассматривался И. Д. Коровяковым [1960] и В. В. Золотухиным [1965, 1988; и др.]. В этой связи известна и критика таких представлений [Генкин и др., 1970; Гулин, Сухов, 1974; Тарасов, 1976].

Экспериментальные исследования по распределению Ni между оливином и сульфидной жидкостью показали, что поведение металла в значительной мере зависит от режима p_{O_2} и p_{S_2} [Naldrett et al., 1984; Арутюнян, 1986]. В недосыщенных серой расплавах высокое сродство Ni и S приводит к концентрированию металла в сульфидах и истощению им Ол [Арутюнян, 1986]. С ростом количества S в расплаве истощенность Ол никелем продолжает расти до определенного предела. В насыщенных серой жидкостях, если отсадки сульфидов не происходит, то есть если сульфиды не покидают систему или имеется различный процент отсадки, то никелистость Ол увеличивается по мере повышения сульфидной взвеси в расплаве. Изменение знака истощения Ол никелем на обогащение происходит после фракционирования 26 % оливина в присутствии 0,5 % сульфидов. При повышении количества взвешенной сульфидной фазы до 0,7 % никелистость Ол начинает расти. Природные примеры подобного явления были описаны нами ранее [Рябов, 1992б].

В отношении образования норильских руд можно отметить следующее. Пикритовые габбро–долериты по аналогии с одноименными базальтами содержали обогащенный силикатным никелем Ол. В богатой флюидами обстановке Ол оказался неустойчивым. В результате флюидно–магматического взаимодействия под влиянием серосодержащих газов происходила магматогенная сульфуризация с экстракцией силикатного никеля и отчасти железа из Ол, которая сопровождалась образованием сульфидной никеленосной жидкости и Ол более высокой магнезиальности. Такой механизм образования руд находится в соответствии с известными фактами сходства содержаний никеля в пикритовых базальтах и убогих сульфидных рудах пикритовых габбро–долеритов [Смирнов, 1966], в приуроченности никелистых руд к горизонтам пикритовых габбро–долеритов [Роговер, 1959; Золотухин, 1965] и в связи больших рудных концентраций с истощенными никелем высокомагнезиальными оливинами и породами, например, как в Хараелахской ветви Верхнеталнахской интрузии.

Одним из серьезных возражений против сульфидно–силикатной ликвации в камере интрузии является несоответствие, во–первых, объемов руд и силикатной массы, во–вторых, сульфидного и силикатного никеля в рудах и в предполагаемом источнике — оливинах пикритовых габбро–долеритов [Золотухин, 1971; Гулин, Сухов, 1973; Тарасов, 1976]. Этот вопрос может быть снят, если исходить из динамической модели сульфуризации с ликвацией, возникающих при

нарастании потока флюидов и перераспределении с их участием рудогенных элементов в масштабе всей магматической колонны. В таком случае повышение концентрации никеля в рудах головных частей колонны должны сопровождаться истощенностью этим элементом тыловых ее частей, что мы и видим при сопоставлении рудоносности Верхнеталнахской и Нижнеталнахской интрузий или Норильск–I и Нижненорильской интрузий. Большое значение перераспределения рудогенных компонентов в пределах магматической колонны отмечалось нами ранее [Рябов, 1981] с детальным петрологическим обоснованием на примере поведения хрома [Рябов, Якоби, 1981].

А. Налдретт и др [Naldrett et. al, 1984] на основании изучения материалов по коэффициентам разделения Ni/Mg в базит–гипербазитовых расплавах с различной сульфидной рудонасыщенностью пришли к выводу, что насыщенные сульфидами расплавы быстрее обедняются Ni относительно MgO, чем недосыщенные, а равновесие магмы с сульфидами приводит к значительному понижению отношения содержания Ni к содержанию форстеритового компонента. На примере массивов с различной рудонасыщенностью авторы показали возможность использования содержания Ni в оливине в качестве индикатора сортности сульфидных руд А. П. Кривенко с соавторами [1986], принимая во внимание эксперименты А. Налдретта и собственные материалы по безрудным и рудоносным расслоенным габброидным массивам, рекомендуют проводить прогнозирование рудоносных интрузивов с помощью критериев, основанных на оценке насыщенности расплава серой. Для оценки потенциальной никеленосности интрузий они предлагают использовать диаграмму ($Ni_{Ол} \times f_{Ол}$) — $Ni_{пор}$. Авторы считают, что "чем больший объем сульфидной фазы присутствует в системе, тем беднее никелем сосуществующий оливин" [с. 35], а повышенная концентрация Ni в породе при низком содержании его в оливине говорит о присутствии рассеянных сульфидов, сосуществующих с ранним оливином.

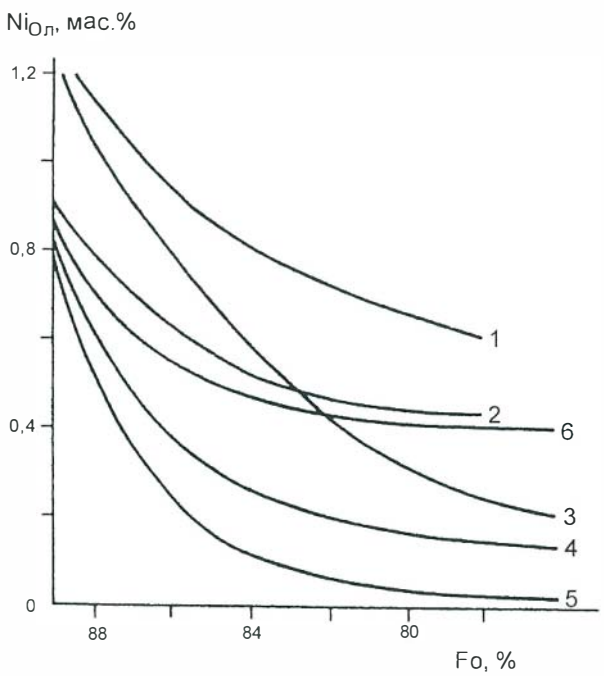


Рис. 5.13. Зависимость концентраций Ni от магнезиальности оливинов, образующихся при равновесной кристаллизации расплава [Арутюнян и др, 1988].

1 — силикатный расплав; 2 — сульфидно–силикатная система; 3 — фракционирование в силикатной системе; 4–6 — сульфидно–силикатная система с полной отсадкой сульфидной фазы (4), 50% отсадкой (5) и без отсадки сульфида (6).

В связи с этим, следует отметить, что фактор истощения тем или иным рудогенным компонентом как поисковый критерий на обнаружение рудных скоплений применительно к норильским объектам известен давно, однако, механизм процесса оказывается значительно сложнее простого перераспределения силикатной и сульфидной форм нахождения Ni в оливине и сульфидах. Несмотря на сходство тенденций поведения Ni в безрудных и оруденелых траппах с материалами экспериментов, на которых базируются критерии [Naldrett, et al., 1984; Кривенко и др., 1986], использование последних для целей прогнозирования в траппах в предлагаемом авторами виде нам представляется недостаточно обоснованным. Во–первых, в основе предлагаемого ими критерия лежит равновесная кристаллизация, а в траппах мы видим в ярком выражении неравновесную кристаллизацию. Во–вторых, не учтены различные тенденции поведения в недосыщенных и пересыщенных серой жидкостях (рис. 5.13), которые получены в экспериментах [Арутюнян, 1986]. Наконец, в–третьих, для вынесения суждения о перспективах никеленосности нужно знать геохимию Ni в оливинах конкретных типов пород, интрузий, формаций и т. д., которые имеют свои особенности, и все это без отрыва от онтогении минерала и петрологии массивов в целом.

Изучение поведения силикатного никеля в оливинах траппов (см. рис. 4.2) позволило выявить нормальный геохимический тренд для минерала из безрудных пород и отклонения от него полей рудоносных и сопутствующих им истощенных никелем минералов и пород. Экстракция Ni из оливинов при магматогенной сульфуризации подтверждается шлейфом точек с постепенным понижением никелистости оливина при

возрастающей его магнезиальности в ряду пород от такситизированных пикритов к такситам, троктолитам и магматогенной брекчии. Шлейф точек оливинов основных пегматоидов сечет нормальной геохимический тренд зависимости NiO — FeO в оливинах траппов, а оливины пикрит–троктолитовых габбро–долеритов истощенных никелем интрузий Нижнеталнахской и Нижненорильской находятся в поле пегматоидов, показывая их генетическое родство и причастность к флюидной обработке. Таким образом можно констатировать, что результаты исследования онтогении оливина в траппах, в том числе изучение геохимии силикатного никеля, являются важными для решения генетических задач и представляют собой минералогический критерий при оценке потенциально никеленосных массивов для обнаружения месторождений сульфидных никелевых руд.

5.6.2. Особенности кристаллизации хромита в траппах

Изучение геохимии хрома и особенностей распространения хромсодержащих минеральных фаз имеет большое петрологическое и рудогенетическое значение. Основными концентраторами хрома в производных толеит–базальтовых расплавов является клинопироксен, а пикритоидных — хромшпинелид и отчасти клинопироксен [Рябов, Золотухин, 1977].

Экспериментально установлено, что в толеитовом расплаве при $P_{общ}$ = 1 атм и p_{O_2} = 10–9 атм растворимость хрома возрастает от 200 до 1460 г/т при увеличении температуры с 1180 до 1300 °С [Colette, Pierre, 1982]. Наряду с этим, при постоянной температуре 1300 °С и повышении p_{O_2} от 10–9 до 10–3 атм происходит понижение растворимости от 1460 до 800 г/т.

Низкий кларк хрома в толеит–базальтовых расплавах предопределил отсутствие хромшпинелидов в базитах, а существующие небольшие концентрации элемента изоморфно входят в решетку ранних кристаллических фаз. Наиболее благоприятными для этого в базитах являются клинопироксены, в ядрах кристаллов которых могут накапливаться значительные содержания Cr_2O_3 до 1,44 мас.%. Если химический состав расплава, T и p_{O_2} оказываются оптимальными для кристаллизации больших количеств пироксена, то основная масса хрома может концентрироваться в его структуре [Рябов, Якоби, 1981]. Такая ситуация имела место, например, в массиве Маскокс [Ирвайн, Смит, 1973].

Существует представление, что скопления хромшпинелидов в траппах образовались за счет выщелачивания хрома из пироксенов [Золотухин, Васильев, 1976]. В. А. Шатков [1973] считает, что в норильских интрузиях смена хромистых ядер зональных кристаллов клинопироксена титанистой периферией связана с началом кристаллизации хромитов. М. Н. Годлевский с соавторами [1971] полагает, что в ходе эволюции магматической системы шпинель становится неустойчивой и разлагается, а содержащийся в ней хром переходит в расплав и сохраняется до начала кристаллизации зеленых клинопироксенов. Проведенные нами исследования показали, что геохимия хрома имеет свою специфику в продуктах кристаллизации толеит–базальтовых и пикритоидных расплавов и значительно усложняется при участии флюидов. Высокий кларк хрома в пикритоидных расплавах связан с более высокой растворимостью элемента в магнезиальных жидкостях и в продуктах кристаллизации этих расплавов представлен акцессорным хромитом. В пикритовых и троктолитовых габбро–долеритах кумулатах толеит–базальтовых расплавов, имеющих низкий кларк хрома, хромшпинелиды отсутствуют, несмотря на высокую магнезиальность пород. Примером изначально пикрит–базальтовых расплавов являются пикритовые лавы и габбро–долериты фокинского комплекса, а примером производных толеит–базальтовых магмапикрит–троктолитовые габбро–долериты моронговского комплекса и интрузий среднего течения р. Енисей.

Относительно места, времени и условий кристаллизации акцессорного хромита в пикритах существуют представления о его образовании как наиболее ранней фазы в промежуточном очаге [Олейников, 1979] и в современной камере [Генкин и др., 1979]. В. К. Степанов [1975] приходит к выводу, что, поскольку область существования шпинели имеется во всех системах, включающих сечение анортит–форстерит, то шпинель должна быть одной из первых кристаллизующихся фаз. Кроме того, появление шпинели определяется исходным составом расплава, в связи с чем в норильских интрузиях она должна быть, а в типичных трапповых — в принципе не должна возникать. Хромит, по его представлениям, относится к гистеромагматическим образованиям.

Судя по расчетным данным, формирование пикритовых габбро–долеритов различных интрузий, содержащих акцессорный хромит, происходило при снижении температуры с 1350 до 1100 °С и p_{O_2} от 10–4 до 10–7 [Золотухин, 1964; Золотухин, Васильев, 1967]. По другим данным, образование рассеянных хромитов имело место

при T = 1400–1150 °С и p_{O_2} = 10–6 — 10–7 атм [Генкин и др., 1979].

Относительно условий образования рассеянных хромитов наши данные совпадают с представлениями [Генкин и др., 1981], которые рассматривают минерал как раннюю фазу. Ход кристаллизации шпинелидов и сосуществующих с ними фаз можно проследить на диаграмме Р. Хилла и П. Реддера (рис. 5.14). Пикритовый расплав состава *A* будет эволюционировать по кривой *AB* с постепенным падением T и ростом p_{O_2}. Ранней шпинелевой фазой здесь является хромит, в ходе кристаллизации которого происходит уменьшение содержания Cr, Mg, Al и рост Ti и Fe, то есть то, что мы видим в пикритовых лавах Норильского района и в рассеянных хромитах пикритовых габбро–долеритов [Генкин и др., 1979; Рябов, 1984]. Как видно из диаграммы, изменение параметров состояния магматической системы по линии *AB* приводит к после-

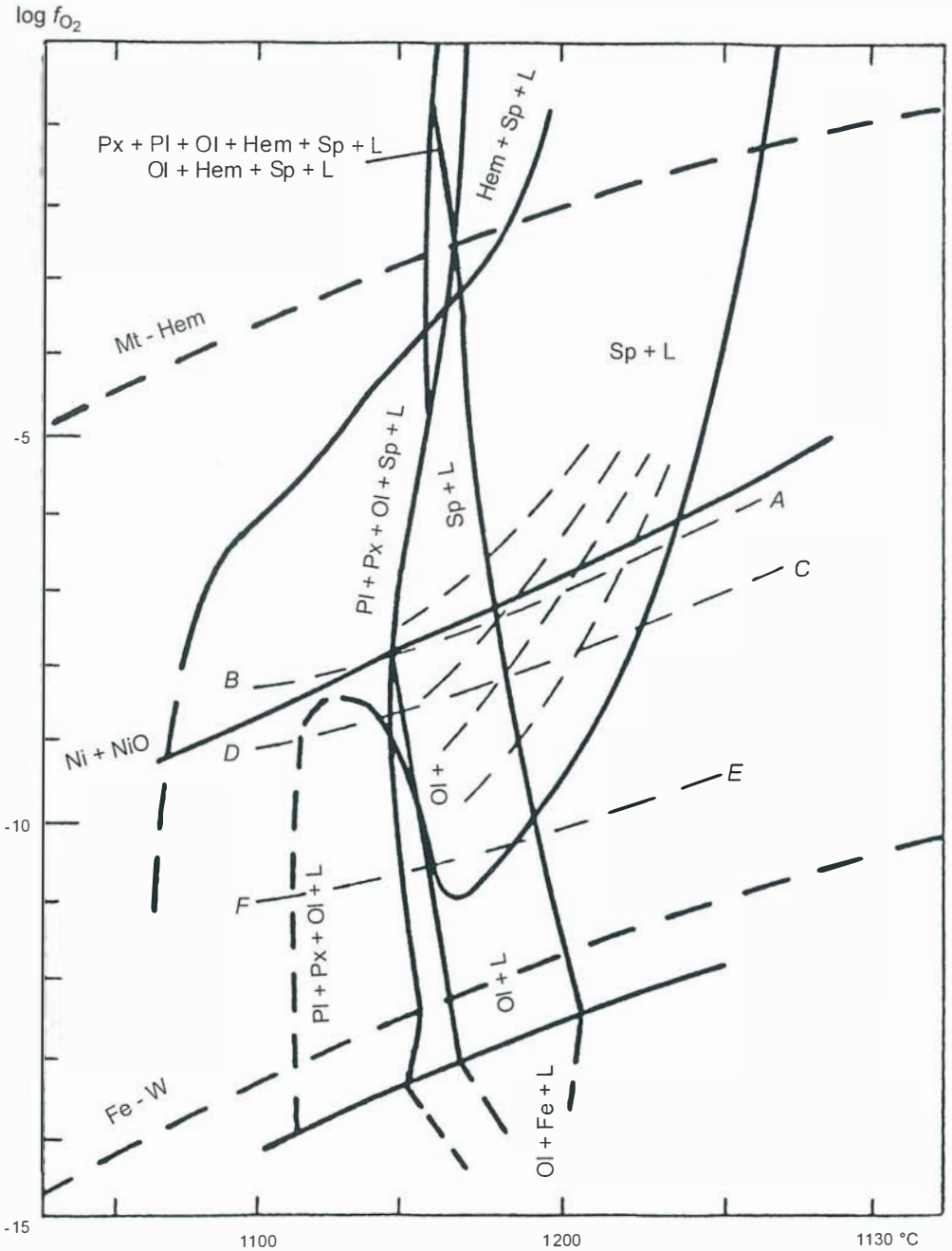


Рис. 5.14. Диаграмма $\log f_{O_2}$–T для шпинелидов и сосуществующих с ними фаз [Hill, Roedder, 1974].

L — расплав, Ol — оливин, Pl — плагиоклаз, Px — пироксен, Sp — шпинель, Hem — гематит, W — вюстит, Mt — магнетит, Fe — железо металлическое.

довательной смене парагенезисов (Sp + L) → → (Sp + Ol — L) → (Pl + Px + Sp + Ol + L).

Формирование хромитовых обособлений в горизонте пикритовых габбро–долеритов происходило при участии флюидов, которые стимулировали ликвационное рудно–силикатное расщепление жидкостей. Это подтверждается шарообразными формами рудных обособлений, резкими контактами их с безрудной матрицей, проявлением глобул с летучесодержащими минералами и сульфидами и т. д. [Генкин и др., 1981]. Мы разделяем представление цитируемых авторов на ликвационный механизм образования хромитовых скоплений, но нельзя согласиться с ними в том, что эти явления происходят в подошве пикритового слоя. Хромитовые обособления находятся в кровле пикритового горизонта, и это является дополнительным аргументом в пользу их флюидно–магматической природы, а в подошве слоя, наоборот, располагаются истощенные хромом пикритовые габбро–долериты, которые опять же подтверждают флюидный механизм перераспределения элемента и указывают на источник хрома и на место прохождения экстракции его в камерных условиях.

М. Б. Куделина с соавторами [1983] обратила внимание на то, что максимум концентрации хрома находится в кровле пикритового горизонта. Несмотря на это, цитируемые авторы традиционно используют механизм кристаллизационно–гравитационной дифференциации, в результате которого ранние тугоплавкие фазы (оливин и хромит) оседают на дно магматической камеры, которой у них, как ни странно, является кровля пикритового горизонта. Отсутствие хромита в низах пикритов и в такситах они объясняют тем, что эта часть интрузии представляет приконтактовую зону, которая уже была сформирована ко времени садки хромита и поэтому последние не могли достигнуть дна интрузивной камеры. С позиций их механизма, остается непонятной причина крайнего истощения (ниже кларка) хромом пикритов нижних частей горизонта, которые у них тоже кумулаты, форма проявления хромитов в виде скоплений, существование двух химических типов минерала, широкие вариации его состава, также сомнительна возможность гравитационной садки мельчайших зерен минерала и высокая степень сепарации хромита на границе оливиновых и пикритовых габбро–долеритов.

Время кристаллизации шпинелидов в процессе петрогенезиса довольно точно можно определить при петрографических исследованиях. В кровле горизонта пикритовых габбро–долеритов богатая Cr–Sp сыпь появилась после кристаллизации оливина и образования каплевидных сульфидных вкрапленников (рис. 5.15, *А*). Ее формирование предшествовало кристаллизации клинопироксена и плагиоклаза, о чем свидетельствует распространение Cr–Sp в породе независимо от фазовых границ этих силикатов, и даже в пределах одного отдельно взятого их кристалла (см. рис. 5.15, *Б, В*). В лейкогаббро ВЭЗ сыпь зерен Cr–Sp образовалась в интерстициях после кристаллизации крупных таблиц основного плагиоклаза первой генерации (см. рис. 5.15, *Г*), а пузырчатая структура породы с биотитом и амфиболом в пузырях и концентрирование шпинелидов вокруг пузырей палагонита (см. рис. 5.15, *В, Д*) указывают на связь рудной минерализации с летучими. Образование магнезиохромитов, хромовых диопсидов и уваровитов, содержащих Cr_2O_3 соответственно до 68,6; 5,2 и 12,5 мас.%, происходило при замещении Cr–Sp обособлений верхних такситов под действием высокотемпературных флюидов [Рябов и др., 1996].

Ведущая роль флюидов в перераспределении хрома и целого ряда других рудогенных элементов отчетливо проявилась в образовании платино–хромитового оруденения в ВЭЗ норильских интрузий. Широкое распространение здесь шарообразной формы рудных скоплений, глобулярных образований, летучесодержаших минералов и т. д., которые отчетливо видны на микрофотографиях пород ВЭЗ (см. том 2), позволило с уверенностью предполагать существование здесь флюидно–магматической дифференциации и пневматолиза.

Вопреки существовавшим долгое время представлениям об инертности хрома в процессе петрогенеза, в геологической литературе имеется много публикаций о перераспределении его в пределах магматического тела и изменении формы нахождения. В связи с этим реакционная природа хромистого клинопироксена по отношению к хромиту отмечалась Т. Н. Ирвайном [Irvine, 1967] в интрузии Маскокс, резорбция хромита дунитов и перекристаллизация пород с образованием оливинитов и хромдиопсидовых тел изучена в массиве Инагли [Глаголев и др., 1974], сходная ситуация имеет место в массивах Кугда и Одихинча в Маймеча–Котуйской провинции [Васильев, Золотухин, 1975]. Ярким примером перераспределения хрома являются породы Микчандинского покрова [Рябов и др., 1977]. Здесь можно во всей полноте проследить последовательную резорбцию хромита и оливина пикритовых базальтов и образование хромистых авгитов.

Принимая во внимание подвижность хрома во флюидной фазе, например, в виде хлоридов [Уикс, Блок, 1965], становится понятным меха-

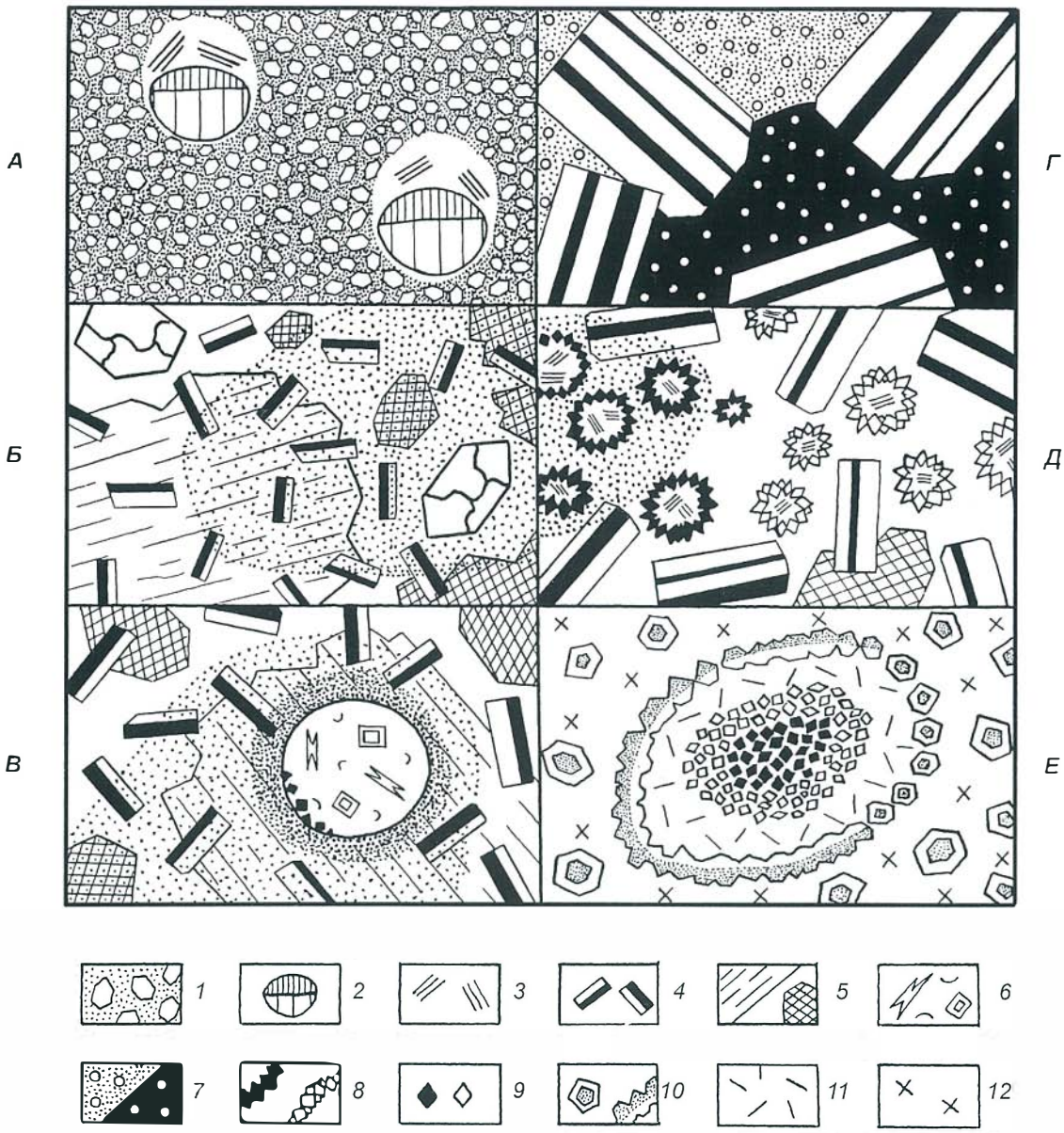


Рис. 5.15. Схематизированные зарисовки шлифов из пород норильских интрузий. Пояснения в тексте.

1 — кристаллы оливина среди хромитовой сыпи; *2* — расслоенные халькопирит (вверху) — пирротиновые (внизу) вкрапленники; *3* — минералы, содержащие летучие компоненты; *4* — плагиоклаз; *5* — пироксен; *6* — кристаллиты в палагоните; *7* — бедная и богатая сыпь шпинелидов с пузырьками, заполненными минералами, содержащими летучие компоненты; *8* — обрамления газовых пузырьков: кристаллы хромшпинелида (темные) и зеленой Mg–Al шпинели (светлые), увеличенный фрагмент рисунка *Г*; *9* — черные кристаллы хромшпинелида (темные) и вишнево-красные прозрачные магнезиохромиты (светлые) в Pt–эндоскарнах; *10* — зональные гранаты: уваровит (с краем) и гроссуляр (без края); *11* — грано-бластовый агрегат хромдиопсида; *12* — магнезиально-известковый скарн.

низм формирования хромитоносных горизонтов ВЭЗ в кровле норильских интрузий. Накопление флюидов и хрома привело к ликвационному расщеплению флюидизированного расплава в зоне ВЭЗ. В то же время сходство форм проявления, состава и т. д. хромитов ВЭЗ и пикритового горизонта дает основание отождествлять механизм их образования, то есть считать те и другие продуктами флюидно–магматического процесса. При таком механизме находят объяснение высокие концентрации хромита в бедных оливином и безоливиновых габбро–долеритах и проявления своеобразных хромитовых анортозитов. Поэтому нет необходимости искать компромиссное решение с экспериментальными данными по растворимости хрома в сухих базальтовых расплавах. Сейчас уже совершенно очевидно то, что многообразие траппов, формирование расслоен-

ных интрузий и рудообразование невозможно объяснить только с помощью диаграмм плавкости в сухих и малокомпонентных системах. Надежные геологические данные свидетельствуют об огромной роли флюидов в петрогенезисе и рудообразовании, о существовании флюидизированных расплавов со своими закономерностями эволюции, о различных механизмах дифференциации и значительных масштабах перераспределения рудогенных элементов, которые при участии флюидов приводят к образованию месторождений.

5.7. МОДЕЛЬ ФЛЮИДНО–МАГМАТИЧЕСКОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ РАСПЛАВА И РУДООБРАЗОВАНИЯ

На основании проведенных исследований с учетом известных природных и экспериментальных данных можно предполагать [Рябов, 1999], что действие летучих начиналось в глубинных магматических очагах, с различной интенсивностью продолжалось в подводящих каналах и в магматических камерах, сопровождаясь экстракцией различных химических элементов из расплава и вмещаюших пород и переносом их в зоны накопления. Дифференциация расплава осуществлялась путем ликвационного расщепления его на сосуществующие несмешивающиеся жидкости, устойчивые в создавшихся *PT*–условиях. Эволюция расплава происходила по единому для природных систем закону, в основе которого лежит стремление к равновесию. Изменение параметров состояния магматической системы: падение температуры и давления, избыточная обогащенность металлами (Fe, Mg, Cr, Ti; и др.] и(или) летучими компонентами, диссоциация летучих, изменение их фазового состава и парциального давления и т. п., приводили к расщеплению расплава на несмешивающиеся жидкости, устойчивые во вновь создавшихся условиях. Последующее эволюционное изменение физико–химических условий вновь дестабилизировало систему, и она снова реагировала на это ликвацией, но уже приспосабливаясь к новым условиям и с новым составом сосуществующих жидкостей. И так далее, последовательно, перманентно и неоднократно, до начала кристаллизации и в процессе кристаллизации силикатного, рудного и солевого расплавов [Рябов, 1989в].

Эволюция параметров состояния магматической системы отражает динамику флюидно–магматического взаимодействия в глубинных очагах, в процессе движения расплава в подводящих каналах и в гипабиссальных магматических камерах. Основными положениями этого процесса и эталонами закономерно сменяющих друг друга событий являются следующие.

1. Накопление летучих в магматических расплавах приводит к образованию флюидизированных расплавов, которые при изменении *PT*–условий оказываются склонными к ликвационному силикатно–силикатному расщеплению.
2. В результате расщепления флюидизированного расплава происходит образование несмещивающихся жидкостей, одна из которых является относительно "сухой", а другая — флюидонасыщенной в новых создавшихся *PT*–условиях и содержит самостоятельную газовую фазу, избыточную против растворимости в расплаве и равновесную с ним.
3. Фильтрация сопутствующей расплаву свободной газовой фазы из глубинных очагов в гипабиссальные камеры сопровождается дополнительным обогащением ее летучими, содержащимися в породах рамы, и, в зависимости от *PT*–условий, эволюцией состава и изменением реакционной активности.
4. Присутствие свободной газовой фазы во флюидизированных расплавах определяет их потенциальную рудоносность.
5. Флюидный режим магматической системы (концентрация и состав летучих, p_{O_2}, *PT*–условия и др. параметры) определяет фазовый состав образующихся силикатных и рудных (сульфидных, оксидных, металлических и др.) жидкостей играет ведущую роль в экстракции и переносе металлов и создании их скоплений, истощенных и обогащенных рудообразующими.
6. Флюидный режим магматической системы играет ведущую роль в экстракции и перераспределении рудообразующих и петрогенных химических элементов, в создании расплавов и пород, обогашенных и истощенных этими элементами, а также определяет фазовый состав образуюшихся рудных (сульфидных, оксидных, металлических) и других жидкостей.

Сопутствующие магматическим расплавам летучие имели многокомпонентный состав (H_2, CH_4, N_2, H_3P, H_2S, F, Cl, CO, CO_2, H_2O и др.) и различную концентрацию составляющих их компонентов. Различия термодинамических и химических свойств газов обусловили их дифференциальную активность в ходе магматического процесса, которая усложнялась взаимоотношением между самими газами. Эволюция флюидного режима отражается в последовательной смене активностей различных летучих. Каждый этап эволюционной цепи характеризуется веду-

щей ролью определенного летучего компонента, который в благоприятных условиях связывается в минеральных формах, теряет активность и в результате уступает место и стимулирует активность другого летучего компонента.

Одним из важных элементов флюидно–магматического взаимодействия является тесная генетическая связь пород и областей аномально истощенных и богатых рудными компонентами. Мигрируя транзитом сквозь магматический расплав, флюиды экстрагируют и выносят рудогенные металлы, оставляя след истощенных против кларка пород, по которым прослеживаются пути движения флюидных потоков и устанавливается возможный источник рудных скоплений.

Образование рудной жидкости происходило в результате ликвации базальтовой магмы, которая осуществлялась по мере роста активности летучих в процессе их фильтрации сквозь расплав. В движущемся расплаве рудная эмульсия коалесцировала с образованием капель, которые сливались в линзы, струи, испытывали гравитационную сепарацию, формируя рудный расплав. О консистенции рудной магмы, способной подниматься по субвертикальным магмоводам, можно судить по описанным в литературе туффизитам ангаро–илимских железорудных месторождений [Калугин и др., 1994] и пузырчатой палагонит–магнетитовой лаве руч. Магнетитового [Рябов, 1997]. В последнем случае извержение рудной магмы происходило в виде флюидизированной рудно–силикатной эмульсии, в которой летучие находились в виде самостоятельной фазы, облегчающей миграцию тяжелой рудной жидкости вверх по магматическому каналу. В этой связи находят объяснение проявления комплекса минералов, содержащих летучие компоненты, в виде "шапок" — газовых пузырей над каплевидными сульфидными вкрапленниками (см. рис. 5.15, *А*).

Для норильских месторождений очевидна насыщенность расплава серой и существование сопутствующей ему самостоятельной серосодержащей газовой фазы. Высокое парциальное давление серы подавляло активность других летучих, а высокая степень ее сродства с железом, цветными и благородными металлами приводила к экстракции их из расплава и образованию сульфидной жидкости, которая в виде эмульсии мигрировала вместе с флюидизированным расплавом в область гипабиссальных магматических камер. Образование сульфидной жидкости снизило p_{S_2} и повысило активность других летучих, в том числе галогенов. В результате этого происходило, в частности, экстрагирование хрома и благородных металлов и перераспределение их в виде легколетучих галоидных соединений в пределах магматического тела. Это отразилось в образовании скоплений Cr–Sp в кровле пикритового горизонта и Pt–хромитовых и бесхромитовых малосульфидных руд в верхних пегматоидах.

Ведущая роль углеводородов, водорода, азота и фосфора практически без участия серы проявилась в Pt–Fe–металльном (Pt–графитовом) типе руд в интрузиях джалтул–хунгтукунского типа в виде шлировых рудных пегматитов — желваков–самородков платиноносного α-Fe. Установление этого типа руд подтверждает участие восстановительных флюидов в процессе образования Pt–малосульфидных руд, которое предполагается в интрузиях Бушвельд, Стиллуотер и др. [Volborth, Housley, 1984].

Резюмируя вышеизложенное, можно сделать вывод о том, что флюиды облагородили траппы Сибирской платформы созданием широкого спектра пород расслоенных интрузий, и их значение в петрогенезисе трудно переоценить. Кроме того, можно утверждать, что главная роль в магматогенном рудообразовании принадлежала летучим, и что все магматогенные месторождения платформы обязаны своим появлением флюидизированным расплавам.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ приведенного в работе фактического материала позволяет сформулировать некоторые основные выводы.

① Петрологические исследования, оснащенные микрозондовыми определениями минеральных фаз, в комплексе с данными по внутреннему строению магматических тел несут в себе важную генетическую информацию и являются основой для выяснения состава исходного расплава, механизмов его дифференциации и особенностей кристаллизации. Морфология кристаллов, их состав, зональность, структурные взаимоотношения с другими фазами отражают эволюцию состава магматического расплава в процессе изменения параметров состояния магматической системы и в ходе рудообразования. Можно с уверенностью предполагать, что прогресс в области магматической и рудной геологии в будущем определится при переходе на более глубокий уровень изучения вещества как направление геохимической и генетической петрографии природных объектов. В отличие от ранее превалирующего описательного характера, новое направление петрографии должно базироваться на микрозондовом геохимическом изучении сосуществующих в породе и изменяющихся по составу фаз и срастаний. Это позволит приблизиться к пониманию всего многообразия природных процессов. На основании петрографических исследований по имеющимся данным уже сейчас можно предполагать важную роль предкристаллизационной дифференциации расплава. Для пикрит–базальтовых расплавов лав и расслоенных интрузий, в частности, можно говорить, что зарождение кристаллов оливина происходило не в глубинных очагах, а в подводящих каналах по мере падения температуры магмы при переходе с абиссального на гипабиссальный уровень и продолжалось в камерных условиях. В лавовых покровах и трапповых интрузиях глубинные протокристаллы практически отсутствуют, а встречающиеся в них порфировые выделения формировались в камерах или на пути к ним. В гипабиссальных интрузиях гравитационная сепарация кристаллических фаз развита довольно слабо, а наблюдаемое расслоенное строение магматических тел закладывалось в жидкостном состоянии в докамерных условиях.

② Исходной для всего разнообразия траппов северо–запада Сибирской платформы является толеит–базальтовая магма, которая в результате магматической дифференциации создала дочерние магнезиальные и субщелочные расплавы. Дифференциация расплавов в глубинных очагах и в подводящих каналах и кристаллизация их в камерных условиях обусловила многообразие траппов. Все производные расплавы на минералого–геохимическом уровне несут генетическую память о родоначальной толеит–базальтовой магме. В Норильском районе наиболее широким распространением пользуются продукты кристаллизации толеит–базальтовых расплавов при подчиненном развитии пикрит–базальтовых и субщелочных базальтовых. Различные по составу расплавы изливались на поверхность и внедрялись в вулканогенно–осадочную толщу индивидуально, либо совместно в виде несмешивающихся жидкостей.

③ Базальтовые расплавы, особенно магнезиально–железистые с повышенными содержаниями хрома, титана и фосфора, были склонны к жидкостному расслоению. Агентами флюидно–магматической дифференциации в траппах являются F, Cl, S, H_2, CH_4, CO_2, P_2O_5, H_2O, B_2O_3. Главным фактором, создающим ликвационную ситуацию, является изменение физико–химических параметров состояния магматической системы. К ним относятся флюидонасыщенность расплава и падение температуры и давления, которое происходит при продвижении магмы из абиссального уровня на гипабиссальный. Это сопровождается изменением растворимости и агрессивности летучих, их диссоциацией, участием в перераспределении породообразующих и рудогенных элементов, созданием флюидизированных расплавов, расщеплением их и т. д. В результате возникают несмешивающиеся силикатно–силикатные и рудно–силикат-

ные жидкости. Первые имеют сиалически–мафический характер расслаивания, который проявляется как в области толеитовых, так и субщелочных базальтовых расплавов, а состав рудных жидкостей — сульфидных, оксидных или металлических — определяется состоянием C–H–S–O системы и геохимической специализацией расплава. Так что можно констатировать, что магматическая (ликвационная, флюидно–магматическая) дифференциация осуществлялась в широком диапазоне *PT*–условий магматической системы. Она происходила в глубинных очагах, в гипабиссальных камерах и в лавовых покровах. Предкристаллизационная жидкостная дифференциация расплава предопределила состав последующих продуктов кристаллизации.

④ Кристаллизационная дифференциация является ведущим механизмом камерной эволюции расплава. Она нивелирует ранее прошедшее жидкостное расслоение, отчасти сохраняя специфику последнего, и проявляется в особенностях структуры пород и в составе минералов. По мере падения температуры магматического расплава в разрезе расслоенных интрузий происходит формирование широкого спектра пород с закономерным и плавным изменением состава породообразующих минералов, содержания петрогенных оксидов и элементов–примесей. Скрытая расслоенность подчеркивается изменением состава минералов в процессе кристаллизации, которая нередко осложняется участием летучих компонентов. Состав главных породообразующих минералов в траппах охватывает диапазон: для оливинов — от форстерита до фаялита, для плагиоклаза — от анортита до альбита, а для пироксенов — определяется широкими вариациями железистости и содержаний минералообразующих оксидов в диопсидах, пижонитах и ортопироксенах.

⑤ Флюидный режим магматической системы является определяющим при формировании расслоенных интрузий и оруденения с ними связанного. Взаимодействие летучих с магматическим расплавом начиналось в глубинных очагах и продолжалось в подводящих каналах и в магматических камерах. Различные порции магматических расплавов в лавах и интрузиях содержали переменное количество летучих, а наиболее флюидизированные из них были склонными к расслаиванию и являлись потенциально рудоносными. Участие летучих проявлялось во флюидно–магматической дифференциации расплава, в избирательной экстракции различных химических элементов из расплава и вмещающих пород и в транспортировке их в зоны накопления. В этом плане в зависимости от состава флюидов происходила ферритизация, сульфуризация или металлизация расплава, а эволюция флюидного режима приводила к изменению активностей различных летучих компонентов. Области истощенных и обогащенных теми или иными компонентами пород единого интрузивного тела являются закономерными звеньями единой флюидно–магматической системы. Одним из действенных механизмов образования флюидизированных силикатных расплавов является ликвационная дифференциация, которая приводит к обособлению обогащенной летучими жидкости. Рудообразующую роль играют летучие, избыточные против растворимости в базальтовых расплавах.

⑥ С трапповыми интрузиями связаны различные по масштабам сульфидные Pt–Cu–Ni месторождения. Ограниченная растворимость серы в базальтовом расплаве дает основание предполагать существование сопутствующей ему самостоятельной серосодержащей газовой фазы, наличием которой можно объяснить происхождение крупных сульфидных месторождений норильского типа. С базальтовой магмой связан комплекс летучих компонентов, который пополняется в процессе миграции расплава через толщу осадочных пород. Летучие участвуют в экстракции петрогенных и рудообразующих компонентов и транспортируют их в составе трансмагматических флюидов. Рудообразующая роль галогенов проявилась в формировании связанных с пегматоидами Pt–малосульфидных руд, которые известны в норильских и других расслоенных интрузиях. Обнаружение и обоснование существования Pt–Fe–металльного (Pt–графитового) типа руд в траппах подтверждает возможность накопления благородных металлов при ведущей роли углеводородов, водорода, азота и фосфора практически без участия серы. Находки безсульфидных платиновых руд повышают потенциальные возможности трапповых интрузий и расширяют перспективы обнаружения в них нетрадиционных типов платиновых руд и месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

Августинчик И. А. (1981). О составе сульфидной минерализации Нижнеталнахского интрузива // Генезис и условия локализации медно–никелевого оруденения. М., с. 34–40. (Тр. ЦНИГРИ, вып. 162).

Агафонов Л. В., Чепуров А. И., Лаврентьев Ю. Г., Покачалова О. С. (1974). Закономерно ориентированные включения в оливинах гипербазитов Корякии // Геология и геофизика, № 6, с. 49–60.

Альмухамедов А. И., Медведев А. Я. (1982). Геохимия серы в процессах эволюции основных магм. М., Наука, 148 с.

Альмухамедов А. И., Золотухин В. В., Ложкин В. И., Гуничева Т. Н. (1988). О среднем составе базальтов северо–запада Сибирской платформы // Докл. АН СССР, т. 302, № 5, с. 1205–1208.

Альмухамедов А. И., Плюснин Г. С., Альмухамедов Е. А. и др. (1992) $^{87}Sr/^{86}Sr$ изотопия пермотриасовых базальтов Сибирской платформы и вероятные источники вещества при внутриплитовом магматизме // Геология и геофизика, № 7, с. 48–60.

Анастасенко Г. Ф. (1973). Распределение бора в породах и минералах трапповой формации северо–запада Сибирской платформы // Геохимия, № 10, с. 1481–1489.

Андреев Н. С., Мазурин О. В., Порай-Кошиц Е. А. и др. (1974). Явления ликвации в стеклах. Л., Наука, 220 с.

Анфилогов В. Н. (1975). Природа и петрохимические критерии ликвации магматических расплавов // Геохимия, № 7, с. 1035–1042.

Аплонов В. С., Москалюк А. А. (1978). Эволюция химизма минералообразующих растворов, формировавших норильские медно–никелевые руды // Теория и практика термобарогеохимии. М., Наука, с. 119–122.

Арискин А. А. (1999). Фазовые равновесия и динамика фракционирования базальтовых магма: Автореф. дис. ... док. геол.-мин. наук. М., ГЕОХИ РАН, 52 с.

Арутюнян Л. А. (1977). Об одной особенности поведения сульфидных стяжений в сульфидно–силикатных расплавах // Докл. АН СССР, т. 236, № 4, с. 957–960.

Арутюнян Л. А. (1986). Геохимические закономерности поведения никеля в эндогенных системах: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М., ГЕОХИ РАН, 51 с.

Арутюнян Л. А., Саргсян Г. О., Смолькин В. Ф. (1988). О никеленосности оливинов, кристаллизующихся в силикатных и сульфидно–силикатных системах // Никеленосность базит–гипербазитовых комплексов Украины, Урала, Сибири и Дальнего Востока. Апатиты, с. 78–81.

Архипова А. И. (1975). Геохимическая характеристика интрузивных траппов Норильского плато. Л., Недра, 135 с.

Архипова А. И., Додин Д. А. (1963). Новые данные по субщелочному трапповому магматизму в северо–западной части Сибирской платформы (горы Хараелах) // Геология северо–запада Сибирской платформы. М., Госгеолтехиздат, с. 153–167.

Архипова А. И., Начинкин Н. Г. (1964). Нижнефокинская дифференцированная интрузия на западной окраине Норильского плато // Ученые зап. НИИГА, Регион. геол., вып. 3, с. 51–69.

Архипова А. И., Наторхин И. А. (1968). К проблеме генезиса "такситовых габбро–долеритов" норильских дифференцированных интрузий // Геология и полезные ископаемые Норильского горно-промышленного района. Норильск, с. 132–134.

Архипова А. И., Наторхин И. А. (1971). Термодинамический анализ процессов образования углеродсодержащих серпентиновых пород в ореоле Талнахского интрузива // Геология и полезные ископаемые Норильского района. Л., с. 98–101.

Ашихмина Н. А., Богатиков О. А., Диков Ю. П. и др. (1987). Природные стекла – индикаторы геохимических процессов. М., Наука, 157 с.

Бабанский А. Д., Соловова И. П., Рябчиков И. Д. (1985). Микроликвационная гетерогенность в расплавных включениях и мезостазисе андезита // Термобарометрия и геохимия рудообразующих флюидов: Тез. докл. VII Всесоюзного совещания. Львов, с. 123–124.

Бабушкин О. С., Жунина Л. А. (1983). О ликвации в хромсодержащем стекле пироксеновой системы // Стекло, ситаллы и силикаты, № 12, с. 26–27.

Багдасаров Э. А., Ланда Э. А., Марковский Б. А. (1979). Химический состав и условия кристаллизации хромшпинелидов вулканических ультрамафитов и других пород мафит–ультрамафитового ряда // Зап. ВМО, т. 108, № 5, с. 524–535.

