

ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫЕ ФОРМАЦИИ

ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ
УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫЕ
ФОРМАЦИИ
БАЙКАЛО-
СТАНОВОЙ
ОБЛАСТИ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
ВЫПУСК 664

ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫЕ ФОРМАЦИИ БАЙКАЛО- СТАНОВОЙ ОБЛАСТИ

Ответственный редактор
д-р геол.-мин. наук В.А. К у т о л и н



НОВОСИБИРСК
ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1986

УДК 552.32

Протерозойские ультрабазит-базитовые формации Байкало-Становой области/Балыкин П.А., Поляков Г.В., Богнибов В.И., Петрова Т.Е. - Новосибирск: Наука, 1986.

В монографии приводятся данные по геологии, петрохимии и минералогии протерозойских контрастно дифференцированных ультрабазит-базитовых плутонов Байкало-Становой области. Обосновывается целесообразность объединения их в две формации: дунит-троктолит-габбровую и лецолит-пироксенит-габброноритовую. Детально обсуждаются особенности состава плутонов, их геологическая позиция и металлогеническая специализация. На основе материала по наиболее изученным массивам анализируется проблема формирования контрастно дифференцированных, в том числе расслоенных, ультрабазит-базитовых плутонов Байкало-Становой области.

Книга представляет интерес для специалистов в области магматической геологии и петрологии магматических пород.

Рецензенты В.В. Золотухин, Л.И. Шабалин

П $\frac{1904020000-801}{042(02)-86}$ 214-86-П

© Издательство "Наука", 1986 г.

ПРИНЯТЫЕ СОКРАЩЕНИЯ

Ам - амфибол

% Ан, Ан₇₂ - содержание анортита в
плагиоклазе, оцененное иммерсион-
ным методом

Ап - апатит

Би - биотит

Ил - ильменит

КПШ - калиевый полевой шпат

Лц - лейцит

Мт - магнетит, титаномагнетит

МП - клинопироксен

Ол - оливин

Пл - плагиоклаз

Пк - пироксены

РП - ортопироксен

Руд - непрозрачные рудные минералы:
магнетит, ильменит, шпинель, суль-
фиды

Шп - шпинель, хромшпинель

a, b, c, d, F, n, Q - петрохи-
мические показатели по А.Н. Зава-
рицкому

An, Ab, Or - нормативные содер-
жания анортита, альбита и ортокла-
за в плагиоклазе, рассчитанные по
данным его химического анализа

Alm - алмадин

Ap - апатит

Di - диопсид

En - энстатит

Fa - фаялит

Fl - флогопит, акмит

Fo - форстерит

Fs - ферросилит

Gr - Гроссуля

Jd - жадеит

Il - ильменит

Q - кварц

Pu - пироп

Wo - волластонит

^f Ам, МП, Ол, РП - железистость тем-
ноцветных минералов

$$f = \frac{\text{FeO} \cdot 100}{\text{FeO} + \text{MgO}} \text{ (мол. кол.)}$$

n - численность выборки

ПРЕДИСЛОВИЕ

Контрастно дифференцированные ультрабазит–базитовые интрузии относятся к чрезвычайно интересному в петрологическом отношении классу плутонических базитовых формаций сложного состава, которым сопутствуют разнообразные промышленно важные рудопоявления магматического генезиса. Они широко развиты в устойчивых областях в составе трапповой формации и в структурах древних платформ, где представлены хорошо известной формацией дифференцированных габбровых и норитовых интрузий /Кузнецов, 1964/. Не менее многочисленны и разнообразны такие интрузии и в складчатых поясах.

Исследованиями последних двух десятилетий в южном складчатом обрамлении Сибирской платформы, представляющем собой обширное полициклическое складчатое сооружение с областями докембрийской, каледонской и герцинской складчатостей, выявлено и исследовано большое количество различных по возрасту и формационному типу дифференцированных существенно габброидных интрузий. Среди них известны ультрабазит–базитовые плутонические комплексы докембрийского, каледонского и герцинского возрастов. В самостоятельную ассоциацию объединяются массивы, в которых наряду с преобладающими габброидами существенную роль играют ультрабазиты: дуниты, перидотиты и пироксениты. Ведущая базитовая группа пород характеризуется в этом типе массивов относительно высокой магнезиальностью, низкой общей щелочностью и в целом низкой титанистостью, обнаруживая с ультрабазитами близость химического состава минералов и согласованность их изменений, что указывает на генетическую общность всех пород в таких сложных ультрабазит–базитовых массивах, явившихся следствием дифференциации единого родоначального магматического расплава.

Весьма интересны в ряду интрузий, обладающих такими свойствами, протерозойские ультрабазит–базитовые массивы, приуроченные к выходам докембрийских структур южного складчатого обрамления Сибирской платформы. Они характеризуются относительно большими размерами и контрастной, широкого диапазона дифференцированностью с явлениями первично–магматической расслоенности и иногда многофазного строения. По своим масштабам, внутренней структуре, характеру и степени дифференцированности, составу и рудоносности эти плутоны наиболее близки к формации дифференцированных габбровых и норитовых интрузий древних платформ. К ним относятся, в частности, рассмотренные в настоящей монографии протерозойские ультрабазит–базитовые массивы Байкало–Становой области, интерес к которым усиливается еще и тем, что они располагаются в зоне БАМ и сопровождаются хромитовой и сульфидной медно–никелевой минерализацией.

Протерозойские ультрабазит–базитовые плутоны Байкало–Становой области изучались и описывались в разное время многими исследователями. Массивы, расположенные в складчатых структурах Прибайкалья и Забайкалья, изучались М.И. Грудининым /1965, 1976, 1979/, С.А. Гурулевым /1965, 1979/,

Э.Г. Конниковым /1976, 1978, 1982/, Ф.П. Лесновым /1972/, К.И. Свешниковым /1978, 1979/, Э.Л. Прудовским, М.И. Грудининым /1972/, А.А. Ярошевским, Д.А. Ионовым /1982/ и др. В Становой области дунит-троктолитовый тип докембрийских интрузий детально исследован С.А. Шекой /1969/. Однако до настоящего времени остаются неоднозначно решенными и во многом неясными вопросы формационной типизации и систематики этих плутонов, типоморфные черты их состава, строения, происхождения и рудоносности. Явно назрела необходимость обобщения известных и появившихся новых данных по интрузиям этого типа в рамках единой сводной работы. Этим целям и посвящена настоящая монография.

В работе использована методика изучения магматических ассоциаций путем детального анализа состава слагающих их квазиоднородных петрографических групп пород, которые обладают свойствами элементарных видовых единиц и выделяются по комплексу разнородных признаков: разрывы по фазам внедрения, дискретность состава пород и минералов, микроструктурные и другие характеристики /Кузнецов и др., 1976; Белоусов и др., 1982/. При сопоставлении массивов по составу применены регрессионный и многомерный кластерный анализы. Составы пород и минералов определялись в аналитических лабораториях Института геологии и геофизики СО АН СССР, в производственных геологических объединениях "Новосибирскгеология" и "Запсибгеология", в Нарофоминской лаборатории ВИМС.

Авторы с глубокой признательностью отмечают неоценимо важную поддержку и внимание, которые оказал исследованиям этого направления академик Ю.А. Кузнецов. На различных этапах работы имело место весьма полезное в творческом отношении сотрудничество авторского коллектива с коллегами из Геологического института Бурятского филиала АН СССР Э.Г. Конниковым и А.Н. Кузнецовым, Института геохимии СО АН СССР О.М. Глазуновым и А.С. Механошиным, Геологического института Дальневосточного научного центра Р.А. Октябрьским, Московского государственного университета А.В. Абрамовым, Ю.В. Мироновым, Н.Ф. Пчелинцевой, А.А. Ярошевским. Несомненную пользу принесли обсуждения отдельных положений работы с А.П. Кривенко, В.Н. Шаратовым, В.А. Кутוליным, В.В. Хлестовым, А.Ф. Белоусовым, И.М. Волоховым, В.Н. Довгалем, С.С. Зиминым, С.А. Шекой, М.И. Грудининым, С.А. Гурулевым, Ф.П. Лесновым, Ф.А. Летниковым, Е.В. Шарковым, А.Э. Изохом и другими специалистами в области петрологии и рудогенеза. Непосредственное участие в проведении части полевых исследований и в выполнении некоторых разделов работы приняли А.П. Кривенко и В.Е. Ковалевский, оказавшие особенно существенную помощь авторам книги. Большой труд в техническое оформление материалов вложен П.И. Шамцуринной, Н.Г. Грязновой, Г.А. Ямкиной.

Всем перечисленным товарищам авторы выражают искреннюю признательность.

ГЛАВА I

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О РАСПРОСТРАНЕННОСТИ, ГЕОЛОГИЧЕСКОМ ПОЛОЖЕНИИ И ОСОБЕННОСТЯХ СОСТАВА ПРОТЕРОЗОЙСКИХ УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫХ ПЛУТОНОВ БАЙКАЛО-СТАНОВОЙ ОБЛАСТИ

В геологической истории Байкало-Становой складчато-глыбовой области многократно, широко и разнообразно проявился плутонический базитовый магматизм, причем наиболее развит он был в докембрии и палеозое. Докембрийские ультрабазит-базитовые интрузии этого региона изучены достаточно хорошо, тем не менее остаются нерешенными и во многом неясными вопросы формационной их типизации и систематики, типоморфные черты состава и рудоносности, а также проблема их формирования.

В крупной обобщающей сводке Л.И. Салопа /1967/ по геологии Байкальской горной области докембрийские ультраосновные и основные интрузии этого региона были объединены в каларский габбро-анортозитовый (PR_1), муйский гипербазит-габбро-гранитный (PR_1) и довыренский габбро-перидотитовый (PR_3) комплексы. Дальнейшими специализированными петрологическими исследованиями схема магматизма региона была детализирована и уточнена. Каларские анортозиты отнесены в итоге этих исследований к формации автономных анортозитов архейского возраста /Красный, 1980/. В качестве раннепротерозойских сохранены дифференцированные существенно габброидные плутоны, которые выделены в чинейский комплекс габброидов повышенной щелочности и титанистости Кодаро-Удоканской зоны /Конников, 1979/.

Из состава муйского комплекса выделены ультраосновные интрузии формации альпинотипных гипербазитов (парамский и яршинский комплексы), а также ассоциация дифференцированных ультрабазит-базитовых плутонов Байкало-Муйского пояса, формационная принадлежность которой определяется по-разному. Э.Г. Конников /1982/ все плутоны этой ассоциации включил в состав нюрундуканского комплекса титаноносных габброидов, отличающихся по составу и рудной специализации от дифференциатов Довыренского массива, с которыми сопряжены рудопроявления хрома, меди и никеля.

Другими исследователями те же массивы подразделяются на комплексы различных формационных типов. М.И. Грудинин /1979/ выделил габбро-перидотитовую формацию никеленосных плутонов, аналогичных Довыренскому массиву, и титаноносную габбро-анортозитовую формацию. К первой он отнес массивы Довыренский, Кивельевский, Нюрундуканский, Чайский, Правомамский и др. в Северном Прибайкалье, Маринкинский – на востоке; во вторую формацию объединил титаноносные габброидные массивы витимконского типа, расположенные на востоке Байкало-Муйского пояса (Янгудский, Витимконский, Кедровский и Ирокиндинский). К.И. Свешников /1978, 1979/, кроме того, выделяет еще и собственно муйский комплекс габброидов, ассоциирующихся с диабазами, диоритами, гранодиоритами и плагиогранитами. Некоторые исследователи /Клитин и др., 1975; Добрецов, 1983; и др./ включают тела метаморфизованных габброидов (буддинплутоны) Байкало-Муйского складчатого пояса совместно с массивами гипербазитовой формации и метаморфизованными вулканитами в единую офиолитовую ассоциацию.

Сравнительное изучение протерозойских ультрабазит-базитовых плутонов Северного Прибайкалья и восточной части Байкало-Муйского пояса привело нас к выводу, что схема формационного расчленения, предлагаемая М.И. Грудининым и К.И. Свешниковым, в общем отвечает существующим в этих регионах формационным типам ультрабазит-базитовых плутонов, но нуждается в некоторой детализации и уточнении. По нашему мнению, и в том и в другом регионе имеются ультрабазит-базитовые интрузии, существенно различающиеся составом, особенностями внутреннего строения и рудной специализации. Одна группа плутонов, сопровождающаяся хромитовым и сульфидным медно-никелевым оруденением, сближается с Довыренским массивом, другая – резко от него отличается, обнаруживая все признаки титаноносных габброидных плутонов. Вместе с тем объединяемые с довыренским комплексом в габбро-перидотитовую формацию ультрабазит-базитовые массивы Чая-Нюрундуканской ветви в Северном Прибайкалье и аналогичные плутоны восточной части Байкало-Муйского пояса (Заоблачный и Исполинский) обладают особенностями породного и минерального парагенеза, а также внутреннего строения, позволяющими рассматривать их как разновидность (подтип) интрузий этого класса. Вполне очевидна необходимость детализации и расчленения группы титаноносных базитовых интрузий, которая названа габбро-анортозитовой формацией, на наш взгляд, неудачно. Все это следует из детального сравнительного анализа вещественного состава исследованных плутонов, который, по мнению авторов, должен быть положен в основу расчленения и систематикой магматических формаций. Основы этого метода изложены в ряде работ /Кузнецов, 1973; Кузнецов и др., 1976; Белоусов, 1967; Белоусов и др., 1982/ и использованы в изучении класса ультрабазит-базитовых формаций складчатых областей юга Сибири /Поляков, Кривенко, 1985/.

Опыт изучения базитовых и ультрабазит-базитовых формаций Алтае-Саянской и Байкальской складчатых областей свидетельствует о конструктивности такого подхода. На основе детального анализа петрографического, минерального и химического составов разнотипных базитовых и ультрабазит-базитовых ассоциаций этой территории авторам удалось разделить их на две обширные группы резко и кардинально различающихся плутонов.

Первую группу образуют контрастно дифференцированные ультрабазит-базитовые массивы, в которых наряду с преобладающими габброидами низкой щелочности и титанистости существенную роль играют ультраосновные породы: дуниты, перидотиты и в меньшей мере пироксениты. Ультраосновные породы слагают отдельные горизонты и блоки, ориентированные согласно внутренней их структуре линзовидные обособления и относительно маломощные прослои среди габброидов средних и верхних зон. В целом это меланобазитовый тип ассоциаций, основные и ультраосновные породы которых характеризуются высокой магнезиальностью, низкой общей щелочностью и весьма низкими содержаниями титана и фосфора. В большинстве массивов этого типа значимо обособляются четыре петрографические группы пород: ультрамафитовая, субультрамафитовая, мафитовая и анортозитовая*. С такими массивами сопряжена хромитовая и сульфидная медно-никелевая минерализация, имеются предпосылки обнаружения в них минерализации платиноидов.

Во вторую группу объединяются собственно и существенно габброидные

*Здесь и далее при выделении петрографических групп пород (породных групп) используются номенклатура, количественные оценки и границы, рекомендованные Ю.А. Кузнецовым и др. /1976/, А.Ф. Белоусовым и др. /1982/. В ультрамафитовую группу включаются дуниты и перидотиты, в субультрамафитовую – пироксениты, меланотроктолиты и примыкающие к ним меланогаббро, в мафитовую – габброиды, в анортозитовую – анортозиты и лейкогаббро с содержаниями Al_2O_3 не менее 24–26%.

массивы, в которых ультраосновные породы либо не обнаруживаются, либо присутствуют в очень небольших количествах в маломощных прослоях и линзах, причем преимущественно в виде высокотитанистых пироксенитов и реже перидотитов. В ассоциации с габброидами повышенной щелочности часто находятся сиениты. Это широко варьирующая по меланократовости, общей щелочности, типу щелочности и соответственно петрографическому составу группа массивов, в которых породы базитового и ультрабазитового ряда характеризуются относительно низкой магнезиальностью, повышенной щелочностью, высокими содержаниями титана и нередко фосфора. Они обычно сопровождаются рудопровлениями титаномагнетита, ильменита и иногда апатита.

Протерозойские ультрабазит-базитовые плутоны Байкало-Становой области относятся к первой группе интрузий. По особенностям состава слагающих эти массивы групп пород они подразделяются на два типа: дунит-троктолит-габбровый и лерцолит-пироксенит-габброноритовый. Причем дунит-троктолит-габбровый тип плутонов выделен на материале докембрийских ультрабазит-базитовых ассоциаций именно Байкало-Станового региона. Массивы этого типа известны в Северном Прибайкалье (Довыренский, Кивельевский) и в восточной части Байкало-Муйского пояса (Маринкинский массив). В Становой области этот тип представлен Лукиндинским, Лучанским и Ильдеусским массивами, детально охарактеризованными С.А. Щёкой /1969/. К лерцолит пироксенит-габброноритовому типу относятся, по-видимому, большая часть массивов Чая-Нюрундуканской ветви в Северном Прибайкалье и ряд массивов в восточной части Байкало-Муйского пояса. Геолого-петрографической характеристике плутонов этих двух групп и их сравнительному формационному анализу посвящены II и III главы книги.

Протерозойские ультрабазит-базитовые плутоны Байкало-Становой области приурочены к выходам протерозоя (байкалит и становид /по Л.И. Красному, 1980/). Они располагаются большей частью в относительно приподнятых блоках (геоантиклинальных структурах) либо в их пограничных частях, обнаруживая связь с глубинными разломами. Отдельные массивы известны в пределах каледонского Селенгино-Каларского пояса, где они также приурочены к локальным выходам докембрийского комплекса основания (рис. 1).

Формы массивов в первичном их залегании были, по-видимому, преимущественно лополитовидными. Им свойственны отчетливо выраженные явления первично-магматической расслоенности. В современном состоянии это фрагментарно представленные, обычно разбитые разломами на многочисленные блоки интрузивы с нарушенным первичным залеганием и усложненным дифференцированными подвижками внутренним строением. Нередко такие массивы находятся в виде "подвешенных" бескорневых тел в кровле более поздних, прорывающих и дезинтегрирующих их гранитоидных плутонов. Все это в значительной степени затрудняет реконструкцию первоначальных форм массивов, их внутренней структуры, состава и строения разрезов расслоенных серий пород во всем их объеме.

По характеру взаимоотношений пород массивы разделяются на две группы: 1) одноактные расслоенные интрузивы без признаков рвущих взаимоотношений между слагающими их породами; 2) многофазные дифференцированные интрузивы, сложенные двумя последовательно сформированными интрузивными сериями пород и широкой гаммой реакционных и жильных образований. Первый тип интрузий образуют дунит-троктолит-габбровые массивы, второй - лерцолит-пироксенит-габброноритовые.

Относительно возраста протерозойских ультрабазит-базитовых плутонов Байкало-Становой области полной однозначности до сих пор не достигнуто. Сравнительно более молодыми (вероятно, верхнерифейскими) считаются дунит-троктолит-габбровые массивы (Довыренский, Лукиндинский, Маринкинский и др.)

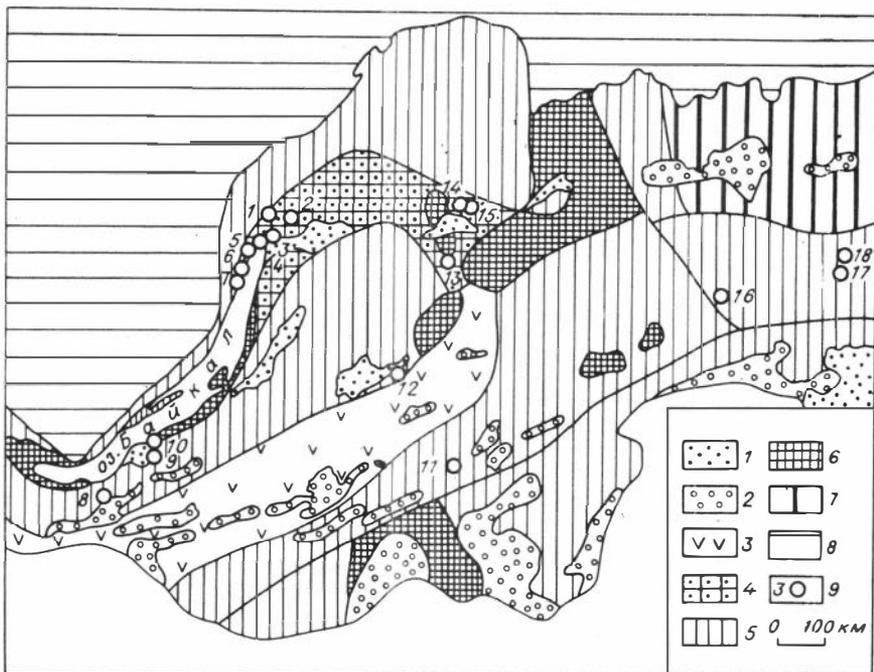


Рис. 1. Схема размещения протерозойских ультрабазит-базитовых массивов в структурах Байкало-Становой области. Тектоническая схема составлена с использованием материалов К.А. Клитина и др. /1970/, Е.Н. Алтухова и др. /1973/, В.Г. Беличенко /1977/, Л.И. Красного /1980/ и др.

1-7 - структурно-формационные комплексы: 1 - мезозойско-кайнозойские терригенно-осадочные и вулканогенные межгорных прогибов, 2 - позднепалеозойско-мезозойские вулканогенно-осадочные межгорных прогибов, 3 - каледонский складчатый, 4 - протерозойский эвгеосинклинальный Байкало-Витимской складчатой системы, 5 - архейско-протерозойский складчатый (байкалиды, становиды), 6 - архейско-нижнепротерозойские выступы в структурах байкалид и становид, 7 - архейский Алданского шита; 8 - чехол Сибирской платформы; 9 - протерозойские ультрабазит-базитовые массивы (1 - Довыренский, 2 - Чайский, 3 - Гасан-Дякитский, 4 - Нюрундуканский, 5 - Курлинский, 6 - Тонкий Мыс, 7 - Кивельевский, 8 - Шильдырхейский, 9 - Острая Сопка, 10 - Рассошинский, 11 - Жарчинский, 12 - Монгойский, 13 - Маринкинский, 14 - Исполинский, 15 - Заоблачный, 16 - Лукиндинский, 17 - Ильдеусский, 18 - Лучанский).

Об этом свидетельствуют прорывание породами Довыренского плутона отложений ондокской свиты (PR_3) и возможная их связь с эффузивами следующей выше по разрезу сыннырской свиты. Верхняя граница определяется тем, что этот массив перекрывается венд-нижнекембрийскими конгломератами холоднинской свиты. Лерцолит-пироксенит-габброноритовые массивы Чая-Нюрундуканской ветви (Чайский, Нюрундуканский и др.) относятся обычно к раннепротерозойским образованиям. Э.Г. Конников /1982/, учитывая более молодой их возраст относительно гранитоидов муйского комплекса, с одной стороны, и многочисленные факты прорыва этих массивов гнейсовидными гранитами и слюдяными

пегматитами мамско-оронского комплекса – с другой, считает, что они формировались в конце орогенного этапа рифейского тектономагматического цикла (R_2).

Ниже следует поареальная характеристика исследованных нами массивов, позволяющая более объективно и строго определить типоморфные черты состава и особенности генезиса плутонов различных групп.

ГЛАВА II

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАССИВОВ

Описание протерозойских ультрабазит-базитовых плутонов Байкало-Становой области основано преимущественно на материалах, полученных нами при исследовании 12 интрузивов, расположенных в различных структурно-формационных зонах этого обширного региона. Кроме того, приводится краткая характеристика ряда массивов по литературным данным. Последовательность описания плутонов определялась их структурной позицией в Байкало-Становой области. Вначале охарактеризованы массивы, развитые в пределах протерозойских структур Байкало-Витимской складчатой системы, затем интрузивы, расположенные восточнее, среди архейско-протерозойских образований Становой глыбово-складчатой системы, и в заключении рассматриваются плутоны, вскрывающиеся в пределах докембрийских блоков (выступов) среди каледонских структур Южного и Юго-Западного Забайкалья.

Оригинальный аналитический материал по химическому составу пород и слагающих их минералов помещен в соответствующих таблицах в Приложении. Многочисленные количественные минеральные подсчеты содержаний минералов в шлифах не приводятся вследствие ограниченного объема работы. Результаты аналитической обработки исходных данных отражены в таблицах и графиках, сопровождающих текст этой и последующих глав.

УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫЕ ИНТРУЗИИ БАЙКАЛО-ВИТИМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

В складчатых структурах Северного Забайкалья выделяются четыре структурных комплекса: архейский, нижнепротерозойский (карельский), рифейский (байкальский), каледонский. Положение этих комплексов свидетельствует о последовательной смене древних подвижных зон более молодыми в направлении от края Сибирской платформы на юг (Конников, 1982; и др./ Л.И. Салоп /1967/ рассматриваемую территорию делит на внутренний и внешний складчатые пояса. Внешний пояс, примыкающий к Сибирской платформе, характеризуется миогеосинклинальным типом разреза. Внутренний, отделенный от внешнего крупным линейментом дугообразной формы, имеет типичный экгеосинклинальный разрез с отчетливо выраженным мафитовым составом магматических комплексов – Байкало-Витимская складчатая система по Л.И. Красному /1980/.

Ареал распространения протерозойских ультрабазит-базитовых массивов в Северном Прибайкалье и Забайкалье определяется границами Байкало-Витимской складчатой системы (см. рис. 1). Вместе с ними здесь широко развиты гипербазитовые тела, высокотитанистые существенно габброидные плутоны и сложная крайне неоднородная по составу габбродиабаз-диорит-гранодиорит-плагиогра-

нитная ассоциация. Все эти массивы образуют обращенный на север дугообразный Байкало-Муйский пояс гипербазит-базитовых интрузий /Леснов, 1972; Конников, 1982/ с максимальной их концентрацией на флангах: в Северном Прибайкалье и Муйско-Витимской структурно-формационной зоне.

УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫЕ МАССИВЫ ПРОТЕРОЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ СТРУКТУР СЕВЕРНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ

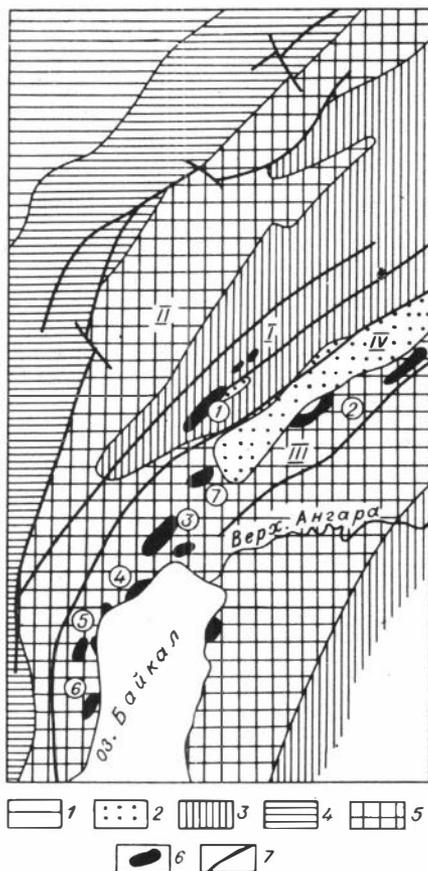
Вдоль западного и восточного побережья оз. Байкал в его северной части и далее к северо-востоку протягивается полоса многочисленных ультрабазит-базитовых массивов. Большая часть их размещается среди раннепротерозойских толщ, выполняющих Кичера-Мамский антиклинорий, реже они приурочены к позднепротерозойским отложениям Тья-Чуйского синклинория (рис. 2). Самый южный в этой цепи интрузив - Кивельевский массив, далее к северу следуют массивы о. Богучан, Тонкий Мыс, Слодинский, Онокачанский Мыс, Курлинский, Нюрундуканский, Холоднинский, Гасан-Дякитский, Довыренский, Чайский, Левомамский и Правомамский.

Принято считать, что главной магмоподводящей структурой для этих интрузий являлся Байкало-Муйский глубинный разлом /Леснов, 1972/. Некоторые исследователи описывают эту структуру как Байкало-Муйский офиолитовый пояс /Добрецов, 1983/. Лучше других из перечисленных плутонов сохранился Довыренский массив. В нем представлен полный разрез расслоенного массива дунит-троктолит-габбрового состава от дунитов и перидотитов до троктолитов, габброноритов, норитов и анортозитов. Другие массивы подвержены бластомилонитизации и представлены фрагментарно. В ряде плутонов на Онокачанском Мысе, в Бироканском, Холоднинском и других сохранились лишь отдельные буддины и блоки ультрабазитов и базитов.

Рис. 2. Схема размещения ультрабазит-базитовых массивов в структурах Северного Прибайкалья (составлена с использованием материалов Ф.П. Леснова /1972/).

1 - чехол Сибирской платформы; 2-5 - структурные комплексы Байкало-Витимской складчатой системы: 2 - раннекембрийские, 3 - верхне-, 4 - средне- и 5 - нижнепротерозойские; 6 - изученные ультрабазит-базитовые массивы (1 - Довыренский, 2 - Чайский, 3 - Нюрундуканский, 4 - Курлинский, 5 - Тонкий Мыс, 6 - Кивельевский, 7 - Гасан-Дякитский); 7 - глубинные разломы.

Римскими цифрами обозначены: I - Тья-Чуйский синклинорий, II - Чуйский, III - Кичера-Мамский антиклинорий, IV - Холоднинская синклиналь.



Довыренский массив

По Довыренскому массиву накоплен большой разнообразный материал. Его изучением занимались многие исследователи /Гурулев, 1965, 1979; Грудинин, 1965, 1979; Конников, 1976, 1978; Гурулев, Курилова, 1979; Ярошевский и др., 1982, 1983; Ионов и др., 1984; и др./.

В ряде работ /Ярошевский и др., 1982, 1983; Ионов и др., 1984; Ионов, 1984/ предложены модели образования этого массива, основанные на специализированных детальных петрологических исследованиях.

Массив размещается в области сочленения Тья-Чуйского (Олокитского) синклиория и Кичеро-Мамского антиклиория Байкало-Витимской складчатой системы (см. рис. 2). Он представляет собой вытянутое пластинообразное расслоенное тело длиной около 26 км, при мощности 3-3,5 км, площадь его оценивается примерно в 60 км². Плутон прорывает осадочно-вулканогенные верхнепротерозойские толщи олокитской и ондоксской свит (сланцы, карбонатные породы, песчаники, кварциты). В северо-восточной его части, по данным В.А. Чабаненко, производившего геологическую съемку района, он перекрывается раннекембрийскими отложениями холоднинской свиты с конгломератами и гравелитами в основании и раннепалеозойской фауной в карбонатных породах верхов разреза (рис. 3). На основании этого возраст Довыренского массива датируется верхним протерозоем, что подтверждается цифрами абсолютного возраста 730-780 млн. лет /Гурулев, 1965/.

Массив отчетливо стратифицирован (рис. 4). Причем тонкая расслоенность в нем редка, обычны слои мощностью в первые метры и десятки метров, с четкими параллельными контактами, которые хорошо прослеживаются по простиранию. Падения слоев крутые (70-80°) на юго-восток. Интрузив находится во вторичном крутом залегании /Борголов, 1976/. Считается, что первоначально он имел форму полого залегающего силла либо лакколита, максимальная мощность которого приходится на центральную, прогнутую, его часть и составляет около 3,5 км.

С учетом реконструкции первоначальных форм массива можно предполагать, что в его основании находится горизонт преимущественно ультраосновных пород: дунитов, перидотитов и плагиоклазсодержащих их разновидностей, среди которых отмечаются редкие тонкие прослои меланотроктолитов и оливиновых габбро. Мощность этой зоны около 1 км (см. рис. 3). Далее следует наиболее мощная средняя часть разреза (1,2-1,3 км), сложенная слоистой серией пород, преимущественно базитового ряда /Гурулев, 1965/. Здесь преобладают троктолиты и оливиновые габбро разной меланократовости с относительно маломощными и редкими слоями ультрабазитов. Венчается разрез горизонтом мощностью около 400 м, состоящим преимущественно из габбро и оливиновых габброноритов. Верхняя эндоконтактовая зона сложена сосюритовыми субофитовыми габброноритами, содержащими небольшие количества кварца и калишпата в гранофировых сростаниях. Таким образом, от подошвы к кровле массива в общем возрастает лейкократовость и снижается основность пород. В его строении, как и в других расслоенных плутонах, различаются мега- и микроритмы, в которых чередуются породы разной меланократовости и основности.

Соотношение ультрабазитов и базитов в нижней части разреза составляет 1:2, а для массива в целом, по данным М.И. Грудинина /1979/, 1:5. В ультрабазитовом горизонте преобладают дуниты и плагиодуниты, на долю которых приходится примерно 75% от всего объема ультраосновных пород этой части разреза, 25% составляют перидотиты и плагиоперидотиты, которые представлены преимущественно лерцолитами и верлитами, гарцбургиты крайне редки.

Дуниты и плагиодуниты слагают два относительно мощных горизонта в основании массива и ряд более тонких прослоев в пределах расслоенной серии

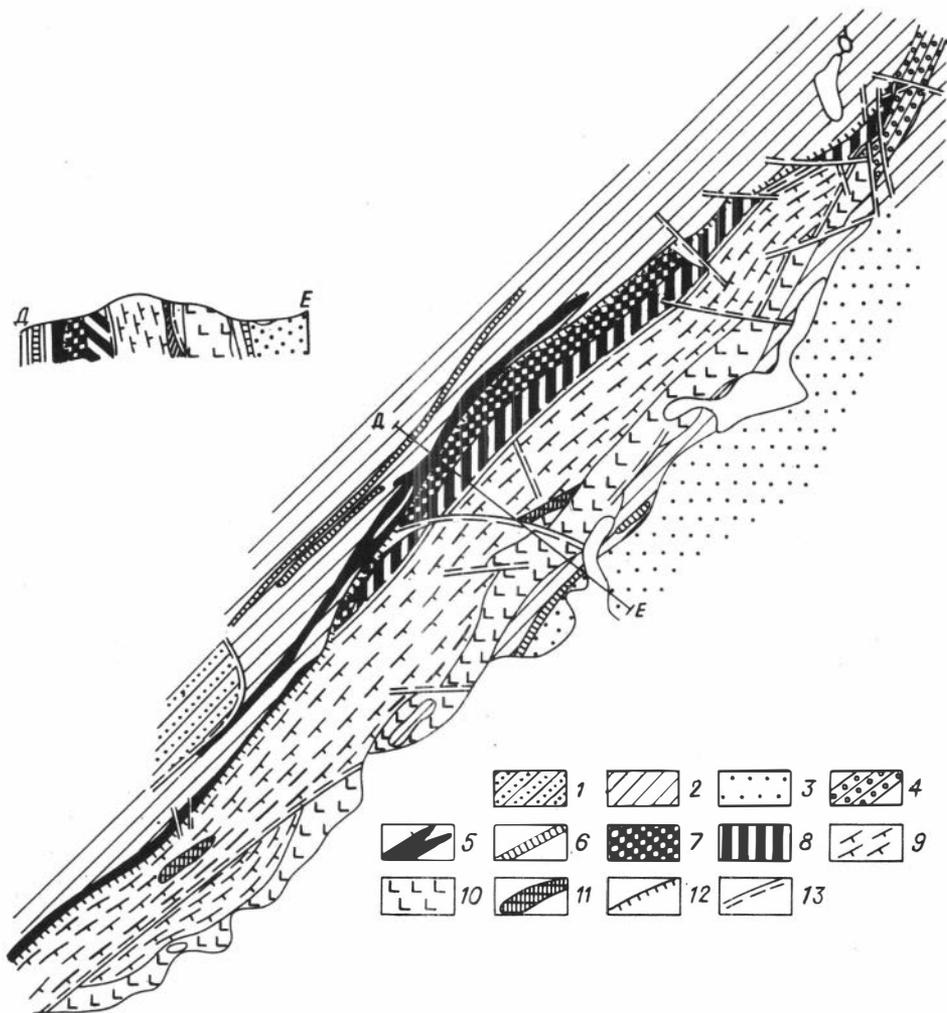


Рис. 3. Схема геологического строения Довыренского массива (составлена на основе схематической карты С.А. Гурулева / 1965/).

1-3 - осадочные и вулканогенные комплексы позднего протерозоя: 1 - кварциты, известняки и глинистые сланцы (олокитская свита), 2 - сланцы, песчаники, карбонатные породы (ондокская свита), 3 - вулканиты сыннырского комплекса; 4 - раннекембрийские терригенно-осадочные толщи (песчаники, гравелиты, конгломераты, карбонатные породы - холоднинская свита); 5, 6 - силлы габброперидотитов (5) и габбро (6); 7-11 - породы Довыренского массива: 7 - дуниты и плагиодуниты, 8 - перидотиты и плагиоперидотиты, меланотроктолиты, 9 - нижняя расслоенная серия (троктолиты, оливиновые габбро и габбронориты с прослоями ультраосновных пород), 10 - верхняя расслоенная серия (оливиновые габбронориты, габбро, соссюритовые габбро, гранофиры), 11 - серпентиниты; 12 - надвиги; 13 - другие тектонические нарушения.

(см. рис. 4). Они сложены на 89-96% идиоморфным (кумулясным) оливинном. Практически всегда присутствуют в небольших количествах плагиоклаз, клино- и ортопироксены, рудные минералы (хромшпинелиды и сульфиды). Средний мине-

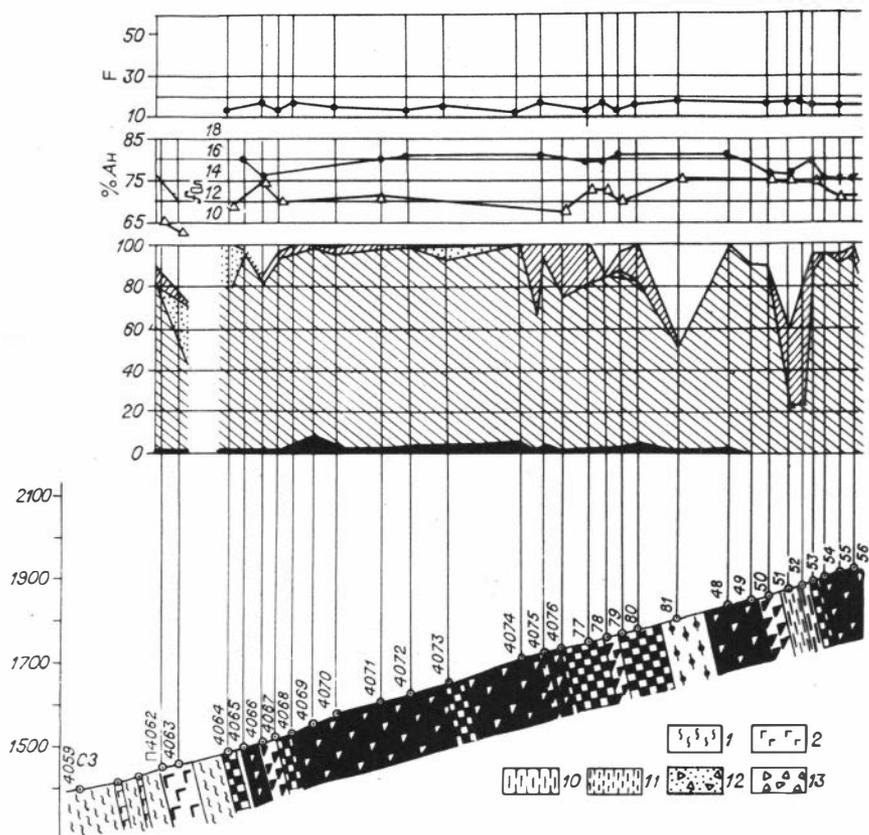
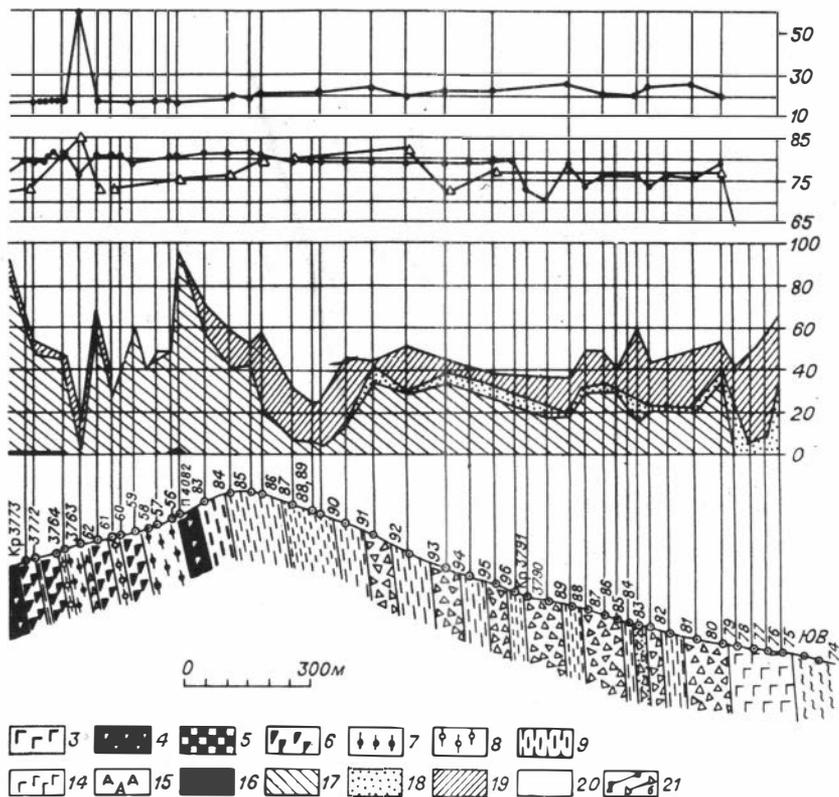


Рис. 4. Характер изменчивости состава пород и породообразующих минералов в разрезе Довыренского массива (по линии ДЕ, см. рис. 3).

1 - сланцы, ороговикованные сланцы ондокской свиты; 2 - дайки диабазов, габбродиабазов; 3 - силлы габброперидотитов; 4 - дуниты, плагиодуниты; 5 - перидотиты, плагиоперидотиты; 6 - меланотроктолиты; 7 - троктолиты; 8 - лейкотроктолиты; 9-11 - оливиновые габбро (9 - мелано-, 10 - мезо-, 11 - лейкократовые); 12, 13 - оливиновые габбронориты (12 - мелано-, 13 - лейко- и мезократовые); 14 - габброиды верхней эндоконтактовой зоны; 15 - анортозиты; 16-20 - породообразующие минералы: 16 - хромшпинелиды, сульфиды, ильменит, 17 - оливин, 18 - ортопироксен, 19 - клинопироксен, 20 - плагиоклаз; 21 - составы плагиоклазов (а) и оливинов (б).

ральный состав этих пород приведен в табл. 1. Дуниты характеризуются хорошей сохранностью минералов; серпентинизированные разновидности в массиве встречаются редко. Плагиоклаз в дунитах содержит от 76 до 82% Ан (в среднем An_{78} , см. табл. 1). Он почти всегда является интеркумулясным минералом. Оливин представлен хризолитом, имеющим очень часто округлые включения хромшпинелидов.

Перидотиты и плагиоперидотиты содержат большее количество клино- и ортопироксенов (см. табл. 1), которые образуют интеркумулясные минералы: крупные ойкокристаллы с округлыми включениями (хадакристаллами) оливина и хромшпинели, а также лейсты плагиоклаза. Хромшпинелиды, по данным А.А. Яро-



шевского и др. /1982/, относятся к категории низкоглиноземистых ($Al_2O_3 = 8,3-14,4\%$) и высокохромистых ($Cr_2O_3 = 40,8-45,9\%$) шпинелей. Плаггио-периодиты, входящие в состав нижнего ультрабазитового горизонта и наблюдающиеся в виде многочисленных маломощных прослоев в слоистой серии средней части массива, мало отличаются друг от друга.

Пироксениты встречаются крайне редко. М.И. Грудинин /1965/ указывает на присутствие диаллитов в северо-западной части Довыренского массива. По его данным, мощность зоны диаллитов колеблется в широких пределах, достигая 100 м. Они иногда постепенно переходят по мере увеличения содержания в них оливина в периодиты. Взаимоотношения их с габброидами не выяснены.

Троктолиты — одна из самых распространенных разновидностей пород в Довыренском массиве. Они состоят главным образом из оливина и плаггиоклаза (см. табл. 1), варьируя в зависимости от количественных соотношений этих минералов от мелано- до лейкотроктолитов. Оливин в троктолитах обладает свойствами кумулюсного минерала. Он представлен хризолитом, несколько более железистым, чем в ультрабазитах ($f_{Oл} = 13-20\%$), что согласуется с более высокой железистостью самих троктолитов и оливиновых габбро. Плаггиоклаз характеризуется высокой основностью (An_{81}). По степени идиоморфизма он не уступает оливину.

Оливиновые габбро появляются в небольших количествах в нижней части массива, вверх по разрезу их роль существенно возрастает. В этом же направлении несколько увеличивается общая лейкократовость оливиновых габбро. Безоливиновые разновидности габбро для Довыренского массива не характерны, они

Таблица 1

Средний количественный минеральный состав пород Довыренского массива, об. %

Минерал	Плагиодуниты		Плагиоперидотиты		Троктолиты		Оливиновые габбро		Оливиновые габбронориты	
	\bar{x}_9	s	\bar{x}_{12}	s	\bar{x}_9	s	\bar{x}_{13}	s	\bar{x}_9	s
Пл	6,89	6,41	5,08	6,61	44,26	8,50	50,47	13,88	53,26	7,27
Ол	89,13	5,95	81,37	8,03	53,93	7,79	28,72	12,77	27,40	8,76
МП	0,97	1,04	6,42	5,80	0,95	0,57	20,53	14,71	14,07	11,49
РП	0,52	1,21	3,75	5,13	0,18	0,53	0,08	0,19	4,94	3,63
Ам	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Руд	2,44	2,19	2,99	1,61	0,69	0,53	0,14	0,25	0,21	0,34
% Ан	78,0	Не расщ.	78,60	Не расщ.	81,20	Не расщ.	80,13	Не расщ.	77,37	Не расщ.

наблюдаются чрезвычайно редко в верхней части слоистой серии.

Главные породообразующие минералы оливиновых габбро – плагиоклаз, оливин, клинопироксен; почти всегда в небольших количествах присутствует ортопироксен, при увеличении содержания которого порода переходит в оливиновые габбронориты. Средний минеральный состав оливиновых габбро приведен в табл. 1, из которой видно, что в общем среди темноцветных минералов преобладает оливин хризолитового состава ($f_{\text{Ол}} = 15-20\%$). Плагиоклаз представлен битовнитом (An_{80}).

Оливиновые габбронориты по составу и структуре близки к оливиновым габбро, отличаясь лишь несколько большими количествами ортопироксена. Они играют очень небольшую роль в нижней части слоистой серии и преобладают в верхах разреза (см. рис. 4). Состав породообразующих минералов в них близок к составу минералов оливиновых габбро.

Верхнюю эндоконтактовую зону массива слагают соскюритизированные разновидности габброноритов, в которых исчезает оливин и появляются в незначительных количествах кварц и калишпат в гранофировых сростаниях. В них обращают на себя внимание удлиненные формы зерен плагиоклаза и клинопироксена, а также появление игольчатых кристаллов апатита.

Анортозиты присутствуют в редких маломощных прослоях в составе слоистой серии, а также в виде линзовидных, шпиро- и гнездообразных обособлений среди меланократовых пород массива. В Довыренском массиве широко распространены оливиновые лейкогаббро, содержащие 10–15% оливина и клинопироксена и приближающиеся по составу к пироксен- и оливинсодержащим анортозитам. Плагиоклаз в анортозитовых прослоях характеризуется несколько меньшей основностью (An_{77-80}), чем в секущих жильных анортозитах (An_{80-85} /Ионов и др., 1984/). Химические анализы анортозитов из прослоев свидетельствуют о высокой их глиноземности (до 33% Al_2O_3) и кальциевости (до 17% CaO) и соответственно весьма низкой магнезиальности (0,2–0,5% MgO).

В экзоконтактной приподошвенной зоне Довыренского массива широко развиты силлы и дайки, сложенные диабазами, оливиновыми габбро- и пикрит-диабазами, габбро- и плагиоперидотитами. В пределах самого плутона развиты только дайки диабазов и пегматоидных габбро.

Надежно увязываются с Довыренским массивом расположенные вблизи его подошвы силлы габбро-плагиоперидотитового состава, являющиеся, судя по всему, апофизами главного интрузива. Что же касается находящихся в удалении малых интрузий диабазов, габбро- и пикрит-диабазов, то связь их с Довыренским массивом не столь очевидна. Диабазы в этих телах обычно катаклазированы, сильно изменены, плагиоклаз целиком сосюритизирован, пироксен амфиболлизирован. Лучше сохранились породы в плагиоперидотит-габбровых силлах. От соответствующих пород массива они отличаются лишь наличием небольшого количества биотита. Силлы обладают сложным слабо расслоенным строением. В них переслаиваются плагиоперидотиты с офитовыми габбро разной меланократовости.

Довыренский массив известен своей сульфидной медно-никелевой минерализацией. Однако наряду с сульфидами встречаются хромшпинелиды, магнетит, ильменит. Характеристика рудной минерализации плутона приведена в IV главе, посвященной вопросам рудоносности исследованных ультрабазит-базитовых плутонов.

Имеющиеся многочисленные определения состава главных породообразующих минералов позволяют оценить их изменчивость в разрезе массива. Для плагиоклаза устанавливается в целом высокая основность: содержания анортита в них составляют 74–84%, за пределы этих значений выходят лишь единичные определения (см. рис. 4, табл. 2). Состав плагиоклазов изменяется не плавно от подошвы к кровле массива, а циклично, отражая ритмичную скрытую расслоенность в плутоне. В дунитах и перидотитах в среднем основность плагиоклаза ниже, чем в троктолитах и оливиновых габбро, что объясняется различным временем кристаллизации плагиоклаза в этих породах: в дунитах, перидотитах и меланотроктолитах он кристаллизовался позже оливина, тогда как в троктолитах, оливиновых габбро и анортозитах плагиоклаз — отчетливо кумулюсный минерал.

Оливин практически во всех породах отвечает по составу хризолиту, железистость его меняется от 12 до 21%, редко опускается до 8%. Железистость оливина растет снизу вверх по разрезу: в дунитах нижней зоны массива она составляет 12–14%, в троктолитах и оливиновых габбро слоистой серии возрастает до 15–20%, а в оливиновых габброноритах верхов разреза достигает 19–21% (табл. 3). В этом же направлении падает содержание Ni в оливине, марганец же положительно коррелируется с железом. По содержаниям никеля оливины Довыренского массива попадают в поле составов магматических оливинов базитовых ассоциаций. Они резко тем самым отличаются от оливинов из альпинотипных гипербазитов Тувы и вторичных оливинов из гипербазитов МНР /Агафонов и др., 1978; Леснов и др., 1979; Велинский и др., 1980/.

Вариации составов клинопироксенов незначительны (табл. 4) и выражаются в некотором повышении железистости, титанистости и содержания Mn при переходе от ультрамафитов к оливиновым габбро и габброноритам. В этом же направлении снижается хромистость клинопироксенов. Содержание SiO_2 , Al_2O_3 и CaO практически мало меняется (рис. 5). Обращают на себя внимание различные тренды изменения составов клинопироксенов в рядах дунит → троктолит → оливиновое габбро и оливиновые габбронориты → габбронориты (см. рис. 5).

В меньшей степени меняется состав ортопироксена, который представлен в основном бронзитом и только в самых верхах разреза в габброноритах — ги-

Таблица 2

Средний химический состав плагиоклазов, мас. %

Окисел	Дуниты, перидотиты, меланотроктолиты		Троктолиты, оливиновые габбро		Габбро, габбронориты	
	\bar{x}_{13}	s	\bar{x}_{29}	s	\bar{x}_{14}	s
SiO ₂	46,70	5,14	47,38	1,44	48,73	2,32
Al ₂ O ₃	33,38	1,73	33,81	0,94	32,01	1,14
ΣFeO	0,27	0,04	0,34	0,14	0,42	0,07
CaO	15,88	1,20	16,61	0,60	15,39	1,25
Na ₂ O	1,90	0,36	1,80	0,33	2,54	0,51
K ₂ O	0,17	0,07	0,13	0,03	0,37	0,24
An	78,90	6,14	82,92	3,05	75,15	5,69
Ab	20,12	3,86	16,28	2,99	22,58	4,68
Or	0,98	0,38	0,80	0,21	2,27	1,50

Примечание. Здесь и в табл. 3-6 средние величины рассчитаны по данным Д.А. Ионова и др. /1984/.

Таблица 3

Средний химический состав оливинов, мас. %

Окисел	Ультрамафиты		Троктолиты, оливиновые габбро		Оливиновые габбронориты	
	\bar{x}_{17}	s	\bar{x}_{24}	s	\bar{x}_3	s
SiO ₂	39,29	1,51	38,69	1,61	40,00	Не расщ.
ΣFeO	13,71	1,01	17,06	1,77	19,04	0,86
NiO	0,16	0,02	0,10	0,02	0,07	0,01
MnO	0,17	0,00	0,20	0,02	0,21	0,01
f _{Ол}	14,27	1,12	18,07	1,94	20,33	1,02

перстеном. Он характеризуется относительно высокой глиноземистостью (1,43-2,98%) и низкими содержаниями титана (0,093-0,183%) и хрома (0,024-0,192%). Никель содержится в столь же небольших количествах, что и в клинопироксенах (0,006-0,037%). Средний состав ортопироксенов из габброноритов приведен в табл. 5.

Хромшпинелиды в ультрамафитах и троктолитах отвечают высокохромистым, низкоглиноземистым разновидностям с относительно высокими содержаниями титана (0,67-2,01%). Средний состав хромшпинелидов приведен в табл. 6.

Петрохимическая характеристика Довыренского массива базируется на 123 полных силикатных анализах (табл. 7). Наиболее детально исследован

Таблица 4

Средний химический состав клинопироксенов, мас. %

Окисел	Дуниты, перидотиты, меланотроктолиты		Троктолиты, оливиновые габбро		Габбро, габбронориты, нориты		Троктолиты, габбро, габбронориты /Конников, 1982/	
	\bar{x}_5	s	\bar{x}_{16}	s	\bar{x}_{13}	s	\bar{x}_{13}	s
SiO ₂	50,90	1,15	52,50	0,72	51,81	1,34	50,06	1,48
TiO ₂	0,16	0,02	0,15	0,02	0,17	0,05	0,30	0,16
Al ₂ O ₃	2,18	0,12	2,63	0,37	1,95	0,98	4,02	1,26
Fe ₂ O ₃	Не определялось						1,30	0,62
ΣFeO	4,08	0,58	6,16	0,50	7,63	1,36	5,24	2,00
MnO	0,09	0,01	0,13	0,00	0,15	0,02	0,16	0,06
MgO	Не опр.	Не расщ.	Не опр.	Не расщ.	Не опр.	Не расщ.	17,13	2,35
CaO	20,11	0,52	19,32	0,49	18,84	0,71	19,16	3,57
Na ₂ O	Не опр.	Не расщ.	Не опр.	Не расщ.	Не опр.	Не расщ.	0,41	0,41
NiO	0,03	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	Не опр.	Не расщ.
Cr ₂ O ₃	0,50	0,24	0,36	0,12	0,20	0,16	"	"
f _{МП}							14,8	

Таблица 5

Химический состав ортопироксенов из оливиновых габброноритов, мас. %

Окисел	\bar{x}_{11}	s	\bar{x}_5	s
SiO ₂	56,00	1,53	52,13	0,50
TiO ₂	0,14	0,03	0,35	0,16
Al ₂ O ₃	1,59	0,89	2,61	0,74
Fe ₂ O ₃	Не опр.	Не расщ.	0,81	0,47
FeO	14,89*	2,92	11,25	1,71
MnO	0,26	0,06	0,24	0,02
MgO	24,61	3,48	26,60	2,24
CaO	2,89	0,52	3,47	0,57
NiO	0,02	0,01	Не опр.	Не расщ.
Cr ₂ O ₃	0,07	0,05	"	"
f _{ПП}	25,50	6,20	21,14	3,62

Примечание. Средние для \bar{x}_5 вычислены по данным Э.Г. Конникова /1982/. Звездочкой отмечено суммарное железо в виде FeO.

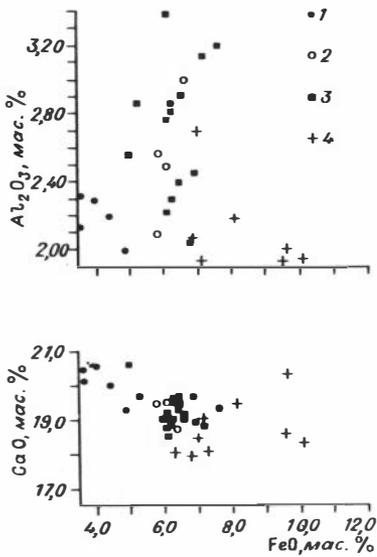


Рис. 5

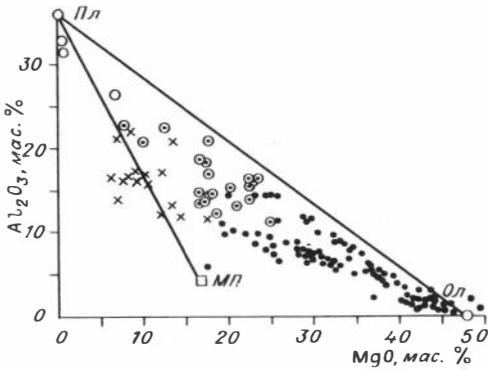


Рис. 7

Рис. 5. Соотношение содержания Al_2O_3 , CaO и FeO в клинопироксенах из пород Довыренского массива.

1 - ультрабазиты; 2 - троктолиты; 3 - оливиновые габбро; 4 - оливиновые и безоливиновые габбро-нориты.

Рис. 6. Диаграмма химических составов пород Довыренского массива в координатах а - б.

1 - ультрабазиты (дуниты, перидотиты и их плагиоклазовые разновидности, меланотроктолиты); 2 - троктолиты, оливиновые габбро; 3 - анортозиты; 4 - габбро-нориты. Линии ограничивают поля крайне и умеренно щелочных пород.

Рис. 7. Диаграмма Al_2O_3 - MgO для пород Довыренского массива. Усл. обозн. см. на рис. 6.

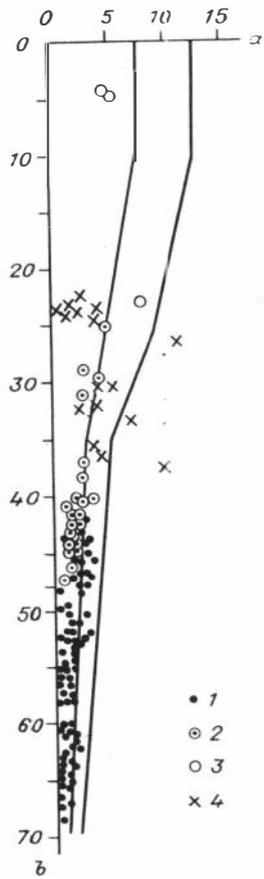


Рис. 6

Таблица 6

Средний химический состав хромшпинелидов, мас. %

Окисел	Ультрамафиты		Троктолиты	Дуниты /Груднин, 1979/	
	\bar{x}_{10}	s	\bar{x}_2	\bar{x}_4	s
Al ₂ O ₃	9,73	1,16	10,12	25,18	9,01
ΣFeO	33,39	2,44	35,28	24,87	Не рассч.
Cr ₂ O ₃	42,33	2,90	42,74	35,41	11,06
NiO	0,19	0,05	0,119	Не опр.	Не рассч.
TiO ₂	1,07	0,40	0,71	0,90	0,44

Таблица 7

Средний химический состав пород Довыренского массива, мас. %, приведенные к 100

Окисел	Дуниты, перидотиты, меланотроктолиты		Троктолиты, оливиновые габбро		Оливиновые габбронориты		Анортозиты	
	\bar{x}_{81}	s	\bar{x}_{22}	s	\bar{x}_{17}	s	\bar{x}_3	s
SiO ₂	41,58	2,63	45,10	2,39	47,45	3,28	45,48	2,56
TiO ₂	0,18	0,14	0,20	0,17	0,28	0,17	0,05	0,06
Al ₂ O ₃	5,33	3,10	14,89	3,84	15,45	2,64	30,21	3,37
Fe ₂ O ₃	4,12	2,82	1,31	0,94	1,10	1,03	0,98	0,70
FeO	9,05	2,46	7,34	1,41	7,63	1,73	1,96	2,30
MnO	0,20	0,14	0,13	0,03	0,13	0,05	0,00	0,00
MgO	35,37	6,90	19,45	5,28	14,96	5,18	2,55	3,68
CaO	3,58	2,60	10,44	2,35	11,46	2,72	16,41	1,81
Na ₂ O	0,34	0,28	0,84	0,29	1,08	0,45	2,14	0,87
K ₂ O	0,17	0,19	0,23	0,20	0,41	0,43	0,17	0,09
P ₂ O ₅	0,03	0,04	0,01	0,03	0,01	0,02	0,00	0,00
ΣFeO	12,76	1,91	8,53	1,55	8,63	1,73	2,85	2,93

разрез по центральной части массива (см. рис. 4). Как видно из диаграмм (рис. 6, 7), подавляющее большинство пород попадает в класс крайне и весьма низкощелочных и только незначительная часть относится к умеренно низкощелочным породам ультрамафит-мафитового ряда. По показателям общей меланократовости незначительная часть габброидов попадает в разряд лейко- и мезомафитов; доминируют же породы, отвечающие субультрамафитам. Таким образом, средний состав массива находится в пределах этого класса пород. Подавляющая часть мафитов и ультрамафитов плутона располагается на границе низко- и высокоглиноземистых составов, занимая область умеренно низко- и умеренно высокоглиноземистых пород. Они обладают, как правило, высокой магне-

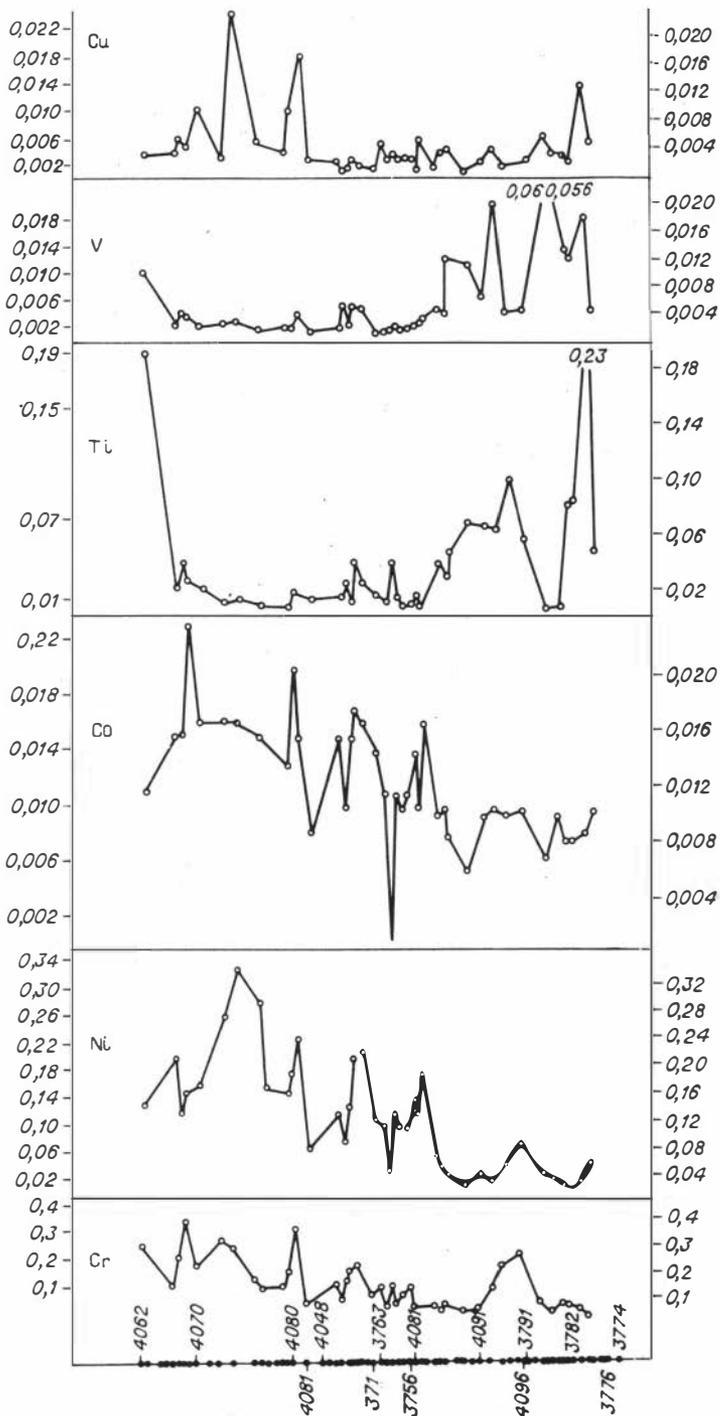


Рис. 8. Диаграмма поведения микроэлементов в разрезе Довыренского массива. Номера проб соответствуют номерам на рис. 4.

зальностью и очень низкими содержаниями Ti и P. На петрохимической диаграмме $Al_2O_3 - MgO$ (см. рис. 7) большая часть пород концентрируется вдоль линии, отвечающей фракционированию магнезиального оливина и основного плагиоклаза. Лишь составы оливиновых и безоливиновых габброноритов отклоняются от этого тренда, сближаясь с линией клинопироксен - плагиоклаз.

В разрезе Довыренского массива наблюдается сложное поведение микроэлементов, однако выявляются снижение содержаний Cr, Ni и Co от подошвы массива к его кровле и обратная тенденция для Ti и V (рис. 8).

Нюрундуканский массив

Хотя Нюрундуканский массив доступнее, чем Довыренский или Чайский, но изучен он значительно слабее. В частности, это обусловлено тем, что породы его сильно изменены, цельность интрузива нарушена, и, в сущности, сейчас доступны для исследования лишь фрагменты некогда единого и крупного плутона. Массив представляет собой овальное в плане интрузивное тело длиной около 16 км при максимальной ширине 5,5 км. Площадь его оценивается в $84,7 \text{ км}^2$ /Грудинин, 1965/.

Основное тело разбито разломами на отдельные блоки, ультраосновные породы серпентинизированы, габброиды амфиболлизированы и сосюритизированы. Метагаббро составляют основу массива, вместе с тем в них наблюдаются останцы свежих неизмененных габброидов и ультрамафитов (рис. 9). В группу метаморфизованных мафитов, вероятно, должны быть отнесены выделяемые Н.Л. Добрецовым /1963/ blastомилониты и другие диафориты по габбро и габбродиабазам, насыщенные буддинами и реликтами габбро и перидотитов.

Вмещающие породы представлены очковыми амфибол-биотитовыми с гранатом гнейсами раннепротерозойского возраста, кристаллическими сланцами и карбонатными породами среднего протерозоя, а также раннепротерозойскими амфиболитами, мигматитами, кристаллическими сланцами и мраморизованными известняками, слагающими Кичера-Мамский антиклинорий (см. рис. 9).

В строении Нюрундуканского массива участвуют дуниты, перидотиты и их плагиоклазовые разновидности, пироксениты, меланотроктолиты и троктолиты, оливиновые и безоливиновые габбро разной меланократовости, оливиновые и безоливиновые габбронориты. Породы массива прорываются многочисленными дайками диабазов и габбродиабазов, а также мелкозернистыми лейкогранитами мамско-оронского комплекса (PR_3).

Дуниты и перидотиты сосредоточены главным образом в центральной части массива, где они находятся в виде отдельных блоков, линз и прослоев среди габброидов (см. рис. 9). Пироксениты образуют наряду с реакционными полосами на контактах перидотитов и оливиновых габбро довольно крупные линзовидные обособления в метагаббро. Оливиновые габбро и троктолиты развиты преимущественно в западной части, тогда как габбронориты, включая оливиновые их разновидности, тяготеют к восточному флангу плутона. Отдельные останцы габброноритов наблюдаются и в самом северном окончании интрузива (см. рис. 9). В восточной части габбронориты перемежаются с габбро. Причем как в тех, так и в других наблюдаются трахитоидность и полосчатость с падениями на северо-запад под углом 70° , согласно общей внутренней структуре плутона.

Некоторые исследователи (В.Н. Клевакин, В.П. Бушуев и др.) выделяют перидотиты, дуниты (оливиниты), троктолиты и оливиновые габбро в первую, а габбронориты - во вторую фазы интрузий, формирующих плутон. М.И. Грудинин /1965/ указывал на факты пересечения ультрабазитов жилами габброидов мощностью 10-30 см.

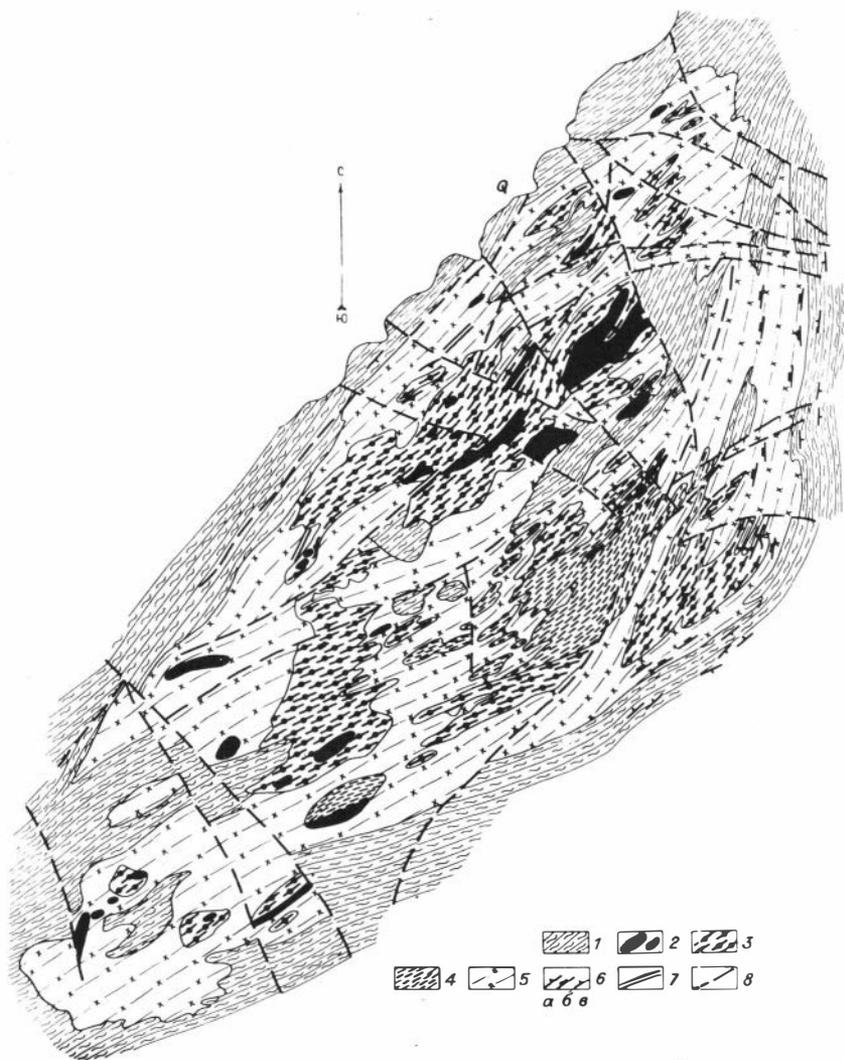


Рис. 9. Схема геологического строения Нюрундуканского массива. Составлена авторами с использованием материалов В.Н. Клевакина и В.П. Бушуева.

1 - вмещающие протерозойские толщи (кристаллические сланцы, мраморизованные известняки, амфиболиты, гнейсы, мигматиты и др.); 2-5 - породы Нюрундуканского массива: 2 - ультрабазиты (дуниты, перидиты, их плагиоклазовые разновидности, оливинные пироксениты, пироксениты, серпентинизированные перидотиты), 3 - троктолиты, оливинные габбро разной меланократовости, 4 - оливинные и безоливинные габбронориты, 5 - амфибол- и серпентин-соссюритовые метагаббро, массивные и гнейсовидные, лейко- и мезократовые, мелко-, средне- и крупнозернистые; 6 - элементы залегания (а - трахитоидности и полосчатости в габброидах, б - гнейсовидности и сланцеватости в породах массива, в - слоистости и сланцеватости во вмещающих породах); 7 - дайки диабазов, габбродиабазов, микрогаббро, габбропорфиров; 8 - тектонические нарушения.

Таблица 8

Средний количественный минеральный состав групп пород Нжундуканского массива, об.%

Минерал	Ультрамафиты (дуни- ты, перидотиты)		Троктолиты, оливни- вые габбро, габбро		Оливиновые габброно- риты, габбронориты	
	\bar{x}_7	s	\bar{x}_{17}	s	\bar{x}_{27}	s
Пл	8,47	5,95	54,58	19,80	53,21	13,23
Ол	75,31	13,26	17,57	17,78	11,22	12,33
МП	9,05	9,11	20,92	18,15	19,91	10,66
РП	3,15	4,26	1,63	1,44	9,00	7,20
Ам	1,65	2,32	4,01	6,65	3,52	5,66
Руд	2,62	1,87	1,25	1,73	3,00	3,22

Таблица 9

Средний химический состав плагиоклазов, мас. %

Окисел	Троктолиты, оливниновые габбро		Габбронориты (1 ан.)
	\bar{x}_4	s	
CaO	14,51	0,29	12,34
Na ₂ O	2,87	0,21	3,34
K ₂ O	0,09	0,01	0,10
An	74,07	2,65	67,5
Ab	25,32	2,58	31,8
Or	0,60	0,14	0,7

Таблица 10

Средний химический состав оливинов, мас. %

Окисел	Ультрамафиты		Троктолиты, оливниновые габбро	
	\bar{x}_4	s	\bar{x}_5	s
FeO	19,14	2,05	21,23	2,75
MgO	40,05	2,96	38,30	3,19
NiO	0,14	0,07	0,12	0,05
f _{Ол}	21,22	3,08	23,86	3,74

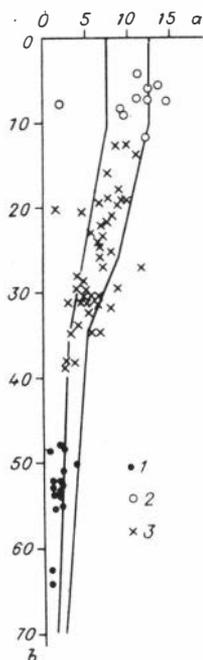


Рис. 10. Диаграмма химических составов пород Ньюрундуканского массива в координатах а - б.

1 - ультраосновные породы; 2 - анортозиты; 3 - габброиды.

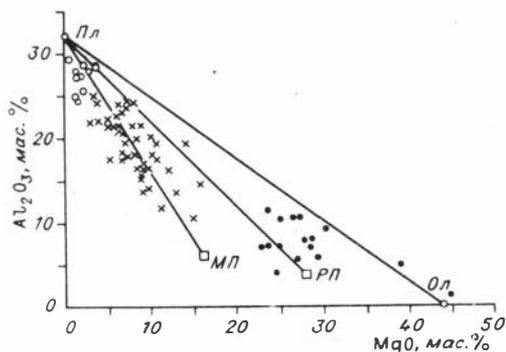


Рис. 11. Диаграмма Al_2O_3 - MgO для пород Ньюрундуканского массива.

Усл. обозн. см. на рис. 10.

Таблица 11

Средний химический состав пород Ньюрундуканского массива, мас.%, приведенные к 100

Окисел	Ультрамафиты		Оливиновые габбро-нориты, оливиновые габбро, троктолиты		Лейкогаббро, анортозиты	
	\bar{x}_{15}	s	\bar{x}_{45}	s	\bar{x}_{11}	s
SiO_2	43,28	3,29	48,97	2,00	52,15	2,06
TiO_2	0,37	0,22	0,83	0,52	0,18	0,20
Al_2O_3	7,34	2,80	18,96	3,50	27,23	1,54
Fe_2O_3	4,67	1,84	2,50	1,22	1,07	0,29
FeO	9,17	2,20	5,96	2,33	1,30	0,42
MnO	0,23	0,07	0,12	0,07	0,09	0,08
MgO	28,74	6,06	8,11	2,94	1,91	1,00
CaO	5,39	2,37	11,67	1,77	11,35	1,92
Na_2O	0,68	0,40	2,46	0,92	4,06	1,25
K_2O	0,10	0,10	0,36	0,25	0,63	0,35
P_2O_5	0,02	0,02	0,06	0,06	0,04	0,02

Количественные соотношения ультраосновных и основных пород в Нюрундуканском массиве иные, чем в Довыренском. По данным М.И. Грудина, они составляют 1:11. В составе ультрамафитовой группы преобладают перидотиты и плагиоперидотиты, дуниты играют меньшую роль сравнительно с Довыренским плутоном. Обращает на себя внимание ортопироксеновый уклон в минеральном составе перидотитов. Среди них описываются разновидности, близкие к гарцбургитам /Грудин, 1965/. Количественный минеральный состав ультраосновных пород приводится в табл. 8. В них, как правило, присутствует в небольших количествах плагиоклаз, основность которого варьирует в пределах 65–73%Ан.

Оливиновые и безоливиновые габбро характеризуются существенно клинопироксен–плагиоклазовым составом (см. табл. 8). В габброноритах содержания ортопироксена достигают 35%. Основность плагиоклаза варьирует от 61 до 73% Ан.

Данные о составе породообразующих минералов приведены в табл. 9, 10. Как видно, плагиоклаз меняется по составу от лабрадора № 61 в габброноритах до битовнита № 74 в троктолитах. Таким образом, его основность оказывается в целом несколько меньшей, чем в породах Довыренского массива. Железистость оливина, по данным М.И. Грудина /1965/, находится в пределах 0–5%. Fa. Наши определения свидетельствуют о более высоких ее значениях: 18–20% – для ультраосновных пород и 25–27% – для троктолитов и оливиновых габброноритов (см. табл. 10). Содержание никеля в оливине колеблется от 0,21 до 0,5%. Приведенный М.И. Грудиньим /1965/ анализ клинопироксена из габбро (SiO_2 – 48,70%, TiO_2 – 0,74, Al_2O_3 – 6,08, FeO – 7,07, MnO – 0,19, MgO – 16,00, CaO – 18,52, Na_2O – 0,61, $f_{\text{МП}}$ – 17,6%) показывает, что минерал относится к субкальциевому умеренно глиноземистому авгиту с малой концентрацией TiO_2 , что считается свойственным для клинопироксенов низкотитанистых базитовых ассоциаций /Штейнберг, Фоминьих, 1974/.

При анализе петрохимических свойств обращает на себя внимание в целом повышенная лейкократовость базитов Нюрундуканского массива. Здесь широко развиты лейко- и мезократовые габброиды, практически отсутствуют субультрамафиты, и, таким образом, между мафитовой и ультрамафитовой группами устанавливается отчетливый разрыв по показателю общей меланократовости (рис. 10). Кроме того, отличительная особенность нюрундуканских габброидов – несколько повышенная щелочность. Большинство из них попадает в поле умеренно низкощелочных пород, однако часть выходит в поле умеренно щелочных базитов (см. рис. 10). По глиноземистости ультрамафиты попадают в разряд высокоглиноземистых, а габброиды – весьма высокоглиноземистых мафитов (табл. 11).

По содержаниям магния и его отношению к железу ультрамафиты характеризуются высокомагниевым уклоном, а оливиновые разновидности габброидов и лейкогаббро – железомагниевым. Ультраосновные породы и лейкократовые разновидности габброидов характеризуются весьма низкой титанистостью, оливиновые габбро и троктолиты принадлежат к категории умеренно низкотитанистых, что не позволяет относить Нюрундуканский массив к формации титаноносных габброидов. Все без исключения породы Нюрундуканского массива крайне низкофосфористые (см. табл. 11).

На диаграмме Al_2O_3 – MgO (так же, как и на диаграмме а – б) намечается отчетливый перерыв между ультрамафитовой и мафитовой породными группами (рис. 11). Породы ультрамафитовой группы концентрируются вдоль линии, отвечающей фракционированию оливина – основного плагиоклаза и ортопироксена – плагиоклаза, тогда как подавляющее большинство мафитов группируются вдоль линии, отвечающей фракционированию клинопироксена и плагиоклаза.

Чайский массив

Чайский массив наиболее детально изучен С.А. Гурулевым, К.С. Самбуевым /1967/ и Ф.П. Лесновым /1972/. В работах этих авторов освещены многие вопросы, касающиеся петрологии и рудоносности массива. Нами получены новые материалы, характеризующие строение массива, состав пород и минералов.