Безмен Н. И. (1984). Экспериментальное изучение жидкостной дифференциации базит–гипербазитовых расплавов: Тез. докл. 27-й Международной геологической конференции. Т. 4, М., с. 264–265.

Бондарь И. А., Торопов Н. А. (1963).Установление ликвации во фтросодержащих шлаковых и редкометальных силикатных системах // Стеклообразное состояние. Вып. 1. Л., Изд-во АН СССР, с. 39–41.

Борисов В. И. (1972). Роль процессов плагиоклазизации пород в становлении Талнахской рудоносной интрузии // Медно–никелевые руды Талнахского рудного узла. Л., с. 113–118.

Булгакова Е. И. (1971). Температурные условия формирования норильских дифференцированных интрузий: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 30 с.

Бушканец Ю. С., Невская А. В., Беляков Г. Д. (1970а). Дайки траппов на междуречье Кыстыртах – Большой Авам // Гелогия и полезные ископаемые северо–запада Сибирской платформы. Вып. 2. Л., Недра, с. 124–139.

Бушканец Ю. С., Невская А. В., Беляков Г. Д. (1970б). Каменская магматическая провинция щелочных пород // Карбонатиты и щелочные породы севера Сибири. Л., с. 157–169.

Варшалл Б. Г. (1981). Химические аспекты ликвационных явлений в силикатных и алюмосиликатных расплавах // Исследования структуры магматических расплавов. Свердловск, УНЦ АН СССР, с. 41–51.

Васильев Ю. Р. (1966). Петрология и черты строения сложно–дифференцированной трапповой интрузии Норильск-II // Геология и петрология интрузивных трапов Сибирской платформы. М., Наука, с. 101–116.

Васильев Ю. Р. (1970). Хромистый клинопироксен из Нижнефокинской трапповой интрузии (северо–запад Сибирской платформы) // Геология и геофизика, № 7, с. 130–134.

Васильев Ю. Р., Золотухин В. В. (1975). Петрология ультрабазитов севера Сибирской платформы. Новосибирск, Наука, 271 с.

Ведерникова Г. А. (1961). Дифференцированный трапповый массив Падунских порогов р. Ангары // Геология и геофизика, № 1, с. 66–76.

Велинский В. В., Банников О. Л. (1986). Оливины альпинотипных гипербазитов // Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 641, 103 с.

Виленский А. М. (1967). Петрология интрузивных траппов севера Сибирской платформы. М., Наука, 270 с.

Виленский А. М. (1974). Физико–химические условия глубинного и внутрикамерного петрогенезиса основных трапповых расплавов // Геология и геофизика, № 3, с. 33–39.

Виленский А. М., Олейников Б. В. (1970). Основные факторы многообразия и вопросы классификации траппов Сибирской платформы // Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы. М., Наука, с. 5–25.

Виленский А. М., Кавардин Г. И., Кравцова Л. И., Старицина Г. Н. (1964). Петрология трапповых интрузий правобережья нижнего течения Енисея. М., Наука, 237 с.

Виленский А. М., Шкодзинский В. С., Зедгенизов А. Н. (1970). О влиянии кислотности–щелочности на состав магматических клинопироксенов // Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы. М., Наука, с. 120–143.

Виноградов А. П., Гриненко Л. Н. (1964). О влиянии вмещающих пород на изотопный состав серы рудных сульфидов // Геохимия, № 6, с. 491–499.

Владимиров Б. М. (1962). Петрография Падунского и Маргудольского трапповых интрузивов // Тр. ВСФ СО АН СССР, вып. 10, Иркутск, 151 с.

Вол А. Е. (1962). Строение и свойства двойных металлических систем. М., Физматгиз, т. 2. 981 с.

Воронцов А. Е., Развозжаева Э. А., Сынгаевский Е. Д., Хлебникова А. А. (1986). Геохимические углеродистых веществ из диатрем Сибирской платформы // Геохимия, № 2, с. 226–235.

Ворцепнев В. В. (1978). Условия образования Талнахского рудоносного интрузива по данным изучения включений // Геология рудных месторождений, № 2, с. 64–70.

Генкин А. Д. (1968). Минералы платиновых металлов и их ассоциации в медно–никелевых рудах Норильского месторождения. М., Наука, 106 с.

Генкин А. Д., Тронева Н. В., Журавлев Н. Н. (1969). Первая находка в рудах сульфида калия, железа и меди – джерфишерита // Геология рудных месторождений, № 5, с. 57–65.

Генкин А. Д., Дудыкина А. С., Телешова Л. Р. (1970). Некоторые данные о составе породообразующих пироксенов и оливинов габбро–долеритового интрузива Норильск-I // Минералы базитов в связи с вопросами петрогенезиса. М., Наука, с. 40–56.

Генкин А. Д., Гладышев Г. Д., Дистлер В. В. и др. (1971). Закономерности распределения и формы нахождения элементов группы платины в рудах норильских месторождений: Авторефераты. М., ИГЕМ.

Генкин А. Д., Дистлер В. В., Лапутина И. П., Филимонова А. А. (1973). К геохимии палладия в медно–никелевых рудах // Геохимия, № 9, с. 1336–1346.

Генкин А. Д., Дистлер В. В., Лапутина И. П. (1979). Хромитовая минерализация дифференцированных траппових интрузий // Условия образования магматических рудных месторождений. М., Наука, с. 105–127.

Генкин А .Д., Дистлер В. В., Гладышев Г. Д. и др. (1981). Сульфидные медно–никелевые руды норильских месторождений. М., Наука, 234 с.

Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых (1987). Т. 4. Сибирская платформа. Л., Недра, 448 с.

Геология и рудоносность Норильского района (1988) / О. А. Дюжиков, В. В. Дистлер, Б. М. Струнин и др. М., Наука, 279 с.

Геология и рудные месторождения Норильского района (1994): Путеводитель VII международного симпозиума по платине / Ред. В. В. Дистлер и В. Е. Кунилов. М., Изд–во Московский контакт, 43 с.

Геохимические критерии поисков медно–никелевых месторождений (1982) / Д. А. Додин, М. А. Садиков, В. А. Шатков и др. Л., Недра, 168 с.

Герасимовский В. И., Кузнецова С. Я. (1974). О содержании серы в эффузивных породах Исландии // Геохимия, № 8, с. 1239–1242.

Гинзбург А. С. (1951). Экспериментальная петрография. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 270 с.

Гинзбург В. Л., Роговер Г. Б. (1960). Закономерности распределения цветных и благородных металлов в главнейших рудообразующих минералах и силикатах // Сов. геология, № 3, с. 48–60.

Глаголев А. А., Корчагин А. М., Харченко А. Г. (1974). Щелочно–ультраосновные массивы Арбарастах и Инагли. М., Наука, 175 с.

Гладких В. С., Гусев Г. С., Песков А. И. Тарновецкий Л. Л. (1994). Геохимия вулканических пород северо–запада Сибирской траповой провинции (Норильский район) // Геохимия, № 3, с. 367–381.

Глазунов О. М., Лавров С. М., Терехович С. Л. (1977). Платина в ультраосновных породах // Геохимия эндогенных процессов. Иркутск, Инт-т Геохимии, с. 55–59.

Глотов А. И. (1985). Никеленосная пикрит–долеритовая формация Новосибирского Приобья: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Нововсибирск, ИГиГ СО РАН СССР, 17 с.

Говердовская Т. Г. (1971). Пясинско–Вологочанская дифференцированная интрузия // Геология и полезные ископаемые Норильского района. Норильск, с. 84–85.

Говердовская Т. Г. (1971). Новые данные о морфологии Зубовской дифференцированной интрузии // Там же, с. 85–87.

Годлевский М. Н. (1959).Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М., Госгеолтехиздат, 68 с.

Годлевский М. Н. (1961). Обзор гипотез происхождения сульфидных медно–никелевых месторождений // Тр. ВСЕГЕИ, Нов. сер, вып. 45, с. 71–82.

Годлевский М. Н. (1967). Источники оруденения, связанного с траппами Сибирской платформы // Петрология траппов Сибирской платформы. Ленинград, Недра, с. 173–189.

Годлевский М. Н. (1968). Магматические месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений. М., Недра, с. 8–73.

Годлевский М. Н. (1971). Соотношение сульфидной и силикатной частей в ходе эволюции основной магмы // 1–й Международный геохимический конгресс: Тез. докл. Т. 1. М., с. 65–77.

Годлевский М. Н., Гриненко Л. Н. (1963). Некоторые данные об изотопном составе серы сульфидов Норильского месторождения // Геохимия, № 6, с. 491–499.

Годлевский М. Н., Лихачев А. П. (1977). О перспективах и направлении исследовательских и поисково–разведочных работ на никель в пределах Восточной Сибири // Тр. ЦНИГРИ, вып. 127, с. 3–8.

Годлевский М. Н., Лихачев А. П. (1979). Условия зарождения и кристаллизации рудоносных магм, формирующих медно–никелевые месторождения // Основные параметры процессов эндогенного рудообразования. Новосибирск, Наука, т. 1, с. 109–118.

Годлевский М. Н., Полушкина А. П., Степанов В. К. (1971). Моноклинные пироксены Талнахской дифференцированной интрузии // Зап. ВМО, ч.100, Вторая сер., вып. 5, с. 545–557.

Голубков В. С. (1970). Мезозойская группа формаций приразломного метасоматоза Енисейской рудной провинции // Геологи и полезные ископаемые северо–запада Сибирской платформы. Л., Недра, с. 23–49.

Горбачев Н. С. (1989). Флюидно–магматическое взаимодействие в сульфидно–силикатных системах. М., Наука, 126 с.

Горбачев Н. С., Гриненко Л. Н. (1973). Изотопный состав серы сульфидов и сульфатов Октябрьского месторождения сульфидных руд (Норильский район) в связи с вопросами его генезиса // Геохимия, № 8, с. 1127–1136.

Горбунов Г. И. (1968). Геология и генезис сульфидных медно–никелевых месторождений Печенги. М., Недра, 352 с.

Горяинов И. Н. (1969). О генезисе расслоенных интрузивов на примере Талнахского массива // Магматизм, метаморфизм и метасоматизм. Тбилиси, с. 47–61.

Горяинов И. Н. (1971). О генезисе Талнахского месторождения // Петрология и рудоносность Талнахских и Норильских дифференцированных интрузий. Л., Недра, с. 182–196.

Горяинов И. Н. (1972). Фракционирование изотопов серы в сульфидах Талнахского месторождения // Медно–никелевые руды Талнахского рудного узла. Л., НИИГА, с. 58–62.

Горяинов И. Н. (1975). Вязкость базальтовых расплавов в связи с проблемой гравитационного фракционирования // Медно–никелевые руды северо–запада Сибирской платформы. Л., НИИГА, с. 108–117.

Горяинов И. Н., Ушаков В. И. (1970). Закономерности распределения платины и палладия в богатых рудах Талнахского месторождения // Учен. зап. НИИГА, вып. 17, с. 67–83.

Горяинов И. Н., Яловой А. А. (1972). Фракционирование изотопов серы в сульфидах Талнахского месторождения // Медно–никелевые руды Талнахского рудного узла. Л., с. 58–62.

Горяинов И. Н., Андреева Т. Б. (1972). Хлориды Fe, Ni, Cu и Al в медно–никелевых рудах Талнахского месторождения // Докл. АН СССР, т. 204, № 6, с. 1456–1459.

Горяинов И. Н., Аплонов В. С., Москалюк А. А. (1973). Состав газово–жидких включений в породах Талнахской интрузии // Северо–Сибирский никеленосный регион и его промышленные перспективы. Л., НИИГА, с. 97–103.

Григорьев Д. П. (1935). Несмесимость силикатных расплавов близких по составу к природным горным породам // Зап. ВМО, ч. 64. вып. 1, с. 250–267.

Григорьев Д. П. (1946). Опыт систематики и терминалогии элементарных процессов магматической дифференциации // Академику Д. С. Белянкину. М., Изд. АН СССР, с. 184–188.

Григорьев Д. П., Искюль Е. В. (1937). Дифференциация некоторых силикатных расплавов как результат образования двух несмешивающихся жидкостей // Изд. АН СССР, Сер. геол., № 1, с. 77–106.

Гриненко Л. Н. (1966). Изотопный состав серы сульфидов Талнахского медно–никелевого месторождения в связи с вопросами его генезиса // Геология рудных месторождений, № 4, с. 15–31.

Гриненко Л. Н. (1967). Изотопный состав серы сульфидов некоторых медно–никелевых месторождений и рудопроявлений Сибирской платформы // Петрология траппов Сибирской платформы. Л., Недра, с. 221–229.

Гриненко Л. Н. (1985). Источники серы никеленосных и безрудных интрузий габбро–долеритов на северо–западе Сибирской платформы // Геология рудных месторождений, № 1, с. 3–15.

Гриненко Л. Н. (1987). Генетическая модель формирования сульфидных медно–никелевых месторождений на основании изотопно–геохимических данных // Построение моделей рудообразующих систем. Новосибирск, Наука, с. 119–128.

Гриненко В. А., Гриненко Л. Н. (1967). Фракционирование изотопов серы при высокотемпературном разложении сульфидов парами воды // Геохимия, № 9, с. 1049–1056.

Гриненко В. А., Гриненко Л. Н. (1974). Геохимия изотопов серы. М., Наука, 274 с.

Гриненко Л. Н., Старицына Г. Н., Горяинов И. Н. (1976). Особенности медно–никелевой минерализации на северо–востоке Тунгусской синеклизы (по изотопии серы руд и пород) // Геохимия, № 11, с. 1662–1672.

Гулин С. А, Сухов Л. Г. (1973). Некоторые замечания к ликвационно–магматической гипотезе образования медно–никелевых месторождений норильского типа // Сов. геология, № 2, с. 24–35.

Гулин С. А., Сухов Л. Г. (1974). Критерии прогноза сульфидных медно–никелевых месторождений на основе представлений о их метасоматическом происхождении // Состояние и направление исследований по металлогении траппов. Красноярск, КрТГУ, с. 67–69.

Гулин С. А., Погребицкий Ю. Е., Сухов Л. Г. (1968). Зонально–метасоматическая природа Норильских медно–никелевых месторождений и вытекающие из нее поисковые критерии // Прогнозирование и методы поисков месторождений никеля, олова и алмазов в Советской Арктике. Л., НИИГА, с. 29–32.

Гурулев С. А. (1965). Геология и условия формирования Йоко–Довыренского габбро–перидотитового массива. М., Наука, 122 с.

Дараган-Сущов Ю. И. (1989). Выделение центров вулканических извержений по максимальному количеству покровов в разрезе платобазальтовых толщ // Докл. АН СССР, т. 307, № 5, с. 1177–1180.

Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. (1966). Породообразующие минералы. Т. 3. М., Мир, 317 с.; т. 5, 408 с.

Дистлер В. В., Дюжиков О. А. (1988). Формации сульфидных медно–никелевых месторождений // Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск, Наука, с. 166–172.

Дистлер В. В., Никольская Н. Н., Ешкова З. А. (1976). Элементы группы платины в траппах Норильского района // Геохимия рудообразующих элементов основных и ультраосновных пород. М., Наука, с. 110–128.

Дистлер В. В., Малевский А. Ю., Лапутина И. П. (1977). Распределение платиноидов между пирротином и пентландитом при кристаллизации сульфидного расплава // Геохимия, № 11, с. 1646–1659.

Дистлер В. В., Смирнов Л. В., Гроховская Т. Л. и др. (1979). Стратификация, скрытая расслоенность трапповых интрузий и условия образования сульфидного оруденения // Условия образования магматических рудных месторождений. М., Наука, с. 211–269.

Дмитриев Ю. И. (1963). Траппы и исландский шпат реки Чоны. М., Изд–во АН СССР, 205 с.

Дмитриев Ю. И. (1973). Мезозойский трапповый вулканизм в центре и на периферии Тунгусской синеклизы // Изв. АН СССР, Сер. геол, № 10, с. 58–67.

Дмитриев А. Н., Золотухин В. В., Васильев Ю. Р. (1968). Опыт применения дискретной математической обработки информации по дифференцированным трапповым интрузиям северо–запада Сибирской платформы // Сов. геология, № 12, с. 98–108.

Днепровская М. Б., Френкель М. Я., Арискин А. А. (1985). Моделирование расслоенности рудоносного Талнахского интрузива как метод исследования механизма его формирования // Термодинамика в геологии. Т. 1 (1 Всесоюзный симпозиум, Суздаль, 12–14 марта). Черноголовка, с. 228–229.

Добрецов Н. Л., Кочкин Ю. Н., Кривенко А. П., Кутолин В. А. (1971). Породообразующие пироксены. М., Наука, 454 с.

Додин Д. А. (1962). Океаниты и хризотил–асбестовые проявления в бассейне верхнего течения р. Сухого Валька (северо–западная окраина Сибирской платформы) // Инф. бюл. НИИГА, вып. 29, с. 39–54.

Додин Д. А. (1967). Петрология траппов восточного Хараелаха (Норильский район): Автореф. дис. ... канд. геол.–мин. наук. Л., ВСЕГЕИ, 31.с.

Додин Д. А. (1971). О кислых и субщелочных траппах (на примере северо–запада Сибирской платформы) // Траппы Сибирской платформы и их металлогения: Тезисы. Иркутск, ИЗК СО РАН, с. 40–41.

Додин Д. А. (1982). Магматические комплексы северо–запада Сибирской платформы и их никеленосность: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Л., ВСЕГЕИ, 34 с.

Додин Д. А., Садиков М. А. (1967). Некоторые вопросы дифференциации траппов на примере Хараелахских гор // Петрология траппов Сибирской платформы. Л., Недра, с. 141–152.

Додин Д. А., Батуев Б. Н. (1971). Геология и петрология Талнахских дифференцированных интрузий и их метаморфического ореола // Петрология и рудоносность Талнахских и Норильских дифференцированных интрузий. Л., Недра, с. 31–100.

Додин Д. А., Голубков В. С. (1971). О дифференцированном покрове базальтов на северо–западе Сибирской платформы (Норильский район) // Докл. АН СССР, т. 108, № 2, с. 403–406.

Додин Д. А., Шатков В. А. (1971). О составе клинопироксенов Талнахской никеленосной интрузии (Норильский район) // Докл. АН СССР, т. 200, № 2, с. 435–438.

Додин Д. А., Батуев Б. Н., Митенков Г. А., Изоитко В. М. (1971). Атлас пород и руд Норильских медно–никелевых месторождений. Л., Недра, 560 с.

Додин Д. А., Шатков В. А., Батуев Б. Н., Изоитко В. М. (1972). Новые данные по минералам Талнахского рудного узла // Медно–никелевые руды Талнахского рудного узла. Л., с. 35–51.

Додин Д. А., Соломина Л. Н., Шатков В. А. (1973). Некоторые аспекты геохимии платиновых металлов в связи с поисками медно–никелевых руд // Северо–Сибирский никеленосный регион и его промышленое значение. Л., с. 108–115.

Додин Д. А., Додина Т. С., Фридман А. И. (1987). Флюидный режим магматизма и рудообразования Норильского района // Петрология флюидно–силикатных систем. Новосибирск, Наука, с. 121–140.

Додин Д. А., Чернышов Н. М., Полферов Д. В., Тарновецкий Л. Л. (1994). Платинометалльные месторождения мира. Т. 1. Платинометалльные малосульфидные месторождения в ритмично расслоенных комплексах. М., Геоинформмарк, 279 с.

Дюжиков О. А. (1971).О пикритовых базальтах Норильского района // Докл. АН СССР, т. 197, № 6, с. 1406–1410.

Дюжиков О. А., Дистлер В. В. (1981).Коматииты Норильского рудного района // Докл. АН СССР, т. 261, № 5, с. 1194–1198.

Дюжиков О. А., Дистлер В. В., Струнин Б. М. и др. (1988). Геология и рудоносность Норильского района. М., Недра. 279 с.

Егоров В. Н., Суханова Е. Н. (1963) Талнахский рудоносный интрузив на северо–западе Сибирской платформы // Разведка и охрана недр, № 1, с. 17–21.

Елисеев Э. Н. (1959). Геохимия главнейших сульфидных медно–никелевых провинций СССР // Проблемы геохимии. Вып. 1. Львов, Изд-во Львов. ун-та., с. 5–184.

Есин О. А., Гельд П. В. (1966). Физическая химия пирометаллургических процессов. Ч. II. М., Металлургия, 103 с.

Жариков В. А. (1976). Основы физико–химической петрологии. М., Изд-во Моск. ун-та, 420 с.

Жариков В. А., Горбачев Н. С., Ишбулатов Р. А. (1986). Флюидно–магматическая дифференциация основных магм // Геология и геофизика, № 7, с. 35–40.

Заварицкий А. Н., Соболев В. С. (1961). Физико–химические основы петрографии изверженных горных пород. М., Госгеолтехиздат, 383 с.

Зеленщиков Г. В., Дюжиков О. А. (1974). О сравнительной характеристике базальтов Воронежской антеклизы и эффузивных траппов северо–запада Сибирской платформы // Тез. докл. к третьему Всесоюзному совещанию "Состояние и направление исследований по металлогении траппов". Красноярск, КрТГУ, с. 43–45.

Земскова Г. В. (1981). Петрографическая характеристика интрузивов "нижнеталнахского" типа (Норильский район) // Генезис и условия локализации медно–никелевого оруденения. М., ЦНИГРИ, с. 28–34.

Золотухин В. В. (1964).Основные закономерности прототектоники и вопросы формирования трапповых интрузий. М., Наука, 192 с.

Золотухин В. В. (1965). Об особенностях распределения никеля в интрузии Норильск–I // Докл. АН СССР, т. 162, вып. 6, с. 1390–1393.

Золотухин В. В. (1970). О низкотемпературных метасоматитах, связанных с процессом серпентинизации в норильских рудоносных трапповых интрузиях // Геология и петрология интрузивных траппов. М., Наука, с. 179–187.

Золотухин В. В. (1971). О генезисе так называемых "ликвационных" медно–никелевых руд в свете новых данных (об инфильтрационно–автометасоматической гипотезе) // Геология и геофизика, № 9, с. 12–22.

Золотухин В. В. (1974). Фторидные комплексные соединения как вероятные переносчики металлов и некоторые проблемы возникновения рудных формаций // Геология и геофизика, № 12, с. 13–24.

Золотухин В. В. (1979). Проблема генезиса сульфидного медно–никелевого оруденения в базит–гипербазитовых комплексах // Генезис оруденения в базитах и гипербазитах. Свердловск, с. 48–57.

Золотухин В. В. (1981). О происхождении магнезиальных траппов и их рудоносности на Сибирской платформе // Вопросы генетической петрологии. Новосибирск, Наука, с. 21–39.

Золотухин В. В. (1982). О процессе дифференциации магмы в некоторых интрузивах норильского типа // Геология и геофизика, № 6, с. 54–63.

Золотухин В. В. (1988). Обобщенная модель сульфидного медно–никелевого рудообразования как процесс сульфуризации // Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск, Наука, с. 172–181.

Золотухин В. В. (1991). Привнос щелочей как фактор многообразия природных пикритовых и базитовых расплавов // Геология и геофизика, № 3, с. 90–102.

Золотухин В. В. (1997). Базитовые пегматоиды норильских рудоносных интрузивов и проблема генезиса оруденения норильского типа. Новосибирск, Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ СО РАН, 88 с.

Золотухин В. В., Олейников Б .В. (1963). О кислых гибридных породах с р. Горбиачин (Сибирская платформа) // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. 1. Новосибирск, Наука, с. 80–106.

Золотухин В. В., Васильев Ю. Р. (1967).Особенности механизма образования рудоносных трапповых интрузий северо–запада Сибирской платформы. М., Наука, 231 с.

Золотухин В. В., Рябов В. В. (1972). Основные особенности метаморфических и метасоматических изменений месторождения Талнах // Проблемы петрологии основных и ультраосновных пород. М., Наука, с. 218–269.

Золотухин В. В., Васильев Ю. Р. (1975). Проблемы платформенного магматизма. Статья 1. Глубинность магматических очагов в верхней мантии и ее роль в разнообразии проявлений магмы // Геология и геофизика, № 2, с. 3–10.

Золотухин В. В., Васильев Ю. Р. (1976). Проблемы платформенного магматизма. Статья 2. Дифференциация как причина многообразия магм // Геология и геофизика, № 4, с. 58–67.

Золотухин В. В., Рябов В. В. (1977).Проблемы генезиса сульфидных медно–никелевых руд и основные параметры процесса // Основные параметры процессов эндогенного рудообразования. Т. 1. Новосибирск, с. 50–53.

Золотухин В. В., Щедрин Н. Ф. (1977). Дифференцированные интрузии Имангдинского рудного узла. Новосибирск, Наука, 135 с.

Золотухин В. В., Лагута О. Н. (1985). О фракционировании магнезиальных базитовых расплавов и многообразии траппов на Сибирской платформе // Докл. АН СССР, т. 280, № 4, с. 967–972.

Золотухин В. В., Малюк Б. И. (1985). О генезисе сульфидных Cu—Ni месторождений // Геология и геофизика, № 10, с. 61–71.

Золотухин В. В., Васильев Ю. Р. (1987). Взаимоотношения ультрабазитового, базитового и щелочно–базитового платформенного магматизма (на примере Сибирской платформы) // Геология и геофизика, № 1, с. 43–54.

Золотухин В. В., Альмухамедов А. И. (1991). Базальты Сибирской платформы: условия проявления, вещественный состав, механизм образования // Траппы Сибири и Декана, черты сходства и различия. Новосибирск, Наука, с. 7–38.

Золотухин В. В., Подгорных Н. М. (1998). О вероятном перегреве пермотриасовых трапповых расплавов Сибирской платформы //Докл. АН СССР, т. 363, № 2, с. 226–229.

Золотухин В. В., Рябов В. В., Васильев Ю. Р., Шатков В. А. (1975). Петрология Талнахской рудоносной дифференцированной интрузии. Новосибирск, Наука, 432 с.

Золотухин В. В., Виленский А. М., Дюжиков О. А. (1986). Базальты Сибирской платформы. Новосибирск, Наука, 255 с.

Золотухин В. В., Васильев Ю. Р., Дюжиков О. А (1989).Многообразие траппов и исходные магмы. Новосибирск, Наука, 247 с.

Золотухин В. В., Томиленко А. А., Корнева Т. А. (1994). Траппы как источник газовой фазы в катастрофических вулканических процессах // Геология и геофизика, т. 35, № 6, с. 21–29.

Зонтов Н. С. (1943). Никелевые минералы норильских руд // Бюлл. Бюро технической информации Норильского комбината, № 5–6.

Зотов И. А. (1976). Некоторые особенности взаимодействия трапповых магм Талнахских интрузий (Норильский район) с вмещающими породами // Очерки генетической петрологии. М., Недра, с. 250–260.

Зотов И. А. (1979). Генезис трапповых интрузивов и метаморфических образований Талнаха. М., Наука, 155 с.

Зотов И. А. (1982).Трансмагматические флюиды в геологии // Природа, № 7, с. 45–56.

Зотов И. А., Кривоплясов Г. С. (1977). Признаки двухфазного характера Талнахских габбро–долеритовых интрузивов (на примере Хараелахского интрузивного тела) // Докл. АН СССР, т. 232, № 6, с. 1383–1386.

Зотов А. И., Вороцепнев В. В., Мельников Ф. П. (1977). Магматическая природа массивных сульфидных руд Талнаха // Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Т. 1. Новосибирск, с. 53–54.

Иванов М. К., Иванова Т. К., Шатков В. А. (1971а). Некоторые фациальные особенности формирования интрузивных и эффузивных пикритов // Геология и полезные ископаемые Норильского района. Норильск, с. 83–84.

Иванов М. К., Иванова Т. К., Тарасов А. В., Шатков В. А. (1971б). Особенности петрологии и оруденения дифференцированных интрузий Норильского рудного узла (месторождения Норильск–I, Норильск–II, горы Черной) // Петрология и рудоносность талнахских и норильских дифференцированных интрузий. Л., Недра, с. 197–304.

Иванова Т. К. (1975). Применение структурно–фациального анализа при палеовулканических реконструкциях в Норильском районе // Медно–никелевые руды северо–запада Сибирской платформы. Л., с. 52–75.

Игревская Л. В. (1981). Новая ветвь интрузива Норильск-I // Генезис и условия локализации медно-никелевого оруднения. М., ЦНИГРИ, с. 79–85.

Йодер Г. С., Тилли К. Э. (1965). Происхождение базитовых магм. М., Мир. 233 с.

Ирвайн Т. Н., Смит К. Х. (1973). Первичные окисные минералы в расслоенной серии интрузива Маскокс // Магматические рудные месторождения. М., Недра, с. 67–86.

Кавардин Г. И. (1976). Металлогения северо–запада Сибирской платформы. Л., Недра. 158 с.

Кавардин Г. И. (1988). Коматиитовые лавы Имангдинского района // Геохимия и минералогия рудных формаций Норильского региона. Л., Наука, с. 83–87.

Кавардин Г. И., Митенков Г. А. (1971). Медно–никелевые руды Талнахского месторождения // Геология и рудоносность талнахских и норильских дифференцированных интрузий. Л., Недра, с. 123–181.

Кавардин Г. И., Старицына Г. Н., Голубков В. С. и др. (1968). Траппы Енисейской рудной провинции. Л., Недра. 208 с.

Калугин И. А., Третьяков Г. А., Фон-дер-Флаас Г. С. (1994). Происхождение железных руд в траппах. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 46 с.

Карбышев В. Д. (1986). Изучение состава пород и оценка рудоносности интрузий Норильского района с применением математических методов: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Нововсибирск, ИГиГ СО АН СССР, 17 с.

Карпенков А. М., Рудашевский Н. С., Шумская Н. И. (1981). Природный хлорид палладия и висмута – фаза состава $Pd_4Bi_5Cl_3$ // Зап. ВМО, вып. 1, с. 86–91.

Карта геологических формаций чехла Сибирской платформы м-ба 1 : 500 000: Объясн. зап. (1976) / Ред. Н. С. Малич. Л., Аэрогеология, 108 с.

Кеннеди Дж. (1950). Равновесие между летучими и окислами Fe в изверженных породах // Вопросы физико–химии в минералогии и петрографии. М., ИЛ, с. 113–132.

Классификация и номенклатура магматических горных пород (1981) / Ред. О. А. Богатиков, Н. П. Михайлов, В. И. Гоньшакова. М., Недра, 160 с.

Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов (1997). М., Недра, 248 с.

Коваленкер В. А., Гладышев Г. Д., Носик Л. П. (1974). Изотопный состав серы сульфидов из месторождений Талнахского рудного узла в связи с их селеноносностью // Изв. АН СССР, Сер геол, № 2, с. 80–91.

Козлов Е. К. (1973). Естественные ряды пород никеленосных интрузий и их металлогения (на примере Кольского полуострова). Л., Наука, 288 с.

Комарова М. З. (1968). Об интрузии гранитоидов в Норильском районе // Геология и геофизика, № 5, с. 104–108.

Комарова М. З. (1974). Интрузивный магматизм северной части Норильского плато: Автореф. дис. ... канд. геол.- мин. наук. Норильск, ВСЕГЕИ, 22.с.

Комарова М. З. (1983). Формация малых интрузий субщелочного состава на северо–западе Сибирской платформы // Прогнозирование и оценка никеленосности нового рудного района на севере Сибирской платформы. Л., с. 83–94.

Комарова М. З., Люлько Т. П. (1967). О расчленении трапповых интрузий Норильского района // Петрология траппов Сибирской платформы. Л., Недра, с. 43–54.

Конкина О. М., Разин Л. В (1976). Зональность распределения палладия, платины и золота в Талнахском интрузиве // Тр. ЦНИГРИ, вып. 122, с. 98–107.

Коптев–Дворников Е. В., Бармина Г. С., Френкель М. Я., Ярошевский А. А. (1976). Геологическое строение дифференцированного траппового интрузива Вельминского порога (р. Подкаменная Тунгуска) // Вест. Моск. ун-та. Геология, № 4, с. 50–56.

Копылова А. Г., Олейников Б. В. (1973). Распределение никеля, кобальта, хрома, ванадия и меди в породах и минералах разновозрастных трапповых интрузивов // Геология и геохимия базитов восточной части Сибирской платформы. М., Наука, с. 164–191.

Копылова А. Г., Олейников Б. В. (1997). Благородные металлы в самородном железе континентальных базитов // Геологическое строение и полезные ископаемые республики Саха (Якутия). Т. 3. Якутск, с. 56–58.

Коржинский Д. С. (1973). Метамагматические процессы // Изв. АН СССР, Серия геол, № 12, с. 3–6.

Коржинский Д. С., Зотов И. А., Перцев Н. Н. (1987). Трансмагматические флюиды, метамагматизм и рудообразование // Закономерности метамагматизма и метаморфизма. М., 1987, с. 5–28.

Коровяков И. А. (1948).О пикритовых эффузивных траппах северо–западной части Сибирской платформы // Докл. АН СССР, т. LXII, № 1, с. 129–133.

Коровяков И. А. (1960). Поведение никеля в сибирских траппах // Минеральное сырье. Вып. 1. М., ВИМС, с. 169–183.

Коровяков И. А., Нелюбин А. Е., Райкова З. А., Хортова Л. К. (1963). Происхождение норильских трапповых интрузий, несущих сульфидные медно–никелевые руды. М., Госгеолтехиздат, 101 с. (Тр. ВИМС. Новая сер., вып. 9).

Королева О. В., Олейников Б. В. (1998). Геохимия и генезис монцонитоидов Джалтульского траппового интрузива // Геология и геофизика. т. 39, № 2, с. 178–189.

Котульский В. К. (1946). К вопросу о происхождении магматических медно–никелевых месторождений // Докл. АН СССР, т. 51, № 5, с. 381–383.

Котульский В. К. (1948). Современное состояние вопроса о генезисе медно–никелевых сульфидных месторождений // Сов. геология, № 29, с. 11–24.

Кравцова Л. И. (1958). Дифференцированная интрузия траппов в бассейне р. Джалтул в Приенисейском районе // Инф.бюл.НИИГА, вып. 9, с. 53–55.

Кравченко С. М. (1977). Фракционирование малых элементов при дифференциации базитовых магм. М., Наука, 218 с.

Красов Н. Ф., Клоккьятти Р. (1979). Ликвация силикатного расплава и ее возможная петрогенетическая роль (по данным изучения расплавных включений) // Докл. АН СССР, т. 248, № 1, с. 201–204.

Кривенко А. П., Поляков Г. В., Лаврентьев Ю. Г. (1974). Зональность авгитов и некоторые вопросы петрогенезиса сиенит–габбровой формации // Докл. АН СССР, т. 216, № 4, с. 895–898.

Кривенко А. П., Пономарчук В. А., Скрипниченко В. А. (1984). Распределение редкоземельных элементов при ликвации базитового расплава с высоким содержанием фосфора // Докл. АН СССР, т. 275, № 2, с. 468–471.

Кривенко А. П., Поляков Г. В., Глотов А. И. и др. (1986). Критерии накеленосности дифференцированных ультрамафит–мафитовых интрузивов и оценка перспектив конкретных массивов на юге Красноярского края и в Западной Монголии // Геохимия в локальном металлогеническом анализе: Тез. докл. Всесоюз. симпозиума. Т. 2. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, с. 34–35.

Куделина М. Б., Кудрявцева В. П., Гаранин В. К. (1983). Особенности химического и фазового состава шпинелидов и ильменита Талнахского интрузива (Норильский район) // Геология рудных месторождений, т. 25, № 5, с. 24–37.

Кузнецов А. А. (1965). Некоторые черты эффузивных траппов северо–запада Сибирской платформы в свете экспериментальных данных // Уч. зап. НИИГА. Регионал. геол., вып. 5, с. 161–170.

Кузнецов А. А. (1977). Тектономагматический процесс. Л., Недра. 118 с.

Кузьмин В. К., Туганова Е. В. (1977). Новые данные по изотопному составу серы медно–никелевых руд северо–запада Сибирской платформы // Геология и геофизика № 4, с. 122–125.

Кутолин В. А. (1969). Статистическое изучение химизма базальтов различных формаций. Новосибирск, Наука, 140 с.

Кутолин В. А. (1972). Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. М., Наука, 208 с.

Кучер М. И., Фридман А. И., Власов В. В. (1986). Исследование изотопного состава углерода в высокотемпературных флюидных включениях в интрузивных магматических породах Талнахского рудного узла // 11 Всесоюзный симпозиум по геохимии изотопов (Москва): Тез. докл. М., с. 212–214.

Лебедев А. П. (1955). Трапповая формация центральной части Тунгусского бассейна. М., Изд-во АН СССР, 197 с.

Лебедев А. П. (1957). О типах дифференциации в траппах Сибирской платформы // Изв. АН СССР, Сер. геол., № 2, с. 55–74.

Лебедев А. П. (1958). Вопросы изучения базальтовой магмы // Изв. АН СССР, Сер. геол., № 12, с. 30–45.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. (1933). Петрография. Л.;М.;Новосибирск, Гос. науч.–тех. изд., 462 с.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. (1935). Четыре корифея петрографии: Вашингтон, Дюпарк, Седергольм, Фогт // Изв. АН СССР, Сер.VII, № 3.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Струве Э. А. (1937). Петрографический словарь. М., ОНТИНКТП СССР, 416 с.

Леднева В. П., Порошин Е. Е. (1981). Петрохимическое районирование базальтов Тунгусской синеклизы // Геология и геофизика, № 11, с. 141–145.

Летников Ф. А., Феоктистов Г. Д., Вилор Н. В. и др. (1988). Петрология и флюидный режим континентальной литосферы. Новосибирск, Наука, 185 с.

Линд Э. Н., Щекотуров В. В. (1991). Палеомагнитное датирование траппового вулканизма северо–запада Сибирской платформы // 4–й Всесоюз. конгр. по геомагнетизму. Ч. II. Владимир–Суздаль, Изд. СНИО СССР, с. 79–80.

Лихачев А. П. (1965). Роль лейкократового габбро в формировании норильских дифференцированных интрузий // Изв. АН СССР, Сер. геол., № 10, с. 75–89.

Лихачев А. П. (1975). О формировании Бушвельдского интрузивного комплекса и связанных с ним рудных месторождений // Изв. АН СССР, Сер. геол., № 12, с. 50–66.

Лихачев А. П. (1977). Об условиях кристаллизации трапповых магм северо–западной части Сибирской платформы // Зап. ВМО, № 5, с. 594–606.

Лихачев А. П. (1978). Об условиях образования рудоносных и безрудных магм базит–гипербазитового состава // Докл. АН СССР, т. 238, № 2, с. 447–450.

Лихачев А. П. (1988). Генетические модели сульфидно–никеленосных формаций в связи с другими эндогенными формациями // Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск, Наука, с. 158–165.

Лихачев А. П. (1996). К динамике становления талнахских рудоносных интрузий и связанных с ними платино–медно–никелевых месторождений // Отечественная геология, № 8, с. 20–26.

Лихачев А. П. (1997). Трапповый магматизм и Pt–Cu–Ni рудообразование в Норильском районе // Отечественная геология, № 10, с. 8–19.

Лихачев А. П. (1998). Талнахский интрузив и его платино–медно–никелевые руды // Руды и металлы, № 1, с. 36–46.

Лихачев А. П., Стрижев В. П. (1974). Об изменении изотопного состава серы сульфидных руд медно–никелевых месторождений Сибирской платформы // Зап. ВМО, т. 103, № 3, с. 305–313.

Лурье М. Л., Масайтис В. Л., Полунина Л. А. (1962). Интрузивные траппы западной окраины Сибирской платформы // Петрография Восточной Сибири. Т. 1. М., Изд–во АН СССР, с. 5–70.

Люлько В. А., Нестеровский В. С., Говердовская Т. Г. (1972). Магматогенные брекчии никеленосных трапповых интрузий // Медно-никелевые руды Талнахского рудного узла. Л., с. 123–127.

Люлько В. А., Федоренко В. А., Дистлер В. В. и др. (1994). Геология и рудные месторождения Норильского района: Путеводитель VII Международного симпозиума по платине. М., Изд–во Московский контакт, 43 с.

Магматогенная кристаллизация по данным изучения включений расплавов (1975). / Ред. В. С. Соболев, В.П. Костюк. Новосибирск, Наука, 232 с.

Магнезиальные базиты запада Сибирской платформы и вопросы никеленосности. (1984). Ред. В. В. Золотухин, А. М. Виленский, Ю. Р. Васильев и др. Новосибирск, Наука, 208 с.

Малич Н. С., Старицкий Ю. Г., Туганова Е. В. (1965). Закономерности распределения никеленосных интрузий траппов Сибирской платформы. М., ВИЭМС. 23 с.

Мананков А. В., Шарапов В. Н. (1985). Кинетика фазовых переходов в базитовых расплавах и магмах. Новосибирск, Тр. ИГиГ СО АН СССР, № 602, 175 с.

Маракушев А. А. (1978). Некоторые вопросы петрогенезиса в свете теории флюидно–магматического взаимодействия // Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск, Наука, с. 65–83.

Маракушев А. А. (1979). Петрогенезис и рудообразование (геохимические аспекты). М., Наука, 261 с.

Маракушев А. А., Перчук Л. Л. (1971). Происхождение и эволюция трансмагматических и метаморфических флюидов: Тез. докл. на Междунар. геохимическом конгрессе. Т. 2. М., с. 513–514.

Маракушев А. А., Безмен Н. И. (1972). Термодинамика сульфидов и окислов в всязи с проблемами рудообразования. М., Наука, 229 с.

Маракушев А. А., Перчук Л. Л. (1974). Термодинамическая модель флюидного режима Земли // Очерки физико–химической петрологии. Вып. 4. М., Наука, с. 102–130.

Маракушев А. А, Феногенов А. Н, Емельяненко П. Ф. и др. (1982). Генезис расслоенных интрузивов норильского типа // Вестн. МГУ, Сер. геол, № 1, с. 3–19.

Мартихаева Д. Х., Леонтьева В. Г., Митрофанова А. Ю., Воронцов А. Е. (1986). Опыт хромато–масс–спектрометрического изучения состава углеродистых веществ из базальтоидных диатрем Сибирской платформы // 2–е Всесоюз. совещание по геохимии углерода. Москва 29 сент.–1 окт. 1986. М., с. 290–291.

Масайтис В. Л. (1958). Петрология Аламджахской трапповой интрузии (бассейн р.Вилюя). Л., ВСЕГЕИ, 133 с. (Тр. ВСЕГЕИ. Новая серия, № 22).

Масайтис В. Л. (1964). Магматические трапповые субпровинции на Сибиской платформе // Материалы по геологии Восточной Сибири. Л., ВСЕГЕИ, с. 137–158.

Масайтис В. Л. (1973). Базитовые магматические формации Сибирской платформы // Проблемы магматической геологии. Новосибирск, Наука, с. 159–171.

Масайтис В. Л. (1974). Магматические формации // Геологические формации докайнозойского чехла Сибирской платформы и их рудоносность. Л., Недра, с. 125–144.

Межвилк А. А. (1962). Маркирующие горизонты среди эффузивных траппов Сибирской платформы // Геология и геофизика. № 4, с. 68–75.

Минералы: Справочник. Т. I–IV. М., Наука,: 1960, т. I, 616 с.; 1967, т. II, вып. 3, 675 с.; 1972, т. III, вып. 1, 882 с.; 1981, т. III, вып. 2, 613 с.; 1992, т. IV, вып.1, 598 с

Митенков Г. А., Хинейко А. Л., Шишкин Н. Н. (1977). Особенности строения такситового горизонта талнахской рудоносной интрузии и их генетическое значение // Докл. АН СССР, т. 237, № 1, с. 191–194.

Муан А. (1983). Кристаллизация в силикатных системах // Эволюция изверженных пород. М., Мир, с. 84–136.

Мухина А. М. (1985). Исследование состава газов туфов юго–востока Тунгусской синеклизы // Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. Иркутск, ИЗК, с. 62–63.

Нагайцева Н. Н., Рогожин В. В., Иванова Т. К. (1967). О составе и стратиграфическом положении трахибазальтов юряхской толщи на северо–западе Сибирской платформы // Уч. зап. НИИГА. Регион. геология, вып. 10, с. 202–207.

Наторхин И. А., Архипова А. И., Батуев Б. Н. (1977). Петрология Талнахских интрузий. Л., Недра. 236 с.

Наумов В. Б., Коваленко В. И., Соболев А. В. и др. (1986). Несмесимость силикатных и солевых расплавов по данным изучения включений в высокотемпературном флюорите // Докл. АН СССР, № 2, с. 453–456.

Некрасов И. Я., Горбачев Н. С. (1978). Физико–химические условия формирования дифференцированных интрузий и медно–никелевых руд норильского типа // Очерки физико–химической петрологии, № 7, с. 92–123.

Немененок Т. И. (1972). Некоторые закономерности пространственной связи вулканов центрального типа и основных — ультраосновных никеленосных массивов (Норильский район) // Геология и геофизика, № 5, с. 135–139.

Немененок Т. И. (1982). Корни и подводящие каналы трубок взрыва и лавовых покровов траппов северо–запада Сибирской платформы // Геология и геофизика, № 8, с. 27–36.

Неручев С. С. (1987). Газовая фаза некоторых дифференцированных интрузий Норильского района // Конференция молодых ученых ПГО "Севморгеология", Ленинград, апр.1986. Л., с. 15–21.

Неручев С. С. (1988). Состав газовой фазы в породах некоторых никеленосных интрузий // Геохимия и минералогия рудных формаций Норильского региона. Л., Наука, 59 с.

Неручев С. С., Прасолов Э. М. (1995). Флюидно–геохимическая модель платиноидных месторождений, связанных с трапповым магматизмом // Платина России, т. II, кн.1, с. 94–106.

Нестеренко Г. В., Амилова Н. С., Смирнова Н. П. (1964). Редкие элементы в траппах Сибирской платформы // Геохимия, № 10, с. 1015–1021.

Нестеренко Г. В., Альмухамедов А. И. (1973). Геохимия дифференцированных траппов (Сибирская платформа). М., Наука, 198 с.

Никольский Н. С. (1978). Термодинамика минеральных равновесий базитов. М., Наука, 177 с.

Никольский Н. С. (1987). Флюидный режим эндогенного минералообразования. М., Наука, 198 с.

Номенклатура пироксенов (1989). / Ред. Н. Моримото // Минералогический журнал, т. 11, № 6, с. 67–84.

Овчинников Л. Н., Рябова Т. В. (1975). Статистическое исследование вариаций изотопного состава серы // Геология рудных месторождений, т. 17, № 6, с. 3–19.

Овчинников Л. Н., Рябова Т. В. (1977). О применении изотопного анализа серы в геологических исследованиях // Геология рудных месторождений, т. 19, № 4, с. 135–140.