Массив размещается примерно в 75 км к северо-востоку от оз. Байкал среди нижнепротерозойских отложений, слагающих северо-западное крыло Кичево-Мамского антиклинория (см. рис. 2). Он вытянут на 17 км в северо-восточном направлении согласно со структурами вмещающих толщ. Плутон распадается на две части – северо-восточную, которую называют Безымянным или

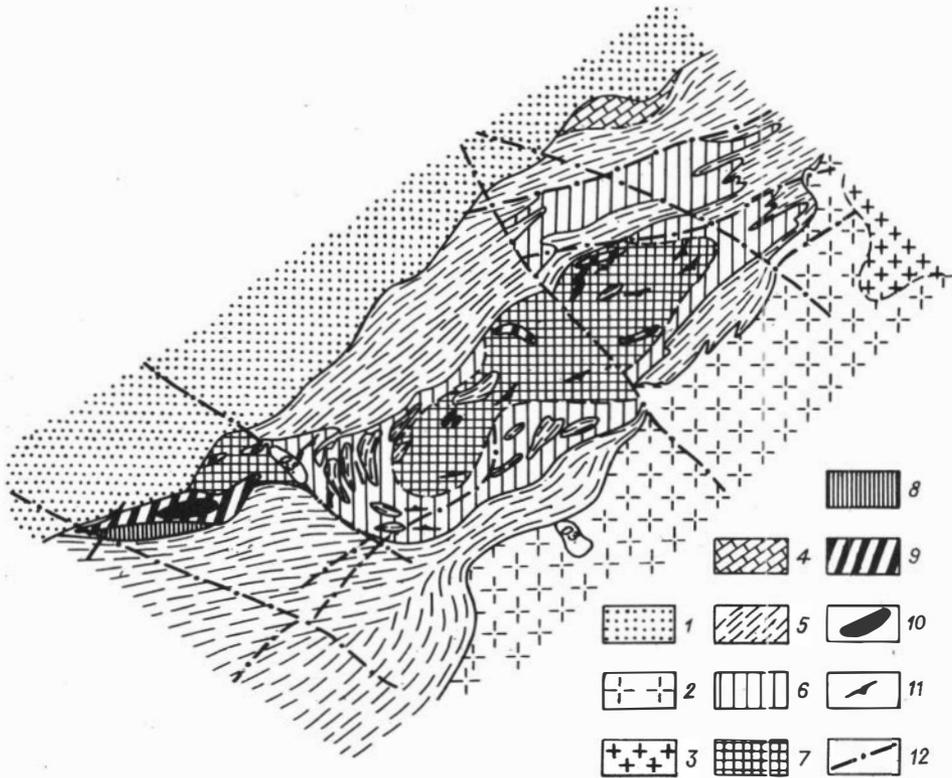


Рис. 12. Схема геологического строения Чайского плутона (по Ф.П. Леснову, /1972/).

1 – раннекембрийские отложения холоднинской свиты (алевролиты, песчаники, гравелиты, конгломераты); 2, 3 – гранитоиды конкудеро-мамаканского комплекса (PZ_1): 2 – биотит-роговообманковые граносиениты и граниты, 3 – биотитовые граниты; 4 – позднепротерозойские карбонатные породы и кристаллические сланцы (итыкитская свита); 5 – раннепротерозойские метаморфические породы (кристаллические сланцы, амфиболиты, гнейсы, мигматиты и др. нюрн-дуканской свиты); 6–10 – породы Чайского плутона: 6 – амфиболлизированные габбро, габбродиориты, диориты, 7 – габбронориты, 8 – оливковые габброно-риты и габбро, 9 – перидотиты, плагиоперидотиты, меланотроктолиты, мелано-габбронориты, пироксениты, 10 – дуниты; 11 – элементы залегания трахитоидности и полосчатости в магматических породах плутона; 12 – тектонические нарушения.

Таблица 12

Средний количественный минеральный состав главных петрографических разновидностей Чайского массива, об.%

Минерал	Ультрамафиты (дуниты, перидотиты)		Пироксениты		Троктолиты, оливиновые габбро, габбро		Оливиновые габбронориты, габбронориты	
	\bar{x}_{31}	s	\bar{x}_{13}	s	\bar{x}_{22}	s	\bar{x}_{37}	s
Пл	6,98	7,00	6,71	7,21	33,75	14,11	52,18	17,67
МП	14,43	14,27	26,51	31,30	19,34	18,33	23,71	13,66
РП	9,01	13,38	56,14	35,22	0,30	0,73	12,53	7,18
Ол	66,95	16,36	9,57	14,01	43,27	29,87	7,59	14,60
Ам	0,52	1,57	0,59	1,25	1,91	5,11	1,91	3,08
Руд	2,05	1,91	0,43	0,47	1,40	1,15	1,93	3,57

Таблица 13

Средний химический состав клинопироксенов, мас.%

Окисел	Перидотиты, меланотроктолиты, меланогаббронориты		Габбронориты
	\bar{x}_4	s	\bar{x}_2
SiO ₂	50,37	0,55	49,93
TiO ₂	0,83	0,19	0,58
Al ₂ O ₃	4,88	0,58	6,45
ΣFeO	4,90	0,48	4,71
MnO	0,14	0,02	0,13
MgO	16,92	1,91	15,58
CaO	19,15	2,90	20,21
Na ₂ O	0,37	0,44	0,78
Cr ₂ O ₃	0,66	Не расщ.	0,77
f МП	14,30	0,91	15,65

Северным массивом, и юго-западную, известную как собственно Чайский массив (рис. 12). Эти части считаются разобшенными блоками одного плутона.

Общая площадь плутона оценивается в 40 км², из них на южный блок, наиболее интересный в отношении рудоносности, приходится около 7 км². Вмещающие толщи представлены раннепротерозойскими биотитовыми, амфибол-гранат-биотитовыми гнейсами, биотит-амфиболовыми сланцами, амфиболитами, мигматитами, мраморами и карбонатными сланцами. Они прорваны гранитоидами конкудеро-мамаканского комплекса палеозойского возраста, жилы, дайки и мелкие тела которых обнаруживаются и в Чайском массиве. Северо-западная часть южного блока перекрыта отложениями холоднинской свиты раннего кембрия с конгломератами в основании.

В южном блоке плутона, содержащем сульфидное оруденение, сосредоточена большая часть ультраосновных пород, оливиновых меланогаббро и троктолитов.

Таблица 14

Средний химический состав плагиоклазов, мас. %

Окисел	Троктолиты, оливиновые габбро		Габбронориты	
	\bar{x}_3	s	\bar{x}_3	s
CaO	14,69	2,59	12,74	2,53
Na ₂ O	2,89	1,21	3,85	1,22
K ₂ O	0,23	0,20	0,22	0,10
An	72,76	11,95	63,76	11,69
Ab	25,83	11,09	34,81	11,63
Or	1,40	1,12	1,43	0,66

Примечание. Средние величины вычислены по данным Ф.П. Леснова и Э.Л. Прудовского /1976/.

Таблица 15

Средний химический состав оливинов, мас. %

Окисел	Ультрамафиты		Габбронориты	
	\bar{x}_{10}	s	\bar{x}_3	s
FeO	13,64	1,63	15,28	0,44
MgO	44,75	1,18	44,43	0,59
NiO	0,22	0,05	0,10	0,00
f _{Ол}	14,77	1,93	16,26	0,58

Породы здесь изменены постмагматическими процессами незначительно, в них отчетливо проявлена расслоенность, хотя и не столь отчетливая, как в Довыренском массиве. Не исключено, что в данном случае вскрыт наиболее глубокий уровень Чайского плутона. Северная часть этого массива сложена главным образом габброноритами, включающими редкие прослойки - линзы ультрабазитов. Габбронориты подвержены интенсивной амфиболитизации, в связи с чем здесь широко развиты амфиболовые бластомилониты и апогаббровые, обогащенные амфиболом породы диоритового состава. Кроме того, эта часть массива насыщена ксенолитами в разной степени измененных вмещающих пород.

Наиболее сложным петрографическим составом характеризуется Южное тело, в строении которого участвуют дуниты, перидотиты и их плагиоклазовые разновидности, а также оливиновые и безоливиновые габбро и габбронориты. Расслоенная серия пород инфицируется многочисленными жилами и дайками габброноритов и пироксенитов.

Дуниты слагают небольшой по размерам (0,4 x 1,6 км) ограниченный тектоническими нарушениями блок среди перидотитов (см. рис. 12). Они сложены в основном оливином (87-89%), содержащим, как правило, включения хромшпинелидов. Второстепенные минералы представлены орто- и клинопироксенами, плагиоклазом, сульфидами, магнетитом (табл. 12). Большая часть дунитов серпентинизирована, иногда с образованием серпентинитов. Состав оливинов отвечает магнезиальному (f_{Ол} = 12%) хризолиту (см. табл. 15), хромшпинелиды

Таблица 16

Средний химический состав различных групп пород Чайского массива, мас.%, приведенные к 100

Окисел	Ультрамафиты (дуни- ты, перидотиты)		Субультрамафиты (пироксениты, мела- нотроктолиты и др.)		Мафиты (габбронори- ты, оливиновые габ- бро и троктолиты)	
	\bar{x}_{71}	s	\bar{x}_{70}	s	\bar{x}_{80}	s
SiO ₂	41,95	2,89	48,95	2,58	50,73	2,17
TiO ₂	0,36	0,26	0,57	0,33	1,34	1,04
Al ₂ O ₃	4,92	2,48	7,24	2,65	16,58	2,37
Fe ₂ O ₃	6,74	3,31	3,23	2,64	3,02	1,86
FeO	6,69	2,86	7,61	1,95	5,99	1,83
MnO	0,17	0,05	0,18	0,07	0,16	0,08
MgO	34,96	6,28	22,83	4,77	8,88	3,27
CaO	3,51	2,29	8,11	4,37	10,22	2,10
Na ₂ O	0,50	0,42	0,97	0,76	2,26	0,87
K ₂ O	0,10	0,12	0,21	0,23	0,54	0,40
P ₂ O ₅	0,11	0,08	0,09	0,07	0,24	0,31

Примечание. Средние величины рассчитаны по данным Ф.П. Леснова /1972/ и Э.Г. Конникова /1978/.

характеризуются сравнительно низкими содержаниями Cr₂O₃ (15-16 мас.%).

Перидотиты распространены шире, чем дуниты. Они образуют более крупное, чем дуниты, тело (3 км²) и, кроме того, слагают ряд маломощных прослоев и линз в оливиновых габброноритах (см. рис. 12). Вместе с тем в перидотитах встречаются жилы габброноритов, что рассматривается как свидетельство более позднего возраста габброноритов относительно главного тела перидотитов. Эта точка зрения может быть поставлена под сомнение, если жилы габброноритов окажутся проявлением пород дайковой фации. Прослои и линзы перидотитов среди габброноритов представляют собой составную часть пород слоистой серии массива. По составу перидотиты чаще всего отвечают плагио-лерцолитам, наряду с которыми встречаются верлиты и гарцбургиты. В целом для основных и ультраосновных пород массива характерен ортопироксеновый уклон в минеральном их составе. Оливин, отвечающий хризолиту, очень близок к оливинам из дунитов, отличаясь несколько более высокой железистостью ($f_{\text{Ол}} = 14\%$) и относительно низкими содержаниями никеля. Примерно такой же железистостью обладает в перидотитах и клинопироксен ($f_{\text{МП}} = 14,9\%$). Как видно из табл. 13, клинопироксен перидотитов относится к умеренно глиноземистому субкальциевому авгиту, по классификации Н.Л. Добрецова и др. /Породообразующие пироксены..., 1971/.

Троктолиты, оливиновые меланогаббро и оливиновые габбронориты встречаются преимущественно в Южном теле, где тесно сопряжены с плагиоперидотитами и перидотитами. На участках с хорошо проявленной расслоенностью эти породы перемежаются: слои перидотитов и плагиоперидотитов сменяются меланократовыми оливиновыми габбро или меланогабброноритами, которые, в свою

Очередь, переходят в лейкократовые габбронориты, причем такая перемежаемость повторяется в Южном теле массива многократно.

Оливиновые габбро отличаются от габброноритов повышенной меланократовостью и основностью. Среди габброноритов чаще наблюдаются лейкократовые разновидности, кроме того, плагиоклаз в них характеризуется относительно невысокой основностью (63% Ан; табл. 14), а оливины и клинопироксены – несколько повышенной железистостью ($f_{\text{Ол}} = 16$, $f_{\text{МП}} = 16\%$; табл. 15). Ортопироксен в габброноритах, по данным Ф.П. Леснова /1972/, представлен главным образом бронзитом, значительно реже – бронзит-гиперстенем и гиперстенем. Наряду с самостоятельными формами ортопироксен наблюдается в виде пойкилитовых вростков в клинопироксене или образует венцовые оторочки вокруг оливина.

При петрохимической характеристике пород Чайского массива использовано 220 заимствованных химических анализов. По петрохимическим показателям породы массива распадаются на три группы – мафитовую, субультрамафитовую и ультрамафитовую (табл. 16). При этом субультрамафитовая группа пород представлена преимущественно пироксенитами, которые по ряду параметров в большей степени сближаются с ультрамафитами (рис. 13).

По уровню общей щелочности (как и в других ультрабазит-базитовых массивах Северного Прибайкалья) подавляющее большинство пород попадает в поле весьма и умеренно низкощелочных ультрамафит-мафитовых серий. Лишь очень незначительная часть пород относится к умеренно щелочным мафитам.

По содержанию глинозема все породы Чайского массива соответствуют классу низкоглиноземистых (см. табл. 16), варьируя при этом от весьма (субультрамафитовая группа) до умеренно низкоглиноземистых (ультрамафиты и габброиды). Очень широкие колебания отмечаются по титанистости, хотя по средним показателям все группы пород относятся к классу низкотитанистых. В данном случае наблюдаются вариации от крайне до весьма и умеренно низкотитанистых пород. Для габброноритов колебания содержания TiO_2 находятся в пределах от 0,1 до 4,25%. Наличие единичных проб с высокими содержаниями TiO_2 влияет и на среднее значение содержания этого компонента, которое для габброноритов составляет 1,34% (см. табл. 16). Аналогичные колебания характерны и для содержаний фосфора: ультрамафиты и субультрамафиты относятся к крайне низкофосфористым ($\text{P}_2\text{O}_5 = 0,11$ и $0,09\%$ соответственно), а габбронориты – к умеренно низкофосфористым (см. табл. 16).

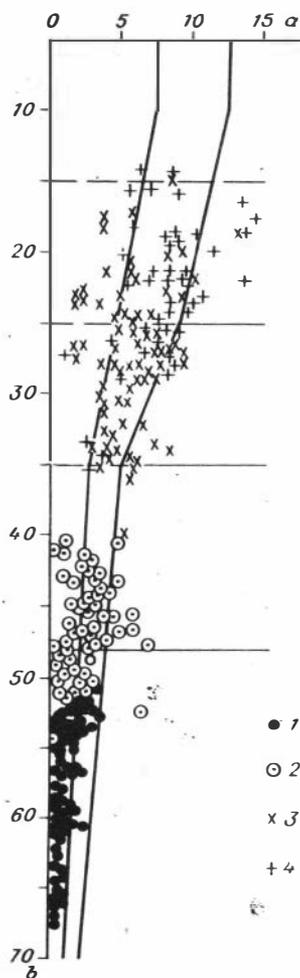


Рис. 13. Диаграмма химических составов пород Чайского массива в координатах а - b.

1 – дуниты, перидотиты и их плагиоклазовые разновидности; 2 – троктолиты, пироксениты, оливиновые меланогаббро; 3 – оливиновые габбронориты, габбронориты; 4 – породы эндоконтактных фаций, амфиболовые бластомилониты, диоритоиды и др.

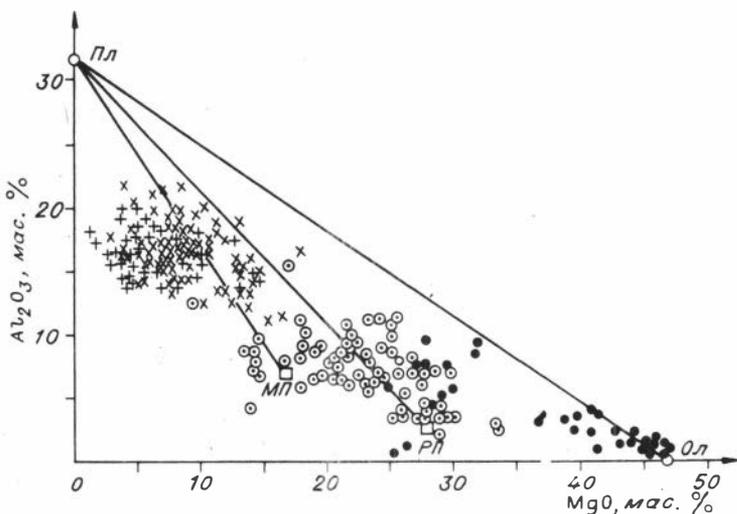


Рис. 14. Диаграмма $Al_2O_3 - MgO$ для пород Чайского массива.
Усл. обозн. см. на рис. 13.

На диаграмме $Al_2O_3 - MgO$ (рис. 14) вариационная линия пород Чайского массива смешается от линии фракционирования оливин-плаггиоклаз в ультрамафитах в сторону линий плаггиоклаз-ортопироксен и плаггиоклаз-клинопироксен в габброидах.

Чайский плутон известен сульфидной медно-никелевой минерализацией [Леснов, 1972]. Здесь выявлены и прослежены две крупные рудные зоны, в пределах которых находятся массивные, сидеронитовые и вкрапленные сульфидные руды. Кроме того, в дунитах и перидотитах Чайского массива широко развита аксессуарная хромшпинель, которая в виде идиоморфных включений (размером до 1 мм) чаще всего встречается в оливинах. Хромшпинелиды Чайского массива примечательны тем, что обнаруживают наиболее низкое содержание Cr_2O_3 по сравнению с хромшпинелидами из других массивов Байкало-Становой области:

	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	ΣFeO	MgO	$f_{Шп}$
\bar{x}_9	0,22	33,48	22,72	31,91	10,48	66,05
s	0,05	8,13	2,14	10,39	2,16	10,76

Кивельевский массив

Кивельевский массив размещается на западном побережье оз. Байкал (см. рис. 2). Его размеры составляют примерно $6 \times 2,5$ км. Он вытянут в северо-восточном направлении согласно структурам вмещающих толщ, которые сложены раннепротерозойскими хлорит-серицитовыми сланцами, амфиболитами и позднепротерозойскими лейкократовыми гранитогнейсами и мигматитами.

В центральной части Кивельевского массива выделяется блок ультрабазитов, размеры которого, по данным С.А. Гурулева и др. [1980], составляют $1,2 \times 2,5$ км. Здесь в основном сосредоточены плаггиоверлиты и верлиты, хотя отдельные редкие прослои встречаются и в других частях массива (рис. 15).

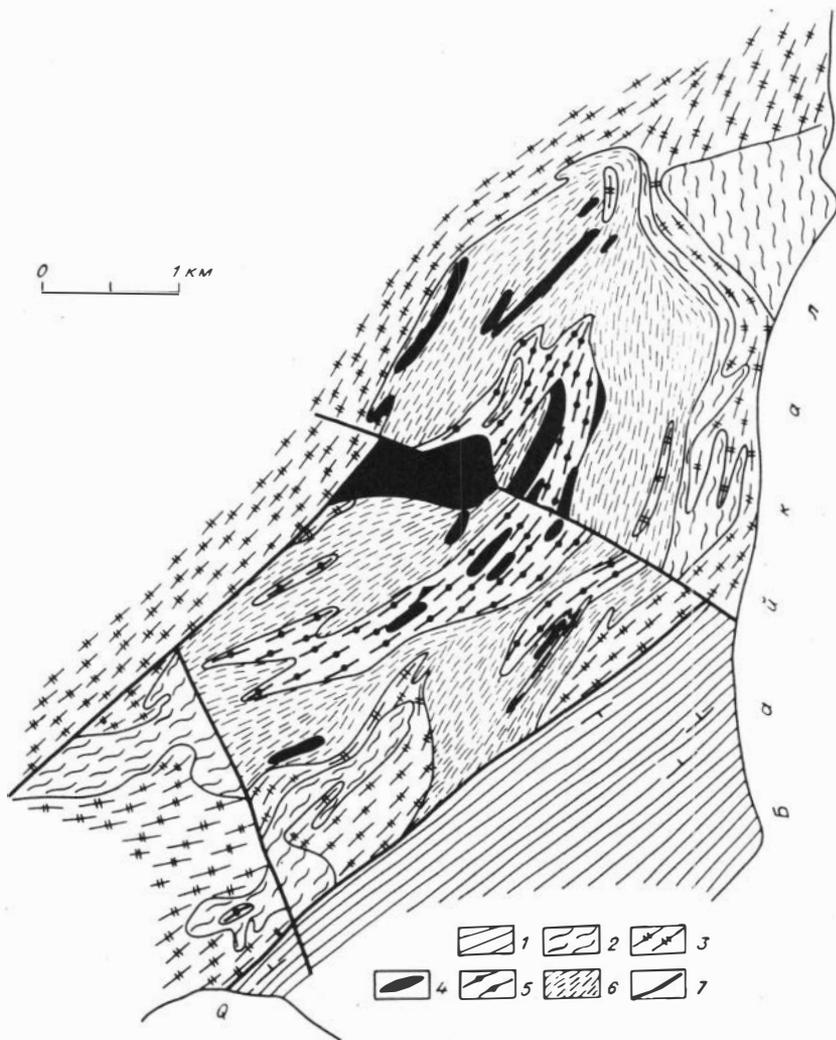


Рис. 15. Схема геологического строения Кивельевского массива (составлена с использованием материалов В.М. Косарева, В.Е. Руденко, С.А. Гурулева и др.).

1 - хлорит-серицитовые сланцы, песчаники, алевролиты (PR_1); 2 - амфиболиты, диабазы, диабазовые порфиры, амфиболизированные габбро; 3 - лейкократовые гранитогнейсы с очковой текстурой, мигматиты (PR_3); 4-6 - породы Кивельевского массива: 4 - ультрабазиты (дуниты, перидотиты и их плагиоклазовые разновидности, меланотроктолиты), 5 - троктолиты, меланократовые оливиновые габбро, 6 - лейкократовые троктолиты, лейко- и мезократовые габбро, амфиболизированные габбро; 7 - разломы.

В частности, вблизи вершины Кивельевского гольца наблюдается переслаивание верлитов, мелано- и лейкотроктолитов.

Массив в основном сложен троктолитами и оливиновыми габбро, которые в разной степени амфиболизированы и соскритизированы. Средний количественный минеральный состав троктолитов приведен в табл. 17, из которой видно, что главными породообразующими минералами являются в них плагиоклаз и оли-

Таблица 17

Средний количественный минеральный состав пород Кивельевского массива, об. %

Минерал	Дуниты		Оливиновые габбро, троктолиты	
	\bar{x}_4	s	\bar{x}_{16}	s
Ол	84,72	4,99	34,36	18,39
МП	0,40	0,80	7,84	11,31
РП	0,00	0,00	0,95	2,05
Пл	4,70	5,85	52,95	15,99
Ам	1,55	3,10	2,88	6,17
Шп	8,62	2,80	1,00	2,22
% Ан	86,0	Не расч.	83,0	Не расч.

Таблица 18

Состав породообразующих минералов Кивельевского массива, мас. %

Окисел	Плагио- клас (1 ан.)	Оливины		Хромшпинелиды		Амфибол (1 ан.)	Клинопи- роксен (1 ан.)
		\bar{x}_3	s	\bar{x}_3	s		
SiO ₂	43,6	Не опр.	Не расч.	Не опр.	Не расч.	48,20	52,50
TiO ₂	Не опр.	"	"	1,02	0,21	0,59	0,36
Al ₂ O ₃	33,6	"	"	22,21	2,93	7,63	2,84
Fe ₂ O ₃	0,39	"	"	19,40	1,01	2,23	Не опр.
FeO	0,64	15,29	0,62	15,92	3,08	11,42	5,34
MnO	0,03	Не опр.	Не расч.	Не опр.	Не расч.	0,31	Не опр.
MgO	1,11	44,18	0,63	10,41	1,37	15,31	16,43
CaO	16,91	Не опр.	Не расч.	Не опр.	Не расч.	11,21	21,38
Na ₂ O	1,11	"	"	"	"	0,64	0,31
K ₂ O	0,19	"	"	"	"	0,31	Не опр.
NiO	Не опр.	0,16	0,05	"	"	Не опр.	"
f _{Ол, Шп, Ам}		16,27	0,76	51,30	2,95	34,6	Не расч.
Ан	88,9						
Аб	9,9						
Ор	1,2						
Cr ₂ O ₃	Не опр.	Не опр.	Не расч.	30,63	0,50	Не опр.	0,12

Примечание. Плагиоклас из плагиодунита и амфибол из габбронорита приводятся по Э.Г. Конникову /1978/, хромшпинелиды из дунитов - по С.А. Гурулеву и др. /1980/.

Таблица 19

Средний химический состав пород Кивельевского массива, мас. %, приведенные к 100

Окисел	Ультрамафиты		Троктолиты	
	\bar{x}_{12}	s	\bar{x}_5	s
SiO ₂	40,45	1,52	45,24	1,96
TiO ₂	0,11	0,07	0,26	0,27
Al ₂ O ₃	4,99	2,70	17,83	2,49
Fe ₂ O ₃	6,62	3,57	5,11	1,36
FeO	7,67	2,42	4,96	1,32
MnO	0,18	0,07	0,10	0,06
MgO	37,57	3,43	11,83	3,24
CaO	2,16	1,49	13,73	1,67
Na ₂ O	0,16	0,17	0,79	0,29
K ₂ O	0,01	0,01	0,13	0,18
P ₂ O ₅	0,08	0,05	0,01	0,02
Σ FeO	13,62	2,61	9,56	1,79

вин, клинопироксен и амфибол выступают в качестве второстепенных минералов. Обращает на себя внимание почти полное отсутствие ортопироксена: габбронориты и лерцолиты встречаются в Кивельевском массиве чрезвычайно редко. Присутствующие в небольших количествах дуниты сложены главным образом оливинном и хромшпинелидами, наряду с которыми отмечаются плагиоклаз, клинопироксен и амфибол. В линзовидных и жиллообразных телах небольшой мощности обнаруживаются анортозиты. Дайковый комплекс представлен оливиновыми габбро, также близкими к троктолитам. В отличие от троктолитов слоистой серии в троктолитах из даек устанавливаются повышенные содержания хромшпинелидов и признаки интенсивной амфиболитизации.

Главные породообразующие минералы обладают примерно теми же свойствами и составом, что и в других рассмотренных выше ультрабазит-базитовых массивах Северного Прибайкалья. Плагиоклаз характеризуется высокой основностью: 83% Ан в оливиновых габбро и троктолитах и 86% Ан - в плагиоклазосодержащих дунитах (см. табл. 17). Оливин представлен магнезиальным хризолитом, средняя железистость которого составляет 16,27% (табл. 18). Клинопироксен в оливинном габбро отвечает субкальциевому низкоглиноземистому авгиту (см. табл. 18). Он является одним из наиболее поздних породообразующих минералов и нередко включает более мелкие идиоморфные зерна оливина и плагиоклаза. Амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой, низкоглиноземистой, относительно высокожелезистой с очень низким содержанием щелочей и титана.

С ультраосновными породами Кивельевского массива связаны рудопоявления хромита. Хромшпинелиды представлены идиоморфными октаэдрическими кристаллами, занимающими промежутки между зернами оливина, а иногда наблюдающимися в виде включений в периферических частях этих зерен. Нередки футлярообразные формы хромшпинелидов с включениями клинопироксена и плагиоклаза, иногда бурую хромшпинель обрастает кайма зеленой шпинели. При-

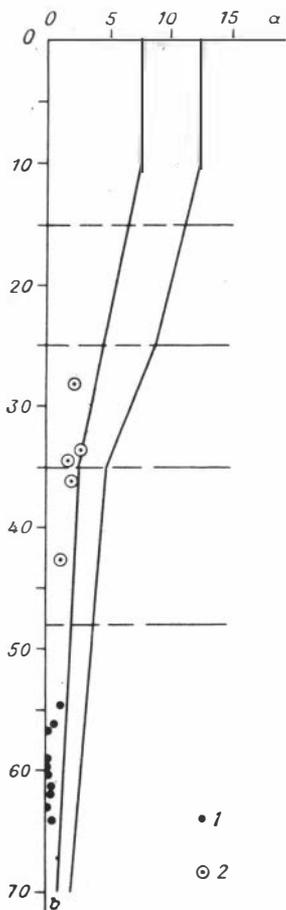


Рис. 16. Диаграмма химических составов пород Кивельевского массива в координатах а - б.

1 - ультрамафиты (дуниты, перидотиты, плагио-перидотиты, 2 - троктолиты.

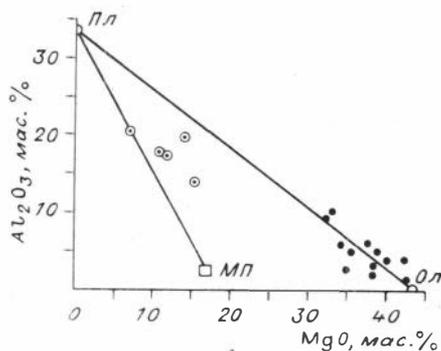


Рис. 17. Диаграмма $Al_2O_3 - MgO$ для пород Кивельевского массива.

Усл. обозн. см. на рис. 16.

веденные С.А. Гурулевым и др. /1980/ анализы хромшпинелидов показали невысокое содержание в них Cr_2O_3 (см. табл. 18).

По Кивельевскому массиву имеется 12 химических анализов ультраосновных пород и 5 анализов троктолитов (рис. 16). Средние химические составы различных групп пород приведены в табл. 19. Как видно из диаграммы (см. рис. 16) и табл. 19, по многим параметрам намечается четкий разрыв между ультрамафитами и троктолитами. Это объясняется тем, что в Кивельевском массиве отсутствуют пироксениты, а меланотроктолиты, по-видимому, не попали в число анализированных пород. Проанализированные троктолиты размещаются в поле субмеланогабброидов. По общей щелочности породы Кивельевского массива относятся к классу весьма низкощелочных. Ультрамафиты и троктолиты характеризуются различной глиноземистостью: первые являются породами умеренно низкоглиноземистыми, тогда как вторые относятся к категории умеренно высокоглиноземистых пород. Все слагающие массив породы крайне низкотитанистые и низкофосфористые.

На диаграмме $Al_2O_3 - MgO$ (рис.17) ультраосновные породы и троктолиты Кивельевского массива образуют два изолированных поля: ультрамафиты концентрируются вдоль линии, отвечающей фракционированию оливин - плагиоклаз, а троктолиты занимают промежуточное положение между этой линией и линией фракционирования клинопироксен - плагиоклаз.

В Кивельевском массиве помимо хромитовой отмечается сульфидная медно-никелевая минерализация. Вкрапленность сульфидов убогая, не превышающая 1-2% объема породы. Сульфиды представлены пирротинном, пентландитом, халькопиритом.

Массив Тонкий Мыс

В береговых обнажениях оз. Байкал вскрывается лишь небольшой фрагмент этого массива. Восточная его часть скрыта водами Байкала, а западная - пе-

рекрывается четвертичными отложениями. В 5 км восточнее береговой линии выходят скальные обнажения о. Богучанского, сложенные габброидами, которые, по-видимому, относятся к этому же массиву. В трех километрах западнее, в поле четвертичных отложений возвышается хребет, сложенный титаноносными габброидами соседнего Слюдинского массива /Конников, 1978/. Обнажения массива Тонкий Мыс изучали О.М. Глазунов, М.И. Грудинин, Н.Л. Добрецов, Э.Г. Конников и многие другие исследователи, но публикаций по этому массиву, в сущности, нет, если не считать небольших заметок М.И. Грудинина /1979/ и Н.Л. Добрецова /1983/.

Наиболее распространенные породы вскрываемой здесь ультрамафит-мафитовой слоистой серии – троктолиты и плагиоперидотиты, ассоциирующие с оливиновыми габбро и габброноритами. Широко распространены грубозернистые пегматоидные габбро, сложенные крупными (до 20 см длиной) кристаллами плагиоклаза и клинопироксена. Среди господствующих в слоистой серии троктолитов преобладают лейкократовые разновидности, которые нередко переходят в оливинсодержащие анортозиты. Последние, кроме того, формируют жильные и шнуровидные обособления в массиве. Все эти породы секутся многочисленными небольшой мощности дайками (10–30 см) титанистых габбро, состоящих из клинопироксена, бурого амфибола, плагиоклаза, титаномагнетита и апатита.

Породы массива, включая дайковый комплекс, секутся жилами гранит-аплитов и плагиогранитов. В габброидах наблюдаются многочисленные зоны дробления, милонитизации и рассланцевания, в которых породы сильно перемяты, перетерты и превращены в амфиболовые бластомилониты.

Среди ультрамафитов массива Тонкий Мыс преобладают плагиоверлиты, реже встречаются плагиолецциты, сложенные в основном оливином, пироксенами и небольшим количеством плагиоклаза (табл. 20). Второстепенные минералы представлены амфиболом, шпинелью, магнетитом и титаномагнетитом.

Самая распространенная разновидность базитов – троктолиты с коронарными структурами. Короны вокруг оливина бывают простого (ортопироксен) и сложного (ортопироксен – амфибол) состава. Количественный минеральный состав габброидов приведен в табл. 20. Чаще всего это обогащенные амфиболом лейкотроктолиты. Плагиоклаз в них отвечает по составу лабрадору (An_{62}). Таким образом, он оказывается существенно менее основным сравнительно с плагиоклазом из других ультрабазит-базитовых массивов Северного Прибайкалья. Оливин в троктолитах представлен хризолитом, близким к гиалосидериту, т.е. железистость его более высокая в сравнении с оливинами из пород других массивов этого типа ($FeO = 23,73\%$, $MgO = 34,32$, $NiO = 0,11\%$, $f_{Ol} = 27,96\%$ – среднее из четырех анализов). Состав оливина в плагиоперидотитах примерно такой же ($FeO = 23,52\%$, $MgO = 36,32$, $f_{Ol} = 26,72\%$ – среднее из пяти анализов).

Петрохимическая характеристика пород массива Тонкий Мыс базируется на 15 анализах, любезно переданных нам О.М. Глазуновым. Состав пород мафитовой группы находится в поле лейко- и мезократовых умеренно низкощелочных габброидов. Породы ультрамафитовой и мафитовой групп обладают повышенной глиноземистостью (табл. 21). Для них характерна в целом низкая титанистость и низкие содержания фосфора.

В составе и строении массивов Тонкий Мыс и Слюдинский много общего. Они отделены друг от друга небольшой перемычкой четвертичных отложений (шириной 3 км). В том и в другом массиве устанавливается одинаковая ориентировка элементов залегания слоистости и других элементов прототектоники. В Слюдинском массиве присутствуют в большом количестве троктолиты с характерными коронарными структурами, очень близкие к подобным Тонкого Мыса. Не исключено, что в массиве Тонкий Мыс обнажается нижняя часть раз-

Таблица 20

Средний количественный минеральный состав пород массива Тонкий Мыс, об %

Минерал	Плагиоперидотиты, меланотроктолиты		Троктолиты, оливиновые габбро	
	\bar{x}_8	s	\bar{x}_{18}	s
Пл	23,00	7,45	57,14	17,66
Ол	67,65	6,66	26,08	17,88
МП	2,72	6,56	5,17	8,78
РП	2,47	3,74	1,23	1,82
Ам	1,16	1,13	9,17	9,78
Руд	2,91	2,76	1,21	1,43

Таблица 21

Средний химический состав пород массива Тонкий Мыс, мас. %, приведенные к 100

Окисел	Плагиоперидотиты		Троктолиты, оливиновые габбро		Анортозиты	Пегматоидные габбро
	\bar{x}_5	s	\bar{x}_5	s	\bar{x}_2	\bar{x}_2
SiO ₂	41,48	3,58	47,77	0,95	52,02	49,67
TiO ₂	0,37	0,15	0,32	0,09	0,20	1,04
Al ₂ O ₃	8,02	3,38	20,26	1,03	27,28	19,66
Fe ₂ O ₃	10,65	6,16	2,72	1,17	0,96	2,57
FeO	9,22	2,05	5,63	1,63	1,64	4,98
MnO	0,23	0,03	0,12	0,02	0,03	0,11
MgO	25,46	3,03	10,65	1,57	1,99	7,79
CaO	3,71	1,17	9,28	0,60	11,29	10,68
Na ₂ O	0,72	0,39	2,85	0,49	4,27	3,12
K ₂ O	0,05	0,03	0,27	0,11	0,24	0,21
P ₂ O ₅	0,08	0,03	0,07	0,02	0,10	0,14

реза слоистой серии с участием ультрамафитов, а в Слюдинском – верхняя той же серии, но без ультрамафитов и с большим количеством габброноритов. Завершается разрез более поздними титаномагнетитовыми габброидами, которые на массиве Тонкий Мыс проявились в виде даек.

На о. Богучанском устанавливается сходная ассоциация ультрабазит-базитовых пород, меняющаяся по составу от лейкотроктолитов до плагиоперидотитов, включая пегматоидные габбро и троктолиты с коронарными структурами. Таким образом, на трех рассмотренных участках (Богучанский остров, массивы

Тонкий Мыс и Слюдинский), возможно, проявились фрагменты некогда единого крупного расслоенного массива, разобранного тектоническими нарушениями и перекрытого в значительной своей части четвертичными отложениями и водами оз. Байкал.

Гасан-Дякитский массив

Массив размещается в верховьях р. Гасан-Дякит, левого притока р. Холодной, в 15 км северо-восточнее Нюрундуканского плутона. Он имеет площадь около 27 км², вытянут в северо-восточном направлении (согласно с простиранием вмещающих толщ) и разбит на блоки многочисленными тектоническими нарушениями. Вмещающие породы относятся к нюрундуканской свите раннепротерозойского возраста и представлены амфибол-биотитовыми кристаллическими сланцами, форстеритсодержащими мраморами, пироксен- и амфибол-плаггиоклазовыми гнейсовидными роговиками.

Возраст Гасан-Дякитского массива, по аналогии с Довыренским, считается верхнепротерозойским. В его строении участвуют дуниты и перидотиты (верлиты, лерцолиты, гарцбургиты), как правило, плаггиоклазсодержащие, оливиновые и безоливиновые габбронориты, метагабброиды (серпентин-соссюритовые и амфиболлизированные габбро), пегматоидные и офитовые габбро. Все эти породы прорываются гранитоидами верхнепротерозойского мамско-оронского комплекса (лейкограниты, пегматоидные граниты, мусковитовые пегматиты).

Главными породообразующими минералами являются плаггиоклаз (26,0–81,8%), амфибол (1,4–28,2%), рудные минералы и плаггиоклаз, оливин, орто- и клинопироксены, амфибол и шпинель, находящиеся в различных количественных соотношениях. Плаггиоклаз содержит около 60% An в плаггиолерцолите, 56% An в оливиновых и 48% An в безоливиновых габброноритах. Такая, относительно невысокая, основность близка к составам плаггиоклазов из пород массива Тонкий Мыс. Оливин, соответственно, характеризуется повышенной железистостью ($f_{\text{Ol}} = 15\text{--}28\%$).

Химическая характеристика пород Гасан-Дякитского массива основана на 24 химических анализах, заимствованных из работы Э.Г. Конникова /1978/. Средние составы породных групп приведены в табл. 22. Сопоставление этих данных свидетельствует о наличии разрыва между ультраосновными породами и габброидами по ряду петрохимических параметров: меланократовости, щелочности, глиноземистости, титанистости. Переходные породы субультрамафитовой группы в массиве отсутствуют либо не попали в число анализированных проб. Мафитовая группа пород отвечает лейкомазократовым габброидам умеренно щелочного ряда. По содержанию глинозема ультрамафиты относятся к категории умеренно низкоглиноземистых, тогда как мафиты обладают высокоглиноземистым уклоном. Те и другие характеризуются низкими содержаниями титана и фосфора (см. табл. 22).

По химическому составу породы Гасан-Дякитского массива близки к габброидам и ультраосновным породам массива Тонкий Мыс. Эти массивы сближаются по ряду других особенностей состава: наличие пегматоидных габбро с коронарными структурами, относительно высокая железистость оливинов в ультрабазахитах, одинаковый уровень основности плаггиоклаза и др. В отличие от ассоциации пород Тонкого Мыса в Гасан-Дякитском массиве отсутствуют троктолиты и относительно большую роль играют породы с ортопироксеновым уклоном минерального состава: габбронориты – в мафитовой группе, лерцолиты и гарцбургиты – среди перидотитов.

В Гасан-Дякитском массиве известны проявления сульфидной медно-никелевой минерализации. Геолого-разведочными работами в нем обнаружены сплош-

Таблица 22

Средний химический состав пород Гасан-Дякитского массива, мас.%, приведенные к 100

Окисел	Ультрамафиты		Габбронориты, габбро		Метагабброиды	
	\bar{x}_6	s	\bar{x}_{13}	s	\bar{x}_5	s
SiO ₂	43,11	3,00	48,90	1,47	50,32	2,20
TiO ₂	0,29	0,09	0,70	0,42	1,35	0,82
Al ₂ O ₃	4,56	2,00	19,49	1,67	16,27	1,50
Fe ₂ O ₃	6,92	2,34	2,40	0,84	2,26	1,01
FeO	6,11	1,88	5,02	1,15	8,03	2,29
MnO	0,18	0,06	0,11	0,02	0,17	0,05
MgO	35,08	4,06	8,82	2,83	7,24	0,88
CaO	3,16	1,45	11,12	1,28	10,87	2,05
Na ₂ O	0,46	0,21	2,75	0,71	2,75	0,26
K ₂ O	0,08	0,10	0,56	0,44	0,42	0,17
P ₂ O ₅	0,05	0,03	0,14	0,17	0,31	0,29
Σ FeO	12,34	1,22	7,18	1,16	10,07	2,90

Таблица 23

Химический состав пород Курлинского массива, мас.%, приведенные к 100

Окисел	Меланотрокто-лит (1 ан.)	Оливиновые габбро, габбро	
		\bar{x}_4	s
SiO ₂	45,13	47,00	0,71
TiO ₂	0,65	0,42	0,10
Al ₂ O ₃	6,08	15,48	2,50
Fe ₂ O ₃	5,00	1,81	0,56
FeO	9,09	7,01	0,84
MnO	0,15	0,09	0,02
MgO	25,32	15,23	1,93
CaO	7,71	10,98	1,19
Na ₂ O	0,80	1,80	0,34
K ₂ O	0,05	0,19	0,13
P ₂ O ₅	0,01	0,05	0,10
Σ FeO	13,59	8,63	1,01

Примечание. Анализы заимствованы из работы Э.Г. Конникова /1978/.

ные и брекчиевидные сульфидные руды, прожилково- и гнездово-вкрапленная рудная минерализация. Бедная рассеянная вкрапленность сульфидов характерна для всех пород ультраосновного состава, включая продукты их серпентинизации. В ультрамафитах помимо сульфидов присутствуют хромшпинелиды и магнетит. В некоторых разновидностях метаморфизованных габброидов устанавливаются довольно высокие содержания титана, достигающие в отдельных случаях 3,6–5,6%.

Наряду с рассмотренными массивами заслуживают упоминания еще два участка проявления сходной ассоциации основных и ультраосновных пород в Северном Прибайкалье: Курлинский и Холоднинский.

Курлинский интрузив размещается на западном побережье оз. Байкал в районе порта Курлы (г. Северобайкальск). Размеры и внутреннее его строение не ясны. Слагающие породы подвержены интенсивной амфиболитизации и бластомилонитизации. На участках с небольшими изменениями выявляется исходная ассоциация пород, ведущая роль в которой принадлежит оливиновым габбро и троктолитам различной меланократовости. Наиболее основными породами являются меланотроктолиты, дуниты и лерцолиты здесь не встречены.

Имеющиеся химические анализы пород Курлинского интрузива (табл. 23) показывают, что по химическому составу они близки к мафитам других массивов Северного Прибайкалья. Меланотроктолиты отвечают субультрамафитам, а троктолиты попадают в поле мафитов. Для всех пород характерны относительно низкая обшая щелочность, низкие содержания титана и фосфора.

Холоднинский участок находится в левом борту р. Холодной вблизи ее устья. Фактически это небольшие по площади фрагменты расчлененного массива, сложенные оливиновыми габбро и габброноритами, подверженными амфиболитизации, катаклазу и перекристаллизации с образованием апогаббровых бластомилонитов. Судя по реликтам пород и составу первичных породообразующих минералов (оливина, орто- и клинопироксенов), это проявление той же перидотит-пироксенит-габброноритовой ассоциации Северного Прибайкалья.

Реликты габброидов сходного состава выявляются, кроме того, на Онкочанском мысе западного побережья оз. Байкал и в Бироканском массиве восточного побережья. Возможно, сюда же относятся Левомамский и Правомамский массивы, расположенные северо-восточнее Чайского плутона в пределах Кичеро-Мамского антиклинория.

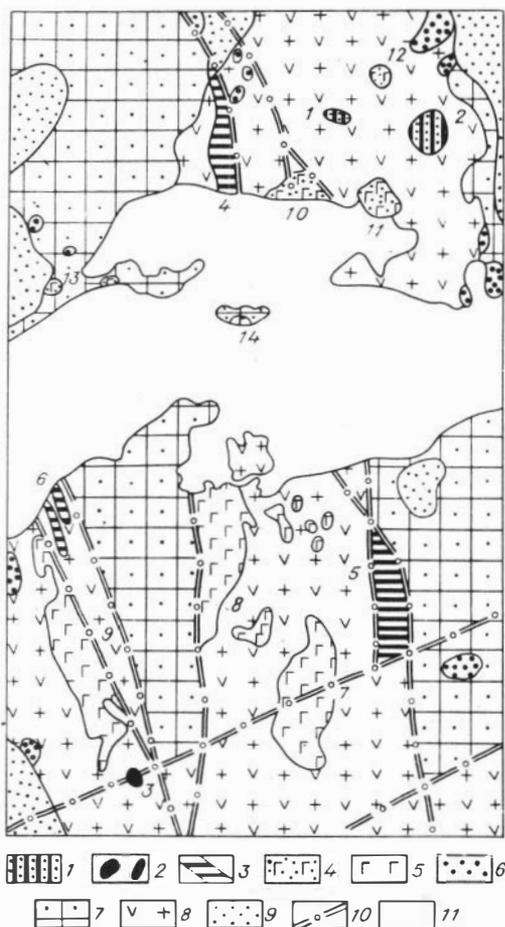
УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫЕ МАССИВЫ МУЙСКО-ВИТИМСКОЙ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЙ ЗОНЫ

В период с 1978 по 1981 г. нами с разной степенью детальности изучены расположенные в восточной части Байкало-Витимской складчатой системы Витимконский, Заоблачный, Исполинский, Ирокиндинский, Кедровский, Маринкинский, Парамский и Якутский массивы (рис. 18). Полевые исследования проводились П.А. Балыкиным в 1978 г. совместно с Л.И. Шабалиным, в 1980 – с А.Э.Изохом, С.Н. Рудневым, в 1981 г. – с А.И. Готовым, Ф.П. Лесновым, С.Н. Рудневым. Обработка собранного и имеющегося в литературе материала по этим и другим плутонам основного и ультраосновного состава данного района позволила обособить их в следующие формационные типы: 1) контрастно дифференцированные хром-никеленосные перидотит-пироксенит-анортосит-габбровые массивы (Заоблачный, Исполинский, Маринкинский); 2) высокотитанистые существенно габброидные интрузивы с ильменит-титаномагнетитовой (Витимконский, Ирокиндинский, Кедровский) и апатит-ильменит-титаномагнетитовой минерализацией (Якутский, Аномальный и др.); 3) гипербазитовые протрузивные (?) тела (Шаманский, Парамский и др.) и нерасчлененную габбродиабаз-диорит-гранодиорит-плагиогранитную ассоциацию (многочисленные массивы, включаемые в состав

Рис. 18. Схема размещения интрузий основного и ультраосновного состава в пределах Муйско-Витимской складчатой системы по данным Э.Л. Прудовского с дополнениями и изменениями авторов. Масштаб 1:1 000 000.

1 - лерцолит-пироксенит-габброноритовые массивы; 2 - дунит-троктолит-габбровые массивы; 3 - гипербазитовые тела; 4 - высокотитанистые габбровые массивы с апатит-ильменит-титаномагнетитовой минерализацией; 5 - высокотитанистые габбровые массивы с титаномагнетит-ильменитовой минерализацией; 6 - массивы неуставленного формационного типа; 7 - архейские высокометаморфизованные вулканогенно-осадочные формации; 8 - протерозойские гранитоидные и вулканогенно-осадочные формации (в том числе составляющие муйского комплекса); 9 - палеозойская карбонатная и пестроцветная формации межгорных прогибов; 10 - глубинные разломы; 11 - ареал развития мезокайнозойских континентальных терригенных формаций Муйской котловины.

1-14 - массивы: 1 - Исполинский, 2 - Заоблачный, 3 - Маринкинский, 4 - Парамский, 5 - Шаманский, 6 - Молодежный, 7 - Витимконский, 8 - Кедровский, 9 - Ирокиндинский, 10 - Якутский, 11 - Аномальный, 12 - Таллаинский, 13 - Бурдуковский, 14 - Муйский.



муйского комплекса). Анализ геологического положения этих плутонов, их состава, строения и рудоносности посвящено большое количество работ /Салоп, 1967; Прудовский, Грудини, 1972; Грудини, 1979; Свешников, 1978, 1979; Поляков, Богниб и др., 1983; Балькин, Петрова, Майорова и др., 1983/. Ниже приводится геолого-петрографическая характеристика Маринкинского, Исполинского и Заоблачного массивов.

Маринкинский массив

Плутон вскрывается в юго-восточной оконечности Байкало-Витимской складчатой системы в бассейне руч. Маринкинского, впадающего в р. Тулдунь (левый приток р. Витим), и приурочен к Келяно-Ирокиндинской зоне глубинных разломов северо-восточного простирания (см. рис. 18). Породы Маринкинского массива в восточной части прорывают нижнепротерозойские ороговикованные диабазы нижнеорбылокской свиты, в остальных участках, за исключением северо-западного, перекрытого четвертичными отложениями, они рвутся более поздни-

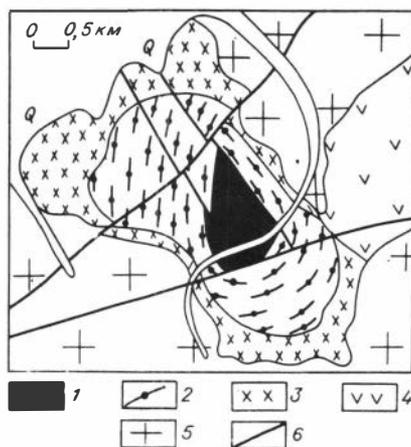
ми гранитоидами баргузинского верхнепротерозойского комплекса. В плане это интрузивное тело грубопрямоугольной формы площадью около 11 км², разбитое разрывными нарушениями на ряд блоков (рис. 19). Благодаря глубокому врезу русла руч. Маринкинского, pluton по вертикали вскрыт на 700 м, причем в русле обнажаются в ряде приконтактных участков метаморфизованные основные эффузивы.

Маринкинский pluton обладает концентрически-зональным с признаками конфокальности внутренним строением. В центральной части массива вскрывается изометричный блок дунитов и плагиодунитов площадью около 2 км², резко сменяющийся к периферийным участкам контрастно расслоенной серией пород, представленной преимущественно троктолитами, переслаивающимися с плагиодунитами, плагиоперидотитами, оливиновыми габбро, анортозитами. В северной части plutона среди элювиального курума пород расслоенной серии отмечаются в небольшом количестве габбро, габбронориты, оливиновые нориты. На контакте с гранитоидами повсеместно развиты переменной мощности зоны цоизитовых, цоизит- и соскурит-актинолитовых пород. Углы падения трахитоидности и полосчатости в породах расслоенной серии довольно крутые (преимущественно 60–80°) и имеют падение в сторону дунитового блока. Характер взаимоотношения пород в plutone следующий. В пределах дунитового блока преобладают плагиоклазосодержащие дуниты, причем к периферическим участкам количество плагиоклаза в дунитах возрастает. На контакте дунитового ядра с вмещающими троктолитами развиты грубопорфировидные такситовые породы, варьирующие по составу от плагиодунитов до мелано- и мезотроктолитов. "Леопардовый" пятнистый облик этих пород обусловлен наличием крупных (до 10 см) гнездообразных "лапчатых" обособлений оливина в плагиоклазовой матричной массе. Наиболее контрастная расслоенность с варьированием состава прослоев от плагиодунитов до анортозитов свойственна ближайшему окружению дунитового ядра. В северо-западном контакте мощность зоны составляет не менее 900, в южном – около 500 м. В пределах данной зоны наряду с ритмичным переслаиванием пород имеются участки с незакономерным чередованием дунитов, троктолитов, анортозитов с флексуорообразным изгибом прослоев, асимметричным строением и частым выклиниванием слоев различного состава. Остальная часть массива, за исключением полей развития измененных под воздействием гранитоидов пород, сложена преимущественно равномерно-зернистыми лейкотроктолитами с довольно устойчивым соотношением количеств плагиоклаза (~70–80%) и оливина (~15–25%). К мафитовой группе пород относятся также габбро, габбронориты и оливиновые нориты, обнаруженные в северо-западной части plutона среди цоизитовых пород. В троктолитах имеются дайки субультрамафитового и ультрамафитового состава, мало отличающиеся от ультраосновных пород центральной части массива. Они, в свою очередь (как и породы дунитового ядра и его окружения), секутся мелкозернистыми дайками и жилами габбро, габброноритов, анортозитов, пироксенитов и диабазов.

Характерная особенность пород массива – малая изменчивость составов породообразующих минералов при весьма широких вариациях их количественных соотношений (табл. 24–28). Оливин представлен форстерит-хризолитом ($f_{\text{Ол}} = 9-16,3\%$), плагиоклаз – битовнитом, реже анортитом (An_{70-94}), клинопироксен – субкальциевым низкоглиноземистым высокомагнезильным авгитом ($f_{\text{МП}} = 13-23\%$), ортопироксен – алюмобронзитом ($f_{\text{РП}} = 16,2\%$), амфибол – низкотитанистой роговой обманкой ($f_{\text{Ам}} = 19\%$). Из рудных минералов наиболее широко развиты хромшпинели с содержаниями Cr_2O_3 от 19 до 32%. Сульфиды,

Рис. 19. Схема геологического строения Маринкинского массива. Составлена авторами с использованием данных Э.Л. Прудковского и М.И. Грудина.

1 - дуниты; 2 - расслоенная серия троктолитов и оливиновых габбро с прослоями плагидунитов, плагиперидотитов, анортозитов; 3 - алогаббровые метасоматиты сосюрит-цоизит-актинолитового состава; 4 - метаморфизованные эффузивы основного состава нижнегорбылокской свиты раннепротерозойского (?) возраста; 5 - гранитоиды верхнепротерозойского (?) баргузинского комплекса; 6 - тектонические нарушения.



представленные преимущественно пирротином, халькопиритом и пентландитом, встречаются спорадически. Статистические характеристики (см. табл. 24) отражают количественные соотношения минералов в выделенных группах пород и их усредненный состав.

Ультрасосновные породы представлены в массиве дунитами и плагидунитами, крайне редко встречаются плагиперидотиты. Бесплагноклазовые разновидности наблюдаются в небольшом количестве в пределах дунитового ядра. Дуниты представляют собой темно-коричневые до черных мелко- и среднезернистые породы, состоящие на 90-95% из оливина и на 3-5% из хромшпинелидов. Крайне незначительный по объему цементирующий интеркумулусный парагенезис представлен плагноклазом, клино- и ортопироксеном, амфиболом, причем бронзит и амфибол входят в состав маломошных коронарных структур на контакте Ол, Шп - Пл. Оливин характеризуется округлыми, как бы оплавленными формами зерен с отчетливо выраженной спайностью по (010). По составу он отвечает хризолиту ($f_{\text{Ол}} = 12-14\%$) и обычно содержит мелкие идиоморфные зерна хромшпинелидов, характеризующиеся наиболее высокими содержаниями Cr_2O_3 и Al_2O_3 . Плагноклаз в плагидунитах и плагиперидотитах - типичный интеркумулусный минерал и по составу отвечает битовниту (An_{73-78}). Условно к этой группе пород относятся и хромитовые руды, приближающиеся по составу к богатым хромшпинелидами дунитам (см. табл. 24). Образец хромитовой руды был взят из довольно однородной по составу глыбы в русле руч. Маринкинского - тем самым характер взаимоотношения ее с другими породами остался невыясненным. Однако такие факты, как наиболее высокая магнезиальность оливина ($f_{\text{Ол}} = 9\%$) и хромшпинели ($\text{MgO} = 11,6\%$), свидетельствуют в пользу кумулятивной природы оливин-хромшпинелидового парагенезиса.

Между дунитами центрального ядра и дунитами, образующими прослои в пределах расслоенной анортозит-дунит-троктолитовой серии, практически нет различий в составе и структурно-текстурных особенностях. Можно лишь отметить более высокое содержание в дунитах из расслоенной серии плагноклаза и наличие постепенных переходов к лейкотроктолитам с появлением на контакте промежуточных по составу мезо- и меланотроктолитов. При анализе гистограмм, характеризующих распределение содержаний оливина и плагноклаза в объединенной выборке по всей совокупности пород (см. гл. III), устанавливается наличие значимого минимума между субультрамафитовой и мафитовой группами пород; при этом меланотроктолиты объединяются с ультрамафитами в статистически

Таблица 24

Средний количественный минеральный состав групп пород Маринкинского массива, об. %

Минерал	Дуниты, меланотроктолиты		Троктолиты, оливковые габбро		Анортозиты (1 ан.)
	\bar{x}_{11}	s	\bar{x}_{24}	s	
Пл	14,4	13,7	68,2	11,1	84,0
Ол	81,3	14,5	23,2	12,3	15,0
МП	1,1	1,5	6,3	9,0	0,5
РП	0,2	0,5	0,8	0,7	0,0
Ам	0,3	0,9	0,9	1,5	0,0
Шп	2,7	2,0	0,7	0,7	0,5
% Ан	76,8	Не расщ.	82,9	Не расщ.	84,0

Окончание табл. 24

Минерал	Габбро (1 ан.)	Жильные дуниты, перидотиты и меланотроктолиты	Хромитовая руда (1 ан.)	Такситовые дуниты и меланотроктолиты	
				троктолитовая часть (1 ан.)	плаггиодунитовая часть (1 ан.)
		\bar{x}_3			
Пл	81,0	11,9	1,3	33,5	14,0
Ол	Не обн.	83,7	45,0	63,0	85,5
МП	19,0	3,3	Не обн.	3,0	Не обн.
РП	0,0	Не обн.	"	Не обн.	"
Ам	Не обн.	0,0	"	"	"
Шп	0,0	1,1	53,7	0,5	0,5
% Ан	70,0	78,0	Не опр.	94,0	Не опр.

Таблица 25

Средний химический состав плаггиоклазов, мас. %

Окисел	Дуниты (1 ан.)	Троктолиты, оливковые габбро		Анортозиты (1 ан.)
		\bar{x}_6	s	
CaO	17,58	17,33	0,74	17,58
Na ₂ O	1,25	1,51	0,25	1,50
K ₂ O	0,07	0,07	0,02	0,05
An	88,80	86,23	2,59	87,1
Ab	10,80	13,26	2,56	12,6
Or	0,40	0,51	0,17	0,3

Примечание. Анализы заимствованы из работы Ф.П. Леснова, Э.Л. Прудовского /1976/.

Таблица 26

Средний химический состав оливинов, мас. %

Окисел	Хромитовая руда (1 ан.)	Дуниты, перидотиты		Троктолиты, оливиновые габбро		Жильные дуниты и перидотиты
		\bar{x}_3	s	\bar{x}_9	s	
SiO ₂	41,32	40,63	0,48	40,31	0,38	39,73
ΣFeO	8,50	12,21	1,24	14,14	0,56	14,36
MnO	0,15	0,27	0,03	0,30	0,02	0,29
MgO	49,34	46,87	0,37	45,27	0,75	45,54
NiO	0,23	0,19	0,05	0,16	0,02	0,17
f Ол	9,00	13,00	1,22	15,16	0,51	15,25

Таблица 27

Средний химический состав клинопироксенов, мас. %

Окисел	Дуниты, перидотиты, меланотроктолиты		Троктолиты, безоливиновые габбро	
	\bar{x}_3	s	\bar{x}_3	s
SiO ₂	51,81	0,58	52,61	1,21
TiO ₂	0,40	0,11	0,42	0,23
Al ₂ O ₃	3,27	0,28	2,40	0,90
Σ FeO	4,78	0,18	5,43	1,98
MnO	0,08	0,01	0,07	0,05
MgO	15,70	0,06	15,75	0,96
CaO	22,09	0,24	21,70	2,11
Na ₂ O	0,42	0,05	0,34	0,08
Cr ₂ O ₃	0,92	0,34	0,36	0,09
f МП	14,76	0,56	16,43	5,86

однородную петрографическую группу пород. По структурно-текстурным особенностям между ультрамафитами и меланотроктолитами также нет существенных различий. В то же время в меланотроктолитах плагиоклаз является более кальциевым по составу (An₈₁₋₈₈), несколько выше в них отношение Fe/Mg (см. табл. 24, 29).

Среди пород базитового ряда в Маринкинском плутоне резко преобладают лейкотроктолиты с устойчивым соотношением количеств плагиоклаза (~70-80%) и оливина (~15-25%). Это светло-серые среднезернистые отчетливо трахитоидные породы. Характер взаимоотношения плагиоклаза и оливина в них противоположен таковому в дунитах, перидотитах, меланотроктолитах: оливин имеет бухтообразные и угловато-заливчатые формы срезов в шлифах среди идиоморф-

Таблица 28

Средний химический состав хромшпинелидов, мас. %

Окисел	Дуниты, меланотроктолиты		Троктолиты, оливинные габбро		Анортозиты (1 ан.)	Хромитовая руда (1 ан.)
	\bar{x}_7	s	\bar{x}_4	s		
TiO ₂	0,56	0,43	1,23	0,80	0,79	0,49
Al ₂ O ₃	22,16	7,55	14,97	3,43	15,49	29,27
Cr ₂ O ₃	28,16	4,46	27,50	2,62	29,52	28,46
Σ FeO	41,13	6,62	47,88	6,64	46,98	28,76
MnO	0,97	0,16	1,13	0,12	1,07	0,72
MgO	6,32	2,48	2,94	0,77	3,25	11,61
f Шп	69,71	10,47	85,92	4,01	83,2	47,7

ных короткостолбчатых кристаллов плагиоклаза. Эта свойственная троктолитам структурно-текстурная особенность в Маринкинском плутоне устойчиво выдерживается. Менее отчетливо проявлена другая специфическая особенность троктолитов – наличие коронарных структур на контакте оливин – плагиоклаз. Более часто встречаются келифитовые оторочки бурой роговой обманки вокруг хромшпинелидов, образующих в этих породах скопления из мелких октаэдрических кристаллов преимущественно внутри зерен плагиоклаза либо на контакте их друг с другом и с кристаллами оливина. Коронарные структуры на контакте оливина и плагиоклаза развиты спорадически и приурочены к участкам пород с наличием интеркумулусного амфибол-авгитового парагенезиса. Между коронарным и интеркумулусным парагенезисами имеются постепенные взаимопереходы. Короны варьируют по составу и строению от простых (Ол)–РП–(Пл) до сложных (Ол)–РП–Ам ± Шп–(Пл) /Балькин, Петрова, Майорова, 1983/.

В пределах контрастно расслоенной серии пород, непосредственно примыкающей к дунитовому ядру, лейкотроктолиты уступают по объему ультраосновным породам, мелано- и мезотроктолитам; здесь же встречаются маломощные прослои анортозитов. При приближении к периферическим участкам плутона монотонный горизонт лейкотроктолитов, окаймляющий контрастно расслоенную серию пород, сменяется оливинными габбро и, возможно, оливинными габброноритами и норитами. Из-за широко проявившихся процессов преобразования этих пород более поздними гранитоидами объемные их соотношения остались невыясненными. В отличие от ультрабазитов и меланотроктолитов плагиоклаз в лейкотроктолитах является более кальциевым по составу (Ан₇₈₋₉₀), а оливин – несколько более железистым ($f_{\text{Ол}} = 14,6-16,3\%$). Хромшпинелиды содержат меньше глинозема и больше железа (см. табл. 28). Оливинные габбро отличаются от лейкотроктолитов повышенными содержаниями магнезиального авгита ($f_{\text{МП}} = 12,9-13,4\%$), образующего в ряде случаев пойкилитовые кристаллы иногда в парагенезисе с бурой роговой обманкой. Оливин и плагиоклаз в этих породах обладают близким идиоморфизмом. Плагиоклаз в оливинных габбро несколько менее основной по составу, чем в лейкотроктолитах (Ан₇₈₋₈₀).

Существенно отличаются от оливинных габбро и троктолитов безоливинные габбро, встречающиеся нами среди элювиального курума в северной части плутона. Характер их взаимоотношения с троктолитами и оливинными габбро остался невыясненным. Это средне- до крупнозернистых лейкократовые породы,

Таблица 29

Средний химический состав групп пород Маринкинского плутона, мас. %, приведенные к 100

Окисел	Дуниты, меланотроктолиты		Троктолиты, оливиновые габбро		Анортозиты (1 ан.)	Габбро, габбронориты	Жильные дуниты и перидотиты	Такситовые дуниты и меланотроктолиты	Хромитовая руда (1 ан.)
	\bar{x}_{16}	s	\bar{x}_{12}	s					
SiO ₂	39,59	1,39	43,65	1,48	44,13	46,89	41,32	40,48	17,90
TiO ₂	0,09	0,06	0,09	0,08	0,05	0,15	0,09	0,06	0,22
Al ₂ O ₃	4,91	3,88	21,62	3,27	29,04	22,46	6,31	4,67	15,64
Fe ₂ O ₃	2,54	1,78	1,22	1,29	0,83	1,97	0,82	2,81	14,67
FeO	11,45	1,95	5,24	1,69	2,92	3,71	11,28	9,94	6,29
MnO	0,18	0,04	0,09	0,02	0,04	0,09	0,19	0,18	0,13
MgO	38,34	5,69	15,02	3,92	6,41	7,80	34,30	39,39	29,39
CaO	2,17	2,14	11,90	2,10	15,39	15,27	5,35	2,36	0,00
Na ₂ O	0,58	0,69	1,05	0,27	1,14	1,56	0,29	0,08	0,05
K ₂ O	0,11	0,14	0,11	0,16	0,05	0,10	0,05	0,05	0,06
P ₂ O ₅	0,03	0,06	0,03	0,05	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00

Примечание. Содержание Cr₂O₃ в хромитовой руде составляет 15,58%. При расчете средних характеристик, кроме оригинальных аналитических данных, использованы материалы Э.Л. Прудовского.

состоящие из идиоморфных кристаллов лабрадор-битовнита (An_{70}), заключенных внутри крупных пойкилитовых зерен относительно железистого авгита ($f_{МП} = 23,2\%$). В небольшом количестве в породах встречаются ортопироксен, зеленая роговая обманка, магнетит, зеленая шпинель.

Жильная серия в массиве представлена разнообразной по составу группой пород со следующим порядком их формирования: плагиодуниты, плагиоперидотиты, меланотроктолиты \rightarrow оливиновые габбро, габбронориты \rightarrow анортозиты \rightarrow пироксениты \rightarrow диабазы. Нами был изучен состав жильных плагиоперидотитов, плагиодунитов и меланотроктолитов. Эти незначительной мощности (до 30–40 см) дайки в целом идентичны плагиодунитам и меланотроктолитам из расслоенной серии плутона по составу плагиоклаза (An_{78}), оливина ($f_{Ол} = 14,3-16,3\%$), хромшпинелидов (см. табл. 28) и количественным соотношениям слагающих минералов. Несколько больше в этих породах авгита (см. табл. 24), что согласуется с повышенным содержанием в них SiO_2 , Al_2O_3 , CaO и меньшим — MgO (см. табл. 29). Субультрамафитовые и ультрамафитовые дайки прорывают троктолиты и оливиновые габбро. Характер их взаимоотношения прекрасно виден в отпрепарированных глыбах в русле руч. Маринкинского. Обычно на контакте со стороны троктолитов наблюдаются зонки лейкотроктолитового состава, которые в то же время насыщены микроблоками оливинового материала дайки. Нередко отмечаются мелкие апофизы субультрамафитов в троктолиты от основного дайкового тела. Реже встречаются мелкие ксенолиты троктолитов в дайках меланотроктолитов и даже инъекции их в меланотроктолиты самой причудливой формы (проявление реоморфического процесса?). Более поздние дайки оливиновых габбро, габброноритов, пироксенитов и анортозитов имеют довольно отчетливый контакт и прорывают как породы расслоенной серии, дуниты центрального блока массива, так и дайки субультрамафитов и такситовые меланотроктолиты. По данным Э.Л. Прудовского, дайки пегматоидных безоливиновых габброноритов характеризуются парагенезисом лабрадора (An_{66-68}), авгита, плеохроирующего в розовых тонах бронзита и бледно-зеленого амфибола, образующего каемки вокруг пироксенов. Дайки диабазов и диабазовых порфириров обладают офитовой структурой и парагенезисом лабрадора (An_{60}), авгита и магнетита. Нами исследован также состав грубозернистых такситовых пород из контакта дунитов центрального ядра с вмещающими троктолитами. Был проанализирован состав лейко- и меланократовых обособлений, широко варьирующих по объему и характеру соотношений слагающих их минералов. Изученные обособления изменяются по составу от плагиодунитов до меланотроктолитов (см. табл. 24, 29). В шлифах однако встречаются микроучастки из этих пород, отвечающие по составу мезо- и лейкотроктолитам. Специфическая особенность этих пород — анортитовый состав плагиоклаза (An_{94}).

Отмеченные петрографические и минералогические черты пород Маринкинского массива хорошо согласуются с особенностями их химического состава: высокой магнезиальностью, глиноземистостью при крайне низких содержаниях в породах титана, фосфора, щелочей (см. табл. 29). По сравнению с породами из других дунит-троктолит-габбровых массивов Байкало-Стансвой области они характеризуются в среднем наиболее низкой железистостью, и самым низким отношением $Na + K / Al$. Все эти особенности справедливы как при сопоставлении средних характеристик объединенных выборок, так и при сравнении статистически однородных петрографических групп пород. Наиболее широко в породах варьируют содержания Al_2O_3 и MgO и, соответственно, меланократовость пород (рис. 20). Жильные и такситовые перидотиты, плагиодуниты

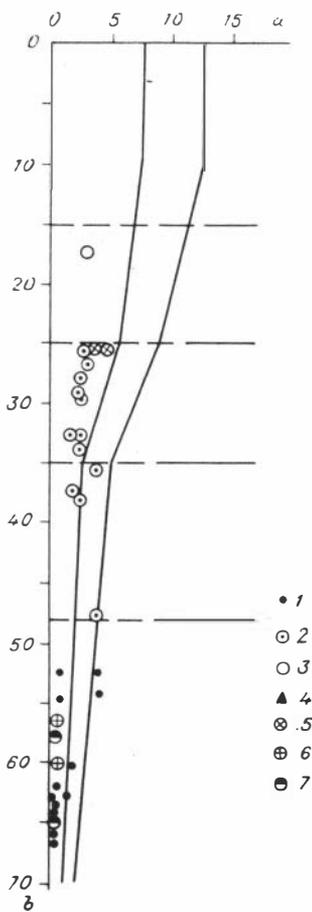


Рис. 20. Химический состав пород Маринкинского массива в координатах а - b.

1 - дуниты, перидотиты, меланотроктолиты; 2 - троктолиты, оливиновые габбро; 3 - анортозиты; 4 - хромитовая руда; 5 - габбро, габбронориты; 6 - жильные перидотиты; 7 - такситовые плагиодуниты.

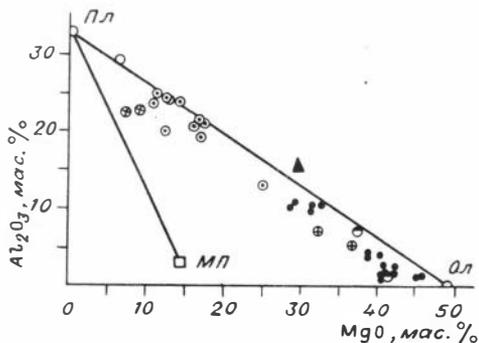


Рис. 21. Химический состав пород Маринкинского массива в координатах $Al_2O_3 - MgO$, мас. %.

Усл. обозн. см. на рис. 20.

и меланотроктолиты характеризуются аномально низкими содержаниями щелочей, и особенно натрия (см. табл. 29). Как в мафитовой, так и в ультрамафитовой группе пород устанавливается сильная положительная корреляционная зависимость между $Al_2O_3 - CaO$, а также $FeO - MgO$. Между

субультрамафитовой и мафитовой группами пород имеется отчетливая дискретность по характеру распределения содержаний ряда компонентов и составу минералов (см. гл. III). В ряду ультраосновные породы — троктолиты — габбро и габбронориты устанавливается возрастание содержаний SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , CaO , Na_2O и уменьшение количеств FeO , MgO , MnO . На диаграмме $Al_2O_3 - MgO$ точки составов пород располагаются вдоль линии, соединяющей в этих координатах хризолит и битовнит с наличием двух обособленных петрографических групп пород (рис. 21).

Как уже отмечалось, породы массива в зоне контакта с более поздними гранитоидами сильно изменены. Здесь широко развиты как цоизит-, соссюрит-актинолитовые, актинолит-серпентин-цоизитовые, так и почти мономинеральные цоизитовые породы. Это обычно зеленовато-розовые до светло-зеленоватых и розовых среднекристаллические породы с редкими реликтами хромшпиннелид-оливин-плагиоклазового исходного парагенезиса. Преобладают в этих породах цоизит и соссюрит. Цоизит образует призматические таблитчатые мелкие агрегаты до 2-3 мм в поперечнике. В шлифах он бесцветный, в поляризованном свете варьирует по цвету от серых до синих аномальных оттенков. Актинолит встречается в виде скоплений призматических кристаллов бледно-зеленой окраски. Реже появляющийся серпентин представлен антигоритом, заполняющим промежутки между цоизитом и актинолитом с образованием характерных петельчатых

структур. В качестве примесных минералов выступают карбонаты, магнетит, тальк, зеленая шпинель.

В местах рассеяния массива разрывными нарушениями дуниты и плагиодуниты преобразованы в серпентиниты, серпентин-тремолитовые и серпентин-актинолитовые породы. Преобладающий в этих породах серпентин представлен антигорит-лизардитом, образующим характерные петельчатые и микролепидо-бластовые структуры. Серпентин обычно насыщен игольчатыми и мелкопризматическими кристаллами актинолита и мелкораспыленной магнетитовой сыпью. Нередко встречаются повышенные содержания карбонатного материала, талька, гидроксидов железа (до 30–40%). В ассоциации с этими породами в пределах ультраосновного ядра отмечаются прожилки поперечно-волоконистого асбеста чаще всего в сростании с магнетитом, а также хромшпинелид-магнетитовые просечки.

Заоблачный массив

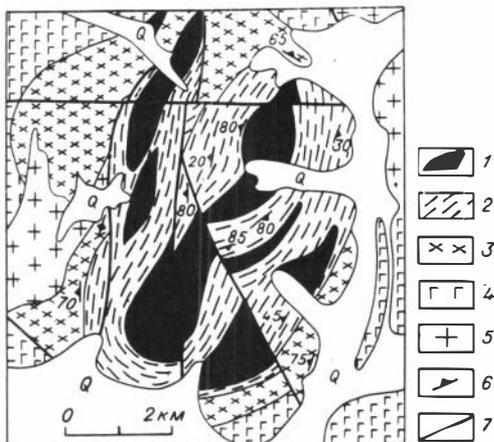
В бассейне р. Таллаи (правого притока р. Витим) в процессе проведения государственной геологической съемки (масштаб 1:50 000) выявлена группа сложно дифференцированных ультрабазит-базитовых массивов (в районе гольцов Исполинский, Заоблачный, Таллаи и верховьях руч. Дикий). Эти плутоны были выделены в самостоятельный таллаинский комплекс предположительно верхнепротерозойского возраста /Свешников, 1978, 1979/. По комплексу признаков они сближаются с хром-никеленосными ультрабазит-базитовыми массивами Северного Прибайкалья, а также Маринкинским дунит-троктолитовым, вскрываемым южнее этих массивов, но в пределах той же структурно-формационной зоны.

Среди ультрабазит-базитовых плутонов Муйско-Витимской структурно-формационной зоны массив Заоблачный является самым крупным, наиболее дифференцированным и характеризуется широким набором слагающих его пород. Он вскрывается в крайней восточной части Байкало-Витимской складчатой системы среди сильно метаморфизованных гнейсовидных габброидов и гнейсогранитов раннепротерозойского (?) муйского комплекса /Свешников, 1979/. Интрузив имеет в плане форму, близкую к изометричной, с незначительным удлинением в меридиональном направлении (рис. 22). Серией разломов субмеридионального и широтного направлений он разбит на ряд блоков. Значительная часть восточного и южного контактов плутона с вмещающими породами перекрыта аллювиальными отложениями руч. Недоступный и р. Таллаи, а также делювиальным курумом. Северный контакт не изучен. В западном и фрагментарно в других приконтактных участках устанавливается неотчетливый "размазанный" характер контакта с вмещающими их гнейсовидными габброидами, диабазами и диоритоидами муйского комплекса. Определение границы плутона усложняется наличием многочисленных и различных по мощности сателлитовых прослоев ультрамафит-мафитового состава среди гнейсовидных пород муйского комплекса, ориентированных преимущественно параллельно простиранию контактов и внутренней структуре плутона. Кроме того, исследование характера экзо- и эндоконтактных взаимоотношений затруднено из-за существенного преобразования исходного состава пород более поздними регионально-метаморфическими процессами. Юго-западная часть плутона прорвана мелкозернистыми аплитовидными гранитами раннепалеозойского витимканского комплекса /Свешников, 1979/.

К.И. Свешников, впервые описавший массив Заоблачный, выделил в его составе шесть интрузивных фаз, а также разнообразную по составу жильную серию пород. Согласно нашим исследованиям, в отдельных, не затронутых поздними преобразованиями участках плутона (преимущественно в западном и юго-западном сегментах) отчетливо устанавливаются двухэтапность его становления

Рис. 22. Схема геологического строения массива Заоблачный. Составлена П.А. Балькиным, А.Э. Изохом, С.Н. Рудневым с использованием материалов К.И. Свешникова /1979/.

1 - анортозит-габброперидотитовая серия пород; 2 - габброперидотитовая серия пород; 3 - сосюрит-цоизит-актинолитовые породы с реликтами габброперидотитового и анортозит-габброперидотитового парагенезисов; 4 - амфиболовые габбро, диабазы, диоритоиды и плагиограниты муйского комплекса; 5 - гранитоиды раннепалеозойского (?) витимканского комплекса; 6 - элементы трахитоидности и полосчатости; 7 - разрывные нарушения.



и исходный состав дифференциатов. На первом этапе формировалась анортозит-габбро-перидотитовая группа пород, представленная преимущественно амфибол-содержащими плагиоклассами, меланотроктолитами, меланогабброперидотитами, оливиновыми габбро и габброперидотитами. Эти породы образуют различные по размерам блоки (мегаксенолиты), заключенные в мелкозернистых габбро, габброперидотитах и норитах, которые представляют собой следующую серию дифференциатов плутона. Анортозит-габбро-перидотитовая группа пород прорывается жильной серией, отвечающей по составу перидотитам, троктолитам, оливиновым габбро, габброперидотитам, норитам, анортозитам, амфиболовым габбро; диабазам. Преобладают среди них дайки габброперидотитов и норитов, достигающие мощности 1 м. Интрузивная серия габброперидотитов и норитов прорывается только дайками (до 0,5 м мощностью) перидотитовых амфиболовых габбро, которые секутся прожилками диабазов мощностью не более 1-5 см.

Особое место в этом ряду занимают реакционные пироксениты, развитые на контакте вышеупомянутых двух серий пород, а также орбикулярные оливиновые меланонориты, обнаруженные С.Н. Рудневым в пределах простирающегося в субширотном направлении серповидного ксенолита перидотитов (мощностью около 50 м) среди габброперидотитов и норитов в центральной части массива. Средний количественный минеральный и химический составы пород Заоблачного массива с разделением их на статистически однородные петрографические группы пород, жильные и реакционные породы приведены в табл. 30, 31.

Основными породообразующими минералами анортозит-габбро-перидотитовой серии пород массива являются оливин, отвечающий по составу хризолит-гиалосидериту ($f_{\text{Ол}} = 18,5-32\%$), и плагиоклаз битовнит-анортозитового состава (An_{78-91}). Менее развиты низкоглиноземистый авгит ($f_{\text{МП}} = 19-20\%$), алюмогранит ($f_{\text{РП}} = 18-26\%$), высокомагнезиальная роговая обманка ($f_{\text{Ам}} = 18-26\%$), высокоглиноземистая малохромистая шпинель, магнетит, ильменит, сульфиды. Средний состав химически анализированных минералов приведен в табл. 32-35. Наиболее высокая основность плагиоклаза (An_{99}) установлена в орбикулярных меланоноритах, наиболее низкая - в амфиболовых оливинсодержащих габбро (An_{78}). Самый магнезиальный по составу оливин ($f_{\text{Ол}} = 18,5-25\%$) свойствен ультраосновным породам и меланотроктолитам. более железистый - оливиновым габброперидотитам ($f_{\text{Ол}} = \text{до } 32\%$).

Таблица 30

Средний количественный минеральный состав петрографических групп пород массива Заоблачный, об. %

Минерал	Дуниты, перидотиты, меланотроктолиты, меланогаббро		Троктолиты, оливковые габбро и габбронориты		Анортозиты		Габбро, габбронориты, нориты		Жильная серия пород		Реакционные пироксениты	
	\bar{x}_{18}	s	\bar{x}_{27}	s	\bar{x}_4	s	\bar{x}_{21}	s	\bar{x}_9	s	\bar{x}_{10}	s
Пл	16,41	13,47	60,53	12,77	90,05	12,21	70,81	8,03	61,47	21,13	17,88	14,08
Ол	60,69	20,89	25,95	13,19	6,00	11,67	2,10	4,88	5,03	7,24	18,59	22,22
МП	8,46	16,08	1,59	2,59	1,07	2,08	9,72	5,91	12,52	14,14	42,61	38,57
РП	2,78	6,14	0,83	1,74	0,05	0,10	9,28	5,93	11,28	17,26	13,24	12,15
Ам	4,45	6,68	3,20	5,47	1,53	2,00	4,32	4,47	7,07	7,53	5,08	3,30
Мт+Шл	1,15	1,17	0,72	0,77	0,35	0,24	2,60	1,75	0,42	1,01	0,91	1,19
Шл	0,88	1,12	0,61	0,44	0,00	0,01	0,43	1,42	0,12	0,37	0,64	1,02
РП'	1,69	1,88	2,75	3,47	0,08	0,15	0,07	0,26	0,02	0,07	0,04	2,02
(Ам+Шл)'	3,48	4,23	3,84	5,34	0,93	1,85	0,64	1,59	2,09	4,84	1,07	2,99
% Ан	86,0	Не расщ.	84,0	Не расщ.	84,0	Не расщ.	76,0	Не расщ.	85,0	Не расщ.	86,0	Не расщ.

Примечание. РП', (Ам + Шл)' - количество ортопироксена, амфибола (+шпинели), образующих коронарные структуры на контакте оливина и плагиоклаза.

Таблица 31

Средний химический состав петрографических групп пород массива Заоблачный, мас.%, приведенные к 100

Окисел	Дуниты, перидотиты, меланотроктолиты, меланогаббро		Троктолиты, оливковые габбро и габбронориты		Анортозиты		Габбро, габбронориты, нориты		Жильная серия пород		Реакционные пироксениты	
	\bar{x}_{13}	s	\bar{x}_8	s	\bar{x}_3	s	\bar{x}_{16}	s	\bar{x}_5	s	\bar{x}_3	s
SiO ₂	42,00	1,17	43,37	1,07	44,16	0,83	46,02	3,66	47,52	3,58	46,84	2,70
TiO ₂	0,11	0,03	0,11	0,06	0,09	0,08	0,87	0,29	0,21	0,19	0,34	0,11
Al ₂ O ₃	10,64	2,65	23,34	3,50	30,50	1,59	19,44	3,62	25,40	6,07	10,33	3,44
Fe ₂ O ₃	3,34	0,67	1,96	1,24	1,02	0,64	3,77	1,35	0,59	0,81	1,48	0,48
FeO	11,13	2,33	6,04	1,60	2,96	0,41	7,63	1,64	3,63	1,97	7,26	2,04
MnO	0,20	0,03	0,11	0,02	0,06	0,01	0,16	0,04	0,06	0,04	0,14	0,03
MgO	25,64	2,30	11,00	2,91	4,48	1,02	7,46	1,91	5,15	4,35	16,22	1,14
CaO	6,45	1,15	13,21	1,31	15,63	0,13	11,83	2,09	15,45	3,89	16,71	3,75
Na ₂ O	0,37	0,02	0,73	0,11	0,94	0,36	1,96	0,81	1,67	1,86	0,57	0,11
K ₂ O	0,10	0,02	0,10	0,03	0,08	0,03	0,62	0,91	0,23	0,36	0,09	0,01
P ₂ O ₅	0,02	0,01	0,02	0,02	0,06	0,06	0,18	0,22	0,08	0,17	0,03	0,06

Примечание. При расчете средних характеристик кроме оригинальных аналитических данных использованы материалы И.А. Томбасова и К. И. Свешникова.

Таблица 32

Химический состав плагиоклазов из пород массива Заоблачный, мас. %

№ обр.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFeO	CaO	Na ₂ O	An	Ab
Б3594-2	49,18	32,67	0,44	17,76	0,55	94,2	5,8
Б3665	48,21	33,51	0,42	17,89	0,84	91,8	8,2
Б3660	48,06	33,65	0,50	17,84	0,89	90,7	9,3
Б3546-1 ^н	45,38	34,53	0,0	18,30	1,06	89,1	10,9
Б3546-2 ^н	46,93	32,42	0,14	18,03	0,91	91,7	8,3

Примечание. Б3594-2 - порфиroidный плагиоцерролит, Б3665 - троктолит, Б3660 - оливиновый габбронорит, Б3546-1^н, Б3546-2^н - орбикулярные меланонориты. Состав определялся на электронном микроанализаторе IXA-5A, аналитик О.Н. Майорова.

Преобладают среди пород этой серии плагиоцерролиты, порфиroidные меланотроктолиты и оливиновые меланогаббронориты. Ультраосновные породы в целом варьируют по составу от плагиодунитов до плагиоверлитов и плагиоцерролитов. Это в той или иной степени серпентинизированные породы, содержащие обычно 80-95% изометричных зерен хризолита ($f_{\text{Ол}} = 18,5-25\%$), заключенных в интеркумулусном ксеноморфном плагиоклаз-пироксеновом (\pm амфибол, шпинель) агрегате зерен. Шпинель также нередко встречается в виде мелких разной формы зерен внутри кристаллов оливина. К.И. Свешниковым /1979/ описано переслаивание бесполовошпатовых и плагиоклазсодержащих горнблендитов в восточной части плутона, образовавшихся, по-видимому, по перидотитам.

Ультраосновные породы ассоциируют с порфиroidными троктолитами и оливиновыми меланогабброноритами с довольно сложным характером их взаимоотношений. Порфиroidный облик этих пород обусловлен наличием в них идиоморфных кристаллов плагиоклаза, достигающих иногда 4-5 см в поперечнике и распределенных во вмещающей амфибол-пироксен-оливиновой (\pm плагиоклаз, шпинель) матрице.

Таблица 33

Средний химический состав оливинов, мас. %

Окси-сел	Перидотиты, меланогаббро		Троктолиты, оливиновые габбронориты		Габбро, габбронориты, нориты		Орбикулярные матрица	
	\bar{x}_{12}	s	\bar{x}_{11}	s	\bar{x}_4	s	\bar{x}_4	s
	SiO ₂	39,82	0,30	40,91	0,32	Не опр.	Не расщ.	39,49
ΣFeO	20,41	2,12	20,85	1,90	19,70	1,44	18,06	0,69
MnO	0,39	Не расщ.	Не опр.	Не расщ.	Не опр.	Не расщ.	0,46	0,04
MgO	37,99	2,03	36,63	2,03	38,04	1,17	42,50	0,50
NiO	0,17	0,03	0,12	0,03	0,16	0,04	Не опр.	Не расщ.
$f_{\text{Ол}}$	23,25	2,67	24,25	2,79	22,52	1,80	19,30	0,92

нель) основной массе в общем беспорядочно. Количество вкрапленников плагио-клаза широко варьирует, определяя тем самым колебания составов пород от меланотроктолитов и оливиновых меланогабброноритов до лейкократовых их разновидностей. Единичные порфиридные кристаллы плагиоклаза (не превышающие в поперечнике 0,5 см) незакономерно встречаются также в плагиоперидотитах, непосредственно контактирующих с порфиридными габброидами. При этом контакт между ультрамафитами и мафитами постепенный. Среди таких неоднородно-зернистых пегматоидных пород нередко обнаруживаются отчетливо расслоенные блоки пород с закономерной ориентировкой простирания элементов трахитоидности и полосчатости и довольно крутыми, нередко, инверсирующими углами падений. Для расслоенных блоков с вариациями составов пород от плагиодунитов и перцолитов до троктолитов, оливиновых габбро, габброноритов и анортозитов характерны невыдержанность прослоев по простиранию, частое их выклинивание, наличие флексуорообразных изгибов, а иногда дизъюнктивное смещение прослоев относительно друг друга с формированием жилоподобных обособлений того же состава в зоне нарушения. Характер взаимоотношений пород в пределах таких блоков наглядно иллюстрируется зарисовкой с фотографии отпрепарированной глыбы, встреченной в западной части плутона (рис. 23). По сравнению с ультраосновными породами в габброидах устанавливаются наряду с большими содержаниями плагиоклаза несколько повышенные концентрации ортопироксена, амфибола и рудных минералов, цементирующих кристаллы плагиоклаза и оливина. Рудные минералы (густо-зеленая шпинель, магнетит, ильменит и редко встречающиеся сульфиды - пирротин, пентландит, халькопирит, пирит) обычно тесно ассоциируют с амфиболом и образуют неправильные по форме мелкие обособления. Самой распространенной формой выделения пироксенов и амфиболов являются пойкилокристы, причем амфибол оказывается наиболее поздним породообразующим минералом.

Своеобразная структурная особенность анортозит-габбро-перидотитовой группы пород - почти постоянное наличие в них коронарных структур на контакте оливин-плагиоклаза. По составу короны варьируют от простых (Ол) - РП - (Пл) до сложных (Ол) - РП - (Ам + Шп) - (Пл) при преобладании последних. Они существенно меняются по мощности и составу даже в пределах одной кельфитовой оторочки. Наиболее выдержаны по составу и мощности коронарные

амфибол-оливиновые меланонориты					Жильные габброно- риты, нориты		Реакци- онные пирок- сениты (1 ан.)
краевая зона		зона столбчатых кристаллов		ядро (1 ан.)	\bar{x}_3	s	
\bar{x}_4	s	\bar{x}_{53}	s				
39,00	0,46	38,71	0,21	39,45	Не опр.	Не рассч.	Не опр.
17,44	0,07	21,48	0,59	20,54	21,97	2,11	16,81
0,38	0,00	Не опр.	Не рассч.	0,35	Не опр.	Не рассч.	Не опр.
43,04	0,12	39,38	0,46	41,06	37,37	0,63	41,05
Не опр.	Не рассч.	0,11	0,02	Не опр.	0,18	0,03	0,17
18,84	0,31	23,47	0,69	22,0	24,90	2,00	18,70

Таблица 34

Средний химический состав пироксенов, мас. %

Окисел	Клинопироксены				Ортопироксены							
	Перидотиты	Габбронориты		Жильные габбронориты	Перидотиты		Габбронориты и нориты		Жильные габбронориты и нориты		Орбикулярные меланонориты	
		\bar{x}_2	\bar{x}_4		s	\bar{x}_2	\bar{x}_5	s	\bar{x}_3	s	\bar{x}_3	s
SiO ₂	50,39	52,19	0,40	51,70	54,03	0,43	53,85	0,42	54,13	1,07	53,54	0,76
TiO ₂	0,27	0,34	0,06	0,35	0,06	0,02	0,14	0,01	0,12	0,17	Не опр.	Не расщ.
Al ₂ O ₃	4,52	2,41	0,82	3,68	3,12	0,85	1,26	0,53	2,11	0,60	3,50	0,41
Σ FeO	6,10	8,51	1,38	6,15	14,10	1,30	23,19	3,61	16,97	3,25	14,53	0,45
MnO	0,17	0,19	0,00	Не опр.	0,37	0,05	Не опр.	Не расщ.	0,35	0,05	0,26	0,01
MgO	14,11	13,28	0,84	14,07	29,10	2,12	22,22	3,56	26,12	3,22	27,62	0,47
CaO	23,06	22,10	0,33	23,15	0,63	0,26	0,69	0,07	1,05	0,97	0,34	0,12
Na ₂ O	0,30	0,34	0,04	0,26	Не опр.	Не расщ.	Не опр.	Не расщ.	Не опр.	Не расщ.	Не опр.	Не расщ.
Cr ₂ O ₃	0,28	0,08	0,06	0,16	"	"	"	"	"	"	"	"
f ПП, МП	19,6	26,5	4,24	19,8	21,6	2,74	37,16	7,18	26,8	6,11	23,2	0,81

Таблица 35

Средний химический состав амфиболов, мас. %

Окисел	Перидотиты		Орбикулярные оливиновые меланориты				Жильные габбро-ниты и нориты
			матрица		орбикула		
	\bar{x}_3	s	\bar{x}_3	s	\bar{x}_4	s	
SiO ₂	43,98	0,37	43,49	1,80	43,99	1,11	43,77
TiO ₂	0,81	0,23	0,48	0,41	0,28	0,20	0,65
Al ₂ O ₃	13,43	0,44	12,64	0,38	14,91	0,39	12,23
Σ FeO	8,68	0,99	8,79	1,63	8,71	0,44	10,29
MnO	0,14	0,08	0,10	0,04	0,16	0,10	0,15
MgO	15,57	0,61	18,20	0,58	15,49	0,54	14,29
CaO	11,81	0,44	12,50	0,46	12,01	0,64	12,74
Na ₂ O	2,35	0,13	2,46	1,44	2,01	0,66	2,06
Cr ₂ O ₃	0,05	0,04	0,06	0,00	He опр.	He рассч.	He опр.
f _{Ам}	24,2	2,25	21,5	3,60	24,3	1,43	28,8



Рис. 23. Зарисовка с фотографии отпрепарированной глыбы из анортозит-троктолит-перидотитовой серии пород. Крап - оливин (\pm пироксены, амфибол, шпинель), светлое - плагиоклаз.

оторочки в мелано- и лейкотроктолитах, а также в пегматоидных порфиридных их разновидностях. Коронарные минералы обычно имеют постепенные переходы к минералам интеркумулуса того же состава. Детальное описание и обоснование позднемагматической их природы приведено в статье П.А. Балыкина, Т.Е. Петровой, О.Н. Майоровой /1983/. В процессе постмагматических преобразований

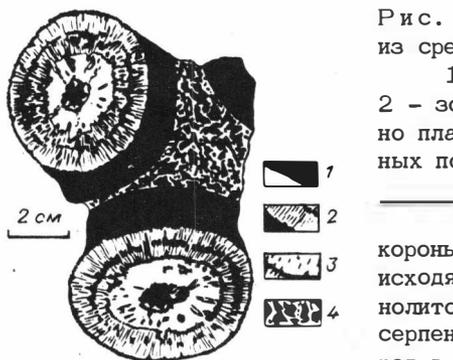


Рис. 24. Зарисовка с фотографии пластинки из среза штуфа орбикулярных пород.

1 - оливинная мелкозернистая оторочка; 2 - зона столбчатых кристаллов; 3 - существенно плагиоклазовая зона; 4 - матрица орбикулярных пород.

С породами этой серии ассоциируют орбикулярные оливинные меланонориты, встречающиеся в центральной части интрузива в пределах удлиненного ксенолита плагиоферролитов среди габброноритов и норитов. На одном квадратном метре площади этих пород насчитывается не менее 300 орбикул с тенденцией их максимальной упаковки.

Орбикулы представляют сфероидальные обособления, достигающие 7 см в поперечнике и обладающие отчетливо выраженным концентрически-зональным строением (рис. 24). Они состоят из центрального, преимущественно оливинового, ядра (до 1 см в поперечнике), окруженного тремя последовательно сменяющимися друг друга зонами: существенно плагиоклазовой (1-2 см мощностью), столбчатых кристаллов плагиоклаза и оливина, радиально ориентированных к центру с интеркумулусным шпинель-ортопироксен-амфиболовым парагенезисом (1-2 см мощностью), и мономинеральной оливинной краевой оторочки (около 1 см мощностью). Зоны непрерывны и хорошо выдержаны по мощности. Строение орбикул во многом напоминает строение металлургических отливок, насчитывающих в направлении от изложницы к центру три зоны: 1) замороженных мелкозернистых кристаллов, 2) столбчатых и 3) равноосных кристаллов /Баладин, 1973/. Оливинная оторочка орбикулы по составу отвечает оливиниту, остальной объем орбикулы - оливинному амфиболсодержащему нориту с высокими содержаниями Al_2O_3 , CaO , Na_2O (табл. 36).

Контакт между орбикулами и вмещающей их матрицей резкий. Матрица обычно сильно изменена и насыщена тонкой магнетитовой пылью. В наименее измененных образцах в ней устанавливаются реликты изометричных кристаллов оливина (30-40%), заключенных в ойкокритах зеленой роговой обманки и алломбронзита. По химическому составу матрица отвечает высокоглиноземистому пикриту и близка, таким образом, к плагиоферролитам из других участков плутона (см. табл. 36). Существенны различия лишь в соотношениях закисного и окисного железа, что объясняется более значительным постмагматическим преобразованием исследованного исходного состава матрицы. Суммарный химический состав орбикулы в целом идентичен составу матрицы за исключением различий в соотношениях закисного и окисного железа, а также несколько большим содержанием в орбикулах Al_2O_3 и меньшим - CaO и P_2O_5 (см. табл. 36).

Установлен следующий состав минералов, слагающих орбикулярные породы, и характер их изменчивости (см. табл. 32-35, рис. 25-27). Наиболее магнезиальный по составу оливин (хризолит) присущ оливинной краевой оторочке орбикул, менее магнезиальный - зоне столбчатых кристаллов. Оливин из ядра орбикулы и вмещающей матрицы является промежуточным по составу. В зоне столбчатых кристаллов устанавливается незначительное возрастание железистости оливина по направлению от оливинной зоны к центру орбикулы. В этом

Таблица 36

Химический состав орбикулярных пород массива Заоблачный, мас. %

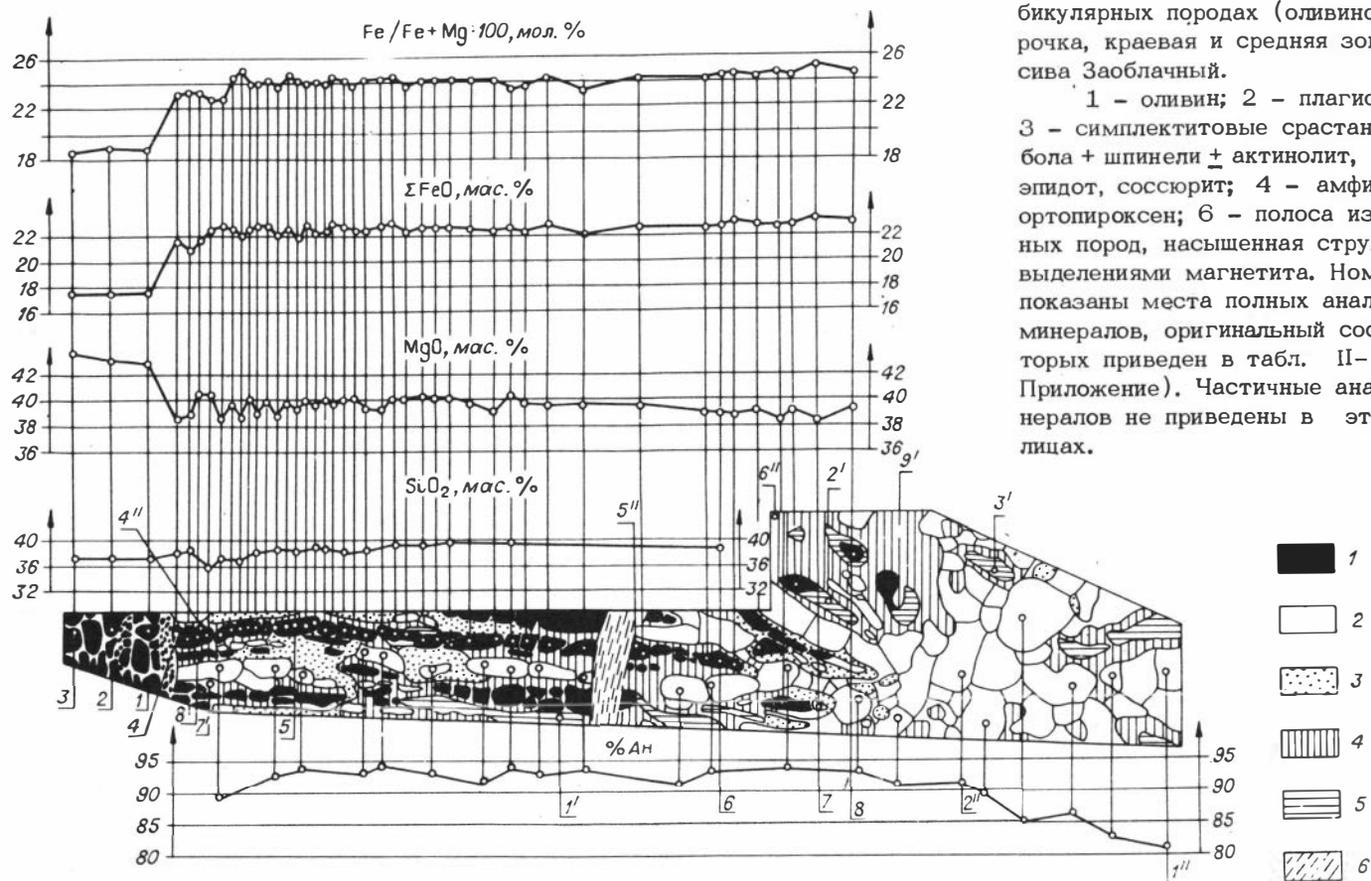
Окисел	Орбикула		Краевая оливнино- вая оторочка		Орбикуляр- ное обособ- ление в цел- лом	Матрица	
	1	2	1	2	2	1	2
SiO ₂	37,70	41,10	32,30	34,77	37,00	35,20	37,86
TiO ₂	0,10	0,10	0,18	0,19	0,16	0,30	0,32
Al ₂ O ₃	17,90	19,52	5,00	5,38	11,19	8,89	9,55
Fe ₂ O ₃	3,65	3,97	15,94	17,15	11,78	17,25	18,55
FeO	5,64	6,14	8,07	8,68	7,61	1,97	2,11
MnO	0,11	0,11	0,14	0,15	0,14	0,14	0,15
MgO	17,46	19,06	30,54	32,88	27,66	25,45	27,38
CaO	8,35	9,09	0,46	0,49	3,90	3,09	3,32
Na ₂ O	0,66	0,71	0,10	0,10	0,35	0,25	0,26
K ₂ O	0,17	0,18	0,17	0,18	0,18	0,18	0,19
P ₂ O ₅	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,29	0,31
П.п.п.	7,98		7,82			6,99	
H ₂ O ⁺	0,88		0,38			0,07	
Σ	100,62	100,00	101,13	100,00	100,00	100,07	100,00
ΣFeO		9,72		24,12	18,21		18,80

Примечание. 1 - составы определялись в химической лаборатории ИГиГ СО АН СССР (аналитик Л.А. Блинова), 2 - пересчитаны на 100% с вычетом п.п.п.

же направлении увеличивается железистость амфибола и ортопироксена. Тренд изменчивости состава плагиоклаза более сложный: максимальная основность (An₉₄₋₉₈) устанавливается в средней и ядерной частях орбикул (см. рис. 25,26).

Устанавливается почти полная аналогия строения зоны столбчатых кристаллов орбикулярных пород массива Заоблачный с харризитами и оливниновыми крескумюлатами зон А и В Рамского дунит-троктолит-габбрового массива в Шотландии /Уэйджер, Браун, 1970/. Довольно близкий структурно-текстурный рисунок и состав имеют орбикулярные троктолитовые обособления в базальтах влк. Мал. Семячик на Камчатке, шаровые бронзитовые алливалиты хр. Бомбату-Хаирхан в Северо-Западной Монголии /Галахова, 1963/, орбикулярные габбро Мегринского плутона в Армении /Меликсетян, 1978/ и т.д.

Прорывающая анортозит-габброперидотитовую раннюю группу дифференциатов габброноритовая серия пород характеризуется мелкозернистым массивным слабо трахитойдным обlichem дифференциатов и сравнительно устойчивыми количественными соотношениями породообразующих минералов при более широких вариациях состава плагиоклаза (An₅₁₋₈₆). По составу эти



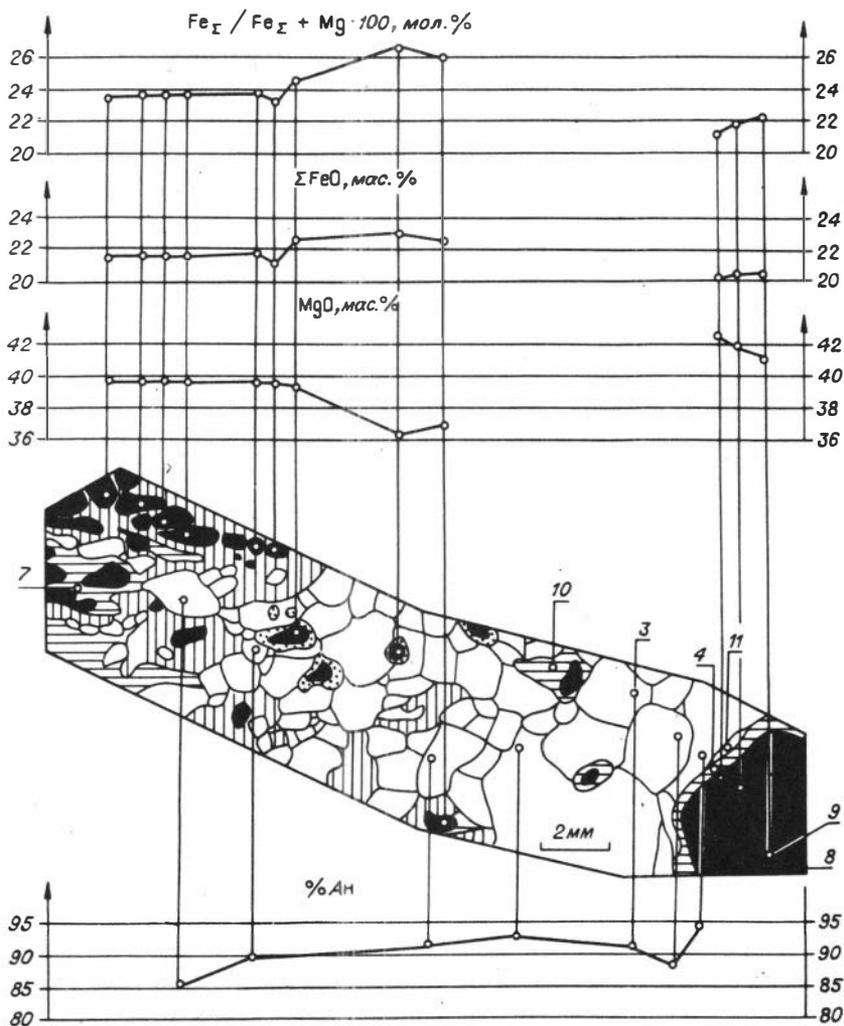


Рис. 26. Характер изменчивости состава оливина и плагиоклаза в орбикулярных породах (центральное оливиновое ядро и средняя зона) массива Заоблачный.

Усл. обозн. см. на рис. 25; состав минералов приведен в табл. II - VI (см. Приложение).

породы отвечают оливин-, реже биотитсодержащим габбро, габброноритам и норитам. Плагиоклаз, оливин и пироксены в них характеризуются близким идио-морфизмом, причем ортопироксен, преимущественно гиперстенового состава ($f_{РП} = 28-41\%$), обычно преобладает над клинопироксеном ($f_{МП} = 23-32\%$), который иногда вообще отсутствует. Оливин, появляющийся в породах спорадически, отвечает по составу хризолит-гялосидериту ($f_{Ол} = 26-34\%$), плагиоклаз представлен преимущественно битовнитом (в среднем An_{76}). Почти постоянно в этих более лейкократовых (по сравнению с ранней дифференцированной серией) породах присутствует буровато-зеленая роговая обманка (до 8%), которая образует крупные пойкилокрсты, включающие зерна плагиоклаза, оливи-

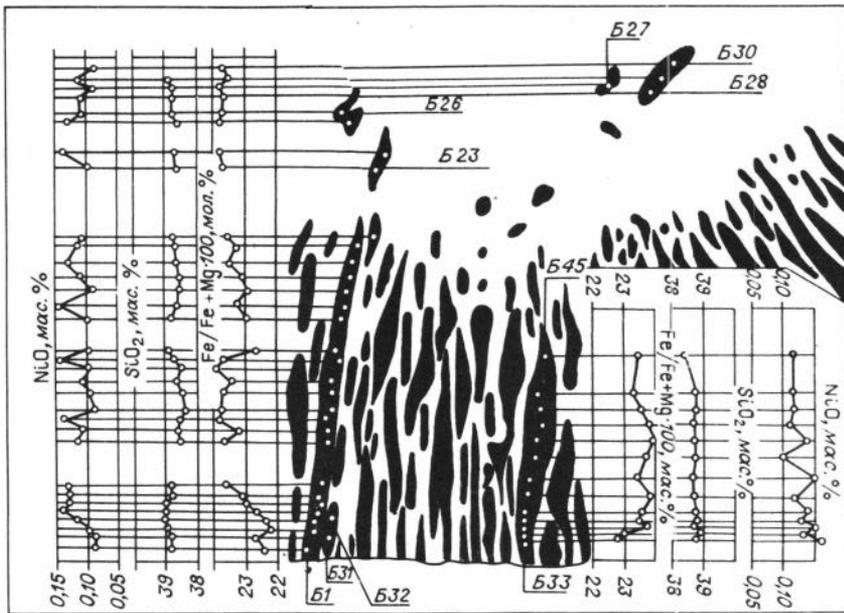


Рис. 27. Характер изменчивости состава оливинов из зоны столбчатых кристаллов орбикулярных пород массива Заоблачный.

Химический состав оливинов приведен в табл. II (см. Приложение).

на, пироксенов, а также келифитовые оторочки вокруг ксеноморфных зерен магнетита и ильменита. Изредка появляются зеленоватые до красновато-бурых пластинчатые обособления биотита и крайне редко мелкие игольчатые и призматические кристаллы апатита. В биотитсодержащих габброноритах плагиоклаз представлен лабрадором (An₅₁₋₆₇). Значительная часть этих пород сильно изменена и преобразована в актинолит-эпидот-хлорит-цоизитовые апогаббровые гнейсовидные метасоматиты.

Весьма широко и разнообразно проявлена в массиве Заоблачном жильная серия пород, состав которой в целом отвечает описанному выше петрографическому разнообразию пород плутона. Наиболее распространены и детально нами изучены дайки оливинсодержащих и безоливиновых габброноритов и норитов, прорывающие плагиолерцолиты в юго-западной части плутона. Мощность их широко варьирует, но не превышает обычно 1 м. По структурно-текстурным особенностям и составу слагающих минералов они аналогичны габброноритам и норитам второй интрузивной серии плутона. Вместе с тем выявляется несколько большая обогащенность их бронзитом, роговой обманкой, а в ряде случаев магнетитом и ильменитом. Отдельные разновидности этих пород приближаются по составу к оливиновым меланоноритам или плагиовестеритам.

Дайки и жилы безоливиновых пегматоидных амфиболовых габбро прорывают все ранее охарактеризованные породы. Особенно широко они распространены в северо-восточной части плутона и характеризуются наличием удлиненных кристаллов амфибола (до 5-7 см), ориентированных, как правило, от контакта даек к их осевой части с образованием типичных крескумулятивных текстур. Наиболее поздними жильными образованиями являются диабазы, образующие маломощные жилки (1-5 см). Это тонкозернистые породы, сложенные плагио-

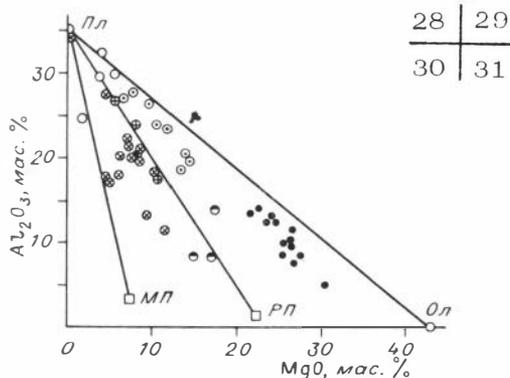
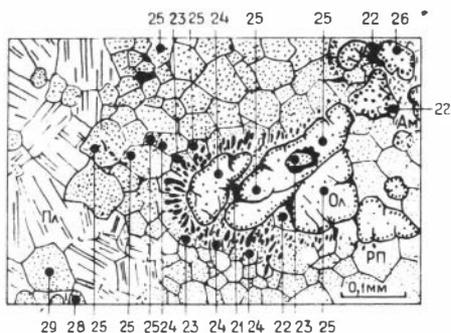
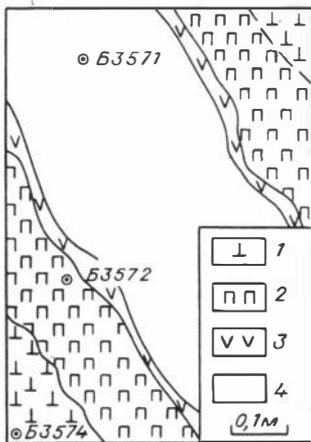


Рис. 28. Характер прорывания дайкой габбро-норита плагиоперидотитов.

1 - плагиоперидотиты; 2 - реакционные пироксениты; 3 - анортозитовая оторочка в зальбандах дайки; 4 - габбро-нориты.

Рис. 29. Зарисовка с фотографии пластинки (3594-2) из контакта габбро-норитового прожилка с вмещающим перидотитом.

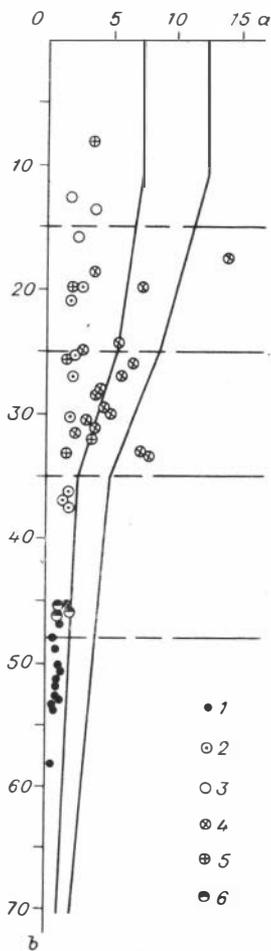
Точки - места анализа составов минералов, цифрами отражен характер изменчивости железистости оливина и ортопироксена.

Рис. 30. Химический состав пород массива Заоблачный в координатах а - b.

1 - плагиодуниты, плагиоперидотиты, меланотроктолиты, меланогаббро-нориты; 2 - троктолиты, оливинные габбро и габбро-нориты; 3 - анортозиты; 4 - габбро, габбро-нориты, нориты; 5 - жильная серия пород; 6 - реакционные пироксениты.

Рис. 31. Химический состав пород массива Заоблачный в координатах Al_2O_3 - MgO , мас. %.

Усл. обозн. см. на рис. 30.



клязом, клинопироксеном, зеленой роговой обманкой, магнетитом, ильменитом, зеленой шпинелью.

На контакте жильных габброноритов и норитов с перидотитами постоянно фиксируются реакционные образования, представленные оливинсодержащими пироксенитами. Они обладают неоднородно-зернистым пегматоидным строением и близким идиоморфизмом клинопироксена и оливина, а ортопироксен и плагиоклаз выполняют интерстициальные промежутки. Мощность реакционных зон обычно не превышает 5-10 см (рис. 28). По составу плагиоклаза и оливина не устанавливается отличий реакционных пироксенитов от других пород плутона, но имеются различия в составе ортопироксена. Был детально изучен контакт норитового прожилка мощностью 20 см с вмещающими перидотитами из элювиальной глыбы в центральной части массива (рис. 29). На контакте имеется реакционная двухсантиметровая кайма ортопироксенита. Наиболее железистый ортопироксен свойствен норитам ($f_{\text{РП}} = 27-29\%$), наиболее магнезиальный ($f_{\text{РП}} = 20,8\%$) - ортопироксеновому прожилку в оливине из перидотита. Ортопироксен из реакционной каймы является промежуточным по составу ($f_{\text{РП}} = 21,5-25\%$). Характерная черта воздействия на перидотиты со стороны норитового расплава - появление вокруг зерен оливина в перидотите ореола мелких обособлений магнетита и ильменита (см. рис. 29).

По химическому составу породы массива образуют широко варьирующий по меланократовости ($2 \leq b \leq 58$) ряд (рис. 30), отвечающий по среднестатистическим оценкам высокоглиноземистым субликритоидам низкосолевого наклона с низкими содержаниями титана и фосфора. Петрохимический тренд сводится при смене дифференциатов в процессе становления плутона к увеличению содержаний в породах SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , P_2O_5 и уменьшению FeO и MgO . На диаграмме $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$ (рис. 31) точки химических составов ранней серии пород располагаются близ линии, соединяющей магнезиальный оливин и основной плагиоклаз в этих координатах. Прорывающие их габбронориты отклоняются в сторону линии пироксен - плагиоклаз. Область точек, соответствующих реакционным пироксенитам, занимает промежуточное положение между полями этих двух серий пород с тенденцией большей близости к плагиоферролитам и меланотроктолитам.

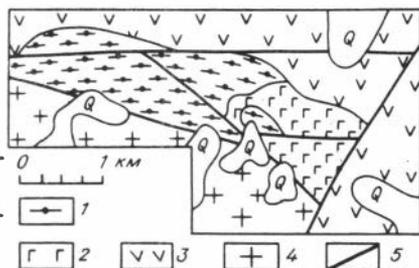
При последовательной смене дифференциатов в ряду пород ультрамафиты → субультрамафиты → троктолиты, оливиновые габброиды → габбронориты, нориты с устойчиво сохраняющейся корреляционной положительной связью внутри группировок ($\text{MgO} - \text{FeO}$), ($\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{CaO}$) наблюдается тенденция появления положительной корреляции между содержаниями TiO_2 , FeO , MgO , SiO_2 с Al_2O_3 и CaO , а в габброноритах и норитах - SiO_2 с Na_2O , K_2O , P_2O_5 .

Исполинский массив

Массив Исполинский расположен в 15 км западнее плутона Заоблачный на левобережье р. Таллаи - правого притока р. Витим. Он вскрывается среди сильно метаморфизованных диабазов, габбродиабазов, ортосланцев и гнейсогранитов раннепротерозойского (?) муйского комплекса /Салоп, 1967/. В плане это удлиненное в субширотном направлении линзообразное тело площадью около 4 км² (рис. 32). По данным К.И. Свешникова /1979/, интрузив сложен породами четырех фаз с вариациями их составов от перидотитов и троктолитов до анортозитов, габброноритов, роговообманковых габбро.

Рис. 32. Схема геологического строения массива Исполинский. Составлена П.А. Балькиным, Ф.П. Лесновым, А.И. Готовым, С.Н. Рудневым с использованием материалов К.И. Свешникова /1979/.

1 – троктолиты, оливиновые габбро и габбронориты, анортозиты, перидотиты, дуниты; 2 – габбронориты; 3 – метаморфизованные диабазы, габбродиабазы, ортосланцы; 4 – гнейсограниты; 5 – глубинные разломы.



В процессе проведенного нами исследования установлено явное преобладание в массиве Исполинском пегматоидных порфиroidных оливиновых габброидов, обогащенных амфиболом и ортопироксеном и характеризующихся широкими вариациями количеств слагающих эти породы минералов и характера взаимоотношений. Неупорядочно среди этих пород встречаются блоки, сложенные среднезернистыми отчетливо трахитоидными разновидностями троктолитов и оливиновых габбро с прослоями плагиоперидотитов. Максимальная встречаемость таких блоков установлена в осевой и западной частях плутона.

Ритмично расслоенный текстурный рисунок этих пород обусловлен переслаиванием троктолитов с оливиновыми габбро, анортозитами и значительно реже с плагиоперидотитами. Устанавливается преимущественно субширотное простирание прослоев с субвертикальными углами их падений. Характерная структурная особенность ритмично расслоенных блоков перидотит–анортозит–троктолитового состава – невыдержанность прослоев по простиранию с флексуобразным изгибом и частым выклиниванием их. Пегматоидные порфиroidные габброиды преобразуют породы ритмично расслоенной серии, реже субсогласно с ними переслаиваются. Они характеризуются своеобразным структурно–текстурным обликом в принципе аналогичным таковому в порфиroidных габброидах массива Заоблачный, но обладают рядом специфических особенностей. Пегматоидный облик этой группы пород, варьирующий по составу от меланотроктолитов и оливиновых меланогаббро до оливинсодержащих (крайне редко безоливиновых) габброноритов, норитов и анортозитов, обусловлен наличием в них идиоморфных вкрапленников плагиоклаза, достигающих в поперечнике 5–7 см и неравномерно распределенных во вмещающем амфибол–пироксен–оливиновом (\pm шпинель, магнетит, ильменит, сульфиды) интеркумуляционном парагенезисе. В центральной части массива установлено наличие в этих породах порфиroidных монокристаллов плагиоклаза с осцилляционной зональностью, обусловленной наличием в них маломощных, но выдержанных обособлений плагиоклаз–амфиболового (\pm оливин, пироксены, шпинель) состава, обычно отчетливо подчеркивающих кристаллографическую структуру плагиоклаза. Реже устанавливается оvoidный закругленный их рисунок. В таком случае в центре монокристалла плагиоклаза чаще всего имеется оливиновое (\pm пироксен, амфибол, шпинель) ядро. В породах, содержащих плагиоклазы с осцилляционной зональностью, изредка встречаются орбикулярные обособления до 9 см в поперечнике оливин–амфибол–шпинель–плагиоклазового (\pm пироксены) состава. Зарисовки с фотографий пластинок и шлифов из этих пород приведены на рис. 33. Орбикулы характеризуются наличием 3–4 меланократовых зон, чередующихся с существенно плагиоклазовыми по составу прослоями. Контакт между орбикулой и вмещающей их матрицей неотчетливый, орбикулы распределены в этих породах беспорядочно. Плагиоклаз из орбикул и мегакрстов с осцилляционной зональностью отвечает по составу анортозиту, оливин из этих обособлений – хризолит–гиалосидериту. Максимальная основность плагиоклаза и в то же время наиболее высокая железистость оливина свойственна средним контрастно дифференцированным зонам орбикул и мегакрстов плагиоклаза (рис. 34, 35).

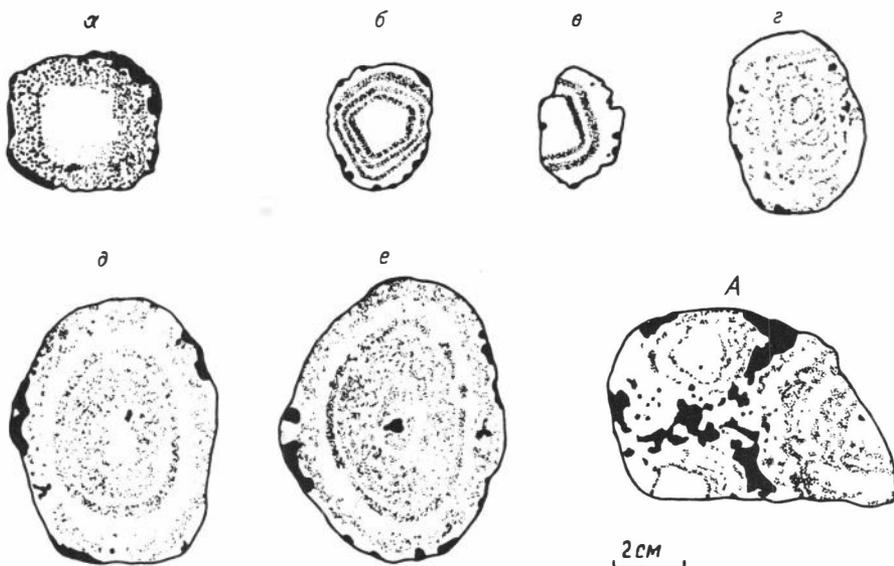


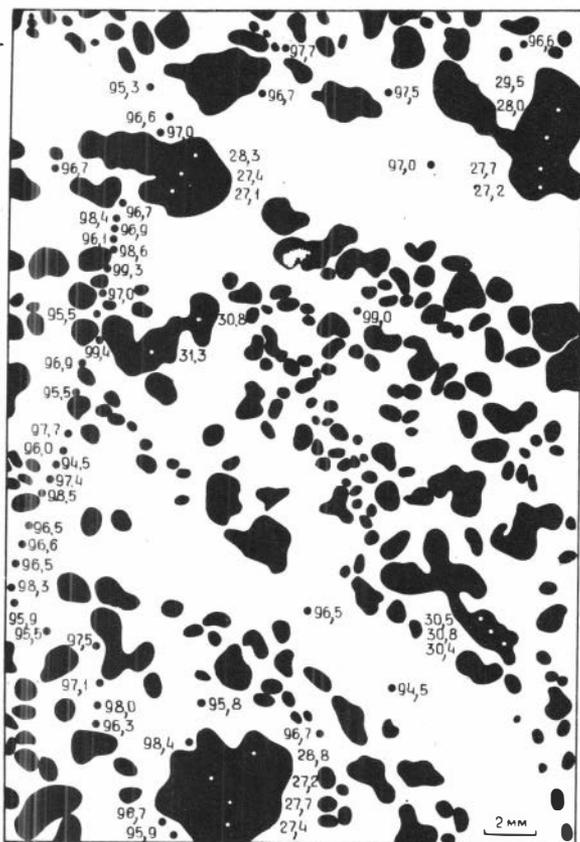
Рис. 33. Порфировкакратленники плагиоклаза (а - г) с осциллярною зонально-стью и орбикулы (д - е) из орбикулярных пород массива Исполинский (А). Чер-ным цветом обозначен шпинель-амфибол-оливиновый парагенезис, светлое - пла-гиоклаз.

В гипсометрически ниже расположенных горизонтах пород массива Исполинский возрастает роль ультраосновных пород (плагиоверлитов, плагиолецитов, плагиодунитов) и меланотроктолитов. Судя по характеру взаимоотношений пород в глубоко врезанных карах в южной части массива ультраосновные породы и меланотроктолиты прорываются пегматоидными оливиновыми габброидами. Со-отношение их с ритмично расслоенными блоками габброидов здесь не удалось установить. Перидотит-анортозит-троктолитовая серия пород рвется дайками и жилами габбро, габброноритов, вебстеритов. В восточной части массива пегма-тоидные оливиновые габброиды прорываются штокообразным телом (площадью около $0,4 \text{ км}^2$) мелкозернистых массивных оливинсодержащих и безоливиновых габбро и габброноритов. Все эти породы рвутся дайками пегматоидных амфи-боловых габбро, которые, в свою очередь, секутся жилами диабазов.

Довольно сложным является характер взаимоотношения пород массива с вмещающими их толщами. Юго-западный контакт, судя по его линейной ориенти-ровке и наличию бластомилонитов, тектонический. Однако в юго-западной части массива установлен непосредственный контакт сильно измененных габброидов с гнейсогранитами. В зоне эндоконтакта в габброидах имеются многочисленные взаимно пересекающиеся прожилки мелкозернистых биотит-амфиболсодержащих гранитов и аплитов, отсутствующие в других частях массива. Учитывая, что гнейсограниты парагенетически связаны с габбродиабазами и диабазами, наибо-лее логичным представляется образование этих прожилков в результате реомор-фического воздействия ультрабазит-базитового расплава на гнейсограниты. В се-верном, северо-западном и западном контактах устанавливается неотчетливый субсогласный характер взаимоотношения пород массива с вмещающими их диа-базами и ортосланцами. В северо-западном контакте имеется незначительное угловое несогласие между простираем гнейсовидных габбро, габбродиабазов, ортосланцев и общей ориентировкой границы плутона. В восточной части видимо-

Рис. 34. Характер изменчивости состава плагиоклаза и оливина в орбикулах из пегматоидных пород массива Исполинский.

Черное - шпинель-ортопироксен-амфибол-оливиновый парагенезис, светлое - плагиоклаз. Цифрами отражена изменчивость содержания анортита в плагиоклазе и железистости оливина.



го контакта между мелкозернистыми габбро, габброноритами и габбродиабазами муйского комплекса нам не удалось установить. Ширина переходной зоны здесь, по данным К.И. Свешникова /1979/, около 100 м. По особенностям состава и характеру взаимоотношения пород в массиве целесообразно различать перидотит-анортозит-троктолитовую, прорывающую ее габброноритовую, а также жильную серии пород. Средний количественный минеральный и химический состав этих групп пород приведен в табл. 37, 38.

Основные породообразующие минералы перидотит-анортозит-троктолитовой серии пород массива Исполинский - плагиоклаз, оливин и в меньшей степени пироксены. Несмотря на сложный и неоднозначный характер взаимоотношения пород, по составу породообразующих минералов не устанавливается существенных различий между ними. Плагиоклаз во всех этих породах отвечает по составу битовнит-анортиту (An_{87-100}), оливин-хризолиту, реже, гиалосидериту ($f_{Ol} = 22-31\%$). Наиболее магнезиальный по составу оливин встречается в меланотроктолитах и плагиодунитах, наименее основной плагиоклаз (An_{87}) - в оливиновых пегматоидных норитах (см. табл. 37, 39). Оливин и плагиоклаз образуют основной структурный каркас большинства пород данной серии; пироксены же, амфибол и рудные минералы являются минералами интеркумулуса, а также формируют коронарные структуры на контакте оливина и плагиоклаза.

Для прорывающих перидотит-анортозит-троктолитовую серию пород габбро и габброноритов характерны мелкозернистый массивный облик, незначительные вариации количественных соотношений слагающих их минералов, широкое развитие наряду с оливинсодержащими породами безоливиновых разновидностей. В отличие от габброидов первой интрузивной серии габбро и габбронориты характеризуются близким идиоморфизмом плагиоклаза, оливина и пироксенов, обогащенны буровато-зеленой роговой обманкой, а также магнетитом и ильменитом. Плагиоклаз в них в среднем несколько более кислый по составу (An_{82-92} при преобладании An_{85-86}), оливины, пироксены и амфиболы обладают наиболее

Таблица 37

Средний количественный минеральный состав групп пород массива Исполинский, об.%

Минерал	Плагиоперидотиты, меланогаббронориты, меланотроктолиты		Троктолиты, оливиновые габбро, габбронориты		Габбро, габбронориты		Жильная серия пород	
	\bar{x}_{15}	s	\bar{x}_{22}	s	\bar{x}_{12}	s	\bar{x}_5	s
Пл	29,7	12,3	64,3	13,4	60,2	13,1	40,5	23,6
Ол	59,2	15,2	20,8	10,9	4,4	8,0	13,8	18,2
МП	1,8	3,3	1,2	3,0	18,9	12,4	25,2	21,1
РП	1,9	2,9	3,1	5,9	5,9	7,4	9,6	14,1
Ам	0,3	0,7	1,3	5,0	3,4	3,5	0,6	1,3
Мт + Ил	1,8	1,9	0,9	0,9	3,7	3,6	3,6	4,8
Шп	1,9	2,1	0,6	0,7	0,1	0,2	0,1	0,3
РП'	1,0	1,4	0,8	1,3	0,1	0,3	0,1	0,2
(Ам+Шп)'	2,5	5,8	6,8	6,3	3,2	8,7	6,6	9,3
% Ан	92,0		91,0		87,5		90,3	

Примечание. РП', (Ам + Шп)' - количество ортопироксена и амфибола (+ шпинели) в составе коронарных структур из контакта оливина и плагиоклаза.

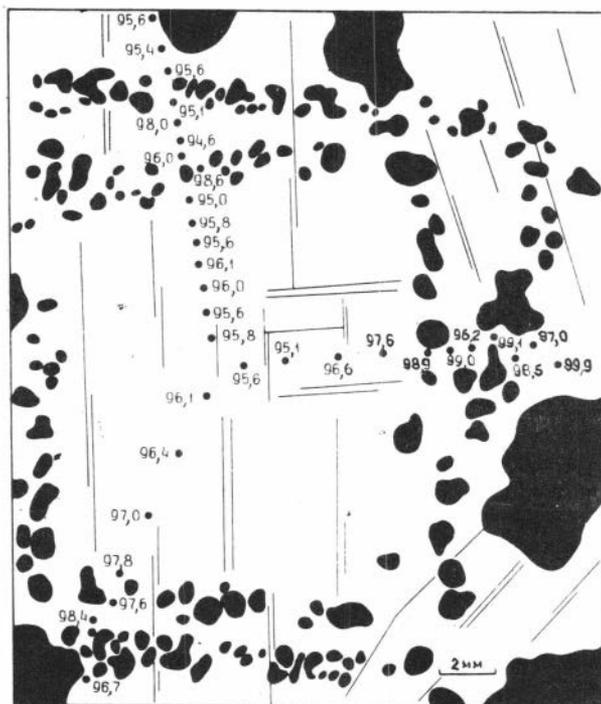


Рис. 35. Характер изменчивости состава плагиоклаза в мегакристах из пород массива Исполинский.

Усл. обозн. см. на рис. 34.

железистым составом (табл. 39, 40, см. Приложение, табл. VI).

Близки к этим породам по большинству характеристик жильные габбро и габбронориты. Оливин здесь по составу отвечает хризолиту ($f_{\text{Ол}} = 24\%$), плагиоклаз - битовнит-анортиту (An_{89-92}). Жилы безоливиновых пегматоидных амфиболовых габбро характеризуются наличием сильно сосюритизированного плагиоклаза, удлиненно-шестоватых кристаллов буровато-зеленой роговой обманки и обогашенностью магнети-

том и ильменитом. Маломошнье прожилки диабазов, секущие все породы массива, обладают наличием идиоморфных нередко зональных кристаллов плагиокла-

Таблица 38

Средний химический состав групп пород массива Исполинский, мас. %, приведенные к 100

Окисел	Плагиоперидотиты, меланотроктолиты, меланогаббронориты		Троктолиты, оливковые габбро, габбронориты		Анортозиты		Габбро, габбронориты		Жильная серия пород	
	\bar{x}_{11}	s	\bar{x}_{11}	s	\bar{x}_5	s	\bar{x}_{11}	s	\bar{x}_3	s
SiO ₂	39,43	1,00	40,95	1,52	43,62	0,23	42,83	2,64	45,38	1,84
TiO ₂	0,08	0,05	0,05	0,03	0,11	0,06	0,47	0,21	1,10	0,81
Al ₂ O ₃	9,53	3,31	22,68	3,23	29,75	1,61	20,84	3,02	15,78	1,95
Fe ₂ O ₃	6,84	2,45	4,03	3,27	1,53	0,77	5,57	2,44	3,27	2,67
FeO	12,56	2,52	6,95	1,49	3,20	0,88	6,94	1,51	11,08	3,96
MnO	0,24	0,03	0,13	0,03	0,07	0,01	0,15	0,04	0,20	0,02
MgO	25,88	3,62	11,85	3,44	4,65	0,72	8,50	1,13	9,78	3,87
CaO	5,23	1,97	12,88	2,02	15,72	0,39	13,58	1,00	11,40	1,63
Na ₂ O	0,21	0,06	0,37	0,05	1,13	0,74	0,87	0,48	1,55	1,16
K ₂ O	0,18	0,03	0,11	0,02	0,21	0,12	0,21	0,05	0,35	1,19
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,03	0,04	0,12	0,16

Примечание. При расчете средних характеристик кроме оригинальных аналитических данных использованы материалы И.А. Томбасова и К.И. Свешникова.

Таблица 39

Средний химический состав оливинов, мас.%

Окисел	Перидотиты, оливиновые меланогаббро		Троктолиты, оливиновые габбронориты		Габбронориты		Орбикулярные троктолиты	
	\bar{x}_6	s	\bar{x}_8	s	\bar{x}_4	s	\bar{x}_{17}	s
SiO ₂	38,05	He рассч.	37,67	He рассч.	38,83	He рассч.	He опр.	He рассч.
ΣFeO	22,25	2,79	24,36	1,98	23,90	1,66	26,53	3,11
MnO	0,50	He рассч.	0,59	He рассч.	0,37	He рассч.	0,07	0,03
MgO	36,81	2,15	34,31	1,49	34,85	2,90	35,69	1,10
NiO	0,10	0,03	0,08	0,02	0,09	0,05	He опр.	He рассч.
f _{Ол}	25,48	3,40	28,56	2,38	27,95	2,83	29,38	2,64

Таблица 40

Средний химический состав пироксенов, мас.%

Окисел	Клинопироксены			Ортопироксены	
	Габбро, габбронориты		Жильные габбронориты	Габбро, габбронориты	Жильные габбронориты
	\bar{x}_3	s	\bar{x}_2	\bar{x}_2	\bar{x}_2
SiO ₂	52,81	0,25	51,95	54,68	53,97
TiO ₂	0,25	0,04	0,30	0,13	0,16
Al ₂ O ₃	1,83	0,35	2,71	1,75	2,06
ΣFeO	7,05	1,25	6,86	17,46	17,91
MgO	13,92	0,80	14,32	26,45	25,94
CaO	22,95	0,93	22,78	0,76	0,86
Na ₂ O	0,24	0,08	0,18	He опр.	He опр.
Cr ₂ O ₃	0,01	0,02	0,01	"	"
f _{МП, РП}	22,1	3,81	21,2	27,1	27,9

за, а иногда и оливина, заключенных в мелкозернистом клинопироксен-амфибол-плагиоклазовом мезостазице.

Петрохимическая характеристика пород массива Исполинский основана на 41 химическом анализе, 36 из которых оригинальные (см. Приложение, табл. I). Породы массива широко варьируют (рис. 36) по меланократовости ($10 \leq b \leq 65$) и резко недосыщены кремнеземом. Преобладают в подборке высокоглиноземистые магнезиальные базиты с низкими содержаниями титана, ше-

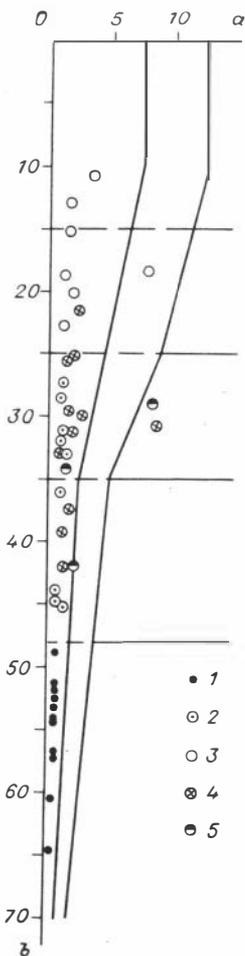


Рис. 36. Химический состав пород массива Исполинский в координатах а-б.

1 - плагиоперидотиты, меланотроктолиты, оливиновые меланогаббронориты; 2 - троктолиты, оливиновые габбро, габбронориты, нориты; 3 - анортозиты; 4 - габбронориты; 5 - жильная серия пород.

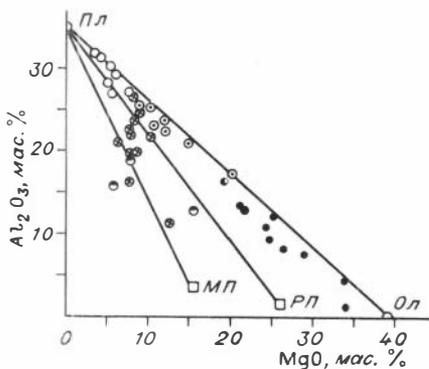


Рис. 37. Химический состав пород массива Исполинский в координатах Al_2O_3 - MgO , мас. %.

Усл. обозн. см. на рис. 36.

лочей ($Na_2O \gg K_2O$) и фосфора. Меланотроктолиты и ультрабазиты отвечают по составу высокоглиноземистым пикритойдам, троктолиты, оливиновые габбро и габбронориты - высокоглиноземистым низкотитанистым пикритобазальтам, оливинсодержащие и безоливиновые габбро и габбронориты - высокоглиноземистым базальтам, анортозиты характеризуются аномально высокими содержаниями Al_2O_3 и CaO /Белоусов и др., 1982/. Ус-

танавливается при закономерной смене охарактеризованных серий пород возрастание содержаний SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , щелочей и уменьшение FeO , Fe_2O_3 , MnO , MgO . На диаграмме Al_2O_3 - MgO (рис. 37) точки составов перидотит-анортозит-троктолитовой серии пород располагаются близ линии, соединяющей магнезиальный оливин и битовнит, в то время как прорывающие их габбро и габбронориты отклоняются от этого ряда в сторону линии пироксен - плагиоклаз. В габбро и габброноритах по сравнению с перидотит-троктолитовой серий пород утрачиваются сильные положительные связи между окислами Al_2O_3 - CaO , MgO - FeO , в то же время усиливается положительная связь между FeO - TiO_2 и появляется слабая положительная зависимость между содержаниями SiO_2 - MgO - CaO .

УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫЕ ИНТРУЗИИ СТАНОВОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

Протерозойские контрастно расслоенные ультрабазит-базитовые массивы, вскрывающиеся в пределах южного складчатого обрамления Алданского щита, приурочены к линейным структурно-формационным зонам, развитие которых на-

чалось с позднего архея, а стабилизация завершилась в рифее. Характеризуемые ниже массивы размещены в пределах Джелтулакской и Амазар-Гилойской структурно-формационных линейных зон. Устанавливается приуроченность их к Северо-Тукурингской и Брянтинской зонам глубинных разломов, ограничивающим Курультинское и Брянтинское поднятия. Наиболее изучены в Становой складчатой системе Лукиндинский, Лучанский и Ильдеусский массивы. Приводимая ниже характеристика этих массивов основана главным образом на материалах, полученных авторами при детальном исследовании Лукиндинского дунит-троктолит-габбрового массива; краткое описание Лучанского и Ильдеусского плутонов базируется на опубликованных и фондовых материалах. При этом нами используются в основном материалы С.А. Шеки /1969/, который обстоятельно описал эту группу массивов в составе единой дунит-троктолитовой ассоциации Стацового хребта.

Лукиндинский массив

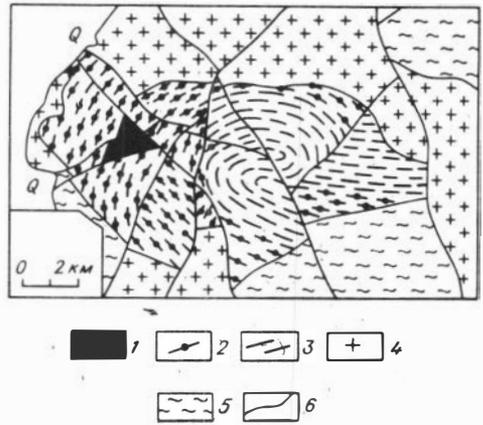
Среди известных в южных острогах Станового хребта протерозойских контррастно расслоенных ультрабазит-базитовых массивов Лукиндинский дунит-троктолит-габбровый плутон является к настоящему времени самым изученным. В начале 60-х годов в процессе поисково-разведочных работ на Cr, Cu, Ni на площади этого массива была произведена магнитная съемка, пройдены многочисленные поверхностные горные выработки, пробурен профиль скважин, ряд участков покрыт крупномасштабной съемкой. Вопросы геологической позиции, состава, строения, рудоносности и условий формирования Лукиндинского массива обсуждались в работах С.А. Шеки /1969/, Г.В. Полякова и др. /1983/, П.А. Балькина и др. /1981, 1982/, А.П. Кривенко и др. /1981/. Приводимая ниже характеристика является обобщением всех имеющихся данных по этому массиву.

Лукиндинский массив находится в верховьях р. Бол. Ольдой в пределах Джелтулакской структурно-формационной зоны докембрийской Становой складчатой системы. Он приурочен к системе дизъюнктивных нарушений, опоярющих Тукурингский глубинный разлом. На севере, западе и востоке плутон прорывается лейкократовыми биотит-роговообманковыми гранитами предположительно мезозойского (?) возраста, в остальных участках породы плутона имеют преимущественно тектонический контакт с нижнепротерозойскими гранитизированными амфиболовыми габбро и амфиболитами /Шека, 1969/. На контакте с лейкогранитами породы массива преобразованы в апогаббровые метасоматиты биотит-актинолит-цоизит-кварц-эпидотового состава. Контакт с амфиболитами детально изучен С.А. Шекой /1969/. Амфиболиты вблизи контакта с массивом утрачивают сланцеватость и приобретают габбровую структуру; в троктолитах появляются повышенные содержания зеленоватого клинопироксена и роговой обманки, структура их становится неравномернозернистой. Эндоконтактовая зона сложена такситовыми меланогаббро и пироксенитами, обогащенными магнетитом.

В плане Лукиндинский массив имеет очертания вытянутого в широтном направлении эллипсоидального тела длиной около 16 км при максимальной ширине 5,5 км. Тектоническими нарушениями интрузив разбит на серию блоков, в различной степени эродированных, что затрудняет реконструкцию внутреннего его строения и, по-видимому, объясняет то, что первично-магматические структуры (трахитоидность и полосчатость) в близрасположенных участках нередко ориентированы в различных направлениях (рис. 38). Сложен плутон дунитами, перидотитами, троктолитами, оливинowymi габбро, пироксенитами, габбро, габброноритами, анортозитами с преобладанием троктолитов и оливинowych габбро. Жильная фация представлена мелкозернистыми габбро, габброноритами, габбро-диабазами, пироксенитами, а также пегматоидными габбро, габброноритами и пироксенитами.

Рис. 38. Схема геологического строения Лукиндинского массива. Составлена авторами с использованием материалов А.С. Вольского, С.А. Шеки и др.

1 – дуниты и плагиодуниты, перидотиты и плагиоперидотиты; 2 – нижняя расслоенная серия: троктолиты, оливковые габбро и анортозиты с горизонтами и линзами плагиодунитов и плагиоперидотитов; 3 – верхняя расслоенная серия: габбро и габбронориты с редкими маломощными прослоями пироксенитов; 4 – граниты; 5 – амфиболовые габбро, амфиболиты, гранитогнейсы; 6 – разрывные нарушения.



В распределении пород в массиве, несмотря на сложное блоковое его строение, устанавливается следующая закономерность. Западный, центральный и юго-западный его участки занимают широко варьирующие по меланократовости группы пород, представленные расслоенной серией троктолитов и оливковых габбро при подчиненном количестве плагиодунитов, плагиоперидотитов, анортозитов. В западной части плутона вскрывается дунитовое тело площадью 1 км². Контакты его с троктолитами, оливковыми габбро и анортозитами большей частью тектонические. В то же время имеются и несорванные контакты с наличием ксенолитов дунитов в троктолитах. В таком случае контакт довольно резкий, "спянный", но без оргоговикования, катаклаза и каких-либо следов контакто-метасоматических преобразований. На разрезе, составленном по данным бурения (рис. 39), внутреннее строение нижней расслоенной серии в этой части

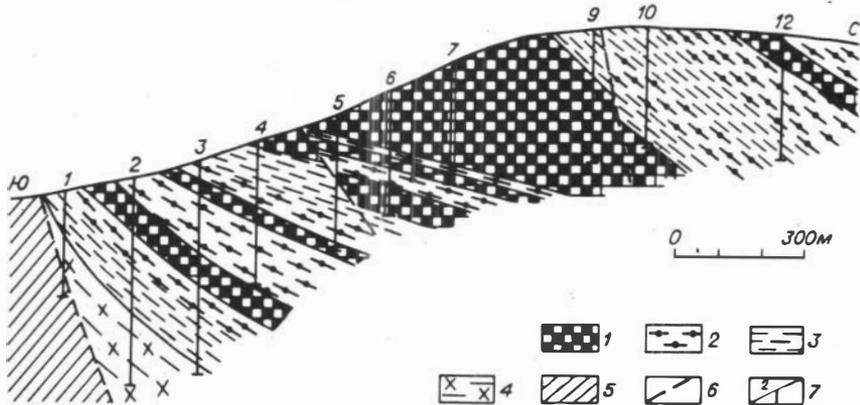


Рис. 39. Геологический разрез по линии скважин в Лукиндинском дунит-троктолит-габбровом массиве. Составлен авторами с использованием материалов И.С. Чанышева, С.А. Шеки и др.

1 – дуниты и плагиодуниты, перидотиты и плагиоперидотиты, меланотроктолиты; 2 – троктолиты; 3 – оливковые габбро, анортозиты; 4 – амфиболсодержащие "лейкодиоритоиды" зоны эндоконтакта; 5 – амфиболиты, амфиболовые габбро; 6 – разрывные нарушения; 7 – линия скважин.

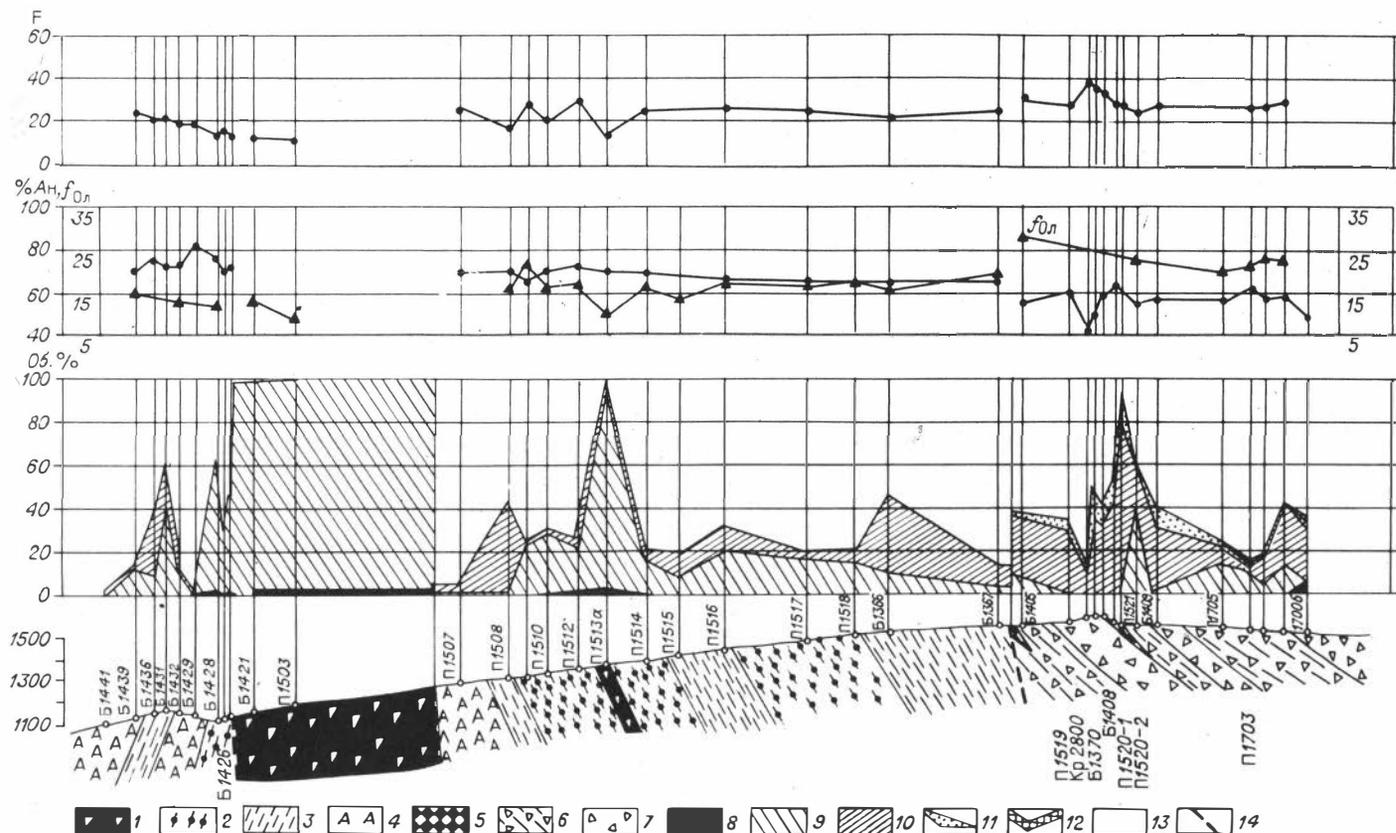


Рис. 40. Характер изменчивости состава пород и породообразующих минералов в разрезе Лукиндинского массива (от западного контакта до вершины гольца Лукинда).

1 - дуниты, плагиодуниты; 2 - троктолиты; 3 - оливиновые габбро; 4 - анортозиты; 5 - пироксениты; 6 - оливинсодержащие габбро и габбронориты; 7 - габбронориты; 8-13 - породообразующие минералы: 8 - хромшпинелиды, сульфиды, магнетит, ильменит, 9 - оливин, 10 - клинопироксен, 11 - ортопироксен, 12 - амфибол, 13 - плагиоклаз; 14 - разломы.

Таблица 41

Средний количественный минеральный состав анортозит-дунит-троктолитовой серии пород Лукиндинского массива, об.%

Минерал	Дуниты, перидотиты, меланотроктолиты, меланогаббро		Троктолиты, оливиновые габбро		Анортозиты	
	\bar{x}_{36}	s	\bar{x}_{86}	s	\bar{x}_{25}	s
Пл	9,36	9,08	72,03	12,06	94,00	4,14
Ол	84,79	11,62	20,76	12,85	1,90	2,84
МП	3,66	5,82	5,14	6,98	1,96	2,31
РП	0,28	0,95	0,41	0,49	0,20	0,47
Ам	0,18	0,36	1,21	1,42	1,40	1,82
Руд	1,69	2,43	0,43	0,84	0,55	0,78
% Ан	70,7	Не рассч.	71,8	Не рассч.	77,0	Не рассч.
f Ол	11,3	"	15,7	"	11,5	"

Таблица 42

Средний химический состав пород анортозит-дунит-троктолитовой серии Лукиндинского массива, мас.%, приведенные к 100

Окисел	Дуниты, перидотиты, меланотроктолиты		Троктолиты, оливиновые габбро		Анортозиты	
	\bar{x}_{32}	s	\bar{x}_{69}	s	\bar{x}_{14}	s
SiO ₂	41,30	1,34	46,63	1,78	48,02	2,34
TiO ₂	0,13	0,08	0,15	0,10	0,10	0,05
Al ₂ O ₃	4,95	3,50	21,88	3,35	29,26	1,63
Fe ₂ O ₃	3,08	1,66	0,93	0,57	0,76	0,59
FeO	8,88	1,81	4,39	1,27	1,68	0,70
MnO	0,16	0,03	0,08	0,02	0,04	0,01
MgO	38,54	5,92	13,02	5,07	4,00	2,58
CaO	2,30	1,57	11,00	2,10	13,59	1,32
Na ₂ O	0,56	0,51	1,78	0,42	2,41	1,03
K ₂ O	0,07	0,03	0,09	0,05	0,10	0,03
P ₂ O ₅	0,03	0,05	0,04	0,05	0,03	0,04

плутона представляется в виде моноклинали с падением переслаивающихся горизонтов пород различного состава на северо-восток и наличием в центральной части разреза блока дунитов. Дунитовое тело, возможно, представляет собой выход подводящего канала, в котором на начальной стадии формирования плутона имело место обособление ультраосновных пород по аналогии с образованием ультрабазитового ядра в Маринкинском плутоне (см. гл. IV). В западном несорванном контакте с дунитами расслоенная серия троктолитов, оливиновых габбро и анортозитов имеет крутое падение прослоев на запад, т.е. обратное, сравнительно с преобладающим падением элементов нижней расслоенной серии

Таблица 43

Средний химический состав оливинов, мас. %

Окисел	Дуниты, перидотиты, меланотроктолиты		Троктолиты, оливиновые габбро		Пироксениты (1 ан.)	Оливинсодержащие габбро	
	\bar{x}_{24}	s	\bar{x}_{10}	s		\bar{x}_4	s
SiO ₂	39,68	1,20	39,82	1,28	Не опр.	Не опр.	Не расщ.
ΣFeO	12,63	1,89	15,26	2,78	20,57	21,81	2,90
MnO	0,25	0,02	0,15	0,00	Не опр.	Не опр.	Не расщ.
MgO	46,67	1,72	43,87	2,72	38,63	38,10	2,74
NiO	0,18	0,04	0,13	0,04	0,11	0,05	0,01
f _{Ол}	13,20	2,15	16,36	3,15	23,0	24,30	3,67

в разрезе с запада на восток (рис 40). Как видно из разрезов и схемы строения массива, анортозит-дунит-троктолитовая серия пород массива гипсометрически выше сменяется слабо дифференцированной толщей габбро и габброноритов с маломощными прослоями пироксенитов. Эта группа пород слагает вершину горы Лукинда, восточный и северо-восточный ее склоны. Все породы массива, включая дайки основного состава, прорываются жилами мелкозернистых аплитовидных гранитов, пегматоидных гранитов, фельзитов.

У всех исследователей, занимавшихся изучением Лукиндинского плутона, не вызывает сомнения факт генетической общности всех пород, его слагающих. Вместе с тем породы массива могут быть сгруппированы в две серии, внутри которых минералогическое и петрографическое их единство выступает наиболее отчетливо: анортозит-дунит-троктолитовую и пироксенит-габброноритовую /Балыкин и др., 1981, 1982/.

Для анортозит-дунит-троктолитовой группы пород (нижняя расслоенная серия) характерны широкие вариации количественных соотношений оливина и плагиоклаза, что отражается на содержаниях MgO (0,5-45,1%), Al₂O₃ (0,8-32,4%), CaO (0,4-15,7%) и других окислов (табл. 41, 42). В то же время состав породообразующих минералов (табл. 43-46) меняется незначительно: оливин представлен хризолитом (f_{Ол} = 10,8-18,0%), плагиоклаз - преимущественно битовнитом (An₆₅₋₈₃, при резком преобладании An₇₂₋₇₇). Эти минералы образуют основной структурный каркас пород. Изредка появляющийся клинопироксен представлен умеренно глиноземистым субкальциевым высокомагнезильным авгитом (f_{МП} = 8,7-15,5%), выполняющим интерстициальные промежутки между зернами оливина и плагиоклаза. В породах этой серии постоянно присутствуют в качестве аксессуарных минералов хромшпинелиды, характеризующиеся повышенной глиноземистостью и хромистостью /Кривенко и др., 1981/. Преимущественно двуминеральный парагенезис этих пород усложнен наличием коронарных образований на контакте оливина и плагиоклаза. Короны представлены по составу простыми ортопироксеновыми или амфиболовыми и сложными ортопироксен-амфиболовыми (± симплектитовые срастания амфибола с плеонастом). В результате специально проведенных исследований установлена их позднематическая природа как продукта реакционного взаимодействия ранних минеральных фаз (оливина и плагиоклаза) с остаточным интеркумулусным расплавом, насыщенным летучими компонентами /Балыкин, Петрова, Майорова, 1983/.

Таблица 44

Средний химический состав клинопироксенов, мас. %

Окисел	Дуниты, перидотиты, меланотроктолиты		Троктолиты, оливиновые габбро, анортозиты		Пироксены (1 ан.)	Габбро, габбронориты		Жильные пегматоидные габбро	
	\bar{x}_{10}	s	\bar{x}_{11}	s		\bar{x}_7	s	\bar{x}_4	s
SiO ₂	51,40	0,77	51,73	0,47	51,21	51,17	0,66	48,47	0,93
TiO ₂	0,73	0,18	0,71	0,23	0,73	0,78	0,31	0,98	0,26
Al ₂ O ₃	4,18	0,62	4,19	0,66	3,19	3,70	0,33	5,14	1,11
ΣFeO	4,51	1,61	5,24	1,42	6,63	8,64	1,71	8,82	2,05
MnO	0,10	0,04	0,11	0,05	0,23	0,20	0,04	0,19	0,01
MgO	16,83	0,87	17,44	1,49	15,85	15,41	1,09	16,27	1,27
CaO	21,39	0,85	20,46	1,16	20,63	20,38	1,49	18,28	2,50
Na ₂ O	0,66	0,19	0,65	0,24	0,50	0,51	0,09	0,63	0,15
f _{МП}	13,01	4,22	14,48	4,10	18,80	23,82	4,37	22,90	4,35

Таблица 45

Средний химический состав амфиболов, мас. %

Окисел	Перидотиты, меланотроктолиты		Троктолиты, оливиновые габбро
	\bar{x}_3	s	\bar{x}_2
SiO ₂	44,04	1,41	45,17
TiO ₂	1,30	1,04	1,46
Al ₂ O ₃	13,87	1,46	13,34
ΣFeO	6,64	0,79	7,69
MnO	0,06	0,04	0,12
MgO	16,86	0,42	15,56
CaO	11,89	0,36	12,20
Na ₂ O	2,44	0,14	2,67
K ₂ O	0,46	0,40	Не опр.
f Ам	18,0	1,62	21,6

Таблица 46

Средний химический состав хромшпинелидов, мас. %

Окисел	Дуниты, перидотиты, меланотроктолиты		Троктолиты, оливиновые габбро	
	\bar{x}_{11}	s	\bar{x}_6	s
TiO ₂	0,26	0,15	0,62	0,16
Al ₂ O ₃	37,75	6,21	28,66	4,64
Cr ₂ O ₃	24,71	4,99	27,60	3,18
ΣFeO	24,17	2,70	33,78	5,41
MnO	0,15	0,05	0,31	0,09
MgO	12,47	1,69	8,97	2,15
f Шп	46,19	5,47	57,88	10,86

К числу реакционных или кельфитовых оторочек относятся и каемки коричневой роговой обманки, развитые вокруг хромшпинелидов и ксеноморфных кристаллов клинопироксена. Ниже приводится петрографическая характеристика пород анортозит-дунит-троктолитовой серии Лукиндинского массива.

Мономинеральные дуниты – крайне редкая разновидность, встреченная лишь в пределах дунитового блока; преобладают же мелкозернистые массивные плагиодуниты, состоящие на 90–95% из изометричных в той или иной степени серпентинизированных зерен оливина с совершенной спайностью по (010) и (в среднем 1–2%) черных или буровато-коричневых в шлифах хромшпинелидов, довольно равномерно распределенных в массе породы. Спорадически появляются пла-

гиоклаз и пироксены (преимущественно авгит), выполняющие интерстициальные промежутки между зернами оливина. Почти постоянно отмечаются в небольшом количестве сульфиды (пирротин, халькопирит, пентландит) и иногда ильменит. Плагиперидотиты (верлиты) отличаются от плагидунитов повышенными содержаниями авгита. Это довольно редкая разновидность пород массива. Встречаются они либо как промежуточные по составу дифференциаты на контакте дунитов и троктолитов, либо образуют небольшие по мощности прослои среди троктолитов и оливиновых габбро (рис. 41, 42). Близки к плагидунитам и плагиперидотитам по составу, характеру взаимоотношений минералов и структурному положению в массиве меланотроктолиты и оливиновые меланогаббро. Согласно проведенному статистическому анализу петрохимического состава пород и анализу характера взаимоотношения слагающих их минералов, дуниты, перидотиты, меланотроктолиты и оливиновые меланогаббро обособляются в однородную ультрамафит-субультрамафитовую группу пород /Балькин и др., 1982/.