Олейников Б. В. (1979). Геохимия и рудогенез платформенных базитов. Новосибирск, Наука, 264 с.

Олейников Б. В. (1981). Металлизация магматических расплавов и ее петрологические и рудогенетические следствия // Самородное минералообразование в магматическом процессе: Тез. докл. Якутск, с. 5–11.

Олейников Б. В., Томшин М. Д. (1976). Глубинная дифференциация магмы платформенных базитов // Докл. АН СССР, т. 231, № 1, с. 177–180.

Олейников Б. В., Панков В. Ю. (1985). Расплавные включения и минералы–узники в продуктах протокристаллизации базальтового расплава // Петролого–геохимические черты глубинной эволюции вещества кимберлитовой и базитовой магматических систем. Якутск, Изд–во ЯФ СО АН СССР, с. 130–164.

Олейников Б. В., Летников Ф. А., Копылова А. Г. и др. (1992) Состав флюидов базитов с самородным железом // Докл. РАН, т.327, № 1, с. 140–143.

Олейников Б. В., Округин А. В., Томшин М. Д. и др. (1985). Самородное металлообразование в платформенных базитах. Якутск, ЯФ СО АН СССР, 188 с.

Олейников Б.В., Копылова А.Г., Панков В.Ю. (1991). Минеральные ассоциации самородного железа аподолеритовых метасоматитов Джалтульского интрузива // Самородное металлобразование в магматическом процессе. Якутск, ЯНЦ СО АН СССР, с. 29–47.

Олейников Б.В., Копылова А.Г., Барашков Ю.П. (1997). Благородные металлы в раннемагматическом самородном железе континентальных базитов и сульфидных глобулях кимберлитов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях: Тезисы доклада Международного симпозиума, посвященного 100–летию со дня рождения акад. А. Г. Бетехтина. Москва. 8–10 апр. М., РАН ИГЕМ, с. 293–294.

Олейников Б. В., Копылова А. Г., Коробейников А. Ф., Колпакова Н. А. (1999). Платина и палладий в металлической фазе земных базитов // Геохимия, т. 364, № 1, с. 107–109.

Ольшанский Я. И. (1948). О большой текучести сульфидных расплавов и возможном геологическом значении этого явления // Докл. АН СССР, т. 63, № 2, с. 187–190.

Ольшанский Я. И. (1951). Система Fe – FeS – FeO – SiO_2 // Изв. АН СССР, Сер. геол., № 6, с. 128–176.

Омото Х., Рай Р. О. (1982). Изотопы серы и углерода // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., Мир, с. 405–450.

Осборн Е. Ф. (1964). Экспериментальное исследование давления кислорода, содержания воды и порядка кристаллизации базальтов и андезитов // Химия земной коры. Том II. М., Наука, с. 75–87.

Осборн Е. Ф. (1983). Реакционный принцип // Эволюция изверженных пород. М., Мир, с. 136–172.

Павлов А. Л. (1979). Термодинамика процессов сульфидизации в силикатных расплавах и проблемы сульфидного рудообразования. Новосибирск, Наука, 80 с.

Павлов А. Л. (1983). Генезис магматических магнетитовых месторождений. Новосибирск, Наука, 220 с.

Павлов А. Л. (1992). Физико–химическое моделирование магматогенных флюидных рудообразующих систем. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 115 с.

Павлов Д. И. (1975). Магнетитовое рудообразование при участии экзогенных хлоридных вод. М., Наука, 246 с.

Павлов Л. Г. (1969). Закономерности формирования вулканогенного комплекса района озер Кета и Дюпкун (северо–западная часть Сибирской платформы) // Уч. зап. НИИГА. Регион. геология, вып. 15, с. 97–101.

Павлов Н. В. (1961). Магномагнетитовые месторождения Тунгусской синеклизы Сибирской платформы. М., ИГЕМ АН СССР, 224 с.

Панков В. Ю. (1983). Микроликвация в расплавных включениях в оливине // Бюл. НТИ, Якут. фил. СО АН СССР, с. 25–28.

Панков В. Ю. (1984). Генетические типы включений в протокристаллах габбро–долеритов Сибирской платформы // Геохимия и минералогия базитов и ультрабазитов Сибирской платформы. Якутск, с. 43–53.

Панков В. Ю. (1986). Раннемагматическая эволюция толеит–базальтового расплава по данным изучения включений в минералах базитов Сибирской платформы: Автореф. дис. ... канд. геол.–мин. наук, Томск, 17 с.

Петренко Г. В., Арутюнян Л. А., Жангуров А. А. и др. (1974). О возможности выноса никеля из оливинитов в гидротермальных условиях // Геохимия, № 8, с. 1185–1192.

Петрографический словарь (1963). Ф. Ю.Левинсон-Лессинг, Э. А.Струве. М., Гос. науч.–тех. издат., 447 с.

Петрографический словарь (1981) / Ред. В.П. Петров, О.А. Богатиков, Р.П. Петров. М., Недра, 495 с.

Петрография. Ч. I. (1976) / Ред. А. А. Маракушев. Изд–во Моск. ун–та, 384 с.

Петрография. Ч. II. (1981) / Ред. А. А. Маракушев. Изд–во Моск. ун–та, 328 с.

Петрография. Ч. III. (1986) / Ред А. А. Маракушев. Изд–во Моск. ун–та, 287 с.

Петрология и перспективы рудоносности траппов севера Сибирской платформы (1978) / Ред. В. В. Золотухин, А. М. Виленский. Новосибирск, Наука, 287 с.

Петролого–геохимические черты глубинной эволюции вещества кимберлитовой и базитовой магматических систем (1985) / Б. В. Олейников, К. Н. Никишов, В. В. Ковальский и др. Якутск, ЯФ СО АН СССР, 200 с.

Поисковые критерии сульфидных руд норильского типа (1978) / Ред. В. С. Соболев. Новосибирск, Наука, 167 с.

Полькин Я. И. (1961). Некоторые особенности поверхностей лавовых покровов базальтов северо–западной части Сибирской платформы // Инф. бюлл. Ин–та геологии Арктики, вып. 24, с. 31–34.

Порошин Е. Е., Леднева В. П. (1977). Клинопироксены эффузивных траппов Восточной Сибири // Геология и геофизика, № 7, с. 133–137.

Рашин Г. А. (1963). Гетероморфизм и неравновесные состояния минералообразования при кристаллизации базальтовых расплавов // Изв. АН СССР, Сер. геол., № 9, с. 18–33.

Ревердатто В. В. (1963). Петрология Анакитского дифференцированного траппового массива и его структура // Геология и геофизика, № 10, с. 79–92.

Роддер Е. (1954). Несмесимость жидкостей при низких температурах в системе $K_2O - FeO - Al_2O_3 - SiO_2$ // Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования. М., ИЛ, с. 302–307.

Реддер Е. (1983). Ликвация силикатных магм // Эволюция изверженных пород. М., Мир, с. 24–67.

Роговер Г. Б. (1959). Месторождение Норильск–I. М., Госгеолтехиздат, 168 с.

Рудашевский Н. С. (1983). Новые особенности дифференциации элементов платиновой группы в земной коре // Докл. АН СССР, т. 268, № 1, с. 201–206.

Рябов В. В. (1969). О происхождении такситового габбро–долерита, лейкократового габбро и магматической брекчии Хараелахской ветви Талнахской интрузии // Геология и геофизика, № 2, с. 51–58.

Рябов В. В. (1974). Плагиоклазы и клинопироксены расслоенных трапповых интрузий как индикаторы дифференциации магматического расплава // Докл. АН СССР, т. 219, № 1, с. 187–200.

Рябов В. В. (1976). Магнетиты из метасоматитов Талнахского рудного узла // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск, Наука, т. 9, с. 113–125.

Рябов В. В. (1978). О некоторых особенностях поведения хрома и титана в магматических клинопироксенах различных формаций // Материалы по петрологии и минералогии ультраосновных и основных пород. Новосибирск, Наука, с. 119–133.

Рябов В. В. (1980). Новый перспективный платиноносный горизонт в верхней эндоконтактовой зоне норильских интрузий (Фонды Красноярского ВЦ СО АН СССР. Программа "Сибирь", блок 1.7.1.1). Красноярск, с. 3.

Рябов В. В. (1981). Истощенные хромом высокомагнезиальные трапповые интрузии как поисковый критерий рудоносных интрузий норильского типа // Петрология литосферы и рудоносность. Л., с. 324–235.

Рябов В. В. (1983). Особенности состава верхних эндоконтактовых зон норильских интрузий // Траповый магматизм Сибирской платформы в связи с тектоникой и поисками полезных ископаемых. Красноярск, с. 186–188.

Рябов В. В. (1984). О составе верхних контактовых зон норильских интрузий, несущих богатую хромитовую минерализацию // Петрохимия. Критерии рудоносности магматических комплексов. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, с. 124–142.

Рябов В. В. (1985). Особенности самородного минералообразования в кровле камер трапповых интрузий // Самородное элементообразование в эндогенных условиях (Тез. докл.). Якутск, с. 18–21.

Рябов В. В. (1986). Особенности формирования основных пегматоидов трапповых интрузий // Происхождение и эволюция магматических формаций в истории Земли: Тр.VII Всесоюз. петрограф. совещ. Т. 2. Новосибиррск: ИГиГ СО РАН СССР, с. 57–58.

Рябов В. В. (1988). Ликвационная дифференциация в траппах // Актуальные вопросы геологии Сибири. Т. 1. Томск., с. 132–134.

Рябов В. В. (1989а).Генетические типы высокомагнезиальных траппов // Базитовый магматизм Сибирской платформы и его металлогения. Якутск, с. 78–79.

Рябов В. В. (1989б). Химический состав несмесимых жидкостей в природных стеклах из траппов // Геология и геофизика, № 11, с. 69–78.

Рябов В. В. (1989в). Ликвация в природных стеклах (на примере траппов). Новосибирск, Наука, 223 с.

Рябов В. В. (1992а).Нетрадиционные типы руд платиновых металлов в сульфидных месторождениях норильского типа // Геология и геофизика, № 11, с. 79–78.

Рябов В. В. (1992б).Оливины сибирских траппов как показатели петрогенезиса и рудообразования. Новосибирск, Наука 116 с.

Рябов В. В. (1992в).Типы малосульфидных руд платиновых металлов в верхних эндоконтактовых зонах трапповых интрузий // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. М., ИГЕМ, с. 40–41.

Рябов В. В. (1994). Платина сибирских траппов. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 32 с.

Рябов В. В. (1997).Рудные расплавы среди базальтов плато Путорана (Сибирская платформа).// Геология и геофизика, т. 38, № 12 с. 1904–1920.

Рябов В. В. (1999а). Флюидный режим траппового магматизма и рудообразования (петрологический аспект) // Геология и геофизика, т. 40, № 10, с. 1457–1473.

Рябов В. В. (1999б). Рудная геология Норильского района на пороге тысячелетия // Тез. докл. регионального совещания "Направление геолого–разведочных работ на никель, медь и платиноиды в Таймырском автономном округе в 2000–2005 гг." Норильск, Таймыркомприродресурсы, с. 25–26.

Рябов В. В., Золотухин В. В. (1970). О псевдотахилитах Талнахского траппового интрузива на Сибирской платформе // Геология и геофизика, № 3, с. 56–63.

Рябов В. В., Соколова Г. А. (1970). Находки галита в экзоконтакте Талнахской рудоносной интрузии и его роль в постмагматических процессах // Проблемы региональной геологии и петрографии Сибири и методы геохимических и геофизических исследований. Новосибирск, Наука, с. 79–82.

Рябов В. В., Золотухин В. В. (1977). Минералы дифференцированных траппов. Новосибирск, Наука, 392 с.

Рябов В. В., Золотухин В. В. (1978). Состав породообразующих минералов траппов как показатель важнейших петрологических процессов // Тезисы XI съезда Международной минералогической ассоциации. Т. 1. Новосибирск, с. 51–53.

Рябов В. В., Якоби Н. Я. (1981). Поведение хрома при дифференциации трапповой магмы // Вопросы генетической петрологии. Новосибирск, Наука, с. 85–111.

Рябов В. В., Павлов А. Л. (1984). Физико–химические закономерности формирования магнезиально–скарнового парагенезиса из расслоенных интрузий Сибирской платформы // Геология и геофизика, № 3, с. 59–65.

Рябов В. В., Павлов А. Л. (1991). Магнетитовая лава в траппах Сибирской платформы // Докл. АН СССР, т. 319, № 5, с. 1193–1197.

Рябов В. В., Аношин Г. Н. (1999а). Платино–железометалльное оруднение в интрузивных траппах Сибирской платформы // Геология и геофизика, т. 40, № 2, с. 162–174.

Рябов В. В., Бакуменко И. Т., Фоминых И. М. (1977). Дендритовидные метакристаллы в траппах Норильского района и некоторые вопросы их формирования // Материалы по петрологии и минералогии. Новосибирск, Наука, с. 47–71.

Рябов В. В., Цимбалист В. Г., Якоби Н. А. (1982). Концентрация хрома и платиноидов в кровле расслоенных интрузий норильского типа // Докл. АН СССР, т. 266, № 2, с. 350–353.

Рябов В. В., Коненко В. Ф., Красов Н. Ф. (1985а). Ликвационные явления в стеклах из руд самородного железа Хунгтукунской интрузии // Докл. АН СССР, т. 285, № 4, с. 982–987.

Рябов В. В., Коненко В. Ф., Хмельникова О. С. (1985б). Породообразующие минералы пикритовых базальтов Норильского района // Геология и геофизика, № 4, с. 83–92.

Рябов В. В., Павлов А. Л., Лопатин Г. Г. (1985в). Самородное железо сибирских траппов. Новосибирск, Наука, 169 с.

Рябов В. В., Шевко А. Я., Аношин Г. Н. и др. (1996а). Дюмталей – новый классический пример расслоенной базитовой интрузии с сульфидным и магнетитовым оруденением // Тез. докл. Первый международный симпозиум "Крупные и уникальные месторождения редких и благородных металлов (проблемы генезиса и освоения)" 8–11 октября, 1996. Спб, с. 77–79.

Рябов В. В., Шевко А. Я., Люлько В. А., Душаткин А. Б. (1996б). Многообразие состава пород малых интрузий как следствие магматической дифференциации трахибазальтового расплава // Магматизм и геодинамика Сибири: Тез. докл. науч. конф., посвященной 75–летию со дня рождения М. П. Кортусова. Томск, с.80–81.

Рябов В. В., Шевко А. Я., Симонов О. Н., Аношин Г. Н. (1996в). Состав платиноносных высокохромистых скарнов Талнаха // Геология и геофизика, т. 37, № 7, с. 62–77.

Симанович И. М, Кудрявцев Д. И. (1981). Текстурные типы эффузивных базальтов Тунгусской синеклизы. М., Наука, 63 с.

Скиннер Б. Дж., Пэк Д. Л. (1973). Несмешивающийся сульфидный расплав с острова Гавайи // Магматические рудные месторождения. М., Недра, с. 195–207.

Слободской Р. М. (1981). Элементоорганические соединения в магматогенных и рудообразующих процессах. Новосибирск, Наука, 134 с.

Служеникин С. Ф., Дистлер В. В., Дюжиков О. А. и др. (1994). Малосульфидное платиновое оруденение в норильских дифференцированных интрузивах // Геология рудн. месторождений, т. 36, № 3, с. 195–217.

Смирнов М. Ф. (1966). Строение норильских никеленосных интрузий и сульфидные руды. М., Недра, 58 с.

Смит Ф. Г. (1968). Физическая геохимия. М., Недра, 476 с.

Смолькин В. Ф., Борисов А. Е., Маракушев А. А. (1987). Признаки дифференциации и несмешивания расплавов в пикритобазальтах Печенги // Докл. АН СССР, 294, № 3, с. 669–673.

Соболев В. С. (1936). Петрология траппов Сибирской платформы. Л., Главсевморпуть, 222 с.

Соболев В. С. (1949). Введение в минералогию силикатов. Львов, Изд–во Львовского ун–та, 341 с.

Соболев В. С. (1986). Петрология траппов: Избранные труды. Новосибирск, Наука, 209 с.

Старицына Г. Н. (1971). Кислые и субщелочные производные траппов и их генезис // Траппы Сибирской платформы и их металлогения: Тез. докл., Иркутск, с. 38–40.

Старицына Г. Н., Томановский Ю. Н., Кравцова Л. И. (1972). Интрузивные траппы северо–восточного борта Тунгусской синеклизы. Л., Недра, 210 с.

Старосельцев В. С. (1982). Тектонические основы прогноза нефтегазоносности осадочных толщ под базальтовым плато древних платформ: Автореф. дис. ... докт. геол.–мин. наук. Новосибирск, ИГиГ СО РАН СССР, 32 с.

Старосельцев К. В., Старосельцев В. С. (1987). Антраксолит–цеолитовая ископаемая фумарола в триасовых вулканитах севера Тунгусской синеклизы // Геология и геофизика, № 3, с. 113–117.

Степанов В. К. (1975). Породообразующие минералы Талнахской интрузии и анализ их парагенезисов с разработкой критериев рудоносности: Автореф. дис. ... канд. геол.–мин. наук. М., 25 с.

Степанов В. К. (1977). Оливины и гиперстены Талнахской интрузии // Геология, петрология и геохимия медно–никелевых месторождений. М., с. 17–34 (Тр. ЦНИГРИ. Вып. 127).

Степанов В. К. (1981). Динамическая модель внедрения, кристаллизации и рудообложения рудоносных интрузий Норильска // Генезис и условия локализации медно–никелевого оруденения. М., с. 13–19 (Тр. ЦНИГРИ. Вып. 162).

Степанов В. К., Земскова Г. В. (1988). Петрографические типы трапповых интрузий северо–запада Сибирской платформы и их рудоносность // Никеленосность базит–гипербазитовых комплексов Норильского региона. Апатиты, с. 54–60.

Стеценко Н. С. (1966). Метасоматические брекчии, связанные с рудоносными дифференцированными интрузиями габбро–долеритов // Четвертая Красноярская краевая конференция: Тез. докл. Красноярск, с. 37–39.

Структуры траппов Сибирской платформы (1976) / Ред. М.Л. Лурье. Тр. ВСЕГЕИ, т. 235, новая серия. Л., Недра, 171 с.

Суханова Е. Н. (1968). О внутреннем строении, химизме и рудоносности Северо–Западной (Хараелахской) ветви Талнахского интрузива // Геология и полезные ископаемые Норильского горно–промышленного района. Норильск, с. 112–114.

Сухарева М. С., Кузнецова Н. П. (1983). К вопросу о соотношении дифференцированных интрузий Талнахского рудного узла (на примере северных флангов) // Трапповый магматизм Сибирской платформы в связи с тектоникой и поисками полезных ископаемых: Тез. докл. Красноярск, Красноярскгеология, с. 89–92.

Сухов Л. Г. (1985). Петрохимические критерии количественной прогнозной оценки никеленосности трапповых формаций // Петрохимия, генезис и рудоносность магматических формаций Сибири. Новосибирск, Наука, с. 209–216.

Тарасов А. В. (1976). О механизмах формирования Норильской интрузии и связанных с ней сульфидных тел // Замещение и вторжение при магматизме и рудообразовании. Новосибирск, Наука, с. 123–276.

Тихоненков П. И., Нестеренко Г. В., Наумов В. Б. (1985). Специфика ликвации платобазальтов Сибирской платформы // Термобарометрия и геохимия рудообразования флюидов (Тез. докл. VII Всесоюзн. совещ.). Львов, с. 140–141.

Томановская Ю. И. (1961). Пикритовые базальты среднего течения реки Аян (северо–западная окраина Сибирской платформы) // Информ. бюл. Ин–та геологии Арктики. Л., вып. 24, с. 12–16.

Томановская Ю. И. (1965). Петрохимические особенности эффузивных траппов северо–западной части Сибирской платформы // Тр. НИИГА, т. 145. Л., Госгеолтехиздат, с. 84–93.

Томановская Ю. И., Полькин Я. И. (1970). Закономерности распределения микроэлементов в вулканических породах трапповой формации северо–запада Сибирской платформы // Тр. НИИГА, т. 162, вып. 2. Л., Недра, с. 96–115.

Траскин В. Ю., Арутюнян Л. А., Савченко А. Н., Нерадовский Ю. Н. (1988). О смачивающей способности и подвижности сульфидных расплавов // Геохимия, № 3, с. 418–423.

Трегер В. Е. (1968). Оптическое определение породообразующих минералов. М., Недра, 200 с.

Туганова Е. В. (1988). Петрологические особенности формирования никеленосных интрузий норильского типа // Никеленосность базит–гипербазитовых комплексов. Апатиты, с. 36–40.

Туговик Г. И., Зайкин И. Д., Кирасирова В. И. (1982). Флюидный состав включений в платиноидах из гранулитового комплекса и некоторые вопросы их генезиса // Докл. АН СССР, т. 266, № 3, с. 704–706.

Туровцев Д. М. (1970). Условия формирования формации контактовых роговиков в ореолах дифференцированных трапповых интрузивов на Талнахском месторождении (Норильский район) // Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы. М., Наука, с. 211–232.

Туровцев Д. М. (1972). Закономерности пространственного размещения метаморфических и метасоматических образований в контактовых ореолах трапповых интрузивов Талнахского рудного узла: Автореф. дис. ... канд. геол.–мин. наук. М., 25.с.

Туровцев Д. М. (1979). Метаморфизм в контактах с траппами Имангдинского рудного узла (Норильский район) в связи с разработкой метаморфических критериев поисков // ЦНИГРИ, № 4, с. 48–66.

Уикс К. Е., Блок К. Е. (1965). Термидинамические свойства 65 элементов, их окислов, галогенидов, карбидов и нитридов. М., Металлургия, 240 с.

Уокер Ф., Польдерварт А. (1950). Долериты Карру Южно–Африканского Союза // Геология и петрография трапповых формаций. М., ИЛ, с. 8–182.

Урванцев Н. Н. (1959). Енисейское рудное поле // Сборник статей по геологии Арктики // Тр. НИИГА, вып. 10. Л., с. 28–48.

Урванцев Н. Н. (1970). Геолого–тектонические особенности формирования медно–никелевых руд Норильска // Уч. зап. НИИГА. Регион. геология, вып. 18, с. 39–55.

Уэйджер Л., Браун Г. (1970). Расслоенные изверженные породы. М., Мир, 552 с.

Фадеев В. А. (1962). Ритмичность вулканических процессов как основа расчленения лавовой толщи // Информ. сборник НИИГА, вып. 31, с. 23.

Федоренко В. А. (1981). Петрохимические серии эффузивных пород Норильского района // Геология и геофизика, № 6, с.78–88.

Федоренко В. А., Дюжиков О. А. (1981).Гипербазит–базитовый эффузивный вулканизм Норильского района // Сов. геология, № 9, с. 98–106.

Федоренко В. А., Стифеева Г. Т., Макеева Л. В. и др. (1984). Базитовые и щелочно–базитовые интрузивы Норильского района в связи с их комагматичностью эффузивным образованиям // Геология и геофизика, № 5, с. 56–63.

Феногенов А. Н. (1987). Петрологическая роль ликвации в образовании магматических пород // Изв. вузов. Геология и разведка, статья I, № 2, с. 25–39; статья II, № 4, с. 31–40.

Феоктистов Г. Д. (1978). Петрология и условия формирования трапповых силлов. Новосибирск, Наука, 168 с.

Феоктистов Г. Д. (1984). Программа расчета на ЭВМ кристаллизации силикатного расплава // Применение мат. методов и ЭВМ в геологии и геофизике. Иркутск, ИКЗ СО АН СССР, с. 160–178.

Феоктистов Г. Д., Елизарьева Т. И. (1976). Распределение бария и стронция в минералах интрузивных траппов юга Сибирской платформы // Вопросы минералогии и геохимии изверженных пород Восточной Сибири. Иркутск, с. 103–111.

Феоктистов Г. Д., Ущаповская З. Ф., Васильев В. К. и др. (1975). Минералогия траппов юга Сибирской платформы. Новосибирск, Наука, 87 с.

Филиппович В. Н., Дмитриев Д. Д. (1971). Статистическая модель ликвации трехкомпонентных стекол // Стеклообразное состояние. Л., Наука, с. 60–62.

Фишер Р. (1954). Несмесимость расплавов, содержащих окислы тяжелых металлов, силикаты и фосфаты, и значение несмесимости для геохимии и учения о рудных месторождениях // Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования. М., ИЛ, с. 411–458.

Френкель М. Я., Ярошевский А. А., Арискин А. А. и др. (1988). Динамика внутрикамерной дифференциации базитовых магм. М., Наука, 216 с.

Фрих–Хар Д. И. (1977). Кристаллизация магматического стекла и некоторые вопросы петрогенезиса. М., Наука, 119 с.

Фролова Т. И., Которгин Н. Ф. (1986). К проблеме классификации пикритов и коматиитов // Вест. МГУ, Геология, сер.4, № 1, с. 3–17.

Хрянина Л. П. (1962). Трапповый магматизм бассейна р. Бахты и низовьев Подкаменной Тунгуски и связь с ним магнетитового оруденения // Тр. ИГЕМ АН СССР. Вып. 71. М., с. 3–89.

Цветков Н. И. (1951). Изоморфные замещения в группе бесщелочных пироксенов // Тр. ин–та геол. наук АН СССР. Вып. 138. М., Изд–во АН СССР, 108 с.

Чернышев Н. М. (1971). Сульфидные медно–никелевые месторождения юго–восточной части Воронежского кристаллического массива. Воронеж, Изд–во Воронеж. ун–та, 298 с.

Шарапов В. Н., Голубев В. С. (1976). Динамика взаимодействия магмы с породами. Новосибирск, Наука, 237 с.

Шарапов В. Н., Черепанов А. Н. (1986). Динамика дифференциации магм. Новосибирск, Наука, 186 с.

Шарков Е. В. (1980). Петрология расслоенных интрузий. Л., Наука, 183 с.

Шатков В. А. (1973).Породообразующие минералы и некоторые закономерности формирования рудоносных интрузий Норильского района: Автореф. дис. ... канд. геол.–мин. наук. Новосибирск, ИГиГ СО РАН СССР, 24 с.

Шуколюков Ю. А., Верховский А. Б., Друбецкий Е. К. и др. (1981) Поиски изотопных признаков мантийного происхождения вещества самородных металлов в трапповых породах // Геохимия, № 10, с. 1442–1452.

Эдвардс А. Б. (1950).Дифференциация в долеритах Тасмании // Геология и петрография трапповых формаций. М., ИЛ, с. 183–243.

Юдина В. В. (1965). Некоторые явления метаморфизма и метасоматоза, связанные с Талнахской дифференцированной интрузией габбро–долеритов (Норильский район) // Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов. М., Наука, с. 112–175.

Юдина В. В., Люлько В. А., Немененок Т. И. (1977). Трубка взрыва "Магнетитовая" в Норильском районе // Геология и геофизика, № 6, с. 87–98.

Юдина В. В., Сандомирская С. М. (1980). О составе рудных минералов сульфидно–магнетитовых рудопроявлений Норильского района // Зап. ВМО, вып. 1, с.109, вып.2, с.187–194.

Boudreau A. E. (1988). Investigation of the Stillwater Complex. IV. The role of volatiles in the petrogenesis of the J–M reef, Minneapolis adit section // Canad. Miner. v. 26, № 1, p. 193–208.

Boudreau A. E., McCallum S. I. (1985). Composition of apatite and biotite from the Stillwater Complex, Montana: Evidence for hidrotermal transport of PGE and REE in Cl–bearing solitions // Lunar and Planet. Sci. v. 16: Abstr. Pap 16ht Conf. March 11–15, 1985. Ptl. Houston, Tex, p. 85–86.

Boudreau A. E., Mathez E. A., McCollum I. S. (1986). Halohen geochemistry of the Stillwater and Bushweld Complexes: Evidence for transport of platinum group elements by Cl–rich fluids // J. Petrol, v. 27, № 4, p. 967–986.

Cameron E. N. (1970). Composition of certain co–existing phases in the easten part of Bushveld Complex: Symposium on the Bushveld Igneous Complex and other layered intrusions // Spec. Publ. Geol. Soc. S. Afr., p. 46–58.

Cameron E. N., Glover E. D. (1973). Unisuai titanian–chromian spinels from the eastern Bushveld Complex // Amer. Miner., v. 58, № 3–4, p. 172–188.

Campbell I. H., Griffiths R. W. (1990). Implications of mantle plume structure for the evolution of flood basalts // Earth Planet Sci. Lett, v. 99, p. 79–93.

Campbell I. H., Czamanske G. K., Fedorenko V. A. et al. (1992). Synchronism of the Siberian traps and the Permian–Triassic boundary // Science, v. 358, p. 1760–1763.

Champness P. E. (1970). Nucleation and growth of iron oxides in olivines, $(Mg,Fe)_2SiO_4$ // Miner. Mag., v. 37, № 291, p. 790–800.

Carstens H. (1979). Liquid immiscibility in basic alkaline magmas // Chem. Geol., v. 27, № 4, p. 297–307.

Colette M., Pierre M. (1982). Determination experimentale de la solubilite du chrome dans les bains silicates basiques. Application: distribution du chrome entre liquides et spinelles chromiferes // C. r. Acacl. Sci, v. 295, Ser. № 3, p. 371–373.

Cousins C. A. (1973). Notes on the geochemistry of the platinum group elements // Trans. Geol. Soc. S. Afr. v. 76, № 1, p. 77–81.

Crocket J. H., MacRae W. E. (1986). Platinum–group element distribution in komatiitic and tholeitic volcanic rocks from Munro Township, Ontario // Econ.Geol., v. 81, № 5, p.1242–1251.

Czamanske G. K., Wooden J. L., Zientek M. L. et al. (1994). Geochemical and isotopic constraints on the petrogenesis of the Noril'sk–Talnakh ore–forming System // Proceeding of the Sudbury – Noril'sk Symposium / Eds, p. C.Lightfoot, A.J.Naldrett. Ontario Geol. Sur. Spec., v. 5, p. 313–341.

Dalrymple G. B., Czamanske G. K., Lanphere M. F. et al. (1991). $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages of samples from Norilsk–Talnakh ore–bearing intrusions and the Siberian flood basalts // EOS, v. 72, p. 570.

Ealles H. V., Reynolds I. V., Gouws D. A. (1980). The spinel–group minerals of the Central Karoo tholeitic province // Trans. Geol. Soc. S. Afr., v. 83, № 2, p. 243–253.

Fedorenko V. A. (1994). Evolution of magmatism as reflected in the volcanic sequence of the Noril'sk region. Proceedings of the Sudbury – Noril'sk Symposium (ed. P.C.Lightfoot and A.J.Naldrett). Ontario, Geological Survey, Special, v. 5, p.171–184.

Freestone I. C., Powell R. (1983). The low temperature field of liquid immiscibility in system $K_2O - Al_2O_3 - FeO - SiO_2$ with special reference to the join fayalite – leucite – silica // Contrib. Miner. Petrol., v. 81, № 2–3, p. 291–299.

Goode A. D. T. (1974). Oxidation of natural olivines // Nature, v. 248, № 5448, p. 500–501.

Haag M., Heller H. (1991).Late Permian to: Early Triassic magnetostratigraphy // Earth Planet Sci. Lett., v. 107, p.42–54.

Haggerty S. E., Barker I. (1967). The alteration of Olivine in Basaltic and Associated Lavas // Contrib. Miner. Petrol., v. 16, № 3, p. 233–257.

Hill R. E. T., Roeder P. L. (1967). Stability of spinel in basaltic melts // Geol. Soc. Amer. Annual. Meeting Abstract, p. 96–97.

Hill R. E. T., Roedder P. L. (1974). The crystallization of spinel from basaltic liquid as a function of oxygen fugacity // J.Geol., v. 82, № 6, p. 167–180.

Irvine T. N. (1967). Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part 2. Petrologic applications // Canad. J. Earth Sci., № 4, p. 71–103.

Irvine T. N., Keith D. W., Todd S. G. (1982). Formation crystallization and liquid mixing in a stratified magma body // Annu. Rept Dir. Geophys. Lab. 1981–1982. Carnegie Inst. Washington. D.C, p. 286–294.

Irvine T. N., Keith D. W., Todd S. G. (1983). The J–M platinum–palladium reef of the Stillwater Complex, Montana. II. Origin by double–diffusive convective magma mixing and implications for the Bushveld Complex // Econ. Geol., v. 78, № 7, p. 1287–1334.

Johston A., D., Stout J. H. (1984). Development of orthopyroxene – Fe/Mg ferrite symplectites by continuous olivine oxidation // Contrib. Miner. Petrol., v. 88, № 1–2, p. 196–202.

Keith D. W., Todd S. G., Irvine T. N. (1982). Setting and compositions of the J–M platinum–palladium reef and other sulphide zones in the banded series of the Stillwater Complex // Annu. Rept Dir. Geophys. Lab. 1981–1982. Carnegie Inst. Washington. D.C., p. 281–286.

Kennedy G. C. (1955). Some aspects of the role of water in igneous melts // Geol. Soc. Amer. Special. Paper., v. 62, p. 489–503.

Kullerud G. A., Yoder H. S. (1965). Sulfide–silicate relation and their bearing on ore formation under magmatic, postmagmatic and metamorphic condition // Symposium problems of postmagmatic ore deposition. Prague. v. 2, p. 327–331.

Lightfoot P. C., Naldrett A. J., Gorbachev N. S. et al. (1990). Geochemistry of the Siberian trap of the Noril'sk area, USSR, with implication for relative contributions of crust and mantle to flood basalt magmatism // Contrib. Miner. Petrol., v. 104, p. 631–644.

Lightfoot P. C., Naldrett A. J., Gorbachev N. S. et al. (1994). Chemostratigraphy of Siberian Trap lavas Noril'sk district: Implication for the source of flood basalt magmas and their associated Ni0Cu mineralization // Proceeding of the Sudbury – Noril'sk Symposium. Ontario Geol. Sur. Spec., v. 5, p. 283–312.

Maclean W. N., Shimazaki H. (1976). The partitioning of Co, Ni, Cu and Zn between Sulphide and silicate liquids // Econ. Geol., v. 71, p. 1049–1057.

MacBirney A. R., Nakamura Y. (1974). Immiscibility in late–stage magmas of the Skaergard intrusion // Year Book 73, for 1973–1974. Carnegie Inst., Washington, p. 348–352.

Mathez E. A., Boudreau A. E., McCallum I. S. (1985). Apatite and Biotite from the Stillwater Complex, Montana // Canad. Miner., v. 23, p. 308.

Mathison Charter I. Pyroxene oikocrysts in troctolitic cumulates evidence for supercooled crystallisation and postcumulus modification // Contrib. Miner. Petrol., 1987, v. 97,№2, p. 228–236.

Muan A. (1955). Phase equilibria in system $FeO–Fe_2O_3–SiO_2$ // Trans. AIME 203, p. 965–976.

Muir J. D., Tilley C. E., Scoom J. H. (1957). Contributions to the petrology of Hawaiin basalt. 1. The Picrite basalts of Kilauea // Amer. J. Sci., v. 255, № 4, p. 241–253.

Mutanen T. (1957). Emaksiseen magmatismiin liittjvasulfidimimuodostus // Eripainos Geologi–Lehdesta, v. 2, p. 89–105.

Naldrett A. J. (1969). A portion of the system Fe – S – O between 900 and 1080 °C and its application to sulphide ore magmas // J. Petrol., v. 10, № 2, p. 171–210.

Naldrett A. J., Cabri L. J. (1976). Ultramafic and related mafic rocks: their classification and genesis special reference to the concentration of nickel sulphides and platinum–group elements // Econ. Geol., v. 71, № 7, p. 1131–1158.

Naldrett A. J., Duke J. M., Ligfoot P. C., Thompson J. F. H. (1984). Quantitative modelling of the segregation of magmatic sulphides: an exploration guide // CIM Bull., v. 77, № 864, p. 46–56.

Naldrett A. J., Lightfoot P. C., Fedorenko V. A. et al. (1992). Geology and geochemistry of intrusions and flood basalts of the Noril'sk region USSR, with implications for the origin of the Ni–Cu ores // Econ. Geol., v. 87, № 4, p. 975–1004.

Naslund H. R. (1983). The effect of oxygen fugacity on liquid immisibility in iron–bearing silicate melts // Am. J. Sci., v. 282, № 10, p. 1034–1059.

Natan H. D., Van Kirck C. K. (1978). Model of Magmatic Crystallization // J. Petrol., v. 19, № 1, p. 66–94.

Nitsan U. (1974). Stability field of Olivine with Respect to Oxidation and Reduction // J. Geophys. Res., v. 79, № 5, p. 706–711.

Osborn E. F. (1959). Role of oxygen pressure in the crystallization of basaltic magma // Amer. J. Sci., v. 257, № 9, p. 609–647.

Osborn E. F. (1962). Reaction series for subalkaline igneous rocks based an different oxygen pressure conditions // Amer. Miner., v. 47, № 3–4, p. 211–226.

Page N. S., Rowe J. J., Haffty J. (1976). Platinum metals in the Stillwater Complex, Montana // Econ. Geol., v. 71, № 7, p. 1352–1363.

Page N. J., Von Guenewaldt G., Haffty J., Aruscavage P. J. (1982). Comparison of platinum, palladium and rhodium distributions in some layered intrusions with special reference to the late differentiates (upper zone) of the Bushveld Complex, South Africa // Econ. Geol., v. 77, № 6, p. 1405–1418.

Philpotts A. R. (1979). Silicate liquid immiscibility in tholeitic basalts // T. Petrol. 20, № 1, p. 99–118.

Philpotts A. R. (1982). Compositions of immiscible liquids in volcanic rocks // Contrib. Miner. Petrol., v. 80, № 3, p. 201–218.

Putnis A. (1979). Electron petrography of high–temperature oxidation in olivine from the Layered Intrusion // Miner. Mag., v. 43, № 326, p. 293–296.

Renne P. R. and Basu A. R. (1991). Rapid eruption of the Siberian Traps flood basalts at the Permo–Triassic boundary // Science, v. 253, p. 176–179.

Ryabov V. V. (1988). Immiscible liquid in trapps of Siberian platform // 2nd Int. Conf. Natur. Glasses. Prague. Sept. 21–25. 1987. Praha, p. 401–405.

Ryabov V. V., Shevko A. Ya., Gora M. P. (1999). Fluorine and Chlorine Distribution in Sulphide and Low–Sulphide Platinum Ore of the Norilsk Deposits // Ore Forming Processes in Dynamic Magmatic Systems Field Conference. Rouyn (Canada).

Roeder P. L., Emslie R. F. (1970). Olivine–liquid equilibrium // Contrib. Miner. Petrol., v. 29, p. 275–289.

Roeder P. L., Osborn E. F. (1966). Experimental date for the system $MgO - FeO - Fe_2O_3 - CaAl_2Si_2O_8 - SiO_2$ and their petrological implication // Amer. J. Sci., v. 264, № 6, p. 428–480.

Roedder E., Weiblen P. W. (1971). Petrology of silicate melt inclusions, Apollo 11 and Apollo 12 and terrestrial equivalens. Proc. Second Lunar Sci. Conf. // Geochim. Cosmochim. Acta, Suppl. 2, № 1, p. 507–528.

Sato M., Valenza M. (1980) Oxygen fugacities of the layered series of Skaergaard intrusion, East Greenland // Amer. J. Sci. 230A, p.134–158.

Sharma M., Basu A. R., Nesterenko G. V. (1992). Temporal Sr–, Nd–, Pb–isotopic variations in the Siberian flood basalts: implications for the plume–source characteristics // Earth Planet. Sci. Lett., v. 113. p.365–681.

Vogt J. H. L. (1923). Nickel in igneous rocks // Econ. Geol., v. 18, № 4, p. 307–353.

Volborth A., Housley R. M. (1984). Preliminary Description of Complex Graphite, Sulphide, Arsenide, and Platinum group Element Mineralization in a Pegmatoid Pyroxenite of the Stillwater Complex, Montana, USA // TMPM Tschermaks Miner. Peter. Mitt., v. 33, p. 213–230.

Warren B. E., Pinkus A. G. (1940). Atomic consideration of immiscibility in glass systems // J. Amer. Ceram., v. 23, № 10, p. 301–304.

Watson T. B. (1976). Two–Liquid Partition Coefficients experimental data and geochemical implications // Contrib. Miner. Petrol., v. 56, p. 119–134.

Wooden J. L., Czamanske G. K., Fedorenko V. A. et al. (1993). Isotopic and trace–element constraints on mantle and crustal contributions to Siberian continental flood basalts, Noril'sk area, Siberia // Geochim. Cosmochim. Acta, v. 57, p. 3677–3704.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Химический состав пород и минералов опорных разрезов дифференцированных траппов Норильского района

Исследования выполнены в лабораториях Аналитического центра ОИГГМ СО РАН (г. Новосибирск)

Рентгенофлуоресцентным анализом (РФА) определялись породообразующие оксиды и Ba, мас. %.

Атомно-абсорбционным (АА) — Pt, Pd, Rh, Ru, Au, Ag, Cu, Ni, Co, Pb, Zn, Cr, V, Ba, Sr, г/т.

Химическим — S, FeO, Fe_2O_3, частично породообразующие оксиды, мас.%.

Изотопным — состав серы $\delta^{34}S$,‰ и углерода $\delta^{34}C^{13}_{PDB}$.

Рентгеноспектральным (прибор Camebax–Micro) — минералообразующие и примесные оксиды, мас.%.

Аналитики: *Аксенова Н. Я., Арженкова П. Н., Глухова Н. М., Голованова Н. П., Зоркина Л. С., Иванченко И. Ю., Ильина В. Н., Козырева Н. Л., Коковкина Е. В., Марченко Г. М., Перцева А. П., Фоминых И. М., Хмельникова О. С., Цимбалист В. Г.*

Местонахождение опорных разрезов показано на рис. 1.1.

СОДЕРЖАНИЕ

ГУДЧИХИНСКАЯ СВИТА

ТАЛНАХСКИЙ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫЙ ПОКРОВ ПИКРИТОВЫХ БАЗАЛЬТОВ

Таблица 1. **Химический состав пород, скв. КЗ-491** 347
Таблица 2. **Химический состав оливина, скв. КЗ-491** 348
Таблица 3. **Химический состав минералов группы шпинели, скв. КЗ-491** 349

МИКЧАНДИНСКИЙ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫЙ ПОКРОВ БАЗАЛЬТОВ

Таблица 4. **Химический состав пород** 349

ЕРГАЛАХСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

РАССЛОЕННАЯ ИНТРУЗИЯ ТРАХИДОЛЕРИТОВ, скв. Ф-221

Таблица 5. **Химический состав пород, скв. Ф-221** 350
Таблица 6. **Химический состав оливина, скв. Ф-221** 351
Таблица 7. **Химический состав пироксена, скв. Ф-221** 352
Таблица 8. **Химический состав полевых шпатов, скв. Ф-221** 354
Таблица 9. **Химический состав минералов группы шпинели, скв. Ф-221** 355
Таблица 10. **Химический состав ильменита, скв. Ф-221** 355
Таблица 11. **Химический состав апатита, скв. Ф-221** 356

НОРИЛЬСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

НОРИЛЬСКИЙ ТИП ИНТРУЗИЙ

ЮГО-ЗАПАДНАЯ ВЕТВЬ ВЕРХНЕТАЛНАХСКОЙ ИНТРУЗИИ

Таблица 12. **Химический состав пород, скв. КЗ-184** 357
Таблица 13. **Химический состав оливина, скв. КЗ-184** 358
Таблица 14. **Химический состав клинопироксена, скв. КЗ-184** 359
Таблица 15. **Химический состав ортопироксена, скв. КЗ-184** 360
Таблица 16. **Химический состав минералов группы шпинели, скв. КЗ-184** 361
Таблица 17. **Химический состав минералов группы слюд, скв. КЗ-184** 361

СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ ВЕТВЬ ВЕРХНЕТАЛНАХСКОЙ ИНТРУЗИИ

Таблица 18. **Химический состав пород, скв. КЗ-274** 362
Таблица 19. **Содержание микроэлементов в породах, скв. КЗ-274** 363
Таблица 20. **Химический состав пироксена, скв. КЗ-274** 365
Таблица 21. **Химический состав оливина, скв. КЗ-274** 365
Таблица 22. **Химический состав минералов группы слюд, скв. КЗ-274** 367

ХАРАЕЛАХСКАЯ ВЕТВЬ ВЕРХНЕТАЛНАХСКОЙ ИНТРУЗИИ

Таблица 23. **Химический состав пород, скв. КЗ-585** 367
Таблица 24. **Содержание микроэлементов в породах, скв. КЗ-585** 370
Таблица 25. **Химический состав оливина, скв. КЗ-585** 371
Таблица 26. **Химический состав пироксена, скв. КЗ-585 (частичный анализ)** 372

ВОСТОЧНО-НОРИЛЬСКАЯ ВЕТВЬ ИНТРУЗИИ НОРИЛЬСК-I

Таблица 27. **Химический состав пород, скв. ПЕ-35** 373
Таблица 28. **Химический состав оливина, скв. ПЕ-35** 375
Таблица 29. **Химический состав клинопироксена, скв. ПЕ-35** 376
Таблица 30. **Химический состав минералов группы шпинели, скв. ПЕ-35** 378

НИЖНЕТАЛНАХСКИЙ ТИП ИНТРУЗИЙ

НИЖНЕТАЛНАХСКАЯ ИНТРУЗИЯ

Таблица 31. **Химический состав пород, скв. КЗ-665** 378
Таблица 32. **Химический состав оливина, скв. КЗ-665** 380

СОВМЕЩЕННЫЙ РАЗРЕЗ ВЕРХНЕ- И НИЖНЕТАЛНАХСКОЙ ИНТРУЗИЙ
Таблица 33. **Химический состав пород, скв. СВ-16** 380
Таблица 34. **Химический состав оливина, скв. СВ-16** 382

КРУГЛОГОРСКИЙ ТИП ИНТРУЗИЙ

ИНТРУЗИЯ Р. ОЛОР
Таблица 35. **Химический состав пород, скв. ВХ-4** 385

ЗУБОВСКИЙ ТИП ИНТРУЗИЙ

ИНТРУЗИЯ ЗУБ-МАРКШЕЙДЕРСКАЯ
Таблица 36. **Химический состав пород, скв. АС-28** 386
Таблица 37. **Химический состав оливина, скв. АС-28** 387
ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ВЕТВЬ ПЯСИНСКО-ВОЛОГОЧАНСКОЙ ИНТРУЗИИ
Таблица 38. **Химический состав пород, скв. АС-6** 387
Таблица 39. **Химический состав оливина, скв. АС-6** 388
ЮЖНО-ПЯСИНСКАЯ ВЕТВЬ ПЯСИНСКО-ВОЛОГОЧАНСКОЙ ИНТРУЗИИ
Таблица 40. **Химический состав пород, скв. АС-8** 388
Таблица 41. **Химический состав оливина, скв. АС-8** 389

МОРОНГОВСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

ИНТРУЗИЯ ГОРЫ ПУТАНАЯ
Таблица 42. **Химический состав пород, скв. Е-36** 389
Таблица 43. **Химический состав оливина, скв. Е-36** 391
ИНТРУЗИЯ ГОРЫ ПЕГМАТИТОВАЯ
Таблица 44. **Химический состав пород, скв. Е-28** 392
Таблица 45. **Содержание ртути в породах, скв. Е-28** 393
Таблица 46. **Химический состав оливина, скв. Е-28** 393
Таблица 47. **Химический состав клинопироксена, скв. Е-28** 395

ДАЛДЫКАНСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

ДАЛДЫКАНСКАЯ ИНТРУЗИЯ
Таблица 48. **Химический состав пород, скв. НП-49** 397

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ПОРОД ОСНОВНЫХ ГОРИЗОНТОВ РАССЛОЕННЫХ ИНТРУЗИЙ ТАЛНАХСКОГО РУДНОГО УЗЛА

Таблица 49. **Сопоставление химического состава пород базитовой и ультрабазитовой частей расслоенных магматических тел** 401

ГУДЧИХИНСКАЯ СВИТА

ТАЛНАХСКИЙ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫЙ ПОКРОВ ПИКРИТОВЫХ БАЗАЛЬТОВ

Таблица 1.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД, скв. К3–491

Компонент	Глубина, м											
	9,0	10,0	13,0	15,0*	15,0**	17,0	18,0	19,0	20,0	21,0	22,0	23,0
SiO_2	41,14	51,50	42,12	42,34	47,90	42,22	44,88	45,30	45,92	46,00	46,00	42,00
TiO_2	1,45	1,65	1,55	1,47	1,95	1,85	1,85	1,85	1,95	1,70	1,65	1,32
Al_2O_3	9,20	9,00	10,25	8,79	11,25	11,65	12,67	11,90	12,70	11,00	12,34	9,81
Fe_2O_3	4,80	4,67	3,24	5,14	4,95	3,78	3,37	3,82	2,99	5,69	5,61	7,16
FeO	6,65	7,21	9,03	5,62	6,66	6,58	7,49	7,62	6,02	6,02	7,07	7,28
MnO	0,17	0,07	0,12	0,24	0,10	0,16	0,16	0,13	0,11	0,12	0,11	0,12
MgO	10,42	8,76	11,40	7,72	7,92	8,19	9,23	9,05	8,00	8,03	10,47	14,77
CaO	11,30	5,62	8,40	12,41	7,03	9,20	6,20	7,10	9,00	10,50	7,26	8,20
Na_2O	1,13	0,79	0,70	0,83	1,21	3,39	3,15	3,51	1,83	1,79	1,60	0,98
K_2O	0,03	0,35	0,02	0,23	0,31	0,14	0,18	0,29	0,21	0,22	0,19	0,12
P_2O_5	0,20	0,28	0,18	0,08	0,30	0,14	0,21	0,22	0,16	0,21	0,19	0,15
CuO	0,03	0,029	0,02	–	0,025	0,01	0,02	0,01	0,037	0,037	0,037	0,025
NiO	0,08	0,10	0,07	–	0,10	0,038	0,038	0,038	0,038	0,038	0,038	0,08
Cr_2O_3	0,05	0,09	0,06	0,34	0,17	0,05	0,05	0,06	0,05	0,05	0,04	0,11
П.п.п.	12,35	8,88	12,50	14,04	9,12	11,65	10,19	9,70	7,36	7,87	6,22	6,62
Сумма	99,00	99,00	99,66	99,25	99,00	99,05	99,69	100,60	96,38	99,28	98,83	98,75
$K_ф$	52,35	57,56	51,84	58,23	59,45	55,85	54,06	55,83	52,97	59,32	54,77	49,44
S	0,26	–	0,10	0,32	0,30	0,18	0,15	0,07	0,11	0,16	0,04	0,07
CO_2	5,57	–	–	–	–	3,90	–	–	2,22	2,52	–	–
Порода	Ма	Ма	Ма	Ма	Ма	МД	МД	МД	ОБ	ОБ	ОБ	АБ

Продолжение табл. 1.