Троктолиты являются преобладающим типом пород нижней расслоенной серии. Среди них наиболее широко развиты лейкоотроктолиты с квазиэвтектическими соотношениями /Элерс, 1975/ оливина (20–30%) и плаггиоклаза (70–80%). В отличие от дунитов, перидотитов, меланотроктолитов оливин в этих породах имеет "лапчатые" формы выделений между идиоморфными пластинчатыми кристаллами плаггиоклаза. Почти постоянно встречаются хромшпинелиды в виде включений как в зернах оливина, так и плаггиоклаза. В количестве, обычно не превышающем 3–5%, присутствует в этих породах отчетливо ксеноморфный по отношению к оливину и плаггиоклазу авгит. Широко развиты коронарные, чаще всего двузональные (Ол) – РП – Ам – (Пл) образования на контакте оливина и плаггиоклаза, а также келифитовые оторочки коричневой роговой обманки вокруг авгита и хромшпинелидов. Оливиновые габбро тесно ассоциируют с троктолитами, отличаясь от них более высокими содержаниями ксеноморфного по отношению к оливину и плаггиоклазу авгита и нередко большим количеством коричневой роговой обманки, образующей преимущественно келифитовые оторочки вокруг авгита и хромшпинелидов. Троктолиты и переслаивающиеся с ними оливиновые габбро образуют статистически однородную группу пород (см. табл. 41, 42). Парагенетически тесно связанные с этими породами аноктозиты встречаются в участках контрастной расслоенности в виде прослоев различной мощности. Среди аноктозитов преобладают оливинсодержащие их разновидности, нередко обогащенные хромшпинелидами (до 10%), обладающими характерным буровато- или травяно-зеленым оттенком. По составу они обособляются в самостоятельную петрографическую группу пород.

Обращают на себя внимание следующие особенности изменчивости состава оливина и плаггиоклаза в пределах нижней расслоенной серии: наиболее магнезиальный оливин свойствен дунитам, наиболее основной по составу плаггиоклаз лейкоотроктолитам и аноктозитам. Закономерное (хотя и незначительное) повышение железистости оливина в ряду дунит → перидотит → троктолит, аноктозит согласуется с моделью направленной кристаллизационной дифференциации пикритовидного расплава. Более низкую основность плаггиоклаза в плагидунитах, перидотитах, меланотроктолитах, по-видимому, можно объяснить тем, что кристаллизовался он в этих породах из остаточного интеркумулусного расплава, обогащенного щелочами, а в троктолитах и аноктозитах являлся ранней минеральной фазой.

Пироксенит-габброноритовая серия пород, слагающая вершину гольца Лукинда, северный, восточный и северо-восточный его склоны, характеризуется меньшей изменчивостью количественных соотношений слагающих их минералов (табл. 47, 48), но относительно более широкими вариациями их составов. Оливин и пироксены обладают (см. табл. 43, 44) более высокой железистостью по сравнению с минералами из пород нижней расслоенной серии ($f_{\text{Ол}} = 21,0 -$

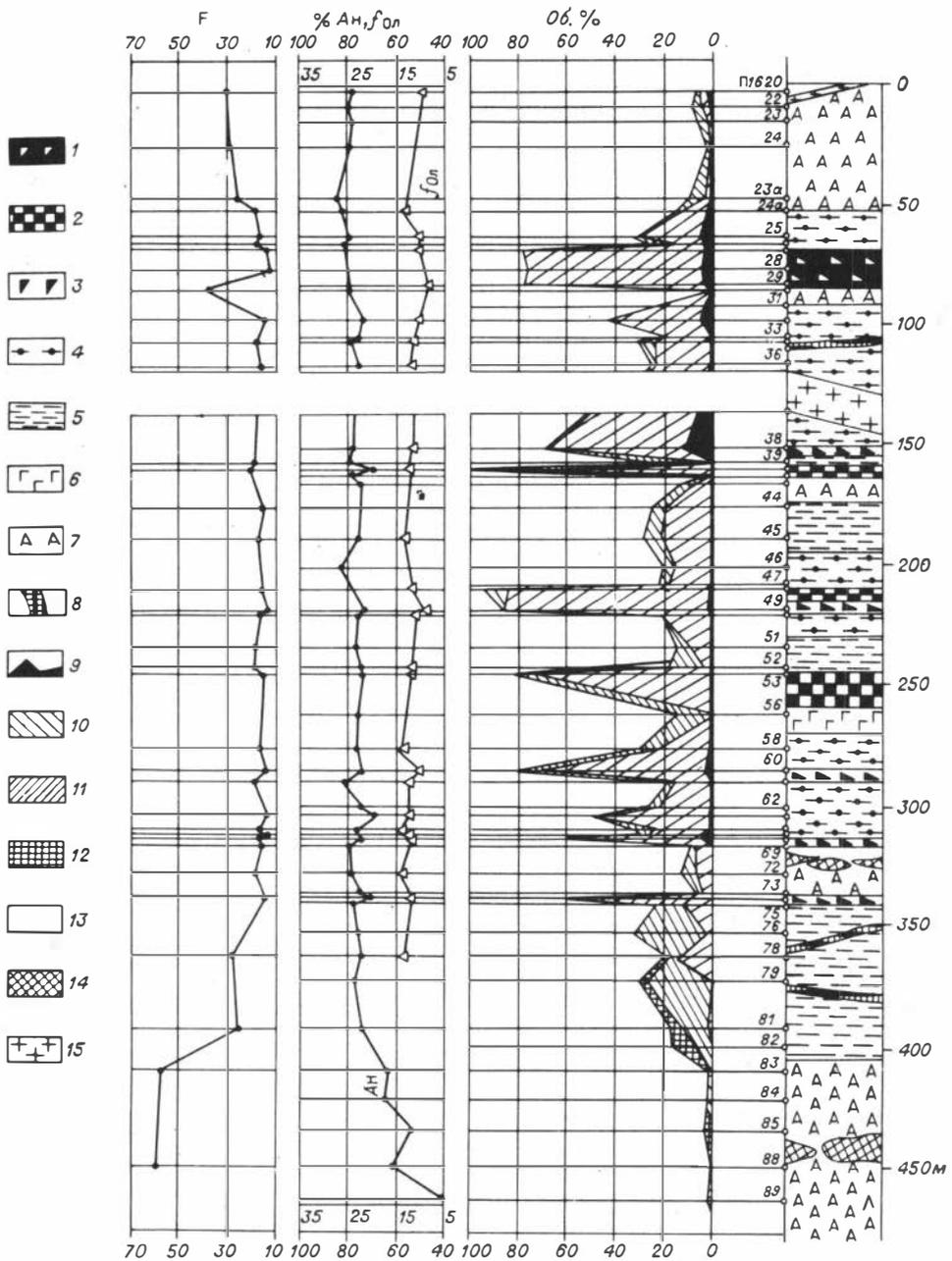


Рис. 41. Характер изменчивости состава пород и породообразующих минералов в Лукиндинском массиве по скв. 3.

1 - плагиодуниты; 2 - плагиоперидотиты; 3 - меланотроктолиты; 4 - троктолиты; 5 - оливиновые габбро; 6 - габбро; 7 - анортозиты; 8 - дайки и жилы габбро, габброноритов, пироксенитов; 9-13 - породообразующие минералы: 9 - хромшпинелиды, магнетит, ильменит, сульфиды, 10 - оливин, 11 - клинопироксен, 12 - амфибол, 13 - плагиоклаз; 14 - ксенолиты ороговикованных амфиболитов; 15 - дайки и жилы гранитов.

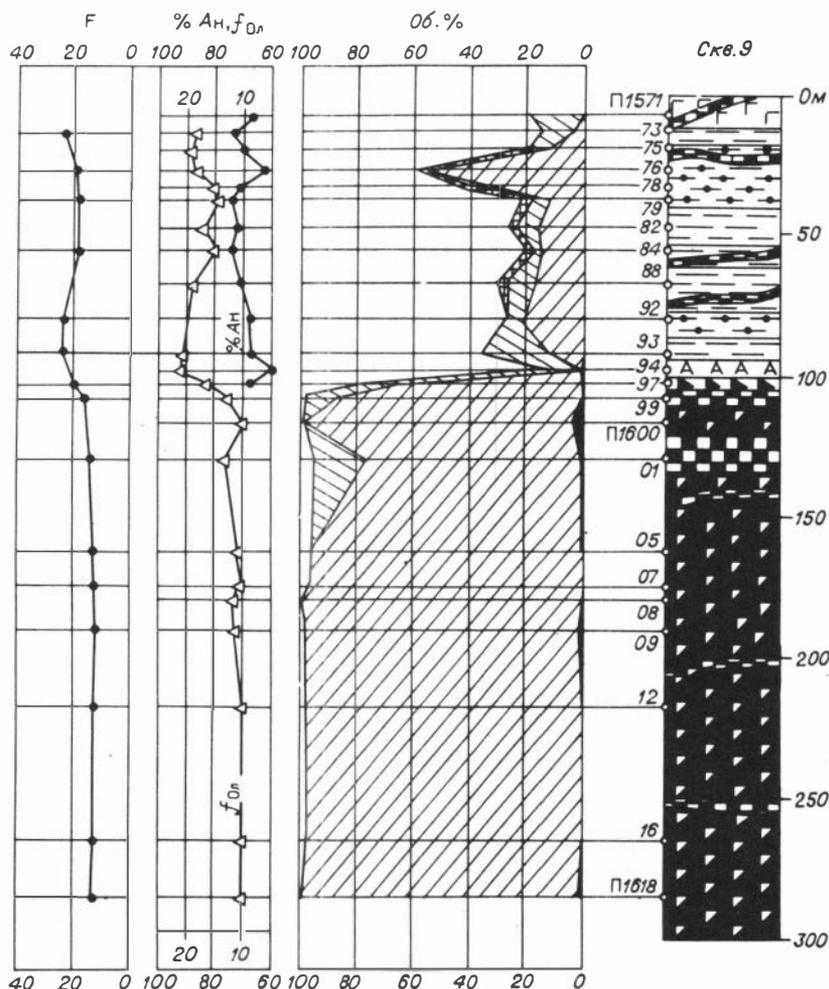


Рис. 42. Характер изменчивости состава пород и породообразующих минералов в Лукиндинском массиве по скв. 9.

Усл. обозн. см. на рис. 43.

28,6, $f_{МП} = 18,1-33,1$, $f_{РП} = 27,5\%$). Плагиоклаз представлен преимущественно лабрадором (An_{45-60}). Хромшпинелиды в них отсутствуют, сменяясь низ-

котитанистым магнетитом и ильменитом. Все породы этой серии характеризуются близким идиоморфизмом плагиоклаза, пироксенов, оливина. Оливин в них не обладает спайностью, не серпентинизирован и замещается лишь в ряде случаев магнетитом и (или) боулингитом. Реакционные образования представлены оторочками буровато-коричневой роговой обманки вокруг рудных минералов, реже пироксенов. Крайне редко встречаются маломощные, преимущественно ортопироксеновые каемки на контакте Ол-Ол, МП-Пл, МП-Мт.

В отличие от анортозит-дунит-троктолитовой серии эти породы характеризуются более высокими содержаниями кремнезема, титана, щелочей и сравнительно низкими - магния и железа; железистость их устойчиво более высокая (см. табл. 48).

Таблица 47

Средний количественный минеральный состав пироксенит-габброноритовой и жильной серий пород Лукиндинского массива, об. %

Минерал	Пироксениты, меланогаббро		Габбро, габбронориты		Анортозиты		Жильная серия пород	
	\bar{x}_8	s	\bar{x}_{50}	s	\bar{x}_3	s	\bar{x}_7	s
Пл	28,31	13,76	68,72	13,56	87,83	10,11	51,23	7,80
Ол	29,75	18,89	5,80	7,86	0,16	0,11	2,37	5,29
МП	39,75	27,49	22,26	10,86	9,03	8,75	20,81	17,43
РП	1,61	3,61	1,53	3,40	0,00	0,00	1,51	1,54
Ам	0,22	0,33	0,97	2,08	2,86	4,87	22,29	20,83
Руд	0,36	0,48	0,77	1,33	0,20	0,26	1,54	0,86
% Ан	61,5	Нерассч.	59,9	Нерассч.	62,0	Нерассч.	63,71	Не рассч.
f _{Ол}	21,0	"	21,9	"	Не опр.	"	Не опр.	"

Таблица 48

Средний химический состав пироксенит-габброноритовой и жильной серий пород Лукиндинского массива, мас.%, приведенные к 100

Окисел	Пироксениты, меланогаббро		Габбро, габбронориты		Анортозиты		Породы жильной серии	
	\bar{x}_8	s	\bar{x}_{44}	s	\bar{x}_3	s	\bar{x}_7	s
SiO ₂	46,86	2,49	49,91	1,60	50,39	0,46	48,45	1,93
TiO ₂	0,46	0,18	0,42	0,27	0,19	0,07	1,47	0,86
Al ₂ O ₃	9,46	3,28	19,40	3,37	26,42	2,54	17,43	1,26
Fe ₂ O ₃	1,58	1,28	1,87	1,02	0,84	0,42	2,34	0,90
FeO	8,83	1,87	4,64	1,70	1,87	0,99	7,11	0,82
MnO	0,16	0,04	0,11	0,03	0,05	0,00	0,14	0,02
MgO	20,79	5,05	8,95	3,05	3,39	2,28	9,55	1,27
CaO	10,70	3,58	12,17	1,65	13,78	0,96	10,81	1,16
Na ₂ O	1,05	0,40	2,36	0,55	2,85	0,22	2,39	0,43
K ₂ O	0,05	0,04	0,13	0,08	0,12	0,05	0,28	0,10
P ₂ O ₅	0,05	0,03	0,04	0,03	0,03	0,04	0,03	0,02

Толща габбро и габброноритов с маломощными прослоями (до 1 м) пироксенитов, по-видимому, представляет собой продукт кристаллизации остаточного расплава, обособившегося в процессе формирования анортозит-дунит-троктолитовой серии в апикальной части магматической камеры /Балькин и др., 1981, 1982/. Пироксениты, варьирующие по составу от оливиновых клинопироксенитов до вебстеритов, представляют собой мелкозернистые породы с массивной текстурой и габбровой структурой. Габбро и габбронориты подразделяются на оливинсодержащие и безоливиновые. Оливинсодержащие габбронориты и габбро отлича-

ются от оливиновых габбро из нижней расслоенной серии пород массива не только повышенной железистостью темноцветных минералов, более низкой основностью плагиоклаза, появлением магнетита и ильменита вместо хромшпинелидов, но и качественно иным характером взаимоотношения минералов, отмеченным выше. Нередко в этих породах встречаются повышенные содержания коричневой роговой обманки, образующей ойкокрсты и реакционные оторочки вокруг рудных минералов. Иногда в ассоциации с магнетитом и ильменитом отмечается зеленая шпинель. Это преимущественно мелкозернистые и мезократовые (в среднем 60–65% плагиоклаза) породы (см. табл. 47). Безоливиновые габбро и габбронориты парагенетически тесно связаны с оливинсодержащими их разновидностями и отличаются от них не только отсутствием оливина, но и несколько повышенными количествами рудных минералов (до 5%), коричневой роговой обманки, гиперстена. Изредка в них появляется красновато-бурый биотит. Пироксены в этих породах переполнены мелкими пластинками гематита и магнетита и заметно плеохроируют в красновато-кремовых тонах. Реакционные взаимоотношения между пироксенами отсутствуют.

Жильная серия пород Лукиндинского массива детально охарактеризована в монографии С.А. Шеки /1969/. В связи с этим мы даем лишь краткую сводку по ним. Как уже отмечалось, эта серия представлена довольно широкой гаммой пород: мелкозернистыми габбро, габброноритами, пироксенитами, анортозитами и пегматоидными габбро, габброноритами и пироксенитами. Мелкозернистые габбро и габбронориты почти неотличимы по составу от габбро и габброноритов верхней серии плутона (см. табл. 47, 48). Для них характерна обогащенность кремнеземом, титаном, щелочами, что отражается в относительно низкой основности плагиоклаза, повышенной железистости темноцветных минералов и обогащенности магнетитом и ильменитом, распыленными по массе породы. Нередко встречается в повышенных количествах коричневая роговая обманка. Эти породы прорывают анортозит-дунит-троктолитовую серию и не встречаются в пределах верхней расслоенной.

Более широко среди пород жильной серии развиты пегматоидные габбро, габбронориты и пироксениты, представленные маломощными (до 2 м) ветвящимися жилами. Максимум их развития приурочен к осевой части интрузива. Контакт с вмещающими породами расплывчатый реакционный. Характерная особенность этих пород – грубозернистая пегматоидная структура с наличием лапчатых до 20 см в поперечнике кристаллов пироксена. Пироксены характеризуются довольно магнезиальным составом, плагиоклазы отвечают по составу битовнитам. Характерна обогащенность пегматоидных габбро магнетитом, ильменитом и сульфидами. Пегматоидные габброиды и пироксениты рвут все вышеперечисленные разновидности пород Лукиндинского массива.

Особую группу пород жильной серии составляют мелкозернистые пироксениты, образующие реакционные оторочки на контакте жильных габбро и габброноритов либо самостоятельные маломощные жилки, секущие и жилы пегматоидных габброидов и пироксенитов. По составу они варьируют от клинопироксенитов до вебстеритов, обогащены магнетитом и ильменитом, пироксены в них характеризуются более высокой железистостью, а плагиоклазы – несколько пониженной основностью по сравнению с этими минералами из пегматоидных пироксенитов. Реже встречаются жилы анортозитов, которые, судя по пересечению ими даек мелкозернистых пироксенитов, являются самыми поздними жильными образованиями плутона. Они имеют небольшую мощность (10–30 см), сильно ветвятся и быстро выклиниваются. Состоят из зонального плагиоклаза (An_{38-88}) и небольшого количества сульфидов и клинопироксенов.

Химический состав пород Лукиндинского массива разнообразен и в то же время специфичен. Породы плутона образуют широко варьирующий по меланократовости ($2,4 \leq b \leq 65,2$) ряд (рис. 43, 44) отвечающий по среднестатисти-

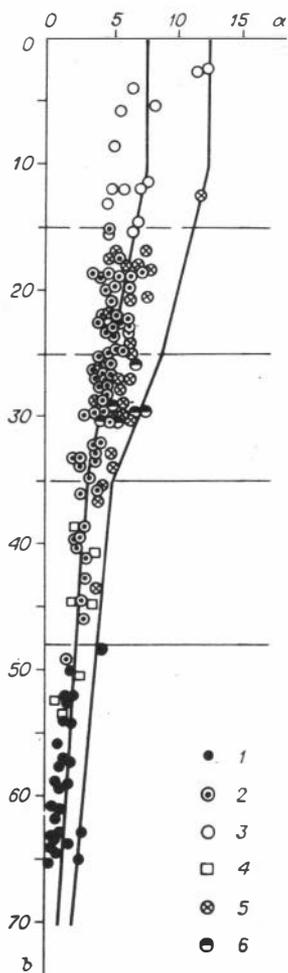


Рис. 43. Химический состав пород Лукиндинского массива в координатах а - б.

1 - дуниты, перидотиты, меланотроктолиты, оливиновые меланогаббро; 2 - троктолиты, оливиновые габбро; 3 - анортозиты; 4 - пироксениты; 5 - габбро, габбронориты; 6 - жильная серия пород.

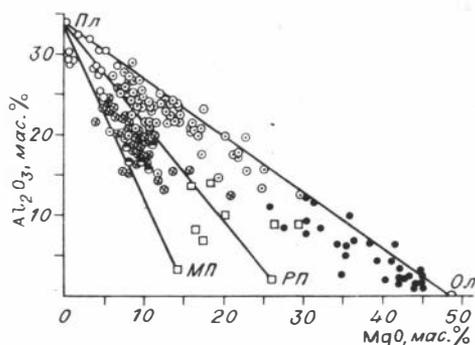


Рис. 44. Химический состав пород Лукиндинского массива в координатах Al_2O_3 - MgO , мас.%

Усл. обозн. см. на рис. 43.

ческим оценкам натровым высокомагнезиальным и высокоглиноземистым меланомафитам крайне низкотитанистого, низкщелочного и высокоанортитового уклонов /Кузнецов и др., 1976/. Все породы резко недосыщены кремнеземом, калием, характеризуются низкой железистостью. Судя по средневзвешенному химическому составу (см. гл. IV), они не имеют себе аналогов среди базальтоидов и сближаются в большей степени с субмелалапикритоидами геосинклинальных областей, а также внутренних и окраинных морей /Белюсов и др., 1982/. Петрохимический тренд для всех пород массива однотипен и сводится к увеличению содержаний SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , CaO в процессе формирования дифференцированных рядов и уменьшению $-FeO$, Fe_2O_3 , MgO , MnO . Это видно из анализа корреляционных зависимостей между содержаниями окислов, которые группируются на основе положительных связей следующим образом: $SiO_2 - Na_2O - K_2O - Al_2O_3 - CaO$ и $FeO - Fe_2O_3 - MgO - MnO$. В пироксенит-габброноритовой серии в то же время ослабевает связь SiO_2 с Al_2O_3 , усиливается положительная связь SiO_2 с K_2O и появляется сильная положительная зависимость между содержаниями FeO и TiO_2 . Более подробные сведения об особенностях петрохимического состава пород Лукиндинского массива приведены в статье П.А. Балькина и др. /1982/.

Число примеров массивов аналогичного или близкого состава в пределах Джелтулакской структурно-формационной зоны не ограничивается Лукиндинским

плутоном. Это Узурпалинский, расположенный южнее г. Тынды, Гетканский, вскрывающийся в среднем течении р. Геткан, и другие массивы. Состав, строение и их металлогеническая специализация остаются пока еще крайне слабо изученными.

Лучанский и Ильдеусский массивы

Эти два близрасположенных ультрабазит-базитовых массива вскрываются значительно восточнее Лукиндинского плутона в центральной части Станового хребта в верховьях р. Брянты среди преобладающих здесь гранитогнейсов, амфиболитов, амфиболовых габбро и метапироксенитов станового комплекса /Щека, 1969/. Они приурочены к северо-западному крылу Токско-Алгоминского синклинория и тяготеют к Брянтинской зоне глубинных разломов. Характеристика их основа на опубликованных и фондовых материалах, а также на просмотре авторами коллекций образцов и шлифов ряда исследователей, изучавших эти плутоны.

Лучанский массив (рис. 45) имеет эллипсоидальную в плане форму (площадь около 100 км²), удлинненную в северо-восточном направлении, при общей северо-западной ориентировке вмещающих его биотит-роговообманковых гнейсов, амфиболитов, массивных амфиболовых габбро, габброноритов и апатит-содержащих рудных метапироксенитов /Зимин и др., 1978/. В русле р. Брянты отчетливо устанавливается прорывание троктолитами гнейсовидных амфиболовых габбро. Мощность экзо- и эндоконтактовых преобразований здесь не превышает 15-20 м. В северном и западном участках плутона имеется несколько небольших по размерам штоковидных тел мелкозернистых гранитов. Кроме того, породы массива рвутся жилами аплитов, мусковит-гранатовых пегматитов и дайками гранит-порфиоров. Дизъюнктивными нарушениями субмеридионального и северо-восточного направлений плутон разбит на ряд блоков.

Около 90% площади массива занимает расслоенная серия габброидов: троктолиты, оливиновые габбро, габбро, габбронориты. Преобладающие троктолиты и оливиновые габбро характеризуются грубополосчатым строением и трахитоидной структурой. Устанавливается переслаивание их с оливинсодержащими и безоливиновыми габбро, габброноритами, анортозитами, плагиодунитами, перидотитами, меланотроктолитами и меланогаббро. В центральной и северо-восточной частях плутона преобладают лейкократовые габброиды, в восточном контакте имеется горизонт (до 1,5 км мощностью) пегматоидных оливинсодержащих габ-

Рис. 45. Схема геологического строения Лучанского массива. При составлении использованы данные С.А. Щеки /1969/, Р.А. Октябрьского, В.А. Кудинова, И.М. Фердмана и др.

1 - плагиодуниты, плагиоперидотиты, меланотроктолиты; 2 - троктолиты и оливиновые габбро; 3 - пегматоидные оливинсодержащие и безоливиновые габбро; 4 - штоковидное тело габброноритов; 5 - гнейсограниты, граниты, амфиболиты; 6 - габбро, амфиболиты и пироксениты, обогащенные титаномагнетитом, ильменитом, апатитом; 7 - биотитовые граниты, порфиоровидные гранодиориты; 8 - разломы.

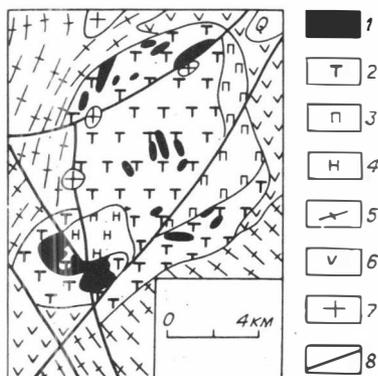


Таблица 49

Средний химический состав петрографических групп пород Лучанского массива, мас. %, приведенные к 100

Оксид	Троктолиты, оливиновые габбро		Жильные пироксениты	
	\bar{x}_6	s	\bar{x}_5	s
SiO ₂	51,24	5,38	46,90	2,97
TiO ₂	0,36	0,19	0,96	0,51
Al ₂ O ₃	20,84	3,70	7,75	4,02
Fe ₂ O ₃	1,83	0,91	6,43	1,54
FeO	5,00	1,30	7,80	1,24
MnO	0,10	0,05	0,23	0,04
MgO	7,50	2,40	20,19	4,42
CaO	9,31	2,27	8,05	3,50
Na ₂ O	3,10	0,59	1,13	0,65
K ₂ O	0,60	0,49	0,33	0,27
P ₂ O ₅	0,07	0,02	0,17	0,15

Примечание. Анализы заимствованы из работы С.А. Шеки /1969/; использованы также данные В.А. Кудинова и И.М. Фердмана.

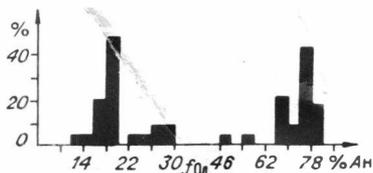
Таблица 50

Средний химический состав пироксенов из пегматоидных габбро, габброноритов, норитов, мас. %

Оксид	Клинопироксен		Ортопироксен	
	\bar{x}_3	s	\bar{x}_5	s
SiO ₂	48,73	0,46	51,93	0,62
TiO ₂	1,07	0,12	0,44	0,22
Al ₂ O ₃	5,45	0,80	3,48	1,11
Fe ₂ O ₃	4,02	1,18	5,89	1,94
FeO	4,94	0,86	7,59	0,41
MnO	0,16	0,00	0,22	0,07
MgO	14,69	0,75	25,94	2,63
CaO	19,07	0,51	2,89	1,69
Na ₂ O	0,70	0,10	0,15	0,03
K ₂ O	0,07	0,03	0,03	0,01
f _{МП, РП}	25,6	2,50	21,50	4,40

Примечание. Анализы заимствованы из работы С.А. Шеки /1969/.

Рис. 46. Гистограммы составов оливина и плагиоклаза из пород Лучанского массива ($f_{\text{Оп}}$, $n = 24$; % Ан, $n = 26$).



бро, характерной особенностью которых является наличие порфировых обособлений плагиоклаза до 2 см в поперечнике. В южной более эродированной части массива широко развиты ультраосновные породы, образующие удлиненное тело плагиодунитов и плагиоперидотитов площадью около 1,5 км² (см. рис. 45). Эти породы прорываются штоковидным телом мелкозернистых габброноритов; взаимоотношения ультраосновных пород с троктолитами здесь не выяснены.

Жильная серия в массиве представлена широкой гаммой пород: габбродиа-базами, пегматоидными роговообманковыми габбро, пироксенитами, кортландитами, перидотитами. Довольно обстоятельная их характеристика приведена в монографии С.А. Шеки /1969/.

Судя по имеющимся немногочисленным аналитическим данным (табл. 49, 50, рис. 46), Лучанский массив близок к Лукиндинскому. В то же время слагающие его породы характеризуются в среднем более высокими содержаниями ортопироксена и амфибола и большим разнообразием, особенно это свойственно породам жильной серии. К сожалению, этот весьма интересный в петрологическом отношении и перспективный на сульфидное медно-никелевое оруденение массив пока мало изучен.

Ильдеусский массив располагается в 25 км южнее Лучанского. Это удлиненное в северо-западном направлении интрузивное тело площадью около 55 км². Положение его согласуется с общим северо-западным простираем вмещающих тонкополосчатых гнейсовидных амфиболитов, амфиболовых габбро и биотит-роговообманковых гнейсов. Для интрузива характерен тот же набор дифференциатов, что и в Лучанском массиве, но с относительно большим количеством ультраосновных пород. Другая отличительная его особенность – широкое развитие метасоматически измененных дифференциатов, среди которых преобладают породы тремолит-эпидот-хлорит-цоизитового состава. Вследствие плохой обнаженности внутренняя структура плутона во многих чертах остается невыясненной. По данным С.А. Шеки /1969/, лежащий бок интрузива сложен плагиодунитами, содержащими большое количество метасоматических жил пегматоидных норитов. На контакте ультраосновных пород с габброидами широко развиты реакционные пироксениты. Выше по разрезу эта пестрая по составу группа пород сменяется расчлененной серией троктолитов и оливиновых габбро с прослоями и линзами плагиодунитов, меланотроктолитов, анортозитов.

В отличие от Лукиндинского массива с совмещенной хромитовой и сульфидной медно-никелевой минерализацией Лучанский и Ильдеусский плутоны характеризуются только сульфидной, преимущественно халькопирит-пентландит-пирротитовой минерализацией с проявлением как сингенетического, так и эпигенетического типов оруденения. Согласно данным С.А. Шеки /1969/, по содержанию никеля и меди в породах устанавливаются некоторые различия между массивами. В породах Лучанского плутона отношение Ni / Cu в среднем равно 0,4, в Ильдеусском – 5,0, что, по-видимому, обусловлено различными количественными соотношениями в них ультраосновных и основных пород.

УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫЕ ИНТРУЗИИ ПРОТЕРОЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ СТРУКТУР ЮЖНОГО И ЮГО-ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Среди каледонских структур Южного и Юго-Западного Забайкалья широко развиты различные по составу, возрасту, строению и металлогенической специализации ультрабазит-базитовые и базитовые плутоны /Грудинин и др., 1974; Гордиенко и др., 1978; Поляков и др., 1981/. Сложно дифференцированные интрузивы этого региона (Шильдырхейский, Острая Сопка, Монгойский, Жарчинский и др.) приурочены к докембрийским выступам среди каледонских структур и близки по составу к охарактеризованным выше массивам. Эти массивы, за исключением Жарчинского и Монгойского, располагаются вблизи приустьевой части р. Селенги в пределах Хамар-Дабанской геосинклинальной зоны байкалид и приурочены к серии глубинных разломов северо-восточного простирания (рис. 47). По данным М.И. Грудинина и др. /1974/, Э.Л. Прудовского и др., /1972/, ультрабазит-базитовые массивы приустьевой части р. Селенги близки по составу и геологической позиции к Довыренскому и другим аналогичным по составу массивам Северного Прибайкалья. Авторами были изучены Шильдырхейский, Монгойский и Жарчинский массивы. Ниже приводится их геолого-петрографическая характеристика, а также дается краткая сводка по другим плутонам на основе имеющихся в литературе данных.

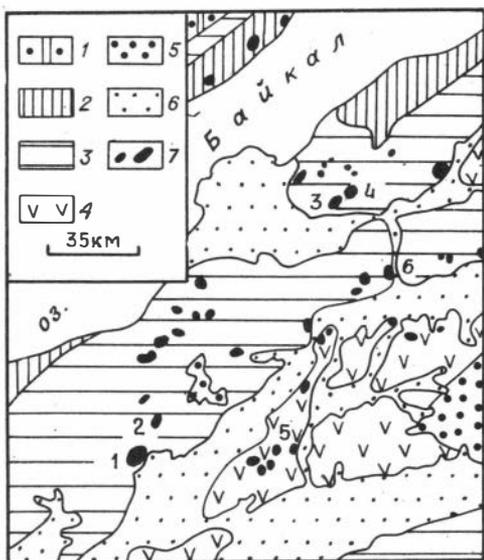


Рис. 47. Схема размещения ультрабазит-базитовых и базитовых плутонов в пределах складчатых структур Юго-Западного Забайкалья.

1 - чехол Сибирской платформы; 2 - выступы фундамента архейско-нижнепротерозойского складчатого комплекса в структурах байкалид; 3 - верхнепротерозойские вулканогенно-осадочные формации байкалид; 4 - раннепалеозойские вулканогенно-осадочные формации каледонид; 5 - палеозойско-мезозойские вулканогенно-осадочные формации межгорных впадин; 6 - мезозойско-кайнозойские терригенно-осадочные формации; 7 - ультрабазит-базитовые и базитовые массивы (1 - Шильдырхейский, 2 - Хоштогольский, 3 - Острая Сопка, 4 - Рассошинский, 5 - высокотитанистые массивы монгойского комплекса, 6 - Атарханский)

Шильдырхейский массив

Плутоны вскрываются в пределах восточных отрогов хр. Хамар-Дабан близ устья руч. Шильдырхей, впадающего в р. Удунга. Породы массива прорывают верхнепротерозойские карбонатные отложения иройской свиты и в свою очередь прорываются мелкими телами триасовых лейкогранитов гуджирского комплекса. Это

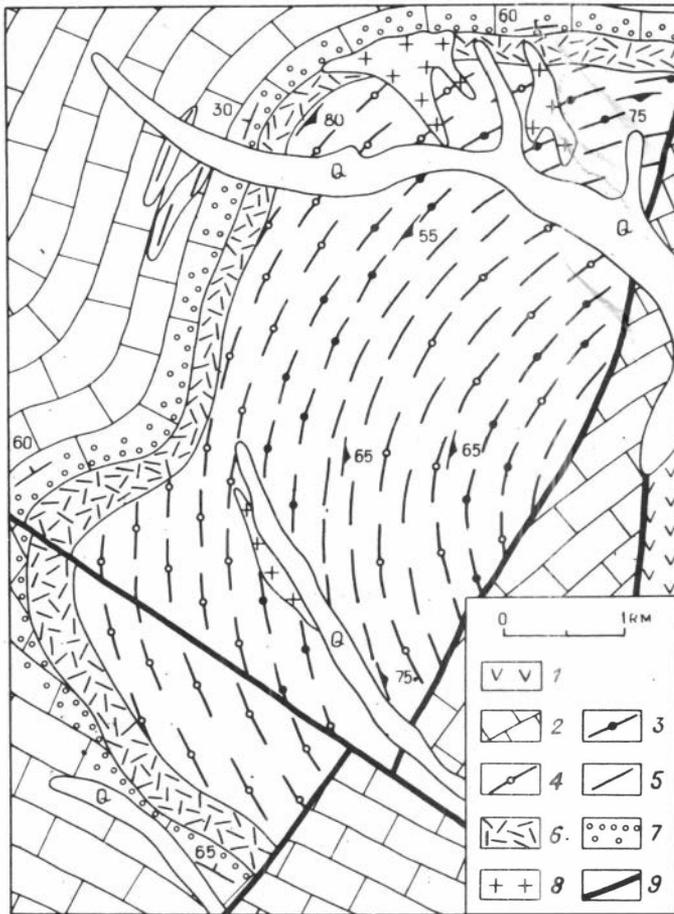


Рис. 48. Схема геологического строения Шильдырхейского массива. Составлена авторами с учетом материалов Э.Л. Прудовского, М.И. Грудина, Э.Т. Конникова и др.

1 - триасовые (?) ортофиры и туфы цаган-хунтейской свиты; 2 - верхнепротерозойские мраморы, известняки и доломиты иройской свиты; 3 - расслоенная серия габброидов с преобладанием мезотроктолитов, оливковых габбро и наличием маломощных прослоев перидотитов; 4 - расслоенная серия габброидов с преобладанием лейкотроктолитов и анортозитов; 5 - расслоенная серия габброидов с преобладанием безоливиновых габбро; 6 - породы эндоконтактовой фации плутона: рудные пироксениты и такситовые меланогаббро; 7 - скарны с реликтами мраморов; 8 - триасовые (?) лейкограниты гуджирского комплекса; 9 - разрывные нарушения.

эллипсоидальный в плане интрузив площадью около 20 км^2 , обрезанный на востоке дизъюнктивным нарушением субмеридионального простирания (рис. 48). Предполагается, что восточная часть плутона перемещена и представлена Хоштогальским массивом, расположенным в 14 км севернее.

Шильдырхейский плутон находится в центральной части мульдообразной антиклинали и имеет с вмещающими карбонатными отложениями субсогласный контакт. Он характеризуется отчетливо выраженным расслоенным внутренним

Средний количественный минеральный состав петрографических групп пород Шильдырхейского массива, об. %

Минерал	Дуниты, перидотиты		Троктолиты, оливковые габбро		Анортозиты		Габбро		Жильная серия пород		Породы эндоконтактовой фации	
	\bar{x}_3	s	\bar{x}_{25}	s	\bar{x}_4	s	\bar{x}_{13}	s	\bar{x}_3	s	\bar{x}_6	s
Пл	13,86	16,05	70,00	12,80	92,87	8,19	62,00	13,42	42,33	32,00	35,18	22,33
Ол	86,13	16,05	21,15	12,60	6,72	7,89	3,00	3,30	4,83	8,37	1,00	2,44
МП	<0,1	<0,1	8,82	9,83	0,30	0,47	34,91	12,43	46,66	31,42	54,50	17,78
Ам	Не обн.	Не расщ.	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	5,56	9,46	0,56	0,47
Би	"	"	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	1,26	2,59
Руд	<0,1	<0,1	<0,1	<0,6	<0,1	<0,1	0,1	0,1	0,66	0,76	7,50	16,92
% Ан	72,0	2,75	72,0	4,49	71,3	8,70	65,4	6,68	61,0	5,29	56,4	14,94

строением с крутым падением ($60-80^\circ$) планпараллельных текстур (трахитоидности и полосчатости) на восток, юго-восток. В восточной части массива отмечается некоторое выполаживание углов падения с признаками замыкания элементов внутренней структуры, что свидетельствует о наличии в этом месте структурного центра плутона, восточная часть которого срезана разломом. Таким образом, в современном виде Шильдырхейский массив представляет собой, вероятнее всего, лишь западную половину интрузивного тела, первоначально имевшего воронко- либо лополитоподобную форму.

Наиболее детально нами изучен состав пород и основных породообразующих минералов вкрест простираения расслоенности и других элементов протоструктуры в разрезе плутона в направлении от северо-западного контакта к юго-восточному с выходом во вмещающие породы (рис. 49). В этом разрезе резко преобладают оливковые габбро и троктолиты, варьирующие по меланократовости довольно широко; безоливковые габбро, анортозиты и плагиоперидотиты играют подчиненную роль. В экзоконтакте по мере приближения к массиву, по данным Э.Г. Конникова, Л.А. Сой /1985/ и нашим наблюдениям, отмечается следующая метасоматическая зональность: мраморизованные известняки \rightarrow 50 м толща тонкослоистых диопсид-волластонит-кальцитовых скарнов \rightarrow 2 м толща сфенсодержащих беербахитов \rightarrow 7 м толща везувиан-гранат-волластонит-кальцитовых скарнов. В эндоконтакте в направлении от контакта вверх по разрезу массива установлена следующая зональность: 30-40 м зона сфенсодержащих беербахитов \rightarrow 20-30 м зона богатых магнетитом грубозернистых пироксенитов с ксенолитами беербахитов \rightarrow 250 м зона неоднороднозернистых рудных плагиопироксенитов \rightarrow 300 м зона такситовых обогащенных магнетитом и актинолитом пород, варьирующих по составу от анортозитов до плагиопироксенитов. Выше по разрезу можно отметить три несколько различающихся по составу расслоенных горизонтов: нижний-мощностью около 1,5 км с преобладанием троктолитов, оливковых габбро и наличием прослоев (до 10-15 м) пла-

Таблица 52

Средний химический состав петрографических групп пород Шильдырхейского массива, мас. %, приведенные к 100

Окисел	Перидотиты		Троктолиты, оливковые габбро		Анортозиты		Габбро		Породы эндоконтактной фации		Жильная серия пород
	\bar{x}_3	s	\bar{x}_{31}	s	\bar{x}_5	s	\bar{x}_{17}	s	\bar{x}_7	s	\bar{x}_2
SiO ₂	41,19	1,15	46,40	1,75	48,70	2,59	50,24	0,87	49,35	1,61	48,69
TiO ₂	0,30	0,12	0,25	0,13	0,13	0,05	0,48	0,10	1,28	0,74	0,76
Al ₂ O ₃	7,34	2,78	21,06	2,77	29,18	1,85	17,35	2,16	12,56	4,64	16,49
Fe ₂ O ₃	9,72	3,62	2,02	1,10	1,27	0,48	1,49	0,52	2,19	2,03	2,49
FeO	6,74	1,91	5,58	1,69	1,75	0,97	4,15	0,97	6,73	1,95	6,12
MnO	0,22	0,01	0,12	0,04	0,10	0,15	0,11	0,02	0,15	0,04	0,16
MgO	29,99	3,82	11,13	3,63	2,85	3,12	8,53	1,53	8,45	2,22	8,39
CaO	3,90	1,89	11,41	2,03	12,96	1,06	15,45	1,37	16,99	2,56	14,64
Na ₂ O	0,42	0,24	1,78	0,43	2,80	1,07	1,90	0,53	1,84	0,64	1,96
K ₂ O	0,17	0,23	0,19	0,17	0,20	0,12	0,26	0,21	0,37	0,24	0,22
P ₂ O ₅	0,02	0,00	0,06	0,04	0,05	0,02	0,04	0,03	0,09	0,12	0,09

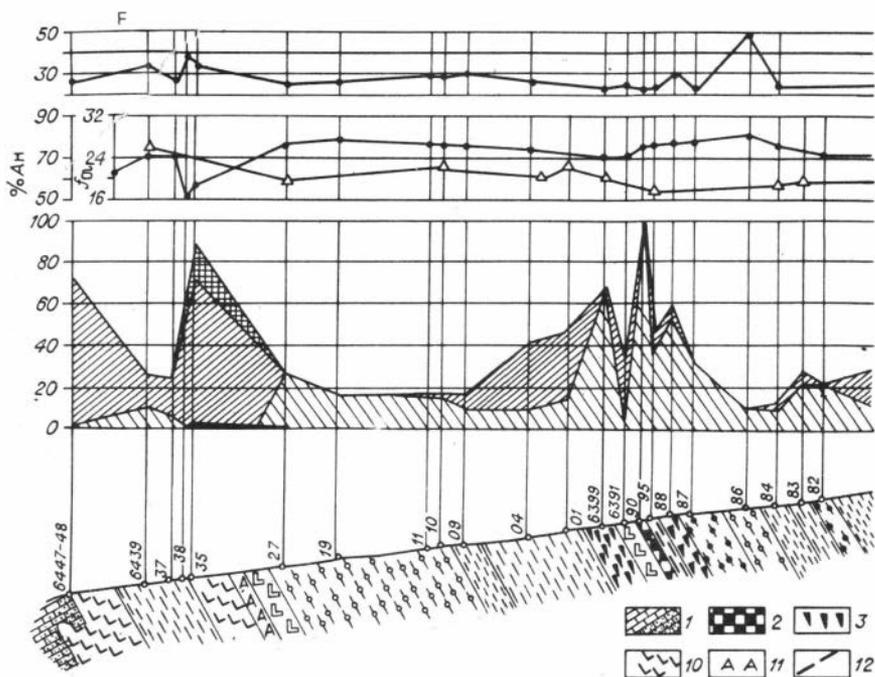
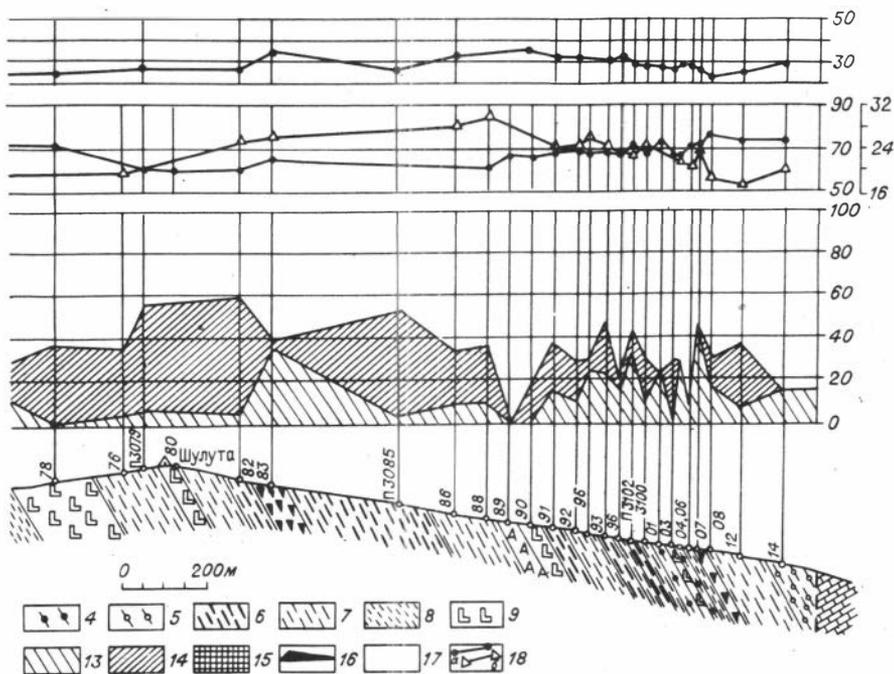


Рис. 49. Характер изменчивости состава пород и породообразующих минералов в разрезе Шильдырхейского массива с северо-запада на юго-восток.

1 - вмещающие карбонатные породы (точками обозначены скарнированные их разновидности); 2 - плагиодуниты и плагиоперидотиты; 3-5 - троктолиты (3 - мелано-, 4 - мезо- и 5 - лейкократовые); 6-8 - оливиновые габбро (6 - мелано-, 7 - мезо- и 8 - лейкократовое); 9, 10 - безоливиновые габбро (9 - мезо- и лейко-, 10 - меланократовые); 11 - анортозиты; 12 - разломы; 13-17 - породообразующие минералы: 13 - оливин, 14 - клинопироксен, 15 - амфибол, 16 - рудный, 17 - плагиоклаз; 18 - составы плагиоклазов (а) и оливинов (б).

гиоперидотитов и анортозитов; средний - мощностью 1-1,5 км с большим количеством безоливиновых габбро и верхний - мощностью около 1 км с преобладанием оливиновых габбро, нередко довольно меланократовых. Между всеми разновидностями пород устанавливаются постепенные переходы. Расслоенная серия прорывается маломощными дайками оливиновых габбро и безоливиновых (обычно обогащенных амфиболом) мелангаббро и плагиопироксенитов. Средний состав петрографических групп пород и слагающих их минералов (количественный минеральный и химический) приведен в табл. 51-54.

Ультраосновные породы в массиве представлены преимущественно плагиоверлитами, реже плагиодунитами. Мощность прослоев колеблется от нескольких метров до 10-15 м. Наиболее развиты они в средней части расслоенной серии плутона. Это средне-мелкозернистые породы, состоящие более чем на 90% из кумулусных идиоморфных, как бы оплавленных зерен хризолита ($f_{\text{Ол}} = 19-25\%$), интерстициальные промежутки между которыми выполнены битовнитом (An_{70-75}) и умеренно магнезиальным авгитом ($f_{\text{МП}} = 25\%$). Троктолиты и оливиновые габбро наиболее широко развиты в нижней части разреза расслоен-



ной серии. Здесь они образуют довольно монотонный горизонт лейкократовых троктолитов и оливиновых габбро мощностью не менее 1 км, сменяющийся выше контрастно расслоенной серией более меланократовых разновидностей тех же пород с прослоями плагиоперидотитов. В целом в этой группе преобладают лейкотроктолиты, содержащие 70–80% битовнита (An_{73-77}), 10–20% хризолита ($f_{Ол} = 19-26\%$), 3–10% авгита ($f_{МП} = 20\%$). Для них характерны ориентированное положение идиоморфных короткостолбчатых кристаллов плагиоклаза и более высокая степень идиоморфизма оливина относительно авгита. С лейкотроктолитами и оливиновыми лейкогаббро тесно ассоциируют анортозиты, которые обычно образуют незначительные по мощности (до 5–10 м) прослои. В нижней и средней частях расслоенной серии анортозиты характеризуются почти постоянным наличием небольших количеств оливина, плагиоклаз в нем представлен преимущественно битовнитом (до An_{80}). В верхней части разреза расслоенной серии встречаются безоливиновые их разновидности с авгитом и плагиоклазом лабрадорного состава (An_{61-66}).

Оливинсодержащие и безоливиновые габбро в среднем характеризуются более меланократовым составом по сравнению с троктолитами и оливиновыми габбро. Количественные соотношения породообразующих минералов и их состав варьируют в них в более широких пределах. Основные породообразующие минералы обладают близким идиоморфизмом. Плагиоклаз представлен преимущественно лабрадором (An_{51-73}), оливин-гиалосидеритом ($f_{Ол} = 30\%$), железистость авгита варьирует от 19 до 37%. Близкий состав имеют породы жильной серии (см. табл. 51, 52). Отличительная их особенность – обогашенность буровато-зеленой роговой обманкой и в ряде случаев магнетитом.

Весьма пестрыми по составу являются породы эндоконтактной фации, что, по-видимому, обусловлено имевшими место контактово-реакционными процессами в период их формирования. Широкое развитие здесь богатых магнетитом

Таблица 53

Средний химический состав плагиоклазов, мас. %

Окисел	Троктолиты, оливинные габбро		Габбро	
	\bar{x}_5	s	\bar{x}_2	s
CaO	15,07	1,02	13,83	0,96
Na ₂ O	2,54	0,35	3,45	0,64
K ₂ O	0,14	0,01	0,22	0,00
Al ₂ O ₃	75,98	3,68	68,05	5,30
Ab	23,18	3,55	30,65	5,30
Or	0,84	0,15	1,30	0,00

Примечание. Здесь и в табл. 54 анализы заимствованы из работы Э.Г. Конникова, Л.А. Цой /1985/.

Таблица 54

Средний химический состав клинопироксенов, мас. %

Окисел	Троктолиты, оливинные габбро, габбро		Пироксениты из зоны эндоконтакта
	\bar{x}_5	s	
SiO ₂	49,84	0,72	48,00
TiO ₂	0,87	0,18	0,90
Al ₂ O ₃	3,82	0,44	3,55
Fe ₂ O ₃	1,41	0,21	1,79
FeO	5,43	0,55	9,31
MnO	0,17	0,06	0,21
MgO	14,61	0,75	10,84
CaO	21,39	0,74	23,06
Na ₂ O	0,51	0,05	0,49
K ₂ O	0,07	0,04	0,06
f _{МП}	20,86	1,43	36,6

грубозернистых плагиопироксенитов Э.Г. Конниковым и Л.А. Цой /1985/ объясняются повышенной концентрацией в расплаве кальция, что расширяет поле кристаллизации клинопироксена за счет плагиоклаза. При этом часть железа и титана связывается в окисные рудные минералы.

Состав основных породообразующих минералов меняется в изученном разрезе расслоенной серии Шильдырхейского массива закономерно и согласованно. Плагиоклазы в среднем характеризуются высокой основностью, причем максимальная основность плагиоклаза свойственна лейкотроктолитам и анортозитам,

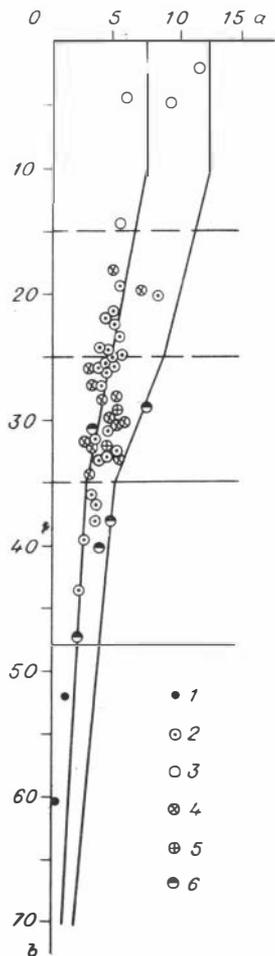


Рис. 50. Химический состав пород Шильдырхейского массива в координатах а - b.

1 - дуниты и перидотиты; 2 - троктолиты, оливиновые габбро; 3 - анортозиты; 4 - габбро; 5 - жильная серия пород; 6 - породы эндоконтактовой фации.

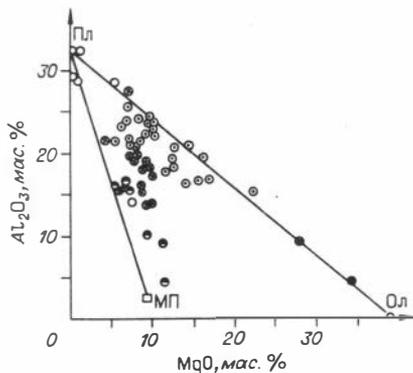


Рис. 51. Химический состав пород Шильдырхейского массива в координатах $Al_2O_3 - MgO$, мас. %.

Усл. обозн. см. на рис. 50.

минимальная - безоливиновым габбро и породам эндоконтактовой фации. Обращает на себя внимание относительно низкое содержание ортоклазовой составляющей в плагиоклазах из разных пород, что могло быть обусловлено высоким P_{H_2O} в расплаве / Sech,

1971a, в/. Состав оливина хорошо коррелируется с изменением общей основности пород и составом плагиоклаза, варьируя от хризолита ($f_{Ol} = 19-20\%$) в

плагиоперидотитах и троктолитах до гиалосидерита ($f_{Ol} = 30-32\%$) в оливинсодержащих габбро.

По химическому составу все выделенные группы пород расслоенной серии Шильдырхейского массива в среднем характеризуются повышенной магниальностью, низкой общей щелочностью, низкой титанистостью и крайне низкими содержаниями фосфора (см. табл. 52, рис. 50, 51). Петрохимический тренд изменчивости состава пород сводится к возрастанию содержаний в них кремнезема, титана, щелочей и уменьшению количеств железа и магния в процессе формирования дифференцированного ряда пород. Одновременно ослабевает связь между содержаниями SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , а также между FeO и MgO

и усиливается прямая корреляционная зависимость между SiO_2 и TiO_2 , SiO_2 и FeO . Породы эндоконтактовой фации отличаются повышенной титанистостью и железистостью, для них характерны наиболее высокие содержания кальция. Все это хорошо согласуется с отмеченными особенностями минерального состава пород.

По всем перечисленным характеристикам Шильдырхейский массив в большей степени сближается с Лукиндинским дунит-троктолит-габбровым плутоном,

отличаясь от него лишь несколько более лейкократовым средним составом, что может быть объяснено разным уровнем эрозионного среза этих плутонов. Из плутонов этого типа, известных в Забайкалье, он в большей степени сближается с Монгойским лейкотроктолит-анортозитовым массивом, характеристика которого приводится ниже.

Хоштогольский массив

Плутон вскрывается северо-восточнее Шильдырхейского и по особенностям состава, строения и геологической позиции полностью с ним параллелизуется. Он характеризуется концентрически-зональным внутренним строением и занимает площадь около 25 км². На севере, востоке и юге породы массива прорывают мраморизованные верхнепротерозойские известняки иройской свиты, западный контакт тектонический. Этот массив еще слабо изучен. Самые общие сведения о составе и строении его имеются в работе И.В. Гордиенко с соавторами /1978/ и в фондовых отчетах по геологической съемке этого региона. По этим данным массив сложен преимущественно оливиновыми габбро, широко варьирующими по меланократовости. Приведенные в работе И.В. Гордиенко с соавторами /1978/ химические анализы этих габбро свидетельствуют о близости их габброидам Шильдырхейского массива.

Массивы Острая Сопка и Рассошинский

Северо-восточнее данных массивов близ устья р. Селенги в пределах хр. Черная Грива имеется несколько небольших по размерам (до 8 км² площадью) ультрабазит-базитовых массивов, которые, по данным М.И. Грудина и др. /1974/, следует объединять совместно с ультрабазит-базитовыми плутонами Северного Прибайкалья в единую габброперидотитовую формацию. Из них более изучены массивы Рассошинский и Острая Сопка.

Массив Острая Сопка вскрывается в бассейне р. Метешихи, правого притока р. Селенги, и образует вытянутое в субширотном направлении тело площадью около 8 км² в районе г. Острая Сопка. Впервые этот массив был изучен Г.М. Яценко, включившим его в атарханский раннепалеозойский комплекс. Э.Л. Прудовским при проведении тематических исследований массив Острая Сопка совместно с другими ультрабазит-базитовыми интрузивами этого региона был включен в состав верхнепротерозойского довыренского базит-гипербазитового комплекса.

Западный и восточный контакты пород массива тектонические. На севере породы массива прорывают верхнепротерозойские (?) биотит-роговообманковые гнейсы и амфиболиты, в остальных местах породы массива прорываются верхнепротерозойскими гранодиоритами, гнейсо- и плагиогранитами баргузинского комплекса. В зоне контакта широко развиты (особенно в западной и восточной частях массива) сильно измененные габброиды, иногда чисто цоизитового или актинолит-цоизитового состава. Массив сложен широкой гаммой пород: плагио-перидотитами, плагиопироксенитами, оливиновыми габбро, габброноритами, норитами. Установлено прорывание оливиновыми и безоливиновыми габбро, габброноритами и норитами перидотитов, образующих среди габброидов многочисленные ксенолиты, иногда до 400 м в поперечнике. На контакте этих двух групп пород развиты такситовые пироксениты. Средний химический состав различных петрографических групп пород приведен в табл. 55. Дайковая серия пород образована преимущественно оливиновыми долеритами и пегматоидными амфиболовыми габбро.

Таблица 55

Средний химический состав петрографических групп пород массива Острая Сопка, мас. %, приведенные к 100

Окисел	Перидотиты		Габбро и габбронориты		Реакционные пироксениты	
	\bar{x}_{10}	s	\bar{x}_{17}	s	\bar{x}_6	s
SiO ₂	41,44	1,65	47,44	1,96	45,17	2,35
TiO ₂	0,25	0,11	0,31	0,23	0,40	0,15
Al ₂ O ₃	5,99	0,98	19,44	3,37	9,61	1,61
Fe ₂ O ₃	3,75	1,49	1,88	0,65	2,48	0,73
FeO	9,35	1,63	4,52	0,93	7,65	1,67
MnO	0,21	0,08	0,12	0,05	0,15	0,04
MgO	32,01	3,07	11,05	2,54	22,63	1,90
CaO	6,28	1,66	13,79	1,11	11,02	2,09
Na ₂ O	0,55	0,17	1,28	0,31	0,67	0,17
K ₂ O	0,09	0,10	0,13	0,09	0,17	0,10
P ₂ O ₅	0,07	0,02	0,05	0,04	0,06	0,02

Примечание. Здесь и в табл. 56 при расчете средних характеристик использованы аналитические материалы Э.Л. Прудовского.

Таблица 56

Средний химический состав петрографических групп пород Рассошинского массива, мас. %, приведенные к 100

Окисел	Перидотиты		Габбро, габбронориты	
	\bar{x}_6	s	\bar{x}_{16}	s
SiO ₂	45,60	3,21	47,99	1,06
TiO ₂	0,50	0,20	0,37	0,14
Al ₂ O ₃	7,53	2,28	19,21	2,55
Fe ₂ O ₃	3,39	2,20	2,47	1,35
FeO	6,68	1,74	3,88	0,71
MnO	0,20	0,06	0,19	0,08
MgO	24,03	6,96	9,67	1,77
CaO	10,93	4,97	14,30	1,47
Na ₂ O	0,80	0,18	1,52	0,58
K ₂ O	0,28	0,04	0,35	0,16
P ₂ O ₅	0,05	0,02	0,06	0,02

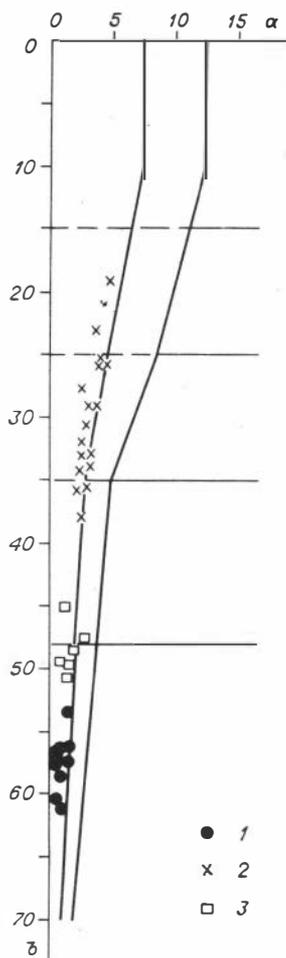


Рис. 52.

Рис. 52. Химический состав пород массива Острая Сопка в координатах а-б.
1 - перидотиты; 2 - габбро, габбронориты, нориты; 3 - реакционные пироксениты.

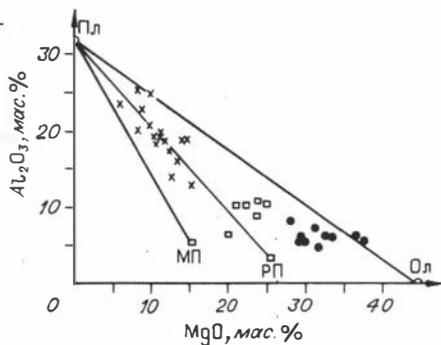


Рис. 53.

Рис. 53. Химический состав пород массива Острая Сопка в координатах MgO - Al_2O_3 , мас. %.

Усл. обозн. см. на рис. 52.

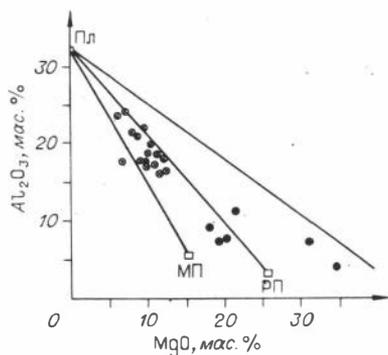


Рис. 55.

Рис. 54. Химический состав пород Рассошинского массива в координатах а - б.

1 - перидотиты; 2 - габбро, габбронориты.

Рис. 55. Химический состав пород Рассошинского массива в координатах MgO - Al_2O_3 , мас. %.

Усл. обозн. см. на рис. 54.

Перидотиты представлены преимущественно амфиболовыми лерцолитами с крупными (до 3 мм) пойкилокристами буровато-зеленой роговой обманки, включающей идиоморфные овальной формы зерна хризолита и ксеноморфный плагиоклаз-пироксеновый агрегат. Почти постоянно в этих породах встречаются в небольших количествах зеленая, реже коричневая шпинель и сульфиды (пирротин, халькопирит, пентландит, пирит). Среди габброидов, прорывающих перидотиты, преобладают габбронориты, содержащие до 30% бронзита. Плагиоклаз в этих породах приближается по составу к анортиту (An_{89-91}). По особенностям состава пород и слагающих их минералов (рис. 52, 53) плутон Острая Сопка в большей степени сближается с лерцолит-пироксенит-габброноритовыми массивами Байкало-Витимской складчатой системы (Чайским, Заоблачным и др.).

Северо-восточнее (в верховьях р. Метешихи) вскрываются два небольших по размерам интрузивных тела (Фурай - $1 \times 2 \text{ км}^2$ и Водораздельный - $1 \times 1 \text{ км}^2$), обычно объединяемых в Рассошинский массив. Фурайский интрузив представляет собой крупный удлиненный в меридиональном направлении ксенолит ультраосновных и основных сильно измененных пород среди гнейсогранитов баргузинского комплекса. В северной его части отмечается неправильной формы тело амфиболовых плагиолерцолитов среди прорывающих их габброноритов и оливиновых габбро. Водораздельный интрузив имеет изометричную округлую форму и также находится среди гнейсогранитов. В нем наблюдаются два линзовидных ксенолита сильно измененных плагиолерцолитов среди габброноритов. По химическому составу породы Рассошинского интрузива (табл. 56, рис. 54, 55) аналогичны дифференциатам массива Острая Сопка.

Жарчинский массив

Этот массив находится в северо-восточной части хр. Черского и верховьях р. Жарчи примерно в 4 км западнее рудника Вершино-Дарасунского. Это несколько удлиненное в северо-восточном направлении интрузивное тело площадью около $1,5 \text{ км}^2$ представлено расслоенной серией троктолитов, анортозитов, оливиновых габбро и плагиодунитов с моноклиналим падением прослоев на северо-запад под углом $50-60^\circ$. Северо-восточный контакт интрузивный. Породы массива прорывают здесь неоднороднозернистые биотит-амфиболовые габбро, диабазы и долериты, богатые магнетитом, ильменитом и иногда апатитом, которые по составу и типу металлогенической специализации сближаются с нижнепротерозойскими апатитоносными базитами Зейского региона Становой складчатой системы [Зимин и др., 1978], а также в какой-то мере с породами муйского интрузивного комплекса Байкало-Витимской складчатой системы. В остальных участках породы массива рвутся крупнозернистыми розовыми граносиенитами предположительно мезозойского возраста (рис. 56).

В Жарчинском массиве преобладают лейкотроктолиты с квазивтекктическим соотношением количеств плагиоклаза и оливина. В серии канав меридионального простирания и в коренных выходах в русле правого притока р. Жарчи отчетливо устанавливается ритмичное переслаивание плагиодунитов и меланотроктолитов с лейкотроктолитами и анортозитами. Количественные соотношения ультрабазитов и базитов отвечают приблизительно отношению 1:3. Основу всех этих пород составляют хризолит ($f_{\text{Ол}} = 15\%$) и битовнит (An_{69-78}). Оливин в плагиодунитах и меланотроктолитах характеризуется изометричными овальными формами, в лейкотроктолитах и анортозитах он отчетливо ксеноморфен по отношению к плагиоклазу.

Почти постоянно во всех породах в незначительных количествах присутствуют ортопироксен, коричневая роговая обманка, а иногда и красновато-бурый

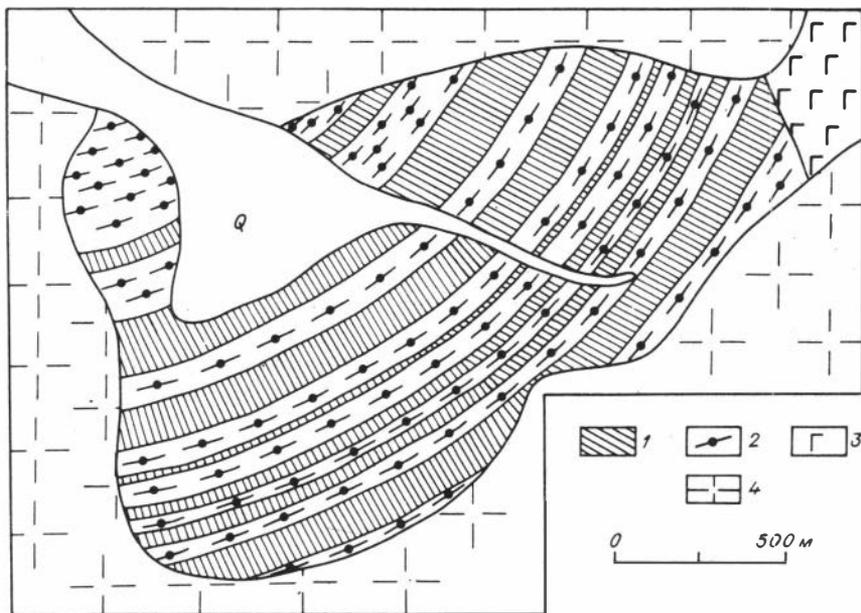


Рис. 56. Схема геологического строения Жарчинского массива. Составлена П.А. Балыкиным с использованием материалов Е.М. Фалькина.

1 - плагиодуниты, плагиоперидотиты, меланотроктолиты; 2 - троктолиты, оливковые габбро, анортозиты; 3 - амфиболовые габбро, габбродиабазы, амфиболиты; 4 - граниты, граносиениты.

биотит. Количество этих минералов (особенно ортопироксена) неуклонно возрастает в залегающих гипсометрически выше дифференциатах. В верхней вскрытой части разреза появляются меланократовые габбронориты.

Ортопироксен и амфибол образуют зональные обычно маломощные коронарные структуры на контакте плагиоклаз-оливин либо выполняют интерстициальные промежутки между этими минералами. Крайне редко в составе интеркумуляусного парагенезиса появляется клинопироксен. Биотит встречается в виде мелких пластинок в тесном парагенезисе с интеркумуляусным амфиболом. Постоянный аксессуарный минерал - коричневато-бурый до черного хромшпинелид, количество которого в плагиодунитах и меланотроктолитах достигает 5%. Крайне редко встречаются сульфиды: пирротин, халькопирит, пентландит. Хромшпинелиды в виде хорошо ограненных изометричных мелких кристаллов отмечаются только в пределах зерен плагиоклазов и обычно окружены тонкими каймами амфибола.

Жильная серия пород представлена оливковыми габбро и габброноритами, которые характеризуются равномерно-мелкозернистой структурой и повышенными содержаниями амфибола и биотита. Плагиоклаз, оливин и пироксены в них характеризуются близким идиоморфизмом. Хромшпинелиды отсутствуют, в небольших количествах постоянно отмечаются магнетит и ильменит. Средний количественный минеральный состав всех этих пород приведен в табл. 57.

По составу породы Жарчинского массива близки к дифференциатам нижней расслоенной серии Лукиндинского плутона, отличаясь лишь большим количеством гидроксилсодержащих минералов, несколько меньшим разбросом по меланократовости ($11,8 \leq b \leq 61,7$), большей титанистостью и щелочностью (табл. 58, рис. 57, 58).

Таблица 57

Средний количественный минеральный состав петрографических групп пород Жарчинского массива, об.%

Минерал	Плагиодуниты, меганотроктолиты		Троктолиты, оливиновые габбро		Анортозиты		Жильный габброанорит (1 ан.)
	\bar{x}_9	s	\bar{x}_{14}	s	\bar{x}_4	s	
Пл	22,72	6,28	70,51	12,29	91,95	5,10	58,5
Ол	74,61	7,22	25,67	12,61	5,93	4,08	18,1
МП	0,1	0,03	1,58	1,47	1,65	1,68	3,5
РП	0,74	1,38	0,23	0,54	Не обн.	Не расщ.	3,6
Ам	0,14	0,19	0,95	1,76	0,20	0,24	8,1
Би	Не обн.	Не расщ.	0,52	1,13	Не обн.	Не расщ.	7,4
Руд	1,78	0,91	0,55	0,43	0,27	0,15	0,8
% Ан	71,0	3,52	72,7	2,47	74,2	2,78	69,0

Таблица 58

Средний химический состав петрографических групп пород Жарчинского массива, мас.%, приведенные к 100

Оксид	Плагиодуниты, меганотроктолиты		Троктолиты, оливиновые габбро		Анортозиты		Жильный габброанорит (1 ан.)
	\bar{x}_3	s	\bar{x}_7	s	\bar{x}_3	s	
SiO ₂	39,12	1,04	45,42	0,48	46,46	0,60	46,07
TiO ₂	0,23	0,08	0,28	0,13	0,27	0,06	0,91
Al ₂ O ₃	6,24	0,66	23,67	1,44	27,73	1,16	18,21
Fe ₂ O ₃	5,57	0,80	1,36	0,40	1,09	0,25	2,56
FeO	10,15	1,05	4,69	0,61	3,15	0,65	7,36
MnO	0,23	0,03	0,09	0,03	0,05	0,01	0,13
MgO	35,55	1,85	11,19	1,57	5,89	1,68	12,93
CaO	2,37	1,19	11,18	0,65	12,97	0,43	8,78
Na ₂ O	0,44	0,07	1,88	0,14	2,10	0,19	2,38
K ₂ O	0,06	0,01	0,13	0,06	0,19	0,09	0,35
P ₂ O ₅	0,04	0,03	0,12	0,16	0,08	0,11	0,31

Монгольский массив

Плутон вскрывается в верховьях руч. Монгой на водоразделе рек Витим-Бол. Амалат в центральной части Витимского плоскогорья и приурочен к Удино-Витимской зоне глубинных разломов. Он располагается в пределах Верхневитимского плутонического пояса /Красный, 1980/, в котором, по нашим данным /Кривенко и др., 1983/, необходимо различать два формационных типа базитовых плутонов: 1) высокотитанистых с сингенетичной ильменит-титаномагне-

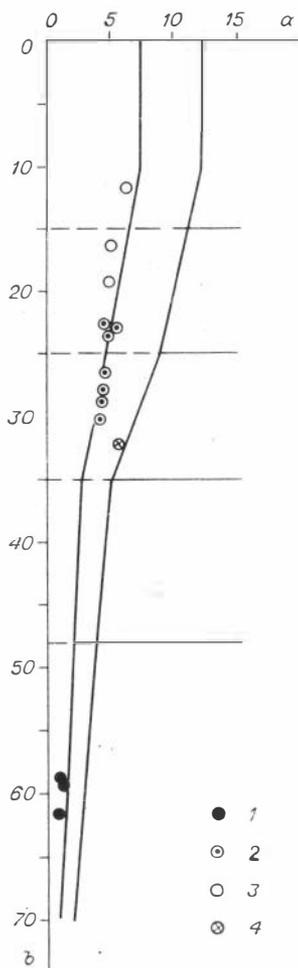


Рис. 57. Химический состав пород Жарчинского массива в координатах а - b.

1 - плагиодуниты, плагиоперидотиты; 2 - троктолиты; 3 - анортозиты; 4 - жильный габбронорит.

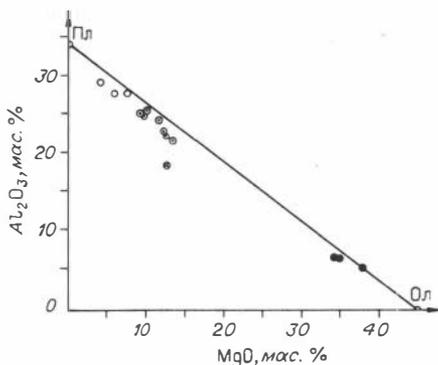


Рис. 58. Химический состав пород Жарчинского массива в координатах MgO - Al₂O₃, мас. %.

Усл. обозн. см. на рис. 57.

титовой или апатит-ильменит-титаномагнетитовой минерализацией (Романовский, Маректинский, Шербахтинский и др.) и 2) высокоглиноземистых магнезиальных лейкотроктолит-анортозитовых со слабо проявленной хромшпинелидовой и сульфидной медно-никелевой минерализацией (Монгойский, Марихтинский и др.).

Большая часть массивов представляет собой бескорневые ксеноблоки габброидов в верхнепротерозойских или раннепалеозойских гранитоидах баргузинского и витимканского (по Е.Е. Зеленскому) комплексов. Монгойский массив характеризуется чертами, свойственными дунит-троктолит-габбровым интрузивам. Он наиболее близок по составу к Шильдырхейскому и Лукиндинскому плутонам.

Монгойский массив занимает площадь около 25 км² и характеризуется концентрически-зональным внутренним строением с анортозитовым и лейкогаббровым ядром, окруженным стратифицированной (рис. 59) расслоенной серией троктолитов и оливиновых габбро. Крайне редко в расслоенной серии встречаются маломощные прослои ультраосновных пород, превращенных в серпентиниты и эпидот-хлорит-актинолитовые метасоматиты. В процессе проведения геологосъемочных работ этот массив привлек к себе внимание высокоглиноземистыми (до 34% Al₂O₃) анортозитами, которые могут рассматриваться как небокситное сырье на глинозем.

Преобладающие в массиве анортозиты представляют собой средне- и крупнозернистые породы, состоящие обычно на 95% из битовнита (An₇₃₋₈₉) и 5% авгита, амфибола и рудных минералов. Троктолиты и оливиновые габбро встречаются в виде маломощных прослоев среди анортозитов в центральной части массива; количество их в горизонтах, расположенных гипсометрически ниже мас-

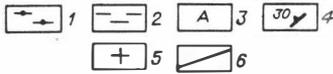
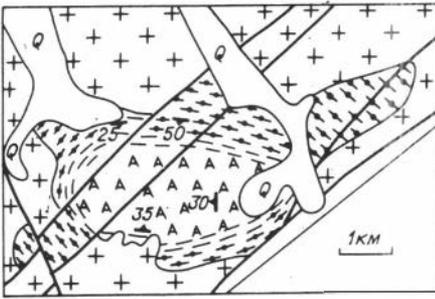


Рис. 59.

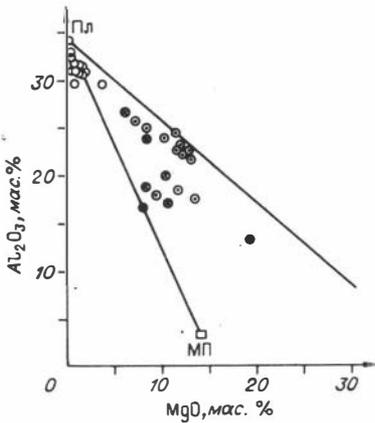


Рис. 61.

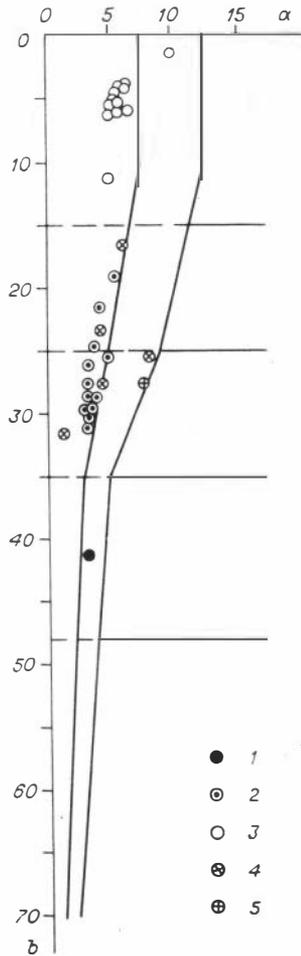


Рис. 60.

Рис. 59. Схема геологического строения Монгольского массива, Составлена П.А. Балыкиным с использованием данных Е.Е. Зеленского.

1 - расслоенная серия троктолитов и оливиновых габбро с небольшими по мощности прослоями ультраосновных пород; 2 - лейкогаббро; 3 - анортозиты; 4 - элементы трахитоидности и полосчатости; 5 - граниты; 6 - разрывные нарушения.

Рис. 60. Химический состав пород Монгольского массива в координатах а-б.

1 - меланогаббро; 2 - троктолиты, оливиновые габбро; 3 - анортозиты; 4 - габбро; 5 - жильный габбродиабаз.

Рис. 61. Химический состав пород Монгольского массива в координатах Al_2O_3 - MgO , мас. %.

Усл. обозн. см. на рис. 60.

Таблица 59

Средний количественный минеральный состав петрографических групп пород Монгойского массива, об. %

Минерал	Троктолиты, оливиновые габбро		Анортозиты		Габбро		Жильный габбронорит (1 ан.)
	\bar{x}_8	s	\bar{x}_{21}	s	\bar{x}_{13}	s	
Пл	76,52	6,55	97,15	5,17	65,43	13,07	57,5
Ол	19,30	6,05	Не обн.	Не расщ.	Не обн.	Не расщ.	Не обн.
МП	1,66	1,32	2,32	5,12	31,83	11,56	19,0
РП	0,93	1,04	<0,1	0,03	<0,1	<0,01	2,1
Ам	0,38	0,42	0,42	1,17	2,19	3,39	8,2
Би	0,56	0,40	<0,1	<0,01	<0,1	0,20	8,0
Руд	0,63	0,45	0,16	0,32	0,23	0,35	5,2
% Ан	77,6	1,06	77,6	3,72	76,3	3,87	71,0

Таблица 60

Средний химический состав петрографических групп пород Монгойского массива, мас. %, приведенные к 100

Окисел	Меланогаббро (1 ан.)	Троктолиты, оливиновые габбро		Анортозиты		Габбро		Жильный габбродиабаз (1 ан.)
		\bar{x}_{12}	s	\bar{x}_{12}	s	\bar{x}_5	s	
SiO ₂	45,12	45,62	1,08	47,53	0,66	48,59	1,51	47,63
TiO ₂	0,49	0,12	0,09	0,13	0,04	0,37	0,14	1,70
Al ₂ O ₃	14,32	22,95	2,04	31,33	1,09	21,10	3,53	18,30
Fe ₂ O ₃	5,03	2,09	0,30	1,47	0,62	1,97	0,80	1,70
FeO	7,05	4,22	0,75	0,92	0,41	5,07	3,76	5,53
MnO	0,11	0,08	0,01	0,02	0,00	0,11	0,07	0,14
MgO	19,29	11,14	1,94	1,08	0,96	8,71	1,81	8,83
CaO	7,04	12,09	0,81	15,05	1,17	12,09	2,60	12,00
Na ₂ O	1,30	1,55	0,28	2,15	0,43	1,32	0,78	2,98
K ₂ O	0,22	0,05	0,04	0,19	0,13	0,56	0,85	0,61
P ₂ O ₅	0,05	0,02	0,02	0,08	0,12	0,06	0,05	0,58

Примечание. При расчете средних характеристик использованы кроме оригинальных данных аналитические материалы Е.Е. Зеленского.

сива, резко возрастает. Это - отчетливо трахитоидные лейкократовые породы, состоящие обычно на 70-80% из битовнита (Ан₇₇₋₈₀) и на 15-20% из оливина. Интеркумулусный парагенезис троктолитов и оливиновых габбро представлен преимущественно бесцветным авгитом и буровато-зеленой роговой об-

манкой. Крайне редко отмечаются ортопироксен, в основном в составе маломощных коронарных структур, и мелкие пластинки красновато-бурого биотита. Рудные минералы, количество которых не превышает 1,5%, представлены хромшпинелидами, реже магнетитом, ильменитом, сульфидами. С троктолитами и оливинowymi габбро ассоциируют безоливиновые, преимущественно амфиболсодержащие габброиды. Эта, количественно уступающая по объему троктолитам и оливиновым габбро, группа пород характеризуется мезократовым составом, количества битовнита ($Ан_{73-87}$) и авгита в них примерно равные. Рудные минералы представлены преимущественно магнетитом и ильменитом. В периферических участках плутона изредка встречаются сильно измененные оливиновые пироксениты и перидотиты, состав которых неизучен. Среди пород жильной серии нами выявлены амфиболовые рудные габбродиабазы, резко отличающиеся высокой титанистостью, железистостью и повышенными содержаниями фосфора. Средний количественный минеральный состав изученных петрографических групп массива приведен в табл. 59.