Компонент	Глубина, м											
	24,0	**25,0**	28,0	33,0	37,0	39,0	40,0	41,0	43,0	49,0	51,0	52,0
SiO_2	43,20	40,48	40,10	42,26	43,36	34,56	49,80	44,76	45,84	45,26	42,28	43,20
TiO_2	1,40	1,00	0,95	0,95	1,00	1,55	1,95	1,75	1,75	1,55	1,42	1,46
Al_2O_3	7,78	5,52	6,62	6,58	6,45	9,81	10,30	11,04	10,06	9,82	9,32	9,75
Fe_2O_3	4,78	6,74	6,35	2,60	2,13	6,25	7,41	8,72	7,14	8,06	6,77	6,29
FeO	8,32	7,84	8,19	10,34	10,77	5,25	3,85	3,29	4,62	4,69	5,67	5,05
MnO	0,17	0,15	0,17	0,19	0,18	0,20	0,15	0,18	0,14	0,17	0,16	0,18
MgO	20,65	21,66	23,89	21,22	21,94	8,63	7,17	9,42	12,56	9,69	11,48	12,10
CaO	5,97	6,80	5,94	6,97	6,29	16,70	8,92	11,80	9,32	9,80	12,70	11,57
Na_2O	0,92	1,10	0,93	0,77	0,73	1,77	1,73	1,86	1,64	1,48	1,59	1,58
K_2O	0,22	0,17	0,08	0,19	0,19	0,20	0,12	0,08	0,16	0,06	0,11	0,14
P_2O_5	0,30	0,14	0,12	0,16	0,14	0,12	0,23	0,16	0,19	0,18	0,18	0,19
CuO	0,012	0,025	0,025	–	–	0,03	0,06	0,025	0,037	0,03	0,037	0,05
NiO	0,21	0,16	0,17	0,18	0,18	0,08	0,05	0,05	0,07	0,07	0,10	0,11
Cr_2O_3	0,18	0,12	0,12	0,18	0,18	0,07	0,03	0,05	0,07	0,06	0,07	0,09
П.п.п.	5,04	7,66	6,19	6,91	6,65	14,60	7,05	5,64	4,96	7,71	7,68	7,76
Сумма	99,15	99,57	99,85	99,50	100,19	99,82	98,82	98,83	98,56	98,63	99,57	99,52
$K_ф$	38,81	40,23	37,84	37,88	37,03	57,13	61,10	56,04	48,36	56,82	52,01	48,38
S	0,05	0,08	0,03	–	0,02	–	0,49	0,08	0,06	0,12	0,09	0,04
CO_2	–	–	–	–	–	7,68	–	2,68	0,27	2,98	–	0,41
Порода	ПБ	ПБ	ПБ	ПБ	ПБ	Ма	Ма	ОБ	АБ	Ма	ОБ	ОБ

Примечание. Здесь и далее: подробные аналитические данные по образцам, номера которых выделены жирным шрифтом, приведены в паспортах, см. том 2.

Окончание табл. 1.

Компонент	Глубина, м										
	53,0	54,0	54,0A	55,0	56,0	56,0A	57,0	58,0	59,0	61,0	63,0
SiO_2	43,80	42,20	44,50	49,14	44,84	44,24	41,40	42,95	44,00	43,04	42,64
TiO_2	1,50	1,55	1,65	2,25	1,55	1,40	1,55	1,57	1,50	1,32	1,42
Al_2O_3	10,06	10,00	9,53	13,37	10,92	10,18	10,43	11,50	10,10	8,95	9,44
Fe_2O_3	6,99	7,36	9,24	6,32	6,02	5,75	7,09	5,63	6,23	6,31	5,75
FeO	6,59	5,89	7,70	5,19	4,28	6,74	6,32	6,38	6,73	6,81	7,16
MnO	0,13	0,15	0,17	0,16	0,14	0,19	0,15	0,14	0,16	0,18	0,21
MgO	15,41	14,38	15,16	9,04	11,01	15,92	15,54	15,08	16,10	18,53	17,61
CaO	6,79	8,04	7,26	7,07	11,09	8,17	8,24	8,38	7,90	6,84	7,07
Na_2O	1,18	1,33	1,00	2,25	1,72	1,35	1,31	1,42	1,33	1,08	1,14
K_2O	0,05	0,06	0,57	0,16	0,09	0,58	0,05	0,12	0,38	0,32	0,55
P_2O_5	0,16	0,16	0,26	0,27	0,16	0,17	0,18	0,20	0,18	0,12	0,15
CuO	0,025	0,025	–	0,037	0,037	0,025	0,08	0,025	–	0,025	0,025
NiO	0,10	0,10	0,013	0,038	0,08	0,10	0,08	0,08	0,17	0,13	0,12
Cr_2O_3	0,09	0,09	0,15	0,01	0,10	0,11	0,11	0,10	0,12	0,12	0,11
П.п.п.	6,20	7,46	4,46	3,76	6,70	4,73	6,68	5,16	4,86	5,65	5,77
Сумма	99,08	98,80	101,66	99,07	98,74	99,66	99,21	98,74	99,76	99,43	99,17
$K_ф$	46,84	47,96	52,77	56,01	48,33	43,96	46,32	44,33	44,60	41,45	42,30
S	0,03	0,05	0,06	0,07	0,14	0,03	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04
CO_2	–	–	–	–	2,00	–	–	–	–	–	–
Порода	АБ	АБ	АБ	МД	АБ	АБ	АБ	АБ	АБ	ПБ	ПБ

* С миндалинами.
** С искусственно удаленными миндалинами.

Таблица 2.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ОЛИВИНА, скв. КЗ–491

Компонент	Глубина, м											
	25,0					28,0	29,0	31,0		33,0	35,0		37,0
SiO_2	37,35	39,35	38,75	38,21	38,52	39,36	39,14	38,36	39,05	39,19	38,05	38,48	39,06
FeO	18,26	20,12	17,91	20,64	19,69	19,52	18,82	23,36	19,22	21,73	22,50	21,05	19,27
CaO	0,28	0,24	0,27	0,29	0,26	0,08	0,03	0,05	0,25	0,24	0,29	0,26	0,25
MgO	42,42	40,06	42,79	40,69	40,47	39,98	40,47	37,78	40,76	37,70	39,07	39,87	40,65
NiO	–	–	–	–	–	0,36	0,37	0,32	0,39	0,33	0,35	0,36	0,39
Сумма	98,31	99,77	99,72	99,83	98,94	99,30	98,83	99,87	99,67	99,19	100,26	100,02	99,62
Fo	80,55	78,02	80,98	77,85	78,56	78,50	79,31	74,25	79,08	75,57	75,58	77,15	78,99
Fa	19,45	21,98	19,02	22,15	21,44	21,50	20,69	25,75	20,92	24,43	24,42	22,85	21,01
Порода	ПБ	ПБ	ПБ	ПБ	ПБ	ПБ	ПБ	ПБ	ПБ	ПБ	ПБ	ПБ	ПБ

Приложение. Химический состав пород и минералов опорных разрезов дифференцированных траппов Норильского района

Таблица 3.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МИНЕРАЛОВ ГРУППЫ ШПИНЕЛИ, скв. К3–491

Компонент	Глубина, м											
	10,0		23,0	24,0	25,0		28,0		29,0	31,0	33,0	35,0
SiO_2	–	–	–	–	0,22	0,10	–	–	–	–	–	–
TiO_2	2,00	1,95	3,64	1,50	2,43	1,67	1,49	1,42	1,91	2,84	2,05	6,23
Al_2O_3	13,12	11,32	4,36	11,79	11,53	12,94	12,81	11,84	11,79	12,03	11,33	6,19
FeO	32,44	29,73	62,04	21,32	25,07	28,81	31,26	31,10	34,89	30,86	40,37	45,12
MnO	0,68	0,62	0,49	0,62	0,97	0,93	0,61	0,63	0,22	0,17	0,62	0,14
MgO	6,65	7,25	2,27	5,42	5,78	8,09	6,26	6,17	5,23	7,64	4,81	4,78
CaO	–	–	–	–	0,08	0,09	–	–	–	–	–	–
Cr_2O_3	43,53	44,46	18,20	45,52	41,20	45,72	45,65	46,12	43,93	42,99	38,25	30,62
Сумма	98,42	95,33	91,00	86,17	87,06	98,25	98,08	97,28	97,97	96,53	97,43	93,08
Порода	Ма	Ма	АБ	ПБ	ПБ	ПБ	ПБ	ПБ	ПБ	ПБ	ПБ	ПБ

МИКЧАНДИНСКИЙ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫЙ ПОКРОВ БАЗАЛЬТОВ

Таблица 4.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД

Компонент	МЧ–200	МЧ–201	МЧ–201	МЧ–202	**МЧ–203**	МЧ–204пи	МЧ–204ск	МЧ–205	МЧ–206	МЧ–207	МЧ–208	МЧ–208ск
SiO_2	51,95	49,85	51,52	47,92	49,70	51,70	50,59	50,69	50,80	48,72	47,98	51,39
TiO_2	0,987	0,443	0,43	0,557	0,641	0,428	0,562	0,722	0,385	0,525	0,515	0,647
Al_2O_3	14,84	11,59	8,10	10,31	10,05	8,02	9,61	10,28	7,40	10,15	10,84	9,05
Fe_2O_3	9,80	9,63	7,46	12,20	10,31	7,33	8,36	8,77	6,99	9,49	10,74	8,71
MnO	0,16	0,161	0,17	0,206	0,174	0,184	0,178	0,177	0,179	0,186	0,165	0,191
MgO	7,34	11,53	14,00	15,21	14,24	14,33	13,59	12,49	14,55	13,43	13,70	12,92
CaO	10,48	12,63	16,40	9,08	10,86	15,70	13,56	13,01	13,01	12,30	10,71	13,82
Na_2O	2,03	1,35	0,99	1,40	1,04	0,78	1,05	1,13	0,36	1,12	0,92	0,96
K_2O	1,05	0,38	0,28	0,56	0,56	0,42	0,50	0,72	0,37	0,48	0,42	0,79
P_2O_5	0,117	0,051	0,031	0,072	0,064	0,03	0,053	0,081	<0,003	0,053	0,049	0,078
Ba	0,032	0,008	<0,003	0,016	0,015	0,019	0,013	0,019	<0,003	0,012	0,01	0,017
П.п.п.	1,30	2,26	0,56	1,90	2,02	0,84	1,78	1,70	1,46	3,34	3,50	1,52
Сумма	100,09	99,88	99,94	99,43	99,67	99,78	99,85	99,79	95,50	99,81	99,55	100,09
$K_{ф}$	57,18	45,51	34,76	44,51	42,00	33,84	38,09	41,25	32,45	41,40	43,94	40,27

Продолжение табл. 4.

Компонент	МЧ–209	МЧ–210	МЧ–211	МЧ–212	МЧ–213в	МЧ–213	МЧ–214	МЧ–215	МЧ–216	МЧ–217в	МЧ–217пи	МЧ–217н
SiO_2	51,26	47,54	50,43	49,64	48,02	51,51	48,37	51,76	48,52	48,12	51,13	49,36
TiO_2	0,471	0,547	0,665	0,658	0,525	0,54	0,6	0,417	0,531	0,579	0,436	0,614
Al_2O_3	9,15	10,36	11,51	11,25	11,34	11,21	11,64	8,70	11,37	11,99	10,29	12,01
Fe_2O_3	7,80	10,77	10,15	10,71	10,57	7,65	9,81	7,23	9,09	10,54	7,83	11,15
MnO	0,17	0,181	0,163	0,173	0,181	0,158	0,196	0,168	0,175	0,169	0,166	0,192
MgO	13,35	15,54	12,12	13,07	13,41	11,95	11,52	13,57	11,68	12,94	12,92	11,60
CaO	15,42	8,92	11,01	9,75	10,67	13,87	12,00	15,02	12,70	9,70	14,67	10,68
Na_2O	0,95	0,81	1,62	1,71	1,06	1,12	1,28	1,26	1,22	1,38	0,89	1,30
K_2O	0,28	0,51	0,73	0,73	0,44	0,76	0,58	0,52	0,51	0,58	0,34	0,59
P_2O_5	0,038	0,061	0,083	0,09	0,058	0,054	0,071	0,031	0,06	0,063	0,036	0,067
Ba	<0,003	0,014	0,018	0,021	0,012	0,016	0,012	0,008	0,009	0,015	0,006	0,021
П.п.п.	1,10	4,44	1,26	1,90	3,66	1,12	3,94	1,24	3,76	3,83	1,28	2,73
Сумма	99,99	99,69	99,76	99,70	99,95	99,96	100,02	99,92	99,63	99,91	99,99	100,31
$K_{ф}$	36,88	40,94	45,58	45,04	44,08	39,03	45,99	34,76	43,77	44,89	37,73	49,01

Окончание табл. 4.

Компонент	МЧ–218	МЧ–219	МЧ–219пи	МЧ–220А	МЧ–221	МЧ–222	МЧ–223	МЧ–224	МЧ–226	МЧ–227
SiO_2	48,39	48,13	52,17	49,13	48,97	50,52	50,97	50,61	48,00	51,27
TiO_2	0,65	0,606	0,531	0,634	0,703	0,753	0,798	1,00	1,544	0,994
Al_2O_3	12,11	11,96	9,82	11,12	12,05	13,56	15,00	15,09	15,20	15,13
Fe_2O_3	11,01	10,50	7,68	9,74	10,67	8,85	9,53	10,38	13,66	10,55
MnO	0,186	0,177	0,173	0,17	0,176	0,166	0,17	0,161	0,261	0,174
MgO	12,46	12,87	12,43	13,03	12,08	8,72	7,68	7,30	6,80	7,31
CaO	9,72	9,80	14,92	10,64	9,26	11,49	10,13	10,46	10,59	10,21
Na_2O	1,45	1,27	1,08	1,30	1,54	1,78	2,30	2,41	2,23	2,08
K_2O	0,63	0,59	0,53	0,64	0,85	0,79	0,87	0,89	0,23	1,04
P_2O_5	0,077	0,071	0,059	0,073	0,087	0,084	0,091	0,111	0,182	0,116
Ba	0,015	0,012	0,007	0,014	0,02	0,019	0,024	0,024	0,015	0,028
П.п.п.	3,08	3,84	0,64	3,13	3,54	3,02	2,42	1,80	1,22	1,52
Сумма	99,78	99,83	100,04	99,62	99,95	99,75	99,98	100,24	99,93	100,42
$K_ф$	46,91	44,93	38,19	42,78	46,90	50,37	55,37	58,71	66,76	59,07

ЕРГАЛАХСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

РАССЛОЕННАЯ ИНТРУЗИЯ ТРАХИДОЛЕРИТОВ, скв. Ф–221

Таблица 5.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД, скв. Ф–221

Компонент	Глубина, м										
	447,0	461,0	475,0	480,0а	480,0б	485,0	**493,0**	503,0	**512,5**	**525,0**	546,8
SiO_2	46,13	46,54	47,20	45,06	47,36	47,82	49,96	47,99	48,32	47,45	47,43
TiO_2	3,000	2,800	3,171	2,628	3,041	2,894	2,933	3,271	3,753	3,188	2,836
Al_2O_3	14,75	14,33	14,72	12,46	13,83	14,47	12,80	14,27	12,42	14,53	14,27
Fe_2O_3	13,80	13,13	13,47	15,59	14,26	13,05	14,30	12,91	15,23	13,70	14,06
MnO	0,210	0,157	0,197	0,271	0,206	0,160	0,214	0,177	0,218	0,212	0,210
MgO	4,59	5,56	4,39	3,24	4,92	4,34	2,31	3,56	3,30	4,39	4,77
CaO	7,87	7,95	7,89	7,86	8,15	7,74	6,26	8,81	7,65	8,55	8,08
Na_2O	4,08	3,39	3,93	3,31	3,26	3,40	4,66	4,08	4,07	3,86	3,95
K_2O	1,21	1,32	1,70	2,27	1,54	1,96	2,58	1,59	2,02	1,44	1,51
P_2O_5	0,557	0,510	0,573	0,997	0,540	0,538	1,030	0,581	0,774	0,549	0,568
Ba	0,072	0,071	0,097	0,108	0,084	0,089	0,128	0,087	0,116	0,081	0,083
П.п.п.	3,84	3,44	2,26	5,77	2,32	2,98	2,12	1,78	1,50	1,06	1,46
Сумма	100,11	99,20	99,60	99,56	99,51	99,44	99,30	99,11	99,37	99,01	99,23
$K_ф$	75,04	70,25	75,42	82,79	74,35	75,04	86,09	78,38	82,19	75,73	74,67
Порода	Кт	Дт	Дт	ПГт	Дт	Дт	ПГт	Дт	ПГт	ОСт	ОСт

Окончание табл. 5.

Компонент	Глубина, м										
	555,4	**563,5**	575,7	583,1	**590,0**	601,5	620,0	**640,0**	650,0	665,0	676,6
SiO_2	46,87	48,41	47,12	47,18	47,81	47,44	47,52	47,60	48,55	47,74	48,36
TiO_2	3,095	2,743	3,094	2,736	2,766	2,666	2,563	2,499	2,714	2,949	2,928
Al_2O_3	14,65	14,58	15,79	14,96	16,25	15,15	15,21	15,42	14,72	14,25	14,63
Fe_2O_3	13,57	14,13	12,42	13,72	12,06	12,92	13,30	12,42	13,41	13,57	13,68
MnO	0,186	0,194	0,187	0,209	0,170	0,181	0,197	0,184	0,196	0,200	0,188
MgO	4,42	5,39	4,56	5,75	4,35	5,20	5,84	5,74	4,99	5,13	4,75
CaO	8,19	7,75	8,57	7,97	8,55	8,11	8,43	8,22	8,19	8,49	8,34
Na_2O	3,66	3,08	3,98	3,49	3,89	3,20	3,69	3,28	3,23	3,25	3,26
K_2O	1,44	1,60	1,48	1,58	1,40	1,44	1,34	1,29	1,41	1,49	1,51
P_2O_5	0,583	0,550	0,543	0,515	0,461	0,488	0,457	0,451	0,485	0,510	0,533
Ba	0,079	0,085	0,083	0,086	0,074	0,076	0,070	0,070	0,073	0,081	0,079
П.п.п.	2,35	1,30	1,94	1,48	1,78	2,60	1,24	2,30	0,84	1,82	1,08
Сумма	99,09	99,81	99,77	99,68	99,56	99,47	99,86	99,47	98,81	99,48	99,34
$K_ф$	75,43	72,39	73,14	70,47	73,49	71,30	69,49	68,39	72,88	72,57	74,23
Порода	ОСт	От	ОСт	От	ОСт	От	От	От	ОСт	ОСт	Кт

Таблица 6.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ОЛИВИНА, скв. Ф–221

Компонент	Глубина, м							
	525,0			**563,5**			583,1	
	ц	к	о.м.	ц	ц	к	ц	к
SiO_2	35,06	35,08	33,76	34,85	34,84	33,64	35,16	34,75
TiO_2	0,032	0,030	0,045	0,042	0,034	0,048	0,038	0,065
Cr_2O_3	0,000	0,000	0,000	0,011	0,000	0,000	0,005	0,000
FeO	39,67	40,36	46,42	40,03	41,56	45,63	35,76	41,08
MnO	0,566	0,563	0,753	0,639	0,621	0,703	0,487	0,611
MgO	24,54	24,12	18,99	23,69	23,33	19,37	26,93	23,39
CaO	0,400	0,380	0,426	0,346	0,362	0,365	0,420	0,368
NiO	0,000	0,000	0,000	0,013	0,002	0,005	0,012	0,021
Сумма	100,28	100,54	100,39	99,62	100,75	99,76	98,81	100,28
Fo	52,44	51,58	42,17	51,34	50,02	43,08	57,31	50,37
Fa	47,56	48,42	57,83	48,66	49,98	56,92	42,69	49,63
Порода	ОСт	ОСт	ОСт	От	От	От	От	От

Окончание табл. 6.

Компонент	Глубина, м								
	620,0			**640,0**				665,0	
	к	о.м.	о.м.	ц	к	о.м.	о.м.	о.м.	о.м.
SiO_2	34,60	33,40	33,91	33,34	33,91	34,24	33,70	33,42	33,01
TiO_2	0,034	0,040	0,075	0,025	0,032	0,048	0,040	0,025	0,033
Cr_2O_3	0,000	0,007	0,000	0,000	0,000	0,003	0,001	0,000	0,000
FeO	40,20	44,56	45,87	43,33	44,08	45,07	45,46	47,57	48,45
MnO	0,572	0,690	0,738	0,668	0,676	0,710	0,715	0,802	0,776
MgO	24,28	20,03	19,03	20,81	20,69	19,90	19,68	17,72	16,89
CaO	0,356	0,366	0,275	0,399	0,296	0,299	0,234	0,277	0,274
NiO	0,013	0,000	0,003	0,000	0,009	0,000	0,000	0,000	0,000
Сумма	100,05	99,09	99,90	98,57	99,70	100,28	99,83	99,82	99,43
Fo	51,85	44,48	42,51	46,12	45,55	44,04	43,56	39,90	38,33
Fa	48,15	55,52	57,49	53,88	54,45	55,96	56,44	60,10	61,67
Порода	От	От	От	От	От	От	От	ОСт	ОСт

Примечание. Здесь и далее указаны к — край, ц — центр, о.м. — зерно в основной массе.

Таблица 7.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПИРОКСЕНА, скв. Ф–221

Компонент	Глубина, м									
	447,0		475,0			**493,0**				
SiO_2	47,51	47,87	49,54	49,86	49,46	50,02	49,75	49,56	49,97	49,55
TiO_2	2,80	2,63	1,83	1,87	2,02	1,16	1,00	0,626	0,920	0,834
Al_2O_3	4,06	3,80	2,77	2,59	2,83	1,15	0,83	0,283	0,745	0,563
Cr_2O_3	0,131	0,041	0,068	0,015	0,011	0,023	0,011	0,013	0,000	0,003
FeO	11,88	12,52	10,79	11,06	11,14	17,82	19,73	23,63	19,89	21,54
MnO	0,220	0,276	0,241	0,231	0,245	0,459	0,477	0,562	0,486	0,513
MgO	12,12	12,00	13,21	13,11	13,07	9,00	7,59	5,78	7,45	6,70
CaO	19,77	19,42	20,15	20,29	20,11	20,20	19,92	18,75	19,93	19,85
Na_2O	0,448	0,454	0,410	0,371	0,405	0,355	0,393	0,473	0,391	0,398
K_2O	0,009	0,004	0,006	0,009	0,000	0,001	0,002	0,032	0,001	0,008
Сумма	98,94	99,03	99,01	99,41	99,29	100,19	99,69	99,71	99,78	99,96
f	35,48	36,92	31,42	32,12	32,35	52,62	59,32	69,64	59,96	64,33
Wo	42,90	42,12	42,74	42,86	42,62	42,98	43,06	41,05	43,13	42,79
En	36,60	36,21	38,99	38,53	38,54	26,65	22,83	17,61	22,43	20,09
Fs	20,50	21,67	18,27	18,62	18,84	30,37	34,11	41,35	34,43	37,12
Порода	Кт	Кт	ОСт	ОСт	ОСт	ПГт	ПГт	ПГт	ПГт	ПГт

Продолжение табл. 7.

Компонент	Глубина, м									
	493,0	503,0		**512,5**		**525,0**			546,8	
SiO_2	48,68	49,97	49,65	49,88	49,54	49,00	50,51	47,45	49,86	48,54
TiO_2	0,943	1,59	1,46	1,61	1,24	1,90	1,08	1,36	1,88	2,50
Al_2O_3	0,629	2,19	1,72	2,17	1,47	2,40	1,14	1,19	2,53	3,27
Cr_2O_3	0,000	0,011	0,011	0,014	0,004	0,015	0,021	0,000	0,016	0,014
FeO	22,12	12,50	15,60	13,38	17,08	13,33	16,21	22,51	11,85	12,29
MnO	0,507	0,242	0,373	0,308	0,438	0,319	0,374	0,468	0,245	0,255
MgO	6,90	12,37	10,66	12,07	9,93	11,64	10,50	5,84	12,01	11,91
CaO	19,65	20,89	19,53	19,90	19,34	20,18	19,77	19,87	20,83	19,76
Na_2O	0,459	0,379	0,426	0,383	0,366	0,411	0,335	0,488	0,396	0,442
K_2O	0,006	0,022	0,002	0,005	0,005	0,012	0,000	0,026	0,000	0,001
Cl	0,006	—	—	—	—	—	—	0,001	—	—
F	0,151	—	—	—	—	—	—	0,205	—	—
Сумма	102,04	100,15	99,42	99,72	99,41	99,21	99,95	101,41	99,61	98,99
f	64,27	36,18	45,08	38,34	49,11	39,11	46,41	68,38	35,63	36,66
Wo	41,88	43,48	41,70	42,00	41,30	42,91	41,77	43,26	44,34	42,84
En	20,46	35,82	31,67	35,44	29,50	34,43	30,87	17,69	35,57	35,93
Fs	37,65	20,70	26,63	22,56	29,20	22,66	27,36	39,05	20,10	21,23
Порода	ПГт	ПГт	ПГт	ПГт	ПГт	ОСт	ОСт	ОСт	ОСт	ОСт

Приложение. Химический состав пород и минералов опорных разрезов дифференцированных траппов Норильского района

Продолжение табл. 7.

Компонент	Глубина, м									
	563,5		575,7		583,1			**590,0**		601,5
SiO_2	49,12	49,59	49,26	49,52	49,70	48,99	49,35	49,05	49,16	49,28
TiO_2	1,95	1,84	1,89	1,85	1,78	2,09	1,72	2,11	1,75	1,80
Al_2O_3	2,73	2,59	2,68	2,58	2,60	3,09	2,29	3,02	2,44	2,57
Cr_2O_3	0,026	0,003	0,004	0,036	0,001	0,030	0,003	0,013	0,000	0,131
FeO	10,87	12,32	11,47	11,79	11,58	11,58	12,83	12,05	13,43	10,21
MnO	0,241	0,270	0,248	0,278	0,240	0,264	0,281	0,288	0,302	0,213
MgO	12,67	12,52	12,39	12,29	12,75	12,68	11,84	12,42	11,91	13,27
CaO	20,49	19,62	20,33	20,25	20,05	19,99	20,09	19,84	19,55	20,50
Na_2O	0,415	0,463	0,421	0,440	0,409	0,429	0,414	0,433	0,444	0,394
K_2O	0,013	0,009	0,003	0,005	0,000	0,001	0,013	0,000	0,013	0,009
Сумма	98,53	99,22	98,70	99,04	99,11	99,12	98,84	99,22	98,99	98,40
f	32,49	35,57	34,18	34,99	33,75	33,88	37,81	35,24	38,75	30,15
Wo	43,79	41,86	43,52	43,30	42,64	42,64	42,93	42,44	41,74	43,52
En	37,67	37,17	36,90	36,56	37,73	37,63	35,20	36,96	35,38	39,20
Fs	18,54	20,97	19,58	20,14	19,63	19,73	21,87	20,60	22,89	17,28
Порода	От	От	ОСт	ОСт	От	От	От	ОСт	ОСт	От

Окончание табл. 7.

Компонент	Глубина, м									
	601,5		620,0		**640,0**		665,0		676,6	
SiO_2	49,19	49,61	50,65	49,50	49,24	49,35	50,21	49,95	45,36	48,55
TiO_2	2,05	1,96	1,20	1,99	1,94	1,98	1,54	1,48	3,88	2,07
Al_2O_3	3,19	2,86	1,46	2,93	2,91	2,84	2,10	2,11	5,08	2,64
Cr_2O_3	0,222	0,045	0,018	0,035	0,067	0,025	0,014	0,024	0,131	0,013
FeO	10,34	10,56	11,33	11,32	10,76	11,45	11,93	12,69	12,86	14,44
MnO	0,233	0,203	0,264	0,249	0,215	0,251	0,296	0,299	0,215	0,306
MgO	13,25	12,93	13,49	12,97	13,26	12,86	12,64	12,52	10,69	10,70
CaO	19,92	20,47	20,06	20,00	20,27	20,02	20,43	20,10	20,03	20,16
Na_2O	0,419	0,401	0,350	0,465	0,405	0,420	0,408	0,531	0,551	0,502
K_2O	0,000	0,000	0,007	0,000	0,001	0,000	0,011	0,008	0,008	0,042
Сумма	98,82	99,04	98,83	99,45	99,08	99,18	99,57	99,72	98,80	99,42
f	30,45	31,42	32,03	32,87	31,28	33,31	34,62	36,25	40,29	43,09
Wo	42,74	43,68	41,90	42,48	42,87	42,55	42,95	42,17	44,40	43,30
En	39,55	38,39	39,20	38,33	39,02	38,03	36,98	36,55	32,97	31,97
Fs	17,71	17,93	18,91	19,19	18,12	19,42	20,07	21,28	22,63	24,73
Порода	От	От	От	От	От	От	ОСт	ОСт	Кт	Кт

Таблица 8.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ, скв. Ф–221

Компонент	Глубина, м									
	447,0			475,0			**512,5**		**525,0**	
SiO_2	52,75	53,50	53,46	54,36	55,41	60,11	56,97	59,95	52,94	53,78
TiO_2	—	—	—	—	—	—	0,116	0,091	—	—
Al_2O_3	29,40	29,10	28,90	28,10	27,65	24,56	25,71	23,97	29,42	28,96
Cr_2O_3	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,006	0,012	0,000
FeO	0,650	0,740	0,666	0,680	0,680	0,447	0,531	0,458	0,648	0,657
MnO	0,020	0,011	0,000	0,018	0,003	0,000	0,031	0,017	0,022	0,012
MgO	0,159	0,098	0,114	0,059	0,061	0,026	0,088	0,050	0,063	0,073
CaO	12,21	11,27	11,40	10,72	10,05	6,06	8,73	6,50	11,87	11,44
BaO	0,024	0,058	0,033	0,060	0,054	0,177	—	—	0,040	0,051
SrO	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	—	—	0,019	0,000
Na_2O	4,31	4,92	4,65	4,92	5,27	7,22	5,56	6,58	4,38	4,65
K_2O	0,332	0,392	0,443	0,506	0,598	0,837	0,808	1,25	0,322	0,436
Сумма	99,86	100,09	99,67	99,42	99,78	99,44	98,55	98,87	99,74	100,06
Ab	38,22	43,14	41,37	44,02	46,98	64,93	50,94	59,85	39,28	41,30
Ort	1,94	2,26	2,59	2,98	3,51	4,95	4,87	7,48	1,90	2,55
An	59,84	54,60	56,04	53,00	49,51	30,12	44,19	32,67	58,82	56,15
Порода	Кт	Кт	Кт	ОСт	ОСт	ОСт	ПГт	ПГт	ОСт	ОСт

Окончание табл. 8.

Компонент	Глубина, м									
	590,0				**640,0**			676,6		
SiO_2	53,86	53,91	52,52	62,90	52,72	53,29	53,50	52,91	53,10	56,66
Al_2O_3	28,31	27,71	29,13	22,07	29,40	28,74	28,88	28,93	28,64	26,65
Cr_2O_3	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0.000	0,000
FeO	0,771	1,090	0,743	0,426	0,699	0,727	0,757	0,635	0,624	0,731
MnO	0,012	0,005	0,005	0,000	0,012	0,008	0,013	0,001	0,000	0,016
MgO	0,067	0,220	0,039	0,060	0,068	0,101	0,066	0,147	0,125	0,077
CaO	10,83	10,69	12,13	3,39	12,06	11,67	11,28	11,63	11,45	8,77
BaO	0,039	0,049	0,070	0,551	0,034	0,041	0,035	0,062	0,051	0,084
SrO	0,000	0,000	0,008	0,000	0,010	0,005	0,000	0,026	0,001	0,000
Na_2O	4,92	4,89	4,20	6,64	4,31	4,50	4,84	4,52	4,73	6,02
K_2O	0,506	0,516	0,319	3,78	0,379	0,390	0,415	0,378	0,409	0,687
Сумма	99,32	99,08	99,16	99,82	99,69	99,47	99,79	99,24	99,13	99,70
Ab	43,78	43,91	37,79	60,36	38,40	40,16	42,66	40,37	41,76	53,19
Ort	2,96	3,05	1,89	22,61	2,22	2,29	2,41	2,22	2,38	3,99
An	53,26	53,04	60,32	17,03	59,38	57,55	54,94	57,41	55,86	42,82
Порода	ОСт	ОСт	ОСт	ОСт	От	От	От	Кт	Кт	Кт

Таблица 9.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МИНЕРАЛОВ ГРУППЫ ШПИНЕЛИ, скв. Ф–221

Компонент	Глубина, м										
	447,0	**493,0**	503,0	**512,5**		546,8	583,1	**590,0**	**640,0**	665,0	676,6
TiO_2	16,68	25,28	24,39	27,58	28,07	27,26	24,81	34,87	19,04	20,89	20,62
Al_2O_3	0,518	0,357	1,46	0,815	0,841	0,866	1,77	0,614	2,09	1,64	1,00
Cr_2O_3	0,170	0,000	0,010	0,005	0,000	0,000	0,010	0,000	0,050	0,066	0,109
FeO	76,14	66,67	69,21	66,29	64,61	61,51	67,53	59,04	71,39	71,62	71,26
MnO	0,367	0,464	0,384	0,565	0,682	1,14	1,18	0,537	1,15	1,23	0,645
MgO	0,502	0,280	0,018	0,138	0,206	0,931	0,827	0,860	1,15	0,081	0,044
NiO	0,014	0,000	0,000	0,011	0,010	0,010	0,006	0,023	0,012	0,017	0,007
V_2O_5	0,760	0,276	0,473	0,186	0,131	0,414	0,897	0,275	1,04	0,680	0,722
Сумма	95,14	93,33	95,95	95,59	94,55	92,14	97,03	96,21	95,91	96,23	94,41
Fe_2O_3*	34,80	16,24	18,33	12,55	10,82	10,89	18,04	0,00	28,80	25,39	25,31
FeO*	44,83	52,06	52,72	55,00	54,87	51,71	51,30	59,04	45,47	48,77	48,49
Порода	Кт	ПГт	ПГт	ПГт	ПГт	ОСт	От	ОСт	От	ОСт	Кт

* Расчетные данные.

Таблица 10.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ИЛЬМЕНИТА, скв. Ф–221

Компонент	Глубина, м								
	447,0	475,0		**493,0**	503,0	**525,0**		546,8	563,5
TiO_2	48,78	50,09	49,39	50,14	50,14	50,42	50,86	50,22	49,68
Al_2O_3	0,020	0,062	0,018	0,010	0,059	0,060	0,075	0,060	0,095
Cr_2O_3	0,000	0,000	0,001	0,001	0,004	0,000	0,003	0,000	0,010
FeO	47,60	48,05	47,30	47,65	46,93	45,97	45,62	45,83	46,16
MnO	0,838	0,307	0,303	0,423	0,398	0,399	0,378	0,391	0,359
MgO	0,481	0,714	0,574	0,063	0,991	1,36	1,64	1,41	2,11
NiO	0,000	0,000	0,012	0,001	0,013	0,002	0,002	0,000	0,009
V_2O_5	0,226	0,063	0,137	0,044	0,121	0,344	0,375	0,377	0,365
Сумма	97,94	99,29	97,74	98,34	98,65	98,56	98,95	98,28	98,79
Порода	Кт	Дт	Дт	ПГт	Дт	ОСт	ОСт	ОСт	От

Окончание табл. 10.

Компонент	Глубина, м									
	575,7	583,1	**590,0**	601,5		620,0		**640,0**	665,0	676,6
TiO_2	49,75	49,86	49,16	49,93	49,27	49,53	49,26	49,46	49,85	48,20
Al_2O_3	0,100	0,106	0,063	0,100	0,103	0,109	0,111	0,075	0,113	0,022
Cr_2O_3	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,011	0,000	0,000	0,007	0,000
FeO	46,60	45,93	47,46	45,84	45,79	45,72	45,90	45,68	45,39	48,25
MnO	0,440	0,362	0,526	0,349	0,339	0,337	0,352	0,331	0,352	0,315
MgO	1,25	2,10	0,589	2,20	2,32	2,35	2,18	2,24	2,29	0,356
NiO	0,015	0,027	0,034	0,006	0,008	0,000	0,042	0,013	0,000	0,004
V_2O_5	0,263	0,236	0,211	0,345	0,338	0,281	0,162	0,213	0,274	0,219
Сумма	98,42	98,62	98,04	98,77	98,17	98,34	98,02	98,02	98,28	97,37
Порода	ОСт	От	ОСт	От	От	От	От	От	ОСт	Кт

Таблица 11.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ АПАТИТА, скв. Ф–221

Компонент	Глубина, м									
	447,0	475,0		**493,0**			503,0			**512,5**
SiO_2	1,42	0,232	0,233	0,146	0,244	0,284	0,173	0,195	0,215	0,131
FeO	0,724	0,243	0,361	0,302	0,646	0,281	0,302	0,360	0,288	0,448
MnO	0,029	0,031	0,028	0,024	0,044	0,039	0,002	0,007	0,021	0,007
MgO	—	0,124	—	0,254	0,238	—	0,242	0,239	—	0,258
CaO	53,66	55,09	54,90	55,86	55,60	55,15	57,21	56,57	55,97	56,68
SO_3	0,000	—	0,028	—	—	0,013	—	—	0,000	—
Cl	0,066	0,509	0,122	0,225	0,404	0,036	1,450	0,301	0,055	0,262
F	3,36	3,64	3,59	4,13	3,71	3,87	3,88	3,60	3,42	3,88
P_2O_5	39,90	40,57	41,25	41,21	40,88	41,13	40,88	40,89	41,24	40,91
CeO_2	0,438	0,438	0,057	0,088	0,119	0,182	0,064	0,075	0,110	0,088
Сумма	99,59	100,88	100,56	102,24	101,89	100,99	104,21	102,24	101,32	102,67
Порода	Кт	Дт	Дт	ПГт	ПГт	ПГт	Дт	Дт	Дт	ПГт

Продолжение табл. 11.

Компонент	Глубина, м									
	512,5			**525,0**			546,8		563,5	
SiO_2	0,159	0,242	0,321	0,373	0,263	0,545	0,257	0,273	0,267	0,281
FeO	0,416	0,703	0,420	0,393	0,540	0,681	0,469	0,607	0,324	0,385
MnO	0,009	0,052	0,025	0,033	0,031	0,032	0,027	0,049	0,000	0,049
MgO	0,267	—	0,216	—	—	—	0,210	—	0,247	—
CaO	57,13	55,65	55,23	56,02	56,62	54,68	54,89	54,54	55,26	54,76
SO_3	—	0,016	—	0,001	0,000	0,000	—	0,006	—	0,028
Cl	1,47	0,048	0,357	0,054	0,050	0,039	0,000	0,042	0,265	0,052
F	3,98	3,46	4,24	3,74	3,62	3,79	3,86	3,50	3,90	3,47
P_2O_5	40,25	41,32	40,84	41,45	41,00	40,66	40,92	41,13	40,71	40,75
CeO_2	0,050	0,150	0,151	0,153	0,126	0,196	0,123	0,085	0,111	0,152
Сумма	103,73	101,65	101,79	102,22	102,25	100,63	100,76	100,23	101,08	99,93
Порода	ПГт	ПГт	ОСт	ОСт	ОСт	ОСт	ОСт	ОСт	От	От

Окончание табл. 11.

Компонент	Глубина, м										
	575,7	583,1	**590,0**		601,5	620,0	**640,0**	665,0		676,6	
SiO_2	0,297	0,410	1,80	0,246	0,552	0,327	0,328	0,378	0,301	3,67	1,14
FeO	0,395	0,373	0,284	0,403	0,433	0,312	0,391	0,342	0,389	1,15	0,695
MnO	0,027	0,041	0,023	0,034	0,023	0,037	0,035	0,035	0,032	0,008	0,037
CaO	55,89	55,34	54,43	56,11	55,01	54,78	55,06	55,01	55,86	52,95	54,29
SO_3	0,056	0,000	0,013	0,000	0,049	0,024	0,006	0,030	0,023	0,025	0,020
Cl	0,061	0,081	0,094	0,062	0,083	0,074	0,087	0,447	0,127	0,067	0,065
F	3,51	3,70	4,37	3,98	3,64	3,94	3,67	2,45	4,09	3,52	3,23
P_2O_5	40,92	40,58	39,44	40,85	40,18	40,89	40,71	40,43	41,02	39,25	40,14
CeO_2	0,115	0,243	0,243	0,201	0,221	0,151	0,139	0,329	0,177	0,284	0,434
Сумма	101,26	100,76	100,7	101,89	100,19	100,54	100,44	99,45	102,02	100,93	100,05
Порода	ОСт	От	ОСт	ОСт	От	От	От	ОСт	ОСт	Кт	Кт

НОРИЛЬСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

НОРИЛЬСКИЙ ТИП ИНТРУЗИЙ

ЮГО-ЗАПАДНАЯ ВЕТВЬ ВЕРХНЕТАЛНАХСКОЙ ИНТРУЗИИ

Таблица 12.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД, скв. КЗ–184

Компонент	Глубина, м								
	116,0	**123,0**	125,0	128,5	131,0	133,5	136,0	142,5	144,0
SiO_2	45,30	48,00	48,10	48,10	47,60	49,00	47,90	47,60	45,10
TiO_2	2,55	0,85	0,96	1,15	1,21	1,08	1,06	0,89	0,79
Al_2O_3	12,00	15,20	14,60	14,20	15,40	14,40	15,20	15,90	16,90
Fe_2O_3	7,01	3,98	2,90	2,47	3,30	3,46	3,70	4,66	4,51
FeO	11,42	5,06	7,11	8,22	7,83	7,51	6,03	5,53	5,03
MnO	0,33	0,41	0,24	0,21	0,26	0,28	0,18	0,21	0,18
MgO	4,84	7,50	6,84	6,84	6,50	6,50	6,67	7,17	8,34
CaO	8,35	10,67	10,90	10,67	8,81	9,05	10,67	8,81	8,12
Na_2O	2,65	2,35	2,48	2,57	3,13	3,75	3,13	3,00	2,35
K_2O	1,47	2,04	1,58	1,53	1,79	0,71	1,21	2,00	1,47
P_2O_5	0,18	0,10	0,10	0,12	0,14	0,13	0,10	0,09	0,09
П.п.п.	3,14	3,33	3,30	3,03	3,08	3,44	3,21	3,39	5,97
H_2O^-	0,24	0,15	0,09	0,05	0,17	0,08	0,12	0,09	0,53
Сумма	99,48	99,64	99,20	99,16	99,22	99,39	99,18	99,34	99,38
$K_ф$	79,20	54,66	59,41	60,98	63,13	62,79	59,33	58,70	53,36
S	0,20	0,15	0,08	0,11	0,11	0,11	0,09	0,15	0,14
CuO	0,020	0,007	0,006	0,017	0,015	0,010	0,011	0,011	0,009
NiO	0,001	0,014	0,010	0,008	0,008	0,008	0,009	0,012	0,021
Cr_2O_3	0,010	0,140	0,033	0,043	0,038	0,050	0,050	0,052	0,017
Порода	МД	МД	МД	МД	МД	Г	Г	Г	Г

Продолжение табл. 12.