Породы Монгойского плутона характеризуются исключительно высокой глиноземистостью, низкой железистостью и низкими содержаниями титана, щелочей, фосфора (табл. 60, рис. 60, 61). По этим особенностям, набору породных парагенезисов и их составу Монгойский массив резко обособляется от широко развитых в этой структурно-формационной зоне высокотитанистых базитовых плутонов и сближается в большей степени с дунит-троктолит-габбровыми массивами Байкало-Становой области.

ГЛАВА III

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ ПРОТЕРОЗОЙСКИХ УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫХ ПЛУТОНОВ БАЙКАЛО-СТАНОВОЙ ОБЛАСТИ

В основу используемой нами систематики магматических формаций по составу /Кузнецов и др., 1976; Белоусов и др., 1982/ положено представление о "породных группах" /Белоусов, 1967/ как совокупностях магматических пород, обособленных друг от друга перерывами или минимумами в признаковом пространстве. Сочетания породных групп и их объемные соотношения позволяют представить магматическую ассоциацию в виде множества, элементами которого являются породные группы. Для обозначения последних, вероятно, лучше использовать более распространенный и привычный термин "петрографическая группа".

По набору петрографических групп протерозойские ультрабазит-базитовые плутоны Байкало-Становой области относятся к классу контрастно дифференцированных перидотит-пироксенит-анортозит-габбровых интрузивов, широко развитых в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса /Поляков, Кривенко, 1985/.

При сопоставлении приведенных в предыдущей главе данных выявляются устойчиво повторяющиеся общие черты изученных плутонов, что свидетельствует о принадлежности их к одному формационному типу. Среди них наиболее устойчивыми и характерными являются: 1) резко преобладающий оливиновый профиль пород, 2) относительно высокая магнезиальность и глиноземистость пород при одновременно низких содержаниях в них титана, фосфора и щелочей ($Na_2O \gg K_2O$), 3) контрастная дифференцированность плутонов с наиболее

широкими вариациями состава пород по меланократовости и содержаниям MgO , Al_2O_3 , CaO , FeO , 4) наличие в составе большинства массивов четырех значимо обособляющихся в многомерном компонентном пространстве петрографических групп пород: ультрамафитовой, субультрамафитовой, мафитовой, анортитовой, 5) хромитовая и сульфидная медно-никелевая рудная специализация.

Наряду с этим в строении массивов, составе пород и их взаимоотношениях с вмещающими толщами обнаруживаются существенные различия, анализ которых привел нас к выводу о целесообразности разделения протерозойских ультрабазит-базитовых интрузий Байкало-Становой области на две формации: дунит-троктолит-габбровую и лерцолит-пироксенит-габброноритовую.

ОБОСНОВАНИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ ПЛУТОНОВ НА ДУНИТ-ТРОКТОЛИТ-ГАББРОВУЮ И ЛЕРЦОЛИТ-ПИРОКСЕНИТ-ГАББРОНОРИТОВУЮ ФОРМАЦИИ

Протерозойские ультрабазит-базитовые массивы Байкало-Становой области по особенностям внутреннего строения и взаимоотношению слагающих их пород обособляются в две группы: 1) контрастно расслоенные плутоны, в которых отсутствуют рвушие взаимоотношения между различными группами пород (Лукиндинский, Довыренский, Шильдырхейский и др.), 2) сложно дифференцированные массивы, образованные двумя последовательно формирующимися интрузивными сериями пород, а также широкой гаммой реакционных и жильных образований (Чайский, Заоблачный и др.). Среди ультрамафитов и субультрамафитов в первой группе плутонов преобладают плагиодуниты и меланотроктолиты, во второй - плагиолерцолиты. Весьма существенны различия в составе преобладающих габброидов: в первой группе более широко развиты троктолиты и оливиновые габбро, во второй - дупироксеновые оливинсодержащие и безоливиновые габбро (габбронориты). Соответственно первую группу плутонов можно определить по составу как дунит-троктолит-габбровую, вторую - как лерцолит-пироксенит-габброноритовую.

Обращает на себя внимание различный характер взаимоотношений пород плутонов с вмещающими толщами. Дунит-троктолит-габбровые массивы характеризуются обычно незначительными по мощности зонами ороговечивания и скарирования вмещающих пород и дискордантными взаимоотношениями с ними. Лерцолит-пироксенит-габброноритовые плутоны имеют субсогласные неотчетливые контакты с вмещающими толщами. В их экзоконтактах постоянно встречаются многочисленные послонные инъекции габброноритов, а в эндоконтактах - диоритоиды андезин-амфиболового состава и скиалиты вмещающих пород, преобразованные в форстерит-шпинелевые скарны и роговики пироксен-амфиболового и жедрит-кордиерит-гранатового составов /Гурулев, Самбуев, 1967; Леснов, 1972; Касьянов, 1973; Конников, 1978/.

При классификации магматических формаций по составу наиболее строгими и универсальными являются петрохимические признаки. Анализ вариационных петрохимических диаграмм, приведенных в этой и предыдущей главах, сопоставление среднестатистических петрохимических параметров групп пород из разных массивов, а также использование классификационных методов математистики позволили произвести формационную систематизацию протерозойских ультрабазит-базитовых плутонов Байкало-Становой области по их петрохимическим свойствам на полуколичественном и качественно-упорядоченном уровнях классификации /Белоусов и др., 1982/.

По характеру распределения содержаний Al_2O_3 , MgO , SiO_2 , петрохимическим показателям общей меланократовости, железистости и т.д. породы в

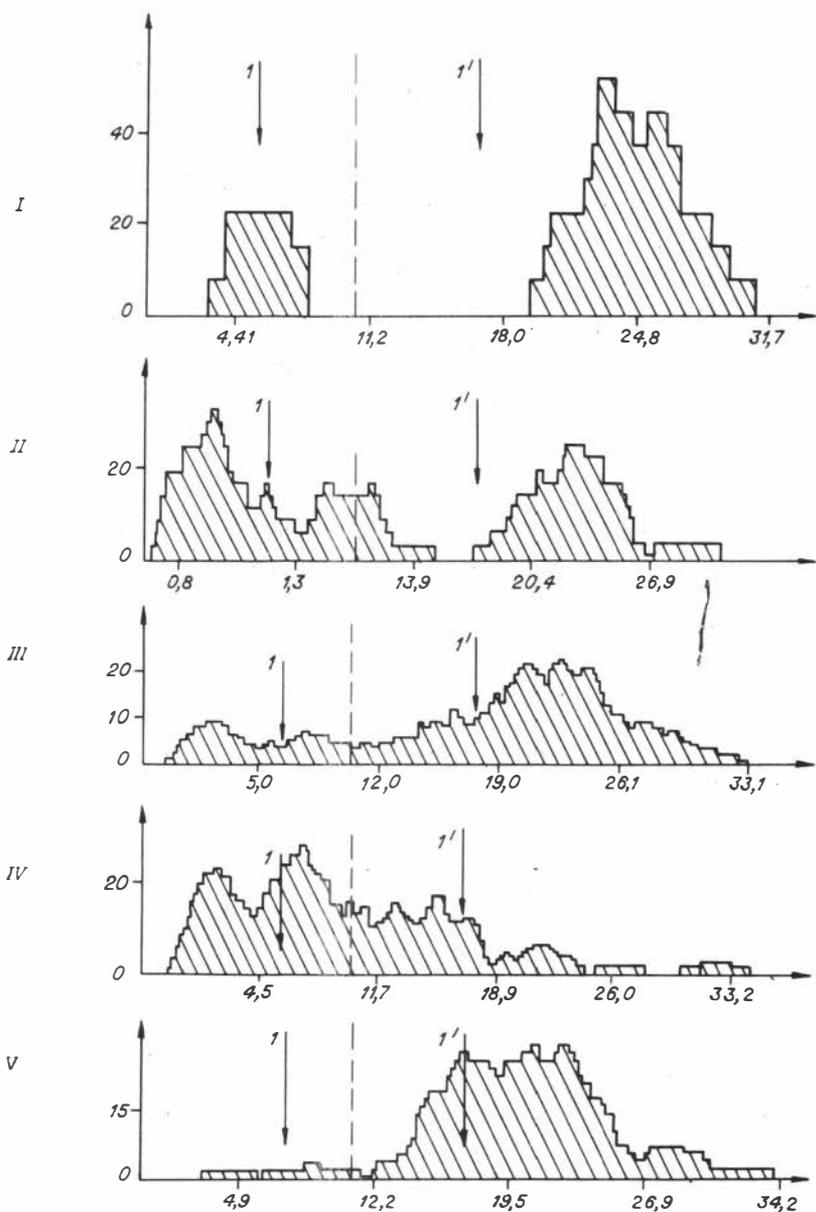
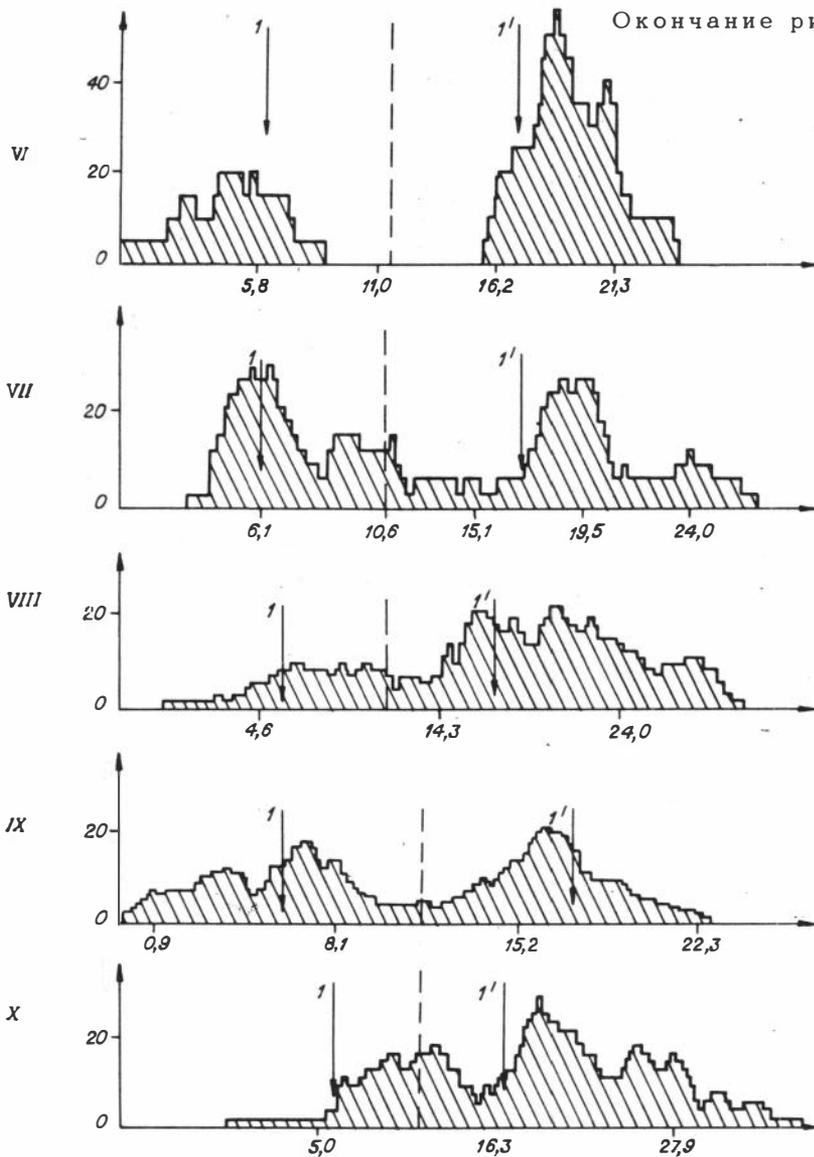


Рис. 62. Гистограммы распределения содержаний Al_2O_3 (мас. %) в породах протерозойских ультрабазит-базитовых массивов Байкало-Становой области.

Пунктирной линией показана граница между мела-, субмеллапикритоидной и базальтоидной группами пород. Линия 1 - граница между низко- и высокоглиноземистыми пикритоидами, 1' - между низко- и высокоглиноземистыми базальтоидами /Белуосов и др., 1982/. I - X - массивы: I - Жарчинский (13 анализов), II - Маринкинский (35), III - Лукиндинский (170), IV - Довыренский (134), V - Шильдырхейский (56), VI - Гасан-Дякитский (19), VII - Острая Сопка (33), VIII - Нюрундуканский (71), IX - Чайский (148), X - Заоблачный. (54 анализа).



большинстве сравниваемых массивов значительно распадаются на несколько групп (обычно от двух до четырех). Особенно отчетливо выражена граница между ультраосновными и основными породами. В массивах Маринкинском, Лукиндинском, Чайском, Острой Сопке, Довыренском по характеру распределения содержаний Al_2O_3 обособляются низко- и высокоглиноземистые ультрамафиты и субультрамафиты (рис. 62). При этом в Чайском, Ньюрундуканском и Заоблачном интрузивах преобладают высокоглиноземистые ультрамафиты и субультрамафиты (плагилерцодиты и пироксениты), в Маринкинском и Лукиндинском – низкоглиноземистые ультрамафиты (плагидуниты). Среди мафитов во всех массивах (за исключением Довыренского и Чайского) превалируют высокоглиноземистые их разновидности. В плутоне Заоблачном обособляются от мезогабброидов лейкобазиты (оливиновые лейкогаббронориты и анортозиты).

Анализ гистограмм распределения отношений Fe и Mg (рис. 63) и

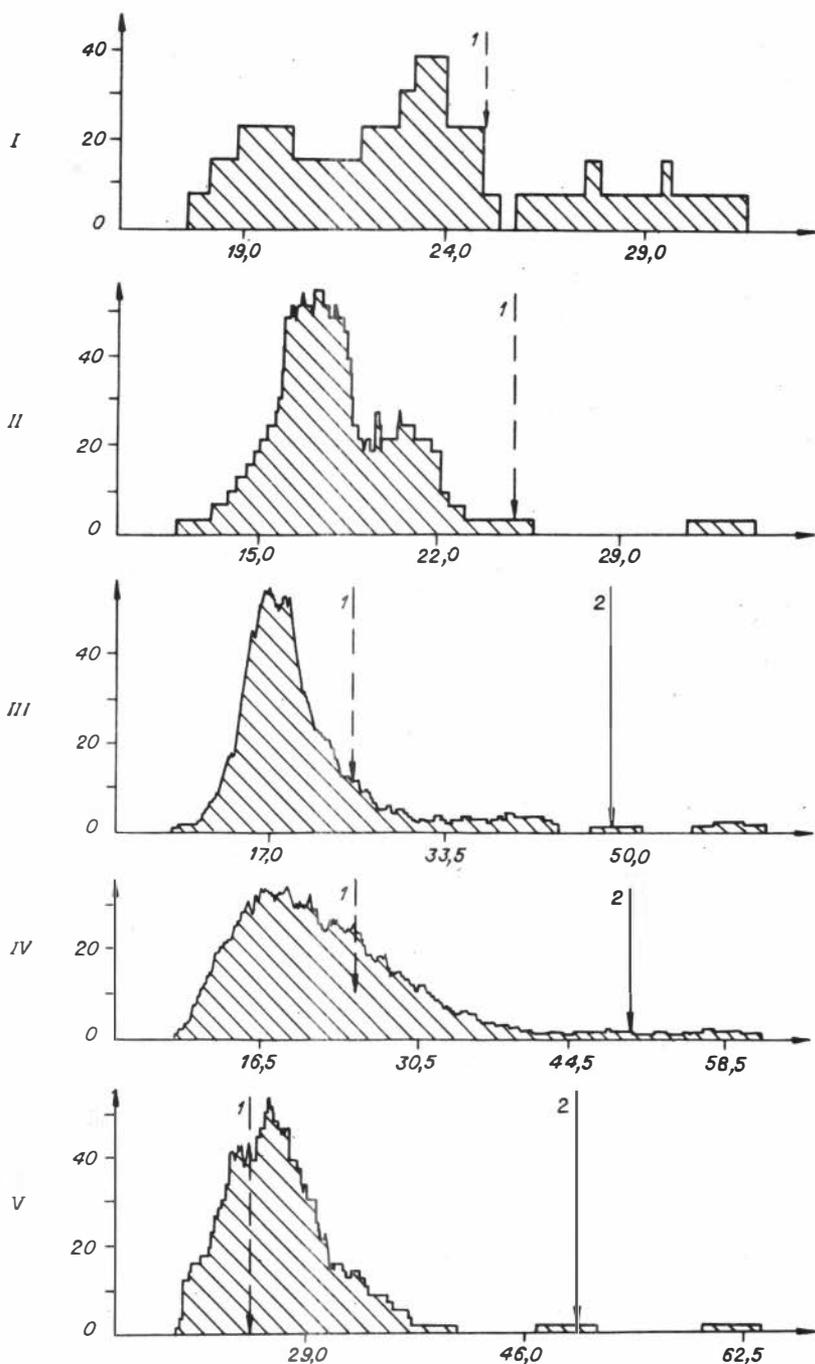
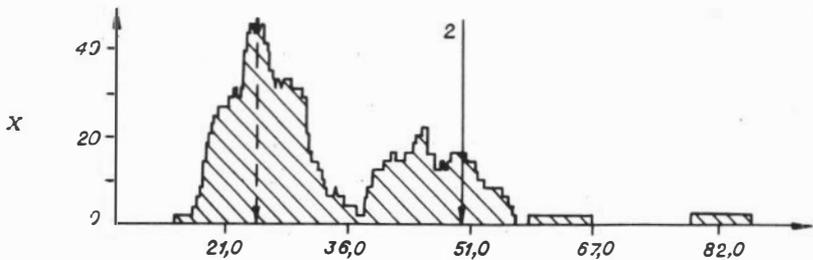
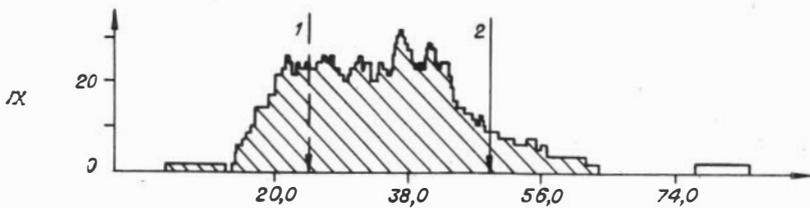
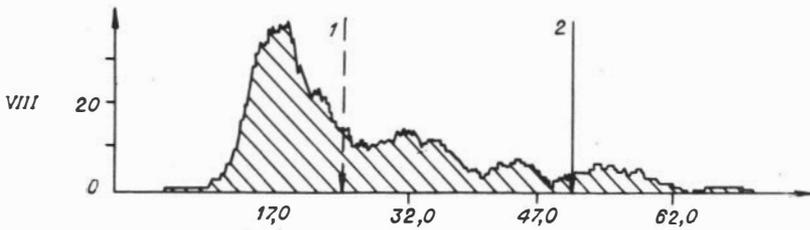
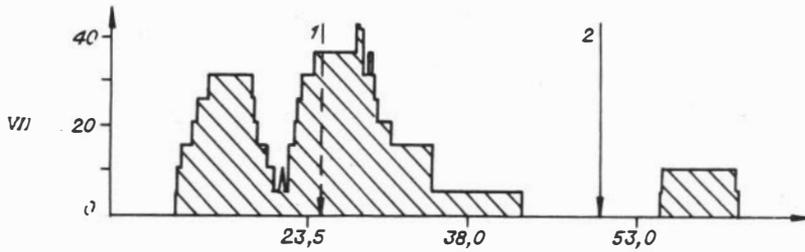
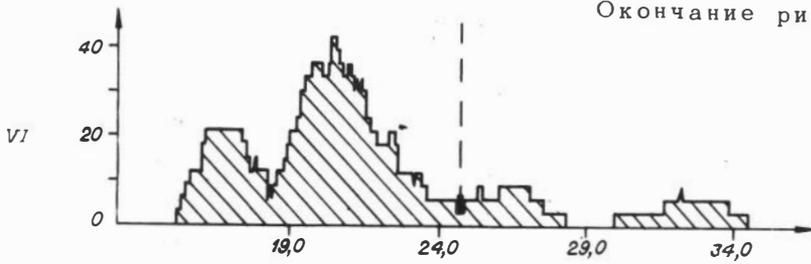


Рис. 63. Гистограммы распределения пород с различным соотношением FeO и

$$\text{MgO} \left(F = \frac{100 \cdot \Sigma \text{FeO}}{\Sigma \text{FeO} + \text{MgO}}, \text{ мол. \%} \right).$$

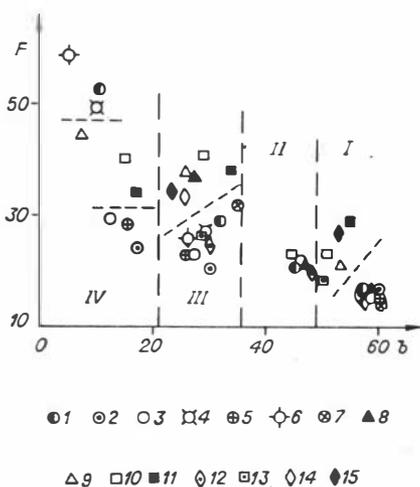
Линия 1 - граница между высоко- и умеренномagneйным типами, 2 - между магневыми и железистыми /Белусов и др., 1982/. I - X - масси-



вы: I - Жарчинский (13 анализов), II - Маринкинский (35), III - Довыренский (134), IV - Лукиндинский (170), V - Шильдырхейский (56), VI - Острая Сопка (33), VII - Гасан-Дякитский (19), VIII - Чайский (148), IX - Нюрундуканский (71), X - Заоблачный (54).

Рис. 64. Средний состав квазиоднородных петрографических групп пород протерозойских ультрабазит-базитовых массивов Бейкало-Становой области в координатах $b - F$.

Пунктирными линиями показаны принятые границы в этих координатах между группами пород: I - ультрамафитовой, II - субультрамафитовой, III - мафитовой, IV - анортозитовой. 1 - 15 массивы: 1 - Довыренский, 2 - Маринкинский, 3 - Лукиндинский, 4 - Шильдырхейский, 5 - Жарчинский, 6 - Монгольский, 7 - Кивельевский, 8 - Чайский, 9 - Нюрундуканский, 10 - Заоблачный, 11 - Исполинский, 12 - Острая Сопка, 13 - Рассошинский, 14 - Гасан-Дякитский, 15 - Тонкий Мыс.



содержаний TiO_2 свидетельствует о том, что все массивы сложены преимущественно низкотитанистыми типами пород с магниевым уклоном. При этом в дунит-троктолит-габбровых массивах (кроме Шильдырхейского и Монгольского) значимо преобладают крайне низкотитанистые высокомагниевого группы пород, тогда как для лерцолит-пироксенит-габброноритовых плутонов (за исключением Острой Сопки и Рассошинского) характерны вариации от низкотитанистых высокомагниевого до умеренно железистых высокотитанистых пород.

При сопоставлении среднестатистических значений петрохимических параметров различных групп пород в координатах $b - F$, $MgO - Al_2O_3$, $a - b$.

(рис. 64, а также многочисленные петрохимические диаграммы в координатах $a - b$, помещенные в предыдущей главе) выявляется единый тренд возрастания глиноземистости, железистости и щелочности пород в следующем ряду петрографических групп пород во всех массивах: ультрамафитовая → субультрамафитовая → мафитовая → анортозитовая. В координатах $b - F$ сравниваемые массивы по среднему составу ультрамафитов и габброидов обособляются в две совокупности (см. рис. 64). Ультрамафиты и мафиты в лерцолит-пироксенит-габброноритовых массивах (за исключением плутонов Острая Сопка и Гасан-Дякитский) характеризуются более высокой железистостью и несколько меньшей меланократовостью по сравнению с этими группами пород из дунит-троктолит-габбровых массивов (рис. 64, табл. 61). Анортозитовая группа пород из сравниваемых массивов весьма широко варьирует по железистости. Относительно низкожелезистыми являются анортозиты и лейкогаббро из Маринкинского, Лукиндинского, Жарчинского массивов, наиболее железистыми - из Монгольского, Шильдырхейского и Довыренского плутонов. Анортозиты и лейкогаббро из Нюрундуканского, Исполинского и Заоблачного лерцолит-пироксенит-габброноритовых интрузивов характеризуются в этом случае промежуточной железистостью.

Для 12 сравниваемых массивов были рассчитаны уравнения парной степенной регрессии /Василенко и др., 1982/, описывающие тренд изменчивости состава пород в координатах $MgO - Al_2O_3$ как для всей совокупности пород (рис. 65, верхний ряд диаграмм) в каждом из сравниваемых массивов, так и отдельно для ультрамафитовой и субультрамафитовой, мафитовой и анортозитовой групп пород (см. рис. 65, нижний ряд диаграмм). Сопоставление трендов изменчивости составов по методике В.Н. Бондаренко /1978/ с последующим построением корреляционных дендрограмм (рис. 66) выявило следующий вариант группировки плутонов. При сравнении их по всей совокупности слагающих

Таблица 61

Средний химический состав петрографических групп пород протерозойских

№ массива	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1 а	<u>45,1</u>	<u>0,2</u>	<u>14,9</u>	<u>1,3</u>	<u>7,3</u>	<u>0,1</u>	<u>19,5</u>	<u>10,4</u>
	2,4	0,2	3,8	0,9	1,4	0,0	5,3	2,4
б	<u>41,6</u>	<u>0,2</u>	<u>5,3</u>	<u>4,1</u>	<u>9,1</u>	<u>0,2</u>	<u>35,4</u>	<u>3,6</u>
	2,6	0,1	3,1	2,8	2,4	0,1	6,9	2,6
в	<u>47,5</u>	<u>0,3</u>	<u>15,5</u>	<u>1,1</u>	<u>7,6</u>	<u>0,1</u>	<u>14,9</u>	<u>11,5</u>
	3,3	0,2	2,6	1,0	1,7	0,0	5,2	2,7
г	<u>45,5</u>	<u>0,1</u>	<u>30,2</u>	<u>1,0</u>	<u>2,0</u>	-	<u>2,6</u>	<u>16,4</u>
	2,6	0,1	3,4	0,7	2,3		3,7	1,8
2 а	<u>44,2</u>	<u>0,1</u>	<u>22,4</u>	<u>1,4</u>	<u>4,7</u>	<u>0,1</u>	<u>13,1</u>	<u>12,8</u>
	1,8	0,1	1,9	1,3	1,2	0,0	3,2	2,2
б	<u>39,7</u>	<u>0,1</u>	<u>5,2</u>	<u>2,5</u>	<u>11,3</u>	<u>0,2</u>	<u>37,9</u>	<u>2,4</u>
	1,6	0,1	4,4	1,9	1,9	0,1	6,7	2,5
в	44,1	0,05	29,0	0,8	2,9	0,0	6,4	15,4
3 а	<u>45,2</u>	<u>0,3</u>	<u>17,8</u>	<u>5,1</u>	<u>5,0</u>	<u>0,1</u>	<u>11,8</u>	<u>13,7</u>
	2,0	0,3	2,5	1,4	1,3	0,1	3,2	1,7
б	<u>40,5</u>	<u>0,1</u>	<u>5,0</u>	<u>6,6</u>	<u>7,7</u>	<u>0,2</u>	<u>37,6</u>	<u>2,2</u>
	1,5	0,1	2,7	3,6	2,4	0,1	3,4	1,5
4 а	<u>45,4</u>	<u>0,3</u>	<u>23,7</u>	<u>1,4</u>	<u>4,7</u>	<u>0,1</u>	<u>11,2</u>	<u>11,2</u>
	0,5	0,1	1,4	0,4	0,6	0,0	0,7	0,7
б	<u>39,1</u>	<u>0,2</u>	<u>6,2</u>	<u>5,6</u>	<u>10,2</u>	<u>0,2</u>	<u>35,6</u>	<u>2,4</u>
	1,0	0,1	0,7	0,8	1,2	0,0	1,9	1,2
в	<u>46,5</u>	<u>0,3</u>	<u>27,7</u>	<u>1,1</u>	<u>3,2</u>	<u>0,1</u>	<u>5,9</u>	<u>13,0</u>
	0,6	0,1	1,2	0,3	0,7	0,0	1,7	0,4
5 а	<u>48,0</u>	<u>0,3</u>	<u>20,6</u>	<u>1,4</u>	<u>4,6</u>	<u>0,1</u>	<u>11,6</u>	<u>11,4</u>
	2,4	0,2	3,4	0,9	1,4	0,0	4,9	2,0
б	<u>41,3</u>	<u>0,1</u>	<u>5,0</u>	<u>3,1</u>	<u>8,9</u>	<u>0,2</u>	<u>38,5</u>	<u>2,3</u>
	1,3	0,1	3,5	1,7	1,8	0,0	5,9	1,6
в	<u>46,9</u>	<u>0,5</u>	<u>9,5</u>	<u>1,6</u>	<u>8,8</u>	<u>0,2</u>	<u>20,8</u>	<u>10,7</u>
	2,5	0,2	3,3	1,3	1,9	0,0	5,1	3,6
г	<u>48,0</u>	<u>0,1</u>	<u>28,4</u>	<u>0,7</u>	<u>2,0</u>	<u>0,1</u>	<u>4,8</u>	<u>13,5</u>
	2,2	0,1	1,9	0,5	0,8	0,0	2,7	1,1
6 а	<u>47,8</u>	<u>0,4</u>	<u>19,6</u>	<u>1,8</u>	<u>5,1</u>	<u>0,1</u>	<u>10,2</u>	<u>12,9</u>
	2,4	0,2	3,0	1,0		0,0	3,3	2,7
б	<u>41,2</u>	<u>0,3</u>	<u>7,3</u>	<u>9,7</u>	<u>6,7</u>	<u>0,2</u>	<u>30,0</u>	<u>3,9</u>
	1,2	0,1	2,8	3,6	1,9	0,0	3,8	1,9
в	<u>48,4</u>	<u>0,1</u>	<u>28,6</u>	<u>1,3</u>	<u>2,1</u>	<u>0,1</u>	<u>3,6</u>	<u>12,9</u>
	2,4	0,1	2,2	0,4	1,3	0,1	3,3	1,0

ультрабазит-базитовых массивов Байкало-Становой области

Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	a	c	b	n	Q	d	F
10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
<u>0,8</u> 0,3	<u>0,2</u> 0,2	<u>0,01</u> 0,03	<u>7,4</u> 2,4	<u>8,6</u> 3,3	<u>32,0</u> 6,8	<u>78,5</u> 20,4	<u>-6,2</u> 11,4	<u>0,16</u> 0,12	<u>28,6</u> 8,6
<u>0,4</u> 0,3	<u>0,2</u> 0,2	<u>0,03</u> 0,04	<u>0,9</u> 0,6	<u>3,0</u> 2,4	<u>57,7</u> 6,6	<u>73,7</u> 21,4	<u>-28,3</u> 5,4	<u>0,16</u> 0,13	<u>17,1</u> 3,0
<u>1,1</u> 0,5	<u>0,4</u> 0,4	<u>0,01</u> 0,02	<u>2,0</u> 1,0	<u>4,9</u> 1,4	<u>45,8</u> 2,4	<u>66,9</u> 26,4	<u>-14,4</u> 3,3	<u>0,17</u> 0,09	<u>20,3</u> 2,2
<u>2,1</u> 0,9	<u>0,2</u> 0,1	-	<u>5,9</u> 1,7	<u>21,5</u> 5,1	<u>10,6</u> 10,7	<u>94,2</u> 4,1	<u>-8,9</u> 13,2	<u>0,13</u> 0,06	<u>52,2</u> 15,9
<u>1,1</u> 0,3	<u>0,1</u> 0,1	<u>0,03</u> 0,05	<u>2,6</u> 0,8	<u>14,2</u> 1,8	<u>30,8</u> 4,6	<u>95,5</u> 4,4	<u>-14,9</u> 4,9	<u>0,08</u> 0,03	<u>20,5</u> 4,2
<u>0,6</u> 0,7	<u>0,1</u> 0,2	<u>0,03</u> 0,06	<u>1,1</u> 1,4	<u>1,9</u> 2,5	<u>60,4</u> 6,3	<u>85,8</u> 11,9	<u>-33,2</u> 3,6	<u>0,34</u> 0,70	<u>16,8</u> 1,5
1,1	0,1		3,0	21,1	17,4	97,2	-10,3	0,07	24,3
<u>0,8</u> 0,3	<u>0,1</u> 0,2	<u>0,01</u> 0,02	<u>2,0</u> 0,6	<u>11,1</u> 1,9	<u>35,0</u> 5,3	<u>89,3</u> 15,1	<u>-11,0</u> 5,0	<u>0,08</u> 0,02	<u>31,8</u> 5,0
<u>0,2</u> 0,2	<u><0,1</u> <0,1	<u>0,08</u> 0,05	<u>0,3</u> 0,3	<u>2,1</u> 1,5	<u>60,4</u> 3,2	<u>82,5</u> 19,7	<u>-30,0</u> 3,2	<u>0,05</u> 0,04	<u>16,9</u> 3,1
<u>1,0</u> 0,1	<u>0,1</u> 0,1	<u>0,12</u> 0,16	<u>4,5</u> 0,5	<u>14,2</u> 1,1	<u>26,1</u> 3,0	<u>95,8</u> 1,6	<u>-14,0</u> 1,6	<u>0,14</u> 0,01	<u>22,9</u> 1,3
<u>0,4</u> 0,1	<u>0,1</u> 0,0	<u>0,04</u> 0,03	<u>0,8</u> 0,1	<u>2,2</u> 1,0	<u>59,8</u> 1,7	<u>91,9</u> 1,8	<u>-32,5</u> 2,2	<u>0,13</u> 0,01	<u>19,3</u> 0,6
<u>2,1</u> 0,2	<u>0,2</u> 0,1	<u>0,08</u> 0,11	<u>5,6</u> 0,7	<u>17,9</u> 1,0	<u>15,7</u> 3,8	<u>94,4</u> 1,8	<u>-8,9</u> 1,8	<u>0,13</u> 0,01	<u>28,6</u> 1,8
<u>2,0</u> 0,6	<u>0,1</u> 0,1	<u>0,04</u> 0,03	<u>4,7</u> 1,4	<u>11,6</u> 2,7	<u>27,7</u> 6,9	<u>96,6</u> 2,1	<u>-9,7</u> 5,9	<u>0,17</u> 0,05	<u>23,1</u> 7,0
<u>0,6</u> 0,5	<u>0,1</u> 0,0	<u>0,03</u> 0,05	<u>1,1</u> 0,9	<u>1,8</u> 1,5	<u>59,7</u> 4,9	<u>86,5</u> 11,2	<u>-30,4</u> 3,9	<u>0,25</u> 0,25	<u>14,8</u> 2,7
<u>1,1</u> 0,4	<u>0,1</u> 0,0	<u>0,05</u> 0,03	<u>2,1</u> 0,9	<u>4,6</u> 1,8	<u>46,2</u> 5,5	<u>97,2</u> 1,8	<u>-14,6</u> 6,3	<u>0,19</u> 0,04	<u>21,8</u> 2,9
<u>2,4</u> 0,9	<u>0,1</u> 0,0	<u>0,05</u> 0,06	<u>6,1</u> 2,2	<u>18,1</u> 2,0	<u>12,5</u> 5,6	<u>97,0</u> 1,0	<u>-5,9</u> 4,1	<u>0,14</u> 0,05	<u>29,1</u> 13,9
<u>1,8</u> 0,5	<u>0,2</u> 0,2	<u>0,05</u> 0,04	<u>4,4</u> 1,1	<u>11,0</u> 2,5	<u>28,9</u> 5,1	<u>92,8</u> 5,7	<u>-9,0</u> 5,2	<u>0,17</u> 0,05	<u>27,3</u> 3,8
<u>0,4</u> 0,2	<u>0,2</u> 0,2	<u>0,02</u> 0,00	<u>1,0</u> 0,6	<u>3,3</u> 1,2	<u>55,6</u> 4,3	<u>83,9</u> 18,1	<u>-26,4</u> 2,1	<u>0,11</u> 0,05	<u>22,5</u> 0,8
<u>2,7</u> 1,0	<u>0,2</u> 0,1	<u>0,06</u> 0,02	<u>7,2</u> 2,8	<u>17,8</u> 2,0	<u>10,6</u> 7,6	<u>95,7</u> 1,2	<u>-5,6</u> 0,1	<u>0,16</u> 0,06	<u>49,0</u> 28,2

Продолжение табл. 61

1	2	3	4	5	6	7	8	9
6 г	<u>49,3</u>	<u>1,4</u>	<u>12,0</u>	<u>2,5</u>	<u>6,8</u>	<u>0,1</u>	<u>8,7</u>	<u>17,0</u>
	1,7	0,8	4,8	2,0	2,1	0,0	2,3	2,8
7 а	<u>46,4</u>	<u>0,2</u>	<u>22,4</u>	<u>1,2</u>	<u>5,3</u>	<u>0,1</u>	<u>10,2</u>	<u>12,2</u>
	1,6	0,2	2,5	1,1	2,2	0,0	2,3	1,6
б	<u>47,5</u>	<u>0,1</u>	<u>31,4</u>	<u>1,4</u>	<u>1,0</u>	<u>0,0</u>	<u>1,1</u>	<u>15,1</u>
	0,7	0,1	1,1	0,7	0,5	0,0	0,9	1,1
8 а	<u>45,8</u>	<u>0,6</u>	<u>20,1</u>	<u>3,1</u>	<u>7,0</u>	<u>0,1</u>	<u>8,7</u>	<u>12,2</u>
	3,7	0,4	3,3	1,7	1,8	0,0	3,1	2,3
б	<u>42,0</u>	<u>0,1</u>	<u>10,6</u>	<u>3,3</u>	<u>11,1</u>	<u>0,2</u>	<u>25,6</u>	<u>6,5</u>
	1,2	0,0	2,7	0,7	2,3	0,0	2,3	1,2
в	46,8	0,4	10,3	1,5	7,3	0,1	16,2	16,7
	<u>44,4</u>	<u>0,2</u>	<u>29,3</u>	<u>1,0</u>	<u>3,4</u>	<u>0,1</u>	<u>4,7</u>	<u>15,8</u>
г	0,8	0,2	2,8	0,8	1,3	0,0	2,3	1,2
	9 а	<u>41,6</u>	<u>0,2</u>	<u>20,7</u>	<u>4,4</u>	<u>7,7</u>	<u>0,2</u>	<u>11,5</u>
2,2		0,3	3,7	3,0	1,5	0,0	4,3	2,0
б	<u>39,5</u>	<u>0,1</u>	<u>8,8</u>	<u>7,1</u>	<u>12,6</u>	<u>0,3</u>	<u>26,6</u>	<u>4,8</u>
	1,3	0,1	3,9	3,1	3,4	0,1	4,5	2,2
в	<u>43,4</u>	<u>0,1</u>	<u>29,3</u>	<u>1,6</u>	<u>3,4</u>	<u>0,1</u>	<u>5,3</u>	<u>15,8</u>
	0,4	0,1	1,9	0,9	1,0	0,0	1,4	0,7
10 а	<u>47,8</u>	<u>0,3</u>	<u>20,3</u>	<u>2,7</u>	<u>5,6</u>	<u>0,1</u>	<u>10,7</u>	<u>9,3</u>
	1,0	0,1	1,0	1,2	1,6	0,0	1,6	0,6
б	<u>41,5</u>	<u>0,4</u>	<u>8,0</u>	<u>10,7</u>	<u>9,2</u>	<u>0,2</u>	<u>25,5</u>	<u>3,7</u>
	3,6	0,2	3,4	6,2	2,1	0,0	3,0	1,2
в	52,0	0,2	27,3	1,0	1,6	0,0	2,0	11,3
	11 а	<u>50,7</u>	<u>1,3</u>	<u>16,6</u>	<u>3,0</u>	<u>6,0</u>	<u>0,2</u>	<u>8,9</u>
2,2		1,0	2,4	1,9	1,8	0,1	3,3	2,1
б	<u>42,0</u>	<u>0,4</u>	<u>4,9</u>	<u>6,7</u>	<u>6,7</u>	<u>0,2</u>	<u>35,0</u>	<u>3,5</u>
	2,9	0,3	2,5	3,3	2,9	0,0	6,3	2,3
в	<u>49,0</u>	<u>0,6</u>	<u>7,2</u>	<u>3,2</u>	<u>7,6</u>	<u>0,2</u>	<u>22,8</u>	<u>8,1</u>
	2,6	0,3	2,7	2,6	2,0	0,1	4,8	4,4
12 а	<u>49,0</u>	<u>0,8</u>	<u>19,0</u>	<u>2,5</u>	<u>6,0</u>	<u>0,1</u>	<u>8,1</u>	<u>11,7</u>
	2,0	0,5	3,5	1,2	2,3	0,1	2,9	1,8
б	<u>43,2</u>	<u>0,4</u>	<u>7,4</u>	<u>4,7</u>	<u>9,2</u>	<u>0,2</u>	<u>28,7</u>	<u>5,4</u>
	3,3	0,2	2,8	1,8	2,2	0,1	6,1	2,4
в	<u>52,1</u>	<u>0,2</u>	<u>27,2</u>	<u>1,1</u>	<u>1,3</u>	<u>0,1</u>	<u>1,9</u>	<u>11,4</u>
	2,1	0,2	1,5	0,3	0,4	0,1	1,0	1,9
13 а	<u>48,9</u>	<u>0,7</u>	<u>19,5</u>	<u>2,4</u>	<u>5,0</u>	<u>0,1</u>	<u>8,8</u>	<u>11,2</u>
	1,5	0,4	1,7	0,8	1,2	0,0	2,8	1,3
б	<u>43,1</u>	<u>0,3</u>	<u>4,6</u>	<u>6,3</u>	<u>6,1</u>	<u>0,2</u>	<u>35,1</u>	<u>3,2</u>
	3,0	0,1	2,0	2,3	1,9	0,1	4,1	1,5

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
<u>1,8</u> 0,7	<u>0,4</u> 0,3	<u>0,11</u> 0,13	<u>4,2</u> 1,8	<u>5,6</u> 2,9	<u>36,0</u> 7,4	<u>88,5</u> 4,2	<u>-5,7</u> 2,5	<u>0,29</u> 0,08	<u>36,7</u> 8,9
<u>1,7</u> 0,6	<u>0,3</u> 0,7	<u>0,05</u> 0,04	<u>4,3</u> 1,8	<u>13,5</u> 2,3	<u>26,5</u> 4,3	<u>94,0</u> 11,6	<u>-11,2</u> 4,1	<u>0,14</u> 0,07	<u>25,9</u> 4,8
<u>2,2</u> 0,4	<u>0,2</u> 0,1	<u>0,08</u> 0,12	<u>6,2</u> 1,3	<u>21,7</u> 1,8	<u>5,3</u> 2,2	<u>94,7</u> 2,2	<u>-3,0</u> 3,1	<u>0,12</u> 0,02	<u>58,3</u> 13,8
<u>1,7</u> 1,1	<u>0,5</u> 0,8	<u>0,19</u> -	<u>4,6</u> 3,4	<u>11,8</u> 3,6	<u>28,9</u> 6,5	<u>88,6</u> 9,6	<u>-11,5</u> 5,7	<u>0,18</u> 0,15	<u>40,3</u> 11,4
<u>0,4</u> 0,2	<u>0,1</u> 0,0	<u>0,03</u> 0,01	<u>0,9</u> 0,3	<u>5,8</u> 1,6	<u>51,1</u> 3,3	<u>82,8</u> 5,7	<u>-23,4</u> 2,3	<u>0,07</u> 0,02	<u>23,6</u> 2,5
0,6	0,1	-	1,3	5,7	44,9	90,0	-11,8	0,11	22,7
<u>1,0</u> 0,3	<u>0,1</u> 0,0	<u>0,07</u> -	<u>2,7</u> 0,8	<u>21,6</u> 3,0	<u>15,3</u> 6,2	<u>93,8</u> 3,4	<u>-7,4</u> 2,7	<u>0,06</u> 0,02	<u>39,8</u> 18,0
<u>0,6</u> 0,7	<u>0,2</u> 0,1	<u>0,01</u> 0,01	<u>1,7</u> 1,8	<u>13,8</u> 3,2	<u>34,6</u> 6,2	<u>82,2</u> 5,6	<u>-17,4</u> 6,4	<u>0,05</u> 0,05	<u>37,5</u> 10,5
<u>0,2</u> 0,1	<u>0,2</u> 0,0	<u>0,01</u> 0,01	<u>0,6</u> 0,1	<u>4,7</u> 2,4	<u>55,2</u> 4,8	<u>61,4</u> 2,3	<u>-27,8</u> 2,8	<u>0,08</u> 0,06	<u>28,8</u> 3,2
<u>0,9</u> 0,9	<u>0,2</u> 0,1	<u>0,01</u> 0,01	<u>2,7</u> 2,5	<u>21,6</u> 2,3	<u>17,0</u> 4,2	<u>86,5</u> 4,9	<u>-10,3</u> 5,2	<u>0,06</u> 0,06	<u>34,0</u> 4,3
<u>2,9</u> 0,5	<u>0,3</u> 0,1	<u>0,08</u> 0,02	<u>7,2</u> 2,1	<u>10,5</u> 2,4	<u>26,0</u> 9,0	<u>95,9</u> 2,2	<u>-12,3</u> 4,7	<u>0,25</u> 0,03	<u>28,9</u> 6,3
<u>0,7</u> 0,4	<u>0,1</u> 0,0	<u>0,08</u> 0,03	<u>1,5</u> 0,8	<u>3,6</u> 1,4	<u>53,1</u> 7,0	<u>95,1</u> 0,5	<u>-24,2</u> 6,5	<u>0,15</u> 0,06	<u>29,0</u> 2,5
4,3	0,2	0,10	11,0	15,1	6,9	96,5	-3,2	0,26	40,0
<u>2,3</u> 0,9	<u>0,5</u> 0,4	<u>0,24</u> 0,31	<u>5,7</u> 2,2	<u>8,2</u> 2,2	<u>27,4</u> 5,1	<u>86,9</u> 8,2	<u>-2,4</u> 6,8	<u>0,27</u> 0,11	<u>36,7</u> 13,5
<u>0,5</u> 0,4	<u>0,1</u> 0,1	<u>0,11</u> 0,08	<u>1,0</u> 0,8	<u>2,0</u> 1,2	<u>58,2</u> 5,1	<u>82,3</u> 24,9	<u>-27,3</u> 6,1	<u>0,19</u> 0,13	<u>17,3</u> 4,2
<u>1,0</u> 0,8	<u>0,2</u> 0,2	<u>0,09</u> 0,07	<u>2,1</u> 1,6	<u>3,1</u> 1,6	<u>46,8</u> 3,4	<u>84,8</u> 18,1	<u>-11,5</u> 6,3	<u>0,26</u> 0,18	<u>20,9</u> 5,4
<u>2,5</u> 0,9	<u>0,4</u> 0,3	<u>0,06</u> 0,06	<u>6,1</u> 2,3	<u>9,9</u> 2,5	<u>26,4</u> 6,9	<u>91,1</u> 5,3	<u>-7,2</u> 4,5	<u>0,24</u> 0,08	<u>36,9</u> 8,9
<u>0,7</u> 0,4	<u>0,1</u> 0,1	<u>0,02</u> 0,02	<u>1,4</u> 0,8	<u>3,5</u> 1,5	<u>53,5</u> 4,7	<u>90,6</u> 9,6	<u>-23,1</u> 7,5	<u>0,17</u> 0,06	<u>21,1</u> 18,9
<u>4,1</u> 1,3	<u>0,6</u> 0,4	<u>0,04</u> 0,02	<u>10,9</u> 3,3	<u>13,9</u> 2,2	<u>7,5</u> 2,0	<u>90,6</u> 3,9	<u>-3,9</u> 7,4	<u>0,27</u> 0,09	<u>44,1</u> 15,0
<u>2,8</u> 0,7	<u>0,6</u> 0,4	<u>0,14</u> 0,17	<u>7,0</u> 2,5	<u>9,8</u> 1,0	<u>26,0</u> 5,1	<u>89,4</u> 4,3	<u>-9,5</u> 4,6	<u>0,26</u> 0,07	<u>33,4</u> 11,4
<u>0,5</u> 0,2	<u>0,1</u> 0,1	<u>0,05</u> 0,03	<u>0,9</u> 0,4	<u>2,0</u> 1,1	<u>57,8</u> 4,0	<u>89,0</u> 12,1	<u>-25,2</u> 6,5	<u>0,22</u> 0,14	<u>16,5</u> 1,1

Окончание табл. 61

1	2	3	4	5	6	7	8	9
14 а	<u>47,4</u>	<u>0,3</u>	<u>19,4</u>	<u>1,9</u>	<u>4,5</u>	<u>0,1</u>	<u>11,1</u>	<u>13,8</u>
	2,0	0,2	3,4	0,7	0,9	0,0	2,5	1,1
	<u>41,4</u>	<u>0,3</u>	<u>6,0</u>	<u>3,8</u>	<u>9,4</u>	<u>0,2</u>	<u>32,0</u>	<u>6,3</u>
б	1,7	0,1	1,0	1,5	1,6	0,1	3,1	1,7
в	<u>45,2</u>	<u>0,4</u>	<u>9,6</u>	<u>2,5</u>	<u>7,7</u>	<u>0,2</u>	<u>22,6</u>	<u>11,2</u>
	2,4	0,2	1,6	0,7	1,7	0,0	1,9	2,1
15 а	<u>48,0</u>	<u>0,4</u>	<u>19,2</u>	<u>2,5</u>	<u>3,9</u>	<u>0,2</u>	<u>9,7</u>	<u>14,3</u>
	1,1	0,1	2,6	1,4	0,7	0,1	1,8	1,5
б	<u>45,6</u>	<u>0,5</u>	<u>7,5</u>	<u>3,4</u>	<u>6,7</u>	<u>0,2</u>	<u>24,0</u>	<u>10,9</u>
	3,2	0,2	2,3	2,2	1,7	0,1	7,0	5,0

Примечание. 1 - Довыренский (а - мафитовая (троктолиты, ол. габбро) группа, 22 анализа; б - ультрамафитовая, 81 ан.; в - мафитовая (габбронориты), 17 ан.; г - анортозитовая, 3 ан.); 2 - Маринкинский (а - мафитовая группа, 13 ан.; б - ультрамафитовая, 17 ан.; в - анортозитовая, 3 ан.); 3 - Кивельевский (а - мафитовая группа, 5 ан.; б - ультрамафитовая, 12 ан.); 4 - Жарчинский (а - мафитовая группа, 7 ан.; б - ультрамафитовая, 3 ан.; в - анортозитовая, 3 ан.); 5 - Лукиндинский (а - мафитовая группа, 113 ан.; б - ультрамафитовая, 32 ан.; в - субультрамафитовая (пироксениты), 8 ан.; г - анортозитовая, 17 ан.); 6 - Шильдырхейский (а - мафитовая группа, 48 ан.; б - ультрамафитовая, 3 ан.; в - анортозитовая, 6 ан.; г - породы эндоконтактной зоны, 6 ан.); 7 - Монгольский массив (а - мафитовая группа, 19 ан.; б - анортозитовая, 13 ан.); 8 - Заоблачный (а - мафитовая группа, 24 ан.; б - ультрамафитовая, 13 ан.; в - субультрамафитовая, 3 ан.; г - анортозитовая, 8 ан.); 9 - Исполинский (а - мафитовая группа, 20 ан.; б - ультрамафитовая, 10 ан.; в - анортозитовая, 5 ан.); 10 - Тонкий Мыс (а - мафитовая группа, 5 ан.; б - ультрамафитовая, 5 ан.; в - анортозитовая, 2 ан.); 11 - Чайский (а - мафитовая группа, 80 ан.; б - ультрамафитовая, 71 ан.; в - субультрамафитовая, 70 ан.); 12 - Ньюнудуканский (а - мафитовая группа, 45 ан.; б - ультрамафитовая, 15 ан.; в - анортозитовая, 11 ан.); 13 - Гасан-Дякитский (а - мафитовая группа, 13 ан.; б - ультрамафитовая, 6 ан.); 14 - Острая Сопка (а - мафитовая группа, 17 ан.; б - ультрамафитовая, 10 ан.; в - субультрамафитовая, 6 ан.); 15 - Рассошинский (а - мафитовая группа, 16 ан.; б - ультрамафитовая, 6 ан.). В числителе приведены средние характеристики, в знаменателе - средне-квадратичные отклонения.

пород устанавливается наличие четырех групп плутонов: 1) Лукиндинский, Маринкинский, Жарчинский (дунит-троктолит-габбровые); 2) Чайский, Ньюнудуканский, Рассошинский, Острая Сопка (лерзолит-пироксенит-габброноритовые); 3) Шильдырхейский дунит-троктолит-габбровый и Заоблачный лерзолит-пироксенит-габброноритовый массивы со свойственным им лейкобазитовым уклоном; 4) Довыренский и Гасан-Дякитский плутоны, характеризующиеся меланобазитовым уклоном. При сопоставлении трендов, вычисленных только для ультра-субультрамафитовой групп пород, значимо объединяются Лукиндинский, Маринкинский, Довыренский массивы, с одной стороны, и Чайский, Ньюнудуканский - с другой. По трендам изменчивости состава габброидов и анортозитов плутоны значимо обособляются в группы с троктолитовым и габброноритовым уклонами. При этом

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
<u>1,3</u> 0,5	<u>0,1</u> 0,1	<u>0,05</u> 0,04	<u>3,1</u> 0,8	<u>11,8</u> 2,7	<u>30,2</u> 5,1	<u>93,6</u> 4,7	<u>-8,0</u> 4,2	<u>0,12</u> 0,02	<u>24,5</u> 4,4
<u>0,6</u> 0,2	<u>0,1</u> 0,1	<u>0,07</u> 0,02	<u>1,1</u> 0,4	<u>2,7</u> 0,6	<u>57,6</u> 2,2	<u>91,1</u> 9,2	<u>-27,8</u> 3,6	<u>0,17</u> 0,06	<u>18,3</u> 1,5
<u>0,7</u> 0,2	<u>0,2</u> 0,1	<u>0,06</u> 0,02	<u>1,5</u> 0,4	<u>4,9</u> 1,2	<u>48,6</u> 2,0	<u>86,1</u> 7,2	<u>-17,7</u> 4,9	<u>0,14</u> 0,07	<u>19,6</u> 2,3
<u>1,5</u> 0,6	<u>0,4</u> 0,2	<u>0,06</u> 0,02	<u>3,9</u> 1,3	<u>11,2</u> 2,2	<u>29,1</u> 4,2	<u>86,0</u> 5,1	<u>-7,5</u> 2,0	<u>0,15</u> 0,05	<u>26,3</u> 6,8
<u>0,8</u> 0,2	<u>1,0</u> 0,0	<u>0,05</u> 0,02	<u>1,9</u> 0,4	<u>3,4</u> 1,4	<u>50,3</u> 5,7	<u>80,7</u> 3,3	<u>-18,2</u> 8,0	<u>0,23</u> 0,06	<u>18,6</u> 1,1

Довыренский плутон оказывается в группе лерцолит-пироксенит-габброноритовых массивов, а Заоблачный - в группе дунит-троктолит-габбровых.

Параллельно для решения той же задачи был применен метод многомерного кластерного анализа (Клан-2), разработанный на кафедре геохимии МГУ /Абрамов и др., 1976/, алгоритм решения которого был реализован Ю.В. Шваровым на ЭВМ Минск-32. На первом этапе расчет производился на основе 460 химических анализов пород из 6 массивов: Лукиндинского, Довыренского, Маринкинского, Шильдырхейского, Монгойского, Заоблачного. Первоначально ставилась задача разбивки обшей выборки пород на совокупности с наиболее близкими петрохимическими свойствами путем анализа функции расстояния в многомерном пространстве несколько модифицированная Евклидова мера расстояния $L_{i,k} = \sum_j (InC_j^i - InC_j^k)^{1/2}$, где j - индекс элемента, i, k - индексы классифицируемых точек). В качестве алгоритма было выбрано "правило одного ближайшего соседа" - "1-BC", которое дает меньшую вероятность неправильной классификации, чем любая "q-BC" при $q > 1$ /Дюран, Оделл, 1977/. В результате обработки материала по этому алгоритму на ЭВМ Минск-32 представилась возможность характеризовать и сопоставлять массивы в виде семимерных векторов, координатами которых являются частоты встречаемости выделенных семи совокупностей групп пород или кластеров (табл. 62). В конечном итоге сопоставляемые массивы разбились на четыре группы (рис. 67) по максимальному наличию в них однотипных кластеров: 1) Лукиндинский, Шильдырхейский; 2) Маринкинский, Довыренский; 3) Заоблачный; 4) Монгойский /Балькин, Абрамов, Мйронов, 1983/.

Позднее этим же методически несколько усовершенствованным способом (Клан-3, алгоритм решения реализован на ВЦ кафедры геофизики МГУ на ЭВМ СМ-4) были сопоставлены 15 ультрабазит-базитовых массивов на основе 820 химических анализов пород. На пятом шаге объединения обособилось двенадцать кластеров, три из которых при последующем сопоставлении не учитывались из-за их малого информативного объема (табл. 63, рис. 68). Сравниваемые массивы в результате (рис. 69) разбились на четыре группы: 1) Маринкинский, Кивельевский (дунит-троктолитовые); 2) Лукиндинский, Шильдырхейский, Жарчинский, Тонкий Мыс (дунит-троктолит-габбровые); 3) Чайский, Нюрундуканский, Острая Сопка, Рассошинский, Гасан-Дякитский (лерцолит-пироксенит-габброноритовые); 4) Довыренский, Исполинский, Заоблачный, Монгойский (с совмещенными признаками дунит-троктолит-габбровых и лерцолит-пироксенит-габброноритовых плутонов).

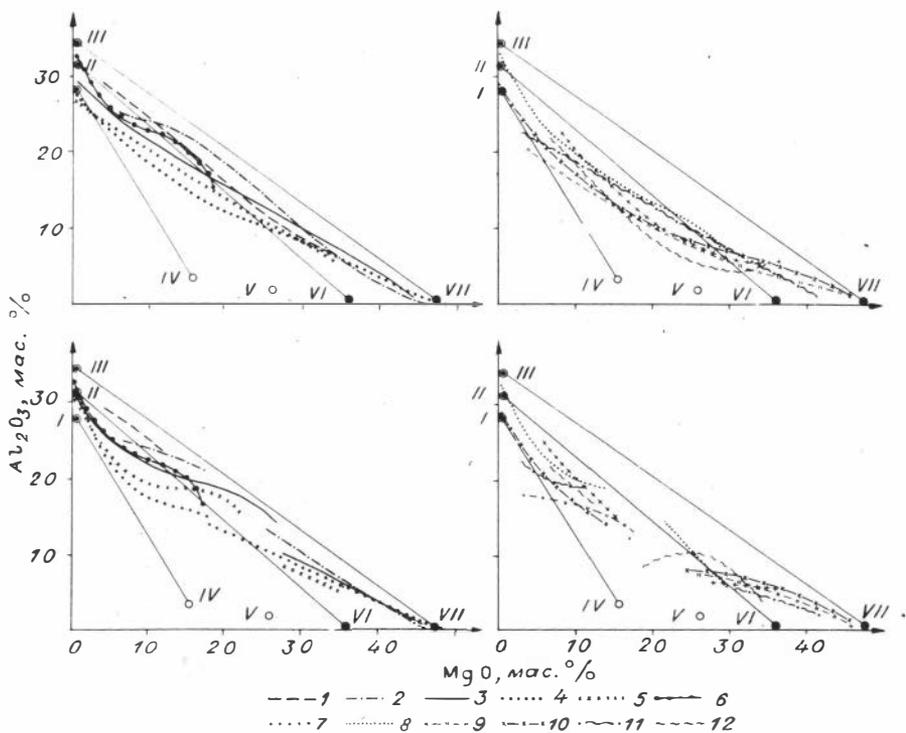


Рис. 65. Тренды изменчивости составов пород в координатах $MgO-Al_2O_3$ ультрабазит-базитовых массивов Байкало-Становой области (вычислены путем расчета уравнений парной нелинейной регрессии типа $y = C_0 + C_1x + C_2x^2 + C_3x^3$).

1-12 - массивы: 1 - Жарчинский, 2 - Маринкинский, 3 - Лукинский, 4 - Довыренский, 5 - Шильдырхейский, 6 - Монгольский, 7- Острая Сопка, 8 - Заоблачный, 9 - Чайский, 10 - Ньюрундуканский, 11 - Гасан-Дякитский, 12 - Рассошинский. I - плагиоклаз (An_{50}), II - плагиоклаз (An_{70}), III - плагиоклаз (An_{80}), IV - авгит ($f_{МП} = 20\%$), V - гиперстен ($f_{РП} = 30\%$), VI - оливин ($f_{Ол} = 25\%$); VII - сливин ($f_{Ол} = 10\%$). Для двух нижних диаграмм расчет производился отдельно для ультра-субультрамафитовой, мафитовой и анортозитовой групп пород.

Таким образом, по петрохимическим свойствам протерозойские ультрабазит-базитовые массивы Байкало-Становой области разбиваются максимум на четыре, минимум - на две формационные группы. Вместе с тем следует отметить, что по этим параметрам отнесение некоторых некоторых плутонов к какой-либо формационной группе не во всех случаях однозначно. Так, массивы Заоблачный и Исполнинский по составу и характеру взаимоотношения пород в большей степени сближаются с лерцолит-пироксенит-габброноритовыми плутонами типа Чайского. В то же время наличие лейкотроктолитов и анортозитов приближает их к дунит-троктолит-габбровым массивам типа Шильдырхейского и Монгольского со свой-

Таблица 62

Химический состав кластеров для шести протерозойских ультрабазит-базитовых массивов Байкало-Становой области

№ клас- тера	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
1	40,16	0,04	2,30	12,49	0,17	42,84	1,72	0,23	0,03	0,02
2	43,30	0,19	12,05	9,90	0,14	26,94	6,83	0,62	0,01	0,02
3	48,10	0,17	22,15	5,37	0,09	10,05	12,08	1,79	0,10	0,10
4	49,32	0,23	22,01	4,80	0,10	8,96	12,48	2,02	0,02	0,06
5	48,37	0,08	31,96	1,47	0,02	0,51	15,40	2,07	0,09	0,03
6	48,71	0,35	18,74	6,86	0,09	10,32	13,44	1,36	0,12	0,01
7	52,24	0,72	14,59	9,13	0,16	8,98	11,76	1,95	0,41	0,06

Таблица 63

Химический состав кластеров для пятнадцати протерозойских ультрабазит-базитовых массивов Байкало-Становой области

№ клас- тера	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
1	41,45	0,11	1,94	12,96	0,12	42,88	0,46	0,07	0,01
2	45,87	0,05	8,86	10,81	0,18	27,69	6,25	0,24	0,04
3	52,47	0,43	14,58	8,51	0,16	13,50	9,54	0,69	0,12
4	49,55	0,70	12,80	7,37	0,11	10,96	15,59	2,27	0,58
5	43,82	0,03	17,14	8,20	0,13	19,40	10,29	0,98	0,01
6	49,97	0,11	29,18	2,34	0,03	1,54	14,75	1,95	0,13
7	50,36	1,01	13,47	10,51	0,20	10,70	11,90	1,55	0,30
8	53,75	1,64	17,22	10,34	0,20	6,38	6,92	2,31	1,24
9	48,07	1,59	20,13	9,43	0,02	4,91	12,05	3,11	0,69

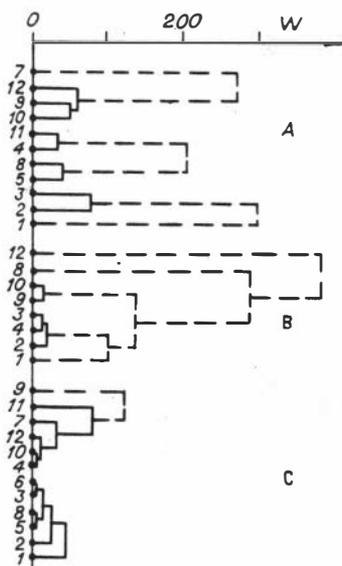


Рис. 66. Кластерные дендрогаммы, построенные на основе сопоставления по критерию (W) В.Н. Бондаренко /1978/ трендов изменчивости составов пород в координатах $MgO - Al_2O_3$ (мас.%) для всей совокупности пород (А) и отдельно для ультра-субультрамафитовой (В), мафитовой и анортозитовой (С) петрографических групп пород. Нумерацию массивов см. рис. 65.

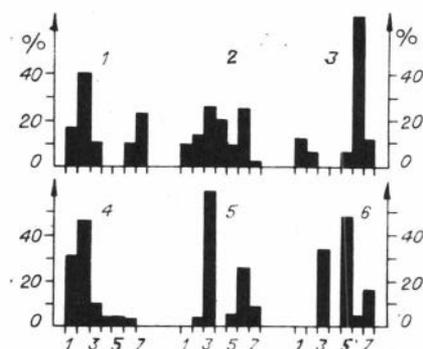


Рис. 67. Гистограммы кластеров (групп пород) Довыренского (1), Лукиндинского (2), Заоблачного (3), Маринкинского (4), Шильдырхейского (5) и Монгойского (6) массивов.

ственным им лейкобазитовым уклоном. Не совсем ясное положение занимает Довыренский массив. Обладая характеристиками, свойственными дунит-троктолит-габбровым плутонам типа Лукиндинского и Маринкинского, он отличается от них несколько большей общей щелочностью пород, сравнительно небольшой ролью троктолитов и анортозитов при преимущественном развитии в плутоне оливиновых двупироксеновых габбро, что свойственно в большей степени лерцолит-пироксенит-габброноритовым массивам типа Чайского. Проведенный ниже сравнительный анализ плутонов по особенностям минерального состава пород частично устраняет перечисленные неопределенности.

Основными породообразующими минералами пород сравниваемых массивов являются высокомагнезиальный оливин и плагиоклаз высокой основности, содержания которых широко варьируют, что и определяет наличие в массивах полярных по составу пород: дунитов и анортозитов. Устанавливается преимущественно бимодальный характер распределения содержаний оливина и плагиоклаза, особенно в контрастно расчлененных дунит-троктолит-габбровых массивах (рис. 70). В этих же плутонах преобладают породы, содержащие 70–80% плагиоклаза и 10–20% оливина. В лерцолит-пироксенит-габброноритовых массивах преимущественно развиты безоливиновые и оливинсодержащие габброиды с 60–70% плагиоклаза (рис. 71).

Плагиоклаз меняется по составу от андезина до анортита при преобладании в большинстве массивов пород с плагиоклазом битовнитового состава. Анализ характера распределения плагиоклаза разного состава из пород всех сравниваемых массивов свидетельствует о наличии двух минимумов в интервалах с An_{60-62} и An_{72-74} (рис. 72). Такая дискретность в распределении плагио-

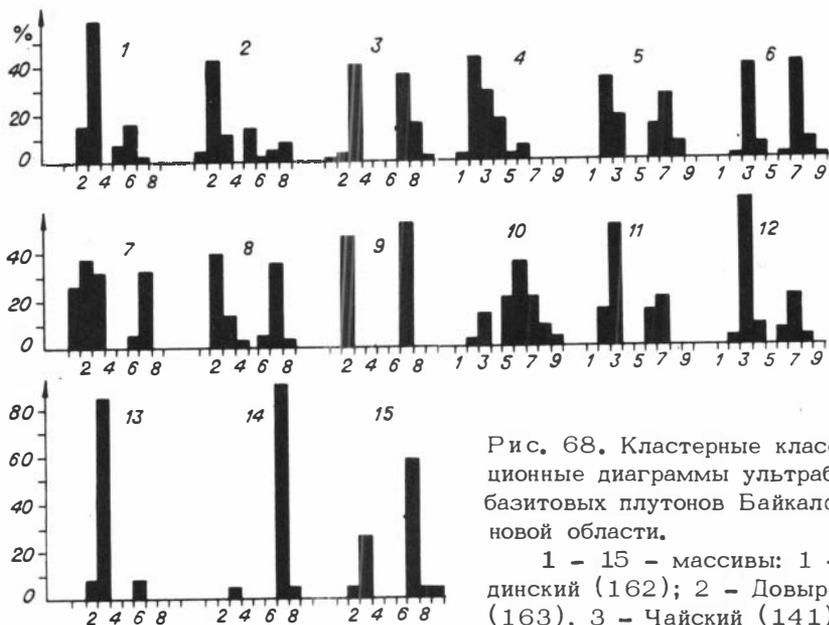


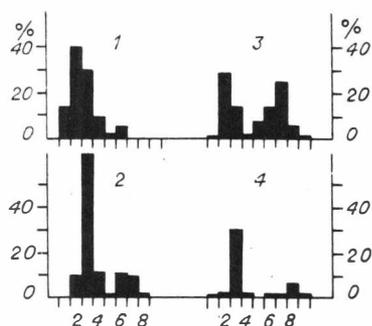
Рис. 68. Кластерные классификационные диаграммы ультрабазит-базитовых плутонов Байкало-Становой области.

1 - 15 - массивы: 1 - Лукиндинский (162); 2 - Довыренский (163), 3 - Чайский (141), 4 - Маринкинский (35), 5 - Заоблачный (44), 6 - Нюрундуканский (66), 7 - Кивельевский (19), 8 - Исполинский (36), 9 - Острая Сопка (33), 10 - Монгойский (40), 11 - Тонкий Мыс (20), 12 - Шильдырхейский (54), 13 - Жарчинский (13), 14 - Рассошинский (21), 15 - Гасан-Дякитский (19).

1 - 15 - массивы: 1 - Лукиндинский (162); 2 - Довыренский (163), 3 - Чайский (141), 4 - Маринкинский (35), 5 - Заоблачный (44), 6 - Нюрундуканский (66), 7 - Кивельевский (19), 8 - Исполинский (36), 9 - Острая Сопка (33), 10 - Монгойский (40), 11 - Тонкий Мыс (20), 12 - Шильдырхейский (54), 13 - Жарчинский (13), 14 - Рассошинский (21), 15 - Гасан-Дякитский (19).

Рис. 69. Гистограммы кластеров статистически обособившихся в однородные формационные группы плутонов.

1-4 - массивы: 1 - Кивельевский, Маринкинский; 2 - Шильдырхейский, Тонкий Мыс, Лукиндинский, Жарчинский; 3 - Исполинский, Заоблачный, Довыренский, Монгойский; 4 - Чайский, Нюрундуканский, Острая Сопка, Гасан-Дякитский, Рассошинский.



клаза разного состава особенно свойственна дунит-троктолит-габбровым массивам (см. рис. 70) и определена особенностями их формирования. Минимум An_{72-74} объясняется разной структурной позицией плагиоклаза в породах нижних расслоенных серий (кумулясный в троктолитах и оливиновых габбро, интеркумулясный - в плагиодунитах и меланотроктолитах). Минимум An

60-62 соответствует смене оливин-плагиоклазового кумулюсного парагенезиса оливин-пироксен-плагиоклазовым и впоследствии - двупироксен-плагиоклазовым. Лерцолит-пироксенит-габброноритовые плутоны по основности плагиоклаза отчетливо распадаются (см. рис. 71) на две группы: 1) Нюрундуканский, Чайский и др. (в породах этих массивов плагиоклаз представлен преимущественно лабрадором,

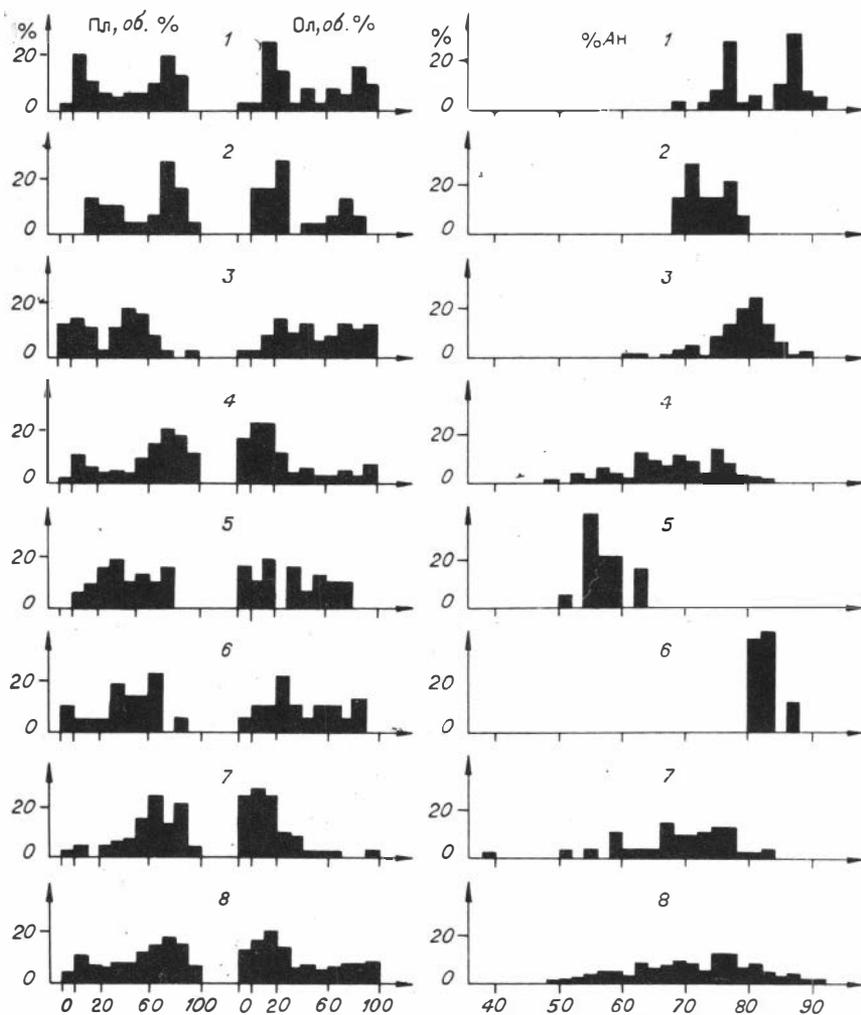


Рис. 70. Гистограммы содержаний плагиоклаза, оливина и состава плагиоклаза в породах дунит-троктолит-габбровых массивов Байкало-Становой области.

1-7 - массивы: 1-Маринкинский ($n = 47$, Пл; Ол; $n = 33$, % Ан), 2 - Жарчинский ($n = 28$, Пл, Ол; $n = 14$, % Ан), 3 - Довыренский ($n = 53$, Пл, Ол; $n = 97$, % Ан), 4 - Лукиндинский ($n = 206$, Пл, Ол; $n = 255$, % Ан), 5 - Тонкий Мыс ($n = 31$, Пл, Ол; $n = 19$, % Ан), 6 - Кивельевский ($n = 21$, Пл, Ол; $n = 8$, % Ан), 7 - Шильдырхейский ($n = 53$, Пл, Ол; $n = 59$, % Ан); 8 - объединенная выборка по всем массивам.

обогащенным ортоклазовым компонентом) и 2) Заоблачный и Исполинский (характерен плагиоклаз анортит-битовнитового состава, крайне бедный калием). Согласно экспериментальным данным / Sech, 1971a, b /, существует обратная связь между содержанием ортоклазового компонента в плагиоклазах и концентрацией воды в расплавах.

Ф.П. Лесновым, Э.Л. Прудовским /1976/ и М.И. Грудининым /1979/ исследовалась степень упорядоченности плагиоклазов из пород шести ультрабазит-базитовых массивов Байкало-Становой области: Довыренского, Маринкинского,

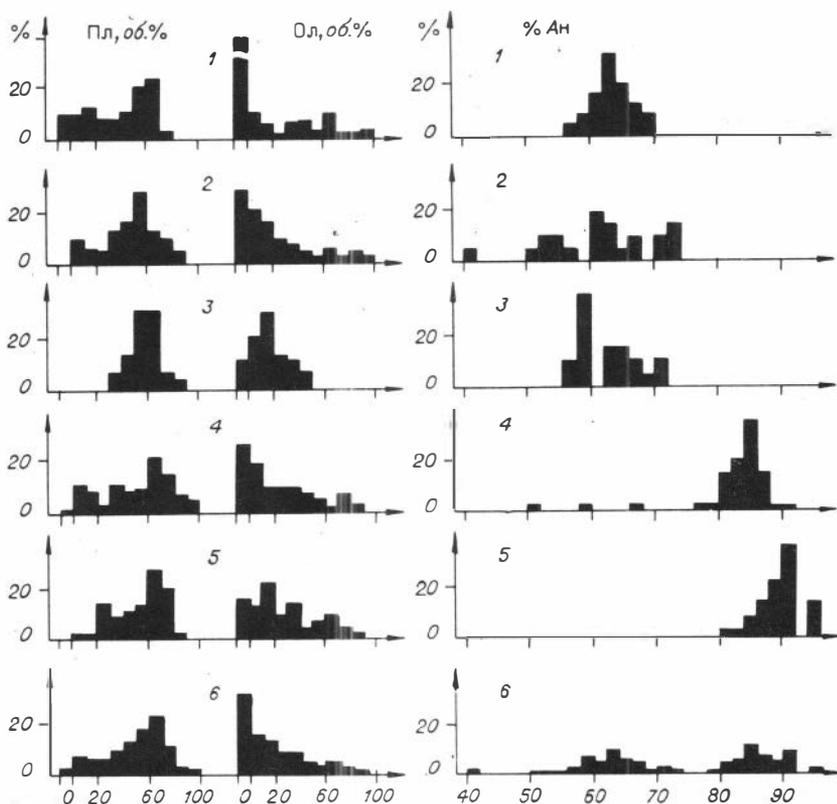


Рис. 71. Гистограммы содержаний плагиоклаза, оливина и состава плагиоклаза в породах перцолит-пироксенит-габброноритовых массивов Байкало-Становой области.

1 - 5 - массивы: 1 - Нюрундуканский ($n = 69$, Пл, Ол; $n = 25$, % Ан), 2 - Чайский ($n = 56$, Пл, Ол; $n = 22$, % Ан), 3 - Курлинский ($n = 35$, Пл, Ол; $n = 20$, % Ан), 4 - Заоблачный ($n = 91$, Пл, Ол; $n = 42$, % Ан), 5 - Исполинский ($n = 55$, Пл, Ол; $n = 36$, % Ан); 6 - объединенная выборка по всем массивам.

Чайского, Нюрундуканского, Шильдырхейского, Острая Сопка. Все исследованные минералы оказались в поле упорядоченных плагиоклазов, что свидетельствует об относительно медленной их кристаллизации из высокотемпературных расплавов. Наиболее упорядочены плагиоклазы из Довыренского и Маринкинского массивов. Самая высокая степень упорядоченности присуща во всех этих массивах плагиоклазам из плагиодунитов, троктолитов, оливиновых габбро и заметно меньшая - плагиоклазам из дупироксеновых габбро.

Плагиоклазы из Лукиндинского массива анализировались методом просвечивающей электронной микроскопии с целью исследования их микроструктурных особенностей и реконструкции термической истории /Стенина, Балькин, 1983/. Длительность термической истории формирования Лукиндинского массива по полученным данным составляет не менее 1 млн. лет.

По содержанию изоморфной примеси железа в плагиоклазах /Леснов, Королук, 1977/ среди протерозойских ультрабазит-базитовых массивов Байкало-Становой области выделены среднеглубинные (Довыренский, Маринкинский, Шильдырхейский) и глубинные (Чайский, Нюрундуканский, Лукиндинский) плутоны.

Таблица 64

Средний состав газовой фазы в плагиоклазах из пород протерозойских

№ п/п	Пара- метр	H ₂	CH ₄	CO	CO ₂	H ₂ O	H
1	\bar{X}_9	0,055	0,0082	0,0193	0,053	1,498	64,55
	S	0,019	0,0067	0,0054	0,010	0,692	0,90
2	\bar{X}_{41}	0,045	0,0022	0,0168	0,0588	0,996	62,88
	S	0,030	0,0015	0,0121	0,0332	0,573	2,30
3	\bar{X}_8	0,030	0,0014	0,0166	0,0486	0,565	60,93
	S	0,017	0,0009	0,0080	0,0172	0,219	2,85
4	\bar{X}_7	0,055	0,0008	0,013	0,0816	1,480	62,62
	S	0,043	0,0002	0,006	0,0409	0,922	3,81
5	\bar{X}_{15}	0,009	0,0006	0,0202	0,1801	0,503	49,52
	S	0,007	0,0006	0,0132	0,1121	0,240	8,02
6	\bar{X}_{14}	0,065	0,0039	0,0411	0,2464	2,383	59,98
	S	0,045	0,0024	0,0183	0,0967	0,839	3,37

Примечание. 1 - Довыренский, 2 - Лукиндский, 3 - Маринкинский, 4 - Чайский, 5 - Заоблачный, 6 - Исполинский массивы.

Интересные данные получены при исследовании газовой составляющей плагиоклазов из пород шести массивов. Проанализировано около 100 монофракций плагиоклаза (см. Приложение, табл. VIII) по одной методике /Балькин, Юрковский, Проскураков, 1983/. Параметры распределения содержания газов приведены в табл. 64, а на рис. 73 на диаграмме $H_2/H_2O - CO/CO_2$ показано положение изученных массивов в этих координатах.

Минимальное суммарное содержание газов свойственно плагиоклазам из пород Маринкинского массива, максимальное - плагиоклазам из Исполинского интрузива. По соотношению $(H_2O + CO_2)$ и $(H_2 + CH_4 + CO)$ возможна следующая группировка плутонов в порядке возрастания в плагиоклазах прежде всего окисленных газов: Маринкинский, Лукиндский, Довыренский → Заоблачный, Чайский → Исполинский. Отчетливо плутоны обособляются в две группы пород по отношениям H_2/H_2O и CO/CO_2 (рис. 73).

Сравниваемые массивы по характеру и типу корреляционных связей между содержаниями газов также различаются. В Маринкинском и Лукиндском плутонах устанавливается положительная связь между H_2 и CH_4 , CO , а также H_2O и CO_2 . В Чайском, Заоблачном, Исполинском массивах отчетливо выдерживается лишь положительная зависимость между CO и CO_2 , в то время как в Довыренском плутоне проявлена положительная связь между водородсодержащими газами (H_2 , CH_4 , H_2O), а также CO и CO_2 .