Компонент	Глубина, м								
	146,0	149,0	156,0	157,5	160,0	**163,0**	**166,5**	170,0	176,0
SiO_2	48,60	45,10	46,70	45,00	45,00	46,30	45,20	41,00	39,10
TiO_2	0,92	0,76	0,70	0,74	0,76	0,75	1,05	0,62	0,60
Al_2O_3	14,10	17,10	14,10	16,40	16,60	18,10	11,60	8,90	8,30
Fe_2O_3	3,86	3,71	2,79	3,50	3,83	2,38	0,94	5,39	7,12
FeO	6,54	3,95	5,14	6,21	6,18	7,04	14,36	8,83	7,90
MnO	0,24	0,11	0,14	0,14	0,15	0,17	0,25	0,21	0,19
MgO	7,84	6,33	9,34	10,34	9,17	9,17	15,68	21,55	22,21
CaO	10,20	15,08	13,69	10,20	12,06	10,21	7,89	6,03	5,56
Na_2O	2,35	1,80	1,60	1,64	1,80	1,79	1,79	0,85	0,75
K_2O	2,00	1,21	1,21	1,00	1,16	0,75	0,37	0,31	0,33
P_2O_5	0,09	0,08	0,07	0,08	0,10	0,10	0,12	0,07	0,08
П.п.п.	3,26	3,98	3,41	3,60	2,85	3,56	1,80	6,40	7,31
H_2O^-	0,12	0,07	0,18	0,45	0,16	0,26	0,08	0,12	0,36
Сумма	100,12	99,28	99,07	99,30	99,82	100,58	101,13	100,28	99,81
$K_ф$	57,02	54,75	45,92	48,43	52,19	50,67	49,39	39,75	40,34
S	0,08	0,14	0,08	0,09	0,11	0,12	0,09	0,90	1,30
CuO	0,013	0,005	0,008	0,010	0,014	–	–	–	–
NiO	0,010	0,012	0,019	0,041	0,041	–	–	–	–
Cr_2O_3	0,025	0,140	0,210	0,080	0,100	0,094	0,015	0,543	0,529
Порода	Г	Г	Г	О	О	О	О	П	П

Окончание табл. 12.

Компонент	Глубина, м								
	178,0	189,0	**192,0**	192,6	**194,0**	195,0	197,5	199,5	202,3
SiO_2	36,90	40,70	44,40	36,70	38,90	41,10	38,70	40,10	39,00
TiO_2	0,60	0,56	0,64	0,43	0,62	0,66	0,52	0,58	0,60
Al_2O_3	7,70	7,70	11,00	6,50	7,90	8,70	6,60	7,80	7,10
Fe_2O_3	7,14	5,51	2,71	2,44	4,02	4,84	7,73	7,09	5,19
FeO	8,69	8,54	9,26	14,72	15,37	11,85	10,41	11,34	11,34
MnO	0,21	0,21	0,21	0,22	0,24	0,22	0,25	0,24	0,25
MgO	22,21	23,35	16,35	26,82	20,08	21,01	23,18	21,18	22,18
CaO	4,87	5,57	8,32	3,94	5,63	5,10	4,41	5,34	4,87
Na_2O	0,40	0,70	1,07	0,60	0,83	0,85	0,50	0,70	0,55
K_2O	0,35	0,31	1,00	0,20	0,42	0,58	0,37	0,40	0,40
P_2O_5	0,06	0,08	0,06	0,05	0,08	0,08	0,06	0,07	0,08
П.п.п.	9,46	7,17	4,68	7,52	5,69	5,71	7,65	5,25	7,27
H_2O^-	0,70	0,16	0,21	0,15	0,26	0,16	0,29	0,19	0,42
Сумма	99,29	100,56	99,91	100,29	100,04	100,86	100,67	100,28	99,25
$K_ф$	41,61	37,57	42,27	39,02	49,13	44,27	43,90	46,53	42,70
S	1,48	0,49	0,82	2,32	2,69	1,72	2,08	1,63	2,32
CuO	–	–	–	–	0,190	–	–	–	–
NiO	–	–	–	–	0,170	–	–	–	–
Cr_2O_3	0,460	0,108	0,094	0,273	0,140	0,084	0,067	0,070	0,037
Порода	П	П	П	П	П	П	П	П	П

Таблица 13.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ОЛИВИНА, скв. КЗ–184

Компонент	Глубина, м							
	170,0		176,0		189,0		**192,0**	
SiO_2	38,28	39,18	38,84	39,90	39,14	36,85	38,48	38,82
TiO_2	0,08	0,08	0,06	0,06	0,07	0,011	0,07	0,08
FeO	19,90	20,92	19,37	18,99	21,84	22,51	23,40	24,75
MgO	41,23	40,06	41,15	41,56	39,59	36,73	37,82	36,56
CaO	0,13	0,11	0,10	0,10	0,18	–	0,22	0,24
NiO	0,23	0,24	0,25	0,21	0,13	–	0,07	0,08
Cr_2O_3	0,08	0,08	0,06	0,06	0,07	0,03	0,07	0,08
Сумма	99,93	100,67	99,83	100,88	101,02	96,13	100,13	100,61
Fo	78,69	77,34	79,11	79,60	76,37	74,42	74,23	72,48
Fa	21,31	22,66	20,89	20,40	23,63	25,58	25,77	27,52
Порода	П	П	П	П	П	П	П	П

Окончание табл. 13.

Компонент	Глубина, м						
	192,6	**194,0**		195,0	197,5	199,5	
SiO_2	38,22	38,10	38,42	38,40	39,00	38,31	38,14
TiO_2	0,06	0,09	0,08	0,07	–	–	–
FeO	21,94	24,44	24,90	23,93	22,17	24,06	24,78
MgO	39,09	37,19	37,32	37,77	39,19	36,98	36,55
CaO	0,21	0,16	0,14	0,17	0,05	0,13	0,12
NiO	0,12	0,07	0,08	0,06	0,000	0,029	0,007
Cr_2O_3	0,06	0,09	0,08	0,07	–	–	–
Сумма	99,70	100,14	101,02	100,47	100,41	99,51	99,60
Fo	76,05	73,06	72,76	73,78	75,91	73,26	72,45
Fa	23,95	26,94	27,24	26,22	24,09	26,74	27,55
Порода	П	П	П	П	П	П	П

Приложение. Химический состав пород и минералов опорных разрезов дифференцированных траппов Норильского района

Таблица 14.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ КЛИНОПИРОКСЕНА, скв. КЗ–184

Компонент	Глубина, м											
	116,0		**123,0**		131,0		142,5		144,0	149,0	156,0	157,5
	ц	к	ц	к	ц	к	ц	ц	к	ц	ц	ц
SiO_2	51,35	50,91	51,32	51,69	52,26	51,90	52,18	52,53	50,29	51,97	51,83	51,73
TiO_2	0,79	0,61	0,73	0,56	0,43	0,57	0,46	0,39	1,19	0,50	0,43	0,48
Al_2O_3	2,22	1,58	2,05	2,44	2,38	2,30	2,59	1,97	3,06	3,36	2,83	2,93
FeO	12,95	14,39	12,16	8,45	6,98	9,77	6,95	6,86	9,66	6,25	5,96	6,43
MgO	14,58	14,77	15,03	16,57	16,55	16,05	16,52	17,51	14,78	16,06	16,50	16,53
CaO	18,57	17,28	18,78	20,19	20,68	19,51	21,05	20,35	20,58	20,99	21,36	20,73
Na_2O	0,32	0,30	0,34	0,29	0,24	0,30	0,28	0,27	0,48	0,34	0,30	0,33
Cr_2O_3	0,00	0,03	0,02	0,07	0,34	0,01	0,46	0,33	0,01	0,85	0,52	0,93
Сумма	100,78	99,84	100,41	100,19	99,52	100,40	100,03	99,88	100,04	99,47	99,21	99,16
$Fe_2O_3^*$	2,34	3,14	2,85	3,21	1,35	2,44	2,06	2,48	3,77	0,84	1,96	1,89
FeO^*	10,85	11,57	9,59	5,56	5,77	7,57	5,09	4,63	6,27	5,50	4,19	4,73
f	33,26	35,34	31,22	22,24	19,13	25,46	19,09	18,02	26,83	17,92	16,85	17,91
Wo	37,93	35,22	38,18	40,51	42,07	39,44	42,56	40,65	42,27	43,54	43,62	42,53
En	41,43	41,89	42,52	46,26	46,85	45,14	46,47	48,66	42,24	46,35	46,88	47,18
Fs	20,64	22,89	19,30	13,23	11,08	15,42	10,97	10,69	15,49	10,12	9,50	10,30
Порода	МД	МД	МД	МД	МД	МД	Г	Г	Г	Г	Г	О

* Расчетные данные

Продолжение табл. 14

Компонент	Глубина, м											
	157,5	160,0		**163,0**	**166,5**		170,0	176,0	182,0		189,0	
	к	ц	к	ц	ц	к	ц	ц	ц	к	ц	к
SiO_2	51,16	52,03	50,86	52,27	51,36	52,06	51,92	51,77	51,75	51,89	53,14	51,63
TiO_2	1,25	0,50	1,22	0,39	0,56	0,61	0,67	0,53	0,58	1,15	0,43	1,54
Al_2O_3	2,31	2,47	2,45	2,15	3,25	1,54	2,55	2,90	2,78	2,10	2,19	2,12
FeO	10,12	6,95	10,55	6,10	6,57	9,40	6,73	5,98	6,20	7,48	5,54	7,12
MgO	15,82	16,65	16,18	17,05	16,13	15,13	16,61	16,60	16,49	17,25	17,26	16,76
CaO	19,01	20,44	18,32	20,63	20,42	20,24	19,86	20,38	20,38	19,13	20,88	19,20
Na_2O	0,35	0,33	0,32	0,32	0,31	0,32	0,33	0,31	0,34	0,37	0,24	0,32
Cr_2O_3	0,05	0,70	0,04	0,71	1,03	0,15	0,90	1,07	1,01	0,63	0,94	0,70
Сумма	100,02	99,37	99,90	98,91	98,60	99,30	98,67	98,47	98,52	99,37	99,68	98,69
$Fe_2O_3^*$	2,22	1,87	2,71	1,73	1,12	1,10	0,70	0,82	0,98	1,53	0,27	0,00
FeO^*	8,12	5,27	8,12	4,54	5,57	8,41	6,10	5,24	5,32	6,11	5,30	7,12
f	26,41	18,97	26,78	16,72	18,60	25,85	18,52	16,81	17,42	19,57	15,26	19,25
Wo	38,86	41,69	37,34	42,00	42,55	41,62	41,18	42,33	42,32	39,07	42,42	39,94
En	44,99	47,25	45,88	48,30	46,76	43,29	47,92	47,97	47,64	49,01	48,79	48,50
Fs	16,15	11,06	16,78	9,69	10,69	15,09	10,89	9,69	10,05	11,92	8,79	11,56
Порода	О	О	О	О	О	О	П	П	П	П	П	П

Окончание табл. 14.

Компонент	Глубина, м											
	192,0		192,6		**194,0**		195,0			197,3	199,5	
	ц	к	ц	к	ц	к	ц	к	к	ц	ц	к
SiO_2	52,56	52,59	51,98	51,30	52,85	52,55	51,96	52,95	52,45	52,53	51,87	52,17
TiO_2	0,56	1,11	0,49	1,02	0,56	1,13	0,58	1,47	1,48	1,03	0,55	1,17
Al2O3	2,60	2,17	2,05	1,69	1,92	1,89	3,10	1,67	1,66	2,00	2,88	1,80
FeO	5,26	6,18	4,86	5,78	6,00	7,20	6,95	7,03	7,25	6,75	6,32	7,29
MgO	16,57	16,55	16,42	15,74	17,34	16,87	16,45	17,04	17,07	17,01	16,50	16,99
CaO	21,01	20,75	21,59	21,27	20,30	19,44	20,32	19,67	19,66	19,69	20,74	19,68
Na_2O	0,27	0,27	0,26	0,28	0,24	0,30	0,28	0,32	0,31	0,30	0,28	0,32
Cr_2O_3	0,85	0,32	1,25	0,27	0,77	0,48	1,18	0,40	0,39	0,58	1,01	0,43
Сумма	98,83	99,62	97,65	97,08	99,21	99,38	99,64	100,15	99,88	99,31	99,14	99,42
$Fe_2O_3^*$	0,00	0,00	0,45	0,14	0,37	0,00	1,06	0,00	0,28	0,00	1,21	0,93
FeO^*	5,26	6,18	4,46	5,65	5,67	7,20	6,00	7,03	6,99	6,75	5,24	6,45
f	15,12	17,32	14,24	17,08	16,26	19,32	19,16	18,79	19,24	18,21	17,69	19,40
Wo	43,62	42,70	44,77	44,61	41,34	40,06	41,78	40,25	40,07	40,49	42,65	40,16
En	47,86	47,38	47,37	45,93	49,13	48,36	47,06	48,52	48,40	48,67	47,21	48,23
Fs	8,52	9,93	7,87	9,46	9,54	11,58	11,15	11,23	11,53	10,83	10,14	11,61
Порода	П	П	П	П	П	П	П	П	П	П	П	П

Таблица 15.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ОРТОПИРОКСЕНА, скв. К3–184

Компонент	Глубина, м		
	170,0	197,3	202,5
SiO_2	55,00	56,14	55,25
TiO_2	0,57	0,40	0,55
Al_2O_3	1,24	0,42	0,76
FeO	13,60	14,58	15,32
MgO	29,39	29,22	28,61
CaO	1,92	1,20	1,51
Na_2O	0,04	0,05	0,02
Cr_2O_3	0,33	0,04	0,03
Сумма	101,76	102,01	102,02
$Fe_2O_3^*$	2,62	1,05	1,99
FeO^*	11,24	13,63	13,53
f	20,61	21,87	23,10
Wo	3,59	2,25	2,83
En	76,54	76,37	74,72
Fs	19,87	21,38	22,45
Порода	П	П	П

Таблица 16.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МИНЕРАЛОВ ГРУППЫ ШПИНЕЛИ, скв. К3–184

Компонент	Глубина, м											
	163,0		**166,5**			170,0		176,0			182,0	
TiO_2	6,85	0,44	2,62	2,51	2,95	4,96	2,70	3,74	4,97	2,20	0,83	2,53
Al_2O_3	3,66	0,50	3,20	3,18	1,28	8,10	6,39	3,18	10,89	3,33	22,47	13,61
FeO	59,74	90,10	86,00	83,01	84,63	49,81	54,44	63,32	45,03	65,96	31,96	45,58
MnO	0,62	0,08	0,44	0,14	0,12	0,69	0,75	0,86	0,58	0,84	0,39	0,66
MgO	5,36	0,99	1,49	1,36	0,91	6,00	3,23	3,04	8,37	2,58	10,06	5,77
Cr_2O_3	23,56	0,11	3,23	3,12	3,49	29,71	30,93	26,08	30,07	24,50	34,25	32,20
Сумма	76,23	92,11	93,75	90,20	89,89	69,56	67,51	74,14	69,84	74,91	65,71	68,15
Fe_2O_3*	32,51	67,24	59,72	57,30	58,17	24,10	27,40	35,80	22,01	39,66	12,43	20,13
FeO*	30,48	29,60	32,26	31,45	32,29	28,12	29,79	31,11	25,22	30,28	20,78	27,47
f	86,21	98,08	97,00	97,16	98,12	82,32	90,44	92,12	75,11	93,48	64,06	81,59
Порода	О	О	О	О	О	П	П	П	П	П	П	П

Окончание табл. 16.

Компонент	Глубина, м										
	182,0	189,0			**192,0**		192,6	**194,0**	195,0	197,5	
TiO_2	2,50	1,07	1,05	–	2,86	5,59	3,15	5,15	2,98	6,45	0,22
Al_2O_3	1,18	24,23	23,38	–	26,23	19,70	17,84	13,52	17,63	8,18	0,07
FeO	74,19	27,38	26,95	95,26	36,63	42,25	36,67	44,28	36,95	39,20	91,19
MnO	0,70	0,34	0,13	0,24	0,42	0,15	0,57	0,61	0,54	0,70	0,06
MgO	1,33	10,27	9,65	0,25	6,92	5,18	5,93	4,10	5,46	4,60	0,98
Cr_2O_3	19,75	37,54	36,79	0,16	26,29	24,17	35,90	31,71	37,80	40,03	0,07
Сумма	79,90	63,29	61,16	95,75	73,06	72,87	64,16	67,66	63,56	59,13	92,52
Fe_2O_3*	46,38	6,88	6,32	71,03	9,88	12,06	9,34	13,65	8,58	8,76	68,55
FeO*	32,45	21,19	21,26	31,34	27,74	31,40	28,26	32,00	29,23	31,32	29,51
f	96,90	59,93	61,04	99,53	74,81	82,06	77,62	85,83	79,15	82,70	98,12
Порода	П	П	П	П	П	П	П	П	П	П	П

* Расчетные данные

Таблица 17.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МИНЕРАЛОВ ГРУППЫ СЛЮД, скв. К3–184

Компонент	Глубина, м							
	116,0	157,5	160,0			**163,0**	**166,5**	
	ц	ц	ц	к				
SiO_2	35,54	37,54	38,38	39,56	40,51	37,63	35,22	38,16
TiO_2	1,24	6,85	2,17	0,78	5,33	0,95	0,72	5,33
Al_2O_3	10,10	12,56	11,76	12,42	11,73	11,75	10,39	12,65
FeO	34,52	13,99	12,46	11,40	9,66	13,66	36,45	11,36
MgO	4,27	14,80	19,38	20,57	18,93	18,26	3,59	18,25
K_2O	8,44	8,70	8,95	9,27	7,18	9,65	8,61	6,12
NiO	0,004	0,106	0,019	0,027	0,052	0,018	0,000	0,035
F	0,658	1,25	1,21	1,27	1,27	1,32	0,484	0,692
Cl	5,05	0,246	0,002	0,01	0,331	0,002	5,21	0,281
Сумма	99,82	96,04	94,33	95,31	94,99	93,24	100,67	92,88
H_2O	1,99	3,35	3,40	3,44	3,42	3,25	2,02	3,61
f	81,93	34,65	26,51	23,72	22,26	29,56	85,07	25,88
Порода	МД	Г	О	О	О	О	О	О

Окончание табл. 17.

Компонент	Глубина, м						
	176,0	**192,0**	192,6	197,5		202,5	
				ц	к	ц	к
SiO_2	37,46	38,90	39,23	38,58	39,26	36,56	38,26
TiO_2	6,85	7,31	5,22	7,13	7,35	6,43	5,85
Al_2O_3	11,83	12,85	13,49	12,97	13,10	12,68	13,28
FeO	8,94	8,97	8,47	8,13	8,37	14,28	8,27
MgO	18,79	17,99	19,24	18,20	17,89	14,73	18,90
K_2O	6,04	7,94	7,98	7,34	5,72	8,75	8,62
NiO	0,125	0,047	0,095	0,035	0,032	0,071	0,015
F	0,563	0,912	0,595	1,10	0,924	1,14	0,847
Cl	0,165	0,166	0,194	0,07	0,066	0,212	0,12
Сумма	90,76	95,09	94,51	93,56	92,71	94,85	94,16
H_2O	3,66	3,64	3,78	3,53	3,63	3,35	3,64
f	21,07	21,86	19,81	20,04	20,79	35,23	19,71
Порода	П	П	П	П	П	П	П

СЕВЕРО–ВОСТОЧНАЯ ВЕТВЬ ВЕРХНЕТАЛНАХСКОЙ ИНТРУЗИИ

Таблица 18.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД, скв. К3–274

Компонент	Глубина, м											
	406,0	416,0	430,0	441,0	457,0	469,0	477,5	481,0	490,0	**496,0**	501,0	514,0
SiO_2	44,72	47,20	47,87	48,67	49,01	48,07	48,20	45,36	48,33	42,93	44,48	45,10
TiO_2	3,34	2,70	1,61	1,80	1,02	0,82	0,75	0,62	0,70	1,14	0,62	0,89
Al_2O_3	13,63	14,03	13,22	14,10	15,20	17,27	16,47	15,77	15,47	14,17	16,68	15,64
Fe_2O_3	5,35	2,35	5,93	5,88	2,55	2,58	3,06	3,40	1,61	5,75	2,75	2,16
FeO	8,22	8,86	8,31	8,37	7,22	5,28	4,71	5,54	5,64	7,55	6,97	10,02
MnO	0,23	0,22	0,22	0,24	0,22	0,12	0,12	0,14	0,18	0,19	0,10	0,18
MgO	4,96	5,33	6,11	5,69	8,02	7,65	8,48	8,90	9,45	13,61	10,37	11,55
CaO	8,88	9,17	10,00	10,11	12,15	12,63	13,69	15,06	13,47	11,43	12,49	9,49
Na_2O	3,47	3,42	2,39	2,39	2,11	2,17	1,93	1,62	1,84	1,46	1,73	1,58
K_2O	3,06	2,52	0,88	0,72	0,43	0,72	0,43	0,33	0,43	0,22	0,50	0,43
P_2O_5	1,35	1,06	0,18	0,21	0,12	0,10	0,08	0,16	0,08	0,06	0,21	0,11
П.п.п.	2,48	3,03	2,46	1,64	1,62	2,35	1,82	2,22	2,26	1,37	2,68	2,49
H_2O^-	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	99,39	100,00	100,00	99,98	99,64
$K_ф$	73,23	67,78	69,98	71,46	54,92	50,68	47,82	50,11	43,41	49,42	48,38	51,33
S	0,12	0,048	0,328	0,076	0,136	0,1	0,096	0,108	0,212	0,048	0,16	–
CuO	0,021	0,004	0,02	0,023	0,013	0,012	0,011	–	0,088	0,01	–	0,05
NiO	0,022	0,01	0,022	0,022	0,022	0,019	0,027	–	0,06	0,047	–	–
Cr_2O_3	0,015	0,017	0,007	0,011	0,035	0,053	0,093	–	0,114	0,132	–	0,19
Порода	ОС	ОС	МД	МД	Г	Г	Г	Г	О	О	О	О

Приложение. Химический состав пород и минералов опорных разрезов дифференцированных траппов Норильского района

Окончание табл. 18.

Компонент	Глубина, м											
	514,4	**514,5**	518,9	519,9	525,0	528,0	530,0	544,0	549,4	554,0	556,0	566,0
SiO_2	45,20	45,56	45,14	36,00	36,93	44,80	32,06	35,44	40,50	39,44	41,00	33,90
TiO_2	0,75	0,72	0,84	0,74	0,42	0,97	0,42	0,32	0,54	0,91	0,86	0,52
Al_2O_3	18,66	17,98	15,70	16,37	7,19	15,60	7,04	10,73	12,23	18,10	13,25	13,15
Fe_2O_3	0,77	2,11	2,62	0,90	8,08	3,52	Сл.	0,57	0,59	1,85	6,02	9,75
FeO	8,62	7,67	9,88	13,51	8,97	7,77	19,47	16,23	14,22	12,27	11,50	11,11
MnO	0,07	0,08	0,20	0,18	0,16	0,09	0,16	0,16	0,15	0,15	0,20	0,16
MgO	10,50	11,14	11,67	19,22	24,28	8,83	21,45	20,10	15,26	9,80	11,63	11,74
CaO	11,04	10,30	9,35	6,80	4,21	11,85	4,16	5,20	7,70	9,30	8,73	8,94
Na_2O	0,50	1,48	1,50	1,46	0,54	1,83	1,18	1,64	2,00	1,98	1,35	0,97
K_2O	2,70	0,31	0,37	0,40	0,25	0,58	0,35	0,44	0,61	0,46	0,37	0,54
P_2O_5	0,15	0,21	0,15	0,12	0,15	0,20	0,09	0,11	0,13	0,16	0,10	0,08
П.п.п.	0,78	2,32	1,52	3,70	8,88	3,22	6,13	3,80	2,05	1,95	3,83	5,74
H_2O^-	0,14	–	1,22	0,23	–	–	0,21	0,23	0,12	0,18	2,8	3,08
Сумма	99,88	100,28	99,34	99,63	100,23	99,43	99,73	94,97	96,10	96,55	100,33	100,48
$K_ф$	47,21	46,75	51,72	42,85	41,25	56,11	47,58	45,53	49,25	59,03	60,10	63,99
S	0,14	0,16	–	0,73	1,692	1,04	4,65	2,35	2,27	1,97	–	–
CuO	0,03	0,023	0,15	0,09	–	0,081	1,89	0,85	1,08	0,76	1,1	3,68
NiO	0,01	0,039	0,11	0,14	–	0,043	1,08	0,56	0,46	0,44	0,74	1,14
Cr_2O_3	0,12	0,097	0,19	0,18	–	0,055	Сл.	0,04	0,02	0,04	0,04	0,04
Порода	О	О	О	П	П	ПГ	П	П	Т	Т	Т	Т

Таблица 19.

СОДЕРЖАНИЕ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В ПОРОДАХ, скв. КЗ–274

Элемент	Глубина, м									
	406,0	416,0	427,0	430,0	437,5	441,0	445,0	452,0	457,0	469,0
S	1200	–	–	–	–	760	–	–	1360	1000
Cu	170	–	186	–	142	235	161	155	107	126
Ni	170	–	71	–	107	74	97	79	88	114
Co	42	–	50	–	54	41	56	54	41	36
Pb	–	–	17	–	20	сл	17	41	сл	сл
Zn	–	–	82	–	88	125	91	105	138	71
Cr	102,6	–	50	–	48	55	116	90	144	387
V	100	95	366	250	302	–	318	302	210	160
Ba	1900	1400	285	230	173	–	201	208	160	160
Sr	1300	470	312	240	229	–	208	260	300	320
B	23	29	–	34	–	–	–	–	24	30
Pt	0,0001	–	0,01	–	0,01	0,035	0,000	0,042	0,0125	0,005
Pd	0,011	–	0,011	–	0,016	0,02	0,013	0,032	0,0132	0,015
Rh	0,0001	–	–	–	–	0,0004	–	–	0,0001	0,002
Ru	0,0001	–	–	–	–	0,034	–	–	0,03	0,022
Au	0,0038	–	0,02	–	0,007	0,0084	0,005	0,008	0,11	0,0045
Ag	–	–	0,036	–	0,033	–	0,12	0,13	–	–
Порода	ОС	ОС	МД	МД	МД	МД	МД	Г	Г	Г

Продолжение табл. 19.

Элемент	Глубина, м									
	477,5	481,0	490,0	**496,0**	501,0	506,0	511,0	**514,5**	514,5	518,9
S	960	–	–	480	–	–	–	–	–	–
Cu	535	70	–	78	110	168	138	15242	183	–
Ni	276	220	–	298	250	303	261	5571	304	–
Co	39	44	–	49	46	54	48	54	47	–
Pb	сл	53	–	сл	241	8	50	8	сл	–
Zn	55	187	–	99	468	67	164	66	81	–
Cr	587	850	–	900	560	628	896	882	675	–
V	140	151	120	130	159	159	159	119	110	100
Ba	62	125	230	78	146	118	153	114	120	74
Sr	330	192	280	220	229	187	276	187	300	180
B	25	–	30	23	–	–	–	–	19	20
Pt	0,024	0,013	–	0,04	0,01	0,01	0,01	–	0,0225	–
Pd	0,045	0,025	–	0,011	0,012	0,054	0,024	–	0,024	–
Rh	0,0001	–	–	0,005	–	–	–	–	0,002	–
Ru	0,015	–	–	0,01	–	–	–	–	0,025	–
Au	0,0057	0,015	–	0,0036	0,013	0,01	0,005	0,01	0,007	–
Ag	–	0,37	–	–	0,2	0,12	0,23	0,24	–	–
Порода	Г	Г	О	О	О	О	О	О	О	О

Окончание табл. 19.

Элемент	Глубина, м										
	525,0	527,0	528,0	533,0	544,0	544,0	550,0	556,0	556,0	563,0	566,0
S	16300	–	9700	–	–	–	–	–	–	–	–
Cu	4872	7500	648	4375	8387	9454	2068	13790	31784	7903	–
Ni	3682	2620	348	3470	5760	6024	10208	6071	9126	5071	–
Co	145	70	49	162	231	265	327	183	273	183	–
Pb	сл	17	сл	25	197	сл	17	29	29	25	–
Zn	104	39	71	104	50	112	66	88	116	91	–
Cr	2498	385	378	1255	585	410	285	305	253	325	–
V	–	40	180	114	118	–	151	199	95	246	100
Ba	–	215	140	56	56	–	69	136	110	136	84
Sr	–	291	280	99	73	–	135	156	240	166	230
B	–	–	19	–	–	–	–	–	16	–	18
Pt	0,6	0,7	0,037	0,41	0,4	0,725	1,92	–	1,38	0,58	–
Pd	0,88	0,5	0,05	0,74	0,59	1	2,04	–	2,26	0,83	–
Rh	0,1	0,072	0,009	0,1	0,1	0,1	0,29	–	0,074	0,08	–
Ru	0,036	–	0,027	–	–	0,037	–	–	0,064	–	–
Au	0,1	0,062	0,0135	0,019	0,035	0,086	0,06	0,076	0,396	0,046	–
Ag	–	2	–	1,1	2,5	–	6,5	4,2	–	2,2	–
Порода	П	П	ПГ	П	П	П	Т	Т	Т	Т	Т

Приложение. Химический состав пород и минералов опорных разрезов дифференцированных траппов Норильского района

Таблица 20.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПИРОКСЕНА, скв. КЗ–274 (частичный анализ)

Компонент	Глубина, м											
	474,0				544,0						550,0	565,0
	КлП				ОртП						КлП	ОртП
CaO	19,66	20,05	19,36	17,82	1,52	1,57	1,56	1,60	1,44	1,41	20,15	1,78
MgO	16,30	16,60	16,88	16,77	28,27	28,80	29,30	29,05	28,33	28,57	15,50	22,75
FeO	5,87	6,12	6,36	7,09	13,48	13,51	13,53	13,60	13,62	13,59	7,86	21,01
NiO	0,01	0,024	0,035	0,018	0,068	0,042	0,054	0,029	0,067	0,049	0,047	0,065
f	16,9	17,1	17,5	19,2	21,1	20,8	20,5	20,7	21,2	21,0	22,3	34,0
Wo	41,9	41,9	40,5	38,1	2,9	3,1	3,1	3,1	2,7	2,7	42,2	3,6
En	48,3	48,2	49,1	50,1	76,6	76,7	77,0	76,8	76,6	76,8	45,0	63,6
Fs	9,8	9,9	10,4	11,9	20,5	20,2	19,9	20,1	20,6	20,5	12,9	32,8
Порода	Г	Г	Г	Г	П	П	П	П	П	П	Т	Т

Таблица 21.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ОЛИВИНА, скв. КЗ–274

Компонент	Глубина, м									
	469,0	469А	477,0		481,0	486,0	**496,0**			
SiO_2	38,04	37,44	38,50	36,80	38,37	37,81	38,91	38,57	39,18	39,23
TiO_2	–	–	–	–	–	–	0,000	0,086	0,000	0,000
FeO	23,28	26,36	21,55	30,03	29,93	25,21	23,81	24,99	24,55	24,41
MnO	–	–	–	–	–	–	0,392	0,421	0,436	0,428
MgO	38,59	36,04	39,06	32,80	36,87	36,56	36,73	36,10	36,89	37,36
CaO	0,16	0,21	0,09	0,15	0,17	0,21	0,283	0,126	0,161	0,268
Na_2O	–	–	–	–	–	–	0,000	0,000	0,087	0,000
K_2O	–	–	–	–	–	–	0,072	0,008	0,039	0,000
NiO	0,078	0,102	0,134	0,217	0,093	0,125	0,000	0,374	0,032	0,037
Cr_2O_3	–	–	–	–	–	–	0,000	0,037	0,043	0,160
Сумма	100,15	100,15	99,33	100,00	105,43	99,92	100,19	100,70	101,41	101,90
Fo	74,71	70,91	76,36	66,07	68,71	72,11	73,34	72,03	72,81	73,17
Fa	25,29	29,09	23,64	33,93	31,29	27,89	26,66	27,97	27,19	26,83
Порода	Г	Г	Г	Г	Г	О	О	О	О	О

Продолжение табл. 21.

Компонент	Глубина, м									
	496,0	506,0	509,0	511,0	**514,5**				518,9	528,0
SiO_2	38,95	37,70	37,54	37,57	37,21	37,37	37,61	36,86	37,60	37,03
TiO_2	0,085	–	–	–	–	0,000	0,011	0,000	–	–
FeO	24,55	23,34	25,15	26,19	28,22	25,56	23,94	24,96	26,04	28,85
MnO	0,446	–	–	–	–	0,444	0,252	0,356	–	–
MgO	37,60	39,04	37,33	36,02	34,29	35,22	36,16	34,21	36,08	34,04
CaO	0,300	0,23	0,18	0,15	0,16	0,130	0,301	0,115	0,18	0,16
Na_2O	0,000	–	–	–	–	0,330	0,049	0,181	–	–
K_2O	0,000	–	–	–	–	0,019	0,000	0,029	–	–
NiO	0,077	0,098	0,138	0,104	0,106	0,301	0,015	0,094	0,111	0,032
Cr_2O_3	0,000	–	–	–	–	0,175	0,170	0,147	–	–
Сумма	102,01	100,41	100,34	100,03	99,99	99,54	98,51	96,95	100,01	100,11
Fo	73,19	74,88	72,57	71,03	68,41	71,06	72,92	70,95	71,18	67,78
Fa	26,81	25,12	27,43	28,97	31,59	28,94	27,08	29,05	28,82	32,22
Порода	О	О	О	О	О	О	О	О	О	ПГ

Продолжение табл. 21.

Компонент	Глубина, м									
	533,0	537,0	544,0							
SiO_2	38,40	38,10	37,79	38,72	38,51	38,40	38,69	38,94	38,69	38,97
TiO_2	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
FeO	22,03	23,09	22,42	21,93	22,07	22,68	22,21	21,84	21,61	21,17
MnO	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
MgO	39,16	38,53	40,18	38,50	38,99	38,47	38,36	38,07	39,01	38,83
CaO	0,1	0,16	0,14	0,14	0,000	0,000	0,000	0,13	0,08	0,15
Na_2O	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
K_2O	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
NiO	0,215	0,185	0,207	0,188	0,187	0,193	0,185	0,177	0,208	0,177
Cr_2O_3	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Сумма	99,91	100,07	100,74	99,48	99,76	99,74	99,45	99,16	99,60	99,30
Fo	76,01	74,84	76,16	75,78	75,90	75,15	75,48	75,65	76,29	76,58
Fa	23,99	25,16	23,84	24,22	24,10	24,85	24,52	24,35	23,71	23,42
Порода	П	П	П	П	П	П	П	П	П	П

Продолжение табл. 21.

Компонент	Глубина, м										
	559,0					563,0	**565,0**				
SiO_2	37,69	36,78	36,99	36,94	37,14	36,74	36,30	31,79	37,10	36,98	36,75
TiO_2	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
FeO	31,27	32,03	31,49	31,45	31,73	30,15	33,18	31,23	29,82	29,54	31,00
MnO	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
MgO	29,20	30,54	30,54	30,67	30,01	32,91	30,09	31,42	32,45	33,14	31,82
CaO	0,000	0,000	0,14	0,17	0,000	0,16	0,16	0,15	0,1	0,12	0,16
Na_2O	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
K_2O	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
NiO	0,206	0,203	0,201	0,208	0,207	0,167	0,205	0,172	0,206	0,172	0,151
Cr_2O_3	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Сумма	98,37	99,55	99,36	99,44	99,09	100,13	99,94	94,76	99,68	99,95	99,88
Fo	62,47	62,96	63,35	63,48	62,77	66,05	61,78	64,20	65,98	66,66	64,66
Fa	37,53	37,04	36,65	36,52	37,23	33,95	38,22	35,80	34,02	33,34	35,34
Порода	Т	Т	Т	Т	Т	Т	Т	Т	Т	Т	Т

Окончание табл. 21.

Компонент	Глубина, м										
	565,0										
SiO_2	36,10	35,75	36,30	35,90	36,65	38,17	37,66	38,51	38,24	38,96	37,96
TiO_2	0,103	0,000	0,040	0,022	0,047	0,004	0,077	0,000	0,038	0,000	0,130
FeO	31,14	31,08	30,65	31,50	27,71	28,03	28,95	25,19	24,92	25,10	24,74
MnO	0,572	0,655	0,773	0,728	0,448	0,440	0,576	0,266	0,327	0,439	0,456
MgO	29,87	30,03	30,21	30,09	32,36	34,12	33,34	37,01	35,55	37,04	36,14
CaO	0,208	0,092	0,198	0,163	0,168	0,063	0,113	0,207	0,113	0,136	0,050
Na_2O	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,012	0,000
K_2O	0,024	0,057	0,051	0,022	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,037
NiO	0,406	0,112	0,246	0,044	0,373	0,138	0,155	0,205	0,109	0,335	0,435
Cr_2O_3	0,067	0,226	0,105	0,000	0,000	0,123	0,091	0,101	0,000	0,056	0,009
Сумма	98,49	98,00	98,57	98,47	97,76	101,08	100,96	101,49	99,30	102,08	99,96
Fo	63,10	63,27	63,72	63,00	67,55	68,45	67,24	72,36	71,77	72,46	72,25
Fa	36,90	36,73	36,28	37,00	32,45	31,55	32,76	27,64	28,23	27,54	27,75
Порода	Т	Т	Т	Т	Т	Т	Т	Т	Т	Т	Т

Таблица 22.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МИНЕРАЛОВ ГРУППЫ СЛЮД, скв. К3–274

Компонент	Глубина, м								
	525,0		527,0		544,0		556,0		
							ц	к	
SiO_2	37,17	37,88	38,12	39,28	37,41	37,85	37,32	38,98	37,30
TiO_2	7,78	5,26	7,98	2,80	4,06	8,01	6,25	6,03	6,90
Al_2O_3	12,39	13,14	12,70	14,19	11,50	12,48	12,75	12,59	12,69
FeO	8,73	8,57	10,64	8,75	9,13	8,13	15,14	14,15	8,26
MgO	17,02	18,43	16,39	20,36	21,58	17,28	14,23	15,70	17,95
K_2O	8,45	8,68	8,76	8,07	4,65	9,00	8,43	7,30	8,84
NiO	0,164	0,07	0,191	0,045	0,11	0,095	0,217	0,254	0,083
F	0,706	0,527	0,839	0,867	0,806	0,64	1,54	1,06	0,537
Cl	0,153	0,169	0,24	0,322	0,121	0,116	0,413	0,33	0,167
Сумма	92,56	92,73	95,86	94,68	89,37	93,60	96,29	96,39	92,73
H_2O	3,61	3,71	3,62	3,61	3,51	3,70	3,14	3,48	3,70
f	22,34	20,69	26,70	19,43	19,18	20,88	37,38	33,58	20,52
Порода	П	П	П	П	П	П	Т	Т	Т

ХАРАЕЛАХСКАЯ ВЕТВЬ ВЕРХНЕТАЛНАХСКОЙ ИНТРУЗИИ

Таблица 23.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД, скв. К3–585

Компонент	Глубина, м								
	681,7	691,0	694,3	696,2	699,2	701,8	705,3	710,4	714,2
SiO_2	48,77	47,47	48,28	48,99	46,76	48,01	48,67	48,27	48,20
TiO_2	0,72	0,72	0,68	0,68	0,68	0,60	0,76	0,49	0,76
Al_2O_3	15,36	16,10	15,33	15,94	16,78	15,80	15,76	14,32	16,06
Fe_2O_3	5,13	4,97	3,88	3,45	3,39	4,78	3,47	4,76	3,63
FeO	6,54	6,36	8,71	8,44	6,66	7,77	8,06	7,23	8,38
MnO	0,16	0,13	0,17	0,20	0,29	0,20	0,20	0,16	0,28
MgO	9,80	8,06	8,14	7,95	7,59	8,04	7,77	7,77	7,80
CaO	7,94	10,52	10,51	10,72	8,09	8,88	10,23	11,15	8,87
Na_2O	2,43	2,64	2,63	2,45	3,88	3,52	2,44	2,90	3,32
K_2O	1,50	1,08	1,14	0,72	0,84	0,60	1,21	0,70	1,32
P_2O_5	0,12	0,11	0,11	0,07	0,09	0,13	0,14	0,07	0,14
П.п.п.	1,16	1,80	1,23	0,63	4,94	2,55	0,86	1,33	1,33
Сумма	99,63	99,96	100,81	100,24	99,99	100,88	99,57	99,15	100,09
H_2O^-	0,38	0,69	0,37	0,74	0,93	0,51	0,88	0,39	0,46
$K_ф$	54,35	58,43	60,73	59,93	56,97	60,95	59,74	60,68	60,63
Порода	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г

Продолжение табл. 23.

Компонент	Глубина, м										
	724,7	727,7	730,4	738,7	746,4	749,5	752,0	764,0	766,7	768,0	772,5
SiO_2	47,86	46,30	47,47	47,52	19,12	43,10	46,34	39,23	39,87	44,96	47,86
TiO_2	0,62	0,44	0,80	0,68	0,50	0,30	0,99	0,98	0,92	1,05	0,76
Al_2O_3	16,08	16,40	15,77	15,13	4,73	24,03	16,11	15,04	11,54	12,34	16,25
Fe_2O_3	4,77	6,88	5,16	5,96	4,46	3,25	6,20	6,63	7,36	2,65	5,47
FeO	7,27	4,98	6,15	5,25	2,96	3,44	4,91	5,80	5,24	4,11	5,89
MnO	0,20	0,22	0,02	0,21	0,16	0,04	0,22	0,42	0,16	0,15	0,19
MgO	8,42	9,81	7,03	7,53	42,45	4,06	7,35	13,20	10,35	8,53	8,40
CaO	8,74	9,37	10,49	10,48	4,80	14,83	11,87	12,66	17,46	22,07	10,69
Na_2O	2,45	2,71	3,24	2,97	0,11	1,71	2,92	0,54	0,76	0,88	2,44
K_2O	1,20	1,50	1,32	1,32	0,04	1,83	0,66	0,18	0,04	–	1,32
P_2O_5	0,12	0,13	0,13	0,13	0,05	0,07	0,12	0,12	0,05	0,06	0,13
П.п.п.	1,82	1,98	2,16	2,02	14,64	3,64	2,55	5,98	3,50	2,50	1,33
Сумма	99,55	100,72	99,74	99,20	94,02	100,30	100,24	100,78	97,25	99,30	100,73
H_2O^-	0,80	0,56	0,38	0,25	2,18	1,37	0,71	0,83	0,21	0,69	0,52
$K_ф$	58,85	54,73	61,67	59,82	14,88	62,23	60,18	48,50	54,90	44,21	57,49
Порода	Г	Г	Г	Г	МБ	МБ	Г	МБ	МБ	МБ	МБ

Продолжение табл. 23.

Компонент	Глубина, м									
	774,0	776,0	788,3	798,0	808,2	812,6	818,0	822,8	828,5	**831,0**
SiO_2	46,38	46,81	40,87	39,82	36,30	36,70	40,29	39,10	46,94	34,40
TiO_2	1,05	0,48	0,60	0,25	0,52	0,40	0,44	0,31	1,05	0,41
Al_2O_3	16,53	16,72	10,77	9,25	8,98	9,99	21,64	9,07	17,28	7,15
Fe_2O_3	4,96	4,10	5,22	6,04	2,38	8,25	7,22	4,54	4,25	3,94
FeO	6,13	4,61	6,13	7,24	7,77	5,98	3,60	10,74	6,96	6,66
MnO	0,16	0,17	0,21	0,34	0,15	0,27	0,09	0,24	0,27	0,14
MgO	8,00	8,75	10,77	24,47	31,17	24,01	2,99	27,62	4,71	33,19
CaO	10,10	11,52	20,26	7,40	4,45	6,60	15,47	5,93	10,81	3,06
Na_2O	2,45	2,37	0,34	0,47	0,12	0,27	1,22	0,47	3,38	0,18
K_2O	1,50	0,96	0,06	0,30	0,13	0,24	0,90	0,12	0,66	0,16
Li_2O	–	–	–	–	0,02	–	–	–	–	–
P_2O_5	0,16	0,06	0,03	0,05	0,20	0,07	0,06	0,06	0,03	0,14
П.п.п.	2,46	2,97	3,40	4,08	7,46	6,26	4,71	2,61	2,52	9,46
Сумма	99,88	99,52	98,66	99,71	99,66	99,04	98,63	100,81	98,86	98,89
H_2O^-	–	0,49	–	0,83	0,24	0,84	0,39	0,87	0,44	0,28
H_2O^+	–	–	–	–	5,83	–	–	–	–	8,46
S	–	–	3,33	0,92	0,43	2,40	3,56	–	–	0,54
$K_ф$	58,09	49,89	51,31	35,18	24,56	37,21	78,35	35,62	70,41	24,21
Порода	МБ	МБ	МБ	МБ	МБ	МБ	МБ	МБ	МБ	МБ

Приложение. Химический состав пород и минералов опорных разрезов дифференцированных траппов Норильского района

Продолжение табл. 23.