Таким образом, по составу газов в плагиоклазах ультрабазит-базитовые

ультрабазит-базитовых массивов Байкало-Становой области, мл/г

О	С	$H_2 + CH_4 +$ +CO	$H_2O +$ +CO ₂	$H_2 / H_2O \times$ x 100	$CO / CO_2 \times$ x 100	$\frac{H_2 + CH_4 + CO}{H_2O + CO_2} \cdot 100$
об. %						
33,59	1,84	0,0831	1,551	4,31	36,08	6,03
0,38	0,65	0,0271	0,698	2,26	5,71	2,70
34,38	2,72	0,0639	1,055	5,62	32,28	7,41
1,13	1,41	0,0400	0,580	4,76	20,33	5,62
35,29	3,76	0,0482	0,614	5,02	34,30	7,88
1,38	1,48	0,0213	0,228	1,98	10,09	1,44
34,79	2,57	0,0686	1,561	4,32	18,66	5,16
2,05	1,81	0,0397	0,929	3,98	9,02	3,61
41,39	9,07	0,0295	0,683	1,85	11,92	4,35
3,94	4,09	0,0173	0,312	1,59	5,24	2,22
36,13	3,88	0,1099	2,629	2,99	16,98	4,54
1,67	1,72	0,0395	0,862	2,18	2,98	2,06

массивы Байкало-Становой области довольно отчетливо обособляются в две группы. Маринкинский, Лукиндинский и Довыренский дунит-троктолит-габбровые массивы характеризуются менее окисленным составом газов и более низкими концентрациями в плагиоклазах H_2O и особенно CO_2 . Формирование лерцолит-пироксенит-габброноритовых плутонов Чайского, Заоблачного и Исполинского, судя по относительно более высоким концентрациям в плагиоклазах из этих массивов суммарных содержаний газов (а из них в первую очередь H_2O и CO_2), происходило из обогащенного летучими компонентами расплава при относительно высоком P_{O_2} . Специфической особенностью таких исходных расплавов являлась довольно высокая концентрация CO и CO_2 . Известно, что с возрастанием давления расширяется область устойчивости CO_2 и CH_4 и уже в пределах гранулитовой фации $P_{CO_2} \gg P_{H_2O}$ /Маракушев, Перчук, 1974/. Тем самым, логичным представляется вывод о более глубинном выплавлении исходных расплавов лерцолит-пироксенит-габброноритовых плутонов и, видимо, более глубинном уровне их становления, что согласуется с оценками глубин их формирования другими методами /Леснов, Королюк, 1977/.

Для большинства сравниваемых массивов (и в первую очередь дунит-троктолит-габбровых) характерна отчетливая прямая зависимость между изменчивостью составов плагиоклаза и оливина (см. Приложение, табл. IV, рис. 74). Явно обособляются в этом ряду лерцолит-пироксенит-габброноритовые плутоны Заоблачный и Исполинский, характеризующиеся аномально высокой основностью плагиоклаза и в среднем более высокой железистостью оливина.

Типоморфная черта оливина из пород ультрабазит-базитовых массивов Байкало-Становой области - его высокомагнезиальный состав, варьирующий от фор-

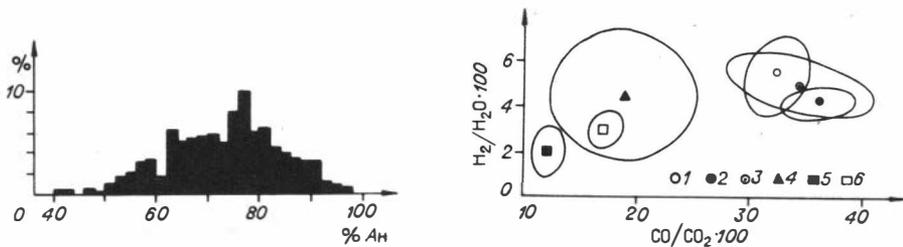


Рис. 72. Гистограммы распределения плагиоклаза разного состава из пород 17 протерозойских ультрабазит-базитовых массивов Байкало-Становой области. Количество определений состава плагиоклаза 798. (Использовались оригинальные и заимствованные в литературе данные по составу плагиоклаза.)

Рис. 73. Средние отношения $H_2/H_2O \cdot 100$ и $CO/CO_2 \cdot 100$ в плагиоклазах из пород ультрабазит-базитовых массивов Байкало-Становой области.

1-6 - массивы: 1 - Лукиндинский, 2 - Довыренский, 3 - Маринкинский, 4 - Чайский, 5 - Исполинский, 6 - Заоблачный.

стерита до гиалосидерита при явном преобладании оливина хризолитового состава (рис. 75; Приложение, табл. II). Содержания оливина меняются в широких пределах. Для дунит-троктолит-габбровых массивов характерно наличие двух совокупностей пород (см. рис. 70), существенно различающихся количествами в них оливина (с максимумами содержаний его в интервале 10-20 и 90-100%). Породам лерцолит-пироксенит-габброноритовых плутонов свойственен асимметрично скошенный характер распределения содержаний оливина с преобладанием в объединенной выборке безоливиновых разновидностей пород (см. рис. 71). Анализ распределения оливина разного состава в объединенной выборке пород изученных массивов свидетельствует о бимодальном распределении с наличием значимого минимума в интервале оливина с железистостью 20-22%. Кроме того, в Лукиндинском массиве устанавливается еще один минимум в интервале с железистостью 14-16%, в Довыренском - в интервале с $f_{Oл} = 16-18\%$ (см. рис. 75). Минимумы, по-видимому, обусловлены циклической направленной кристаллизацией субпикритойдных расплавов по схеме: надэвтектоидный оливин \rightarrow троктолитовый парагенезис \rightarrow нормативно оливиновый габбровый парагенезис. По составу оливина изученные массивы подразделяются на две группы: 1) плутоны с преимущественно форстерит-хризолитовым составом оливина в породах, их слагающих, и 2) менее распространенные плутоны с преобладанием пород с гиалосидерит-хризолитовым составом оливина (Заоблачный, Исполинский, Шильдырхейский, Нюрундуканский, Тонкий Мыс).

Содержание никеля в оливинах из пород сравниваемых массивов существенно и закономерно меняется. Для всех плутонов характерно уменьшение содержания никеля в оливине с возрастом его железистости. Это правило выдерживается как при изменчивости состава оливина в пределах одного массива, так и при сопоставлении оливинов из пород разнотипных массивов (см. Приложение, табл. II).

Пироксены в ультрабазит-базитовых массивах Байкало-Становой области являются главными породообразующими минералами пироксенитов, габбро, габброноритов, норитов; в перидотитах, троктолитах и оливиновых габбро они играют подчиненную роль, выполняя интерстиции между оливином и плагиоклазом, либо в парагенезисе с амфиболом и плеонастом формируют коронарные структу-

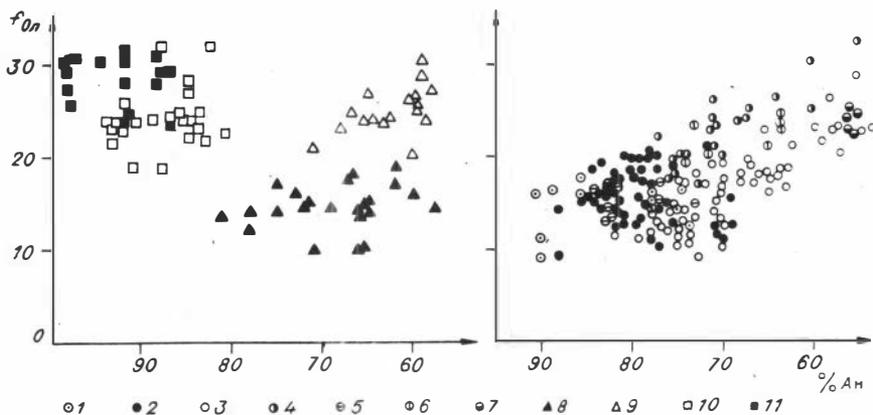


Рис. 74. Характер зависимости между составами оливина и плагиоклаза в протерозойских ультрабазит-базитовых массивах Байкало-Становой области.

1-11 - массивы: 1 - Маринкинский, 2 - Довыренский, 3 - Лукиндинский, 4 - Шильдырхейский, 5 - Жарчинский, 6 - Лучанский, 7 - Кивельевский, 8 - Чайский, 9 - Нюрундуканский, 10 - Заоблачный, 11 - Исполинский.

ры. Клинопироксены по составу варьируют от хромдиопсидов (в дунитах Довыренского и Маринкинского плутонов) до субкальциевых умеренно глиноземистых магнезиальных авгитов. Общая типоморфная особенность состава клинопироксенов из пород исследованных массивов - низкая титанистость, глиноземистость и железистость (см. Приложение, табл. III). Наиболее полно изучены клинопироксены из пород Лукиндинского и Довыренского дунит-троктолит-габбровых массивов. В расслоенных сериях пород этих плутонов снизу вверх закономерно возрастают железистость, титанистость и уменьшаются содержания в клинопироксенах CaO , Na_2O , Al_2O_3 , Cr_2O_3 , NiO / Балыкин и др., 1981; Ярошевский и др., 1982/. Устанавливается максимальная обогащенность чермакитовым и эгирин-жадеитовым компонентами клинопироксенов из Чайского, Нюрундуканского, Лукиндинского и Лучанского массивов. Клинопироксены из пород Маринкинского, Кивельевского, Заоблачного и Исполинского плутонов характеризуются низкими содержаниями натрия, титана и самыми высокими - кальция (см. Приложение, табл. III).

Ортопироксены из пород сравниваемых массивов отвечают по составу преимущественно бронзитам, обогащенным Al_2O_3 и CaO (см. Приложение, табл. IV). Максимальная глиноземистость установлена в алюмобронзитах из орбикулярных оливиновых меланоноритов массива Заоблачный и пегматоидных жильных норитов Лучанского плутона. Наиболее высокие содержания CaO свойственны ортопироксенам из габброноритов и норитов Довыренского, Чайского и Лучанского массивов.

Характер изменчивости составов ортопироксенов аналогичен установленному для клинопироксенов: в ряду ультраосновные породы \rightarrow троктолиты, оливиновые габбро \rightarrow двупироксеновые габбро и нориты последовательно возрастают их железистость и титанистость. Максимально установленная железистость присуща алюмогиперстенам ($f_{P\Pi} = 42\%$) из норитов массива Заоблачный, минимальная - алюмобронзитам ($f_{P\Pi} = 13,1\%$) из плагиоцерцолитов Чайского плутона и оливиновых меланогаббро Лукиндинского интрузива. В целом же меньшая железистость свойственна ортопироксенам из пород дунит-троктолит-габбровых массивов (см. Приложение, табл. IV).

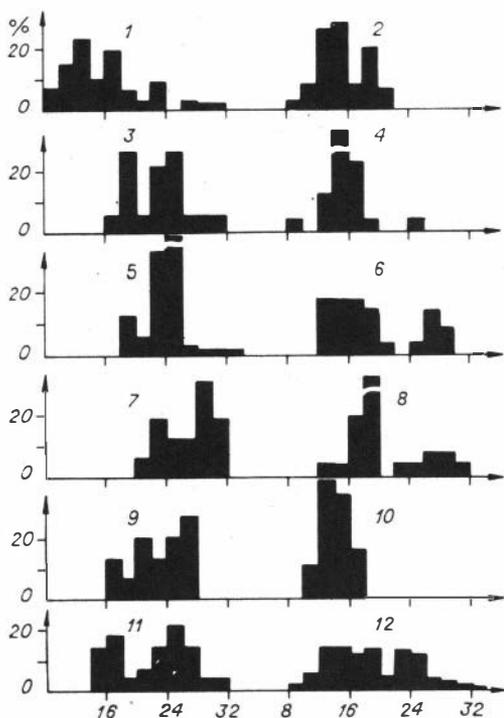


Рис. 75. Частота встречаемости оливина различного состава ($f_{\text{Ол}}$) в породах из протерозойских ультрабазит-базитовых массивов Байкало-Становой области.

1-11 - массивы: 1 - Лукиндинский (103 анализа), 2 - Довыренский (75), 3 - Шильдыржейский (19), 4 - Маринкинский (26), 5 - Заоблачный (92), 6 - Кивельевский (22), 7 - Исполинский (16), 8 - Лучанский (24), 9 - Ньюрундуканский (15), 10 - Чайский (19), 11 - Курлинский (28 анализов); 12 - объединенная гистограмма распределения состава оливина в перечисленных массивах (437 ан.).

Для нескольких пар сосуществующих пироксенов были рассчитаны температуры их кристаллизации по методикам, предложенным Б.И. Вудом, С. Банно / Wood, Banno, 1973/ и П. Уэлсом / Wells, 1975/. Наиболее высокие температуры кристал-

лизации свойственны сосуществующим пироксенам из перцолитов Чайского массива, а самые низкие - пироксенам из габброноритов Исполинского и Заоблачного плутонов (табл. 65). Температуры кристаллизации пироксенов из габброноритов верхней расслоенной серии Лукиндинского массива и из плагиолерцолитов интрузива Заоблачный являются близкими и промежуточными между температурами кристаллизации вышеупомянутых пироксенов. Таким образом, температуры кристаллизации исходных субпикритовидных расплавов для сравниваемых массивов существенно различались, что согласуется с разной обогащенностью их летучими компонентами (см. табл. 64).

Акцессорные минералы представлены в породах сравниваемых массивов в основном хромшпинелидами и сульфидами. Ранее особенности состава шпинелей обсуждались при анализе материалов по Лукиндинскому, Маринкинскому /Кривенко и др., 1981/, Заоблачному /Балькин, Петрова, Майорова, 1983/, Довыренскому /Ионов и др., 1984/ и Кивельевскому /Гурулев и др., 1980/ массивам. Хромшпинелиды из Кивельевского, Маринкинского и Лукиндинского дунит-троктолит-габбровых массивов характеризуются высокой глиноземистостью, умеренными содержаниями хрома и относительно малыми количествами магнетитового и ульвошпинелевого компонентов (см. Приложение, табл. VI). С возрастанием железистости шпинелей в ряду хромитовые руды \rightarrow дуниты \rightarrow троктолиты в них уменьшаются содержания Al_2O_3 , MgO и увеличиваются количества Cr_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3 . Хромшпинелиды из Довыренского массива характеризуются аномально высокими содержаниями Cr_2O_3 и относительно более низкими Al_2O_3 /Ионов и др., 1984/, в то время как хромшпинелиды из ультраосновных пород Чайского плутона занимают промежуточное положение между плеонастом и пикотитом и содержат $\sim 70\%$ герцинит-хромитового и $\sim 30\%$ шпинелевого компонентов /Леснов, 1972/. Хромшпинелиды из перидотитов этого плутона яв-

Таблица 65

Температуры кристаллизации сосуществующих пироксенов из пород протерозойских ультрабазит-базитовых массивов Байкало-Становой области, °С

№ обр.	Б 1370	Кр 3803	Кр 3812	Б 3738-1	Б 3662	Б 3571
I	955	1132	1097	958	969	894
II	907	994	999	848	932	876

Окончание табл. 65

№ обр.	Б 3604	Б 3646	Б 3575	Б 3660	Б 3876	Б 3880
I	853	924	919	923	809	898
II	855	886	839	872	729	850

Примечание. Температуры рассчитаны по двупироксеновым термометрам Б.И. Вуда и С. Банно (I) и П.Р. Уэлса (II). Б 1370 - габбронорит из верхней расслоенной серии Лукиндинского массива; Кр 3803, Кр 3812 - плагиоцерцолиты из Чайского плутона; Б 3738-1, Б 3662 - плагиоцерцолиты и Б 3571, Б 3604, Б 3646, Б 3660 - габбронориты из Заоблачного массива; Б 3876, Б 3880 - из Исполинского интрузива.

ляются несколько менее хромистыми и более магниальными по сравнению с хромшпинелидами из ультраосновных пород вышеперечисленных массивов. Существенно обособляются по составу шпинели из пород массива Заоблачный. Они характеризуются аномально высокими содержаниями Al_2O_3 и крайне низкими концентрациями Cr_2O_3 (см. Приложение, табл. VI).

Таким образом, по составу хромшпинелидов изученные массивы подразделяются на четыре группы: 1) Довыренский, 2) Лукиндинский, Маринкинский, Кивельевский, 3) Чайский, 4) Заоблачный. По специфике состава высокохромистые хромшпинелиды Довыренского массива в большей степени сближаются с хромитами из Бушвельдского, Стиллиуотерского плутонов, хромшпинелиды второй группы плутонов параллелизуются с хромшпинелидами из высокоглиноземистых базальтоидов Срединно-Атлантического хребта и из пород Рамского и Элефант-Хэд дунит-троктолит-габбровых массивов /Павлов и др., 1979; Dunkhaw, Wadsworth, 1978; Eales, Snowden, 1979/. Хромшпинель из перидотитов Чайского плутона близка по составу хромшпинелям из пикрит-долеритовых комплексов Новосибирского Приобья /Кривенко и др., 1983а/, третичных базальтов о. Рам /Ridley, 1977/ и т.д. Высокоглиноземистые низкохромистые шпинели из массива Заоблачный не имеют себе аналогов среди известных нам шпинелей из магматических пород.

Железо-титанистые окисные рудные минералы взаимозаменяют хромшпинелиды на этапе смены оливин-плагиоклазового парагенезиса двупироксен-плагиоклазовым. Количество их в двупироксеновых габбро и норитах не превышает 10 об.%, а состав достаточно специфичен. Магнетиты из двупироксеновых габбро Лукиндинского массива отвечают по составу хроммагнетитам с низкими содержаниями TiO_2 (см. Приложение, табл. VII). Такой же состав свойствен магнетитам из пегматоидных габбро Ньюрундуканского массива /Грудинин, 1965/. В диоритах из эндоконтакта Чайского плутона содержания TiO_2 в магнетитах

достигают 3,5% /Леснов, 1972/. Ильмениты Лукиндинского массива характеризуются постоянным наличием Cr_2O_3 , MgO , Al_2O_3 , не превышающим, однако, в сумме 1% (см. Приложение, табл. VII). Это отличает их от ильменитов из пород высокотитанистых существенно базитовых массивов. Таким образом, магнетиты и ильмениты Лукиндинского массива обладают довольно специфическими составами, которые могут, по-видимому, рассматриваться как типоморфная черта аксессуарных Fe - Ti окисных рудных минералов пород дунит-троктолит-габбровых плутонов Байкало-Становой области.

Наиболее поздним породообразующим минералом пород сравниваемых массивов является амфибол. В дунит-троктолит-габбровых массивах амфибол почти постоянно присутствует в габброидах верхних горизонтов расслоенных серий, а также в породах жильной фации. В дунитах, троктолитах, оливиновых габбро количества его исчезающе малы - отмечается он в этих породах преимущественно в составе коронарных структур. Значительно шире первичный магматический амфибол развит в лерцолит-пироксенит-габброноритовых массивах, присутствуя почти во всех разновидностях пород. Количество его варьируют в породах этих массивов в довольно широких пределах.

По составу амфибол меняется от высокомагнезиального паргасита до высокомагнезиальной роговой обманки (см. Приложение, табл. VI). Железистость его закономерно возрастает в ряду от ультраосновных пород к габброидам. Амфибол из коронарных структур характеризуется наиболее низкими содержаниями TiO_2 и более высокими Al_2O_3 . В этом случае железистость его, как и ортопироксена, строго коррелируется с железистостью оливина /Балькин, Петрова, Майорова, 1983/. Наиболее железистый по составу амфибол (роговая обманка) установлен в дупироксеновых габбро Исполинского массива и в жильных норитах плутона Заоблачный; наиболее магнезиальный паргасит - в дунитах и перидотитах Маринкинского и Лукиндинского интрузивов.

Таким образом, по особенностям минерального состава пород протерозойские ультрабазит-базитовые массивы Байкало-Становой области в первом приближении, как и по петрохимическим свойствам, следует обособлять в две формации. При более детальном анализе в составе дунит-троктолит-габбровой формации необходимо различать плутоны с клино- (Шильдырхейский, Монгойский и др.) и ортопироксеновым (Довыренский) уклонами, а в составе лерцолит-пироксенит-габброноритовой - с анортозит-лейконоритовым (Заоблачный, Исполинский и др.) и мезомафитовым (Чайский, Острая Сопка и др.) уклонами.

ТИПОМОРФНЫЕ ЧЕРТЫ ДУНИТ-ТРОКТОЛИТ-ГАББРОВОЙ И ЛЕРЦОЛИТ-ПИРОКСЕНИТ-ГАББРОНОРИТОВОЙ ФОРМАЦИЙ

Массивы, составляющие дунит-троктолит-габбровую формацию Байкало-Становой области, обладают всеми признаками контрастно расслоенных ультрабазит-базитовых плутонов, формировавшихся из высокоглиноземистых субпикритовидных расплавов. Эту формацию составляют Довыренский, Кивельевский, Маринкинский, Шильдырхейский, Монгойский, Жарчинский, Лукиндинский, Лучанский и Ильдеусский плутоны.

Всем перечисленным плутонам свойственна закономерная смена высокотемпературных минеральных парагенезисов более низкотемпературными в направлении от нижних стратифицированных горизонтов к верхним. В этом же направлении согласованно уменьшается основность плагиоклаза и возрастает железистость темноцветных минералов. На фоне общего тренда скрытой расслоенности имеют место цикличность и ступенчатость в изменчивости состава минералов.

Дунит–троктолит–габбровые плутоны характеризуются отчетливо доминирующим оливиновым профилем минерального состава пород, высокой их магнезиальностью и глиноземистостью при крайне низких содержаниях титана, фосфора и щелочей. Им свойственна высокая степень дифференцированности – слагающие их породы широко варьируют по меланократовости и содержаниям прежде всего MgO , Al_2O_3 , CaO , FeO . В массивах значимо обособляются четыре квазиоднородные петрографические группы: ультрамафитовая, субультрамафитовая, мафитовая, анортозитовая.

Ультрамафитовая группа представлена преимущественно плагиодунитами, мафитовая – троктолитами в нижней расслоенной серии и оливинсодержащими двупироксеновыми габбро – в верхней. Анортозиты обычно содержат небольшие количества оливина и хромшпинелидов, эпизодически появляющиеся среди габброноритов пироксениты представлены оливинсодержащими вебстеритами низкотитанистого и умеренномагнезиального уклонов. Массивы сопровождаются хромитовой и сульфидной медно–никелевой минерализацией, приуроченной преимущественно к ультраосновным горизонтам.

В сложении плутонов этого типа участвуют нижняя анортозит–дунит–троктолитовая и верхняя пироксенит–габброноритовая расслоенные серии пород. Составы пород нижних расслоенных серий этих плутонов определяются разными количественными соотношениями в них оливина форстерит–хризолитового состава и плагиоклаза высокой основности (битовнита). Своеобразной структурной особенностью наиболее широко распространенных здесь троктолитов является наличие на контактах оливинов и плагиоклазов коронарных образований ортопироксенового или шпинель–амфибол–ортопироксенового состава. Выше по разрезу с переходом к верхним слоистым сериям пород этот преимущественно двуминеральный оливин–плагиоклазовый парагенезис сменяется оливин–авгит–плагиоклазовым вплоть до появления безоливиновых двупироксеновых габбро. На этом этапе качественной смены минеральных парагенезисов хромшпинелиды взаимозаменяются Fe – Ti окисными рудными минералами, а постоянной составной частью интеркумулусного парагенезиса становится амфибол и иногда биотит. Оливин и пироксены в этих породах характеризуются более высокой железистостью (f_{Ol} до 30–32, f_{MP} до 33, f_{RP} до 30%), плагиоклаз представлен лабрадором и изредка андезином (до An_{40}).

В составе формации имеются два крайних уклона: клино– и ортопироксеновый. Примером первого являются Шильдырхейский и Монгольский массивы, второго – Довыренский плутон. Лукиндинский массив в этом ряду характеризуется промежуточным составом. Определенные различия между массивами дунит–троктолит–габбровой формации обусловлены и вариациями в уровнях их эрозионного среза. Маринкинский и Кивельевский глубоко эродированные плутоны более чем на 90% сложены дунитами, троктолитами, оливиновыми габбро; в слабо эродированных Монгольском и Шильдырхейском массивах преобладают анортозиты, оливинсодержащие и безоливиновые габброиды.

Плутоны, включаемые в состав лерцолит–пироксенит–габброноритовой формации Байкало–Становой области, варьируют по составу не менее широко. Своеобразной их особенностью являются субсогласные, осложненные реакционными процессами контакты с вмещающими породами, а также наличие в составе этих плутонов двух последовательно формирующихся и соответственно связанных фазовыми отношениями интрузивных серий и широкой гаммы реакционных и жильных образований. В отличие от дунит–троктолит–габбровых массивов все породы лерцолит–пироксенит–габброноритовой формации заметно обогащены высокоглиноземистым бронзитом (реже гиперстеном) и позднемагматической магнезиальной роговой обманкой.

Массивам этого типа свойственны несколько меньший диапазон изменчивости слагающих их пород по меланократовости и содержаниям MgO , Al_2O_3 , CaO и в среднем повышенная титанистость, щелочность и железистость пород. Это согласуется с относительно большей железистостью темноцветных минералов (f_{Ol} до 33, f_{Mg} до 36, f_{Pp} до 42%) и более широким развитием среди породообразующих минералов роговой обманки, Fe – Ti окисных рудных минералов и меньшим – оливина. Ультрамафиты в лерцолит–пироксенит–габброноритовых массивах представлены преимущественно амфиболсодержащими плагиолерцолитами, мафиты – двупироксеновыми габбро и оливиновыми норитами. Анортозиты в ряде массивов этого типа вообще не обнаружены (Чайский, Острая Сопка и др.), пироксениты развиты, напротив, более широко и представляют собой большей частью реакционные образования на контакте ранних перидотитов и прорывающих их двупироксеновых габбро и норитов.

По составу плагиоклаза, оливина и ряду других минеральных особенностей лерцолит–пироксенит–габброноритовые плутоны Байкало–Становой области обособляются в две группы: 1) Заоблачный, Исполинский, Тонкий Мыс и 2) Чайский, Острая Сопка и др. Для первых характерен анортозит–лейконоритовый уклон, широкое развитие пегматоидных оливиновых разновидностей пород с постоянным присутствием на контактах оливинов и плагиоклазов коронарных структур шпинель–амфибол–ортопироксенового состава. Специфическими образованиями массивов Заоблачный и Исполинский являются орбикулярные породы, встречающиеся в пределах развития дифференциатов первой интрузивной серии. Вторая группа плутонов обладает мезомафитовым уклоном, более магнезиальным в среднем составом оливина и относительно пониженной основностью плагиоклаза. Породы этой группы плутонов варьируют по составу и их структурным особенностям в несколько меньшей степени. В этих массивах обнаружена наиболее богатая сульфидная медно–никелевая минерализация, сопряженная с перидотитами и пироксенитами – Северо–Байкальский рудный тип сульфидных медно–никелевых месторождений /Полферов, 1979/.

ГЛАВА IV

ГЕНЕЗИС И РУДОНОСНОСТЬ ПРОТЕРОЗОЙСКИХ УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫХ ПЛУТОНОВ РЕГИОНА

Одним из важнейших аспектов формационного анализа магматических образований являются вопросы магмо- и рудогенеза. Основное внимание в этой главе уделено проблеме оценки состава исходного расплава двух наиболее полно изученных дунит–троктолит–габбровых массивов, анализу возможных механизмов дифференциации исходной для этих массивов субпикритойдной магмы в интрузивной камере и в конечном итоге выяснению петрологических причин обособления исследованных плутонов на две формационные группы. Здесь же приводится обобщение известных, но разрозненных данных о рудоносности протерозойских ультрабазит–базитовых массивов региона. В заключительной части главы перечисляются некоторые формационные аналоги протерозойских ультрабазит–базитовых плутонов Байкало–Становой области.

СОСТАВ ИСХОДНОГО РАСПЛАВА И УСЛОВИЯ ЕГО ОБРАЗОВАНИЯ

Оценка состава исходного расплава ультрабазит-базитовых и базитовых плутонов обычно производится по их закалочной фации либо путем расчета средневзвешенного состава пород. Обе методики имеют ряд известных недостатков.

При оценке состава исходного расплава по закалочной фации плутона постоянно возникает проблема представительности отобранных закаленных эндоконтактовых пород. Кроме того, все более очевидным становится факт относительной, но постоянной обогащенности эндоконтактовых фаций базитовых плутонов кремнеземом, титаном и щелочами /Орлов, 1975; Кривенко и др., 1980; Конников и др., 1981/, причиной которой, вероятно всего, является миграция этих компонентов к контактовым участкам магматической камеры на этапе докристаллизационной дифференциации /Кривенко, 1984/. Исследованные плутоны не являются в этом отношении исключением. Так, закаленные породы нижнего эндоконтакта Довыренского массива по сравнению со средневзвешенным составом пород обогащены кремнеземом, титаном, щелочами /Мионов и др., 1980/. В ряде других протерозойских ультрабазит-базитовых массивов Байкало-Становой области вообще не устанавливаются зоны закаленных эндоконтактовых пород, но широко развиты в эндоконтактовых участках такситовые породы андезит-амфиболового либо существенно пироксенового составов, обогащенные магнетитом.

При оценке состава исходного расплава путем расчета средневзвешенного состава пород плутонов могут быть допущены большие погрешности, если опробование произведено не по всему разрезу либо искажены в последующих расчетах реальные количественные соотношения между слагающими массивы дифференциатами. Особенно трудно применять этот метод при оценке состава контрастно дифференцированных плутонов. В этом случае необходимо использовать какой-либо независимый критерий для оценки правильности сделанных расчетов.

Нами была осуществлена попытка оценки состава исходного расплава двух наиболее детально изученных контрастно расслоенных дунит-троктолит-габбровых плутонов: Лукиндинского и Довыренского. При этом произведенные расчеты корректировались экспериментально установленным коэффициентом распределения железа и магния между ликвидусным оливином и расплавом, а также моделированием процесса кристаллизации рассчитанных составов с последующим сопоставлением рассчитанных минеральных парагенезисов с реально наблюдаемыми.

Ранее была сделана разбивка на квазиоднородные петрографические группы имеющейся выборки пород по Лукиндинскому плутону (см. гл. II). При этом обосновано наличие пяти значимо обособляющихся друг от друга групп пород. В разрезе массива эти группы образуют две различные по своему положению и составу серии: нижнюю анортозит-дунит-троктолитовую и верхнюю пироксенит габброноритовую. Для дальнейших расчетов взяты разные количественные соотношения групп пород внутри серий и разное количественное соотношение серий пород. Таким способом рассчитано 15 возможных вариантов состава исходного расплава (табл. 66). Следующий этап решения этой задачи - выбор рассчитанного состава, который в наибольшей степени соответствует составу исходного расплава.

Установлено, что коэффициент распределения железа и магния между ликвидусным оливином и базальтовым расплавом постоянен в интервале температур 1150-1300°C и равен $\sim 0,3$ /Roeder, Emslie, 1970/. То, что кристаллизация расплава при формировании Лукиндинского массива началась с оливина, не вызывает сомнения. Таким образом, мы можем рассчитать состав ликвидусного оливина для всех 15 возможных вариантов состава исходного расплава. Для рассчитанных составов он оказался высокомагнезиальным с вариациями от 4,3 до 7,1% фаялитовой составляющей. Железистость наиболее магнезиального оливина в дунитах Лукиндинского плутона составляет 10%. В Маринкинском и

Таблица 66

Варианты средневзвешенного состава пород Лукиндинского массива, мас. %

Окисел	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	49,1	48,1	46,8	45,7	44,7	49,4	48,4	47,5	46,5	45,7	49,5	48,9	48,3	47,7	47,3
TiO ₂	0,4	0,4	0,3	0,3	0,2	0,4	0,3	0,3	0,3	0,2	0,4	0,3	0,3	0,2	0,1
Al ₂ O ₃	18,4	17,4	16,4	15,3	14,2	18,7	18,4	18,0	17,7	17,3	19,1	19,5	19,8	20,2	20,5
Fe ₂ O ₃	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,8	1,8	1,7	1,6	1,6	1,8	1,7	1,5	1,4	1,2
FeO	5,0	5,3	5,6	6,0	6,3	4,9	5,1	5,2	5,4	5,5	4,9	4,8	4,8	4,9	4,8
MnO	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
MgO	11,0	14,2	17,3	20,5	23,6	10,6	12,7	14,9	17,0	19,1	10,0	11,1	12,2	13,2	14,3
CaO	11,5	10,6	9,6	8,5	7,5	11,8	11,0	10,3	9,6	8,9	11,9	11,7	11,3	11,0	10,7
Na ₂ O	2,2	2,0	1,8	1,5	1,3	2,2	2,0	1,9	1,7	1,5	2,1	1,8	1,6	1,2	0,8
K ₂ O	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2
$\frac{FeO}{MgO}$, мол. кол.	0,25	0,21	0,18	0,16	0,15	0,26	0,23	0,20	0,18	0,16	0,27	0,24	0,22	0,21	0,19
f _{Ол}	6,7	5,8	5,1	4,6	4,3	6,9	6,2	5,5	5,1	4,6	7,1	6,4	6,0	5,8	5,3

Примечание. 1 - A₁₀D₉₀, 2-A₃₀D₇₀, 3-A₅₀D₅₀, 4-A₇₀D₃₀, 5-A₉₀D₁₀, 6-B₁₀D₉₀, 7-B₃₀D₇₀, 8-B₅₀D₅₀, 9-B₇₀D₃₀, 10-B₉₀D₁₀, 11-C₁₀D₉₀, 12-C₃₀D₇₀, 13-C₅₀D₅₀, 14-C₇₀D₃₀, 15-C₉₀D₁₀.

A - 50% дуниты, перидотиты, меланотроктолиты + 40% троктолиты, оливиновые габбро + 10% анортозиты; B - 30% дуниты, перидотиты, меланотроктолиты + 60% троктолиты, оливиновые габбро + 10% анортозиты; C - 10% дуниты, перидотиты, меланотроктолиты + 80% троктолиты, оливиновые габбро + 10% анортозиты; D - 5% пироксениты + 95% габбро, габбронориты.

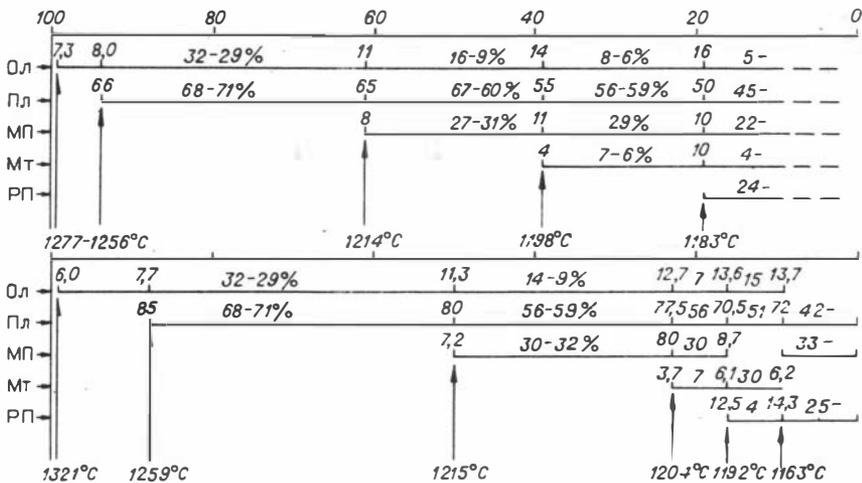


Рис. 76. Последовательность кристаллизации минералов из расплавов № 1, 2 (см. табл. 67) для Лукиндинского массива (вверху № 1), их состав и объемные соотношения, рассчитанные по программе "Кристаллизация" / Nathan, Van Kirk, 1978/. Напротив стрелок, фиксирующих смену кристаллизующихся минеральных парагенезисов, отмечены железистости оливинов и пироксенов, содержания анорита в плагиоклазах и титана в магнетитах (мас. %), а также температура расплава ($t^{\circ}\text{C}$). В интервале одновременно выделяющихся минералов показаны вариации их количественных соотношений.

Чайском плутонах установлен еще более магниезиальный оливин с железистостью 8-9%. М.И. Грудининым /1979/ приводятся составы оливинов из Маринкинского и Довыренского плутонов с железистостью 3-5% и ниже. Считается, что столь низкая железистость характерна для регенерированных оливинов, появляющихся в процессе высокотемпературного преобразования серпентинитов /Леснов и др., 1979/. Таким образом, наиболее вероятной представляется железистость ликвидусного оливина для исходного расплава пород Лукиндинского массива не выше 10 и не ниже 6-7%.

Выбор состава исходного расплава из имеющихся наиболее вероятных по составу ликвидусного оливина рассчитанных вариантов (1, 2, 6, 7, 11-13) производился путем моделирования процесса их кристаллизации на ЭВМ по программе "Кристаллизация". Алгоритм решения этой задачи был разработан Х.Д. Натаном и С.К. Ванкиром /Nathan, Van Kirk, 1978/. На ВЦ СО АН СССР она была реализована В.Н. Шарповым, Л.Н. Миловой, О.И. Лагутой при содействии Г.Д. Феоктистова. Нами учитывалось, что моделирование процесса кристаллизации по этой методике из-за ряда исходных ограничений следует рассматривать как одно из качественных приближений. Тем не менее среди составов тот в наибольшей степени будет соответствовать составу исходного расплава, для которого, несмотря на неизбежные искажения, установится максимальное соответствие между сменой рассчитанных и реальных парагенезисов.

Смоделированная кристаллизация составов № 11-13 началась с плагиоклаза, а составы № 1, 2, 6, 7 - с оливина. Максимальное соответствие между сменой рассчитанных и реально наблюдаемых минеральных парагенезисов свойственна составам № 1, 2, а из них - составу № 2. На рис. 76 схематически отображен смоделированный процесс кристаллизации рассчитанных составов № 1, 2, а на рис. 77 в координатах $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-MgO}$ показан состав твердых фаз, последовательно кристаллизующихся из этих расплавов.

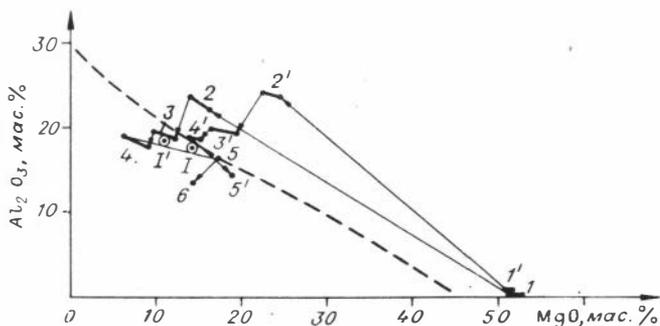


Рис. 77. Тренды кристаллизации рассчитанных расплавов для Лукиндинского массива в координатах $MgO - Al_2O_3$.

Пунктирной линией показан характер изменчивости состава пород плутона. 1' - состав расплава № 1, 1 - № 2 (см. табл. 66). Точки - составы твердых фаз, последовательно кристаллизующихся из расплава и рассчитанных по программе "Кристаллизация" / Nathan, Van Kirk, 1978/. Жирными линиями соединены одновременно кристаллизующиеся минералы или (в случае 1 и 1') отражен размах изменчивости состава оливина: 1, 1' - оливины; 2, 2' - Ол + Пл; 3, 3' - Ол + Пл + МП; 4, 4' - Ол + Пл + МП + Мт; 5 - Ол + РП + Пл; 5' - Ол + МП + РП + Пл + Мт; 6 - Пл + МП + РП.

Максимальное соответствие рассчитанного тренда кристаллизации состава № 2 реально наблюдаемой смене минеральных парагенезисов обусловлено появлением на заключительной стадии кристаллизации этого расплава двупироксен-плаггиоклазового безоливинового парагенезиса, что согласуется с наиболее поздним формированием в Лукиндинском плутоне габброноритов; кроме того, для этого варианта достигается максимальная близость рассчитанных и реальных составов минералов (см. рис. 77). Несколько более высокая магнезиальность оливина по сравнению с реально установленной может быть объяснена отсутствием в подборке пород с ликвидусным оливином либо (что вероятнее всего) не-точным расчетом состава оливина при моделировании процесса кристаллизации. В отличие от оценок коэффициента распределения $FeO : MgO$ между ликвидусным оливином и расплавом, полученными П.Л. Редером и Р.Ф. Эмсли /Roeder, Emslie, 1970/, в последние годы появились данные о том, что в ультраосновных /Green, 1975/ и субликритовидных /Ионов, Абрамов, 1983/ расплавах эта величина несколько выше (от 0,45 до 0,72).

Кристаллизация расплава выбранного состава началась с выделения высокомагнезиального оливина, избыточного по отношению к плаггиоклаз-оливиновой котектике (см. рис. 76). Объем закристаллизовавшегося в интервале температур, равном 62° , оливина составляет 12% от объема исходного расплава, что близко к реально наблюдаемым в массиве соотношениям ультраосновных и основных пород, а также их соотношениям, изначально заложенным в расчеты (см. табл. 66). На следующей стадии в интервале температур 38° из расплава одновременно кристаллизуются высокомагнезиальный оливин и плаггиоклаз битовнитового состава с объемным их соотношением, близким к точке квазиэвтектики в системе $Fe - An$ /Элерс, 1975/, что соответствует по составу и объемным соотношениям плаггиоклаза и оливина лейкотроктолитам - преобладающему типу пород нижней расслоенной серии Лукиндинского массива. Этот парагенезис сменяется плаггиоклаз-оливин-клинопироксеновым, отвечающим по составу оливиновым габбро, ассоциирующим в той же серии пород с троктолитами. Оставшиеся

Таблица 67

Варианты средневзвешенного состава пород Довыренского массива, мас. %

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
1	46,33	0,33	13,69	2,08	7,69	0,15	19,70
2	47,90	0,39	15,84	1,65	7,25	0,14	15,20
3	44,54	0,09	10,64	не опр.	10,05*	0,14	26,57
4	45,29	0,31	12,47	2,20	6,92	0,15	18,15

Окончание табл. 67

№ п/п	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	$\frac{FeO}{MgO}$, мол. кол.	f _{Ол}
1	8,58	0,94	0,44	0,06	0,22	6,0
2	9,92	1,11	0,53	0,07	0,27	7,1
3	7,35	0,54	0,07	0,01	0,16	4,6
4	9,55	0,95	0,53	0,00	0,21	5,8

Примечание. 1,2 - рассчитанные нами составы на основе 134 химических анализов пород со следующими их объемными соотношениями: 1 - 35% - ультраосновные породы, 60 - габброиды, 5 - анортозиты, 2 - 15% - ультраосновные породы, 80 - габброиды, 5 - анортозиты; 3 - средневзвешенный состав по данным А.А. Ярошевского и др. /1982/; 4 - средневзвешенный состав по данным Э.Г. Конникова /1978/. f_{Ол} - железистость ликвидусного оливина, рассчитанного по средневзвешенному составу пород. Звездочкой отмечено суммарное содержание железа.

23% объема расплава формируют сначала магнетитсодержащие оливиновые габбро, а затем - безоливиновые двупироксеновые, которые соответствуют преобладающему типу пород верхней расслоенной серии пород Лукиндинского плутона - габброноритам.

Аналогичные расчеты были выполнены и для Довыренского массива. Для четырех возможных вариантов средневзвешенного состава пород плутона (табл. 67) смоделирован процесс их кристаллизации по той же программе. Н рис. 78 схематически отображен процесс кристаллизации составов (сверху вниз 1 → 4), а на рис. 79 в координатах MgO - Al₂O₃ показан состав твердых фаз, кристаллизовавшихся из этих расплавов, за исключением расплава № 4. Согласно примененной методике, состав № 2 (см. табл. 67) в наибольшей степени соответствует, по нашему мнению, составу исходного расплава для Довыренского плутона. Он более магнезиальный и менее глиноземистый по сравнению с рассчитанным составом исходного расплава для Лукиндинского массива, что хорошо согласуется с вышеотмеченными между ними различиями по составу пород и их объемным соотношениям. Рассчитанные составы исходных расплавов Довыренского и Лукиндинского массивов не имеют себе аналогов среди базальтоидов и сближаются в большей степени с субмелалпикритоидами геосинклинальных областей, а также внутренних и окраинных морей /Белюсов и др., 1982/.

Вероятные составы исходных расплавов были пересчитаны на "эклогитовые нормы". Пересчитывались также составы № 1, 3 (как средний состав расплавов № 1 и 2) для Лукиндинского (см. табл. 66) и № 1, 3 - для Довы-

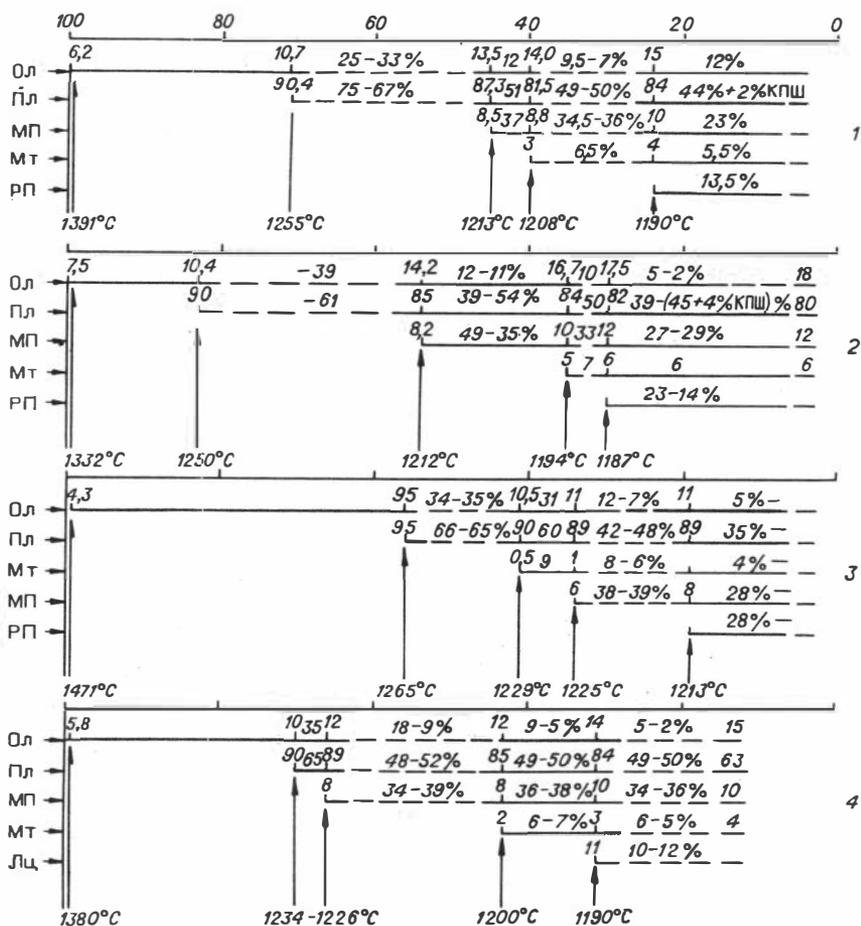


Рис. 78. Последовательность кристаллизации минералов из исходных расплавов 1-4 Довыренского массива (см. табл. 67), а также их состав и объемные соотношения, рассчитанные по программе "Кристаллизация" /Nathan, Van Kirk, 1978/.

ренского плутона (см. табл. 67). Все перечисленные составы Лукиндинского массива пересчитались на гранат, пироксен, свободный кремнезем и небольшое количество апатита, ильменита, флогопита и акмита, причем гранат преобладает над диопсидом (табл. 68, рис. 80). Маловероятно, чтобы такой минеральный парагенезис мог перейти в расплав в мантийных условиях, поскольку по количественному соотношению граната и пироксена они смешены вправо от точки эвтектики в системе $Di - Fo - Py$ при 40 кбар / Davis, Schairer, 1965/. Таким образом, естественно допущение о потере оливина исходным расплавом в процессе достижения им уровня становления Лукиндинского плутона. Согласно положению точки рассчитанного расплава Лукиндинского массива в системе $Di - Fo - Py$ и моновариантных кривых количество удаленного из расплава оливина должно составлять не менее 20%. При учете этого объема оливина с железистостью 8% состав выплавившегося расплава оказывается следующим (%): $SiO_2 - 47,4$, $TiO_2 - 0,3$, $Al_2O_3 - 15,0$, $Fe_2O_3 - 1,5$, $FeO - 5,7$, $MnO - 0,1$, $MgO - 18,8$, $CaO - 9,3$, $Na_2O - 1,8$, 140

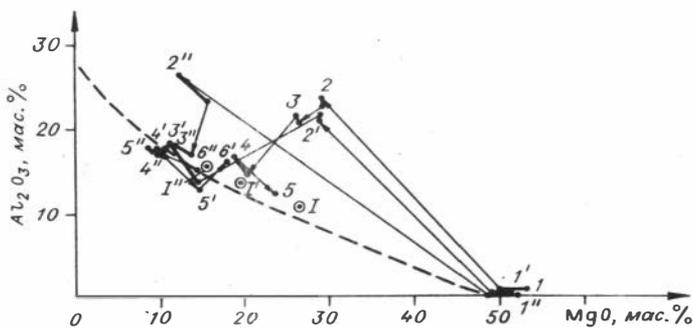


Рис. 79. Тренды кристаллизации рассчитанных расплавов для Довыренского массива в координатах $MgO - Al_2O_3$. Пунктирной линией показан характер изменчивости состава пород плутона. 1 – состав расплава № 3 (см. табл. 67), 1' – № 1, 1'' – № 2. Точки – составы твердых фаз, последовательно кристаллизующихся из расплавов и рассчитанных по программе "Кристаллизация" / Nathan, Van Kirk, 1978/. Жирными линиями соединены одновременно кристаллизующиеся минералы или (в случае 1, 1', 1'') отражен размах изменчивости состава оливина: 1, 1', 1'' – оливин; 2, 2', 2'' – Ол + Пл; 3 – Ол + Пл + Мт; 3', 3'' – Ол + Пл + МП; 4, 4', 4'' – Ол + Пл + МП + Мт; 5, 5' – Ол + Пл + МП + РП + Мт; 5'' – Ол + Пл + МП + Мт + Лц; 6', 6'' – Ол + Пл + МП + РП + Мт + Орт.

$K_2O - 0,1$. Этот расплав отвечает по составу высокоглиноземистым пикритоидам.

При пересчете составов № 1–3 (см. табл. 67) для Довыренского массива на "эклогитовые нормы" выявляются значительные различия количественных соотношений высокобарических минералов и типов их парагенезисов. Состав № 2, принятый нами за состав исходного расплава для Довыренского плутона, пересчитался на гранат, пироксен и небольшое количество свободного кремнезема, а также апатит, ильменит, флогопит, акмит (см. табл. 68). В системе $Di - Fo - Py$ (см. рис. 80) он оказывается вблизи точки состава исходного расплава для Лукиндинского массива. В этом случае также следует предполагать потерю оливина в процессе подъема исходного расплава от места его выплавления в объеме не менее 18%. Учитывая этот объем оливина при железистости, равной 8%, получим следующий состав выплавившегося исходного расплава (%): $SiO_2 - 47,0$, $TiO_2 - 0,3$, $Al_2O_3 - 13,5$, $Fe_2O_3 - 1,5$, $FeO - 7,5$, $MnO - 0,1$, $MgO - 20,3$, $CaO - 8,5$, $Na_2O - 0,9$,

$K_2O - 0,4\%$. Он оказывается несколько менее глиноземистым и кальциевым, но более обогащенным магнием и калием по сравнению с рассчитанным составом для Лукиндинского плутона, что хорошо согласуется с имеющимися различиями в составе слагающих эти массивы пород. Пересчет на "эклогитовые нормы" был сделан также для средних составов базальтоидов и пикритоидов (табл. 69). Фигуративные точки мела- и субмелалпикритоидов оказались в разной степени смещены от точки эвтектики в системе $Di - Fo - Py$ (см. рис. 80). Значительно варьируют при этом количества нормативного форстерита (см. табл. 68). Соотношения пироба и диопсида оказались обратными тому, что было получено для составов исходных расплавов Лукиндинского и Довыренского плутонов.

Базальтоиды пересчитываются также на безоливиновый высокобарический парагенезис, однако по соотношению пироба и диопсида они оказываются более

Таблица 68

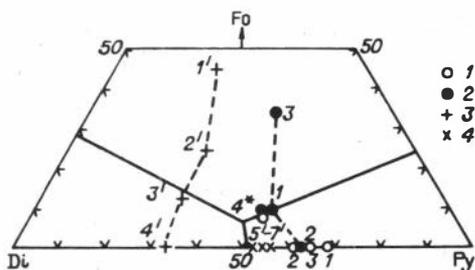
Средневзвешенные составы пород, пересчитанные на "эклогитовые нормы"

№ п/п	Wo	En	Fs	Jd	Fo	Fa	Gr	Alm	Py	Fl	Il	Ap	Q
Довыренский массив													
1	8,0	16,6	5,8	6,5	6,8	2,6	12,6	9,1	27,4	3,9	0,6	0,1	-
2	7,7	13,4	5,5	7,2	-	-	16,5	11,4	29,3	4,8	0,7	0,2	3,3
3	6,2	11,6	3,3	3,6	26,0	8,0	11,7	6,0	22,9	0,6	0,2	0,0	-
4 ⁺	8,2	18,8	5,8	6,1	6,3	2,2	11,6	8,0	28,3	4,0	0,6	0,1	-
Лукиндинский массив													
1	5,5	5,9	2,2	14,2	-	-	23,9	10,5	28,4	2,0	0,8	0,0	6,6
2	7,6	12,0	4,2	13,0	-	-	18,8	10,0	30,6	0,9	0,7	0,0	2,2
3	6,7	9,0	3,6	13,7	-	-	21,0	10,8	29,3	0,9	0,8	0,0	4,2
4 ⁺	8,3	16,3	4,4	11,4	6,1	1,8	14,1	7,3	29,0	0,7	0,6	0,0	-
Пикритоиды (1' - 4') и базальтоиды (5' - 7')													
1'	7,5	17,2	4,4	2,6	34,6	9,6	5,2	3,1	12,9	1,8	0,9	0,2	-
2'	13,0	6,6	3,2	16,2	13,3	7,2	12,8	3,9	8,6	8,6	5,4	1,2	-
3'	14,6	14,5	6,6	9,8	6,5	3,3	8,5	4,9	11,4	13,5	5,0	1,4	-
4'	13,4	27,7	13,0	7,6	-	-	7,7	7,1	16,6	3,9	1,3	0,4	1,3
5'	5,1	2,9	3,1	20,9	-	-	15,9	9,5	9,5	16,6	4,4	1,0	11,1
6'	5,5	3,3	3,1	21,5	-	-	18,5	9,9	11,2	12,2	4,5	1,0	9,3
7'	2,4	1,4	1,5	23,0	-	-	17,5	10,7	10,6	13,6	2,5	0,6	16,2

Примечание. 4⁺ - химический состав приведен в гл. IV (с. 140, 141). Остальные номера соответствуют номерам составов в табл. 66, 67, 69.

Рис. 80. Средневзвешенные составы пород, пересчитанные на "эклогитовые нормы", в координатах $Di - Fo - Py$ /Davis, Schairer, 1965/.

1 - варианты составов исходных расплавов Лукиндинского массива (см. табл. 66), 2 - варианты составов исходных расплавов Довыренского плутона (см. табл. 67), 3 - составы пикритондов, 4 - составы базальтоидов (см. табл. 69).



близкими к точке эвтектики в системе $Di - Fo - Py$ (см. рис. 80). В отличие от составов пикритондов и рассчитанных нами составов исходных расплавов для Лукиндинского и Довыренского плутонов суммарные количества нормативных апатита, ильменита, флогопита, акмита, свободного кремнезема и иногда силлиманита в базальтоидах достигают 50% и более.

Таким образом, наиболее вероятно выплавление пикритондных и высокоглиноземистых меланобазитовых расплавов из истощенного легкоплавкими и летучими составляющими мантийного субстрата. Судя по положению фигуративных точек этих составов на диаграмме $Di - Fo - Py$ (см. рис. 80), исходным субстратом для пикритондов являлись гранатосодержащие перидотиты или пироксениты, а для высокоглиноземистых меланобазитовых расплавов - гранатобериллиты, или, богатые гранатом пироксениты. Неизбежное условие выплавления расплавов такого состава - предварительное удаление из исходных мантийных субстратов легкоплавких компонентов и эвтектических соотношений пироксена, оливина и граната.

При обсуждении вопросов магмогенеза в верхней мантии и путей эволюции магмы при высоких давлениях обычно используются полибарические фазовые диаграммы О'Хары /O' Hara, 1968; Кокс и др., 1982/, на проекциях которых нанесены поля равновесия твердых кристаллических высокobarических минеральных фаз с расплавом при разных давлениях. Учитывая ряд исходных неопределенностей и ограничений этих диаграмм, мы попытались оценить лишь положение рассчитанных составов относительно друг друга на соответствующих проекциях. Составы исходного расплава Довыренского массива, а также мелапикритондов попадают в более высокobarическую область диаграмм (≥ 40 кбар), тогда как исходные расплавы Лукиндинского плутона и субмелапикритондов располагаются в более низкobarических областях (20-30 кбар) равновесия кристаллических фаз с расплавом. Выплавление исходного расплава для Довыренского массива при относительно более высоких давлениях согласуется с менее глиноземистым и более меланократовым средневзвешенным его составом (по сравнению с составом Лукиндинского массива), а также относительной обогащенностью ортопироксеном и высоким содержанием хрома в хромшпинелидах и диопсидах из перидотитов и дунитов этого плутона. По ряду характеристик Довыренский массив приближается к лерцолит-пироксенит-габброноритовым плутонам Байкало-Витимской складчатой системы. В связи с этим заметим, что фигуративная точка средневзвешенного состава Чайского лерцолит-пироксенит-габброноритового массива /Леснов, 1972/ располагается также в высокobarической области полибарических фазовых диаграмм О'Хары близ точки состава Довыренского плутона. Таким образом, можно предположить формирование лерцолит-пироксенит-габброноритовых плутонов Байкало-Становой области из расплавов, близких к составу исходного, рассчитанного для Довыренского плутона.

Если процесс образования высокоглиноземистых меланобазитовых (субпикритондных) расплавов был обусловлен диапировым подъемом глубинных мантий-

Таблица 69

Химический состав пикритойдов и базальтоидов, вычисленных по средним для региональных ассоциаций /Белоусов и др., 1982/

Окисел	Мелалпик- ритоиды геосинкли- налей (1')	Пикритойды				Базальтоиды	
		океанов (2')	материко- вых пла- то (3')	геосин- клиналей (4')	платформ (5')	океанов (6')	геосин- клиналей (7')
SiO ₂	44,7	43,25	44,46	49,77	49,69	48,88	53,40
TiO ₂	0,5	2,82	2,65	0,71	2,30	2,39	1,29
Al ₂ O ₃	5,9	10,91	9,76	9,71	14,97	15,74	16,09
ΣFeO	11,1	12,34	12,49	11,19	11,84	10,98	9,83
MgO	30,6	14,50	15,53	16,86	6,14	6,34	5,57
CaO	5,7	11,61	10,95	9,55	8,98	10,12	8,08
Na ₂ O	0,4	2,46	1,48	1,16	3,17	3,25	3,49
K ₂ O	0,2	0,95	1,46	0,43	1,72	1,27	1,41
P ₂ O ₅	0,1	0,56	0,62	0,17	0,44	0,48	0,28

ных масс, то более объяснимой становится пространственная сопряженность широко варьирующих по составу разнотипных ультрабазит-базитовых ассоциаций, особенно ярко проявленная в Байкало-Витимской складчатой системе. В этом случае Шаманский, Парамский и другие гипербазитовые массивы могут представлять собой недоплавившийся мантийный субстрат (либо сегрегированный преимущественно оливиновый материал выплавившихся расплавов). Высокотитанистые базитовые интрузивы типа Витимконского представляют собой, вероятно, наиболее ранние продукты плавления мантийного субстрата. Довыренский и другие перидотит-пироксенит-анортозит-габбровые массивы кристаллизовались в таком случае из расплавов, образовавшихся позднее в результате плавления уже истощенного легкоплавкими составляющими субстрата. Установленные различия в группе перидотит-пироксенит-анортозит-габбровых массивов, позволившие разделить их на две формации, вероятнее всего, являются следствием кристаллизации их из несколько различающихся по составу субпикритойдных расплавов. Основываясь на относительно большей щелочности, титанистости, желези-стости и меньшей меланократовости пород лерцолит-пироксенит-габброноритовых плутонов (по сравнению с породами дунит-троктолит-габбровых массивов), логично допустить выплавление исходных для них расплавов на этапе, предшествующем финальному выплавлению остаточных высокоглиноземистых субпикритойдных расплавов, производными которых являются дунит-троктолит-габбровые массивы. Высказанные предположения согласуются с геологической позицией ультрабазит-базитовых и базитовых плутонов в пределах Байкало-Витимской складчатой системы. Возраст высокотитанистого базитового Витимконского массива считается раннепротерозойским /Грудинич, 1979/, Чайского лерцолит-пироксенит-габброноритового - раннепротерозойским либо среднерифейским, Довыренского дунит-троктолит-габбрового - верхнерифейским /Конников, 1982/.

ПРОЦЕССЫ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ РАСПЛАВОВ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ПЛУТОНОВ

Проблема формирования контрастно дифференцированных ультрабазит-базитовых плутонов широко обсуждается в печати на основе разнообразных петрологических моделей, в которых в качестве ведущих утверждаются различные по своей природе процессы: кристаллизационной дифференциации /Уэйджер, Браун, 1970; Ярошевский, 1970; Шарков, 1980; Jackson, 1961; и др./, ликвидационной /Маракушев, 1979; Маракушев и др., 1981; Шило, 1983; и др./, магматического замещения /Гурулев, 1965, 1979/, ретроградно-метаморфических преобразований /Ефимов, Пучков, 1980; Ефимов, 1984/, многоактных послонных внутрикамерных интрузий расплавов разного состава /Данем, 1972; Стилмен, 1972; Раст, 1972; Налдрет и др., 1984; и др./ и т.д. Решение этой задачи усложняется возможностью различных сочетаний нескольких последовательно сменяющихся друг друга или накладывающихся во времени механизмов дифференциации.

При обсуждении вопросов дифференциации расплавов, из которых формировались контрастно дифференцированные ультрабазит-базитовые плутоны, необходимо учитывать как минимум два фактора, вызывающие разделение в пространстве кристаллизующихся фаз: законы кристаллизации и силы гравитации. Фракционирование последовательно кристаллизующихся фаз в поле силы тяжести приведет к формированию последовательной серии пород без их ритмического переслаивания. Ритмика может возникнуть вследствие наличия градиента между скоростью перемещения фронта кристаллизации и скоростью выравнивания состава кристаллизующегося расплава /Шарапов, Черепанов, 1985/. Такой автоколебательный по Е.В. Шаркову /1980/ режим кристаллизации субпикритоидных расплавов довольно удовлетворительно по сравнению с другими петрогенетическими гипотезами, по-нашему мнению, объясняет особенности состава и строения изученных контрастно дифференцированных ультрабазит-базитовых массивов Байкало-Становой области. Установленные различия между плутонами могли быть обусловлены как вариациями составов исходных расплавов, так и несколько различающейся эволюцией процесса их кристаллизации. Немаловажное влияние на ход дифференциации и кристаллизации субпикритоидных расплавов оказывает геодинамический режим становления плутонов.

Ниже на примере наиболее изученных нами интрузивов (Довыренского, Маринкинского, Лукиндинского, Заоблачного, Чайского, Исполинского) обсуждается проблема формирования протерозойских контрастно дифференцированных ультрабазит-базитовых массивов Байкало-Становой области.

Довыренский массив – классический пример контрастно расслоенного ультрабазит-базитового плутона с сопутствующей хромитовой и сульфидной медно-никелевой минерализацией. Относительно генезиса его имеются самые различные точки зрения. Это интереснейший объект в отношении апробирования на нем разнообразных петрологических концепций. Данные по характеру смены минеральных парагенезисов и изменчивости состава пород и минералов в направлении от основания до верхов разреза Довыренского плутона удовлетворительно объясняются с позиций гипотезы кристаллизационной дифференциации единого исходного высокоглиноземистого субпикритоидного расплава. Довольно убедительное обоснование приложимости этой модели для объяснения особенностей состава и строения Довыренского интрузива приведено А.А. Ярошевским с соавторами /1982/.

Кристаллизация исходного субпикритоидного расплава, согласно проведенным нами расчетам по программе "Кристаллизация" (см. рис. 78) и анализу характера взаимоотношения минералов в породах, началась с выделения оливина, что и явилось причиной формирования мощного ультраосновного горизонта в ни-

зах разреза плутона. К моменту выхода на котектическую кристаллизацию оливина и плагиоклаза с формированием троктолитов и оливиновых габбро закристаллизовалось около 20 об.% расплава (см. рис. 78). Н.Л. Добрецов и др. /1984/ оценивают эту величину в 40 об.%. Формирование плутона на относительно небольшой глубине (1–3 км) обеспечило довольно быструю скорость продвижения фронта прерывистого процесса кристаллизации и обусловило, по нашему мнению, формирование ритмично расслоенных горизонтов. Продвижение субсолидусного фронта кристаллизации расплава определяло стадию окончательной консолидации пород, на этом же этапе формировались породы жильной серии и маломощные анортозитовые прослойки и жилы. Широкое развитие в верхних частях разреза Довыренского плутона габбро и габброноритов свидетельствует о достижении на этом этапе расплавом точки перитектики в системе $Di-Fe - An$ /Осборн, Тайт, 1954/. Конечный остаточный расплав при таком эффективно проявившемся процессе дифференциации отвечал диоритоидному, в результате реакционного взаимодействия этого расплава с вмещающими породами в верхах разреза сформировались гранофиры.

Удовлетворительно с позиций механизма направленной кристаллизационной дифференциации высокоглиноземистого субпикритоидного расплава объясняются и особенности состава и строения Лукиндинского дунит–троктолит–габбрового массива /Шека, 1969; Балькин и др., 1981, 1982; Поляков, Богнибов и др., 1983/. Этот массив изучен нами довольно детально. Нижние его горизонты вскрыты бурением, верхние слагают гольцовую часть горы Лукинды и хорошо обнажены. Таким образом, имеется достаточно полный, почти непрерывный разрез расслоенных серий этого плутона в интервале мощностью не менее 1 км.

Характерная типоморфная черта Лукиндинского плутона, как и других дунит–троктолит–габбровых массивов Байкало–Становой области, – преобладание оливиновых разновидностей пород и наличие комплементарных по составу дифференциатов. Установлена закономерная смена высокотемпературных парагенезисов более низкотемпературными в направлении от основания к верхам расслоенных горизонтов. Согласно проведенным расчетам, исходный расплав являлся субпикритоидным с повышенными содержаниями глинозема, кальция и пониженными – щелочей (особенно калия). Кристаллизация расплава (см. рис. 77), как и в Довыренском плутоне, началась с выделения оливина. Если дунитовый блок среди троктолитов и анортозитов в западной части плутона действительно представляет собой фрагмент подводящего магматического канала /Шека, 1969/, то дифференциация и кристаллизация расплава начались еще в подводящем канале.

Согласно расчетам по программе "Кристаллизация" (см. рис. 76), кристаллизация оливина имела место до перехода около 10 об.% расплава в твердую фазу, затем началось совместное выделение плагиоклаза и оливина. Характерная особенность троктолитов как в Лукиндинском, так и в других дунит–троктолит–габбровых массивах региона – их квазиэвтектический состав (в среднем в них содержится около 75% плагиоклаза). Следовательно, кристаллизация их происходила при достижении расплавом оливин–плагиоклазовой котектики. Переплавление троктолитов с плагиодунитами, меланотроктолитами, анортозитами свидетельствует об отклонениях от котектической кристаллизации. Скорее всего, это результат саморегулирования направленного процесса кристаллизации, выразившийся в неоднократных сбросах избыточных по отношению к оливин–плагиоклазовой котектике компонентов.

Математическое моделирование процесса кристаллизации рассчитанного расплава и реально наблюдаемая смена породных парагенезисов свидетельствуют о том, что кристаллизующийся расплав в процессе формирования анортозит–дунит–троктолитовой серии эволюционировал в сторону обогащения его кремнеземом, щелочами, титаном и повышения общей железистости. Это привело к смене оливин–плагиоклазового парагенезиса оливин–клино피роксен–плагиоклазовым и

затем двупироксен–плаггиоклазовым. Вариации состава пород верхней расслоенной серии Лукиндинского плутона от оливинового плаггиопироксенита до лейкогаббронорита вполне согласуются с моделью направленной кристаллизационной дифференциации остаточного умеренно магнезиального высокоглиноземистого базальтоидного расплава, близкого по составу к точке тройной эвтектики $Di - Fo - An$ /Осборн, Тайт, 1954/.

С этих позиций невозможно объяснить строение конфокального концентрически–зонального Маринкинского дунит–троктолитового массива. В процессе поиска наиболее приемлемой петрогенетической модели образования этого плутона мы исходили из того, что он представляет собой глубоко эродированный дунит–троктолит–габбровый интрузив либо срез закристаллизованного магмоподводящего канала. В любом случае установленная специфика строения Маринкинского плутона объясняется наиболее удовлетворительно с позиций дифференциации высокоглиноземистого пикритовидного расплава в вертикально протяженной относительно небольшого поперечного сечения магматической камере.

Согласно законам термо– и гидродинамики в движущейся по трубообразному каналу горячей жидкости вследствие теплообмена с вмещающей более холодной средой неизбежно возникает градиент температуры, давления, вязкости и скорости движения в поперечном сечении потока. В таких условиях должен проявиться процесс жидкостной дифференциации с обособлением в центральной части потока жидкости с меньшей вязкостью, более высокой температурой и повышенной скоростью движения. При наличии же в движущемся потоке жидкости твердых частиц они будут концентрироваться в центральной части трубообразного канала за счет циркуляционных потоков и выталкивающих сил, действующих под прямым углом к основному движению от стенок к центру. В эксперименте этот процесс воспроизведен С. Бхаттачарджи и Н. Смитом /Bhattacharji, Smith, 1964/. Вполне реальной, таким образом, представляется сегрегация оливина в приосевую часть канала вплоть до момента выхода состава расплава на котектическую кристаллизацию оливина и плаггиоклаза /Элерс, 1975/. В результате такого хода дифференциации субпикритовидного расплава возможно формирование дунитового ядра в окружении троктолитов. Кристаллизация дунитов завершилась, по–видимому, несколько позднее троктолитов, что подтверждается наличием в последних перидотитовых даек. Пока неясны соотношения эффектов докристаллизационной и кристаллизационной дифференциации, однако их сочетание при последовательной смене одного механизма другим, вероятно, имеет место в процессе становления плутонических образований подобного строения. Такая модель дифференциации расплавов привлекается некоторыми исследователями для объяснения формирования массивов концентрически–кольцевого зонального строения /Ланда, 1980; и др./. Подтверждение возможности проявления этого процесса при формировании вертикально протяженных магматических тел – характер взаимоотношения пород в подводящем канале Маскокского интрузива /Уэйджер, Браун, 1970/, долеритовом силле Kappu /Richardson, 1979/, дайке Сьюниш в Шотландии /Parslow, 1976/ и т.д.

Еще более сложной задачей является реконструкция механизмов формирования лерцолит–пироксенит–габброноритовых массивов, характеризующихся наличием двух интрузивных серий пород и разнообразных по составу жильных образований. По представлениям Э.Г. Конникова /1982/, Чайский лерцолит–пироксенит–габброноритовый массив формировался в результате поступления в интрузивную камеру сначала недифференцированного пикритовидного расплава, а затем базальтоидного. Двухэтапность становления Чайского плутона была обусловлена, по мнению этого автора, тектоническими причинами. Внедрение недифференцированного пикритовидного расплава относится к периоду, когда в районе доминировал режим сжатия. Внутрикамерная дифференциация этого пикритовидного расплава привела к образованию пород первой интрузивной серии в Чайском

плутоне: дунитов, перидотитов, меланотроктолитов, оливиновых габбро. Базальтоидный расплав, образовавшийся в результате глубинной дифференциации пикритовидной магмы в промежуточном очаге, внедрился, согласно этой модели, позднее и был близок по составу к океаническому толеиту.

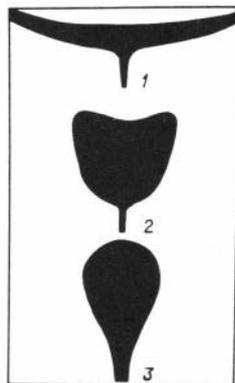
По представлениям Ф.П. Леснова /1972/ Чайский плутон сформировался вследствие последовательного внедрения силикатных расплавов следующего состава: 1) ультрамафитового, 2) субультрамафитового, 3) мафитового. Возникновение расплавов, по мнению Ф.П. Леснова, было обусловлено плавлением различных по составу магмогенерирующих субстратов в ходе вертикальной миграции фронта магмообразования вдоль зоны глубинных разломов. Позднее Ф.П. Леснов /1980, 1984/ для объяснения генезиса сложодифференцированных ультрабазит-базитовых массивов (в том числе и Чайского) предложил полигенную гипотезу, предусматривающую обязательное совмещение в плутонах альпинотипных гипербазитов с более поздними базитовыми интрузиями.

Иных представлений относительно формирования Чайского плутона придерживаются А.В. Касьянов /1973/ и Е.В. Баташев /1976/, по мнению которых, этот плутон представляет собой единый многокамерный интрузив. Интрузивная камера формировалась при поступлении расплава в условиях значительных динамических напряжений, обусловленных относительно большой глубиной становления плутона (не менее 4,5 км). По мнению А.В. Касьянова и Е.В. Баташева, образование последовательно формирующихся двух интрузивных серий пород в Чайском плутоне произошло в результате кристаллизационной дифференциации единого исходного расплава при активном участии в перераспределении компонентов сквозьмагматических растворов. Фракционирование кристаллизующихся фаз при образовании ранней дунит-перидотит-троктолитовой серии пород привело к насыщению остаточного расплава водой и обогащению его железом, титаном, щелочами. Этот расплав явился исходным для следующего по времени формирования пород габброноритового ряда. Широко проявившиеся процессы реакционного взаимодействия остаточного расплава с ранее сформировавшимися породами обусловили образование реакционных пироксенитов, а вследствие действия его с вмещающими вулканогенно-осадочными толщами - широкой гаммы пород диоритоидного состава. С.А. Гурулев /1965, 1979/ процессу магматического замещения осадочно-вулканогенных и более ранних ультрабазитов базитовым расплавом отводит решающее значение при формировании всего набора дифференциатов Чайского плутона.

Имеющиеся у нас данные по составу и строению перцолит-пироксенит-габброноритовых массивов Байкало-Становой области более согласуются с петрогенетическими представлениями А.В. Касьянова и Е.В. Баташева. Модели же формирования плутонов такого типа путем последовательного внедрения различных по составу исходных расплавов, возникших вследствие их выплавления из разных магмогенерирующих субстратов при вертикальной миграции фронта магмообразования вдоль глубинных разломов, противоречат следующие факты. Несмотря на количественные и качественные различия в составе пород разных стадий становления, они обладают рядом однотипных черт: малоразличающимся составом главных породообразующих минералов, высокой глиноземистостью и магnezиальностью при низких концентрациях титана, щелочей, фосфора, обогащенностью роговой обманкой и ортопироксеном.

Нельзя не отметить довольно устойчиво выдержанный парагенез этих двух серий пород не только в перцолит-пироксенит-габброноритовых массивах Забайкалья, но и в плутонах близкого состава и строения, вскрывающихся в пределах Воронежского кристаллического массива, Кольского полуострова и т.д. По-видимому, при условии выплавления магм из разных магмогенерирующих субстратов следовало бы ожидать значительно более широкие и менее согласованные вариации составов пород, слагающих плутоны этого типа. Тем са-

Рис. 81. Различные гипотетические формы магматических камер, зависящие от геодинамического режима становления протерозойских ультрабазит-базитовых плутонов Байкало-Становой области: 1 - малоглубинные (1-3 км), 2 - среднеглубинные (3-5 км), 3 - глубинные (более 5 км).



мым более реальным представляется вариант формирования лерцолит-пироксенит-габброноритовых плутонов Байкало-Становой области из субпикритоидных расплавов, дифференциация и кристаллизация которых происходили в условиях повышенного давления, обусловленного относительно большой глубиной становления этих плутонов по сравнению с дунит-троктолит-габбровыми.

Согласно произведенным расчетам /Мануйлова и др., 1964; Леснов, 1972; Баташев, 1976; Конников, 1979; и др./, глубина становления контрастно дифференцированных ультрабазит-базитовых плутонов Байкало-Витимской складчатой системы колеблется от 1-3 (Довыренский массив) до 10-13 км (Чайский, Витимконский и др.). В этом интервале глубин в случае насильственного выполнения субпикритоидной магмой интрузивной камеры в горизонтально залегающих осадочно-вулканогенных толщах форма ее с возрастанием глубины становления должна видоизменяться от горизонтально протяженной лополито- или силлоподобной до резко удлиненной по вертикали (рис. 81).

В различных по форме и глубине становления магматических камерах дифференциация и кристаллизация субпикритоидных расплавов должны протекать по-разному. В горизонтально протяженной малоглубинной магматической камере вследствие относительно быстрого отвода тепла градиент между скоростью перемещения фронта кристаллизации и скоростью выравнивания состава кристаллизующегося расплава будет значительным. Следствием этого должно явиться формирование ритмично-расслоенных протяженных горизонтов пород, что и имеет место в Довыренском плутоне. При формировании массивов в более глубинных условиях из-за меньшего градиента между скоростью перемещения фронта кристаллизации и скоростью выравнивания состава кристаллизующегося расплава ритмичное расслоение должно проявиться не столь отчетливо. Полнее должен быть реализован в этих условиях процесс направленной кристаллизационной дифференциации с более постепенной сменой высокотемпературных минеральных парагенезисов низкотемпературными. Классическим примером плутонов такого типа, по нашему мнению, является Лукиндинский.

В плутонах, формирующихся в еще более глубинных условиях, процесс кристаллизационной дифференциации, вероятно, должен усложняться влиянием на процесс кристаллизации меняющихся в целом повышенных концентраций летучих компонентов в расплаве и вполне возможным реакционным взаимодействием кристаллизующегося расплава с ранними ультраосновными дифференциатами. Таким образом, особенности состава, строения и характера взаимоотношения с вмещающими толщами лерцолит-пироксенит-габброноритовых массивов могут в первом приближении быть объяснены становлением их в более глубинных условиях по сравнению с дунит-троктолит-габбровыми плутонами и сложной динамикой дифференциации и кристаллизации исходных расплавов.

Наличие в лерцолит-пироксенит-габброноритовых массивах не менее 10-20% от общего объема пород перидотитов, образующих крупные ксенолиты среди габброидов либо переслаивающихся с троктолитами и оливиновыми габбро, свидетельствует о том, что здесь, как и при формировании дунит-троктолит-габбровых плутонов, кристаллизация началась с выделения надэвтектоидного оливина. Вероятнее всего, в удлиненной по вертикали магматической камере на

глубине не менее 5–7 км кристаллизация расплава должна начаться в верхней (апикальной) ее части. Оседание кристаллов или агрегатов оливина в условиях восходящего флюидно-магматического потока возможно в таком случае вдоль стенок магматической камеры и в меньшей мере в ее осевой части.

При этом, по-видимому, лишь в центральной высокотемпературной осевой части магматической камеры может реализоваться механизм дезинтеграции и частичного плавления оседающих ультраосновных дифференциатов (автолитов). Не исключено, что продуктом такого предполагаемого процесса являются орбикулярные оливиновые меланонориты, обнаруженные в ксенолите плагиолерцолитов среди габброноритов в центральной части массива Заоблачный. Именно такой механизм был привлечен Ф.Ю. Левинсон-Лессингом /1955/ для объяснения происхождения шаровых габбро о. Корсика.

Судя по составу и строению орбикулярных пород массива Заоблачный (см. гл. II), плавление ультраосновных дифференциатов было частичное, но обеспечившее тем не менее стяжение вновь образованного субультрамафитового расплава в плавящихся автолитах в шаровые расплавные глобулы. Процесс их кристаллизации согласно строению орбикул и характеру изменчивости составов слагающих их минералов (см. гл. II) начался с формирования периферической мелкозернистой оливиновой зоны, сложенной наиболее магнезиальным в этих породах оливином. Образование столбчатых кристаллов оливина, основываясь на возрастании их железистости от периферии к центру, началось от оливиновой зоны в результате радиально направленного роста отдельных затравочных кристаллов. Столбчатая их морфология удовлетворительно объясняется большей скоростью отвода тепла через кристалл по сравнению с окружающим расплавом при быстрой скорости кристаллизации /Чалмерс, 1968/. Кристаллизация существенно плагиоклазовой зоны происходила в таком случае из остаточного высокоглиноземистого лейкомафитового расплава, обогащенного водой.

Последующий процесс эволюции кристаллизующегося высокоглиноземистого субпикритовидного расплава в глубинных условиях должен так же, как и при формировании дунит-троктолит-габбровых массивов, привести к выходу на котектическую кристаллизацию оливина и плагиоклаза. Однако по сравнению с дунит-троктолит-габбровыми массивами в плутонах лерцолит-пироксенит-габброноритового типа троктолитов значительно меньше. По-видимому, в этом случае точка выхода расплава на котектическую линию совместной кристаллизации оливина и плагиоклаза в псевдотройной системе $Fo - An - SiO_2$ располагалась значительно ближе к точке перитектики $Fo - En - An$ /Элерс, 1975/. Для некоторых лерцолит-пироксенит-габброноритовых массивов, вообще не содержащих троктолитов (Острая Сопка, Гасан-Дякицкий и др.), не исключается вариант выхода кристаллизации расплава на этапе смены перидотитового парагенезиса габброидным в точку перитектики $Fo - En - An$, минуя плагиоклаз-оливиновую котектику. Предположение о формировании лерцолит-пироксенит-габброноритовых плутонов в условиях значительного давления согласуется с экспериментальными данными, полученными Г. Сэном и Д. Прэснеллом /Sen, Presnal, 1984/. Ими установлено, что при 10 кбар в системе $Fo - An - SiO_2$ расширяется поле кристаллизации энстатита и шпинели за счет оливина и плагиоклаза и исчезает возможность котектической кристаллизации оливина и плагиоклаза.