Компонент	Глубина, м								
	834,0	835,3	835,7	837,1	**846,4**	848,8	850,6	851,3	**852,1**
SiO_2	26,20	43,98	39,08	36,46	39,00	46,65	42,01	11,66	38,50
TiO_2	0,85	0,87	0,35	0,22	0,71	0,91	0,60	0,22	1,35
Al_2O_3	8,13	13,80	11,15	10,63	9,60	19,29	17,82	2,43	11,84
Fe_2O_3	5,36	4,88	0,30	7,64	1,29	2,01	3,72	3,05	1,13
FeO	8,69	8,62	10,48	4,71	12,95	7,89	7,25	3,23	4,99
MnO	0,20	0,13	0,18	0,26	0,25	0,16	0,20	0,07	0,64
MgO	33,02	8,59	26,63	27,25	26,62	7,65	9,18	56,36	27,72
CaO	0,70	13,70	6,17	4,07	6,76	11,82	10,48	0,81	10,37
Na_2O	0,12	2,24	0,42	0,34	0,36	2,10	2,03	0,05	0,29
K_2O	0,10	0,17	0,00	1,14	0,13	0,48	0,30	0,05	0,19
Li_2O	0,01	–	–	–	0,025	–	–	–	0,025
P_2O_5	0,17	0,11	0,03	0,03	0,26	0,07	0,07	0,02	0,23
П.п.п.	15,36	1,92	4,94	6,79	1,78	0,16	2,72	22,29	2,52
Сумма	98,91	99,01	99,73	99,54	99,73	99,19	96,38	100,24	99,79
H_2O^-	0,68	0,76	–	0,82	0,04	0,17	0,35	–	0,06
S	2,42	–	0,63	1,29	0,51	–	–	0,43	0,03
H_2O^+	11,97	–	–	–	1,81	–	–	–	1,84
$K_ф$	29,85	61,11	28,82	31,17	34,85	56,41	54,44	10,03	18,09
Порода	МБ	МБ	МБ	МБ	МБ	МБ	МБ	МБ	МБ

Окончание табл. 23.

Компонент	Глубина, м								
	853,3	**855,0**	**859,4**	860,0	862,0	862,5	870,0	875,3	884,7
SiO_2	45,62	41,80	29,86	46,44	45,08	41,42	46,00	40,27	44,14
TiO_2	0,60	0,92	0,47	0,98	0,92	0,48	1,05	0,60	0,72
Al_2O_3	19,44	12,12	7,64	17,06	15,30	8,85	15,10	13,67	15,54
Fe_2O_3	5,82	2,04	3,54	3,61	3,73	4,21	2,18	7,60	4,02
FeO	4,11	12,58	3,08	7,57	7,53	7,74	10,26	10,80	8,30
MnO	0,02	0,23	0,12	0,22	0,16	0,28	0,18	0,25	0,28
MgO	7,28	17,69	43,68	8,03	8,37	27,81	7,70	7,39	8,38
CaO	13,27	8,93	3,72	12,76	12,40	6,60	12,20	11,04	11,80
Na_2O	2,16	1,05	0,05	2,16	2,17	0,41	2,04	1,49	1,76
K_2O	0,65	0,37	0,05	0,48	0,57	0,30	0,35	0,30	0,78
Li_2O	–	0,025	–	–	–	–	–	–	–
P_2O_5	0,11	0,23	0,03	0,04	0,10	0,07	0,10	0,07	0,08
П.п.п.	1,29	1,14	7,26	0,78	2,74	2,73	1,86	3,64	2,40
Сумма	100,37	99,13	99,50	100,13	99,07	100,90	99,02	97,12	98,20
H_2O^-	0,23	0,84	–	0,57	–	0,34	–	0,28	0,48
H_2O^+	–	0,21	–	–	–	–	–	–	–
S	–	0,80	0,80	–	0,22	0,25	0,53	4,87	2,25
$K_ф$	57,70	20,71	13,16	58,20	57,36	30,06	61,77	71,35	59,52
Порода	МБ	МБ	МБ	ТР	ТР	ТР	ТР	ТР	ТР

Таблица 24.

СОДЕРЖАНИЕ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В ПОРОДАХ, скв. К3–585

Элемент	Глубина, м										
	681,7	699,0	727,7	749,6	750,5	764,0	774,2	778,7	783,0	791,2	796,0
S	–	–	–	–	–	2,4	–	–	–	–	–
Cu	167	113	139	–	11227	1008	300	3500	12896	4161	2669
Ni	182	176	141	–	4800	509	166	2400	5096	1605	1759
Co	39	21	40	–	220	44	40	119	234	74	114
Cr	188	227	202	–	1249	394	–	2800	–	48	681
Pb	Сл.	72	25	–	Сл.	25	Сл.	–	66	36	Сл.
Zn	104	20730	109	–	122	69	60	–	73	74	88
Pt	0,02	0,009	0,0011	0,043	0,545	0,068	2,7	–	0,123	0,195	0,13
Pd	0,027	0,024	0,0094	0,055	1,2	0,089	6,6	–	0,245	0,275	0,212
Rh	0,00425	0,001	0,001	0,009	0,063	0,0051	0,0054	–	0,011	0,014	0,026
Ru	0,001	0,0073	0,004	0,021	0,025	0,019	0,023	–	0,019	0,005	0,023
Au	0,0085	0,004	0,0034	0,0051	0,092	0,0099	0,226	–	0,027	0,02	0,013
Порода	Г	Г	Г	МБ	Г	МБ	МБ	МБ	МБ	МБ	МБ

Продолжение табл. 24.

Элемент	Глубина, м								
	797,6	798,7	805,9	808,2	812,6	816,5	821,0	829,0	**831,0**
S	–	–	–	0,43	2,40	–	–	–	0,54
Cu	8812	1551	2665	2640	5278	7501	2343	5601	1920
Ni	2466	1535	1401	790	1150	3388	851	2919	1180
Co	143	113	94	–	111	158	108	154	–
Cr	–	–	–	130	253	735	128	1415	160
Pb	29	Сл.	Сл.	–	Сл.	25	25	Сл.	–
Zn	151	89	96	–	141	120	84	105	–
Pt	0,26	0,125	0,14	0,11	0,2	0,27	0,05	0,2	0,062
Pd	0,54	0,212	0,19	0,29	0,32	0,425	0,0925	0,44	0,24
Rh	0,019	0,0125	0,019	–	0,0056	0,0025	0,0125	0,021	0,0056
Ru	0,01	0,0175	0,007	–	0,001	0,014	0,001	0,001	0,0045
Au	0,084	0,0062	0,016	0,063	0,076	0,036	0,02	0,029	0,034
Ag	–	–	–	0,35	–	–	–	–	–
Порода	МБ	МБ	МБ	МБ	МБ	МБ	МБ	МБ	МБ

Окончание табл. 24.

Элемент	Глубина, м								
	838,7	**846,4**	848,0	**852,1**	**859,4**	860,0	868,7	880,0	905,0
S	–	1,81	–	1,84	0,80	–	–	–	–
Cu	–	960	3007	70	–	172	19688	101700	177410
Ni	2009	170	1489	–	160	126	9020	14891	47125
Co	177	–	78	–	–	33	379	238	1571
Cr	109	820	80	50	70	–	54	136	–
Pb	Сл.	–	Сл.	–	–	Сл.	29	295	61
Zn	55	–	70	–	–	115	144	215	522
Pt	0,22	–	0,1	0,0015	0,045	0,033	0,724	4,5	3,9
Pd	0,72	0,0051	0,37	–	0,015	0,016	2,2	9,26	13,4
Rh	0,012	0,0008	0,028	–	0,0065	0,001	0,035	0,0041	0,74
Ru	0,027	–	0,023	0,0009	0,0145	0,023	0,026	0,026	0,049
Au	0,05	0,007	0,024	0,0084	0,155	0,005	0,107	0,8	0,33
Ag	–	–	–	–	0,025	–	–	–	–
Порода	МБ	МБ	МБ	МБ	МБ	ТР	ТР	ТР	СЖ

Приложение. Химический состав пород и минералов опорных разрезов дифференцированных траппов Норильского района

Таблица 25.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ОЛИВИНА, скв. К3–585

Компонент	Глубина, м									
	778,7		796,0				801,7		806,5	
SiO_2	41,57	41,43	40,13	39,41	39,75	39,64	39,63	38,83	39,06	39,42
FeO	16,28	16,50	15,03	16,65	16,60	16,71	17,34	18,57	19,51	19,45
CaO	0,04	0,06	0,46	0,28	0,16	0,07	0,09	0,31	0,23	0,11
MgO	42,66	43,22	43,53	43,53	42,03	43,10	42,24	42,43	40,73	40,06
NiO	0,13	0,14	0,09	0,07	0,10	0,07	0,10	0,10	0,10	0,10
Сумма	100,68	101,35	99,24	99,94	98,64	99,59	99,40	100,24	99,63	99,14
Fo	82,37	82,36	83,77	82,33	81,86	82,14	81,28	80,29	78,82	78,59
Fa	17,63	17,64	16,23	17,67	18,14	17,86	18,72	19,71	21,18	21,41
Порода	МБ	МБ	МБ	МБ	МБ	МБ	МБ	МБ	МБ	МБ

Продолжение табл. 25.

Компонент	Глубина, м									
	806,5		809,5			**811,5**				
SiO_2	39,88	39,50	39,90	39,04	39,23	40,15	39,69	40,13	40,04	39,70
FeO	17,80	19,00	19,93	20,70	19,72	16,36	17,05	16,83	16,26	17,11
CaO	0,13	0,10	0,16	0,12	0,13	0,22	0,19	0,13	0,15	0,13
MgO	41,01	40,48	39,17	39,42	41,46	42,07	42,39	41,59	42,59	42,35
NiO	0,08	0,08	0,09	0,89	0,08	0,08	0,09	0,09	0,06	0,08
Сумма	98,90	99,16	99,25	100,17	100,62	98,88	99,41	98,77	99,10	99,37
Fo	80,42	79,16	77,79	77,25	78,94	82,09	81,59	81,50	82,36	81,52
Fa	19,58	20,84	22,21	22,75	21,06	17,91	18,41	18,50	17,64	18,48
Порода	МБ	МБ	МБ	МБ	МБ	МБ	МБ	МБ	МБ	МБ

Продолжение табл. 25.

Компонент	Глубина, м									
	811,5	811,7			819,8		821,0		822,0	
SiO_2	40,18	39,86	39,75	39,43	39,94	39,98	39,19	39,18	39,33	39,53
FeO	19,40	16,98	15,78	17,54	16,34	15,38	19,31	19,73	18,63	18,52
CaO	0,14	0,10	0,09	0,12	0,08	0,07	0,10	0,08	0,09	0,06
MgO	44,06	42,14	43,99	42,49	42,84	44,00	40,85	40,30	41,25	40,91
NiO	0,02	0,08	0,08	0,09	0,06	0,04	0,08	0,12	0,18	0,20
Сумма	103,80	99,16	99,69	99,67	99,26	99,47	99,53	99,41	99,48	99,22
Fo	80,19	81,56	83,25	81,20	82,37	83,61	79,04	78,45	79,79	79,75
Fa	19,81	18,44	16,75	18,80	17,63	16,39	20,96	21,55	20,21	20,25
Порода	МБ	МБ	МБ	МБ	МБ	МБ	МБ	МБ	МБ	МБ

Продолжение табл. 25.

Компонент	Глубина, м									
	822,0				822,1	825,8			827,0	
SiO_2	39,53	39,58	40,02	40,23	42,99	39,47	39,38	38,63	38,51	38,58
FeO	18,21	18,48	18,04	18,18	0,94	17,67	18,98	17,65	22,71	22,59
CaO	0,08	0,08	0,13	0,07	0,23	0,14	0,20	0,16	0,08	0,11
MgO	41,31	40,84	40,38	39,73	54,81	42,27	40,71	41,85	38,18	38,08
NiO	0,18	0,16	0,05	0,06	–	0,02	0,05	0,03	0,12	0,14
Сумма	99,31	99,14	98,62	98,27	98,97	99,57	99,32	98,32	99,60	99,50
Fo	80,17	79,75	79,96	79,57	99,05	81,00	79,27	80,87	74,98	75,03
Fa	19,83	20,25	20,04	20,43	0,95	19,00	20,73	19,13	25,02	24,97
Порода	МБ	МБ	МБ	МБ	МБ	МБ	МБ	МБ	МБ	МБ

Продолжение табл. 25.

Компонент	Глубина, м									
	827,0			**831,0**			**831,8**			
SiO_2	39,02	39,50	38,77	40,31	40,19	40,27	38,58	38,50	39,64	39,41
FeO	22,81	20,69	22,07	13,29	13,45	13,73	22,73	22,32	15,52	21,10
CaO	0,13	0,08	0,10	0,08	0,07	0,09	0,12	0,11	0,05	0,10
MgO	36,68	38,27	38,29	45,84	45,93	45,37	38,48	39,06	44,65	37,94
NiO	0,13	0,11	0,13	0,05	0,05	0,03	0,11	0,11	0,07	0,12
Сумма	98,77	98,65	99,36	99,57	99,69	99,49	100,02	100,10	99,93	98,67
Fo	74,14	76,73	75,57	86,01	85,89	85,49	75,11	75,73	83,68	76,22
Fa	25,86	23,27	24,43	13,99	14,11	14,51	24,89	24,27	16,32	23,78
Порода	МБ	МБ	МБ	МБ	МБ	МБ	МБ	МБ	МБ	МБ

Продолжение табл. 25.

Компонент	Глубина, м									
	831,8	834,0	840,6				**846,4**			851,3
SiO_2	39,92	38,63	37,86	38,04	38,03	38,55	39,10	39,17	37,85	41,84
FeO	16,97	22,31	25,52	24,84	24,14	22,85	18,72	18,36	19,38	1,47
CaO	0,11	0,07	0,14	0,12	0,09	0,10	0,12	0,15	0,10	0,58
MgO	42,00	38,37	36,07	36,50	37,51	37,83	41,91	42,14	39,58	55,35
NiO	0,08	0,14	0,17	0,18	0,15	0,15	0,01	0,02	–	–
Сумма	99,08	99,52	99,76	99,68	99,92	99,48	99,86	99,84	96,91	99,24
Fo	81,52	75,41	71,59	72,37	73,47	74,69	79,96	80,36	78,45	98,53
Fa	18,48	24,60	28,41	27,63	26,53	25,31	20,04	19,64	21,55	1,47
Порода	МБ	МБ	МБ	МБ	МБ	МБ	МБ	МБ	МБ	МБ

Окончание табл. 25.

Компонент	Глубина, м									
	851,3	**852,1**		**855,0**				**859,4**		
SiO_2	41,63	40,75	40,42	37,93	37,87	37,42	36,87	42,35	41,92	42,37
FeO	1,34	9,08	8,70	24,10	24,76	25,75	26,98	1,68	1,58	1,42
CaO	0,80	0,23	0,18	0,09	0,11	0,09	0,15	0,43	0,67	0,51
MgO	56,09	48,59	49,29	36,82	36,31	37,11	36,02	55,57	54,81	56,23
NiO	–	–	0,02	0,06	0,09	–	–	–	–	0,01
Сумма	99,86	98,65	98,61	99,00	99,14	100,37	100,02	100,03	98,98	100,54
Fo	98,68	90,51	90,99	73,14	72,33	71,98	70,41	98,33	98,41	98,60
Fa	1,32	9,49	9,01	26,86	27,67	28,02	29,59	1,67	1,59	1,40
Порода	МБ	МБ	МБ	МБ	МБ	МБ	МБ	МБ	МБ	МБ

Таблица 26.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПИРОКСЕНА, скв. К3–585 (частичный анализ)

Компонент	Глубина, м									
	796,0	796,7		806,5	822,0		827,0	**831,8**		834,0
Минерал	КлП	КлП	ОртП	КлП	КлП	КлП	КлП	КлП	ОртП	КлП
CaO	23,25	23,39	0,41	22,00	21,00	21,10	20,74	20,88	0,07	16,27
MgO	13,38	13,50	32,40	15,53	15,21	15,79	14,95	16,69	23,66	18,01
FeO	4,91	4,87	7,74	5,14	6,07	5,04	7,44	5,31	7,62	10,28
NiO	0,027	0,015	0,007	0,012	0,011	0,013	0,021	0,017	0,053	0,045
f	17,0	16,9	11,7	15,6	20,8	35,1	21,7	15,2	13,7	24,3
Wo	50,9	50,9	0,8	46,3	44,0	38,4	43,7	43,3	0,3	33,1
En	40,7	40,9	87,6	45,3	44,4	40,0	44,1	48,1	86,1	50,7
Fs	8,3	8,3	11,7	8,4	11,6	21,6	12,2	8,6	13,6	16,3
Порода	МБ	МБ	МБ	МБ	МБ	МБ	МБ	МБ	МБ	МБ

ВОСТОЧНО–НОРИЛЬСКАЯ ВЕТВЬ ИНТРУЗИИ НОРИЛЬСК–1

Таблица 27.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД, скв. ПЕ–35

Компонент	Глубина, м										
	448,5	449,3	450,6	451,5	453,5	461,2	480,0	495,0	505,0	514,0	515,0
SiO_2	46,40	44,10	41,60	46,30	46,40	49,40	49,76	52,32	49,39	50,84	49,63
TiO_2	1,13	0,70	0,79	0,86	1,83	1,29	2,70	2,08	2,02	1,96	1,99
Al_2O_3	14,30	17,00	17,80	18,00	13,30	14,00	11,12	11,83	12,64	11,64	12,18
Fe_2O_3	5,40	4,47	6,66	4,00	6,51	4,68	8,09	7,24	6,87	5,69	7,07
FeO	5,67	5,07	4,54	5,22	7,19	5,96	9,68	9,05	9,86	10,90	9,50
MnO	0,12	0,12	0,10	0,11	0,19	0,19	0,26	0,21	0,24	0,28	0,25
MgO	7,36	8,64	9,12	7,92	7,53	7,16	3,15	2,76	2,96	3,54	3,15
CaO	11,04	11,22	9,11	10,98	9,56	11,90	6,29	6,29	6,83	6,55	9,31
Na_2O	1,83	1,50	1,42	2,00	2,70	2,57	3,75	3,10	3,48	3,52	2,56
K_2O	0,40	0,28	0,35	0,35	0,68	0,86	1,12	0,82	1,36	0,96	0,72
P_2O_5	0,10	0,06	0,08	0,07	0,18	0,13	0,35	0,46	0,44	0,35	0,36
П.п.п.	4,67	5,01	4,72	3,36	2,74	2,23	2,97	3,14	3,06	2,79	2,49
H_2O^-	0,90	1,09	1,18	0,06	0,05	0,02	–	–	–	–	–
Сумма	99,32	99,26	97,47	99,23	98,86	100,39	99,24	99,30	99,15	99,02	99,21
$K_ф$	60,07	52,48	55,12	53,79	64,53	59,78	84,94	85,51	84,97	82,41	84,03
S	–	–	–	–	–	0,06	0,16	0,16	0,20	0,168	0,188
CuO	0,025	0,165	0,025	0,033	0,038	0,013	0,004	0,005	0,004	0,004	0,011
NiO	0,000	0,108	0,000	0,000	0,000	0,007	0,004	0,004	0,004	0,006	0,006
Cr_2O_3	0,97	0,28	2,40	0,52	1,06	0,00	0,004	0,004	0,004	0,004	0,007
Порода	Т	Т	МД	МД	МД	МД	МД	МД	ПГ	ПГ	ПГ

Продолжение табл. 27

Компонент	Глубина, м										
	520,0	**533,0**	537,0	539,6	539,7	539,9	541,5	563,0	581,0	689,0	702,5
SiO_2	47,50	46,58	47,84	44,24	44,39	45,50	45,73	42,97	46,70	48,00	44,44
TiO_2	2,11	1,93	1,68	2,06	1,93	2,72	1,68	1,28	0,90	1,40	1,37
Al_2O_3	12,32	12,79	13,84	12,61	12,42	11,30	15,41	14,56	13,30	14,75	15,28
Fe_2O_3	5,90	6,54	2,34	7,10	5,07	8,29	2,26	4,47	3,58	1,34	2,08
FeO	11,33	10,89	11,44	12,58	13,49	10,54	11,09	8,96	7,76	11,98	11,62
MnO	0,28	0,22	0,20	0,26	0,26	0,24	0,18	0,18	0,16	0,21	0,20
MgO	3,73	4,40	6,06	5,50	5,91	5,47	6,28	5,13	3,93	6,53	6,66
CaO	8,72	9,26	10,60	8,99	9,82	8,94	11,44	11,50	13,38	10,70	10,86
Na_2O	2,56	2,50	2,38	2,28	2,27	2,33	2,33	1,96	1,95	2,26	2,44
K_2O	1,12	0,19	0,53	0,43	0,43	0,50	0,58	0,39	0,24	0,53	0,58
P_2O_5	0,33	0,21	0,23	0,18	0,16	0,20	0,21	0,18	0,14	0,20	0,25
П.п.п.	3,33	3,48	2,39	3,52	3,17	3,17	2,21	6,22	5,40	1,60	1,56
H_2O^-	–	–	–	–	–	0,24	–	–	–	–	–
Сумма	99,23	98,99	99,53	99,75	99,32	99,44	99,40	97,80	97,44	99,50	97,34
$K_ф$	82,20	79,84	69,46	78,16	75,85	77,49	68,01	72,36	74,26	67,10	67,29
S	0,148	0,208	0,180	0,208	0,188	1,290	0,040	0,688	1,28	0,06	0,90
CuO	0,008	0,014	0,026	0,017	0,012	0,02	0,019	0,027	0,011	0,019	0,018
NiO	0,007	0,013	0,022	0,015	0,015	0,00	0,025	0,022	0,01	0,022	0,023
Cr_2O_3	0,020	0,006	0,024	0,007	0,008	0,02	0,019	0,018	0,005	0,027	0,023
Порода	ПГ	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	ОС

Продолжение табл. 27.

Компонент	Глубина, м										
	704,0	**718,0**	**720,0**	730,0	737,0	750,0	762,0	767,0	769,4	774,0	775,5
SiO_2	45,73	48,40	46,90	46,55	46,80	46,50	47,00	45,90	44,90	39,60	46,46
TiO_2	1,42	0,87	0,77	0,75	0,75	0,76	0,85	0,91	0,90	0,72	0,73
Al_2O_3	15,70	17,10	17,30	17,60	17,45	17,80	16,05	15,50	11,45	8,20	17,70
Fe_2O_3	2,95	2,98	2,42	3,12	2,48	3,43	3,42	3,38	3,41	3,91	3,19
FeO	9,30	6,14	7,54	6,91	7,22	6,18	7,54	6,86	9,77	12,14	6,97
MnO	0,21	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,17	0,16	0,17	0,20	0,16
MgO	6,33	7,00	9,34	8,84	9,00	8,84	10,00	10,51	15,68	11,88	9,00
CaO	11,12	12,29	10,67	10,67	11,14	11,37	10,44	10,21	8,35	5,19	11,37
Na_2O	2,47	1,96	1,96	1,80	1,80	1,68	1,80	1,68	1,20	0,75	1,80
K_2O	0,58	0,50	0,42	0,50	0,50	0,33	0,50	0,50	0,42	0,33	0,50
P_2O_5	0,20	0,09	0,08	0,07	0,08	0,07	0,09	0,09	0,08	0,07	0,07
П.п.п.	3,38	1,81	1,76	2,62	2,30	2,43	2,19	3,21	3,17	4,32	2,27
H_2O^-	–	0,25	0,03	0,23	0,16	0,13	0,16	0,28	0,15	0,44	0,17
Сумма	99,39	99,54	99,34	99,81	99,83	99,67	100,21	99,19	99,65	87,75	100,39
$K_ф$	65,93	56,58	51,61	53,15	51,87	52,09	52,29	49,35	45,67	57,47	53,03
S	0,08	0,05	0,05	0,05	0,08	0,008	0,020	0,040	0,005	1,18	0,04
CuO	0,021	0,008	0,007	0,01	0,013	0,01	0,01	0,01	0,008	0,40	0,01
NiO	0,022	0,01	0,00	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,09	0,46	0,03
Cr_2O_3	0,021	0,12	0,00	0,09	0,06	0,09	0,00	0,14	0,35	0,70	0,05
Порода	ОС	ОС	О	О	О	О	О	О	П	П	Т

Окончание табл. 27.

Компонент	Глубина, м									
	776,1	**778,0**	780,5	782,0	782,8	783,5	789,0	**791,0**	**797,0**	801,5
SiO_2	41,60	44,06	42,60	42,70	41,10	43,10	40,50	43,00	43,50	49,40
TiO_2	0,67	0,73	0,77	0,63	0,48	0,72	0,58	0,51	0,76	2,06
Al_2O_3	8,60	9,17	10,40	11,90	14,10	10,15	10,30	11,90	12,90	14,35
Fe_2O_3	3,09	3,37	3,81	3,54	4,81	4,81	5,22	3,99	4,49	4,86
FeO	11,35	10,02	10,52	9,96	8,90	10,34	10,24	9,55	9,37	6,97
MnO	0,21	0,19	0,20	0,17	0,14	0,23	0,19	0,18	0,16	0,15
MgO	21,68	21,50	18,52	16,81	13,38	18,01	17,90	16,34	15,09	6,17
CaO	6,26	6,26	6,79	7,58	8,66	7,19	7,14	8,12	8,66	8,81
Na_2O	0,92	1,00	1,17	1,25	1,08	1,00	1,00	1,13	1,38	2,76
K_2O	0,33	0,33	0,33	0,33	0,33	0,33	0,25	0,50	0,42	0,89
P_2O_5	0,11	0,08	0,08	0,08	0,07	0,05	0,07	0,05	0,09	0,26
П.п.п.	3,46	2,65	3,25	3,78	5,44	4,51	4,84	3,16	2,90	2,26
H_2O^-	0,26	0,26	0,41	0,21	0,46	0,15	0,54	0,15	0,15	0,28
Сумма	98,54	99,62	98,85	98,94	98,95	100,59	98,77	98,58	99,87	99,22
$K_ф$	39,98	38,38	43,62	44,54	50,61	45,69	46,34	45,31	47,88	65,72
S	0,46	0,15	0,46	0,81	1,79	0,34	1,55	0,87	1,14	0,54
CuO	0,18	0,05	0,186	0,25	0,53	0,15	0,58	0,437	0,15	0,60
NiO	0,22	0,17	0,23	0,27	0,55	0,23	0,55	0,35	0,48	0,28
Cr_2O_3	0,53	0,43	0,69	0,51	0,09	0,63	0,69	0,24	0,07	0,00
Порода	Т	Т	Т	Т	Т	Т	Т	Т	Т	Т

Приложение. Химический состав пород и минералов опорных разрезов дифференцированных траппов Норильского района

Таблица 28

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ОЛИВИНА, скв. ПЕ–35

Компонент	Глубина, м									
	539,9	**718,0**		**720,0**	730,0	740,0	750,0	760,0	762,0	765,0
SiO_2	39,42	35,21	36,44	36,15	36,73	35,34	38,05	36,71	33,48	35,27
FeO	19,22	33,32	28,88	29,36	28,27	32,67	22,84	27,43	37,34	31,39
CaO	0,38	0,23	0,27	0,29	0,30	0,27	0,31	0,29	0,22	0,21
MgO	41,42	32,43	35,34	35,41	35,33	33,24	38,85	36,42	32,10	35,10
NiO	0,24	0,029	0,06	0,066	0,076	0,054	0,156	0,014	0,062	0,088
Сумма	100,68	101,22	100,99	101,28	100,71	101,57	100,21	100,86	103,20	102,06
Fo	79,35	63,44	68,57	68,25	69,02	64,46	75,20	70,30	60,51	66,59
Fa	20,65	36,56	31,43	31,75	30,98	35,54	24,80	29,70	39,49	33,41
Порода	Г	О	О	О	О	О	О	О	О	О

Продолжение табл. 28.

Компонент	Глубина, м									
	767,0	769,4	772,0	775,5	780,5	785,0	785,1			
SiO_2	36,36	38,09	37,93	35,29	37,20	37,26	38,59	38,66	38,83	38,50
FeO	27,95	22,62	23,29	31,87	25,31	25,38	22,02	21,64	21,05	21,73
CaO	0,27	0,22	0,30	0,18	0,15	0,21	0,18	0,21	0,17	0,20
MgO	36,64	39,14	38,67	34,42	37,86	37,69	38,65	38,93	39,29	39,24
NiO	0,14	0,152	0,1	0,122	0,194	0,164	0,186	0,183	0,193	0,176
Сумма	101,36	100,22	100,29	101,88	100,71	100,70	99,63	99,62	99,53	99,85
Fo	70,03	75,52	74,75	65,81	72,73	72,58	75,78	76,23	76,89	76,30
Fa	29,97	24,48	25,25	34,19	27,27	27,42	24,22	23,77	23,11	23,70
Порода	О	П	П	П	Т	Т	Т	Т	Т	Т

Окончание табл. 28.

Компонент	Глубина, м										
	785,1		785,3	**791,0**	**797,0**						
SiO_2	38,55	38,17	37,47	35,81	35,68	36,67	37,33	37,56	39,62	37,25	38,35
FeO	21,97	21,91	25,17	29,52	29,78	25,61	26,90	28,18	21,54	27,61	23,01
CaO	0,18	0,16	0,21	0,17	0,12	0,15	0,17	0,16	0,21	0,16	0,10
MgO	38,84	39,90	37,42	36,00	36,15	36,44	35,66	33,41	36,66	34,93	37,63
NiO	0,172	0,169	0,16	0,236	0,149	0,138	0,118	0,136	0,147	0,131	0,222
Сумма	99,71	100,31	100,43	101,74	101,88	99,01	100,18	99,45	98,18	100,08	99,31
Fo	75,91	76,45	72,60	68,49	68,39	71,72	70,27	67,88	75,21	69,28	74,46
Fa	24,09	23,55	27,40	31,51	31,61	28,28	29,73	32,12	24,79	30,72	25,54
Порода	Т	Т	Т	Т	Т	Т	Т	Т	Т	Т	Т

Таблица 29

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ КЛИНОПИРОКСЕНА, скв. ПЕ–35

Компонент	Глубина, м										
	461,2		469,5	469,2	704,1		710,5		**718,0**		**720,0**
	ц	к	ц	ц	ц	к	ц	к	ц	к	ц
SiO_2	50,75	51,96	50,74	51,40	51,78	51,83	52,11	51,28	52,00	51,55	52,28
TiO_2	0,53	0,49	0,69	0,49	0,40	0,57	0,29	0,77	0,28	0,87	0,33
Al_2O_3	2,47	1,97	3,02	2,16	2,22	2,16	2,03	1,64	2,35	1,88	1,92
FeO	9,52	9,24	9,65	9,69	7,42	11,75	6,64	14,99	6,92	13,77	6,81
MgO	15,26	15,91	15,06	15,81	16,55	14,87	17,16	14,28	17,45	15,76	16,98
CaO	19,42	19,69	19,64	19,29	20,42	18,58	19,87	17,06	19,14	15,88	20,22
Na_2O	0,36	0,26	0,33	0,40	0,22	0,30	0,26	0,27	0,30	0,31	0,26
Cr_2O_3	0,03	0,04	0,04	0,03	0,20	0,02	0,52	0,00	0,78	0,02	0,60
Сумма	98,34	99,56	99,17	99,27	99,21	100,08	98,88	100,29	99,22	100,04	99,40
$Fe_2O_3^*$	2,35	1,62	2,11	2,82	2,03	1,07	1,47	1,72	1,68	1,36	1,53
FeO^*	7,41	7,78	7,75	7,15	5,59	10,79	5,32	13,45	5,41	12,55	5,43
f	25,92	24,57	26,44	25,59	20,10	30,71	17,84	37,06	18,20	32,89	18,37
Wo	40,39	40,15	40,81	39,49	41,47	38,36	40,61	35,08	39,21	32,70	41,13
En	44,16	45,14	43,54	45,03	46,77	42,71	48,80	40,86	49,73	45,16	48,06
Fs	15,45	14,71	15,65	15,48	11,76	18,93	10,59	24,06	11,06	22,14	10,81
Порода	МД	МД	МД	МД	ОС	ОС	ОС	ОС	О	О	О

Продолжение табл. 29.

Компонент	Глубина, м										
	720,0	730,0		740,5		750,0		760,0		762,0	
	к	ц	к	ц	к	ц	к	ц	к	ц	к
SiO_2	50,49	51,04	51,44	52,21	51,43	52,26	51,16	52,09	51,82	51,02	52,14
TiO_2	0,94	0,50	0,71	0,37	0,72	0,31	0,72	0,32	0,57	0,40	0,66
Al_2O_3	2,07	2,67	2,13	1,84	2,26	1,92	2,20	2,09	2,22	3,10	1,60
FeO	14,32	7,14	10,47	6,67	11,02	6,65	10,96	6,41	9,04	6,83	10,76
MgO	15,78	16,12	15,95	16,53	16,92	16,92	16,71	16,68	16,35	16,98	16,18
CaO	15,32	20,29	18,30	20,05	16,88	20,07	16,92	20,37	19,09	19,52	17,98
Na_2O	0,30	0,34	0,28	0,20	0,31	0,30	0,29	0,26	0,24	0,27	0,32
Cr_2O_3	0,01	0,65	0,09	0,57	0,07	0,61	0,08	0,66	0,06	0,99	0,00
Сумма	99,23	98,75	99,37	98,44	99,61	99,04	99,04	98,88	99,39	99,11	99,64
$Fe_2O_3^*$	2,50	2,19	1,66	0,00	2,33	1,27	2,16	0,97	1,42	2,21	1,31
FeO^*	12,07	5,17	8,97	6,67	8,92	5,50	9,01	5,54	7,76	4,84	9,58
f	33,73	19,90	26,91	18,46	26,76	18,07	26,90	17,73	23,67	18,41	27,17
Wo	31,62	42,02	37,60	41,55	34,43	41,13	34,73	41,93	39,04	40,27	36,78
En	45,31	46,44	45,60	47,66	48,02	48,24	47,72	47,77	46,53	48,74	46,05
Fs	23,07	11,54	16,79	10,79	17,55	10,64	17,56	10,30	14,43	11,00	17,18
Порода	О	О	О	О	О	О	О	О	О	О	О

Приложение. Химический состав пород и минералов опорных разрезов дифференцированных траппов Норильского района

Продолжение табл. 29.

Компонент	Глубина, м										
	765,0		767,0		769,4		762,0	774,0		775,5	
	ц	к	ц	к	ц	к	ц	ц	к	ц	к
SiO_2	51,15	51,61	51,78	50,82	52,45	51,92	51,18	51,09	51,41	52,32	50,38
TiO_2	0,40	0,68	0,34	0,92	0,30	0,81	0,44	0,45	1,17	0,40	0,92
Al_2O_3	2,97	2,29	2,17	2,28	2,19	1,68	2,91	3,25	2,30	1,97	2,33
FeO	6,57	9,81	6,36	10,70	6,13	9,52	6,18	6,02	7,78	7,16	12,36
MgO	16,15	16,73	17,01	15,75	16,73	16,81	16,55	16,31	16,65	16,71	14,72
CaO	20,10	17,92	20,29	18,30	20,39	18,15	20,47	20,49	19,08	19,96	18,13
Na_2O	0,28	0,26	0,29	0,27	0,24	0,32	0,26	0,30	0,41	0,28	0,24
Cr_2O_3	0,98	0,06	0,79	0,05	0,80	0,20	1,05	1,09	0,57	0,48	0,02
Сумма	98,60	99,36	99,03	99,09	99,23	99,41	99,04	99,00	99,37	99,28	99,10
$Fe_2O_3^*$	0,99	1,64	2,00	2,09	0,22	1,57	1,69	1,38	1,42	1,00	2,08
FeO^*	5,68	8,34	4,56	8,82	5,93	8,11	4,66	4,78	6,50	6,26	10,49
f	18,58	24,75	17,34	27,59	17,05	24,11	17,32	17,15	20,77	19,38	32,02
Wo	42,14	36,68	41,48	37,68	42,08	37,06	42,36	42,79	39,49	40,90	37,57
En	47,11	47,65	48,38	45,12	48,04	47,76	47,65	47,39	47,94	47,64	42,44
Fs	10,75	15,67	10,15	17,20	9,87	15,17	9,98	9,81	12,57	11,45	19,99
Порода	О	О	О	О	П	П	П	П	П	Т	Т

Окончание табл. 29.

Компонент	Глубина, м									
	778,0		780,5	782,8	783,5	785,3	787,2	790,0	**791,0**	**797,0**
	ц	к	ц	ц	ц	ц	ц	ц	ц	ц
SiO_2	50,87	52,50	51,76	51,72	51,72	51,35	51,86	51,22	51,41	51,79
TiO_2	0,42	0,90	0,29	0,50	0,38	0,42	0,34	0,47	0,40	0,39
Al_2O_3	3,20	1,80	2,09	2,13	2,27	3,11	1,99	2,95	3,01	2,05
FeO	5,97	7,57	6,11	7,13	6,60	6,44	6,17	7,00	6,56	6,69
MgO	16,47	16,74	16,76	16,54	16,88	16,72	16,96	16,49	16,33	16,75
CaO	20,42	19,28	20,14	19,38	19,90	19,63	20,33	19,58	19,68	20,04
Na_2O	0,24	0,44	0,25	0,30	0,28	0,26	0,26	0,28	0,24	0,26
Cr_2O_3	1,16	0,41	0,72	0,70	0,81	1,07	0,71	0,84	1,12	0,70
Сумма	98,75	99,64	98,12	98,40	98,84	99,00	98,62	98,83	98,75	98,67
$Fe_2O_3^*$	1,55	0,63	0,88	0,60	1,44	0,91	1,49	1,23	0,18	1,28
FeO^*	4,57	7,00	5,31	6,59	5,30	5,62	4,83	5,89	6,40	5,54
f	16,90	20,23	16,98	19,47	17,99	17,77	16,95	19,23	18,39	18,30
Wo	42,55	39,77	41,76	40,41	41,00	40,96	41,71	40,80	41,41	41,26
En	47,75	48,04	48,35	47,99	48,39	48,55	48,41	47,81	47,81	47,99
Fs	9,71	12,19	9,89	11,60	10,61	10,49	9,88	11,39	10,77	10,75
Порода	Т	Т	Т	Т	Т	Т	Т	Т	Т	Т

Таблица 30.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МИНЕРАЛОВ ГРУППЫ ШПИНЕЛИ, скв. ПЕ–35

Компонент	Глубина, м			
	451,5	453,5	539,9	
TiO_2	6,17	6,04	1,22	2,15
Al_2O_3	7,14	6,90	10,98	15,41
FeO	52,19	50,52	42,04	35,37
MnO	0,65	0,66	0,67	0,59
MgO	5,42	5,18	6,08	8,49
Cr_2O_3	28,76	31,35	36,62	36,20
Сумма	100,33	100,65	97,61	98,21
Fe_2O_3*	24,29	22,13	19,50	14,27
FeO*	30,33	30,60	24,50	22,53
Порода	МД	МД	Г	Г

* Расчетные данные

НИЖНЕТАЛНАХСКИЙ ТИП ИНТРУЗИЙ

НИЖНЕТАЛНАХСКАЯ ИНТРУЗИЯ

Таблица 31.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД, скв. КЗ–665

Компонент	Глубина, м										
	998,8	1003,0	1014,0	1025,0	1028,0	1031,2	1034,8	1042,0	**1055,0**	1087,0	1087,0А
SiO_2	46,02	64,40	48,90	41,76	39,94	41,37	40,09	41,55	40,34	41,27	42,72
TiO_2	0,87	0,77	0,62	0,52	0,39	0,39	0,46	0,32	0,78	0,78	0,34
Al_2O_3	13,98	14,12	14,95	13,59	11,84	12,80	12,71	14,59	13,73	16,24	16,10
Fe_2O_3	3,22	1,93	1,97	3,91	3,20	2,60	4,77	1,33	4,69	4,80	4,00
FeO	13,78	2,50	5,28	7,56	8,55	8,52	6,53	8,51	8,64	7,23	6,00
MnO	0,38	0,11	0,19	0,19	0,20	0,16	0,23	0,15	0,18	0,19	0,14
MgO	7,38	1,47	9,30	16,45	18,97	19,31	19,54	17,95	18,58	15,07	15,62
CaO	4,76	4,84	11,70	8,34	9,00	8,94	8,04	8,94	8,74	10,05	10,34
Na_2O	3,35	7,25	2,17	0,55	1,10	1,50	0,43	0,86	0,86	1,30	1,70
K_2O	0,92	0,11	1,36	0,78	0,91	0,70	0,48	0,48	0,35	0,48	0,60
P_2O_5	0,17	0,16	0,08	0,06	0,10	0,09	0,05	0,05	0,04	0,04	0,09
H_2O^-	–	–	–	–	0,21	0,18	–	–	–	–	0,13
П.п.п.	4,59	1,73	3,12	5,70	5,32	3,50	5,65	3,99	3,03	2,36	2,35
Сумма	99,42	99,39	99,64	99,41	99,73	100,06	98,98	98,72	99,96	99,81	100,13
$K_ф$	69,73	75,08	43,81	41,08	38,25	36,54	36,64	35,41	41,77	44,39	39,03
S	0,068	0,176	0,140	0,236	0,120	0,330	0,044	0,088	0,144	0,076	0,230
CuO	0,007	0,006	0,004	0,011	0,025	0,050	0,011	0,017	0,019	0,012	0,025
NiO	0,006	0,003	0,010	0,032	0,025	0,051	0,045	0,048	0,062	0,036	0,064
Cr_2O_3	0,004	0,010	0,029	0,032	0,020	0,002	0,013	0,015	0,015	0,016	0,002
Порода	МД	МД	МД	ТР	ТР	ТР	ТР	ТР	ТР	ТР	ТР

Приложение. Химический состав пород и минералов опорных разрезов дифференцированных траппов Норильского района

Продолжение табл. 31.

Компонент	Глубина, м										
	1104,0	1104,0А	1120,0	1131,4	1138,9	1143,0	1150,0	1159,0	1172,0	1172,3	1172,3А
SiO_2	43,06	42,87	41,14	48,19	41,68	44,94	49,79	48,11	40,56	39,92	40,86
TiO_2	0,47	0,40	0,44	1,54	0,91	0,57	1,75	1,54	0,39	0,81	0,50
Al_2O_3	13,57	16,04	15,12	14,51	11,24	13,60	12,10	14,63	8,54	10,86	10,00
Fe_2O_3	3,04	2,36	3,11	2,95	4,44	1,82	4,69	4,01	3,55	5,38	2,44
FeO	7,55	8,05	9,63	9,29	9,72	8,01	8,86	9,41	9,48	9,08	9,84
MnO	0,13	0,15	0,18	0,21	0,23	0,23	0,23	0,22	0,18	0,21	0,17
MgO	16,95	15,51	15,73	6,35	18,76	16,78	6,48	6,99	23,22	20,29	23,64
CaO	9,66	10,19	9,08	10,50	8,33	8,68	8,80	10,69	7,38	7,58	7,16
Na_2O	0,75	1,34	0,93	2,22	0,70	0,82	3,79	2,17	1,23	0,65	0,75
K_2O	0,36	0,50	0,40	0,43	0,53	0,78	0,31	0,48	0,53	0,34	0,35
P_2O_5	0,12	0,09	0,05	0,18	0,06	0,08	0,18	0,17	0,09	0,05	0,09
H_2O^-	–	0,16	–	–	–	–	–	–	0,12	–	0,15
П.п.п.	3,35	2,70	4,26	2,13	3,59	3,77	2,94	1,45	4,32	4,16	4,30
Сумма	99,01	100,36	100,07	98,50	100,19	100,08	99,92	99,87	99,59	99,33	100,25
$K_ф$	38,45	40,16	44,75	65,84	43,01	36,94	67,65	65,75	35,94	41,61	34,19
S	0,300	0,320	1,140	0,080	0,100	0,068	0,040	0,064	0,200	0,276	0,400
CuO	–	0,038	0,081	0,029	0,030	0,008	0,018	0,016	0,013	0,021	0,050
NiO	–	0,050	0,095	0,024	0,067	0,041	0,019	0,024	0,038	0,076	0,050
Cr_2O_3	–	0,001	0,013	0,027	0,021	0,015	0,027	0,040	0,010	0,016	0,002
Порода	ТР	ТР	ТР	А	ТР	ТР	ПГ	А	П	ТР	П

Окончание табл. 31.