Широкое развитие в массивах Заоблачный и Исполинский пегматоидных обогатенных роговой обманкой и ортопироксеном оливиновых лейкогаббро наиболее удовлетворительно объясняется высокой концентрацией в расплаве к моменту формирования из него этих пород летучих компонентов и прежде всего H_2O и CO_2 . С возрастанием глубин становления интрузивов уменьшается возможность появления хрупких деформаций во вмещающей среде и, соответственно,

миграции из магматической камеры летучих. Магматическая система в таком случае приближается к закрытой. В ходе направленной кристаллизации высокоглиноземистого субпикритоидного расплава в этих условиях в остаточном расплаве существенно должна возрастать концентрация летучих. Увеличение парциального давления воды в базальтовом расплаве смешает котектические кривые в поле кристаллизации плагиоклаза /Lindsley, Emslie, 1968; Соболев, 1974/, что ведет к дальнейшему обогащению остаточного расплава глиноземом, кальцием и летучими компонентами. В конечном итоге все это, по-видимому, и явилось причиной формирования пегматоидных габброидов с мегакристаллами плагиоклаза анортитового состава. Неупорядоченный характер распределения данных пород с наличием среди них расслоенных блоков аналогичного состава свидетельствует о локальных вариациях в расплаве концентраций летучих компонентов. Наличие в массиве Исполинском габброидов с вкрапленниками плагиоклаза с осциллярной зональностью и орбикулярными обособлениями состава амфиболсодержащих оливиновых габброидов также указывает на возможность локальных вариаций и в составе кристаллизующегося расплава.

Формирование этой сложной по составу и характеру взаимоотношения ранней серии дифференциатов ведет, как и в дунит-троктолит-габбровых плутонах, к образованию остаточного расплава габброноритового состава. Обособившийся в средней части интрузивной камеры остаточный расплав в дальнейшем начинает эволюционировать как самостоятельная магматическая система с вариациями состава дифференциатов от оливин- до биотитсодержащих габброидов и собственной свитой жильной серии пород (пегматоидные амфиболовые габбро и диабазы). В таком случае дайки габброноритов и норитов в перидотитах и троктолитах следует рассматривать как апофизы габброноритовой интрузии.

Постановочный характер затронутых петрологических проблем очевиден. Тем не менее на этом первом этапе осмысливания фактического материала с позиций возможности использования модели кристаллизационной дифференциации для объяснения особенностей состава и строения протерозойских перидотит-пироксенит-анортозит-габбровых массивов Байкало-Становой области мы вправе резюмировать три петрологических следствия проведенного анализа: 1) протерозойские ультрабазит-базитовые массивы Байкало-Становой области являются производными кристаллизации субпикритоидных высокоглиноземистых расплавов; 2) ведущим механизмом, определившим состав пород и характер их взаимоотношения в изученных массивах, являлся процесс направленной кристаллизационной дифференциации; 3) вариации в составе и строении массивов, позволившие разделить их на две формации, обусловлены различиями в составах исходных расплавов и разным геодинамическим режимом их становления.

РУДОНОСНОСТЬ ВЫДЕЛЕННЫХ ТИПОВ ФОРМАЦИЙ

Металлогеническая специализация протерозойских ультрабазит-базитовых формаций Байкало-Становой области хорошо согласуется с особенностями их состава. Все массивы характеризуются хромитовой и сульфидной медно-никелевой минерализацией, локализованной преимущественно в породах ранних дифференцированных серий. Поздним дифференциатам (пироксенитам, габбро, габброноритам) свойственна магнетит-ильменитовая минерализация, не достигающая, однако, ни в одном из случаев высоких концентраций. Магнетитовые контактово-метасоматические руды, известные в ряде массивов в эндоконтактных зонах, не имеют практического промышленного значения. Весьма важным представляется вопрос о перспективности исследованных плутонов на благородные металлы, в частности платиноиды. Массивы с широким развитием анортозитов и лейко-троктолитов заслуживают внимания как возможный источник небокситного

сырья на алюминий. Ниже приводится характеристика отдельных видов рудной минерализации, составленная на основе авторских и литературных данных. Кратко анализируются перспективы рудоносности ряда конкретных массивов.

Хромитовая минерализация

Наиболее крупные рудопоявления хрома обнаружены в Маринкинском, Кивельевском и Лукиндинском дунит–троктолит–габбровых массивах. В Маринкинском плутоне этот тип рудной минерализации находится преимущественно в дунитах в форме сингенетической вкрапленности хромшпинелидов (до 10%), а также выявленного в результате специализированной оценки хромитоносности интрузива горизонта сплошных и густо вкрапленных руд протяженностью около 300 м при небольшой мощности. Количество хромшпинелидов в этих рудах достигает 90, хрома – 19%. Хромшпинелиды из рудного горизонта по сравнению с хромшпинелидами из дунитов и троктолитов являются более магнезиальными, что согласуется с представлениями об образовании хромитовых сплошных руд на ранней магматической стадии становления плутонов /Павлов и др., 1979/. В хромитовых рудах около 10% приходится на другие минералы: оливин, плагиоклаз, магнетит, сульфиды (пирротин, халькопирит, пентландит).

В Кивельевском массиве хромитовое оруденение приурочено к северо–западному контакту центрального дунитового тела с вмещающими его габброидами. Различаются вкрапленный, густо вкрапленный и сплошной типы хромшпинелидовой минерализации /Гурулев и др., 1980/. Сплошные массивные руды сложены, кроме преобладающих хромшпинелидов, оливином, пироксенами, амфиболом, ильменитом, пирротином, халькопиритом, пентландитом. По данным Э.Г. Конникова /1982/, при переходе от вкрапленных к сплошным рудам увеличивается содержание хрома от 7 до 19 и алюминия – от 11 до 22%.

В Лукиндинском массиве установлены те же виды хромитовой минерализации и та же приуроченность ее к дунитам /Щека, 1969/. Содержания хромшпинелидов в дунитах, перидотитах, троктолитах, анортозитах варьируют от 0,5 до 30%, составляя в среднем во вкрапленных рудах 3–4, а в густо вкрапленных – 15–20%. Жилы хромшпинелидов имеются в центральной части дунитового блока, протяженность их не превышает 20 м при преимущественно северо–западном простирании, мощность колеблется от 0,2 до 5 см /Щека, 1969/. Жилы содержат до 95% хромшпинелидов, остальной объем приходится на оливин, плагиоклаз, пироксены, сульфиды (пирротин, пентландит, халькопирит, валлериит, бравоит). Согласно представлениям А.С. Шеки /1969/, хромшпинелидовые жилы образовались метасоматическим путем под воздействием остаточных растворов.

Убогая акцессорная хромшпинелидовая минерализация свойственна дунитам, перидотитам и троктолитам других ультрабазит–базитовых плутонов Байкало–Становой области: Довыренскому, Чайскому, Жарчинскому, Ильдеусскому и т.д. Установлено, что состав хромшпинелидов и их кристаллизационный тренд различаются в разнотипных магматических формациях /Павлов и др., 1979/. Проведенное сопоставление по этим параметрам выявило близость хромшпинелидов Лукиндинского, Кивельевского и Маринкинского плутонов к хромшпинелидам из базальтоидов Срединно–Атлантического хребта и дунит–троктолит–габбровых массивов Элефэнт–Хэд и Рам, а Довыренских – к хромшпинелидам из Бушвельдского и Стиллоутерского плутонов /Гурулев и др., 1980; Кривенко и др., 1981; Иванов и др., 1984/.

Сульфидная медно–никелевая минерализация

С рядом массивов Северного Прибайкалья (Довыренским, Чайским, Ньюндуканским) сопряжены магматогенные сульфидные медно–никелевые месторождения, известные в литературе как Северо–Байкальский рудный тип /Полферов,

1979/. Приведенная ниже характеристика – обобщение известных данных по этому типу месторождений.

В Довыренском плутоне сульфидное оруденение локализуется преимущественно в придонных ультраосновных его горизонтах и расположенных вблизи подошвы силлообразных сателлитах пикритовидного состава. Отчетливо различаются две разновидности оруденения /Шишкин, 1963/. Наиболее широко развита вкрапленная сингенетическая минерализация, представленная пирротином, халькопиритом, пентландитом, магнетитом, в небольшом количестве присутствуют пирит, валлериит, сфалерит, галенит, ильменит. Прожилково-вкрапленные, брекчиевидные и массивные руды эпигенетического типа /Шишкин, 1963; Конников, 1982/ сложены преимущественно халькопиритом и пентландитом. Приурочены они к разрывным нарушениям, зонам брекчирования и контактам ультраосновных пород с вмещающими толщами. Кроме халькопирита и пентландита в рудах имеется весь набор рудных минералов, перечисленных выше, а также кубанит, борнит, виоларит, халькозин, ковеллин, самородная медь и другие минералы, свойственные зонам гипергенеза. Главный никель- и кобальтсодержащий минерал в Довыренском плутоне – пентландит. В песчано-сланцевых толщах вблизи основания интрузива имеется неясная по генезису пирит-пирротиновая минерализация. Согласно данным, приведенным Э.Г. Конниковым /1982/, эта минерализация формировалась одновременно с сингенетическими рудами в массиве и является внешним ореолом медно-никелевых руд по аналогии с "офсеттами" Садбери /Полферов, 1979/ и отщепленными рудами Печенгского рудного поля /Якимов, Викулов, 1971/.

В Чайском плутоне выделяются вкрапленные, прожилково-вкрапленные, сидеритовые и массивные сульфидные руды /Гурулев, Самбуев, 1967; Леснов, 1972/ сингенетического и эпигенетического типов /Шишкин, Кумпан, 1964; Касьянов, 1973/. Сульфидная минерализация встречается во всех породах массива, однако максимальные количества сульфидов приурочены к ультраосновным породам и особенно к тектонически ослабленным зонам внутри соответствующих горизонтов. Выявлено два сравнительно крупных рудных тела. Первое залегает в зоне дробления перидотитов северо-восточного простирания в виде массивных сульфидных руд, окруженных сидеритовыми и вкрапленными рудами, второе приурочено к серии жильных рудных пироксенитов, прорывающих дуниты.

Руды сложены пирротином, пентландитом, халькопиритом, троилитом, магнетитом, пиритом, хромитом, маркизитом, кубанитом, сфалеритом, молибденитом, макинавитом, валлериитом, самородным золотом и платиновыми минералами /Шишкин, Кумпан, 1964; Конников, 1982/. М.Ф. Труновой и др. /1979/ установлена следующая последовательность рудного минералообразования: хромит, титаномагнетит, кобальт – пирит → пирротин, халькопирит, пентландит → пирит → магнетит. Сульфидные руды Чайского плутона относятся к категории богатых по содержанию и соотношениям никеля, кобальта, меди. Они сближаются с рудами Мончегорского и Печенгского месторождений /Лихачев, 1983; Конников, 1982/. Согласно данным, приведенным Э.Г. Конниковым /1982/, Ф.П. Лесновым /1972/ и др., подавляющая часть руд является продуктом эпигенетических процессов извлечения, переноса и отложения рудных компонентов высокотемпературными флюидами в пределах зон нарушения, пересекающих ультраосновные породы. Жильные рудные пироксениты формировались в позднемагматическую стадию и могут рассматриваться как сингенетический тип оруденения.

В Ньюрундуканском плутоне сульфидная минерализация приурочена к блокам и линзам ультраосновных пород, максимальная концентрация оруденения отмечается в зонах трещиноватости и развития пегматоидных жильных габбро /Грудинин, 1965/. По данным В.П. Бушуева и др., в массиве имеется два типа руд: сингенетические вкрапленные и эпигенетические импреняционно-вкрапленные.

Ультраосновные породы Ньюрундуканского массива характеризуются более высокими содержаниями хрома, никеля и более низкими – кобальта и серы (по сравнению с ультраосновными породами Довыренского плутона). Состав руд и характер их проявления в данном случае сопоставляются с характером рудопроявлений в Чайском плутоне.

В Маринкинском дунит–троктолитовом массиве сульфидная минерализация встречается в пределах дунитового блока в виде: 1) площадной рассеянной вкрапленности пирротина, пентландита и халькопирита (обычно не более 1–2%) и 2) прожилково–вкрапленной минерализации этих же сульфидов (обычно не более 5–10%), приуроченной к разрывным нарушениям и зонам брекчирования северо–западного простирания /Грудинин, 1979/. Второй тип сульфидной медно–никелевой минерализации представлен двумя зонами мощностью в несколько десятков метров при длине до 500 м. Прожилки и маломощные линзы сульфидных обособлений достигают 10–15 см в длину при мощности 0,1–0,2 см. Основной никельсодержащий минерал этих руд – пентландит, количество которого составляет в среднем 30–60% от общей массы сульфидов. Рассеянная сульфидная вкрапленность первого типа, судя по ее составу и взаимоотношениям с силикатами, образовалась в магматическую стадию, причем не исключена возможность обособления какой–то части сульфидного расплава на раннем докристаллизационном этапе (наличие мелких каплевидных включений сульфидов в оливинах. Второй тип оруденения, свойственный зонам брекчирования и трещиноватости, формировался как на позднемагматической стадии, так и в результате постмагматических процессов.

Детальная характеристика сульфидного медно–никелевого оруденения в дунит–троктолит–габбровых массивах Станового хребта была дана С.А. Шекой /1969/. Ниже кратко излагаются эти данные с небольшими дополнениями, полученными авторами по Лукиндинскому массиву. Сингенетическая сульфидная минерализация представлена в Лукиндинском, Лучанском и Ильдеусском плутонах многочисленными участками рассеянной рудной вкрапленности (1–3%) пирротина, пентландита и, реже, халькопирита, приуроченных преимущественно к выходам дунитов и перидотитов.

Из второстепенных рудных минералов в ассоциации с сульфидами встречаются иголки кубанита, зазубренные листочки валлериита, округленные зерна хромита, магнетита, ильменита, вроски платиноидов. Этот тип минерализации сопоставляется С.А. Шекой /1969/ по морфологическим и минералогическим особенностям с вкрапленными норильскими и кольскими (пласт Сопча) рудами.

Гнездово–прожилковое оруденение приурочено к шлировым и маломощным жильным телам пегматоидных габбро, встречающихся среди троктолитов в Лукиндинском и Лучанском плутонах в зонах повышенной трещиноватости. Основная масса сульфидов (пирротина, пентландита, реже халькопирита) приурочена к центральным участкам пегматоидных тел, причем пирротин обычно резко преобладает. Из второстепенных акцессорных рудных минералов встречаются кубанит, бравоит, валлериит, виоларит, сфалерит, ильменит, магнетит. Тонковкрапленное сульфидное оруденение установлено в жилах пироксенитов, секущих как породы массивов, так и шлиры пегматоидных габбро. Рудные минералы в них представлены пирротинном, пентландитом, халькопиритом, виоларитом, сфалеритом, магнетитом, ильменитом с резким преобладанием (до 90%) пирротина.

Прожилково–вкрапленное эпигенетическое оруденение установлено лишь в Лукиндинском плутоне в линейно вытянутых зонах развития шлиров и жил пегматоидных габбро в южном и юго–западном секторах плутона. В этом случае халькопирит иногда преобладает над пентландитом и пирротинном. По времени образо-

вания сульфиды следуют за магнетит-ильменитовым парагенезисом и замещаются амфиболом, что, по-видимому, свидетельствует о формировании данного типа оруденения в результате привноса рудных компонентов высокотемпературными гидротермальными растворами /Шека, 1969/.

Тонкопрожилковая и вкрапленная сульфидная минерализация во вмещающих породах приурочена к жилам и шлирам пегматоидных габбро и пироксенитов, находящихся в зоне экзоконтакта и в ксенолитах. Основная масса сульфидной вкрапленности сложена пирротинном, в небольших количествах присутствуют пентландит, халькопирит, пирит, сфалерит. Гнездовая вкрапленность в прожилках кальцита, приуроченных к зонам изменения габброидов вблизи разломов, представлена пирротом, халькопиритом, пирротинном, сфалеритом, галенитом, блеклыми рудами.

Рассмотренные выше виды сульфидной медно-никелевой минерализации свойственны и другим ультрабазит-базитовым массивам Байкало-Становой области: Острой Сопке, Гасан-Дякитскому и т.д. Обращает на себя внимание однотипный характер проявления сульфидной медно-никелевой минерализации во всех массивах. В то же время выявляются некоторые вариации в масштабах и специфике сульфидной минерализации, в частности в соотношениях меди и никеля. В общей классификации магматогенных сульфидных медно-никелевых месторождений /Полферов, 1979; Лихачев, 1983/ перидотит-пироксенит-анортозит-габбровые массивы Байкало-Становой области близки к мончегорско-печенгско-бушвельдскому магнезиальному типу месторождений. По соотношениям Ni и Cu Лукиндинский и Довыренский плутоны параллелизуются с печенгским, а Чайский - с мончегорско-бушвельдскими типами оруденения /Лихачев, 1983/. По тренду изменчивости соотношений Ni и Cu во времени рассмотренные плутоны соответствуют медь-никеленосным интрузиям протерозойского возраста /Полферов, 1979/. В связи с проблемой комплексного освоения природных ресурсов зоны БАМ необходима переоценка перспектив рассмотренных типов ультрабазит-базитовых плутонов на сульфидное медно-никелевое оруденение. Особое внимание следует уделить при этом массивам лерцолит-пироксенит-габброноритовой формации.

Титановая минерализация

Одной из характерных черт пород протерозойских ультрабазит-базитовых массивов Байкало-Становой области является их низкая титанистость и железистость, чем они существенно отличаются от титаносных типов базитовых интрузий, широко распространенных в Забайкалье и Верхнем Приамурье. Тем не менее большинству массивов свойственны небольшие количества обогащенных магнетитом и ильменитом пород, образующих поздние дифференцированные серии этих плутонов. Суммарные количества магнетита и ильменита в таких породах лишь в редких случаях достигают 10%. Магнетит относится к категории низкотитанистых, но с повышенными содержаниями хрома (до 2-3% в Лукиндинском и Нюрундуканском плутонах). Повышенные содержания магнетита и ильменита свойственны породам верхней расслоенной серии Лукиндинского массива, однако и здесь их количества не превышают 5-7%. С.А. Шекой /1969/ описаны дайки габброноритов и пегматоидных габбро в Лукиндинском и Лучанском интрузивах с содержаниями магнетита и ильменита до 10%.

Второй тип железотитановой минерализации устанавливается в контактах массивов с вмещающими толщами. С.А. Шекой /1969/ была детально изучена минерализация такого рода на контакте троктолитов и вмещающих габбро-амфиболитов в Лукиндинском плутоне. С приближением к контакту как в троктолитах, так и амфиболовых габбро содержания рудных минералов возрастают от 1 до 35%. При этом рудные минералы (~15% Ил и ~85% Мт) образуют струйча-

тые обособления, субпараллельные контакту. Другим примером этого типа оруденения являются обогащенные магнетитом и ильменитом (до 40%) реакционные пироксениты из северо-западного контакта пород Шильдырхейского массива с вмещающими известняками. Пестрая эндоконтактовая серия такситовых габбро, беербакитов и рудных пироксенитов Э.Г. Конниковым и Л.А. Цой /1985/ объясняется процессом контактового взаимодействия базитового расплава с карбонатной вмещающей средой. В результате контаминации габброидной магмой известняков образуются гибридные расплавы, обогащенные кальцием. Считается, что при этом резко возрастает активность Fe, Mg, Ti, что явилось причиной формирования обогащенных магнетитом пироксенитов. Масштабы такой минерализации, проявившейся в эндоконтактовых зонах и в других массивах (Чайском, Нюрундуканском и др.), незначительны и промышленных значений не достигают.

Платиноиды

В различных районах мира установлена связь месторождений элементов платиновой группы с габброидными формациями, в частности с расслоенными перидотит-пироксенит-анортозит-габбровыми плутонами (Бушвельдский, Стиллоутерский, Контиярви в Финляндии, Ивреа-Вербано в Италии и т.д.). Повышенные сравнительно с кларковыми содержания платиноидов установлены еще в 30-40-х годах в дунитах и перидотитах Нюрундуканского и Лукиндинского массивов. Однако последующие исследования этих плутонов ничего дополнительного по этому виду минерализации не дали. Позднее Ф.П. Лесновым /1972/ была предпринята оценка платиноносности пород Чайского плутона. Концентрация платиноидов в 24 пробах из пород этого массива оказалась близка к кларковым содержаниям, несколько повышенные содержания зафиксированы лишь в сульфидных медно-никелевых рудах. Нам представляется весьма актуальной постановка целенаправленных специализированных поисков платиноидов в плутонах выделенных формаций с применением современных методов анализа. О большой сложности и специфичности этой проблемы свидетельствует история открытия месторождения платины в Стиллоутерском плутоне /Conn, 1979/.

Алюминиевое сырье

В Байкало-Становой области наряду с анортозитами Джугджуро-Станового пояса, Сыньярским, Сайжинским и другими щелочными комплексами перспективными на нетрадиционное алюминиевое сырье являются и рассмотренные ультрабазит-базитовые массивы. Объем анортозитов в ряде этих массивов исчисляется миллиардами тонн /Михайлов и др., 1976/. Характерная особенность анортозитов и лейкогаббро в протерозойских перидотит-пироксенит-анортозит-габбровых массивах Байкало-Становой области - преимущественно битовнитовый состав плагиоклаза с содержанием Al_2O_3 , до 34, CaO - до 18%. В ряде массивов (Шильдырхейский, Монгойский, Исполинский, Лукиндинский) на уровне их эрозионного среза анортозиты и лейкогаббро составляют не менее 50%.

Таким образом, протерозойские перидотит-пироксенит-анортозит-габбровые массивы Байкало-Становой области весьма интересны сопутствующим комплексом полезных ископаемых. Подавляющее большинство этих массивов располагается в районах хозяйственного освоения зоны БАМ, в связи с чем специализированное изучение их рудоносности является актуальной задачей.

МЕСТО ПРОТЕРОЗОЙСКИХ УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫХ ПЛУТОНОВ БАЙКАЛО-СТАНОВОЙ ОБЛАСТИ В ОБЩЕЙ СИСТЕМАТИКЕ БАЗИТОВЫХ АССОЦИАЦИЙ И ИХ ФОРМАЦИОННЫЕ АНАЛОГИ

Рассмотренные ультрабазит-базитовые плутоны Байкало-Становой области относятся (согласно используемой нами систематики магматических формаций по составу) к обширному классу сложных базитовых плутонических ассоциаций, в которых наряду с преобладающими мафитами находятся в качестве второстепенных составных частей породы других петрографических групп. Они принадлежат к ультрамафит-мафитовому типу формаций, сложенных габброидами, при подчиненной роли ультраосновных пород и анортозитов.

Массивы дунит-троктолит-габбрового ряда отвечают по характеру породного парагенезиса и составам ведущей и второстепенных групп пород перидотит-пироксенит-анортозит-габбровому типу плутонических ассоциаций. К этому виду ассоциаций относятся дифференцированные (обычно расслоенные) плутоны, состоящие главным образом из двух породных групп: количественно преобладающей мафитовой, представленной преимущественно троктолитами, оливиновыми габбро и в меньшей мере оливиновыми габброноритами, и подчиненной ультрамафитовой, состоящей в основном из дунитов и верлитов. Субультрамафиты для этой ассоциации мало характерны: пироксениты либо отсутствуют, либо образуют мало мощные прослои среди габбро, габброноритов и существенно не определяют породного парагенезиса. В небольших количествах в расслоенных массивах этого типа присутствуют анортозиты.

Главная особенность состава данного типа ассоциаций - резкое преобладание в них оливиновых разновидностей основных и ультраосновных пород. Безоливиновые габбро и габбронориты встречаются в небольших количествах, причем, как правило, в верхних горизонтах массивов. Соответственно, в главной мафитовой группе пород в подавляющем большинстве случаев проявлены троктолитовый, а в ультрамафитовой группе - дунитовый уклоны. Реже устанавливается менее ярко выраженный габброноритовый уклон в породах мафитовой группы и перцолитовый - в ультрамафитовой.

Отчетливо обозначены петрохимические особенности дунит-троктолит-габбровой формации региона. Для нее характерна в целом высокая магнезиальность пород, сочетающаяся с повышенной их глиноземистостью. Устойчиво проявляются крайне низкая общая щелочность мафитов и ультрамафитов, относительно низкая их железистость и титаноносность. Сопутствующая рудная минерализация представлена хромитом, сульфидами Cu и Ni, элементами группы платиноидов.

Наиболее распространенный и типичный дунит-троктолит-габбровый вариант этого вида ассоциаций с резко выраженным оливиновым (троктолитовым) уклоном, к которому принадлежат, в частности, и дунит-троктолит-габбровые плутоны Байкало-Становой области, представлен многими хорошо изученными и обстоятельно охарактеризованными в литературе конкретными массивами и комплексами. К нему, вероятно, могут быть отнесены Кокпектинский массив на Урале /Габбро и гранитоиды..., 1982/, массивы Куилли, Рамский, Бен-Буйе на островах Скай, Малл и других в Шотландии, Макси, Книон-Бей в Америке, Имилик, Кап-Эдвард-Хом, Лиллойз в Гренландии /Уэйджер, Браун, 1970; Brown, Farmer, 1971; Elsdon, 1971; Brown, 1973; Henderson, Suddaby, 1971 /, Старе-Ренско в Чехословакии / Misar, 1971/, Бей-Оф-Айлендс в Канаде /Уэйджер, Браун, 1970; Smith, 1958; Casey, Karson, 1981/, комплекс Грин-Хилс на п-ове Блафф-Саутленд в Новой Зеландии /Mossman, 1973/ и др. К менее распространенным плутонам этого форма-

ционного типа с габброноритовым уклоном условно нами относятся лерцолит-габброноритовый (друзитовый) комплекс Западного Беломорья /Степанов, 1975, 1976/ и Лосбергский гарцбургит-габброноритовый силл Южной Америки /Abbott, Ferguson, 1965; Ferguson, Fripp, 1971/.

Лерцолит-пироксенит-габброноритовые плутоны Байкало-Становой области принадлежат к наиболее распространенному перидотит-пироксенит-анортозит-габброноритовому типу ультрабазит-базитовых ассоциаций, в которых наряду с господствующими базитами габброноритового ряда присутствуют ультрамафитовая (перидотитовая), субультрамафитовая (пироксенитовая и меланогаббровая) и анортозитовая группы пород. Они известны как в относительно жестких структурах древних шитов, платформ и активизированных областей с завершенной складчатостью, так и в пределах подвижных складчатых поясов, располагаясь в локальных структурах относительно ранней консолидации, в срединных выступах и поднятиях, в краевых и глубинных зонах разломов.

Ультрабазит-базитовые ассоциации данного формационного типа обладают ярко выраженным ортопироксеновым уклоном минерального состава пород всех петрографических групп. Выполняющие главную роль мафиты характеризуются преобладанием пород габброноритового ряда, широко распространены габброиды повышенной меланократовости и основности: алливалиты и эвкриты, почти постоянно присутствуют роговообманковые разновидности габбро, приближающиеся по составу к габбродиоритам. Последние входят в состав слоистых серий и, кроме того, иногда образуют в ассоциации с габброноритами более поздние, следующие за породами слоистых серий интрузии второй фазы. Ультрамафиты и субультрамафиты входят в состав слоистых серий. В ультрамафитовой группе пород преобладают перидотиты ортопироксенового уклона: гарцбургиты и особенно лерцолиты, причем они, как правило, плагиоклаз- и амфиболсодержащие. Среди пироксенитов наиболее широко развиты плагиовестериты, ассоциирующие с орто- и клинопироксенитами, обычно также плагиоклаз- и амфиболсодержащими.

По химическому составу ведущая мафитовая группа пород ассоциаций этого типа обладает умеренной меланократовостью, повышенной магнезиальностью, низкой общей щелочностью и низкой титанистостью. Низкой общей щелочностью и низкой титанистостью характеризуются также перидотиты и пироксениты соответственно ультрамафитовой и субультрамафитовой групп пород. Характерной чертой лерцолит-пироксенит-габброноритовых ассоциаций является отчетливо выраженная сульфидная медно-никелевая рудная их специализация, сочетающаяся в ряде случаев с рудопроявлениями хрома и платиноидов, а иногда и титана.

В соседних складчатых областях юга Сибири к этому типу ассоциаций относятся перидотит-пироксенит-габброноритовые плутоны усинского комплекса в Кузнецком Алатау, лысогорского - в Западном Саяне, нижнедербинского - в восточном Саяне и мажалькского - в Восточной Туве /Волохов, Иванов, 1963, 1964; Волохов, 1965; Волохов и др., 1972; Поляков, Кривенко и др., 1973, 1976, 1981; Поляков, Богнибов, 1978, 1979; Дифференцированные..., 1974; Лисицин, Пятов, 1977; Лисицин и др., 1979; Пятов, Семенов, 1984/. Сюда же включаются перидотит-пироксенит-габбровые массивы хиргиснурского и тамирского комплексов Западной Монголии /Поляков и др., 1984а, б/ и докембрийские плутоны аналогичного состава и строения юго-западной части Алданского шита /Габышева, 1981/. В других районах СССР близкими свойствами обладают плутоны златогорского комплекса Центрального Казахстана /Михайлов, Шарков, 1971/, мончегорского на Кольском полуострове /Геология..., 1956; Козлов, 1973/, олангского в Карелии /Лавров, 1971/, бураковского в Заонежье /Лобанова, 1978/, песковатского на юго-востоке Русской платформы /Лихачев и др., 1974/, троснянско-мамонского в пределах Воронежского кристаллического массива /Чернышов, 1972, 1973/. лендахского на Енисейском кряже /Корнев и др., 1974/.

По-видимому, сюда же следует отнести дифференцированные базитовые интрузии древних шитов и платформ, которые Ю.А. Кузнецовым /1964/ были выделены в особую формацию габбровых и норитовых интрузий: Сёдбери, Мас-коккс, Лин-Лейк, Стиллуотер, Бушвельд, Великая Дайка и др. /Уэйджер, Браун, 1970; Бичан, 1973; Hess, 1960; Hawley, , 1962; Smith, 1962; Ирвайн, Смит, 1973; Irvine, 1975, 1977/. Кроме того, аналогичные плутоны описываются в ряде других районов мира: Дун-Маунтин в Новой Зеландии /Уэйджер, Браун, 1970/, Балтиморский в США / Herz, 1951/, Госс-Пайл, Маунт-Дэвис, Биннеринге, Джимберлейн в Австралии /Уэйджер, Браун, 1970; Moore, 1971, 1973; McCall, Peers, 1971; Campbell e. a., 1970; Keays, Campbell, 1981/, Дьюфек в Антарктиде /Himmelberg, Ford, 1975/, Брэйдс-Глейшер на Аляске / Himmelberg, Loney, 1981/ и др.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате более ранних формационных обобщений по базитовым и ультрабазит-базитовым плутоническим ассоциациям южного складчатого обрамления Сибирской платформы /Поляков и др., 1981/ были выделены две обширные группы плутонов, резко различающиеся по составу и рудной специализации. Первую группу образуют контрастно дифференцированные ультрабазит-базитовые массивы. Это меланобазитовый тип ассоциаций, основные и ультраосновные породы в которых характеризуются высокой магнезиальностью и глиноземистостью при низких содержаниях титана, щелочей, фосфора. С данными плутонами сопряжена хромитовая и сульфидная медно-никелевая минерализация. Во вторую группу объединяются собственно и существенно габброидные массивы. Слагающие их породы обладают относительно низкой магнезиальностью, повышенной щелочностью и довольно высокими содержаниями титана и фосфора. Массивы этой группы сопровождаются рудопоявлениями титаномагнетита, ильменита и нередко апатита.

Протерозойские ультрабазит-базитовые плутоны Байкало-Становой области относятся к первому формационному типу интрузий. Выявлены следующие устойчиво повторяющиеся и характерные общие черты изученных плутонов: 1) наличие в составе большинства массивов четырех значимо обособляющихся в многомерном компонентном пространстве петрографических групп пород: ультрамафитовой, субультрамафитовой, мафитовой, анортозитовой; 2) резко превалирующий оливиновый профиль пород, слагающих эти плутоны; 3) относительно высокая их магнезиальность и глиноземистость при низких содержаниях титана, фосфора, щелочей ($\text{Na}_2\text{O} \gg \text{K}_2\text{O}$); 4) контрастная дифференцированность плутонов с наиболее широкими вариациями состава пород по меланократовости и содержаниям MgO , Al_2O_3 , CaO , FeO ; 5) хромитовая и сульфидная медно-никелевая рудная специализация.

Наряду с этим в строении массивов, особенностях состава пород и их взаимоотношениях с вмещающими толщами установлены различия, свидетельствующие о целесообразности разделения плутонов этой ассоциации на две формации: дунит-троктолит-габбровую и лерцолит-пироксенит-габброноритовую. Формационная типизация массивов производилась на основе известной систематики магматических формаций по составу /Белюсов и др., 1982/ с детальным анализом состава и соотношений породных групп.

Массивы, составляющие дунит-троктолит-габбровую формацию Байкало-Становой области, обладают свойствами контрастно расслоенных ультрабазит-базитовых плутонов, формировавшихся из высокоглиноземистых субпикритоидных расплавов. Для них характерна закономерная смена высокотемпературных минеральных парагенезисов более низкотемпературными в направлении от нижних расслоенных горизонтов пород к верхним. В этом же направлении согласованно уменьшается основность плагиоклаза и возрастает железистость, темноцветных минералов, имеют место цикличность и ступенчатость в трендах изменчивости их составов. Плутоны данного типа сопровождаются хромитовой и сульфидной

медно-никелевой минерализацией, приуроченной преимущественно к ультраосновным горизонтам.

По составу пород в дунит-троктолит-габбровой формации Байкало-Становой области выявляются два крайних уклона: клинопироксеновый и ортопироксеновый. Примеры первого типа - Шильдырхейский и Монгойский массивы, второго - Довыренский плутон. Лукиндинский массив в этом ряду занимает промежуточное положение. Вариации в составах плутонов обусловлены также разным уровнем эрозионного среза. Глубоко эродированные Маринкинский и Кивельевский массивы более чем на 90% сложены дунитами, троктолитами, оливиновыми габбро; в слабо эродированных Монгойском и Шильдырхейском плутонах преобладают анортозиты, оливинсодержащие и безоливиновые габброиды.

Массивы, составляющие лерцолит-пироксенит-габброноритовую формацию Байкало-Становой области, характеризуются субсогласными неотчетливыми контактами с вмещающими породами, наличием двух последовательно формирующихся и связанных фазовыми отношениями интрузивных серий (ранней лерцолит-пироксенит-габбровой и следующей за ней габброноритовой) и широкой гаммы жильных и реакционных образований. В отличие от дунит-троктолит-габбровых массивов породы, слагающие плутоны этой формации, заметно обогащены высокоглиноземистым бронзитом и магнезиальной позднемагматической роговой обманкой, в меньшей степени варьируют по меланократовости и содержаниям MgO , Al_2O_3 , CaO , характеризуясь в общем несколько большей титанистостью, щелочностью и железистостью. В составе лерцолит-пироксенит-габброноритовой формации Байкало-Становой области следует различать две группы плутонов. Для первой (массивы Заоблачный, Исполинский, Тонкий Мыс) характерны анортозит-лейконоритовый уклон, широкое развитие пегматоидных оливиновых разновидностей пород, постоянное наличие на контактах оливинов и плагиоклазов коронарных структур шпинель-амфибол-ортопироксенового состава. Специфическими образованиями в массивах Заоблачный и Исполинский являются орбикулярные породы, ассоциирующие с дифференциатами ранних интрузивных серий. Вторая группа плутонов (Чайский, Острая Сопка и др.) обладает мезоматитовым уклоном, более магнезиальным составом темноцветных минералов и менее основным по составу плагиоклазом. Породы этой группы плутонов варьируют по составу и структурным особенностям в несколько меньшей степени.

Произведена оценка состава исходных расплавов для двух наиболее полно изученных дунит-троктолит-габбровых массивов (Лукиндинского и Довыренского). Расчеты корректировались экспериментально установленным коэффициентом распределения железа и магния между ликвидусным оливином и расплавом и моделированием процесса кристаллизации вариантов рассчитанных составов на ЭВМ по программе "Кристаллизация". Они позволили прийти к заключению, что исходные расплавы для плутонов дунит-троктолит-габбрового типа были близки по составу к высокоглиноземистым пикритоидам. Основываясь на постоянном преобладании граната над пироксеном в пересчитанных на "эколитовые нормы" расплавах, предполагается, что исходным магмогенерирующим мантийным субстратом являлся истощенный легкоплавкими и летучими составляющими гранатовый перидотит или богатый гранатом оливиновый пироксенит. Исходные расплавы лерцолит-пироксенит-габброноритовых плутонов, вероятно, выплавлялись из мантийного субстрата приблизительно того же состава, но несколько более обогащенных легкоплавкими и летучими компонентами.

Ведущим механизмом дифференциации при становлении плутонов являлся процесс кристаллизационной дифференциации исходного высокоглиноземистого субпикритоидного расплава со следующей последовательностью формированиякумулясных парагенезисов: $Ol + Шп \rightarrow Ol + Шп + Пл \rightarrow Ol + Пл + МП \rightarrow Ol + Пл + МП + РП \rightarrow Пл + МП + РП \rightarrow Пл + РП$. Ритмическое строение расло-

слоенных серий было, вероятно, обусловлено наложением на непрерывный фронт охлаждения прерывистого процесса направленной кристаллизации, контролируемого скоростями перемещения фронта кристаллизации и выравнивания состава кристаллизующегося расплава. Все это обусловило однонаправленную (снизу вверх), но циклически-ступенчатую смену высокотемпературных породных парагенезисов более низкотемпературными.

Особенности состава и строения конфокальных дунит-троктолитовых массивов с дунитовым ядром объясняются дифференциацией высокоглиноземистого субпикритоидного расплава в вертикально протяженной относительно малого поперечного сечения магматической камере. Согласно законам термо- и гидродинамики в движущейся по трубообразному каналу жидкости неизбежно возникает градиент температуры, давления, вязкости и скорости движения в поперечном сечении потока. При наличии в движущемся потоке жидкости твердых частиц они будут концентрироваться в центральной части трубообразного канала за счет выталкивающих сил, действующих под прямым углом к основному движению от стенок к центру. Такой механизм дифференциации субпикритоидного расплава может, вероятно, обеспечить в конечном счете формирование конфокальных плутонов с дунитовым ядром.

Значительно более сложный механизм дифференциации имел место при формировании многофазных лерцолит-пироксенит-габброноритовых массивов. Наиболее реальным представляется вариант образования их из относительно обогаченных титаном, щелочами и летучими компонентами субпикритоидных высокоглиноземистых расплавов, дифференциация и кристаллизация которых происходили в условиях значительного литостатического давления, обусловленного либо глубинными условиями становления плутонов (5-13 км), либо имевшим место тектоническим режимом сжатия на этапе их формирования. В этом случае механизм направленной кристаллизационной дифференциации, вероятно, усложнялся влиянием на процесс кристаллизации неуклонно возрастающих концентраций летучих компонентов и наличием конвективных флюидно-магматических потоков в магматической камере. В такой сложной эволюционирующей магматической системе неизбежны дезинтеграция и реакционное взаимодействие ранних дифференциатов с кристаллизующимся расплавом, что и обусловило в конечном счете наличие в плутонах этого формационного типа двух последовательно сформированных интрузивных серий пород, широкой гаммы реакционных и жильных образований, а также пегматоидных такситовых габбро с мегакристаллами плагиоклаза и орбикулярными обособлениями состава амфиболового троктолита. Орбикулярные шпинель-амфибол-оливиновые меланонориты массива Заоблачный являются, вероятнее всего, результатом почти полного плавления сегрегированного ультраосновного материала в осевой части магматической камеры с последующим обособлением их в массу шаровых расплавных глобулей в восходящем флюидно-магматическом потоке.

Металлогеническая специализация протерозойских ультрабазит-базитовых формаций Байкало-Становой области хорошо согласуется со спецификой состава пород и особенностями формирования плутонов, а также с рудной специализацией аналогичных плутонических ассоциаций в других районах. Для всех массивов характерна сульфидная медно-никелевая минерализация, приуроченная к породам различного состава с преимущественной концентрацией в ультраосновных (сазальных) горизонтах. Наиболее высокие концентрации меди и никеля установлены в лерцолит-пироксенит-габброноритовых массивах Северного Прибайкалья. Согласно разработанной классификации сульфидных магматогенных медно-никелевых месторождений рудоносные перидотит-пироксенит-анортозит-габбровые массивы Байкало-Становой области соответствуют мончегорско-печенгско-бушвельдскому магнезиальному типу, а по соотношению Ni и Cu - протерозойской группе месторождений.

Наиболее крупные рудопроявления хрома обнаружены в дунит-троктолит-габбровых массивах, лерцолит-пироксенит-габброноритовые плутоны характеризуются убогой акцессорной хромшпинелидовой минерализацией. По особенностям состава хромшпинелидов Довыренский массив параллелизуется с Бушвельдским и Стиллуотерским плутонами, а Лукиндинский, Кивельевский, Маринкинский - с дунит-троктолит-габбровыми массивами Рам и Элефэнт-Хэд.

Для некоторых массивов свойственно наличие небольшого количества пород с повышенными содержаниями магнетита и ильменита, не превышающими, однако, 10 об.%. Исключение составляют рудные пироксениты из эндоконтактной зоны Шильдырхейского массива, содержащие до 40% магнетита и ильменита. Однако и в этом случае масштабы оруденения невелики и не имеют промышленного значения.

Учитывая известные связи минерализации элементов платиновой группы с аналогичными по составу массивами в других районах мира /Уэйджер, Браун, 1970; Каузис, 1973; Уиллемз, 1973; Cabri, Laflamme, 1976; Conn, 1979; Dunning e. a., 1981; Tisler e. a., 1981; Rugman, 1982/, следует особое внимание уделить проблеме перспектив выявления этого вида минерализации и в исследованных плутонах Байкало-Становой области, в частности, Довыренском, Нюрундуканском, Чайском и Лукиндинском.

Таким образом, рассмотренные протерозойские ультрабазит-базитовые плутоны Байкало-Становой области перспективны на комплекс полезных ископаемых. Большинство массивов располагается в районах промышленного освоения зоны БАМ. Представляется необходимой постановка на этих массивах и в районах их проявления поисково-разведочных работ на хром, никель, медь и платиноиды.

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамов А.В., Миронов Ю.В., Каменева Е.Е. Опыт применения кластерного анализа при изучении расслоенных интрузивов на примере Иоко–Довыренского массива (Северное Прибайкалье). – В кн.: Тезисы докладов V симпозиума по геохимии магматических пород. М., ГЕОХИ АН СССР, 1976, с. 16.
- Агафонов Л.В., Поспелова Л.Н., Баярхуу Ж. Вторичные дуниты Наранского массива и их минералого–петрографические особенности. – В кн.: Материалы по петрологии и минералогии ультраосновных и основных пород. Новосибирск: Наука, 1978, с. 4–15.
- Алтухов Е.Н., Смирнов А.Д., Леонтьев Л.Н. Тектоника Забайкалья. – М.: Недра, 1973. – 172 с.
- Баладин Г.Ф. Формирование кристаллического строения отливок. – М.: Машиностроение, 1973. – 287 с.
- Балькин П.А., Абрамов А.В., Миронов Ю.В. Формационная типизация протерозойских ультрабазит–базитовых массивов Байкало–Становой области на основе анализа их петрохимических свойств (пример использования дискретных моделей классификации). – В кн.: Докембрийские троговые структуры Байкало–Амурского региона и их металлогения (Тезисы докладов). Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1983, с. 13–14.
- Балькин П.А., Богнибов В.И., Поляков Г.В. Габбро–мондиорит–диоритовый интрузивный комплекс Восточного Забайкалья и Верхнего Приамурья. – В кн.: Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1983, с. 154–161.
- Балькин П.А., Кривенко А.П., Поляков Г.В., Богнибов В.И. Минералогия и вопросы петрогенезиса дунит–троктолит–габбрового массива Лукинда. – В кн.: Вопросы генетической петрологии. Вып. 491. Новосибирск: Наука, 1981, с. 194–203.
- Балькин П.А., Петрова Т.Е., Майорова О.Н. Коронарные структуры пород дунит–троктолит габбровой формации Восточной Сибири. – В кн.: Петрология и рудоносность магматических формаций Сибири. Новосибирск: Наука, 1983, с. 157–183.
- Балькин П.А., Поляков Г.В., Богнибов В.И., Бостриков О.И. Петрохимия и особенности формирования дунит–троктолит–габбрового массива Лукинда. – В кн.: Минералогия и петрохимия интрузивных комплексов Сибири. Новосибирск: Наука, 1982, с. 23–34.
- Балькин П.А., Юрковский С.А., Проскураков А.А. К проблеме оценки газовой составляющей интрузивных пород основного состава. – Геол. и геофиз., 1983, № 12, с. 36–42.
- Баташев Е.В. Никеленосные базит–гипербазитовые интрузии довыренского комплекса в Северном Прибайкалье. – В кн.: Геология, петрология и генезис медно–никелевых месторождений. Вып. 122. М., ЦНИГРИ, 1976, с. 3–32.
- Беличенко В.Г. Каледониды Байкальской горной области. – Новосибирск: Наука, 1977. – 134 с.
- Белоусов А.Ф. Неоднородность распределения составов в ассоциациях изверженных пород и представление о породных группах. – Геол. и геофиз., 1967, № 5, с. 26–34.
- Белоусов А.Ф., Кривенко А.П., Полякова З.Г. Вулканические формации. Вып. 500. – Новосибирск: Наука, 1982. – 281 с.
- Бичан Р. Происхождение хромитовых пластов комплекса Хартли Великая Дайка (Родезия). – В кн.: Магматические рудные месторождения. М.: Недра, 1973, с. 86–98.
- Бондаренко В.Н. Сравнительный анализ геологических объектов с закономерной изменчивостью свойств. – М.: Недра, 1978. – 130 с.
- Борголов И.Б. О динамике вторичного становления Иоко–Довыренского базит–гипербазитового плутона в Северном Прибайкалье. – Изв. вузов. Геол. и разведка, 1976, № 3, с. 25–30.
- Василенко В.Б., Холодова Л.Д., Блинчик Т.М. Математическая статистика. Проблемы, алгоритмы, программы. – Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1982. – 156 с.
- Васильев Ю.Р. Оливины ультраосновных пород севера Сибирской платформы. – В кн.:

Материалы по петрологии и минералогии ультраосновных и основных пород. Новосибирск: Наука, 1978, с. 101-118.

Велицкий В.В., Банников О.Л., Ковязин С.В. Состав минералов гипербазитов Западного Саянгиленга. - В кн.: Петрология гипербазитов и базитов Сибири, Дальнего Востока и Монголии. Новосибирск: Наука, 1980, с. 54-74.

Волохов И.М. О габбро-пироксенит-дунитовом формационном типе магматических образований в Алтае-Саянской складчатой области. М.: Наука, 1965, с. 7-23.

Волохов И.М., Иванов В.М. Лысогорский габбро-пироксенит-дунитовый интрузивный комплекс Западного Саяна. - Новосибирск: РИО СО АН СССР, 1963. - 101 с.

Волохов И.М., Иванов В.М. Нижнедербинский габбро-пироксенит-перидотитовый интрузивный комплекс Восточного Саяна. - Геол. и геофиз., 1964, № 5, с. 52-68.

Волохов И.М., Иванов В.М., Арнаутов Н.В. и др. Мажалыкский габбро-пироксенит-перидотитовый плутон (Восточный Танну-Ола, Тува). - В кн.: Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. Новосибирск: Наука, 1972, с. 130-145.

Габбро и графитоиды, ассоциированные с гипербазитами Кемпирсайского и Хабаровинского массивов на Южном Урале /Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С., Пушкарев Е.В., Чашухина В.А. - Свердловск, ИГГ УНЦ АН СССР, 1982. - 74 с.

Габышева Г.А. Никеленосный Бурпалдинский расслоенный массив. - В кн.: Магматические формации складчатых областей Сибири, проблемы их происхождения, рудоносности и картирования (Тезисы докладов). Новосибирск: Наука, 1981, с. 198.

Галахова О.М. Основные шаровые породы Северо-Западной Монголии. - В кн.: Русская и Сибирская платформы и их обрамление. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 176-195.

Геология и рудные месторождения Мончегорского плутона /Елисеев Н.А., Елисеев Э.Н., Козлов Е.К. и др./ Вып. 3. - М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1956. - 326 с.

Гордиенко И.В., Андреев Г.В., Кузнецов А.Н. Магматические формации палеозоя Саяно-Байкальской горной области. - М.: Наука, 1978. - 220 с.

Грудинин М.И. Петрография Нюрнундуканского и Довыренского габбро-перидотитовых массивов (Сев. Прибайкалье). - В кн.: Петрография Восточной Сибири. Т. 3. М.: Наука, 1965, с. 5-112.

Грудинин М.И. Базит-гипербазитовый магматизм Саяно-Байкальской горной области. - Геол. и геофиз., 1976, № 2, с. 32-39.

Грудинин М.И. Базит-гипербазитовый магматизм Байкальской горной области. - Новосибирск: Наука, 1979. - 156 с.

Грудинин М.И., Прудовский Э.Л., Елизарьева Т.И. Формации основных и ультраосновных пород Байкальской горной области. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 10, с. 40-48.

Гурулев С.А. Геология и условия формирования Июко-Довыренского габбро-перидотитового массива. - М.: Наука, 1965. - 124 с.

Гурулев С.А. Внутренняя структура, генезис и геолого-структурная систематика основных расслоенных интрузивов. - В кн.: Контактные процессы и оруденение в габбро-перидотитовых интрузиях. М.: Наука, 1979, с. 30-56.

Гурулев С.А., Курилова Л.Н. Петрология, структура и рудоносность нижней эндоконтактной зоны Июко-Довыренского расслоенного массива. - В кн.: Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Улан-Удэ, 1979, с. 40-42.

Гурулев С.А., Конников Э.Г., Трунева М.Ф. Хромитовое оруденение в полевошпатовых гипербазитах Северного Прибайкалья. - В кн.: Рудоносность геологических формаций Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1980, с. 50-55.

Гурулев С.А., Самбуев К.С. Магматическое замещение в Чайском габбро-перидотитовом массиве. - Улан-Удэ, 1967. - 245 с.

Данем А. Третичный магматический комплекс Рам. - В кн.: Механизм интрузий магмы. М.: Мир, 1972, с. 9-16.

Дифференцированные габбровые интрузии каледонид Восточного Саяна /Поляков Г.В., Кривенко А.П., Орлов Д.М. и др. - Новосибирск: Наука, 1974. - 130 с.

Добрецов Н.Л. Офиолиты и проблемы Байкало-Муйского офиолитового пояса. - В кн.: Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1983, с. 11-19.

Добрецов Н.Л., Конников Э.Г., Цой Л.А. Близперитектическая кристаллизация расплава как возможная модель образования ритмической расслоенности базитовых интрузий. - Геол. и геофиз., 1984, № 2, с. 3-10.

Дюран Б., Одедл П. Кластерный анализ. - М.: Статистика, 1977. - 221 с.

Ефимов А.А. Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. - М.: Наука, 1984. - 232 с.

Ефимов А.А., Пучков В.Н. Мантийные ксенолиты, мантийные диапиры в континентальной коре и проблема офиолитов. – В кн.: Мантийные ксенолиты и проблемы ультраосновных магм (Тезисы докладов). Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1980, с. 148–149.

Зимин С.С., Октябрьский Р.А., Гайдено С.В. Апатитоносные базиты и геологическая природа Зейской части Становика. – В кн.: Геология, магматизм и рудогенез зоны перехода от континента к океану. Владивосток, 1978, с. 89–90.

Ионов Д.А. Геохимия пород и минералов и особенности кристаллизационной дифференциации Иоко-Довыренского расслоенного массива. Автореф. канд. дис. – М., ИГЕМ АН СССР, 1984. – 17 с.

Ионов Д.А., Абрамов А.В. Оценка коэффициентов распределения Mg, Fe, Ni и Mn между оливином и расплавом при кристаллизации Иоко-Довыренского расслоенного массива. Докл. АН СССР, 1983, т. 269, № 4, с. 937–940.

Ионов Д.А., Абрамов А.В., Ярошевский А.А. Геохимия породообразующих минералов Иоко-Довыренского расслоенного массива. – Геохимия, 1984, № 2, с. 217–234.

Ирвойн Т.Н., Смит К.Х. Первичные окисные минералы в расслоенной серии интрузива Маскокс. – В кн.: Магматические рудные месторождения. М.: Недра, 1973, с. 67–85.

Кадик А.А., Хитаров Н.И. Роль естественной конвекции в переносе магматического тепла. – Геохимия, 1968, № 6, с. 651–665.

Касьянов А.В. Условия образования Чайской базит-гипербазитовой интрузии и связанного с ней сульфидного медно-никелевого оруденения (Сев. Прибайкалье). – В кн.: Вопросы минералогии, геохимии и генезиса никелевых и платиновых месторождений. Вып. 108. М., ЦНИГРИ, 1973, с. 3–34.

Каузинс К.А. Риф Меренского в изверженном комплексе Бушвельд. – В кн.: Магматические рудные месторождения. М.: Недра, 1973, с. 172–183.

Клитин К.А., Павлова Т.Г., Постельников Е.С. Байкалды юго-востока Сибири. – М.: Наука, 1970. – 244 с.

Клитин К.А., Домнина Е.А., Рим Г.В. Строение и возраст офиолитового комплекса Байкало-Витимского поднятия. – Бюл. МОИП. Нов. сер., 1975, т. LXXX, № 1, с. 82–94.

Козлов Е.К. Естественные ряды пород никеленосных интрузий и их металлогения (на примере Кольского полуострова). – Л.: Наука, 1973. – 288 с.

Кокс К.Г., Белл Дж. Д., Панкхерст Р. Дж. Интерпретация изверженных горных пород. – М.: Недра, 1982. – 414 с.

Конников Э.Г. Формации докембрийских гипербазит-базитовых интрузий Северо-Байкальского пояса. – Геол. и геофиз., 1976, № 2, с. 23–31.

Конников Э.Г. Титаноносные габброиды докембрия Северного Прибайкалья. – Новосибирск: Наука, 1978. – 117 с.

Конников Э.Г. Геологическое строение и рудоносность Чинейского габброидного плутона. – В кн.: Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. Новосибирск: Наука, 1979, с. 130–152.

Конников Э.Г. Дифференцированные базиты докембрийских складчатых областей: специфика петрологии и рудообразования. Автореф. докт. дис. – Новосибирск, 1982. – 32 с.

Конников Э.Г., Цой Л.А. Контактное взаимодействие базитового расплава с карбонатной средой в Шильдырхейском расслоенном плутоне (Юго-Западное Прибайкалье). – Геол. и геофиз., 1985, № 2, с. 39–48.

Конников Э.Г., Эпельбаум М.Б., Чехмир А.С. Причины концентрации калия в эндоконтакте Чинейского габброноритового плутона. – Геохимия, 1981, № 2, с. 257–263.

Корнев Т.Я., Даценко В.М., Бозин А.В. Рифейский магматизм и колчеданно-полиметаллическое оруденение Енисейского кряжа. – М.: Недра, 1974. – 130 с.

Красный Л.И. Геология региона Байкало-Амурской магистрали. – М.: Недра, 1980. – 158 с.

Кривенко А.П. Габброидные формации Центрально-Азиатского пояса. Автореф. докт. дис. – Новосибирск, 1984. – 33 с.

Кривенко А.П., Балыкин П.А., Поляков Г.В. Распределение щелочей в базитовых плутонах. – Геол. и геофиз., 1980, № 3, с. 144–150.

Кривенко А.П., Балыкин П.А., Поляков Г.В., Майорова О.Н. Хромшпинелиды дунит-троктолит-габбровой формации Восточной Сибири. – Геол. и геофиз., 1981, № 12, с. 71–79.

Кривенко А.П., Глотов А.И., Казеннов А.И. и др. Петрология пикрит-долеритового комплекса в Новосибирском Приобье. – В кн.: Петрология и рудоносность габброидных формаций. Новосибирск: Наука, 1983а, с. 5–48.

Кривенко А.П., Михалева Л.А., Балыкин П.А. Эволюция фанерозойских базитов Забайкалья. – Геол. и геофиз., 1983б, № 10, с. 49–56.

- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. - М.: Недра, 1964. - 387 с.
- Кузнецов Ю.А. О состоянии и задачах учения о магматических формациях. - Геол. и геофиз., 1973, № 8, с. 3-11.
- Кузнецов Ю.А., Белоусов А.Ф., Поляков Г.В. Систематика магматических формаций по составу. - Геол. и геофиз., 1976, № 5, с. 3-21.
- Лавров М.М. Геохимия дифференцированных габбро-норитовых интрузий. Олонгская группа интрузий. - В кн.: Геохимия гипербазитов Карело-Кольского региона. Л.: Наука, 1971, с. 61-73.
- Ланда Э.А. О динамических факторах формирования сложных концентрически-кольцевых интрузивных массивов. - В кн.: Тезисы и рефераты докладов I Всесоюзного совещания "Физико-химическое моделирование в геохимии и петрологии". Иркутск, 1980, с. 176-178.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Избранные труды. Т. IV. - М.: Изд-во АН СССР, 1955. - 446 с.
- Леснов Ф.П. Геология и петрология Чайского габбро-перидотит-дунитового никеленосного плутона (Северное Прибайкалье). - Новосибирск: Наука, 1972. - 228 с.
- Леснов Ф.П. Ксенолиты гипербазитов в габброидах и вопросы генезиса полигенных базит-гипербазитовых массивов. - В кн.: Мантийные ксенолиты и проблемы ультраосновных магм (Тезисы докладов). Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1980, с. 153-154.
- Леснов Ф.П. Петрология полигенных базит-гипербазитовых плутонов складчатых областей. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1984, № 2, с. 71-78.
- Леснов Ф.П., Баярхуу Ж., Королук В.Н. О химизме оливинов из пород Шишхидгольского гипербазитового массива (Северная Монголия). - В кн.: Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. Новосибирск: Наука, 1979, с. 235-240.
- Леснов Ф.П., Королук В.Н. Первые данные о распределении изоморфной примеси железа в плагиоклазах базит-гипербазитовых плутонов складчатых областей СССР. - Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 4, с. 922-924.
- Леснов Ф.П., Прудовский Э.Л. Породообразующие минералы базит-гипербазитовых плутонов Западного Забайкалья. - В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск: Наука, 1976, с. 32-45.
- Лисицын В.И., Пятов О.И. Стратифицированные габброиды массива горы Одинокой (Юго-восточный Саян). - В кн.: Магматические формации Сибири. Новосибирск: Наука, 1977, с. 109-112.
- Лисицын В.И., Пятов О.И., Александровский Ю.С. Дифференцированные габброиды восточной части Хамсаринской зоны (Северо-Восточная Тува). - В кн.: Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. Новосибирск: Наука, 1979, с. 118-126.
- Лихачев А.П. Геологические особенности и классификация медно-никелевых месторождений. - Зап. ВМО, 1983, ч. 112, вып. 1, с. 14-27.
- Лихачев В.А., Симон А.К., Ефанова В.А. Дифференцированные докембрийские базитовые интрузии юго-востока Русской платформы. - В кн.: Актуальные вопросы современной петрографии. М.: Наука, 1974, с. 327-329.
- Лобанова А.Б. Геохимическая эволюция дифференциатов Бураковского массива. - В кн.: Вопросы геохимии и типоморфизма минералов. Л.: Наука, 1978, №2, с. 56-64.
- Мануйлова М.М., Васильковский Д.П., Гурулев С.А. Геология докембрия Северного Прибайкалья. - М.: Наука, 1964. - 226 с.
- Маракушев А.А. Проблема генезиса расслоенных интрузивов. - В кн.: Контактыевые процессы и оруделение в габбро-перидотитовых интрузиях. М.: Наука, 1979, с. 5-29.
- Маракушев А.А., Иванов Н.П., Римкевич В.С. Экспериментальное воспроизведение ритмической магматической расслоенности. - Докл. АН СССР, 1981, т. 258, № 1, с. 183-186.
- Маракушев А.А., Перчук Л.Л. Термодинамическая модель флюидного режима Земли. - В кн.: Очерки физико-химической петрологии. Вып. 4. М.: Наука, 1974, с. 102-130.
- Меликсетян Б.М. Орбикулярные габброиды Мегринского плутона. - Зап. Арм ВМО, Ереван, 1978, вып. 9, с. 11-24.
- Мионов Ю.В., Ионов Д.А., Криволясов Д.С. и др. Строение Иокко-Довыренского дунит-троктолит-габбро-норитового расслоенного массива (Северное Прибайкалье). - Докл. АН, 1980, т. 250, № 5, с. 1228-1232.
- Михайлов Б.М., Бронева В.А., Богков А.Д. и др. Геологические предпосылки расширения сырьевой базы алюминиевой промышленности в Сибири и на Дальнем Востоке. - Сов. геология, 1976, № 7, с. 3-14.
- Михайлов Н.Н., Шарков Е.В. Перидотит-пироксенит-норитовая формация (Златогорский

интрузивный комплекс). – В кн.: Петрография Центрального Казахстана. Т. II. М.: Недра, 1971, с. 215–298.

Налдретт А.Д., Гаспаррини С., Барнес С.Д. и др. Петрология верхней части критической зоны Бушевельдского комплекса и ее значение для понимания генезиса рифа Меренсского. – В кн.: Доклады 27-го Международного геологического конгресса. Т. 9. Петрология, М.: Наука, 1984, с. 175–183.

Орлов Д.М. Петрология расслоенных титаноносных интрузий Алтае-Саянской складчатой области. – Л.: Наука, 1975.–188 с.

Обсорн Е.Ф., Тайт Д.Б. Система диопсид – форстерит – анортит. – В кн.: Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования. М.: ИЛ, 1954, с. 269–287.

Павлов Н.В., Григорьева И.И., Гришина Н.В. Образование и генетические типы хромитовых месторождений геосинклинальных областей. – В кн.: Условия образования магматических рудных месторождений. М.: Наука, 1979, с. 5–78.

Поляков Г.В., Богнибов В.И. Раннепалеозойские дифференцированные базитовые интрузии салаирид Юго-Восточной Тувы. – Докл. АН СССР, 1978, т. 240, № 5, с. 1194–1197.

Поляков Г.В., Богнибов В.И. Раннепалеозойский перидотит–пироксенит–габброноритовый комплекс салаирид Юго-Восточной Тувы. – В кн.: Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. Новосибирск: Наука, 1979, с. 118–126.

Поляков Г.В., Богнибов В.И., Балькин П.А., Ковалевский В.Е., Петрова Т.Е. Хромникеленосная дунит–троктолит–габбровая формация южного складчатого обрамления Сибирской платформы. – В кн.: Геология рудных месторождений зоны БАМ. Новосибирск: Наука, 1983, с. 65–84.

Поляков Г.В., Богнибов В.И., Балькин П.А. и др. Новые данные о составе и формационных типах габброидных комплексов Юго-Западного Забайкалья. – В кн.: Магматические комплексы складчатых областей юга Сибири. Новосибирск: Наука, 1981, с. 3–24.

Поляков Г.В., Богнибов В.И., Изох А.Э. и др. Перидотит–пироксенит–габброноритовая формация Восточной Тувы и Северо-Западной Монголии. – В кн.: Плутонические формации Тувы и их рудоносность. Новосибирск: Наука, 1984а, с. 3–57.

Поляков Г.В., Изох А.Э., Богнибов В.И. и др. Раннепалеозойская формация расслоенных перидотит–пироксенит–габброноритовых массивов Северо-Западной Монголии. – Геол. и геофиз., 1984б, № 1, с. 50–62.

Поляков Г.В., Кривенко А.П. Петрохимия габброидных ассоциаций как основа их формационного анализа. – В кн.: Петрохимия, генезис и рудоносность магматических формаций Сибири. Новосибирск: Наука, 1985, с. 6–13.

Поляков Г.В., Кривенко А.П., Богнибов В.И. Габброидные формации Алтае-Саянской складчатой области. – В кн.: Магматические формации, вопросы их происхождения и рудоносности. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1976, с. 61–72.

Поляков Г.В., Кривенко А.П., Богнибов В.И., Балькин П.А. Габброидные формации складчатых областей. – В кн.: Магматические формации и петрология магматических горных пород. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1981, с. 68–76.

Поляков Г.В., Кривенко А.П., Богнибов В.И., Балькин П.А. Типы дифференцированных ультрабазит–базитовых массивов Саяно-Байкальской горной области. – В кн.: Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1983, с. 136–143.

Поляков Г.В., Кривенко А.П., Федосеев Г.С., Богнибов В.И. Дифференцированные габбровые интрузии каледонид Алтае-Саянской складчатой области. – В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск: Наука, 1973, с. 87–111.

Полферов Д.В. Геология, геохимия и генезис месторождений медно-никелевых сульфидных руд. – Л.: Недра, 1979. – 294 с.

Породообразующие пироксены /Добрецов Н.Л., Кочкин Ю.Н., Кривенко А.П., Кутюлин В.А. – М.: Наука, 1971. – 454 с.

Прудовский Э.Л., Грудинин М.И. Особенности геологического строения и вещественного состава дунит–троктолитового массива Маринкин (Средне-Витимская горная страна). – В кн.: Геологические формации Прибайкалья и Забайкалья. Чита, 1972, с. 21–24.

Прудовский Э.Л., Летягин В.С., Грудинин М.И. Габброидная формация Центральной Бурятии. – В кн.: Палеозойские магматические формации Саяно-Байкальской горной области. Улан-Удэ: Бурятское кн. изд-во, 1972, с. 109–126.

Пятов О.И., Семенов М.И. Раннепалеозойские габброиды Северо-Восточной Тувы и их рудоносность. – В кн.: Плутонические формации Тувы и их рудоносность. Новосибирск: Наука, 1984, с. 57–84.

- Раст Н. Зарождение, подъем и становление магм. – В кн.: Механизм интрузий магмы. М.: Мир, 1972, с. 284–310.
- Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. – В кн.: Геология СССР. Т. 2. М.: Недра, 1967. – 699 с.
- Свешников К.И. Расслоенные габброиды массива гольца Исполинского. – Геол. и геофиз., 1978, № 9, с. 155–159.
- Свешников К.И. Расслоенные габброиды массива гольца Заоблачного (западная часть Олекмо-Витимской горной страны). – В кн.: Структурные элементы региона Байкало-Амурской магистрали и их минерагенические особенности. Т. 303. Л., ВСЕГЕИ, 1979, с.16–33.
- Соболев В.С. О закономерном уменьшении кристаллизации "легких" минералов при повышении давления. – Докл. АН СССР, 1974, т. 215, № 2, с. 436–438.
- Степанов В.С. Комплекс лецитолитов-габброноритов (друзитов) Западного Беломорья. – В кн.: Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1975, с. 54–67.
- Степанов В.С. Магматические комплексы и некоторые черты эволюции основного ультраосновного магматизма центральной части Западного Беломорья. – В кн.: Интрузивные базит-ультрабазитовые комплексы докембрия Карелии. Л.: Наука, 1976, с. 9–25.
- Стилмен К. Структура и развитие Северного Кольцевого комплекса магматической провинции Нуанетси, Южная Родезия. – В кн.: Механизм интрузий магмы. М.: Мир, 1972.
- Стенина Н.Г., Балькин П.А. Использование просвечивающей электронной микроскопии для реконструкции геологической истории плагиоклазов. – В кн.: Динамические и физико-химические модели магматических процессов. Новосибирск: Наука, 1983, с. 129–138.
- Трунева М.Ф., Гурулев С.А., Жмодик С.М. и др. Некоторые особенности генезиса сульфидных медно-никелевых руд Чайского месторождения. – В кн.: Контактные процессы оруденения в габбро-перидотитовых интрузиях. М.: Наука, 1979, с. 97–107.
- Уиллемз Дж. Геология Бушвельдского комплекса – крупнейшего вместилища магматических рудных месторождений мира. – В кн.: Магматические рудные месторождения. М.: Недра, 1973, с. 7–26.
- Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. – М.: Мир, 1970. – 552 с.
- Чалмерс Б. Теория затвердевания. – М.: Мир, 1968. – 288 с.
- Чернышов Н.М. Докембрийские интрузивные комплексы основных и ультраосновных пород Воронежского кристаллического массива и общие черты их рудоносности. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 4, с. 35–47.
- Чернышов Н.М. Петрография габбро-перидотитового комплекса. – В кн.: Базит-гипербазитовый магматизм и минералогия юга Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1973, с. 21–37.
- Шарапов В.Н., Черепанов А.Н. Динамика дифференциации магм. – Новосибирск: Наука, 1986. – 191 с.
- Шарков Е.В. Петрология расслоенных интрузий. – Л.: Наука, 1980. – 183 с.
- Шило Н.А. Расслоенные плутоны и некоторые вопросы рудообразования. – Тихоокеанская геология, 1983, № 6, с. 63–79.
- Шишкин Н.Н. О медно-никелевом сульфидном оруденении в Июко-Довыренском массиве основных и ультраосновных пород. – Геология руд. месторождений, 1963, № 1.
- Шишкин Н.Н., Кумпан Е.А. О медно-никелевом сульфидном оруденении в Безымянном массиве основных и ультраосновных пород. – В кн.: Труды проектного института "Гипроникель". Вып. 21. Л.: Гипроникель, 1964, с. 70–96.
- Штейнберг Д.С., Фоминых В.Г. О генезисе титаномагнетитов. – В кн.: Минералогия и геохимия железорудных месторождений Урала. Свердловск: изд. УНЦ АН СССР, 1974.
- Шека С.А. Петрология и рудоносность никеленосных дунит-троктолитовых интрузий Станового хребта. – М.: Наука, 1969. – 133 с.
- Элерс Е.Г. Интерпретация фазовых диаграмм в геологии. – М.: Мир, 1975. – 299 с.
- Якимов Л.И., Викулов В.Е. Вмещающая среда и вещественный состав руд Чайского сульфидно-никелевого месторождения. – В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым БурАССР. Вып. XIV. Улан-Удэ, 1971, с. 72–74.
- Ярошевский А.А. О происхождении ритмических структур изверженных горных пород. – Геохимия, 1970, № 5, с. 562–574.
- Ярошевский А.А., Ионов Д.А., Миронов Ю.В. и др. Петрография и геохимия Июко-Довыренского дунит-троктолит-габброноритового расслоенного массива (Северное Прибайкалье). – В кн.: Петрология и рудоносность природных ассоциаций горных пород. М.: Наука, 1982, с. 86–117.
- Ярошевский А.А., Миронов Ю.В., Ионов Д.А. и др. Внутреннее строение Июко-Довыренского дунит-троктолит-габброноритового массива. – В кн.: Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1983.

- Abbott D., Ferguson J. The Losberd Intrusion, Fochville, Transvaal.- Trans. Geol. Soc. S. Afr., 1965, v. LXVIII, p. 31-52.
- Bhattacharji S., Smith C.H. Flowage differentiation. - Science, 1964, v. 145, N 3628, p. 150-153.
- Brown P.E. A layered plutonic complex of alkali basalt parentage: the Lilloise intrusion, East Greenland. - J. Geol. Soc., 1973, v. 129, N 4, p. 405-417.
- Brown P.E., Farmer D.G. Size-graded layering in the Imilik gabbro, East Greenland. - Geol. Mag., 1971, v. 108, N 6, p. 465-476.
- Cabri L.J., Laflamme J.H.G. The mineralogy of the platinum-group elements from some copper-nickel deposits of the Sudbury area, Ontario. - Econ. Geol., 1976, v. 71, N 7, p. 1159-1195.
- Campbell I.H., McCall G.J.H., Tyrwitt D.S. The Jimberlana Norite, Western Australia - a smaller analogue of the Great Dyke of Rhodesia. - Geol. Mag., 1970, v. 107, N 1, p. 1-12.
- Casey J.F., Karson J.A. Magma chamber profiles from the Bay of Islands ophiolite complex. - Nature, 1981, v. 292, N 5821, p. 295-301.
- Conn H.K. The Johns Manville platinum-palladium prospect Stillwater Complex, Montana, U.S.A. - Can. Mineral., 1979, v. 17, p. 463-468.
- Davies B.T.C., Schairer J.F. Melting relations in the join diopside-forsterite-pyrope at 40 kilobars and at one atmosphere. - Carnegie Inst. Washington Yearb., 1965, v. 64, p. 123-126.
- Dunkham A.C., Wadsworth W.I. Cryptic variation in the Rhum layered intrusion. - Mineral. Mag., 1978, v. 42, p. 347-356.
- Dunning G.R., Watkinson D.H., Mainwaring P.R. Correlation of platinum-group elements, copper and nickel with lithology in the Lac des Iles complex Canada. - Unesco Int. Symp. Metallog. Mafic. and Ultramafic Complexes: East Mediterr. West Asia Area and Comp. Similar Metallog. Environ. World, Athens Oct. 9-11, 1980, Athens, 1981, v. 2, p. 83-102.
- Eales H.V., Snowden D.V. Chromiferous Spinels of the Elephants Head Dike. - Miner. Deposite (Berl.), 1979, v. 14, p. 227-242.
- Eldson R. Crystallization history of the upper layered Series, Kap Edvard Holm, East Greenland.- J. Petrol., 1971, v. 12, N 3, p. 499-521.
- Ferguson J., Fripp R.E.P. Differentiation of the Losberg Intrusion, Fochville, Transvaal. - Trans. Geol. Soc. S. Afr., 1971, v. 74, N 1, p. 25-31.
- Green D.H. Experimental demonstration of the existence of peridotitic liquids in earliest Archean magmatism. - Geology, 1975, v. 3, N 1, p. 11-14.
- Hawley J.E. The Sudbury ores: their mineralogy and origin. - Can. Mineral., 1962, N 7, p. 1-207.
- Henderson P., Suddaby P. The nature and origin of the chromite-spinel of the Rhum layered intrusion. - Contrib. Mineral. and Petrol., 1971, v. 33, N 1, p. 21-31.
- Herz N. Petrology of the Baltimore gabbro, Maryland. - Bull. Geol. Soc. Am., 1951, v. 62, p. 979-1016.
- Hess H.H. Stillwater igneous complex, Montana: a quantitative mineralogical study. - Mem. Geol. Soc. Am., 1960, N 80, p. 230.
- Himmelberg G.R., Ford A.B. Petrology studies of the Dubek intrusion, Pensacola Mountains: iron titanium oxides. - Antract J.U.S., 1975, v. 10, N 5, p. 241-244.
- Himmelberg G.R., Loney R.A. Petrology of the ultramafic and gabbroic rocks of the Brady Glacier nickel-copper deposit, Fairweather Range, Southeastern Alaska. - Geol. Surv. Prof. Pap., 1981, N 1195, p. 26.
- Irvine T.N. Crystallization sequences in the Muskox intrusion and other layered intrusions-II. Origin of chromite layers and similar deposits of other magmatic ores. - Geochim. Cosmochim. Acta, 1975, v. 39, N 6/7, p. 991-1020.
- Irvine T.N. Origin of chromite layers in the Muskox intrusion and other stratiform intrusions: a new interpretation. - Geology, 1977, v. 5, N 5, p. 273-277.
- Jackson E.D. Primary textures and mineral association in the ultra-

mafic zone of the Stillwater complex, Montana. - US. Geol. Surv. Prof. Paper, 1961, N 358, p. 106.

Keays R.R., Campbell I.H. Precious metals in the Jimberlana Intrusion, Western Australia: Implications for the genesis of platiniferous ores in layered intrusions. - Econ. Geol., 1981, v. 76, N 5, p. 1118-1141.

Lindsley D.H., Emslie R.F. Effect of pressure on the diopside curve in the system diopside-albite-anorthite. - Ann. Rpt. Dir. Geophys. Lab. Carnegie Inst. Wash. Year Book, 1968, v. 66, p. 479-480.

McCall G.J., Peers R. Geology of the Binneringie Dike, Western Australia. - Geol. Rdsch., 1971, v. 60, N 3, p. 1174-1263.

Misoř Zdeněk. The gabbro-peridotite massif near Stare Ransko (Bohemia). - Upper Mantle Proj. Program. Czechosl. 1962-1970. Geology Final Rept. Praha, 1971, p. 28-32.

Moore A.C. Some aspects of the geology of the Gosse Pile ultramafic intrusion, central Australia. - J. Geol. Soc. Austral., 1971, v. 18, N 1, p. 69-80.

Moore A.C. Studies of igneous and tectonic textures and Payering in the rocks of the Gosse Pile intrusion, central Australia. - J. Petrol., 1973, v. 14, N 1, p. 49-80.

Mossman D.I. Geology of the Greenhills ultramafic complex, Bluff Peninsula, Southland, New Zealand. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, v. 84, N 1, p. 39-62.

Nathan H.D., Van Kirk C.K. A model of magmatic crystallization. - J. Petrol., 1978, v. 19, N 1, p. 66-94.

O'Hara M.J. The bearing of phase equilibria studies on the origin and evolution of basic and ultrabasic rocks. - Earth Sci. Rev., 1968, p. 69-133.

Parslow G.R. The Suisnish layered dyke. - Mineral. Mag., 1976, v. 40, N 315, p. 683-693.

Richardson S.H. Chemical variation induced by flow differentiation in an extensive Karroo dolerite Sheet, Southern, Namibia. - Geochim. Cosmochim. Acta, 1979, v. 43, N 9, p. 1433-1441.

Ridley W.I. The crystallization trends of spinels in Tertiary basalts from Rhum and Muck and their petrogenetic significance. - Contrib. Mineral. and Petrol., 1977, v. 64, N 3, p. 243-255.

Roeder P.L., Emslie R.F. Olivine-liquid equilibrium. - Contrib. Mineral. and Petrol., 1970, v. 29, p. 275-289.

Rugman G.M. Perseverance mine - a prospecting case history. - Mining Mag., 1982, v. 146, N 5, 381, 383, 385, 387, 389, 391. ISSN 0308-6631 GB.

Sech H.A. Koexistierende alkalifeldspäte und plagioklase im system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 - \text{H}_2\text{O}$ bei temperaturen von 650°C bis 900°C . - Neues Jahrb. Min. Abh., 1971a, v. 115, N 3, p. 315-345.

Sech H.A. Der einfluss des drucks auf die zusammensetzung koexistierender alkalifeldspäte und plagioclase im system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 - \text{H}_2\text{O}$. - Contrib. Mineral. and Petrol., 1971b, v. 31, p. 67-80.

Sen G., Presnall D.C. Liquidus phase relationships on the join anorthite-forsterite-quartz at 10 kbar with applications to basalt petrogenesis. - Contrib. Mineral. and Petrol., 1984, v. 85, p. 404-408.

Smith C.N. Bay of Islands igneous complex, Western Newfoundland. - Mem. Geol. Surv. Canada, 1958, N 290, p. 1-132.

Smith C.N. Notes on the Muskox intrusion, Coppermine River area, District Mackenzie. - Geol. Surv. Can. Paper 61-25, 1962, p. 16.

Tischler S.E., Cawthorn G.R., Kingston G.A., Maske S. Magmatic Cu-Ni - PGE mineralization at Waterfall Gorge, Insizwa, Pondoland, Transkei. - Can. Mineral., 1981, v. 19, N 4, p. 607-618.

Wells P.R. Pyroxene Thermometry in simple and complex systems. - Contrib. Petrol., 1967, v. 62, p. 129-139.