Компонент	Глубина, м										
	1173,9	1175,2	1180,0	1180,5	1186,6	1191,5	1192,8	1194,5	1196,3	1202,3	1207,1	1210,1
SiO_2	41,38	40,48	40,22	40,42	43,58	38,77	39,91	45,89	41,46	37,87	38,96	48,05
TiO_2	0,47	0,55	0,42	0,53	0,70	0,48	0,46	2,07	0,51	0,34	0,35	1,03
Al_2O_3	9,79	8,78	8,49	9,94	11,31	10,56	13,66	11,84	13,65	11,01	9,09	14,74
Fe_2O_3	3,75	6,86	4,00	5,13	4,76	0,90	4,93	4,29	5,02	4,94	3,84	2,50
FeO	9,01	7,89	7,95	8,81	2,84	15,70	7,64	10,43	8,80	13,11	10,34	6,59
MnO	0,19	0,24	0,15	0,20	0,20	0,19	0,20	0,34	0,21	0,24	0,68	0,37
MgO	22,64	22,86	21,89	22,01	12,44	15,98	19,62	5,95	15,70	19,28	21,75	7,85
CaO	7,24	5,78	8,94	6,70	22,72	9,80	7,29	12,13	8,52	6,96	6,83	9,58
Na_2O	0,75	0,49	1,40	0,49	0,16	1,10	1,20	2,49	0,82	0,43	0,32	2,39
K_2O	0,75	0,39	0,92	0,78	0,05	0,90	0,21	0,16	1,21	0,58	0,43	1,99
P_2O_5	0,13	0,06	0,11	0,05	0,03	0,10	0,06	0,32	0,06	0,04	0,10	0,11
H_2O^-	0,16	–	0,18	–	–	0,17	–	–	–	–	–	–
П.п.п.	4,20	5,43	4,95	4,39	0,96	2,38	4,66	4,35	4,52	5,18	7,81	4,60
Сумма	100,46	99,81	99,62	99,45	99,75	97,03	99,84	100,26	100,48	99,98	100,50	99,80
$K_ф$	36,05	39,22	35,31	38,78	37,92	50,95	39,05	71,21	46,82	48,35	39,47	53,66
S	0,250	0,076	0,260	0,252	0,104	3,830	0,064	1,664	1,556	2,716	1,056	0,084
CuO	0,025	0,011	0,013	0,012	0,009	0,225	0,013	0,033	0,099	0,231	–	0,056
NiO	0,051	0,057	0,380	0,069	0,011	0,178	0,105	0,034	0,108	0,140	–	0,022
Cr_2O_3	0,002	0,017	0,020	0,018	0,015	0,001	0,092	0,018	0,017	0,024	–	0,013
Порода	П	П	П	П	МБ	МБ	Т	Т	Т	М	М	М

Таблица 32

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ОЛИВИНА, скв. КЗ–665

Компонент	Глубина, м								
	1055,0	1120,0		1172,0	1184,0	1192,8	1193,5		1194,0
SiO_2	38,99	38,45	38,54	38,98	38,58	38,78	37,90	38,17	37,97
FeO	20,58	23,15	22,46	20,20	21,89	21,73	26,11	24,34	25,98
CaO	0,17	0,17	0,18	0,22	0,10	0,22	0,17	0,09	0,15
MgO	39,67	37,72	38,40	40,11	39,15	38,68	35,37	37,02	35,36
NiO	0,047	0,053	0,035	0,050	0,020	0,050	0,017	0,033	0,033
Сумма	99,46	99,54	99,62	99,56	99,74	99,46	99,57	99,65	99,49
Fo	77,46	74,39	75,29	77,97	76,12	76,04	70,72	73,05	70,81
Fa	22,54	25,61	24,71	22,03	23,88	23,96	29,28	26,95	29,19
Порода	ТР	ТР	ТР	ТР	ТР	ТР	П	П	П

СОВМЕЩЕННЫЙ РАЗРЕЗ ВЕРХНЕ– И НИЖНЕТАЛНАХСКОЙ ИНТРУЗИИ

Таблица 33.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД, скв. СВ–16

Компонент	Глубина, м									
	1645,1	1675,0	1680,1	1685,0	1690,0	1695,0	1699,9	1705,0	1710,0	1715,0
SiO_2	48,40	43,10	43,20	43,00	49,20	43,60	43,10	42,70	43,70	43,40
TiO_2	0,75	0,39	0,40	0,38	1,35	0,43	0,45	0,46	0,44	0,43
Al_2O_3	15,10	14,80	16,60	16,90	19,80	16,70	16,50	16,20	16,30	16,50
Fe_2O_3	2,50	2,94	3,38	2,86	2,88	2,50	2,93	3,23	2,26	2,30
FeO	5,31	6,18	5,96	5,89	5,60	5,67	6,10	6,10	6,61	7,11
MnO	0,17	0,17	0,18	0,17	0,13	0,15	0,16	0,18	0,17	0,19
MgO	8,24	15,40	13,22	13,07	5,76	13,23	13,23	13,38	13,22	13,07
CaO	10,60	9,30	9,95	10,39	9,09	11,47	10,17	9,95	11,25	11,04
Na_2O	3,13	0,83	0,94	0,78	3,34	0,97	0,97	0,81	0,86	0,84
K_2O	0,73	1,22	1,11	0,95	0,82	0,97	1,50	1,28	0,77	0,34
P_2O_5	0,07	0,03	0,03	0,05	0,33	0,00	0,03	0,04	0,03	0,05
H_2O^-	0,36	0,80	0,50	0,51	0,11	0,36	0,32	0,86	0,43	0,32
П.п.п.	4,26	5,32	4,25	4,91	1,46	4,39	4,94	4,95	4,63	4,45
Сумма	99,62	100,48	99,72	99,86	99,87	100,44	100,40	100,14	100,67	100,04
$K_ф$	48,66	37,19	41,40	40,10	59,55	38,18	40,57	41,08	40,15	41,86
CuO	0,003	0,017	0,015	0,017	0,005	0,008	0,022	0,022	0,009	0,009
NiO	0,009	0,041	0,028	0,029	0,011	0,035	0,054	0,051	0,029	0,038
CoO	0,003	0,006	0,005	0,005	0,003	0,006	0,007	0,007	0,005	0,006
ZnO	0,007	0,014	0,018	0,012	0,012	0,011	0,012	0,011	0,008	0,012
Cr_2O_3	0,052	0,034	0,038	0,036	0,039	0,037	0,037	0,038	0,036	0,033
V_2O_5	0,040	0,015	0,023	0,019	0,022	0,020	0,019	0,019	0,014	0,017
Порода	Д	Д	Д	Д	Д	Д	Д	ТР	ТР	ТР

Приложение. Химический состав пород и минералов опорных разрезов дифференцированных траппов Норильского района

Продолжение табл. 33.

Компонент	Глубина, м									
	1720,0	1725,0	**1730,0**	1735,0	1740,0	**1743,0**	1750,0	1752,1	1752,5	1760,0
SiO_2	42,80	43,20	42,50	43,20	40,90	39,70	38,20	36,70	37,30	40,50
TiO_2	0,44	2,35	0,46	0,49	0,47	0,44	0,35	0,34	0,33	0,48
Al_2O_3	15,60	12,10	14,80	14,30	12,30	11,90	8,40	5,20	5,30	9,60
Fe_2O_3	3,35	3,60	3,40	3,05	3,51	2,27	4,74	7,40	7,82	4,62
FeO	7,25	6,03	6,75	7,25	4,67	10,92	8,69	7,83	7,18	7,18
MnO	0,19	0,22	0,22	0,21	0,18	0,21	0,19	0,21	0,24	0,23
MgO	12,92	9,33	13,69	14,16	14,78	17,27	21,63	26,30	26,30	21,16
CaO	10,82	14,72	10,82	9,96	13,85	8,22	6,28	4,11	4,11	7,57
Na_2O	0,93	1,52	0,70	0,77	0,39	0,70	0,57	0,35	0,29	0,89
K_2O	0,45	0,30	0,59	0,43	0,19	0,55	0,34	0,38	0,39	0,64
P_2O_5	0,04	0,10	0,07	0,00	0,04	0,02	0,00	0,03	0,03	0,04
H_2O^-	0,40	0,19	0,33	0,42	0,94	0,52	0,47	0,47	0,42	0,43
П.п.п.	5,11	6,58	6,01	6,15	7,41	7,49	9,22	10,40	10,49	6,76
Сумма	100,30	100,24	100,34	100,39	99,63	100,21	99,08	99,72	100,20	100,10
$K_{ф}$	45,07	50,79	42,58	42,11	35,63	43,30	38,31	36,67	36,32	35,80
CuO	0,027	0,087	0,015	0,113	0,025	0,087	0,056	0,080	0,051	0,011
NiO	0,044	0,047	0,050	0,088	0,049	0,079	0,089	0,093	0,080	0,043
CoO	0,009	0,010	0,007	0,008	0,007	0,011	0,011	0,012	0,012	0,008
ZnO	0,012	0,010	0,014	0,017	0,009	0,012	0,013	0,013	0,014	0,010
Cr_2O_3	0,037	0,043	0,038	0,072	0,038	0,048	0,049	0,048	0,052	0,048
V_2O_5	0,015	0,040	0,022	0,026	0,017	0,014	0,010	0,015	0,017	0,023
Порода	ТР	О	ТР	ТР	ТР	ТР	П	П	П	П

Продолжение табл. 33.

Компонент	Глубина, м									
	1762,0	1768,0	1775,0	1780,2	1785,5	1795,0	1805,0	1810,0	1815,0	1825,3
SiO_2	39,10	46,20	44,20	47,20	47,80	48,20	47,70	47,40	47,50	47,00
TiO_2	0,45	1,34	0,68	2,47	1,70	1,05	0,89	0,84	0,56	0,85
Al_2O_3	9,10	14,60	18,20	11,60	12,30	15,60	15,40	17,50	17,60	17,90
Fe_2O_3	5,62	4,70	3,16	7,13	5,65	2,88	3,26	2,30	3,43	2,35
FeO	8,62	7,47	5,53	9,69	9,05	7,40	6,97	6,75	6,10	7,25
MnO	0,24	0,23	0,15	0,24	0,26	0,18	0,18	0,18	0,16	0,16
MgO	21,32	7,62	7,94	5,44	7,31	7,16	8,56	7,31	7,78	8,25
CaO	7,14	11,90	11,47	9,74	7,79	11,47	11,90	12,12	11,90	11,47
Na_2O	0,83	2,32	2,16	3,38	3,38	2,32	2,00	2,26	2,05	1,74
K_2O	0,48	0,65	0,78	0,67	1,00	1,25	0,53	1,00	0,68	0,63
P_2O_5	0,06	0,10	0,08	0,20	0,19	0,11	0,10	0,09	0,13	0,09
H_2O^-	0,46	0,39	0,29	0,27	0,45	0,34	0,20	0,25	0,25	0,24
П.п.п.	6,94	2,96	5,76	2,25	3,63	2,33	2,59	2,47	2,08	2,14
Сумма	100,36	100,48	100,40	100,28	100,51	100,29	100,28	100,47	100,22	100,07
$K_{ф}$	40,04	61,50	52,25	75,56	66,79	58,94	54,44	55,32	55,05	53,78
CuO	0,038	0,020	0,091	0,014	0,011	0,012	0,011	0,010	0,009	0,011
NiO	0,066	0,015	0,050	0,004	0,008	0,010	0,016	0,016	0,019	0,024
CoO	0,012	0,004	0,005	0,004	0,004	0,003	0,004	0,003	0,004	0,005
PbO	–	–	–	–	0,004	–	–	–	–	–
ZnO	0,013	0,021	0,016	0,030	0,024	0,016	0,014	0,016	0,018	0,014
Cr_2O_3	0,051	0,053	0,041	0,042	0,046	0,069	0,103	0,093	0,076	0,069
V_2O_5	0,017	0,050	0,023	0,096	0,060	0,045	0,040	0,036	0,033	0,037
Порода	П	М	М	ПГ	Г	Г	ОС	ОС	ОС	ОС

Окончание табл. 33.

Компонент	Глубина, м									
	1830,0	1840,0	1845,0	1849,0	1850,0	1852,0	1854,2	1860,0	1864,0	1869,0
SiO_2	45,40	46,60	46,30	37,50	49,80	35,00	36,40	40,10	40,20	46,80
TiO_2	0,87	0,90	0,94	0,59	1,31	0,57	0,72	0,64	0,56	1,12
Al_2O_3	16,80	16,00	15,80	7,90	19,90	7,60	10,20	11,40	8,40	15,00
Fe_2O_3	3,83	3,08	3,73	4,69	2,76	8,89	8,11	5,22	4,68	4,75
FeO	6,82	6,68	6,82	9,19	5,89	10,63	10,52	10,42	11,99	7,25
MnO	0,17	0,18	0,15	0,19	0,11	0,19	0,18	0,19	0,25	0,19
MgO	9,02	9,02	9,18	23,03	5,75	18,67	16,81	16,10	21,01	6,85
CaO	10,39	11,47	10,39	4,11	8,87	4,33	5,84	7,57	6,49	10,82
Na_2O	2,16	2,11	2,11	0,47	3,44	0,70	1,00	1,09	0,85	2,32
K_2O	0,65	0,52	0,72	0,27	0,78	0,34	0,78	0,65	0,78	1,83
P_2O_5	0,08	0,12	0,13	0,07	0,34	0,08	0,09	0,07	0,08	0,18
H_2O^-	0,54	0,28	0,37	1,56	0,06	0,75	0,34	0,29	0,40	0,36
П.п.п.	3,83	3,42	3,35	9,88	1,42	9,53	6,33	4,62	4,16	2,84
Сумма	100,56	100,38	99,99	99,45	100,43	97,28	97,32	98,36	99,85	100,31
$K_ф$	54,14	51,97	53,47	37,60	60,07	51,11	52,57	49,28	44,24	63,66
CuO	0,014	0,012	0,009	0,201	0,005	1,770	1,770	0,990	0,420	0,103
NiO	0,031	0,028	0,028	0,250	0,009	0,940	0,770	0,615	0,170	0,035
CoO	0,004	0,005	0,004	0,011	0,004	0,025	0,019	0,016	0,014	0,005
PbO	–	–	–	–	0,003	0,003	0,003	0,006	0,005	0,003
ZnO	0,016	0,010	0,012	0,025	0,012	0,013	0,016	0,016	0,019	0,015
Cr_2O_3	0,070	0,095	0,118	0,430	0,039	0,550	0,480	0,055	0,061	0,056
V_2O_5	0,024	0,037	0,038	0,026	0,026	0,028	0,031	0,026	0,024	0,043
Порода	ОС	ОС	О	П	ЛГ	П	ТР	Т	Т	ОС

Таблица 34.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ОЛИВИНА, скв. СВ–16

Компонент	Глубина, м									
	1675,0			1680,0		1685,0				
SiO_2	38,44	38,61	38,49	38,58	38,52	38,45	38,76	38,64	38,45	38,46
FeO	21,76	20,48	20,44	21,14	21,19	21,88	20,38	20,91	20,42	20,50
MgO	39,56	40,74	41,04	39,49	39,98	39,38	40,55	40,03	41,38	39,25
CaO	0,16	0,19	0,21	0,17	0,27	0,17	0,17	0,26	0,09	0,15
NiO	0,049	0,058	0,067	0,048	0,038	0,034	0,027	0,061	0,040	0,360
Сумма	99,97	100,08	100,25	99,43	100,00	99,91	99,89	99,90	100,38	98,72
Fo	76,42	78,00	78,16	76,90	77,08	76,24	78,01	77,34	78,32	77,34
Fa	23,58	22,00	21,84	23,10	22,92	23,76	21,99	22,66	21,68	22,66
Порода	ТР	ТР	ТР	ТР	ТР	ТР	ТР	ТР	ТР	ТР

Приложение. Химический состав пород и минералов опорных разрезов дифференцированных траппов Норильского района

Продолжение табл. 34.

Компонент	Глубина, м									
	1695,0	1699,0	1699,9		1705,0			1710,0	1715,0	
SiO_2	38,25	38,26	39,65	39,21	38,60	38,86	38,13	38,46	37,80	38,36
FeO	22,43	22,47	17,53	17,57	20,63	18,80	22,76	21,26	24,22	22,03
MgO	39,25	39,17	41,99	43,00	40,62	42,27	39,11	40,25	38,06	39,41
CaO	0,11	0,13	0,11	0,17	0,17	0,19	0,12	0,08	0,13	0,18
NiO	0,038	0,039	0,058	0,049	0,047	0,051	0,041	0,048	0,046	0,041
Сумма	100,08	100,07	99,34	100,00	100,07	100,17	100,16	100,10	100,26	100,02
Fo	75,72	75,65	81,02	81,35	77,83	80,03	75,39	77,14	73,69	76,13
Fa	24,28	24,35	18,98	18,65	22,17	19,97	24,61	22,86	26,31	23,87
Порода	ТР	ТР	ТР	ТР	ТР	ТР	ТР	ТР	ТР	ТР

Продолжение табл. 34.

Компонент	Глубина, м									
	1715,0		1720,0		**1730,0**	**1743,0**				
SiO_2	38,60	38,45	38,44	38,37	38,43	38,45	37,80	38,47	38,69	39,07
FeO	19,70	20,10	21,65	22,02	20,85	21,46	24,25	21,78	21,23	19,89
MgO	41,95	41,75	39,84	39,54	40,92	40,08	37,80	36,61	39,76	40,49
CaO	0,06	0,09	0,07	0,05	0,05	0,06	0,11	0,06	0,07	0,11
NiO	0,038	0,055	0,029	0,034	0,029	0,020	0,236	0,028	0,029	0,013
Сумма	100,35	100,45	100,03	100,01	100,28	100,07	100,20	96,95	99,78	99,57
Fo	79,15	78,74	76,64	76,20	77,77	76,90	73,54	74,98	76,95	78,40
Fa	20,85	21,26	23,36	23,80	22,23	23,10	26,46	25,02	23,05	21,60
Порода	ТР	ТР	ТР	ТР	ТР	ТР	ТР	ТР	ТР	ТР

Продолжение табл. 34.

Компонент	Глубина, м									
	1743,0								1750,0	
SiO_2	39,15	38,95	38,70	38,60	38,92	38,63	39,12	38,50	38,83	38,47
TiO_2	–	0,058	0,000	0,058	0,051	0,000	0,000	0,062	–	–
Al_2O_3	–	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	–	–
FeO	20,46	20,86	20,97	21,40	20,99	20,03	19,29	20,37	20,48	20,59
MnO	–	0,342	0,483	0,423	0,401	0,400	0,263	0,290	–	–
MgO	39,58	39,55	38,91	38,81	38,45	38,59	40,38	39,16	40,13	41,10
CaO	0,08	0,096	0,004	0,107	0,074	0,046	0,068	0,000	0,11	0,10
Na_2O	–	0,000	0,163	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	–	–
K_2O	–	0,011	0,000	0,000	0,024	0,000	0,000	0,000	–	–
NiO	0,016	0,065	0,000	0,136	0,210	0,220	0,129	0,047	0,033	0,022
Cr_2O_3	–	0,000	0,000	0,092	0,000	0,036	0,000	0,052	–	–
Сумма	99,29	99,94	99,23	99,63	99,12	97,95	99,24	98,48	99,58	100,28
Fo	77,52	77,17	76,79	76,38	76,55	77,45	78,87	77,41	77,74	78,06
Fa	22,48	22,83	23,21	23,62	23,45	22,55	21,13	22,59	22,26	21,94
Порода	ТР	ТР	ТР	ТР	ТР	ТР	ТР	ТР	ТР	ТР

Продолжение табл. 34.

Компонент	Глубина, м									
	1752,1		1752,5	1760,0			1762,0	1795,0		
SiO_2	38,48	38,43	38,90	39,30	39,31	38,70	39,54	39,67	39,54	36,46
FeO	19,20	19,28	19,11	20,06	20,10	20,52	21,07	19,76	19,67	33,05
MgO	42,88	42,86	41,89	39,64	39,53	40,59	40,20	38,97	39,45	30,03
CaO	0,07	0,09	0,11	0,11	0,11	0,10	0,17	0,22	0,20	0,20
NiO	0,040	0,044	0,045	0,033	0,042	0,042	0,020	0,029	0,024	0,028
Сумма	100,67	100,70	100,06	99,14	99,09	99,95	101,00	98,65	98,88	99,77
Fo	79,92	79,85	79,62	77,89	77,81	77,91	77,28	77,85	78,14	61,83
Fa	20,08	20,15	20,38	22,11	22,19	22,09	22,72	22,15	21,86	38,17
Порода	П	П	П	П	П	П	П	П	П	ОС

Продолжение табл. 34.

Компонент	Глубина, м									
	1795,0	1805,0				1815,0				1825,0
SiO_2	36,62	36,81	37,17	36,48	36,70	37,05	36,94	37,77	37,65	37,00
FeO	32,15	32,80	31,14	32,43	31,25	30,26	30,71	28,36	29,10	29,73
MgO	30,71	29,51	30,68	30,74	31,67	32,12	31,83	32,64	32,03	32,90
CaO	0,26	0,15	0,20	0,23	0,23	0,18	0,17	0,24	0,23	0,18
NiO	0,028	0,032	0,034	0,029	0,050	0,044	0,046	0,067	0,058	0,068
Сумма	99,77	99,30	99,22	99,91	99,90	99,65	99,70	99,08	99,07	99,88
Fo	63,00	61,59	63,72	62,82	64,37	65,42	64,88	67,23	66,24	66,36
Fa	37,00	38,41	36,28	37,18	35,63	34,58	35,12	32,77	33,76	33,64
Порода	ОС	ОС	ОС	ОС	ОС	ОС	ОС	ОС	ОС	ОС

Продолжение табл. 34.

Компонент	Глубина, м									
	1825,0	1825,3		1830,0				1852,0		
SiO_2	37,30	37,61	37,60	38,29	37,74	37,71	36,97	38,76	38,62	39,34
FeO	28,75	28,22	28,24	27,19	28,39	28,64	29,27	25,83	25,93	21,91
MgO	33,43	33,32	33,35	32,94	32,78	32,54	33,60	33,54	33,73	36,88
CaO	0,16	0,17	0,13	0,13	0,14	0,14	0,14	0,07	0,07	0,16
NiO	0,066	0,073	0,067	0,080	0,084	0,089	0,088	0,105	0,126	0,220
Сумма	99,71	99,39	99,39	98,63	99,13	99,12	100,07	98,31	98,48	98,51
Fo	67,46	67,79	67,80	68,35	67,30	66,95	67,17	69,83	69,87	75,00
Fa	32,54	32,21	32,20	31,65	32,70	33,05	32,83	30,17	30,13	25,00
Порода	ОС	ОС	ОС	ОС	ОС	ОС	ОС	П	П	П

Продолжение табл. 34.

Компонент	Глубина, м									
	1852,0									1854,0
SiO_2	38,97	39,36	39,05	39,25	37,97	38,48	38,30	38,33	38,21	37,85
FeO	22,35	19,33	21,13	22,07	22,58	22,62	21,81	20,83	22,53	24,85
MgO	37,30	40,20	38,71	36,91	39,48	38,18	39,66	40,86	38,93	36,89
CaO	0,09	0,05	0,10	0,14	0,15	0,10	0,07	0,05	0,14	0,11
NiO	0,241	0,279	0,187	0,230	0,224	0,250	0,289	0,282	0,238	0,244
Сумма	98,95	99,22	99,18	98,60	100,40	99,63	100,13	100,35	100,05	99,94
Fo	74,84	78,76	76,56	74,88	75,71	75,05	76,42	77,76	75,49	72,57
Fa	25,16	21,24	23,44	25,12	24,29	24,95	23,58	22,24	24,51	27,43
Порода	П	П	П	П	П	П	П	П	П	П

Окончание табл. 34.

Компонент	Глубина, м							
	1854,0	1854,2				1864,0		
SiO_2	37,66	37,75	37,59	37,33	37,85	38,23	37,64	37,83
FeO	25,91	24,99	25,88	27,00	24,64	26,80	27,06	26,09
MgO	35,98	36,94	36,14	35,38	37,15	33,57	34,68	35,49
CaO	0,009	0,16	0,16	0,11	0,17	0,12	0,12	0,13
NiO	0,273	0,208	0,263	0,294	0,199	0,122	0,161	0,121
Сумма	99,83	100,05	100,03	100,11	100,01	98,84	99,66	99,66
Fo	71,23	72,49	71,34	70,02	72,88	69,07	69,55	70,80
Fa	28,77	27,51	28,66	29,98	27,12	30,93	30,45	29,20
Порода	П	П	П	П	П	ОГ	ОГ	ОГ

КРУГЛОГОРСКИЙ ТИП ИНТРУЗИЙ

ИНТРУЗИЯ р. ОЛОР

Таблица 35.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД, скв. ВХ–4,

Компонент	Глубина, м						
	2276,0	2277,1	2280,9	**2281,4**	2282,2	**2284,4**	2285,0
SiO_2	46,96	45,63	46,77	45,61	44,74	47,15	47,93
TiO_2	1,16	0,84	1,10	1,17	1,12	1,07	1,08
Al_2O_3	16,13	19,19	15,90	14,53	15,01	14,34	14,36
Fe_2O_3	2,80	2,46	3,20	16,57	5,66	14,49	2,95
FeO	8,97	6,56	8,84	–	9,44	–	9,71
MnO	0,18	0,15	0,17	0,21	0,18	0,21	0,20
MgO	8,40	7,40	9,73	6,99	9,40	7,93	10,94
CaO	8,36	9,40	9,66	8,93	8,10	9,99	8,62
Na_2O	3,89	2,80	2,15	2,54	2,09	2,32	1,69
K_2O	0,92	1,26	0,88	0,94	1,00	0,76	0,46
P_2O_5	0,13	0,08	0,11	0,14	0,13	0,12	0,13
Cu	0,024	0,02	0,13	–	0,82	0,055	0,035
Ni	0,02	0,015	0,058	–	0,29	0,028	0,038
Co	0,006	0,005	0,009	–	0,018	0,005	0,013
Cr_2O_3	0,014	0,012	0,016	–	0,012	–	0,015
Ba	–	–	–	0,00	–	0,00	–
П.п.п.	3,52	3,93	1,40	2,71	2,56	1,54	0,51
Сумма	101,48	99,75	100,12	100,34	100,57	99,92	98,68
$K_ф$	58,35	54,93	55,31	70,33	61,63	64,63	53,64
S	0,14	0,23	0,36	–	0,13	–	0,13
CO_2	0,35	0,42	0,35	–	0,16	–	0,10
Порода	К	ЛГ	О	ОСкв	О	ОС	О

Примечание. По данным норильских геологов с авторскими дополнениями.

ЗУБОВСКИЙ ТИП ИНТРУЗИЙ

ИНТРУЗИЯ ЗУБ–МАРКШЕЙДЕРСКАЯ

Таблица 36.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД, скв. АС–28

Компонент	Глубина, м								
	290,0	315/1	315/2	318,0	340,0	347,0	352,0	**355,5**	364,1
SiO_2	42,64	44,54	42,52	41,74	40,74	41,78	44,06	40,36	44,56
TiO_2	0,45	0,49	0,45	0,40	0,40	0,60	0,45	0,40	0,96
Al_2O_3	13,45	19,40	14,15	12,06	9,61	9,43	15,46	5,94	14,15
Fe_2O_3	2,75	1,64	1,60	2,47	3,07	2,02	2,19	3,25	2,11
FeO	9,15	7,27	9,44	8,93	10,44	12,03	8,35	11,96	9,08
MnO	0,20	0,13	0,18	0,19	0,21	0,21	0,16	0,21	0,17
MgO	19,47	12,25	17,78	20,55	23,76	23,42	15,91	27,72	17,04
CaO	6,32	9,60	7,69	7,40	6,18	5,77	8,52	4,38	7,55
Na_2O	1,15	1,71	1,25	1,12	1,06	1,12	1,56	0,82	1,50
K_2O	0,27	0,37	0,27	0,26	0,25	0,23	0,29	0,25	0,35
P_2O_5	0,082	0,082	0,082	0,082	0,076	0,091	0,064	0,082	0,10
П.п.п.	4,12	2,01	4,08	4,42	3,99	3,15	2,34	3,80	2,13
Cr_2O_3	–	0,02	0,006	0,03	–	–	–	–	–
Сумма	100,05	99,51	99,50	99,65	99,79	99,85	99,35	99,17	99,70
H_2O	3,64	1,80	3,60	4,02	3,80	2,68	1,80	3,40	1,74
S	0,24	0,077	0,077	0,14	0,18	0,46	0,21	0,29	0,14
Cu	0,15	0,04	0,06	–	0,049	0,16	0,03	0,06	0,025
Ni	0,016	0,088	0,017	0,10	0,15	0,21	0,091	0,17	0,07
F	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
$K_ф$	37,93	42,11	38,31	35,68	36,25	37,50	39,85	35,43	39,64
Порода	ТР	ТР	ТР	П	П	П	П	П	П

Окончание табл. 36.

Компонент	Глубина, м								
	376,0	378,0	381,0	384,3	384,6	390,0	395,0	425,5	429,6
SiO_2	42,44	45,10	43,98	43,12	45,58	45,52	45,20	46,12	46,82
TiO_2	0,50	0,80	0,69	0,60	0,72	0,82	0,72	1,03	1,12
Al_2O_3	10,83	15,20	12,41	10,83	15,64	14,85	14,77	14,68	14,59
Fe_2O_3	2,62	2,94	2,34	2,17	2,05	2,24	2,16	2,16	2,07
FeO	12,43	9,84	10,30	11,10	9,51	10,02	10,52	10,66	11,06
MnO	0,21	0,20	0,20	0,22	0,20	0,21	0,21	0,21	0,22
MgO	20,13	14,31	18,09	20,59	13,59	13,80	14,31	11,83	10,27
CaO	6,68	8,11	7,11	6,04	8,39	8,67	7,96	8,39	9,31
Na_2O	1,24	1,66	1,62	1,34	1,90	1,70	1,76	1,92	1,89
K_2O	0,26	0,36	0,41	0,28	0,42	0,42	0,45	0,54	0,54
P_2O_5	0,064	0,10	0,08	0,08	0,10	0,10	0,096	0,13	0,14
П.п.п.	2,31	1,45	2,28	2,88	1,36	1,51	1,35	1,98	1,82
Сумма	99,71	100,07	99,51	99,25	99,46	99,86	99,51	99,65	99,85
H_2O	2,00	1,28	1,40	2,68	0,90	1,28	1,02	1,24	1,26
S	0,06	0,13	0,089	0,077	0,14	0,10	0,15	0,37	0,37
Cu	0,14	0,003	0,01	0,02	0,028	0,03	0,04	0,05	0,04
Ni	0,18	0,03	0,047	0,079	0,033	0,03	0,034	0,027	0,018
F	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
$K_ф$	42,78	47,18	41,13	39,19	45,96	47,05	46,98	52,01	56,11
Порода	П	П	П	П	О	О	О	О	О

Приложение. Химический состав пород и минералов опорных разрезов дифференцированных траппов Норильского района

Таблица 37.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ОЛИВИНА, скв. АС–28

Компонент	Глубина, м					
	280,0	**355,5**	357,3		376,0	395,0
SiO_2	38,88	38,68	38,95	38,86	38,39	37,57
FeO	20,72	21,27	20,46	20,85	23,49	27,30
CaO	0,08	0,13	0,12	0,12	0,13	0,22
MgO	39,77	39,49	39,80	39,55	37,32	34,46
NiO	0,13	0,17	0,21	0,18	0,18	0,14
Сумма	99,58	99,74	99,54	99,56	99,51	99,69
Fo	77,38	76,80	77,62	77,18	73,90	69,23
Fa	22,62	23,20	22,38	22,82	26,10	30,77
Порода	ТР	П	П	П	П	О

ЮГО–ВОСТОЧНАЯ ВЕТВЬ ПЯСИНСКО–ВОЛОГОЧАНСКОЙ ИНТРУЗИИ

Таблица 38.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД, скв. АС–6

Компонент	Глубина, м							
	133,0	158,0	161,0	**211,0**	**230,0**	**239,2**	254,0	271,0
SiO_2	47,58	46,86	46,78	47,66	44,04	43,20	44,02	42,98
TiO_2	1,66	2,12	1,80	1,40	0,94	0,82	0,62	0,65
Al_2O_3	14,95	13,88	15,01	15,28	14,87	12,58	15,36	14,05
Fe_2O_3	4,98	6,38	3,03	3,63	2,17	1,51	1,09	1,77
FeO	9,02	9,02	11,46	9,67	12,41	13,50	12,12	12,41
MnO	0,20	0,24	0,25	0,23	0,22	0,23	0,20	0,20
MgO	6,54	6,10	6,79	7,13	14,51	18,65	16,19	17,61
CaO	9,10	9,99	9,99	11,83	8,42	6,91	7,73	7,39
Na_2O	2,71	2,83	0,41	2,27	1,73	1,48	1,53	1,50
K_2O	0,82	0,72	0,53	0,48	0,25	0,23	0,18	0,19
P_2O_5	0,20	0,21	0,18	0,14	0,096	0,082	0,064	0,064
П.п.п.	2,21	1,56	1,34	0,99	0,42	1,03	0,88	1,02
Сумма	99,97	99,91	97,57	100,71	100,08	100,22	99,98	99,86
$K_ф$	68,16	71,63	68,09	65,10	50,12	44,59	44,93	44,61
Порода	ОС	ОС	ОС	ОС	ТР	П	ТР	ТР

Окончание табл. 38.

Компонент	Глубина, м						
	300,0	323,0	350,0	370,0	377,0	402,0	**412,0**
SiO_2	41,68	42,26	43,10	42,20	43,22	46,26	45,14
TiO_2	0,50	0,58	0,76	0,72	0,80	1,09	1,16
Al_2O_3	14,05	14,13	13,97	11,19	11,92	11,92	10,29
Fe_2O_3	2,80	2,38	1,90	2,82	2,13	3,66	3,47
FeO	10,97	11,41	13,21	14,26	14,22	6,28	5,45
MnO	0,20	0,20	0,21	0,23	0,22	0,23	0,21
MgO	17,71	17,71	18,30	16,97	18,45	10,63	10,33
CaO	6,77	7,38	7,53	6,77	6,91	16,83	18,07
Na_2O	1,98	1,50	1,63	1,80	1,68	1,50	1,68
K_2O	0,14	0,17	0,24	0,26	0,50	0,48	0,58
P_2O_5	0,058	0,060	0,086	0,099	0,10	0,12	0,12
П.п.п.	3,02	1,61	1,01	1,38	1,10	2,27	3,21
Сумма	99,88	99,39	101,95	98,70	101,25	101,27	99,71
$K_ф$	43,74	43,78	45,23	50,16	46,98	48,32	46,34
Порода	ТР	ТР	ТР	ТР	ТР	О	О

Таблица 39.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ОЛИВИНА, скв. АС–6

Компонент	Глубина, м										
	211,0		**230,0**	239,0		**239,2**			300,0	**412,0**	
SiO_2	35,99	34,45	37,45	36,73	36,65	37,29	38,32	38,21	38,24	38,72	36,15
FeO	34,83	44,53	24,31	27,73	27,29	27,77	25,80	24,42	24,30	25,94	37,03
CaO	0,11	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
MgO	28,99	21,42	36,70	33,95	34,79	34,67	35,78	35,78	37,55	36,51	27,83
NiO	0,056	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Сумма	99,98	100,40	98,46	98,41	98,73	99,73	99,90	98,41	100,09	101,17	101,01
Fo	59,74	46,16	72,91	68,58	69,44	69,00	71,20	72,31	73,37	71,50	57,26
Fa	40,26	53,84	27,09	31,42	30,56	31,00	28,80	27,69	26,63	28,50	42,74
Порода	ОС	ОС	ТР	ТР	ТР	П	П	П	ТР	О	О

ЮЖНО–ПЯСИНСКАЯ ВЕТВЬ ПЯСИНСКО–ВОЛОГОЧАНСКОЙ ИНТРУЗИИ

Таблица 40.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД, скв. АС–8

Компонент	Глубина, м											
	526,0	537,0	541,0	544,0	547,0	555,0	567,0	701,0	745,0	**755,0**	782,5	784,5
SiO_2	45,30	44,70	42,80	44,00	43,50	39,80	48,40	45,70	46,50	40,60	33,98	32,70
TiO_2	0,87	0,92	0,89	0,88	0,89	0,70	1,45	2,10	1,08	0,71	0,62	1,68
Al_2O_3	17,80	12,50	9,00	11,00	10,50	12,20	16,00	11,60	17,10	11,56	9,90	10,70
Fe_2O_3	0,68	1,30	2,86	2,86	1,16	6,00	1,95	7,34	1,43	0,99	1,75	7,60
FeO	8,64	10,80	11,10	10,00	10,20	11,80	6,30	7,34	8,90	15,08	5,89	6,00
MnO	0,17	0,23	0,24	0,20	0,15	0,16	0,12	0,26	0,17	0,18	0,16	0,19
MgO	7,70	15,23	19,20	17,00	14,60	12,00	8,64	5,80	8,40	14,99	26,71	16,30
CaO	10,65	8,05	6,50	8,20	8,28	8,00	6,74	9,60	10,65	7,00	7,57	14,30
Na_2O	1,66	1,11	0,90	1,22	1,00	1,44	2,14	2,14	2,00	1,30	0,14	0,55
K_2O	0,70	0,50	0,42	0,38	0,70	0,57	2,29	3,00	0,44	0,67	0,63	1,14
P_2O_5	0,12	0,10	0,10	0,12	0,10	0,10	0,11	0,18	0,17	0,12	0,03	0,10
CuO	0,053	0,024	0,056	0,030	0,080	0,705	0,054	0,022	0,017	–	–	0,007
NiO	0,029	0,073	0,140	0,094	0,110	0,388	0,02	0,010	0,033	0,720	0,029	0,007
CoO	0,007	0,011	0,016	0,014	0,014	0,270	0,008	0,010	0,011	–	–	0,011
Cr_2O_3	–	0,158	0,339	0,304	0,294	0,050	0,038	0,003	0,029	0,015	0,015	0,003
SO_3	0,82	1,45	0,85	0,20	1,60	–	1,40	2,33	–	–	–	3,72
П.п.п.	4,80	2,76	4,80	3,50	7,40	4,91	4,50	3,01	1,84	4,85	12,51	4,50
Сумма	100,00	99,92	100,21	100,00	100,58	99,09	100,16	100,45	98,77	98,79	99,93	99,51
S	–	–	–	–	–	3,60	–	–	–	3,24	0,54	–
$K_ф$	54,76	44,27	42,10	43,07	43,76	59,73	48,85	71,68	55,15	51,74	22,24	45,48
Порода	ОС	О	П	П	ТР	ТР	Т	МД	ОС	Т	МБ	Т

Таблица 41.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ОЛИВИНА, скв. АС–8

Компонент	Глубина, м						
	541,0	555,0			695,4	782,5	
SiO_2	33,70	37,87	37,69	37,87	40,89	40,48	41,29
FeO	48,82	26,22	26,99	26,22	7,72	11,13	6,99
CaO	0,15	0,13	0,15	0,13	0,31	0,70	0,63
MgO	16,79	35,22	34,63	35,22	50,48	47,49	50,88
NiO	0,16	0,104	0,142	0,104	0,018	0,01	—
Сумма	99,62	99,54	99,60	99,54	99,42	99,81	99,79
Fo	38,01	70,54	69,58	70,54	92,10	88,38	92,84
Fa	61,99	29,46	30,42	29,46	7,90	11,62	7,16
Порода	П	ТР	ТР	ТР	МД	МБ	МБ

МОРОНГОВСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

ИНТРУЗИЯ ГОРЫ ПУТАНАЯ

Таблица 42.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД, скв. Е–36

Компонент	Глубина, м										
	5,0	15,0	17,0	22,0	31,0	35,0	39,0	40,0	48,0	62,8	73,0
SiO_2	44,86	47,08	47,10	45,28	43,58	46,94	45,44	43,26	44,26	41,40	47,86
TiO_2	0,81	1,12	1,20	0,96	0,85	2,24	5,12	0,72	2,60	0,44	1,56
Al_2O_3	16,20	19,04	19,20	13,64	15,04	13,67	10,73	11,60	14,21	11,02	15,66
Fe_2O_3	2,40	2,38	2,36	1,98	2,75	4,28	5,21	3,11	4,16	1,24	4,78
FeO	9,76	9,07	9,00	12,35	12,90	8,86	10,76	13,36	10,11	15,57	6,73
MnO	0,15	0,15	0,15	0,19	0,15	0,15	0,18	0,20	0,15	0,17	0,12
MgO	10,86	5,85	5,86	13,53	13,14	6,43	5,77	18,23	6,44	18,51	6,43
CaO	11,90	9,88	10,68	8,28	9,70	11,08	10,01	6,54	13,44	8,30	9,21
Na_2O	0,10	2,64	2,64	1,83	0,67	2,92	2,78	1,35	1,27	0,18	3,25
K_2O	0,55	0,44	0,44	0,37	0,56	0,56	0,93	0,25	1,67	0,45	1,00
P_2O_5	0,17	0,14	0,13	0,11	0,19	0,20	0,30	0,10	0,30	0,13	0,17
П.п.п.	—	1,84	1,40	1,20	—	2,13	2,44	1,25	—	—	2,93
Сумма	97,76	99,63	100,16	99,72	99,53	99,46	99,67	99,97	98,61	97,41	99,70
$K_ф$	52,82	66,18	65,97	51,44	54,36	67,14	73,46	47,46	68,90	47,59	64,16
H_2O^+	—	0,80	1,02	0,96	—	0,98	2,10	1,12	—	—	1,74
$S_{общ.}$%	0,05	0,035	0,032	—	0,10	—	0,03	0,038	—	0,04	0,034
Cu	282	—	—	132	—	178	—	162	—	—	400
Ni	615	—	—	110	—	525	—	104	—	—	257
Co	93	—	—	33	—	96	—	310	—	—	58
Cr	185	—	—	480	—	288	—	151	—	—	129
V	282	—	—	480	—	224	—	162	—	—	435
Порода	ТР	Г	Г	ТР	ТР	Г	Г	ТР	ПГ	ТР	ПГ

Продолжение табл. 42.

Компонент	Глубина, м										
	75,0	92,0	**110,0**	121,0	**124,0**	**152,0**	**174,0А**	**174,0**	183,0	185,0	207,0
SiO_2	48,72	43,06	43,08	41,22	42,80	39,44	40,96	40,00	41,84	41,02	42,16
TiO_2	1,40	0,52	0,18	0,40	0,42	0,48	0,24	0,24	0,24	0,28	0,28
Al_2O_3	11,60	14,19	14,19	14,01	13,93	7,44	13,58	13,52	14,10	12,20	13,93
Fe_2O_3	2,78	1,40	1,47	1,33	1,77	5,04	3,43	1,71	2,14	2,98	1,37
FeO	8,53	12,60	12,89	12,34	11,74	11,68	9,97	11,05	10,80	11,81	12,02
MnO	0,16	0,17	0,19	0,13	0,17	0,20	0,17	0,13	0,16	0,18	0,17
MgO	9,31	13,37	16,79	18,19	18,52	24,37	20,15	20,72	19,76	21,40	20,25
CaO	12,95	7,34	7,48	9,80	6,67	4,54	5,74	8,80	6,81	6,01	6,41
Na_2O	1,94	1,36	1,36	0,24	1,27	1,18	1,18	0,30	1,09	0,95	1,13
K_2O	0,63	0,21	0,11	0,50	0,25	0,10	0,10	0,38	0,14	0,14	0,17
P_2O_5	0,180	0,057	0,035	0,120	0,057	0,055	0,055	0,100	0,037	0,042	0,046
П.п.п.	1,88	1,52	1,83	—	2,13	5,36	4,00	—	2,86	3,15	1,73
Сумма	100,08	95,80	99,61	98,28	99,73	99,89	99,58	96,95	99,98	100,16	99,67
$K_ф$	54,85	51,15	46,10	42,91	42,18	40,69	39,94	38,11	39,57	40,87	39,80
H_2O^+	1,30	1,24	0,58	—	1,88	4,84	3,58	—	2,50	2,78	1,50
$S_{общ.}$%	0,039	0,038	0,022	0,05	0,025	0,029	0,022	—	0,021	0,025	0,023
Cu	415	180	162	—	200	155	117	—	80	135	145
Ni	250	1170	1155	—	960	1590	1150	—	870	1460	1070
Co	55	110	117	—	100	158	98	—	110	129	144
Cr	645	166	195	—	117	219	129	—	107	144	178
V	550	135	80	—	117	400	100	—	72	129	107
Порода	ТР	ТР	ТР	ТР	ТР	П	ТР	ТР	ТР	ТР	ТР

Окончание табл. 42.

Компонент	Глубина, м										
	226,0	227,0	247,0	271,0	288,0	293,0	300,0	311,0	360,0	373,0	379,0
SiO_2	39,86	42,24	42,16	41,42	40,14	45,12	42,42	42,38	43,90	43,22	47,84
TiO_2	0,30	0,20	0,24	0,24	0,31	0,24	0,31	0,35	0,59	0,77	0,48
Al_2O_3	12,95	14,97	14,36	14,19	11,42	25,12	14,88	15,22	15,74	14,69	13,31
Fe_2O_3	1,53	1,65	2,30	2,51	3,33	1,18	1,60	2,22	3,88	3,53	2,18
FeO	12,05	11,23	10,55	10,63	11,48	3,90	10,92	10,42	9,28	10,40	5,81
MnO	0,14	0,16	0,16	0,16	0,18	0,09	0,15	0,14	0,15	0,14	0,12
MgO	21,61	19,48	19,28	19,66	21,68	6,14	18,42	16,88	13,24	13,00	8,24
CaO	8,64	6,65	7,07	7,07	6,14	13,08	6,94	7,61	8,27	11,48	17,76
Na_2O	0,55	1,09	1,09	1,00	1,14	1,91	1,29	1,29	1,58	0,76	0,53
K_2O	0,60	0,14	0,14	0,23	0,10	0,33	0,25	0,33	0,50	0,85	1,03
P_2O_5	0,100	0,031	0,038	0,020	0,031	0,014	0,018	0,039	0,050	0,170	0,120
П.п.п.	—	1,86	2,60	3,14	4,27	2,93	2,43	3,14	2,71	—	—
Сумма	98,33	99,70	99,99	100,27	100,22	100,05	99,63	100,02	99,89	99,01	97,42
$K_ф$	38,59	39,80	39,99	40,06	40,59	45,28	40,47	42,82	49,85	51,73	49,23
H_2O^+	—	1,66	2,26	2,92	3,72	2,36	2,28	2,68	2,44	—	—
$S_{общ.}$%	0,12	0,024	0,023	0,016	0,018	0,023	0,02	0,024	0,025	—	0,10
Cu	—	115	100	115	148	74	100	120	245	—	—
Ni	—	955	1070	1000	980	209	800	780	525	—	—
Co	—	140	145	140	105	35	117	105	100	—	—
Cr	—	138	178	123	246	25	91	112	129	—	—
V	—	60	89	75	145	80	135	109	158	—	—
Порода	ТР	ТР	ТР	ТР	ТР	ЛГ	ТР	ТР	ТР	ТР	ТР

Таблица 43

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ОЛИВИНА, скв. Е–36

Компонент	Глубина, м							
	17,0	40,0	92,0	**110,0**	**124,0**		**136,0**	
SiO_2	38,56	37,23	37,21	36,36	37,53	37,12	37,54	37,44
FeO	23,48	25,45	25,57	27,43	24,04	24,34	24,44	24,08
CaO	0,13	—	—	—	—	—	—	—
MgO	36,93	35,51	35,19	33,56	36,95	35,89	36,34	36,85
NiO	0,159	0,14	0,14	0,14	0,15	0,13	0,165	0,13
Сумма	99,26	98,33	98,11	97,49	98,67	97,48	98,49	98,50
Fo	73,71	71,32	71,04	68,56	73,26	72,44	72,61	73,18
Fa	26,29	28,68	28,96	31,44	26,74	27,56	27,39	26,82
Порода	Г	ТР	ТР	ТР	ТР	ТР	ТР	ТР

Продолжение табл. 43.

Компонент	Глубина, м							
	136,0		**152,0**		**174,0**			
SiO_2	37,04	37,30	38,02	38,03	38,06	37,16	36,40	37,20
FeO	24,72	24,02	25,2	24,99	22,55	22,12	22,41	22,45
CaO	—	—	0,07	0,08	—	—	—	—
MgO	36,16	34,07	36,17	36,40	38,39	37,94	35,51	37,99
NiO	0,15	0,15	0,153	0,162	0,14	0,143	0,14	0,15
Сумма	98,07	95,54	99,61	99,66	99,14	97,36	94,46	97,79
Fo	72,28	71,66	71,90	72,20	75,22	75,35	73,85	75,10
Fa	27,72	28,34	28,10	27,80	24,78	24,65	26,15	24,90
Порода	ТР	ТР	П	П	ТР	ТР	ТР	ТР

Окончание табл. 43.

Компонент	Глубина, м								
	185,0	207,0	227,0	247,0	288,0	311,0			
SiO_2	37,20	37,71	37,72	37,93	38,17	37,98	37,94	37,94	37,21
FeO	22,95	22,87	22,23	22,42	22,99	25,6	25,78	25,72	24,5
CaO	—	—	—	—	—	0,09	0,08	0,1	—
MgO	37,83	37,95	38,17	37,23	37,71	35,75	35,63	35,7	36,52
NiO	0,152	0,15	0,14	0,14	0,15	0,14	0,15	0,135	0,14
Сумма	98,13	98,68	98,26	97,72	99,02	99,56	99,58	99,60	98,37
Fo	74,61	74,73	75,37	74,75	74,52	71,34	71,13	71,22	72,66
Fa	25,39	25,27	24,63	25,25	25,48	28,66	28,87	28,78	27,34
Порода	ТР	ТР	ТР	ТР	ТР	ТР	ТР	ТР	ТР

ИНТРУЗИЯ ГОРЫ ПЕГМАТИТОВАЯ

Таблица 44.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД, скв. Е–28

Компонент	Глубина, м								
	154	155	160	**165**	175	**182**	185	198	**208**
SiO_2	47,20	47,90	47,60	45,60	47,30	49,60	52,10	46,90	48,20
TiO_2	1,23	0,94	1,80	3,11	3,02	3,06	1,34	3,00	1,80
Al_2O_3	14,00	14,90	16,40	15,20	15,20	12,10	15,40	15,80	18,20
Fe_2O_3	1,59	3,22	2,23	4,20	3,70	2,96	2,81	4,20	0,81
FeO	9,91	7,54	9,69	11,85	11,70	14,07	10,34	11,34	11,42
MnO	0,15	0,19	0,21	0,23	0,23	0,24	0,18	0,23	0,19
MgO	10,64	8,72	5,64	4,40	3,49	3,38	2,26	3,95	3,26
CaO	8,07	11,11	11,08	10,06	9,23	8,06	8,30	9,47	10,67
Na_2O	1,92	2,09	2,09	2,64	3,00	3,50	4,25	2,82	3,42
K_2O	0,66	0,50	0,62	0,66	0,46	0,55	0,62	0,81	0,62
P_2O_5	0,11	0,09	0,15	0,15	0,26	0,30	0,66	0,19	0,42
П.п.п.	4,44	2,79	1,51	1,64	2,71	2,25	2,42	1,50	1,46
H_2O^-	0,36	0,08	0,14	0,22	0,14	0,20	0,24	0,12	—
Сумма	100,28	100,07	99,16	99,96	100,44	100,27	100,92	100,33	100,47
$K_ф$	51,94	55,24	67,88	78,48	81,52	83,44	85,33	79,73	78,95
S	0,012	0,064	0,048	0,056	0,128	0,516	0,048	0,04	0,00
Порода	Т	Т	Т	ПГ	ПГ	ПГ	ПГ	Г	ОС

Продолжение табл. 44.

Компонент	Глубина, м								
	228	258	268	276	**278**	281	287	298	304
SiO_2	48,70	48,40	48,10	47,50	48,90	48,90	47,70	49,00	47,70
TiO_2	1,42	1,08	1,14	1,24	1,00	1,03	1,04	0,98	1,18
Al_2O_3	15,30	15,30	16,10	15,50	17,80	17,10	16,90	16,80	16,00
Fe_2O_3	3,33	2,66	2,59	1,94	1,34	2,78	1,25	1,33	0,65
FeO	9,33	9,48	8,47	9,41	7,97	7,04	8,69	9,33	10,49
MnO	0,20	0,20	0,19	0,18	0,17	0,18	0,18	0,18	0,17
MgO	6,30	7,50	8,42	8,59	6,88	7,13	7,75	7,13	8,33
CaO	11,12	11,34	12,00	11,45	11,22	11,22	11,46	11,23	11,93
Na_2O	2,09	2,45	2,27	2,55	2,82	2,36	2,27	2,64	2,12
K_2O	0,48	0,46	0,50	0,37	0,55	0,50	0,50	0,53	0,52
P_2O_5	0,15	0,13	0,13	0,13	0,13	0,11	0,11	0,13	0,26
П.п.п.	1,04	1,52	1,85	1,77	1,19	1,16	1,49	1,60	1,35
H_2O^-	0,02	0,24	0,22	0,18	0,14	0,15	0,36	0,20	—
Сумма	99,48	100,76	101,98	100,81	100,11	99,66	99,70	101,08	100,70
$K_ф$	66,77	61,81	56,78	56,92	57,50	57,94	56,19	59,92	57,22
S	0,04	0,016	0,000	0,000	0,008	0,02	0,00	0,00	—
Порода	ОС	ОС	ОС	ОС	ОС	ОС	ОС	ОС	ОС

Окончание табл. 44.

Компонент	Глубина, м							
	310	**320**	330	360	390	**400**	410	413
SiO_2	46,90	46,50	44,90	44,50	44,20	43,80	45,40	46,20
TiO_2	1,16	1,20	0,81	0,88	0,92	0,87	1,53	0,81
Al_2O_3	16,80	12,40	14,00	14,70	12,60	11,90	13,50	15,00
Fe_2O_3	0,13	1,19	1,95	2,25	1,02	—	2,50	2,09
FeO	10,77	12,07	11,02	10,84	13,57	15,65	12,06	10,27
MnO	0,18	0,22	0,21	0,20	0,22	0,23	0,22	0,21
MgO	9,12	12,49	14,20	14,05	15,50	15,80	12,20	10,10
CaO	12.00	11,41	9,59	8,77	7,95	7,83	9,03	12,75
Na_2O	1,90	1,55	1,58	1,92	1,58	1,42	2,27	1,25
K_2O	0,41	0,41	0,35	0,56	0,37	0,35	0,46	0,42
P_2O_5	0,20	0,13	0,08	0,11	0,13	0,09	0,12	0,09
П.п.п.	1,19	1,22	1,24	1,52	1,79	1,82	1,27	1,52
H_2O^-	—	—	0,04	0,10	0,16	0,10	0,26	0,18
Сумма	100,76	100,79	99,97	100,40	100.01	99,86	100,82	100,89
$K_ф$	54,45	51,50	47,74	48,23	48,49	49,76	54,41	55.03
S	—	—	0,036	0,004	0,02	0,176	0,016	0,028
Порода	О	О	ТР	ТР	ТР	ТР	Т	Т

Таблица 45.

СОДЕРЖАНИЕ РТУТИ В ПОРОДАХ, скв. Е–28

Элемент	Глубина, м									
	184	185	187	218	238	273	**279**	287	293	297
Hg(мг/т)	365	315	365	325	235	220	210	95	250	300

Окончание табл. 45.

Элемент	Глубина, м								
	301	304	310	**320**	340	350	360	370	380
Hg(мг/т)	250	315	215	280	210	315	135	180	185

Таблица 46.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ОЛИВИНА, скв. Е–28

Компонент	Глубина, м								
		165		198	**208**	218	**228**	248	258
SiO_2	32,67	32,68	33,54	32,07	33,60	33,43	32,86	33,14	33.57
FeO	51,07	51,02	47,42	54,89	46,59	46,88	49,67	47,75	45,84
MgO	16,39	16,43	16,70	13,14	19,89	19,87	17,71	19,53	20,93
CaO	0,28	0,27	0,26	0,15	0,19	0,25	0,21	0,21	0,23
NiO	–	–	–	–	0,009	0,006	0,004	0,017	0,020
Сумма	100,41	100,40	97,92	100,25	100,28	100,44	100,45	100,65	100,59
Fo	36,39	36,47	38,57	29,91	43,21	43,04	38,86	42,17	44,87
Fa	63,61	63,53	61,43	70,09	56,79	56,96	61,14	57,83	55,13
Порода	ПГ	ПГ	ПГ	Г	ОС	ОС	ОС	ОС	ОС

Продолжение табл. 46.

Компонент	Глубина, м								
	258	273		**278**		**279**			
SiO_2	32,72	34,63	32,80	34,80	33,69	34,19	34,38	33,86	34,46
TiO_2	–	–	–	–	–	–	0,056	0,278	0,000
Al_2O_3	–	–	–	–	–	–	0,088	0,000	0,000
FeO	47,67	45,11	48,35	42,09	43,68	41,60	38,64	38,90	39,37
MnO	–	–	–	–	–	–	0,516	0,584	0,643
MgO	20,72	21,00	21,34	23,21	23,47	24,88	24,06	23,80	24,18
CaO	0,19	0,12	0,10	0,17	0,13	0,11	0,192	0,148	0,091
Na_2O	–	–	–	–	–	–	0,000	0,000	0,208
K_2O	–	–	–	–	–	–	0,028	0,003	0,000
NiO	0,083	–	–	–	0,009	0,026	0,005	0,061	0,000
CuO	–	–	–	–	–	–	0,047	0,000	0,000
ZnO	–	–	–	–	–	–	0,057	0,000	0,000
Cr_2O_3	–	–	–	–	–	–	0,090	0,209	0,000
Сумма	101,38	100,86	102,59	100,27	100,98	100,81	98,06	97,84	98,95
Fo	43,66	45,35	44,03	49,57	48,92	51,60	52,61	52,17	52,27
Fa	56,34	54,65	55,97	50,43	51,08	48,40	47,39	47,83	47,73
Порода	ОС	ОС	ОС	ОС	ОС	ОС	ОС	ОС	ОС

Продолжение табл. 46.

Компонент	Глубина, м								
	287	297	310	**320**	330	340	350	360	
SiO_2	34,03	34,91	36,25	36,42	36,72	36,50	36,18	36,02	36,36
TiO_2	–	–	–	–	–	–	–	–	0,000
Al_2O_3	–	–	–	–	–	–	–	–	0,000
FeO	41,60	38,60	33,56	33,21	31,35	31,10	32,45	32,52	31,31
MnO	–	–	–	–	–	–	–	–	0,494
MgO	25,31	26,92	26,97	30,00	31,65	32,38	31,64	31,88	31,82
CaO	0,11	0,12	0,12	0,09	0,08	0,09	0,07	0,10	0,084
Na_2O	–	–	–	–	–	–	–	–	0,000
K_2O	–	–	–	–	–	–	–	–	0,000
NiO	0,014	0,018	0,056	0,076	0,073	0,074	0,056	0,075	0,111
CuO	–	–	–	–	–	–	–	–	0,135
ZnO	–	–	–	–	–	–	–	–	0,168
Cr_2O_3	–	–	–	–	–	–	–	–	0,141
Сумма	101,06	100,57	96,96	99,80	99,87	100,14	100,40	100,60	100,63
Fo	52,03	55,42	58,89	61,69	64,28	64,99	63,48	63,60	64,44
Fa	47,97	44,58	41,11	38,31	35,72	35,01	36,52	36,40	35,56
Порода	ОС	ОС	О	О	ТР	ТР	ТР	ТР	ТР

Окончание табл. 46.

Компонент	Глубина, м									
	360				370	380	400			410
SiO_2	35,58	35,50	36,43	36,20	35,99	35,49	35,85	36,92	36,81	31,15
TiO_2	0,007	0,000	0,000	0,077	–	–	–	0,082	0,000	–
Al_2O_3	0,000	0,000	0,000	0,000	–	–	–	0,001	0,000	–
FeO	31,09	30,87	31,69	30,80	32,66	34,17	32,16	29,17	29,12	45,25
MnO	0,577	0,656	0,364	0,578	–	–	–	0,402	0,323	–
MgO	31,28	30,56	31,85	31,21	31,74	31,16	32,67	32,28	32,67	27,90
CaO	0,076	0,054	0,079	0,119	0,11	0,06	0,100	0,040	0,071	0,07
Na_2O	0,071	0,000	0,018	0,209	–	–	–	0,088	0,186	–
K_2O	0,000	0,000	0,000	0,027	–	–	–	0,008	0,000	–
NiO	0,157	0,195	0,230	0,237	0,088	0,069	0,097	0,000	0,120	0,055
CuO	0,107	0,117	0,000	0,093	–	–	–	0,079	0,000	–
ZnO	0,026	0,058	0,371	0,006	–	–	–	0,000	0,000	–
Cr_2O_3	0,000	0,000	0,000	0,005	–	–	–	0,000	0,074	–
Сумма	98,97	98,01	101,04	99,56	100,59	100,95	100,88	98,99	99,37	104,43
Fo	64,20	63,83	64,18	64,37	63,40	61,91	64,42	66,36	66,67	52,36
Fa	35,80	36,17	35,82	35,63	36,60	38,09	35,58	33,64	33,33	47,64
Порода	ТР	ТР	ТР	ТР	ТР	ТР	ТР	ТР	ТР	Т

Таблица 47.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ КЛИНОПИРОКСЕНА, скв. Е–28

Компонент	Глубина, м							
	165		182		185	198	208	218
SiO_2	50,86	50,84	50,15	49,10	50,98	51,06	50,47	50,65
TiO_2	0,82	0,90	0,06	0,74	0,07	0,85	0,94	0,86
Al_2O_3	1,68	1,96	2,05	3,73	1,08	1,98	2,13	1,90
FeO	15,20	13,54	30,56	23,00	29,19	12,72	13,05	13,85
MgO	13,16	13,94	8,73	10,36	7,51	13,75	14,08	13,63
CaO	17,98	18,92	6,73	9,86	9,72	18,80	18,45	18,20
Na_2O	0,30	0,36	0,55	1,37	0,28	0,30	0,31	0,30
Cr_2O_3	0,02	0,01	0,06	–	0,01	0,02	0,02	0,06
Сумма	100,02	100,47	98,89	98,16	98,84	99,48	99,45	99,45
f	39,32	35,27	66,26	55,46	68,56	34,17	34,21	36,31
$Fe_2O_3^*$	1,70	3,00	0,00	1,19	0,00	0,99	2,25	1,69
FeO^*	13,67	10,84	30,56	21,92	29,19	11,83	11,02	12,33
Wo	37,34	38,70	15,75	23,35	22,63	39,28	38,26	37,94
En	38,02	39,68	28,43	34,14	24,33	39,97	40,62	39,53
Fs	24,64	21,62	55,82	42,51	53,04	20,74	21,12	22,53
Порода	ПГ	ПГ	ПГ	ПГ	ПГ	Г	ОС	ОС

Продолжение табл. 47.

Компонент	Глубина, м							
	228	248	258	273	**278**	**279**	287	297
SiO_2	51,26	51,29	51,06	50,98	51,53	51,54	51,29	51,11
TiO_2	0,81	0,80	0,86	0,69	0,64	0,64	0,71	0,70
Al_2O_3	2,29	2,19	2,28	2,37	2,17	2,21	2,27	2,45
FeO	11,82	12,34	11,65	10,30	10,03	10,11	10,54	9,65
MgO	14,56	14,17	14,54	14,88	15,35	14,99	14,87	15,22
CaO	19,20	19,09	19,16	19,81	19,64	19,54	19,33	19,68
Na_2O	0,32	0,29	0,31	0,28	0,29	0,35	0,28	0,31
Cr_2O_3	0,04	0,06	0,06	0,16	0,13	0,10	0,08	0,21
Сумма	100,30	100,23	99,92	99,47	99,78	99,48	99,37	99,33
f	31,29	32,82	31,01	27,97	26,82	27,45	28,45	26,24
$Fe_2O_3^*$	2,04	1,50	1,92	2,14	1,90	1,43	1,27	1,87
FeO^*	9,99	10,99	9,93	8,38	8,32	8,83	9,40	7,96
Wo	39,44	39,41	39,52	40,80	40,22	40,47	40,06	40,67
En	41,61	40,70	41,73	42,64	43,74	43,19	42,88	43,76
Fs	18,95	19,89	18,76	16,56	16,03	16,34	17,05	15,57
Порода	ОС	ОС	ОС	ОС	ОС	ОС	ОС	ОС

Окончание табл. 47.

Компонент	Глубина, м								
	310	**320**	330	340	350	360	370	380	410
SiO_2	51,36	50,51	51,29	52,69	51,23	51,09	50,69	51,06	51,07
TiO_2	0,60	0,57	0,69	0,52	0,94	0,51	1,17	1,15	1,06
Al_2O_3	2,53	2,52	2,57	1,56	2,48	2,31	2,63	2,18	2,48
FeO	8,97	8,98	8,94	9,45	10,96	8,57	9,79	11,56	11,14
MgO	15,68	15,42	15,32	15,18	15,90	16,20	14,68	15,73	14,69
CaO	19,77	20,01	19,87	20,65	19,32	19,61	20,04	17,83	18,61
Na_2O	0,34	0,34	0,35	0,32	0,29	0,25	0,32	0,34	0,32
Cr_2O_3	0,30	0,38	0,38	0,01	0,10	0,61	0,04	0,02	0,03
Сумма	99,55	98,73	99,41	100,38	101,22	99,15	99,36	99,87	99,40
f	24,30	24,62	24,66	25,88	27,89	22,89	27,23	29,19	29,84
$Fe_2O_3^*$	2,08	3,08	1,53	1,09	3,66	2,42	1,61	2,15	0,70
FeO^*	7,10	6,21	7,56	8,47	7,66	6,39	8,34	9,63	10,51
Wo	40,69	41,28	41,25	42,02	38,64	40,15	41,66	36,58	38,98
En	44,90	44,26	44,26	42,98	44,25	46,15	42,46	44,91	42,81
Fs	14,41	14,46	14,49	15,01	17,11	13,70	15,88	18,51	18,21
Порода	О	О	ТР	ТР	ТР	ТР	ТР	ТР	Т

ДАЛДЫКАНСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

ДАЛДЫКАНСКАЯ ИНТРУЗИЯ

Таблица 48.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД, скв. НП–49

Компонент	Глубина, м									
	1365,4	1367,5	1372,5	1377,0	1379,0	1386,0	1388,7	**1392,3**	1395,7	1396,8
SiO_2	46,99	47,94	47,80	46,53	48,16	45,43	46,29	48,14	48,27	48,49
TiO_2	1,893	1,998	1,932	1,857	1,955	2,772	2,671	1,871	2,406	1,738
Al_2O_3	14,01	14,20	14,33	13,40	14,36	12,24	13,28	14,53	13,34	14,88
Fe_2O_3	14,47	15,59	15,31	13,87	15,19	18,48	18,62	14,78	15,63	14,28
MnO	0,235	0,253	0,257	0,228	0,25	0,286	0,297	0,248	0,271	0,236
MgO	6,71	6,50	6,58	6,94	6,77	5,46	4,93	6,48	6,25	6,71
CaO	10,00	10,30	10,22	10,89	10,34	8,94	8,69	10,3	10,33	10,46
Na_2O	2,84	2,63	3,18	2,83	2,31	3,75	3,99	2,85	2,53	2,30
K_2O	0,52	0,64	0,63	0,74	0,60	0,21	0,93	0,59	0,69	0,53
P_2O_5	0,206	0,222	0,202	0,17	0,198	0,251	0,379	0,198	0,239	0,193
Ba	0,014	0,03	0,024	0,014	0,021	0,02	0,041	0,021	0,027	0,017
П.п.п.	1,76	0,48	0,28	2,46	0,02	3,04	0,98	0,42	0,3	0,08
Сумма	99,65	100,79	100,73	99,93	100,19	100,89	101,1	100,43	100,28	99,91
$K_ф$	68,32	70,57	69,94	66,65	69,17	77,19	79,07	69,52	71,44	68,03
Cu	231	220	215	800	203	154	421	198	248	209
Ni	99	94	102	110	82	58	44	88	69	99
Co	48	43	50	56	48	43	46	37	43	50
Pb	26	20	26	26	24	17	22	19	31	18
Zn	115	114	111	234	103	89	125	106	156	106
Cr	195	151	226	155	182	59	37	155	90	196
V	252	373	297	480	419	426	300	300	512	400
Ba	142	182	210	115	154	39	237	186	290	226
Sr	243	216	202	387	177	117	256	250	238	238
Pt	0,084	0,054	0.092	0,052	0,06	0,057	0,03	0,041	0,048	0,068
Pd	0,014	0,011	0,01	0,012	0,012	0,014	0,017	0,009	0,013	0,012
Rh	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005
Au	0,016	0,008	0,013	0,01	0,011	0,007	0,005	0,01	0,006	0,01
Ag	0,6	0,31	0,018	0,21	0,18	0,53	0,48	0,015	0,219	0,004
Порода	ОС	ОС	ОС	ОС	ОС	ПГ	ПГ	О	О	О

Продолжение табл. 48.

Компонент	Глубина, м									
	1400,3	**1405,0**	1407,0	1411,0	1412,0	1419,0	1424,5	**1429,0**	1433,5	1437,0
SiO_2	47,57	42,44	49,48	48,54	48,17	48,04	48,13	48,12	48,08	47,89
TiO_2	1,845	5,563	2,502	1,381	1,508	1,694	1,499	1,644	1,547	1,508
Al_2O_3	14,96	10,35	12,9	14,54	14	14,4	14,17	13,74	15,09	15,75
Fe_2O_3	13,49	25,87	16,53	13,96	14,48	14,42	14,61	14,59	13,75	13,52
MnO	0,232	0,397	0,264	0,238	0,246	0,246	0,259	0,254	0,239	0,228
MgO	5,38	5,03	4,53	7,61	7,49	7,24	8,06	8,07	7,49	7,40
CaO	9,25	8,39	8,88	11,34	11,15	10,72	11,2	11,24	10,53	10,9
Na_2O	4,64	2,49	3,65	2,11	2,99	3,00	2,36	2,36	2,98	2,73
K_2O	0,59	0,56	0,96	0,40	0,41	0,47	0,43	0,44	0,50	0,42
P_2O_5	0,218	0,352	0,38	0,135	0,158	0,184	0,175	0,207	0,185	0,162
Ba	0,027	0,014	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003
П.п.п.	2,54	−1,08	0,56	−0,04	−0,06	−0,18	−0,22	−0,10	−0,06	−0,24
Сумма	100,75	100,38	100,63	100,21	100,54	100,21	100,68	100,57	100,33	100,27
$K_ф$	71,49	83,72	78,49	64,72	65,91	66,57	64,45	64,39	64,74	64,63
Cu	204	456	324	138	158	186	175	169	180	158
Ni	60	36	38	108	104	112	121	124	123	121
Co	35	54	39	54	50	50	54	46	48	46
Pb	23	26	23	14	14	12	19	19	14	18
Zn	97	231	122	86	92	97	89	97	108	89
Cr	120	22	34	205	211	215	300	344	256	290
V	375	704	511	242	282	341	319	264	308	253
Ba	233	206	290	108	158	188	117	119	136	119
Sr	309	190	202	238	214	250	202	179	256	250
Pt	0,036	0,072	0,05	0,038	0,082	0,052	0,054	0,04	0,05	0,11
Pd	0,014	0,066	0,011	0,008	0,01	0,011	0,0089	0,01	0,009	0,012
Rh	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005
Au	0,007	0,011	0,005	0,004	0,008	0,016	0,006	0,01	0,011	0,09
Ag	0,34	0,15	0,02	0,018	0,017	0,022	1,07	0,01	0,19	0,013
Порода	О	ПГ	ПГ	О	О	О	О	О	О	О

Приложение. Химический состав пород и минералов опорных разрезов дифференцированных траппов Норильского района

Продолжение табл. 48.

Компонент	Глубина, м									
	1441,6	1443,3	1446,0	1452,5	1456,0	**1461,0**	1465,7	1468,0	1473,0	1478,0
SiO_2	48,33	48,49	48,75	48,38	48,04	48,28	48,27	47,84	47,97	48,17
TiO_2	1,452	1,402	1,504	1,544	1,598	1,752	1,782	1,895	1,903	1,768
Al_2O_3	15,72	15,72	15,66	15,51	15,67	14,67	14,82	14,38	14,65	14,64
Fe_2O_3	13,09	13,49	13,06	13,88	14,00	14,85	14,76	15,42	15,15	14,39
MnO	0,22	0,231	0,23	0,227	0,227	0,244	0,241	0,249	0,245	0,237
MgO	7,44	7,50	7,09	7,11	7,25	6,89	6,74	6,95	6,97	6,92
CaO	10,92	11,14	10,98	10,99	11,12	10,79	10,89	10,79	10,81	10,57
Na_2O	2,60	2,10	2,35	2,01	2,01	2,69	2,50	2,31	2,21	2,78
K_2O	0,43	0,43	0,49	0,45	0,42	0,50	0,49	0,47	0,47	0,51
P_2O_5	0,163	0,154	0,177	0,164	0,145	0,199	0,197	0,165	0,189	0,212
Ba	0,003	0,003	0,003	0,008	0,009	0,014	0,019	0,013	0,015	0,012
П.п.п.	−0,08	−0,24	0,10	−0,26	−0,24	−0,24	−0,22	−0,32	−0,32	−0,18
Сумма	100,29	100,41	100,4	100,01	100,26	100,64	100,48	100,16	100,27	100,03
$K_ф$	63,76	64,27	64,81	66,13	65,88	68,31	68,65	68,93	68,49	67,53
Cu	158	147	158	170	164	192	192	196	199	210
Ni	124	115	108	121	115	104	97	113	115	105
Co	35	35	35	52	48	50	48	46	50	45
Pb	10	18	14	14	26	22	20	20	20	22
Zn	83	89	200	97	86	100	100	107	109	104
Cr	275	253	234	218	215	186	183	194	166	200
V	264	286	264	207	273	273	263	390	382	310
Ba	136	128	116	111	107	136	107	161	169	161
Sr	226	244	207	262	207	201	201	195	200	192
Pt	0,07	0,07	0,038	0,14	0,055	0,06	0,09	<0,01	<0,01	<0,01
Pd	0,009	0,047	0,009	0,012	0,01	0,013	0,019	0,01	0,013	0,014
Rh	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005
Au	0,018	0,013	0,009	0,01	0,012	–	–	0,011	–	0,003
Ag	0,009	0,34	0,26	0,48	0,4	–	–	0,36	–	0,46
Порода	О	О	О	О	О	О	О	О	О	О

Окончание табл. 48.

Компонент	Глубина, м										
	1482,0	1487,0	**1490,0**	1495,8	1498,0	1502,0	1508,0	1512,7	1515,5	1518,0	1521,5
SiO_2	48,65	48,38	47,81	48,71	48,3	47,84	47,99	47,87	47,22	47,41	47,52
TiO_2	1,84	1,795	1,901	1,841	1,921	1,97	1,932	1,92	1,907	1,865	1,878
Al_2O_3	14,92	14,44	14,26	15,11	14,68	14,37	14,42	14,9	14,88	14,67	14,6
Fe_2O_3	14,67	14,51	15,26	14,52	14,63	15,41	15,28	14,84	14,62	14,77	15,06
MnO	0,242	0,234	0,247	0,239	0,238	0,26	0,261	0,266	0,265	0,254	0,261
MgO	6,61	6,96	6,88	6,28	6,8	6,72	6,86	5,51	6,75	6,61	6,86
CaO	10,53	10,51	10,55	10,38	10,57	10,47	10,38	10,26	10,37	10,35	10,42
Na_2O	2,31	2,21	2,51	2,21	2,02	2,45	2,26	1,97	2,15	2,72	1,97
K_2O	0,55	0,49	0,51	0,62	0,56	0,55	0,54	0,62	0,66	0,56	0,60
P_2O_5	0,207	0,20	0,227	0,22	0,208	0,191	0,189	0,216	0,194	0,211	0,208
Ba	0,016	0,012	0,012	0,02	0,017	0,018	0,017	0,024	0,021	0,018	0,022
П.п.п.	−0,28	−0,22	−0,30	0,02	−0,22	−0,28	−0,08	0,60	0,86	0,50	0,72
Сумма	100,25	99,53	99,87	100,17	99,74	99,96	100,04	99,99	99,91	99,93	100,12
$K_ф$	68,94	67,58	68,93	69,81	68,27	69,63	69,02	72,92	68,41	69,08	68,70
Cu	210	225	221	217	213	217	229	233	189	233	233
Ni	110	102	102	92	92	94	97	97	110	126	118
Co	50	50	45	39	39	45	55	44	44	46	44
Pb	20	17	8	12	17	27	8	7	6	8	5
Zn	106	106	109	109	103	107	110	116	100	115	132
Cr	162	177	181	140	220	165	181	166	156	281	200
V	310	302	342	326	342	358	358	318	342	358	342
Ba	192	164	178	186	193	186	178	207	200	171	193
Sr	212	185	182	222	187	200	197	248	197	187	225
Pt	0,025	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,11	<0,01
Pd	0,029	0,01	0,015	0,01	0,013	0,012	0,017	0,012	0,011	0,016	0,011
Rh	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005
Au	0,005	0,0045	0,004	0,008	0,009	0,009	0,022	0,0065	0,006	0,0055	0,0033
Ag	0,16	0,2	0	0,18	0,18	0,5	0,12	0,13	0,79	0,27	0,41
Порода	О	О	О	О	О	О	ОС	ОС	ОС	ОС	ОС

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ПОРОД ОСНОВНЫХ ГОРИЗОНТОВ РАССЛОЕННЫХ ИНТРУЗИЙ ТАЛНАХСКОГО РУДНОГО УЗЛА

Таблица 49.

СОПОСТАВЛЕНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОРОД БАЗИТОВОЙ И ГИПЕРБАЗИТОВОЙ ЧАСТЕЙ РАССЛОЕННЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ТЕЛ

Оксид	ВТИ				НТИ			
	Пикрит		Базит		Пикрит		Базит	
	X(15)	δ	*X*(31)	δ	*X*(49)	δ	*X*(10)	δ
SiO_2	38,47	2,94	46,60	1,67	41,37	1,97	47,65	2,19
TiO_2	0,56	0,11	1,11	0,65	0,48	0,13	1,27	0,51
Al_2O_3	8,64	2,52	15,35	1,68	12,29	3,14	15,42	3,38
Fe_2O_3	4,58	2,70	3,42	1,46	3,78	1,42	3,04	1,06
FeO	11,76	3,42	7,29	2,16	8,11	2,05	8,31	2,61
MnO	0,21	0,03	0,18	0,06	0,20	0,08	0,21	0,10
MgO	20,21	6,02	8,47	2,54	18,11	4,06	7,28	1,98
CaO	5,37	1,22	10,80	1,96	8,83	2,82	8,27	4,03
Na_2O	0,84	0,36	2,19	0,72	0,82	0,33	2,24	0,88
K_2O	0,41	0,19	1,15	0,77	0,61	0,31	1,66	2,28
P_2O_5	0,08	0,03	0,19	0,28	0,06	0,03	0,15	0,08
П.п.п.	6,44	1,69	2,75	0,96	5,04	1,96	4,28	1,90
Сумма	97,57		99,5		99,70		99,78	

Примечание. *X* — среднее (в скобках количество анализов), δ — стандартное отклонение.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ ... 5

Глава 1. ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ТРАППОВОГО МАГМАТИЗМА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ... 9

1.1. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ... 9

1.2. СОСТОЯНИЕ ОСНОВНЫХ ПРОБЛЕМ МАГМАТИЧЕСКОЙ И РУДНОЙ ГЕОЛОГИИ ... 11

1.2.1. Исходные магмы ... 11
1.2.2. Камерная дифференциация базальтовых расплавов ... 12
1.2.3. Природа высокомагнезиальных траппов ... 15
1.2.4. Пегматоиды норильских интрузий ... 16
1.2.5. Происхождение сульфидных руд норильских месторождений ... 18

1.3. КРАТКИЙ ОБЗОР ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ В ОБЛАСТИ ПЕТРОГЕНЕЗИСА БАЗИТОВ ... 20

1.3.1. Экспериментальные данные по кристаллизационной дифференциации ... 20
1.3.2. Температура кристаллизации траппов ... 24
1.3.3. Экспериментальные данные по дифференциации в силикатных и рудных жидкостях ... 24

Глава 2. ЭФФУЗИВНЫЕ И ЭКСПЛОЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА ... 31

2.1. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЛАТОБАЗАЛЬТОВ ... 31

2.1.1. Тектономагматическая цикличность ... 35
2.1.2. Строение лавовых покровов ... 37

2.2. ИВАКИНСКАЯ СВИТА (P_2iv) ... 44

2.3. СЫВЕРМИНСКАЯ СВИТА (T_1sv) ... 45

2.4. ГУДЧИХИНСКАЯ СВИТА (T_1gd) ... 46

2.4.1. Талнахский дифференцированный покров пикритовых базальтов ... 47
2.4.2. Микчандинский дифференцированный покров базальтов ... 52

2.5. ХАКАНЧАНСКАЯ СВИТА (T_1hk) ... 59

2.6. ТУКЛОНСКАЯ СВИТА (T_1tk) ... 60

2.6.1. Дифференцированный покров оливинофировых базальтов горы Сундук ... 61

2.7. НАДЕЖДИНСКАЯ СВИТА (T_1nd) ... 63

2.8. МОРОНГОВСКАЯ СВИТА (T_1mr) ... 64

2.8.1. Анкарамиты Арылаха ... 64
2.8.2. Пикритовые базальты р. Аян ... 65
2.8.3. Трахибазальты юряхской толщи и магнетитовая лава района оз.Хантайское ... 65

2.9. МОКУЛАЕВСКАЯ СВИТА (T_1mk) ... 72

2.10. ХАРАЕЛАХСКАЯ СВИТА (T_1hr) ... 74

2.11. КУМГИНСКАЯ СВИТА (T_1km) ... 76

2.12. САМОЕДСКАЯ СВИТА (T_1sm) ... 76

2.13 ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И СОСТАВА ТУФОЛАВОВОЙ ТОЛЩИ НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА ... 79

Глава 3. ИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА ... 83

3.1. ЕРГАЛАХСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС ($\tau\beta P_2er$) ... 84

3.1.1. Расслоенная интрузия трахидолеритов, скв. Ф-221 ... 86

3.1.2. Породообразующие минералы ... 88
3.1.3. Геохимия и вопросы генезиса ... 91
3.2. ПЯСИНСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС ($\tau\alpha\beta P_2ps$) ... 95
3.3. ГУДЧИХИНСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС ($\omega\beta T_1gd$) ... 95
3.4. ОГОНЁРСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС (βT_1og) ... 96
3.4.1. Интрузия сопки Огонёр ... 97
3.4.2. Особенности петрологии ... 99
3.4.3. Генетические представления ... 100
3.5. ФОКИНСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС ($\omega\nu$-$\nu\beta$) T_1lk ... 100
3.5.1.Нижнефокинская интрузия ... 100
3.5.2. Интрузия ручья Магнитный ... 102
3.5.3. Интрузия ручья Ергалачный (Пикритовый) ... 104
3.5.4. Петрология и вопросы генезиса ... 105
3.6. НОРИЛЬСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС ($\omega\nu$-$\nu\beta$)T_1nr ... 106
3.6.1. Норильский тип интрузий ($\omega\nu$-$\nu\beta$)$T_{1\,nr}^{nr}$ ... 106
3.6.2. Нижнеталнахский тип интрузий ($\omega\nu$-$\nu\beta$)$T_{1\,nr}^{nt}$ ... 143
3.6.3. Интрузии круглогорского типа ($\pi\nu$–$\nu\beta$)$T_{1\,nr}^{kg}$ ... 151
3.6.4. Зубовский тип интрузий ($\omega\nu$–$\nu\delta$) $T_{1\,nr}^{zb}$ ... 158
3.7. МОРОНГОВСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС ($\omega\nu$–$\nu\beta$)$T_{1\text{-}2}mr$ ... 166
3.7.1. Интрузия горы Путаная ... 168
3.7.2. Интрузия горы Пегматитовая ... 171
3.7.3. Геохимия и вопросы генезиса ... 176
3.8. ДАЛДЫКАНСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС ($\nu\beta T_{1\text{-}2}dl$) ... 179
3.8.1. Далдыканская интрузия ... 179
3.8.2. Среднедудинская и Среднеергалахская интрузии ... 182
3.8.3. Интрузия горы Гудчиха ... 183
3.8.4. Геохимия и вопросы генезиса ... 183
3.8.5. Джалтульский интрузивный массив ... 185
3.9. АВАМСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС ($\tau\beta T_2av$) ... 199
3.9.1. Дайка долеритов-трахидолеритов ЛД/33-45 ... 200
3.10. БОЛГОХТОХСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС И ЛАМПРОФИРЫ НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА ... 206
3.10.1. Болгохтохский гранит-сиенитовый шток ... 206
3.10.2. Дайки лампрофиров Норильского района ... 211

Глава 4. МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ТРАППОВ ... 213

4.1. ГЛАВНЫЕ ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ ТРАППОВ – ПОКАЗАТЕЛИ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ РАСПЛАВА, ПЕТРОГЕНЕЗИСА И РУДООБРАЗОВАНИЯ ... 213
4.1.1. Оливин ... 213
4.1.2. Пироксены ... 223
4.1.3. Плагиоклаз ... 235
4.1.4. Минералы группы шпинели ... 238
4.1.5. Ильменит ... 246
4.1.6. Минералы группы слюд ... 248

4.2. ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ НЕКОТОРЫХ РУДОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ТРАППАХ В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ... 252
4.2.1. Хром ... 252
4.2.2. Платиновые металлы ... 258
4.2.3. Никель ... 268
4.2.4. Титан ... 274
4.2.5. Сера ... 276

Глава. 5. ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ БАЗАЛЬТОВОЙ МАГМЫ КАК ПРИЧИНА МНОГООБРАЗИЯ ТРАППОВ ... 283

5.1. ФРАКЦИОННАЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ БАЗИТОВЫХ РАСПЛАВОВ ... 283

5.2. ПРИРОДА ВЫСОКОМАГНЕЗИАЛЬНЫХ ТРАППОВ ... 285

5.3. ЯВЛЕНИЯ ЖИДКОСТНОЙ НЕСМЕСИМОСТИ В СТЕКЛАХ ИЗ ТРАППОВ ... 291

5.4. ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ТРАППОВОГО МАГМАТИЗМА ... 296
5.4.1. Пути миграции, источники и состав флюидов рудоносных интрузий ... 297
5.4.2.Флюидно-магматическая дифференциация в траппах ... 303

5.5. РУДООБРАЗОВАНИЕ В ТРАППАХ ... 306

5.6. РОЛЬ МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В РЕШЕНИИ ПРОБЛЕМ ПЕТРОГЕНЕЗИСА И РУДООБРАЗОВАНИЯ ... 311
5.6.1. Онтогения оливина в траппах ... 311
5.6.2. Особенности кристаллизации хромита в траппах ... 315

5.7. МОДЕЛЬ ФЛЮИДНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ РАСПЛАВА И РУДООБРАЗОВАНИЯ ... 319

ЗАКЛЮЧЕНИЕ ... 321

ЛИТЕРАТУРА ... 323

ПРИЛОЖЕНИЕ
ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД И МИНЕРАЛОВ ОПОРНЫХ РАЗРЕЗОВ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ ТРАППОВ НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА ... 343

CONTENTS

PREFACE 5

Chapter 1. THE BASIC PROBLEMS OF TRAPPEAN MAGMATISM OF THE SIBERIAN PLATFORM 9

1.1. GEOLOGICAL FEATURES OF NORTHWESTERN SIBERIAN PLATFORM 9

1.2. THE PRESENT STATE OF BASIC PROBLEMS IN MAGMATIC AND MINING GEOLOGY 11

1.2.1. Primary magmas 11
1.2.2. Chamber differentiation of basaltic melts 12
1.2.3 The origin of high-magnesian trapps 15
1.2.4 Pegmatoids from Norilsk intrusions 16
1.2.5 The origin of sulfide ores in Norilsk deposits 18

1.3 A BRIEF REVIEW OF EXPERIMENTAL INVESTIGATION IN THE FIELD OF BASITES PETROGENESIS 20

1.3.1 Experimental data on crystallization differentiation 20
1.3.2 Temperature of trapps crystallization 24
1.3.3 Experimental data on differentiation in silicate and ore fluids 24

Chapter 2. EFFUSIVE AND EXPLOSIVE COMPLEXES IN NORILSK REGION 31

2.1. GENERAL CHARACTERIZATION OF FLOOD BASALTS 31

2.1.1. Tectonomagmatic cyclic recurrence 35
2.1.2. Structure of lava sheets 37

2.2. IVAKIN FORMATION (P_2iv) 44

2.3. SYVERMA FORMATION (T_1sv) 45

2.4. GUDCHIKHA FORMATION (T_1gd) 46

2.4.1. The Talnakh differentiated sheet of picrite basalts 47
2.4.2. The Mikchanda differentiated sheet of basalts 52

2.5. KHAKANCHA FORMATION (T_1hk) 59

2.6. TUKLO FORMATION (T_1tk) 60

2.6.1. Differentiated sheet of olivinophyrite basalts in Sunduk mountain 61

2.7. NADEZHDA FORMATION (T_1nd) 63

2.8. MORONGO FORMATION (T_1mr) 64

2.8.1. Arylakh ankaramite basalts 64
2.8.2. Picrite basalts of the Ayan river 65
2.8.3. Trachybasalts of the Yuraykh strata and magnetite lava in the vicinity of Khantaiskoe lake 65

2.9. MOKULAI FORMATION (T_1mk) 72

2.10. KHARAELAKH FORMATION (T_1hr) 74

2.11. KUMGA FORMATION (T_1km) 76

2.12. SAMOEDSKAYA FORMATION (T_1sm) 76

2.13. THE PECULIARITIES OF STRUCTURE AND COMPOSITION OF TUFFLAVA STRATA IN NORILSK REGION 79

Chapter 3. INTRUSIVE COMPLEXES IN NORILSK REGION 83

3.1. ERGALAKH INTRUSIVE COMPLEX ($\tau\beta P_2er$) 84

3.1.1. Trachydolerite layered intrusion, well F-221 86

3.1.2. Rock-forming minerals 88
3.1.3. Geochemistry and the problems of genesis 91
3.2. PYASINO INTRUSSIVE COMPLEX ($\tau\alpha\beta P_2ps$) 95
3.3. GUDCHIKHA INTRUSIVE COMPLEX ($\omega\beta T_1gd$) 95
3.4. OGONER INTRUSIVE COMPLEX (βT_1og) 96
3.4.1. Intrusion of the Ogoner coniform hill 97
3.4.2. Features of petrology 99
3.4.3. Genetic notions 100
3.5. FOKINA INTRUSIVE COMPLEX ($\omega\nu$-$\nu\beta$) T_1fk 100
3.5.1. Lower-Fokina intrusion 100
3.5.2. Intrusion in the vicinity of the Magnitny creek 102
3.5.3. Intrusion in the vicinity of the Ergalach creek (Picrite) 104
3.5.4. Petrology and the problems of genesis 105
3.6. NORILSK INTRUSIVE COMPLEX ($\omega\nu$-$\nu\delta$)T_1nr 106
3.6.1. Norilsk type of intrusions ($\omega\nu$-$\nu\delta$)$T_{1\,nr}^{nr}$ 106
3.6.2. Lower-Talnakh type of intrusions ($\omega\nu$-$\nu\delta$)$T_{1\,nr}^{nt}$ 143
3.6.3. Kruglaya mountain type of intrusions ($\pi\nu$-$\nu\beta$)$T_{1\,nr}^{kg}$ 151
3.6.4. Zub type of intrusions ($\omega\nu$-$\nu\delta$) $T_{1\,nr}^{zb}$ 158
3.7. MORONGO INTRUSIVE COMPLEX ($\omega\nu$-$\nu\beta$)$T_{1\text{-}2}mr$ 166
3.7.1. Putanaya mountain intrusion 168
3.7.2. Pegmatite mountain intrusion 171
3.7.3. Geochemistry and problems of genesis 176
3.8. DALDYKAN INTRUSIVE COMPLEX ($\nu\beta T_{1\text{-}2}dl$) 179
3.8.1. Daldykan intrusion 179
3.8.2. Middle-Dudinka and Middle-Ergalakh intrusions 182
3.8.3. Gudchikha mountain intrusion 183
3.8.4. Geochemistry and problems of genesis 183
3.8.5. Dzhaltul intrusive massif 185
3.9. AVAM INTRUSIVE COMPLEX ($\tau\beta T_2av$) 199
3.9.1. Dolerite-trachydolerite dyke LD/33-45 200
3.10. BOLGOKHTOKH INTRUSIVE COMPLEX AND LAMPROPHYRES OF NORILSK REGION 206
3.10.1. Bolgokhtokh granite-syenite stock 206
3.10.2. Lamprophyre dykes in the Norilsk region 211

Chapter 4. MINERALOGY AND GEOCHEMISTRY OF TRAPS 213

4.1. BASIC ROCK-FORMING MINERALS IN TRAPS AS INDICATORS OF DIFFERENTIATION OF MELT, PETROGENESIS AND ORE FORMATION 213
4.1.1. Olivine 213
4.1.2. Pyroxenes 223
4.1.3. Plagioclase 235
4.1.4. Spinel group minerals 238
4.1.5. Ilmenite 246
4.1.6. Mica group minerals 248

4.2. PECULIARITIES OF DISTRIBUTION OF SOME ORE-FORMING ELEMENTS IN TRAPS IN RELATION TO THE PROBLEM OF DIFFERENTIATION 252
4.2.1. Chromium 253
4.2.2. Platinum metals 258
4.2.3. Nickel 268
4.2.4. Titanium 274
4.2.5. Sulphur 276

Chapter 5. DIFFERENTIATION OF BASALT MAGMA AS THE REASON OF TRAPS DIVERSITY 283

5.1. FRACTIONAL CRYSTALLIZATION OF BASIC ROCK MELTS 283

5.2. ORIGIN OF HIGH MAGNESIA TRAPPS 285

5.3. EVENTS OF LIQUID IMMISCIBILITY IN GLASS FROM TRAPPS 291

5.4. FLUIDAL REGIME OF TRAPPEAN MAGMATISM 296
5.4.1. The ways of migration, sources and composition of fluids in ore-bearing intrusions 297
5.4.2. Fluid-magmatic differentiation in trapps 303

5.5. ORE FORMATION IN TRAPPS 306

5.6. THE ROLE OF MINERALOGIC AND GEOCHEMICAL INVESTIGATIONS IN SOLUTION OF PETRO GENESIS AND ORE FORMATION PROBLEMS 311
5.6.1. Ontogeny of olivine in trapps 311
5.6.2. The peculiarities of crystallization of chromite in trapps 315

5.7. THE MODEL OF FLUID-MAGMATIC DIFFERENTIATION OF MELT AND ORE FORMATION 319

CONCLUSION 321

REFERENCES 323

APPENDIX
CHEMICAL COMPOSITION OF ROCKS AND MINERALS FROM REFERENCE SECTIONS OF DIFFERENTIATED TRAPPS IN NORILSK REGION 343

Виктор Владимирович РЯБОВ
Артем Яковлевич ШЕВКО
Марина Павловна ГОРА

МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА

Том 1
Петрология траппов

Издание второе, исправленное

Ответственные редакторы: *Олег Николаевич СИМОНОВ,*
Виктор Николаевич ШАРАПОВ

Утверждено к печати Институтом Геологии СО РАН

Редакторы: *Р.Н. Ильина, Н.А. Кайданик*
Технический редактор: *Т.Г. Чуева*

Оригинал-макет подготовлен в Изд-ве ООО "Нонпарель"
Лицензия ЛР № 064535
от 12 апреля 1996 г.

Сдано в набор 29.12.2000 г. Подписано в печать 3.01.2001 г. Формат 60 × 84 $^1/_8$. Печать офсетная.
Печ. л. 51. Усл. печ. л. 47,4. Уч. изд. л. 52,77. Заказ № 2/1/02. Тираж 200 экз.

Отпечатано в типографии
ООО "Типография Сибири"
Лицензия ПД № 12-0025 от 18 октября 2000 г.
630058, г. Новосибирск, ул. Русская, 43
тел. (383 2) 33-23-62, 34-40-44