Wood B.J., Banno S. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. - Contrib. Mineral. and Petrol., 1973, v. 42, N 2, p. 109-124.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Таблица I

Химический состав пород протерозойских ультрабазит-базитовых массивов Байкало-Становой области, мас. %

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Σ
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
<u>Довыренский массив</u>													
Дуниты, перидотиты, меланотроктолиты, оливинные меланогаббро													
П4072	36,26	0,09	0,43	5,91	7,72	0,18	43,35	0,01	0,04	0,08	0,02	5,15	99,24
П4068	36,44	0,08	1,00	4,61	11,62	0,21	39,60	0,47	0,07	0,13	0,04	4,86	99,13
П4080	36,70	0,15	2,07	2,85	11,38	0,20	40,17	1,89	0,06	0,08	0,01	2,56	98,12
П4074	36,94	0,08	0,64	4,32	7,64	0,17	42,05	0,71	0,07	0,08	0,05	6,09	98,84
Кр3764а	37,30	0,09	5,52	3,20	9,25	0,17	34,22	3,08	0,28	0,10	0,01	5,94	99,16
П4079	37,82	0,08	1,24	2,71	10,00	0,18	44,82	0,47	0,08	0,08	0,06	1,14	98,68
П4073	37,84	0,11	1,00	5,06	9,70	0,20	41,56	1,89	0,07	0,08	0,13	0,96	98,60
П4082	38,04	0,10	1,20	1,90	13,90	0,22	42,34	0,56	0,08	0,08	0,02	0,78	99,22
П4070	38,38	0,08	1,07	3,09	10,86	0,19	42,54	0,24	0,07	0,13	0,03	2,84	99,52
П4077а	38,48	0,15	1,19	4,39	7,87	0,25	39,93	3,31	0,10	0,08	0,11	2,69	98,55
П4047	38,50	0,15	1,62	5,33	6,72	0,16	37,97	2,84	0,11	0,08	0,03	5,06	98,57
Кр3753	38,72	0,05	3,65	2,02	11,82	0,19	38,63	1,89	0,24	0,13	0,04	2,15	99,53
П4055	39,38	0,08	2,07	1,68	12,74	0,19	41,40	1,18	0,15	0,13	0,04	0,68	99,72
П4064б	39,50	0,20	3,30	1,75	9,94	0,17	39,45	2,13	0,18	0,64	0,05	1,12	98,43
П4078	39,56	0,08	7,03	2,02	10,31	0,16	34,39	3,31	0,31	0,08	0,02	2,08	99,35
П4053	39,74	0,10	1,50	1,22	14,20	0,20	40,91	1,18	0,18	0,13	0,04	0,59	99,99
Кр3759	39,80	0,09	11,10	1,26	9,18	0,14	28,20	6,15	0,59	0,13	0,01	2,65	99,30
П4081б	39,90	0,08	8,53	2,70	9,70	0,17	32,27	4,26	0,36	0,08	0,02	1,52	99,59
П4052	39,92	0,08	7,90	4,21	8,94	0,18	34,06	3,79	0,35	0,08	0,03	0,03	100,06
Кр3768	40,08	0,08	4,78	2,56	10,74	0,18	36,26	2,84	0,26	0,13	0,03	1,41	99,35
Кр3771	40,08	0,06	4,87	1,14	12,62	0,18	37,65	2,36	0,22	0,13	0,03	0,32	99,66
П4066	40,12	0,06	4,37	2,16	12,00	0,18	37,32	2,60	0,22	0,16	0,03	0,35	99,57
П4067	40,30	0,10	1,99	1,63	11,11	0,17	41,72	1,53	0,18	0,13	0,04	0,27	99,17
Кр3757	40,30	0,09	11,10	1,51	9,56	0,15	28,52	6,39	0,62	0,10	0,00	1,15	99,49
П4050	40,34	0,10	7,88	1,42	10,85	0,18	34,06	3,77	0,33	0,08	0,03	0,44	99,48

П40756	40,37	0,06	8,54	1,75	11,46	0,18	32,27	4,73	0,39	0,08	0,11	0,22	100,16
Кр3769	40,46	0,06	8,37	0,69	10,90	0,16	32,60	4,02	0,41	0,13	0,02	1,24	99,06
Кр3762	40,52	0,09	11,10	0,32	10,32	0,15	28,69	5,92	0,54	0,13	0,01	1,67	99,46
Кр3764	40,88	0,09	11,31	1,45	9,10	0,15	28,58	6,15	0,65	0,13	0,00	1,19	99,68
Кр3772	41,10	0,05	11,16	1,50	9,37	0,15	28,77	6,15	0,46	0,13	0,06	0,58	99,48
П4062	43,20	0,40	5,97	3,45	8,41	0,16	27,22	3,55	0,58	0,10	0,10	5,79	98,93

Троктолиты и оливиновые габбро

Кр3756-1	41,22	0,08	15,83	0,16	8,34	0,15	22,82	8,29	0,77	0,10	0,01	1,58	99,35
П4081	41,66	0,06	16,06	2,36	6,88	0,12	23,14	8,29	0,58	0,10	0,01	1,20	100,46
Кр37556	41,82	0,06	16,05	0,01	8,80	0,15	22,33	8,76	0,88	0,13	0,01	0,50	99,50
Кр3761	41,84	0,09	15,60	0,01	8,18	0,13	22,02	8,52	0,71	0,13	0,01	1,24	98,48
П4085	42,52	0,06	13,95	0,78	8,99	0,14	22,65	9,00	0,63	0,13	0,09	1,31	100,25
Кр3789	42,96	0,15	21,14	1,44	5,89	0,09	12,22	12,07	0,96	0,25	0,01	2,31	99,49
П4051	43,18	0,10	11,10	1,71	7,56	0,14	25,26	9,47	0,44	0,08	0,07	0,66	99,77
П4084	43,98	0,06	14,96	0,76	7,20	0,12	19,88	10,65	0,68	0,13	0,02	1,17	99,61
П4092	44,42	0,16	12,99	0,01	8,95	0,15	20,70	11,13	0,82	0,13	0,01	0,43	99,90
П4084а	45,04	0,10	14,16	2,17	5,93	0,12	17,76	12,31	0,61	0,13	0,02	1,29	99,64
П4086	45,96	0,12	12,06	1,16	7,30	0,20	18,25	13,25	0,66	0,13	0,04	0,58	99,71
П4089	47,3	0,13	20,52	0,37	4,21	0,09	9,79	16,10	1,03	0,16	0,01	0,90	100,61
П4027	48,00	0,58	16,00	2,72	6,65	0,13	9,29	11,36	1,78	0,57	0,10	1,90	99,08

Анортозиты

Кр3763	45,42	0,13	32,53	0,75	0,84	0,01	0,56	17,28	1,62	0,28	0,01	1,06	100,49
--------	-------	------	-------	------	------	------	------	-------	------	------	------	------	--------

Оливиновые габбронориты

Кр3766а	41,52	0,05	13,95	0,78	8,40	0,12	24,94	7,34	0,54	0,13	0,05	1,77	99,59
Кр3780	43,38	0,12	13,73	0,58	9,79	0,15	22,17	8,05	0,76	0,19	0,06	0,82	99,80
П4091	43,48	0,15	16,85	0,01	10,02	0,14	17,60	10,41	0,92	0,19	0,01	0,38	100,16
П4095	43,50	0,15	17,92	0,43	7,80	0,12	17,10	10,65	1,03	0,22	0,01	0,98	99,91
П4093	43,98	0,15	18,35	0,77	7,50	0,12	16,13	10,89	1,03	0,19	0,01	0,44	99,56
Кр3787	44,14	0,16	14,06	0,75	8,72	0,15	19,56	9,94	0,96	0,19	0,01	0,80	99,44
Кр3784	45,72	0,16	13,20	0,77	6,88	0,14	16,62	13,49	0,78	0,13	0,01	1,55	99,45
Кр3783	45,80	0,20	14,46	0,01	8,80	0,14	16,30	12,31	0,85	0,19	0,01	0,75	99,82
Кр3781	46,54	0,52	13,00	0,24	10,10	0,17	16,30	9,94	1,40	0,38	0,00	1,14	99,73
П4007	49,54	0,32	15,68	1,63	6,72	0,15	10,27	13,02	1,34	0,52	0,06	1,37	100,62

Продолжение табл. 1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
<u>Маринкинский массив</u>													
Дуниты, меланотроктолиты													
Б2706	35,30	0,05	8,70	5,20	7,38	0,11	27,74	1,98	1,77	0,30	0,02	11,02	99,57
Б2645	36,60	0,06	1,44	3,95	10,70	0,20	44,66	0,00	0,05	0,05	0,00	1,33	99,04
Б2714-1	37,06	0,05	2,74	1,40	13,90	0,20	41,40	0,95	0,09	0,05	0,00	1,60	99,44
Б2665	37,20	0,05	9,10	4,85	6,43	0,06	25,78	4,53	1,62	0,28	0,00	9,82	99,72
Б2660	37,30	0,06	1,10	3,73	12,30	0,18	39,36	0,42	1,85	0,31	0,02	1,93	98,56
Б2649	37,70	0,09	4,00	2,44	12,08	0,20	39,20	1,66	0,17	0,05	0,00	1,54	99,13
Б2638	38,00	0,06	3,60	1,71	10,97	0,13	35,60	0,22	0,82	0,34	0,02	7,64	99,11
Б2640-2	38,54	0,06	2,72	0,71	14,67	0,22	40,26	0,94	0,16	0,05	0,00	1,61	99,94
Б2659	38,76	0,10	1,62	3,11	11,15	0,20	40,42	1,18	0,15	0,05	0,00	2,06	98,80
Б2640	39,04	0,06	4,23	1,15	12,61	0,20	37,97	2,37	0,27	0,05	0,00	1,40	99,35
Б2688	41,30	0,06	10,67	0,68	10,00	0,16	28,85	6,39	0,46	0,05	0,00	1,27	99,89
Троктолиты, оливиновые габбро													
Б2713	40,90	0,03	19,90	4,64	3,02	0,08	15,51	10,20	1,31	0,44	0,00	4,10	100,13
Б2714-2	40,92	0,04	23,45	1,64	5,04	0,08	14,10	12,78	0,65	0,05	0,00	0,94	99,69
Б2721	41,30	0,04	20,77	0,94	6,88	0,11	17,10	10,89	0,75	0,05	0,00	1,26	100,09
Б2650	41,60	0,04	13,00	0,34	9,23	0,10	24,68	7,13	1,62	0,44	0,02	1,85	100,05
Б2689	42,70	0,04	23,35	0,00	4,89	0,07	13,04	12,55	0,95	0,05	0,00	2,02	99,66
Б2683	42,74	0,06	18,82	2,22	6,49	0,12	17,25	10,30	0,95	0,05	0,00	1,42	100,42
Б2739-1	42,82	0,03	23,79	1,05	4,81	0,07	12,39	12,78	0,90	0,05	0,00	1,72	100,41
Б2668	44,28	0,04	24,00	0,47	3,82	0,06	12,55	13,02	0,95	0,05	0,01	0,81	100,06
Б2740-1	45,32	0,09	19,44	0,80	4,13	0,08	12,22	15,15	0,95	0,00	0,00	1,74	99,92
Анортозиты													
Б2734-3	43,80	0,05	28,82	0,82	2,90	0,04	6,36	15,27	1,13	0,05	0,00	1,08	100,32
Габбро													
Б2632	45,08	0,10	21,78	2,82	4,74	0,10	8,31	12,07	1,81	0,10	0,00	3,37	100,28

Жильные дуниты и перидотиты

B2734-1	39,30	0,09	5,27	0,82	12,30	0,20	35,37	3,31	0,27	0,05	0,00	1,67	98,65
B2739-3	41,04	0,09	7,00	0,76	9,63	0,17	31,29	7,10	0,29	0,05	0,00	1,41	98,83

Такситовые дуниты и меланотроктолиты

B2739a-1	38,22	0,09	1,84	3,86	11,08	0,20	40,09	1,66	0,07	0,05	0,00	2,73	99,89
B2739a-1	39,40	0,03	7,05	1,55	8,02	0,13	35,53	2,84	0,09	0,05	0,01	5,31	100,01

Хромитовая руда

B2647	17,90	0,22	15,56	14,60	6,26	0,13	29,24	Не обн.	0,04	0,05	0,00	1,12	85,12
-------	-------	------	-------	-------	------	------	-------	---------	------	------	------	------	-------

Лукиндинский массив

Нижняя расслоенная серия

Дуниты, перидотиты, меланотроктолиты, меланогаббро

B1421	35,77	0,10	2,33	4,18	6,69	0,14	41,93	0,42	1,43	0,03	0,01	6,54	99,57
P1627	36,88	0,14	3,05	3,07	8,12	0,16	42,09	0,42	0,15	0,08	0,04	4,23	98,43
P1513a	37,14	0,10	4,12	5,61	6,40	0,19	39,50	1,68	1,50	0,04	0,03	2,73	99,04
P1628	37,42	0,04	5,75	2,89	6,84	0,13	39,06	1,40	0,28	0,02	0,02	5,03	98,88
P1648	37,50	0,27	1,20	0,12	12,10	0,17	37,80	0,80	0,16	0,08	0,00	8,36	98,56
P15346	37,50	0,10	0,70	3,71	7,82	0,05	41,34	0,58	0,10	0,05	0,00	6,67	98,62
P1605	37,50	0,17	2,40	0,67	9,91	0,16	40,00	1,18	0,14	0,08	0,01	6,68	98,90
P1563	37,57	0,05	4,48	7,30	6,12	0,16	32,10	2,38	0,37	0,03	0,02	8,62	99,20
P1503	37,77	0,14	1,61	4,02	6,11	0,14	42,13	0,56	1,28	0,03	0,00	5,30	99,09
P1612	37,80	0,20	1,50	2,33	8,41	0,15	41,00	1,18	0,12	0,08	0,01	5,91	98,69
P1599	38,00	0,13	1,60	0,67	12,10	0,18	36,80	1,77	0,19	0,08	0,00	6,86	98,38
P1601	38,00	0,13	2,00	2,53	9,78	0,15	39,80	0,81	0,12	0,06	0,00	5,95	99,33
P1616	38,00	0,13	1,30	0,49	10,16	0,15	41,00	0,82	0,13	0,08	0,00	6,26	98,52
P1649	38,06	0,08	6,09	3,32	6,74	0,14	35,94	2,52	0,61	0,04	0,12	5,98	99,64
P1607	38,10	0,13	1,47	2,73	8,07	0,12	41,20	0,50	0,20	0,05	0,01	6,10	98,68
P1609	38,20	0,17	1,50	1,80	8,40	0,15	41,30	0,82	0,14	0,08	0,01	6,19	98,76
P1618	38,50	0,14	1,30	2,28	8,65	0,15	41,00	0,34	0,05	0,05	0,00	7,00	99,46
P1632	38,54	0,06	9,59	3,40	6,36	0,13	34,24	3,09	0,44	0,03	0,03	4,04	99,95
P1660	38,66	0,13	11,29	3,70	5,12	0,13	27,61	3,92	0,77	0,07	0,13	7,52	99,05
P1668	38,69	0,10	10,93	4,29	6,44	0,14	29,63	3,36	0,77	0,06	0,14	4,92	99,47
P1674	38,80	0,27	4,12	3,93	7,91	0,18	37,54	2,24	0,42	0,04	0,18	3,57	99,20

Продолжение табл. I

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
П1524д	39,50	0,02	7,50	1,99	8,80	0,15	35,00	3,00	0,45	0,10	0,03	2,78	99,32
П1532д	39,90	0,03	2,20	2,30	9,05	0,13	40,50	1,40	0,25	0,10	0,02	3,75	99,63
П1653	39,92	0,18	6,99	2,74	7,98	0,15	33,86	3,64	0,61	0,05	0,07	2,86	99,05
Б1479	40,10	0,24	7,80	4,76	9,04	0,16	25,60	4,66	0,56	0,13	0,00	6,19	99,24
П1545	40,27	0,05	6,18	2,95	9,63	0,17	32,96	3,36	0,72	0,06	0,02	3,59	99,96
П1640	40,50	0,26	2,40	4,58	9,48	0,19	32,20	2,48	0,27	0,10	0,00	6,19	98,65
П15356	40,50	0,09	3,30	1,22	7,90	0,11	40,30	2,20	0,31	0,10	0,01	3,30	99,34
П1554	41,62	0,11	7,35	3,02	9,14	0,18	28,98	4,91	0,64	0,04	0,02	3,32	99,33
П1543	41,72	0,03	8,34	2,09	9,69	0,14	31,41	3,51	0,93	0,06	0,02	2,18	100,12
П1542	42,62	0,03	9,14	1,98	9,51	0,15	29,70	3,78	0,93	0,06	0,02	1,90	99,82
П1553-1	42,88	0,11	10,94	2,03	8,60	0,15	25,22	6,03	2,14	0,06	0,03	2,05	100,24
Троктолиты, ольвиновые габбро													
Б1426	41,25	0,25	15,06	1,01	5,67	0,09	23,99	7,29	1,21	0,06	0,00	3,68	99,56
П1663	41,50	0,22	11,70	0,86	7,34	0,12	28,50	4,38	0,78	0,10	0,00	2,99	98,49
Б1428	41,71	0,08	18,85	1,04	4,94	0,08	21,97	7,57	1,00	0,03	0,06	3,59	100,92
П1625	41,76	0,08	22,50	1,90	4,12	0,07	16,79	8,90	1,08	0,05	0,03	1,79	99,07
П1626	42,30	0,18	22,70	0,95	4,04	0,06	13,50	10,90	1,25	0,10	0,00	2,36	98,34
П1565	42,31	0,03	12,93	2,32	8,48	0,13	23,83	5,18	1,31	0,13	0,02	3,31	99,98
П1541	43,57	0,03	15,15	1,28	7,69	0,11	22,39	6,31	1,38	0,07	0,03	1,54	99,55
Б1427	43,68	0,09	23,13	1,54	2,91	0,10	13,91	11,78	1,43	0,04	0,10	1,63	100,34
П1535	43,70	0,10	19,20	0,30	4,14	0,14	19,31	8,50	0,99	0,09	0,08	2,87	99,42
П1634	43,79	0,10	24,38	0,87	3,51	0,09	11,59	11,77	1,54	0,07	0,03	1,58	99,32
П15316	43,80	0,01	17,00	1,34	4,74	0,07	20,50	8,40	1,07	0,12	0,02	2,81	99,88
П1534	43,80	0,04	16,90	0,76	5,17	0,10	20,90	8,50	1,00	0,12	0,01	2,71	100,01
П1667	43,90	0,20	19,80	0,73	4,04	0,06	16,20	8,87	1,39	0,23	0,01	3,69	99,12
П1556	43,99	0,06	16,67	1,33	5,99	0,10	16,14	8,55	1,54	0,18	0,02	4,57	99,14
П1597	44,20	0,27	14,00	0,71	7,55	0,11	18,40	9,50	1,33	0,09	0,01	3,64	99,81
П1636	44,30	0,18	20,20	0,00	5,25	0,06	15,85	10,50	0,96	0,10	0,00	1,44	98,84
П1669	44,50	0,14	23,57	0,69	3,81	0,12	13,45	10,89	1,81	0,07	0,07	0,38	99,50
П1639	44,50	0,11	25,99	0,89	2,63	0,16	9,07	11,77	1,91	0,15	0,05	2,64	99,87
Кр2822	44,62	0,11	19,97	1,15	4,48	0,09	5,39	10,56	1,48	0,02	0,08	1,56	89,51
П1645	44,80	0,12	24,02	0,69	3,88	0,14	12,49	11,49	1,72	0,09	0,04	1,11	100,59
Кр2826	44,83	0,09	20,38	0,91	4,60	0,09	15,45	9,95	1,48	0,02	0,07	1,65	99,52

П1658	44,86	0,13	23,48	1,10	3,66	0,06	13,10	10,65	1,81	0,06	0,11	1,20	100,22
Кр2824	44,89	0,11	23,37	1,27	3,66	0,08	11,82	11,79	1,58	0,02	0,05	0,88	99,52
П1524г	44,90	0,04	17,20	0,59	5,80	0,08	21,00	6,40	1,27	0,12	0,01	1,60	99,01
Кр2825	44,98	0,08	22,39	0,83	4,52	0,08	12,34	10,65	1,60	0,02	0,05	1,96	99,50
П1532б	45,20	0,07	19,40	0,50	4,50	0,05	16,33	9,70	1,40	0,12	0,01	2,02	99,30
П1512	45,22	0,19	24,21	1,35	5,23	0,05	8,67	11,22	2,08	0,07	0,00	1,41	99,70
П1666	45,23	0,12	22,05	0,52	4,54	0,07	14,11	10,09	1,81	0,06	0,07	0,71	99,38
Кр2828	45,27	0,10	20,00	1,35	4,67	0,09	15,61	9,84	1,54	0,02	0,05	0,97	99,51
П1530	45,30	0,03	20,30	1,06	3,70	0,06	15,70	9,95	1,67	0,14	0,02	2,27	100,20
Кр2818	45,39	0,05	21,40	1,35	4,67	0,10	12,82	9,95	1,76	0,02	0,07	1,93	99,51
Кр2829	45,43	0,14	21,66	1,37	4,16	0,09	12,79	10,35	1,82	0,05	0,07	1,56	99,49
П1536	45,50	0,03	20,82	0,77	5,21	0,08	15,67	8,55	1,84	0,10	0,02	0,85	99,44
П1510	45,53	0,08	21,34	2,05	4,36	0,07	14,11	9,81	1,93	0,10	0,00	0,50	99,88
П1644	45,60	0,20	21,00	0,00	4,33	0,06	13,60	11,34	1,45	0,10	0,01	1,66	99,35
П1584	45,80	0,20	22,80	0,00	4,53	0,07	11,00	11,36	1,50	0,14	0,00	1,64	99,04
П1650	45,83	0,10	25,28	0,15	3,15	0,07	9,67	12,89	2,08	0,11	0,05	1,03	100,41
П1592	46,00	0,34	22,30	0,58	4,52	0,07	9,21	11,18	2,00	0,11	0,00	3,05	99,36
Кр2823	46,09	0,10	24,43	0,61	3,83	0,08	9,68	11,96	1,52	0,02	0,06	1,14	99,52
Б1367	46,32	0,12	25,28	0,77	3,81	0,06	7,45	11,21	2,52	0,14	0,05	1,26	98,99
Кр2827	46,42	0,11	23,46	0,72	3,71	0,08	10,24	11,07	1,96	0,02	0,06	1,63	99,48
П1514	46,59	0,29	23,80	0,40	5,08	0,08	9,07	11,78	2,50	0,13	0,01	0,71	100,44
Б1392	46,76	0,09	20,79	1,48	3,59	0,10	12,45	9,96	1,94	0,02	0,09	2,25	99,52
П1652	46,76	0,15	23,30	0,87	3,51	0,06	10,88	11,49	2,16	0,20	0,09	0,73	100,20
П1678	46,77	0,35	24,74	1,18	3,51	0,07	6,85	11,49	2,78	0,19	0,16	1,54	99,63
П1559	46,97	0,05	24,51	1,35	3,03	0,05	8,26	11,07	2,46	0,13	0,02	1,71	99,61
Б1439	47,09	0,21	24,74	0,01	4,22	0,07	7,66	11,54	2,16	0,09	0,01	2,41	100,21
П1579	47,20	0,26	22,60	0,21	4,22	0,07	10,70	11,65	1,87	0,09	0,00	0,85	99,72
Кр2802	47,34	0,12	23,05	1,80	3,23	0,09	8,80	11,22	2,08	0,08	0,07	1,62	99,50
Б1388	47,37	0,11	20,85	1,19	4,48	0,10	11,00	10,14	2,04	0,02	0,09	2,11	99,50
П1517	47,50	0,16	23,78	0,41	4,94	0,08	9,07	11,78	2,50	0,14	0,10	0,10	100,56
Б1389	47,56	0,16	20,33	1,93	3,63	0,10	10,24	11,76	1,82	0,02	0,07	1,88	99,50
П1576	47,80	0,40	21,20	0,40	4,22	0,08	10,40	12,10	2,00	0,11	0,01	1,04	99,76
Б1391	47,92	0,13	21,32	1,35	3,83	0,10	10,08	11,30	2,10	0,02	0,04	1,32	99,51
Б1387	47,96	0,16	20,34	1,45	3,37	0,10	10,42	12,10	1,98	0,02	0,05	1,55	99,50
Б1390	48,09	0,15	21,06	1,53	3,14	0,10	9,83	11,73	2,00	0,02	0,09	1,75	99,49
П1516	48,11	0,20	23,31	1,95	3,63	0,08	8,87	11,22	2,42	0,13	0,00	0,35	100,27
Кр2820	48,18	0,08	23,67	1,02	3,23	0,08	7,91	11,59	2,06	0,02	0,05	1,62	99,51

Продолжение табл. I

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Б1436	48,25	0,31	19,66	1,06	3,20	0,06	8,81	13,65	1,78	0,06	0,00	3,92	100,76
П1509	48,40	0,37	22,10	0,01	5,50	0,09	8,30	11,48	2,14	0,17	0,00	1,17	99,73
П1526а	48,50	0,08	19,20	1,20	6,30	0,09	7,30	13,70	1,40	0,14	0,02	1,16	99,09
П1573	49,00	0,39	20,40	0,17	4,44	0,08	8,70	13,30	2,00	0,14	0,01	1,47	100,10
П1508	49,35	0,33	15,06	1,06	3,34	0,06	11,69	17,10	1,43	0,04	0,00	0,49	99,95
Б1395	49,55	0,23	19,61	1,50	2,90	0,10	7,87	14,53	1,92	0,01	0,07	1,20	99,49
Б1432	45,07	0,32	26,90	0,27	2,91	0,06	7,86	13,18	1,78	0,09	0,01	1,93	100,38
П1651	45,55	0,13	27,25	0,33	2,63	0,09	7,35	13,03	2,08	0,10	0,05	1,77	100,36
П1672	45,67	0,13	26,35	0,24	2,93	0,07	7,86	13,12	2,08	0,09	0,23	0,51	99,28
П1661	45,82	0,10	26,35	0,24	3,22	0,08	8,66	12,05	2,08	0,09	0,21	0,90	99,80
П1524	47,20	0,03	26,80	0,00	2,30	0,03	6,11	13,50	1,80	0,14	0,04	1,18	99,13
Анортозиты													
П1624а	43,91	0,09	28,13	1,09	2,18	0,05	8,23	12,19	1,50	0,05	0,03	0,81	98,26
П1623а	44,69	0,11	29,99	1,66	1,45	0,04	4,94	13,87	1,69	0,09	0,02	1,00	99,55
Б1429	44,70	0,16	27,25	0,76	1,89	0,02	6,25	12,90	1,71	0,07	0,00	3,60	99,31
П1620	44,78	0,05	29,88	1,65	1,75	0,05	4,23	14,16	1,61	0,07	0,01	0,89	99,13
П1624	45,55	0,11	31,25	1,06	1,27	0,04	3,02	14,16	1,84	0,07	0,03	1,78	100,18
П1630	45,97	0,08	31,77	0,72	1,15	0,03	1,71	14,72	2,00	0,08	0,02	0,87	99,12
П1531	46,30	0,04	25,90	0,09	3,16	0,04	7,90	12,80	1,67	0,14	0,02	1,17	99,23
П1507	47,51	0,19	28,33	0,28	2,04	0,03	3,83	14,86	2,24	0,07	0,00	0,90	100,28
П1567	47,99	0,06	26,91	1,41	1,75	0,04	4,23	12,47	2,70	0,15	0,02	1,38	99,11
П1532а	48,20	0,04	27,50	0,00	1,58	0,03	4,50	14,30	1,80	0,14	0,01	1,42	99,52
П1681	48,59	0,12	28,06	0,26	2,49	0,06	4,43	12,05	3,04	0,10	0,14	0,58	99,92
П1524а	49,20	0,05	29,90	0,00	1,08	0,02	0,50	15,50	2,27	0,14	0,02	0,78	99,46
П1683	51,56	0,12	29,22	0,71	0,80	0,04	0,60	11,77	4,42	0,12	0,09	0,31	99,76
П1688	52,11	0,10	28,68	0,79	0,58	0,03	0,50	11,35	4,72	0,14	0,07	0,53	99,60
Верхняя расслоенная серия													
Пироксениты													
Кр28076	40,86	0,15	8,60	1,43	10,29	0,16	28,60	5,46	0,53	0,02	0,07	3,35	99,52
Кр2804	43,30	0,38	8,59	1,20	11,20	0,17	25,83	5,31	1,08	0,02	0,08	2,33	99,49
Б1434	45,37	0,66	13,99	0,17	8,29	0,08	18,14	9,81	1,64	0,09	0,00	1,61	99,85

Б1400	45,65	0,47	4,49	2,20	9,02	0,19	21,80	13,61	0,48	0,02	0,06	1,53	99,52
Кр2815	46,50	0,34	10,06	0,78	9,74	0,17	19,49	10,04	1,26	0,02	0,04	1,12	99,56
Б1478	48,00	0,36	13,70	0,58	5,78	0,10	15,80	13,10	1,33	0,11	0,02	1,37	100,25
Кр2815а	48,37	0,58	7,84	1,80	7,37	0,18	16,11	14,57	0,99	0,02	0,08	1,61	99,52
П1520-2	48,98	0,68	6,90	4,18	7,38	0,21	16,75	12,06	0,93	0,09	0,01	0,90	99,07

Габбро, габбронориты

П1521	44,61	0,56	12,01	1,70	10,47	0,16	20,26	6,31	1,77	0,12	0,04	1,45	99,46
П1703	45,70	0,18	24,40	1,45	4,09	0,06	8,89	10,58	1,58	0,23	0,01	2,16	99,33
Кр2807а	46,65	0,78	14,77	1,82	7,37	0,14	13,27	10,54	1,80	0,09	0,06	2,21	99,50
Кр2814а	46,72	0,13	24,83	4,23	0,00	0,08	6,61	11,86	2,08	0,04	0,08	2,84	99,50
Б1369	47,07	0,67	18,65	3,24	5,03	0,12	9,97	9,95	2,34	0,19	1,99	0,02	99,24
П1696	47,20	0,17	15,50	0,92	7,18	0,11	15,60	10,10	1,73	0,16	0,01	1,14	99,82
Кр2814	47,50	0,57	17,26	2,55	6,34	0,13	9,70	11,73	2,18	0,05	0,07	1,41	99,49
Б1405	47,86	0,64	15,20	3,26	5,07	0,14	10,19	12,85	2,24	0,01	0,05	1,98	99,49
Б1366	47,88	0,20	18,19	1,43	3,82	0,09	10,68	13,45	1,92	0,07	0,01	1,56	99,30
Кр2809	48,03	0,23	23,84	1,23	2,75	0,08	5,40	13,50	1,92	0,04	0,08	2,38	99,48
П1693	48,10	1,24	15,20	5,14	6,80	0,15	7,12	11,45	2,73	0,26	0,02	1,22	99,43
Б1399	48,15	0,87	19,56	2,47	4,38	0,12	6,94	11,84	2,28	0,05	0,07	2,76	99,49
Б1401	48,35	0,52	22,72	2,59	3,25	0,11	4,48	12,74	2,50	0,15	0,08	2,02	99,51
Кр2810	48,57	0,31	24,03	1,45	2,51	0,09	4,94	14,60	2,12	0,03	0,05	0,80	99,50
Кр2806	48,60	0,21	18,98	1,53	4,09	0,10	10,64	11,75	2,04	0,04	0,06	1,45	99,49
Б1370	48,64	0,76	16,49	3,45	5,81	0,13	8,97	11,77	2,34	0,11	0,02	1,49	99,98
Б1458	48,70	0,25	21,30	1,18	3,26	0,07	7,70	13,30	2,18	0,16	0,00	2,13	100,23
Б1461	48,70	0,27	21,50	1,02	3,04	0,07	7,40	13,17	2,00	0,18	0,00	1,85	99,20
П17006	48,70	1,20	15,00	4,86	7,30	0,15	7,90	10,55	2,72	0,26	0,01	1,09	99,74
Б1420	48,74	0,23	22,97	1,71	3,57	0,08	5,85	11,35	3,10	0,16	0,01	1,42	99,19
Б1414	48,75	0,43	16,93	2,06	5,22	0,13	9,48	11,95	2,08	0,25	0,05	2,17	99,50
Б1476	48,80	0,28	19,60	0,73	4,74	0,08	10,00	12,30	2,00	0,17	0,01	1,43	100,14
Б1415	48,88	0,29	21,55	2,03	3,55	0,10	6,27	12,30	2,46	0,11	0,08	1,87	99,49
Кр2811а	48,97	0,17	19,17	1,61	4,12	0,11	10,93	11,43	2,22	0,02	0,08	0,66	99,49
Б1410	48,98	0,55	21,36	1,82	4,18	0,11	7,21	9,84	3,10	0,19	0,03	1,77	99,14
Б1397	49,02	0,32	22,85	2,05	2,91	0,10	5,28	12,68	2,26	0,09	0,05	1,89	99,50
Б1394	49,05	0,25	18,27	1,57	3,59	0,11	9,36	14,47	1,70	0,02	0,08	1,05	99,52
Б1402	49,05	0,23	17,25	2,14	3,64	0,12	10,57	13,16	2,10	0,02	0,12	1,10	99,50
П1548	49,10	0,23	19,63	1,48	3,63	0,09	10,38	12,76	2,54	0,13	0,02	0,48	100,47
Б1444	49,20	0,36	19,60	1,13	4,74	0,09	8,00	11,50	2,55	0,17	0,00	2,58	99,92

Продолжение табл. 1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
П1701	49,30	0,49	14,00	1,02	7,18	0,12	11,60	12,10	2,27	0,19	0,02	0,80	99,09
П1593	49,60	0,55	16,40	0,07	4,89	0,09	8,96	15,60	1,87	0,13	0,00	1,30	99,46
Б1403	49,78	0,19	20,39	1,91	3,47	0,11	7,66	12,10	2,50	0,08	0,08	1,22	99,49
Кр2803	49,97	0,23	18,69	1,65	3,29	0,10	9,05	13,35	2,24	0,05	0,04	0,83	99,49
Б1408	50,07	0,56	17,68	2,50	5,08	0,12	8,26	11,77	2,64	0,11	0,00	1,00	99,79
Б1471	50,10	0,35	23,60	0,41	2,96	0,05	5,60	13,90	2,36	0,18	0,01	0,85	100,37
Кр2817	50,18	0,12	23,51	1,00	2,37	0,08	5,38	12,93	3,15	0,03	0,08	0,66	99,49
П1520-1	50,24	0,44	12,84	2,61	5,63	0,14	12,31	12,21	1,69	0,12	0,01	0,82	99,06
Б1445	50,60	0,51	16,40	1,13	6,00	0,12	9,63	11,80	2,45	0,16	0,00	0,83	99,63
Б1409	50,85	0,38	15,98	2,04	4,99	0,14	10,05	11,44	1,90	0,03	0,06	1,63	99,49
П1702	51,00	0,27	19,30	0,68	4,88	0,08	8,60	11,30	2,28	0,21	0,01	0,62	99,23
Б1456	51,30	0,59	19,90	1,25	3,88	0,08	6,50	12,00	2,33	0,23	0,00	1,61	99,67
П1519	51,64	0,24	18,50	1,51	4,18	0,10	8,66	11,35	2,60	0,12	0,02	0,65	99,57
Кр2800	55,41	0,29	21,35	1,63	2,90	0,10	3,96	7,93	4,90	0,37	0,07	0,58	99,49
Анортозиты													
Б1412	49,03	0,16	24,76	1,29	2,36	0,06	4,44	12,76	2,72	0,12	0,02	1,63	99,35
Кр2809а	49,13	0,14	28,77	0,71	0,72	0,06	0,75	14,59	3,05	0,08	0,08	1,42	99,50
Б1463	50,10	0,27	24,20	0,49	2,44	0,05	4,80	13,20	2,64	0,18	0,00	1,77	100,14
Жильная серия пород													
П1611	44,20	1,63	18,40	2,38	8,05	0,13	9,29	10,02	2,62	0,35	0,04	2,27	99,38
П1604	46,10	1,06	18,20	1,72	6,46	0,10	10,97	10,72	2,14	0,26	0,03	2,04	99,80
П1572	46,50	3,18	16,20	3,95	7,33	0,17	7,80	10,70	2,08	0,20	0,00	2,01	100,12
П1635	47,70	1,40	16,40	2,88	7,76	0,14	9,80	8,62	3,00	0,35	0,05	2,24	100,34
П1589	48,40	0,75	17,10	1,78	5,96	0,12	9,75	12,12	1,92	0,21	0,05	1,24	99,40
П1681	48,50	1,38	17,80	1,90	6,89	0,12	7,54	10,13	2,62	0,41	0,06	2,00	99,35
П1557	50,10	0,66	15,14	1,39	6,22	0,15	10,20	11,60	1,95	0,16	0,00	1,66	99,23
Жарчинский массив													
Плагиодуниты, меланотроктолиты													
Б2339	35,93	0,30	5,20	4,90	10,76	0,24	35,68	1,26	0,35	0,06	0,04	5,32	100,04

Б2350-2	35,94	0,19	6,03	4,56	8,63	0,18	30,97	3,31	0,46	0,05	0,01	8,14	98,47
Б2344	36,88	0,16	6,10	6,05	8,87	0,21	32,26	1,96	0,41	0,05	0,06	5,96	98,97

Троктолиты, оливиновые габбро

Б2350-1	42,68	0,09	23,30	1,14	4,13	0,06	11,08	11,36	1,81	0,05	0,01	4,14	99,85
Б2242	43,54	0,22	21,51	1,98	4,95	0,09	12,00	10,09	1,77	0,10	0,31	2,89	99,45
Б2342	44,22	0,21	24,21	0,88	4,36	0,08	9,68	10,94	1,87	0,15	0,01	2,59	99,20
Б2248	44,51	0,35	24,02	1,58	3,79	0,14	9,30	10,79	2,10	0,24	0,37	2,78	99,97
Б2340	44,66	0,43	21,41	1,07	5,60	0,09	13,14	10,61	1,71	0,11	0,04	1,76	100,68
Б2349	44,72	0,19	22,05	1,52	4,94	0,08	11,89	10,37	1,73	0,11	0,01	1,91	99,52
Б2335	45,04	0,39	24,66	1,11	4,22	0,06	9,11	12,00	1,79	0,11	0,04	2,08	100,61

Анортозиты

Б2346	45,37	0,26	26,36	1,21	3,78	0,06	7,46	12,34	1,93	0,11	0,01	1,40	100,29
Б2336	45,59	0,22	27,07	1,23	3,05	0,05	5,85	12,90	2,00	0,19	0,03	1,16	99,34
Б2249	46,20	0,32	28,42	0,79	2,48	0,05	4,10	13,03	2,28	0,27	0,21	1,70	99,85

Жильные габбронориты

Б2252	45,60	0,90	18,02	2,53	7,28	0,13	12,80	8,69	2,36	0,35	0,31	0,75	99,72
-------	-------	------	-------	------	------	------	-------	------	------	------	------	------	-------

Шильдырхейский массив

Плагииодуниты, перидотиты

6390	35,15	0,33	3,87	12,21	4,23	0,19	30,32	1,70	0,13	0,01	0,02	10,85	99,01
6399	38,47	0,35	9,14	7,53	6,27	0,19	25,85	3,73	0,57	0,06	0,02	7,49	99,67

Троктолиты, оливиновые габбро

6388	40,97	0,19	14,26	4,41	6,27	0,13	20,99	5,99	0,94	0,06	0,10	4,58	98,89
П3107	41,89	0,26	16,14	5,11	5,98	0,13	16,39	9,01	1,14	0,06	0,08	4,32	100,51
6395	42,03	0,11	18,65	2,45	5,67	0,12	15,52	9,81	1,35	0,07	0,01	3,57	99,36
6387	43,14	0,19	20,98	2,39	4,81	0,09	13,97	9,29	1,43	0,06	0,07	2,60	99,02
П3093	43,81	0,35	16,32	2,03	9,91	0,20	15,58	8,45	1,60	0,10	0,12	1,32	99,79
П3114	43,97	0,18	22,95	3,19	4,52	0,09	9,72	11,26	1,50	0,11	0,06	2,10	99,65
П3104	44,29	0,23	20,26	1,88	7,29	0,11	12,55	9,29	1,80	0,10	0,04	1,20	99,04
П3101а	44,46	0,35	19,01	2,76	6,12	0,15	12,45	11,44	1,73	0,10	0,02	1,72	100,31
П3106	44,55	0,17	21,70	1,10	5,68	0,11	10,12	11,82	1,53	0,10	0,09	2,42	99,39

Продолжение. табл. I

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
6411	44,75	0,20	23,84	1,74	4,95	0,09	9,50	11,21	1,83	0,08	0,07	1,08	99,34
ПЗ108	45,34	0,19	22,97	0,99	4,08	0,07	9,88	11,63	1,53	0,10	0,06	2,17	99,01
6409	45,50	0,17	24,83	1,11	3,93	0,09	6,90	12,05	2,10	0,15	0,07	2,38	99,28
ПЗ102	45,52	0,38	16,22	3,66	7,00	0,26	14,17	10,42	1,53	0,09	0,09	0,89	100,23
ПЗ083а	45,65	0,17	18,11	2,58	8,91	0,19	12,50	7,71	2,26	0,12	0,02	0,60	98,82
6427	45,78	0,25	22,23	1,43	4,37	0,09	9,90	11,07	1,92	0,10	0,16	2,08	99,38
ПЗ091	46,23	0,42	17,57	1,72	8,02	0,17	11,74	10,98	1,87	0,13	0,07	1,13	100,05
6419	46,63	0,25	23,39	1,18	3,06	0,09	6,70	15,14	1,67	0,08	0,06	1,07	99,32
ПЗ098	46,77	0,22	22,05	1,73	6,71	0,11	10,02	9,25	2,00	0,16	0,06	1,18	100,26
6384	47,02	0,25	24,03	1,06	3,34	0,08	8,27	13,46	2,00	0,11	0,01	0,15	99,78
6404	47,33	0,41	21,60	1,75	4,08	0,15	8,86	14,03	1,78	0,10	0,12	0,42	100,63
6439	47,35	0,58	20,80	0,69	5,96	0,08	7,26	13,46	2,16	0,26	0,10	1,02	99,72
ПЗ092	47,85	0,41	20,44	1,75	4,08	0,11	7,08	12,67	2,10	0,16	0,12	2,44	99,21
ПЗ100	47,91	0,32	20,44	2,07	3,94	0,11	8,10	13,51	1,87	0,15	0,07	1,15	99,64
ПЗ086	48,54	0,42	23,03	1,81	3,79	0,09	6,17	14,26	1,93	0,17	0,02	0,34	100,57
ПЗ0796	51,22	0,30	21,34	0,43	3,21	0,10	5,44	13,88	3,42	0,46	0,02	0,63	100,45
Габбро													
ПЗ109	45,61	0,13	26,89	1,91	3,06	0,06	6,88	11,82	1,87	0,10	0,06	1,90	100,29
ПЗ112	47,88	0,45	19,36	1,75	3,21	0,11	7,89	15,76	1,50	0,09	0,09	2,01	100,10
ПЗ111	47,99	0,54	16,60	1,26	3,79	0,13	9,72	15,86	1,31	0,09	0,09	1,64	99,02
6437	48,26	0,47	19,00	1,18	4,01	0,09	7,80	16,82	1,58	0,12	0,029	0,55	99,91
ПЗ103	48,91	0,45	19,11	1,43	3,06	0,13	7,08	16,05	1,33	0,08	0,01	1,32	98,96
ПЗ088	48,98	0,41	17,95	2,17	5,10	0,11	9,21	12,20	2,20	0,11	0,02	0,56	99,02
6378	49,15	0,47	15,06	1,75	3,35	0,09	8,70	17,45	1,35	0,19	0,10	1,56	99,22
ПЗ079	49,99	0,40	18,10	1,21	4,38	0,08	8,87	14,16	2,66	0,14	0,02	0,43	100,44
6391	50,11	0,71	13,63	1,91	4,08	0,09	10,08	16,96	1,33	0,10	0,02	0,48	99,50
ПЗ085	50,41	0,50	15,96	0,88	4,82	0,11	8,87	15,00	2,56	0,15	0,04	0,95	100,25
ПЗ082	51,01	0,50	13,81	0,55	5,55	0,13	9,88	15,56	2,38	0,13	0,00	0,12	99,62
ПЗ090	51,14	0,45	21,52	1,76	2,48	0,07	4,25	14,80	2,94	0,21	0,06	0,99	100,67
6438	51,73	0,64	15,60	0,53	6,25	0,15	6,05	15,98	2,42	0,34	0,03	0,99	100,71

Анортозиты													
6410	45,95	0,10	27,97	1,44	2,33	0,05	5,30	13,03	2,10	0,11	0,06	1,15	99,59
6386	47,69	0,11	32,37	0,63	1,17	0,37	1,01	14,64	2,18	0,13	0,07	0,26	100,63
П3089	48,97	0,21	27,61	1,13	1,31	0,04	0,81	12,39	3,26	0,35	0,02	3,07	99,17
П3090а	50,98	0,11	28,62	1,12	0,73	0,00	0,01	11,82	4,32	0,28	0,06	0,95	99,00
Жильная серия массива													
П3098а	46,78	0,35	18,83	2,37	6,71	0,17	9,11	12,64	1,94	0,12	0,09	0,65	99,76
6435	48,99	0,75	15,78	0,21	6,11	0,13	6,65	16,82	2,32	0,35	0,01	1,75	99,87
П3080а	49,58	1,16	13,81	2,55	5,39	0,15	7,49	16,33	1,94	0,31	0,09	0,44	99,24
Породы эндоконтактовой фации													
Кр3154	46,21	2,54	4,48	6,23	8,45	0,20	11,33	18,58	0,82	0,13	0,07	0,61	99,65
Кр3153	47,84	2,07	15,79	2,19	9,77	0,20	6,07	11,54	2,76	0,77	0,36	0,00	99,36
Кр3151	48,23	0,91	16,14	2,72	4,66	0,14	6,88	17,73	1,37	0,22	0,05	0,87	99,92
6448	48,75	1,05	9,96	1,53	6,25	0,12	8,97	18,23	1,80	0,60	0,04	1,66	98,96
6447	49,59	0,93	8,97	0,36	6,83	0,14	11,09	18,23	1,60	0,24	0,01	1,84	99,83
Кр3155	50,91	0,61	15,60	1,91	4,37	0,09	7,29	16,05	2,00	0,25	0,12	0,81	100,01
<u>Монгольский массив</u>													
Троктолиты													
Б2481	43,48	0,06	22,14	0,00	6,74	0,09	12,27	11,28	1,35	0,02	0,02	2,10	99,55
Б2484	43,76	0,06	22,69	0,00	6,38	0,08	11,19	11,48	1,25	0,02	0,02	2,62	99,55
Б2496	43,84	0,07	22,31	0,00	6,82	0,08	12,49	11,66	1,33	0,02	0,02	0,90	99,54
Б2490	43,95	0,09	22,30	0,00	6,61	0,08	11,56	11,48	1,60	0,02	0,02	1,83	99,54
Б2479	44,00	0,07	21,54	0,01	7,31	0,09	12,93	11,12	1,43	0,02	0,02	1,00	99,54
Б2500	46,60	0,09	25,25	0,00	4,78	0,06	7,10	12,40	2,08	0,02	0,02	0,58	98,98
Б2491	44,67	0,10	22,10	0,00	6,57	0,09	11,79	11,22	1,58	0,02	0,02	1,38	99,54
Габбро													
Б2499	45,88	0,15	23,60	0,00	5,23	0,06	8,13	13,57	1,73	0,02	0,02	1,15	99,54
Б2507	46,90	0,32	24,80	1,24	2,57	0,06	5,87	12,58	2,10	0,42	0,05	2,61	99,52
Б2468	49,10	0,40	18,30	1,38	3,44	0,08	8,13	13,29	3,29	0,44	0,05	1,98	99,88

Продолжение табл. I

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
	Анортозиты												
Б2477	47,50	0,11	33,50	0,51	0,53	0,01	0,20	13,14	3,43	0,57	0,03	0,94	100,47
Б2478	48,02	0,24	29,33	0,00	2,21	0,02	0,81	15,35	2,03	0,02	0,07	1,40	99,50
Б2485	48,10	0,15	32,80	3,09	0,64	0,02	0,25	12,41	2,20	0,25	0,03	0,73	100,67
	Жильный габбродиабаз												
Б2501	43,20	1,54	16,60	5,02	8,17	0,13	8,01	10,88	2,70	0,55	0,53	2,07	99,40
	Массив Заоблачный												
	Плагиоклерциты, оливиновые меланогаббро и меланогаббронориты												
Б3734-1	38,90	0,06	9,50	2,48	14,73	0,22	25,86	4,82	0,36	0,08	-	2,43	99,44
Б3663	40,40	0,08	12,40	2,33	13,65	0,22	23,64	6,13	0,43	0,08	-	1,27	100,63
Б3735	41,00	0,13	8,50	3,20	15,08	0,24	25,05	4,30	0,37	0,10	-	1,17	99,14
	Троктолиты, оливиновые габбро и габбронориты												
Б3656	42,50	0,22	19,80	2,25	8,52	0,13	14,19	11,31	0,69	0,08	-	0,92	100,61
Б3696-1а	43,70	0,15	18,60	0,27	8,04	0,12	13,29	14,82	0,62	0,05	-	1,05	100,71
Б3643	44,40	0,10	26,60	1,17	4,35	0,07	6,48	14,41	0,94	0,10	-	1,18	99,80
	Анортозиты												
Б3666	43,80	0,03	29,40	0,46	3,37	0,05	5,58	15,36	0,88	0,05	-	1,62	100,60
	Габбронориты и нориты												
Б3646	43,10	0,70	20,10	3,92	8,58	0,14	8,17	13,45	0,88	0,10	-	1,21	100,35
Б3635	43,20	0,55	26,90	2,55	4,18	0,06	4,56	15,12	1,29	0,12	-	1,49	100,02
Б3561	48,80	0,96	17,80	3,38	8,48	0,20	6,09	10,01	2,80	0,22	0,41	1,46	100,61
Б3604	54,70	0,79	17,70	2,01	7,19	0,16	4,61	9,08	2,90	0,54	0,13	0,92	100,73
	Жильная серия пород												
Б3660	44,90	0,13	26,60	0,20	4,23	0,06	5,48	16,74	0,88	0,05	-	1,39	100,60
Б3586	45,00	0,03	34,20	0,25	0,68	0,00	0,11	18,10	1,14	0,05	-	0,72	100,28

B3575	45,40	0,12	23,70	0,00	4,31	0,07	7,90	17,12	0,63	0,08	-	1,10	100,43
B3571	47,50	0,23	17,40	0,51	5,93	0,11	10,52	16,27	0,69	0,10	-	1,48	100,74

Реакционные пироксениты

B3662	43,10	0,25	14,10	1,95	9,41	0,17	16,64	12,24	0,62	0,10	-	2,02	100,60
B3574	47,30	0,45	8,20	1,01	6,47	0,14	14,58	18,94	0,63	0,10	-	1,90	99,72
B3577	47,30	0,31	8,10	1,39	5,50	0,12	16,48	17,91	0,43	0,08	-	1,83	99,45

Массив Исполинский

Перидотиты, меланотроктолиты, оливиновые меланогаббро

G257	34,80	0,13	12,12	7,66	11,28	0,22	20,12	6,64	0,17	0,19	-	6,38	99,71
5911	35,90	0,19	7,75	9,64	11,57	0,25	24,66	3,80	0,21	0,19	-	6,07	100,23
G2726	36,80	0,02	11,33	5,74	9,41	0,16	23,00	5,20	0,23	0,16	-	8,27	100,32
5903	37,40	0,07	7,34	8,92	7,00	0,21	23,79	5,41	0,17	0,19	0,01	8,43	98,94
P-15	37,40	0,03	7,30	7,23	12,21	0,24	27,68	3,23	0,15	0,15	-	4,55	100,17
P-10	37,70	0,02	8,60	10,90	8,10	0,18	22,56	3,68	0,21	0,15	-	7,34	99,44
5914-3	38,10	0,09	10,32	2,14	16,88	0,28	23,52	5,88	0,21	0,19	0,02	1,52	99,15
B3892	38,20	0,08	12,83	5,02	10,60	0,23	20,12	7,85	0,23	0,13	0,01	4,96	100,26
B3874	38,80	0,03	4,30	2,93	14,55	0,24	32,84	2,69	0,12	0,25	-	2,85	99,60

Троктолиты, оливиновые габбро и габбронориты

G2546	38,30	0,02	15,95	4,02	10,06	0,18	18,52	8,90	0,41	0,19	-	3,49	100,04
5905	39,10	0,07	15,71	3,70	8,46	0,17	18,52	10,25	0,28	0,13	0,02	3,93	100,34
5917	39,50	0,03	16,57	1,49	9,73	0,15	19,42	9,33	0,27	0,05	-	3,63	100,17
B3895	40,00	0,10	21,60	3,83	7,35	0,14	11,60	11,00	0,60	0,18	-	3,52	99,92
G265	40,20	0,02	24,46	1,20	6,75	0,12	9,68	14,02	0,33	0,10	0,01	2,21	99,10
B3893	40,20	0,12	24,90	3,53	6,36	0,11	8,69	13,00	0,36	0,10	-	2,32	99,69
5909	40,30	0,06	23,04	2,68	7,04	0,12	10,99	13,05	0,37	0,10	0,02	2,17	99,94
B3873	40,70	0,01	23,32	1,38	7,35	0,13	11,72	13,42	0,35	0,10	-	1,68	100,16
P 21	41,00	0,02	20,35	1,58	8,75	0,15	14,54	10,65	0,36	0,13	-	2,13	99,66
5908-2	41,80	0,03	22,82	1,30	6,57	0,12	10,53	14,84	0,39	0,10	-	1,67	100,17

Анортозиты

B3862	41,40	0,03	29,50	1,92	1,87	0,06	3,88	15,41	0,50	0,10	-	4,50	99,17
P2	41,40	0,03	26,20	2,43	4,20	0,10	7,39	14,47	0,36	0,10	-	2,49	99,17

Окончание табл. I

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Г2506	41,60	0,09	28,72	0,67	3,09	0,06	5,01	15,06	0,46	0,10	0,01	4,55	99,42
Г263	42,00	0,03	28,32	1,23	3,12	0,06	5,74	16,47	0,37	0,10	-	2,24	99,68
Б3873а	42,90	0,05	28,10	0,88	4,25	0,07	4,90	15,00	2,95	0,29	-	1,23	100,62
Габбро, габбронориты													
Г275а	36,60	0,56	18,20	7,62	8,80	0,18	8,28	14,92	0,35	0,19	-	4,79	100,49
Б3863	38,70	0,46	22,30	6,62	7,90	0,13	7,46	10,97	3,32	0,33	-	2,29	100,48
5925	39,10	0,99	16,68	11,63	6,90	0,20	7,32	12,79	0,57	0,25	0,01	3,22	99,66
Г267	39,70	0,26	22,58	5,98	4,88	0,10	7,86	13,97	0,45	0,25	0,01	3,74	99,78
Б3864	40,30	0,35	21,30	5,50	8,55	0,15	10,00	10,97	0,39	0,15	-	1,76	99,42
Г229	40,50	0,62	20,35	7,98	7,22	0,14	6,06	13,56	0,63	0,19	0,01	1,97	99,23
5922	45,80	0,48	11,04	5,25	7,69	0,23	12,22	14,73	0,47	0,19	-	1,43	99,53
Б3876	46,60	0,14	21,70	2,18	4,88	0,14	7,61	14,00	0,73	0,13	-	1,50	99,61
Жильная серия пород													
Б3880	40,40	0,80	17,70	0,47	16,13	0,20	7,46	11,00	0,48	0,15	-	3,94	98,73
5917-1	45,10	2,22	15,16	6,97	7,90	0,22	5,64	8,58	3,15	0,60	0,35	3,34	99,23
Б3823	45,20	0,14	12,50	1,98	7,76	0,17	15,16	13,27	0,82	0,25	-	2,36	99,61
Р 22-1	49,10	1,30	19,65	2,10	6,21	0,12	5,98	9,61	3,40	0,79	0,31	1,62	100,19

Примечание. В хромитовой руде Маринкинского массива содержится 15,50% Cr_2O_3 .

Таблица II

Химический состав оливинов, мас. %

№ обр.	SiO ₂	ΣFeO	MnO	MgO	NiO	Σ	f _{Ол}
1	2	3	4	5	6	7	8
<u>Маринкинский массив</u>							
Хромитовая руда							
Б2647	41,32	8,50	0,15	49,34	0,23	99,54	9,0
Дуниты из центральной части массива							
Б2640	41,17	11,27	0,27	47,18	0,13	100,02	12,08
Б2645	40,50	11,75	0,24	46,98	0,23	99,70	12,5
Б2649	40,22	13,62	0,31	46,45	0,21	100,81	14,4
Троктолиты и оливиновые габбро							
Б2734-1	40,46	13,57	0,32	46,54	0,19	101,08	14,4
Б2739-3	40,16	14,21	0,32	45,21	0,19	100,09	15,3
Б2652	40,04	15,10	0,32	45,29	0,16	100,91	15,7
Б2668	40,26	13,90	0,33	46,46	0,19	101,14	14,7
Б2688	40,39	13,49	0,31	44,74	0,14	99,07	14,8
Б2714-2	40,90	13,93	0,28	45,14	0,12	100,37	15,0
Б2721	39,53	15,00	0,31	44,84	0,18	99,86	16,1
Б2734-3	40,62	13,88	0,29	44,28	0,19	99,26	15,2
Б2739-1	40,45	14,20	0,26	44,95	0,13	99,99	15,3
Жильные дуниты и перидотиты							
Б2659	40,39	13,41	0,31	46,23	0,21	100,55	14,2
Б2714-1	39,06	15,31	0,26	44,84	0,13	99,60	16,3
<u>Жарчинский массив</u>							
Дуниты, меланотроктолиты							
Б2339	39,15	15,76	0,31	43,99	0,18	99,39	17,0
Б2350-2	39,62	14,30	0,30	44,92	0,15	99,29	15,4
Троктолиты							
Б2350-1	40,77	13,77	0,29	45,05	0,20	100,08	14,9
<u>Кивельевский массив</u>							
Дуниты, меланотроктолиты							
Кр4253	Не опр.	15,57	Не опр.	44,00	0,18		16,6
Кр4264	"	15,17	"	44,20	0,20		16,1
Кр4265	"	14,49	"	45,03	0,18		15,3
Кр4266	"	15,95	"	43,51	0,08		17,1
Троктолиты, оливиновые габбро							
Кр4249	39,71	15,58	0,29	44,36	0,20	100,14	16,7
Кр4251	Не опр.	17,41	Не опр.	42,09	0,14		18,8
<u>Массив Тонкий Мыс</u>							
Перидотиты, оливиновые меланогаббро							
Кр3921	Не опр.	23,14	Не опр.	34,62	0,10		27,3
Кр3927	"	23,45	"	34,29	0,10		27,7
П4185	38,37	25,51	0,50	36,58	0,18	101,14	28,5

Продолжение табл. II

1	2	3	4	5	6	7	8
	Габбро, габбронориты						
Кр3926	He опр.	24,08	He опр.	33,72	0,12		28,6
Кр3935	"	23,71	"	34,18	0,12		28,0
Кр3939	"	23,42	"	35,06	0,11		27,3
	<u>Массив Заоблачный</u>						
	Перидотиты, меланотроктолиты, оливковые меланогаббронориты						
Б3663	He опр.	21,65	He опр.	36,40	0,10		25,0
Б3734-1	"	21,03	"	36,53	0,19		24,4
Б3735	"	21,35	"	36,43	0,17		24,6
Б3735-1	"	21,36	"	36,74	0,21		24,8
Б3637	"	19,65	"	38,53	0,15		22,3
Б3738-1	39,59	17,52	0,30	42,49	0,18	100,08	19,0
Б3577	He опр.	16,81	He опр.	41,05	0,17		18,7
И1266	"	17,97	"	39,66	0,22		20,3
Б3594-2а	40,12	21,07	"	37,13	He опр.	98,32	24,1
Б3594-2б	39,56	20,98	"	37,10	"	97,64	24,1
Б3594-2в	40,18	21,09	"	37,24	"	98,51	24,1
Б3594-2г	39,67	24,50	0,48	36,62	"	101,27	27,7
	Троктолиты, оливковые габбронориты, анортозиты						
Б3590	He опр.	19,95	He опр.	37,64	0,16		22,9
Б3643	"	19,13	"	38,50	0,13		21,8
Б3656	"	26,21	"	31,12	0,06		32,1
Б3648	"	19,38	"	38,55	0,13		22,0
Б3655	"	20,09	"	37,71	0,15		23,01
Б3665-1	41,17	20,52	"	36,45	He опр.	98,14	24,0
Б3665-2	40,54	20,78	"	36,09	"	97,41	24,4
Б3665-3	41,02	21,19	"	35,78	0,15	98,14	24,9
Б3666-1	He опр.	20,52	"	37,28	0,10		23,6
Б3666-2	"	20,28	"	37,24	0,12		23,4
Б3728	"	21,37	"	36,57	0,07		24,7
	Габбро, габбронориты, нориты						
Б3591	He опр.	21,21	He опр.	36,77	0,20		24,45
Б3592	"	19,92	"	37,79	0,19		22,83
Б3727	"	17,73	"	39,60	0,09		20,08
Б3736-1	"	19,94	"	38,02	0,16		22,74
	Жильные габбронориты и нориты						
Б3575	He опр.	21,48	He опр.	36,69	0,17		24,7
Б3660	38,32	24,30	0,48	37,51	0,23	100,84	27,0
Б3636	He опр.	20,15	He опр.	37,93	0,16		23,0
	Реакционные пироксениты						
Б3577	He опр.	16,81	He опр.	41,05	0,17		18,7
	Орбикулярные оливковые меланонориты						
	Матрица						
Б3546-1	38,94	17,70	0,40	42,63	He опр.	99,67	18,4
Б3546-2	39,66	17,30	0,47	43,15	"	100,58	18,8
Б3546-3	39,31	18,38	0,49	42,26	"	100,44	19,5
Б3546-4	40,06	18,86	0,48	41,98	"	101,38	20,5

Продолжение табл. II

1	2	3	4	5	6	7	8
	Оливиновая краевая оторочка						
Б3546-5	38,77	17,57	0,37	42,96	He опр.	99,67	19,0
Б3546-6	38,48	17,61	0,38	43,17	"	99,64	19,0
Б3546-7	38,45	17,46	0,36	43,67	"	99,94	18,6
Б3546-8	39,04	17,13	0,37	42,87	"	99,41	18,6
Б3546-9	39,68	17,07	0,35	43,28	"	100,38	18,4
Б3546-10	39,39	17,85	0,41	42,61	"	100,26	19,3
Б3546-11	39,23	17,43	0,43	42,75	"	99,84	19,0
	Оливиновое ядро орбикулы						
Б3546-12	39,45	20,54	0,35	51,06	He опр.	101,40	22,0
	Зона столбчатых кристаллов						
Б3546-13	38,20	22,23	0,27	39,27	0,18	100,15	24,3
Б3546-14	38,89	22,26	0,25	39,07	0,00	100,47	24,3
Б3546-15	38,48	22,74	0,26	39,07	0,00	100,55	24,8
Б3546-16	39,13	23,35	0,24	38,64	0,14	101,50	25,5
Б3546-17	37,72	23,66	0,28	38,54	0,15	100,35	25,83
Б1	38,84	20,83	He опр.	40,32	0,09	100,08	22,6
Б2	39,02	20,68	"	40,50	0,10	100,30	22,3
Б3	39,02	20,91	"	40,08	0,14	100,15	22,7
Б4	38,78	21,26	"	39,84	0,13	100,01	23,0
Б5	38,91	21,18	"	39,63	0,13	99,85	23,1
Б6	38,46	21,46	"	38,96	0,13	99,01	23,6
Б7	38,62	21,65	"	39,25	0,12	99,64	23,6
Б8	38,73	21,30	"	39,42	0,11	99,56	23,3
Б9	38,57	21,86	"	39,07	0,14	99,64	23,9
Б10	38,48	21,78	"	39,23	0,09	99,58	23,8
Б11	38,52	21,58	"	38,99	0,10	99,19	23,7
Б12	38,64	21,51	"	39,25	0,11	99,51	23,5
Б13	38,56	21,71	"	38,74	0,10	99,11	23,9
Б14	38,81	21,70	"	39,15	0,15	99,81	23,7
Б15	38,85	20,85	"	39,92	0,10	99,72	22,7
Б16	38,84	21,06	"	39,57	0,10	99,57	23,0
Б17	38,66	21,37	"	39,52	0,15	99,70	23,3
Б18	38,66	21,04	"	39,54	0,09	99,33	23,0
Б19	38,59	21,10	"	39,39	0,11	99,19	23,1
Б20	38,73	21,44	"	39,22	0,13	99,52	23,5
Б21	38,75	21,30	"	39,22	0,12	99,39	23,4
Б22	38,78	21,54	"	39,30	0,11	99,73	23,5
Б23	38,67	21,55	"	39,06	0,10	99,38	23,6
Б24	38,73	21,60	"	38,88	0,14	99,35	23,7
Б25	38,60	21,60	"	38,88	0,13	99,21	23,8
Б26	38,73	21,58	"	39,08	0,11	99,50	23,8
Б27	38,80	21,59	"	39,02	0,09	99,50	23,7
Б28	38,81	21,60	"	39,21	0,11	99,73	23,6
Б29	38,79	21,51	"	39,25	0,12	99,67	23,5
Б30	38,85	21,54	"	39,15	0,09	99,63	23,6
Б31	38,86	20,93	"	40,03	0,09	99,91	22,7
Б32	38,96	20,72	"	40,35	0,12	100,15	22,4
Б33	38,76	21,06	"	40,03	0,16	100,01	22,8
Б34	38,22	21,10	"	39,65	0,13	99,10	23,0
Б35	38,73	21,52	"	38,91	0,15	99,31	23,7
Б36	38,84	21,49	"	39,26	0,13	99,72	23,5
Б37	38,75	21,47	"	39,15	0,14	99,52	23,5
Б38	38,64	21,74	"	39,06	0,12	99,56	23,8

Продолжение табл. II

1	2	3	4	5	6	7	8
Б39	38,59	21,60	Не опр.	39,52	0,15	99,86	23,5
Б40	38,72	21,66	"	39,23	0,10	99,71	23,7
Б41	38,71	21,94	"	39,06	0,14	99,85	24,0
Б42	38,73	21,72	"	39,02	0,11	99,58	23,8
Б43	38,75	21,48	"	39,22	0,12	99,57	23,5
Б44	38,75	21,37	"	39,58	0,12	99,82	23,3
Б45	38,41	21,45	"	39,29	0,12	99,27	23,5

Массив Исполинский

Дуниты, перидотиты, меланотроктолиты, оливиновые меланогаббронориты

Б3803	Не опр.	19,90	Не опр.	38,10	0,12		22,7
Б3874-1	"	19,10	"	38,71	0,06		21,7
Б3874-2	38,50	21,98	0,46	39,04	0,13	100,11	24,4
Б3892	Не опр.	24,27	Не опр.	33,79	0,06		28,7
P12	"	21,63	"	36,34	0,10		25,0
5914-3	37,59	26,63	0,53	34,93	0,14	99,82	30,4

Троктолиты, оливиновые габбро, габбронориты, анортозиты

Б3873	Не опр.	23,83	Не опр.	34,56	0,09		27,9
Б3895	"	23,96	"	34,22	0,09		28,2
5909	"	26,27	"	31,89	0,10		31,6
5917	"	20,55	"	37,11	0,07		23,7
P21	"	24,60	"	33,39	0,05		29,3
Б3873a	"	24,42	"	33,74	0,08		28,9
P2	37,67	27,32	0,59	35,09	0,14	100,81	30,9

Габбро, габбронориты

Г254	Не опр.	23,98	Не опр.	34,28	0,05		28,2
Г265	"	25,29	"	32,63	0,08		30,3
5908-2	"	24,80	"	33,40	0,08		29,4
Б3823	38,83	21,53	0,37	39,09	0,18	100,00	23,9

Орбикулярные оливиновые габбро

Б1	Не опр.	24,80	0,09	36,41	Не опр.		27,7
Б2	"	24,63	0,02	36,64	"		27,4
Б3	"	24,72	0,04	36,09	"		27,2
Б4	"	26,01	0,08	36,04	"		28,8
Б5	"	27,29	0,06	35,08	"		30,4
Б6	"	27,06	0,13	34,10	"		30,8
Б7	"	27,03	0,09	34,49	"		30,5
Б8	"	27,50	0,09	35,53	"		30,3
Б9	"	28,11	0,05	34,44	"		31,4
Б10	"	27,54	0,11	33,89	"		31,3
Б11	"	27,48	0,12	34,60	"		30,8
Б12	"	24,79	0,03	37,41	"		27,1
Б13	"	25,20	0,06	37,44	"		27,4
Б14	"	25,67	0,11	36,60	"		28,3
Б15	"	24,00	0,03	36,52	"		27,2
Б16	"	24,53	0,07	35,81	"		27,7
Б17	"	24,67	0,09	35,73	"		28,0

Курлинский массив

Троктолиты

Кр4176a	40,41	13,59	0,24	45,97	0,22	100,43	14,4
---------	-------	-------	------	-------	------	--------	------

Окончание табл. II

1	2	3	4	5	6	7	8
<u>Гасан-Дякитский массив</u>							
Дуниты, перидотиты, пироксениты							
Кр39476	Не опр.	21,74	Не опр.	38,05	0,19		24,3
Кр3951	"	15,76	"	43,82	0,14		16,8
Кр3952	38,05	25,51	0,50	36,23	0,19	100,48	28,7
Кр3962	39,58	14,39	0,21	45,60	0,26	100,04	15,2
<u>Чайский массив</u>							
Дуниты, перидотиты, меланотроктолиты, оливиновые меланогаббро							
П4177	40,37	12,25	0,20	46,73	0,22	99,77	13,0
П4180	Не опр.	12,63	Не опр.	46,35	0,18		13,3
П4181а	"	16,58	"	42,99	0,25		17,8
П4178а	"	14,99	"	44,15	0,17		17,6
П4183б	"	14,50	"	45,14	0,23		15,3
П4177в	"	13,75	"	45,67	0,24		14,5
П4183а	"	15,11	"	44,28	0,29		16,1
Пироксениты							
П4169а	Не опр.	15,52	Не опр.	44,26	0,22		16,4
П4178-1а	"	16,41	"	43,05	0,23		17,6
Габбронориты							
Кр3812	40,24	15,46	0,24	44,64	0,10	100,68	16,5
Кр3816б	Не опр.	15,61	Не опр.	43,77	0,10		16,7
П4165	"	14,77	"	44,90	0,11		15,6
<u>Нюрундуканский массив</u>							
Перидотиты, оливиновые меланогаббро							
Кр3991	38,49	24,04	0,42	37,43	0,16	100,54	26,8
Кр4082	Не опр.	22,03	Не опр.	35,67	0,09		25,7
Кр4084	"	18,76	"	41,25	0,07		20,3
Кр4073	"	18,37	"	41,50	0,09		19,9
Кр4021	"	17,16	"	42,17	0,21		18,6
Кр4021а	"	18,22	"	41,81	0,17		19,7
Кр4021б	"	18,63	"	41,14	0,19		20,3
Габбронориты							
Кр4049	Не опр.	22,31	Не опр.	35,95	0,13		
Кр4050	"	23,22	"	34,82	0,05		27,2

Примечание. Анализы выполнены на электронном микроанализаторе IХА -5А (аналитик О.Н. Майорова), исследование состава оливинов с Б1 по Б45 (массив Заоблачный) производилось на Camebax-Micro (аналитик Л.Н. Поспелова). Состав оливинов из пород Лукиндинского массива приведен в статье П.А. Балыкина и др. /1981/.

Таблица II

Химический состав клинопироксенов, мас. %

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Σ FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Σ	f МП	Cr ₂ O ₃
<u>Маринкинский массив</u>											
Дуниты, перидотиты, меланотроктолиты											
Б2640	51,32	0,52	3,30	4,63	0,07	15,66	22,05	0,47	98,02	14,3	1,01
Б2739-3	52,46	0,29	2,98	4,99	0,10	15,77	21,88	0,44	98,91	15,4	0,54
Б2688	51,65	0,39	3,55	4,73	0,07	15,67	22,36	0,36	98,78	14,6	1,22
Троктолиты, безоливиновые габбро											
Б2668	51,41	0,67	2,91	4,26	0,10	16,14	22,46	0,32	98,27	13,1	0,37
Б2739-1	53,84	0,21	1,35	4,31	0,00	16,22	23,33	0,28	99,54	13,0	0,26
Б2632	52,59	0,40	2,94	7,73	0,12	14,64	19,31	0,44	98,17	23,2	0,45
<u>Массив Заоблачный</u>											
Перидотиты											
Б3738-1	50,54	0,35	4,79	6,06	0,15	14,06	22,89	0,31	99,15	19,5	0,37
Б3662	50,24	0,19	4,25	6,14	0,19	14,16	23,23	0,29	98,69	19,6	0,19
Габбронориты											
Б3571	51,77	0,44	3,42	7,13	0,20	13,60	22,60	0,27	99,43	22,7	0,04
Б3604	52,23	0,32	1,67	10,31	Не опр.	12,40	22,02	0,38	99,33	31,8	0,10
Б3646	52,04	0,35	2,74	7,78	"	14,30	21,87	0,34	99,43	23,4	0,01
И1160	52,74	0,28	1,81	8,83	"	12,82	21,94	0,37	98,78	27,9	

Жильные габбронориты

Б3575	51,55	0,37	4,05	5,76	Не опр.	13,97	23,18	0,27	99,15	18,8	0,24
Б3660	51,85	0,33	3,31	6,55	"	14,18	23,13	0,25	99,60	20,8	0,09

Чайский массив

Перидотиты

Кр3803	50,74	0,71	4,15	4,21	0,14	15,96	20,94	0,91	97,76	13,3	0,89
Кр3812	50,35	1,08	4,98	4,92	Не опр.	15,15	21,64	0,77	98,89	13,8	0,24

Габбронориты

П4164	50,37	0,46	5,80	4,16	Не опр.	14,57	22,26	0,78	98,40	13,8	1,00
-------	-------	------	------	------	---------	-------	-------	------	-------	------	------

Исполинский массив

Габбронориты

Б3822	53,11	0,20	1,42	6,14	Не опр.	13,80	24,02	0,15	98,84	19,9	0,00
Б3876	52,67	0,26	2,00	8,48	"	13,18	22,26	0,32	99,17	26,5	0,01
5922	52,66	0,29	2,07	6,53	"	14,78	22,59	0,25	99,17	19,9	0,04

Жильные габбронориты

Б3823	52,22	0,27	2,58	6,04	Не опр.	14,90	22,98	0,13	99,12	18,5	0,02
Б3880	51,68	0,34	2,85	7,68	"	13,74	22,58	0,23	99,11	23,9	0,01

Кивельевский массив, оливиновые габбро

Кр4251	52,50	0,36	2,84	5,34	Не опр.	16,43	21,38	0,31	99,16	15,4	3,12
--------	-------	------	------	------	---------	-------	-------	------	-------	------	------

Примечание. Анализы выполнены на электронных микроанализаторах JXA-5A и Camebax - Micro (аналитик О.Н. Майорова). Химический состав клинопироксенов из пород Лукиндинского массива приведен в статье П.А. Балыкина и др. /1981/.

Таблица IV

Химический состав ортопироксенов, мас. %

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFeO	MnO	MgO	CaO	Σ	f _{ПП}
<u>Маринкинский массив, троктолиты</u>									
Б2652	55,33	0,08	1,85	10,48	0,25	30,47	0,78	99,25	16,2
<u>Лукиндинский массив</u>									
Перидотиты, меланотроктолиты, оливинные меланогаббро									
П1542	55,38	0,14	2,52	10,41	0,21	29,83	0,58	99,07	16,4
П1553	55,75	0,00	2,01	12,08	0,27	29,93	0,20	100,24	18,4
П1640	55,17	0,05	2,06	11,04	0,20	30,19	1,77	100,48	17,0
Троктолиты									
П1559	54,48	0,19	2,41	12,53	0,25	29,49	0,57	99,92	19,1
Габбронориты									
Б1370	53,08	0,14	2,05	17,64	0,23	25,99	0,89	100,02	27,5
<u>Массив Заоблачный</u>									
Лерцолиты, оливинные меланогаббронориты									
Б3662	53,57	0,06	2,46	15,60	0,36	25,62	1,02	98,69	25,4
Б3735	53,81	0,09	2,49	14,82	0,39	28,83	0,68	101,11	22,8
Б3738-1	54,37	0,10	4,28	12,11	Не опр.	31,19	0,51	102,56	17,9
Б3735	53,81	0,03	2,60	14,15	"	29,73	0,67	100,99	21,1
Б3727	54,62	0,06	3,80	13,85	"	30,14	0,30	102,77	21,0
Габбро, габбронориты									
Б3561	53,55	0,15	1,00	25,10	Не опр.	20,55	0,67	101,02	40,7
Б3604	53,68	0,15	0,92	25,46	"	19,80	0,77	100,78	41,9
Б3646	54,34	0,13	1,88	19,03	"	26,31	0,63	102,32	28,9

<u>Жильные габброориты и иориты</u>									
Б3571	53,59	0,33	1,43	20,66	Не опр.	22,88	2,18	101,07	33,6
Б3660	53,44	<0,01	2,37	15,75	0,35	26,18	0,43	98,53	25,2
Б3575	55,38	0,03	2,55	14,50	Не опр.	29,32	0,55	102,33	21,7

<u>Орбикулярные оливиновые меланоиориты</u>									
Б3546-1	54,19	Не опр.	2,99	14,38	0,28	27,87	0,52	100,23	23,1
Б3546-1'	54,02	"	3,44	14,69	0,26	27,38	0,32	100,11	23,4
Б3546-2'	53,49	"	3,37	14,97	0,26	27,25	0,25	99,59	23,9
Б3546-3'	53,76	"	3,58	14,79	0,26	27,28	0,21	99,88	23,6
Б3546-4	52,26	"	4,14	13,82	0,25	28,36	0,41	99,24	21,8

<u>Массив Исполцкий</u>									
Габброиориты									
Б3822	54,91	0,15	1,76	17,55	Не опр.	25,74	0,66	100,78	27,7
Б3876	54,45	0,12	1,74	17,38	"	27,17	0,86	101,72	26,4

<u>Жильный габброиорит</u>									
Б3880	53,97	0,16	2,06	17,91	Не опр.	25,94	0,86	100,90	27,9

<u>Чайский массив</u>									
Перидотиты и оливиновые меланогабброиориты									
П4178-1а	55,10	0,31	3,23	10,14	Не опр.	30,96	0,82	100,56	15,5
Кр3803	55,84	0,17	2,59	8,51	"	32,67	0,82	100,61	12,8
Кр3812	55,27	0,34	3,04	9,68	"	30,79	0,96	100,08	15,0

Примечание. Анализы выполнены на электронных микроанализаторах JXA - 5A, и Camebax - Micro, аналитик О.Н. Майорова.

Таблица V

Химический состав амфиболов, мас. %

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Σ FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Σ	f _{AM}	Cr ₂ O ₃
<u>Маринкинский массив</u>												
Троктолиты												
Б2652	45,08	0,46	11,43	7,04	0,07	16,85	12,45	2,06	0,36	95,80	19,0	He опр.
Б2734-3	47,69	0,13	11,44	6,33	<0,01	17,10	12,04	2,18	He опр.	96,92	17,2	1,06
Жильные плагиоперидотиты												
Б2734-1	48,60	0,21	10,46	5,85	<0,01	18,20	12,40	2,25	He опр.	97,98	15,3	0,07
<u>Лукиндинский массив</u>												
Дуниты, меланотроктолиты, оливниновые меланогаббро												
П1542	42,47	1,69	14,98	7,39	<0,01	17,17	11,67	2,40	0,73	98,51	19,1	He опр.
П1553	44,44	0,12	14,42	6,73	0,07	16,37	12,31	2,32	0,65	97,43	18,7	"
П1629	45,21	2,09	12,21	5,81	0,10	17,04	11,69	2,60	He опр.	96,75	16,1	"
Троктолиты, оливниновые габбро												
П1559	46,37	0,76	13,65	7,21	0,13	16,02	12,23	2,50	He опр.	98,87	20,0	He опр.
П1593	43,98	2,16	13,04	8,17	0,12	15,10	12,18	2,84	"	97,59	23,2	"
<u>Массив Заоблачный</u>												
Перидотиты												
Б3735	44,06	0,68	13,70	8,76	0,16	15,25	11,81	2,44	He опр.	96,86	24,4	0,04

Б3738-1	43,58	1,09	13,69	7,65	0,13	16,28	12,26	2,43	Не опр.	97,11	21,8	0,01
Б3727	44,31	0,67	12,92	9,64	Не опр.	15,19	11,38	2,20	"	96,31	26,3	0,10
Габбронориты												
Б3575	45,39	0,48	12,61	9,07		15,67	12,20	2,08		97,50		0,12
Жильные габбронориты и нориты												
П3660	43,53	0,29	13,05	9,59	0,15	14,59	12,72	2,20	0,07	96,19	26,9	Не опр.
П3571	44,02	1,02	11,42	10,99	0,15	14,00	12,77	1,93	0,10	96,40	30,6	"
Орбикулярные оливиновые меланонориты												
Матрица												
Б3546-1	43,91	Не опр.	13,08	10,55	0,15	17,83	11,98	Не опр.	Не опр.	97,50	25,2	Не опр.
Б3546-2	41,52	0,74	12,50	8,53	0,09	17,90	12,85	2,74	"	96,87	21,3	0,06
Б3546-3	45,06	0,70	12,35	7,31	0,07	18,88	12,68	2,19	"	99,24	18,0	Не опр.
Орбикула												
Б3546-7 [†]	45,09	Не опр.	14,51	8,43	0,20	16,10	12,98	1,20	Не опр.	98,51	23,1	Не опр.
Б3546-8 [†]	44,74	0,26	15,25	8,50	0,21	14,93	11,69	1,92	"	97,50	24,7	"
Б3546-9 [†]	43,41	0,44	14,64	9,38	0,23	15,16	11,70	2,11	"	97,07	26,2	"
Б3546-11	42,73	0,43	15,26	8,53	0,01	15,78	11,70	2,81	"	97,25	23,3	"
<u>Массив Исполинский</u> , габбронориты												
Б3822	47,78	0,77	7,33	12,18	0,22	16,31	12,69	0,85	Не опр.	98,13	29,9	0,13

Примечание. Анализы выполнены на электронных микроанализаторах JXA-5A и Camebax-Micro, аналитик О.Н. Майорова.

Таблица VI

Химический состав шпинелей, мас. %

№ обр.	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Σ FeO	MnO	MgO	NiO	Σ	f Шп
<u>Заоблачный массив</u>									
Троктолиты									
Б3665	Не обн.	63,63	Не опр.	22,76	0,12	13,17	Не опр.	99,68	49,8
Габбронориты									
Б3660	0,08	58,26	0,54	30,63	0,42	8,25	Не опр.	98,18	94,8
Орбикулярные оливинные меланонориты									
Б3546-4	Не опр.	55,79	0,40	14,38	0,29	29,69	Не опр.	100,55	30,9
Б3546-8	"	59,51	2,21	23,29	Не опр.	14,51	"	99,52	49,5
<u>Кивельевский массив</u>									
Дуниты, перидотиты									
Кр4261	0,30	19,93	34,37	39,96	Не опр.	4,21	Не опр.	98,77	85,9
Кр4265	0,90	23,19	32,39	34,96	"	7,45	"	98,89	75,1
<u>Чайский массив</u>									
Дуниты перидотиты									
П4165	0,17	33,70	25,15	30,24	Не опр.	9,88	Не опр.	99,14	66,0
П4169а	0,20	37,84	21,96	26,08	"	13,04	"	99,12	56,4

П4172а	0,18	34,84	26,04	26,71	Не опр.	11,48	Не опр.	99,25	59,5
П4177	0,29	36,58	23,82	25,57	"	12,91	"	99,17	56,0
П4178-1	0,27	12,23	18,97	59,10	"	5,64	"	96,21	88,3
П4178-1а	0,18	34,50	23,41	30,76	"	10,18	"	99,03	79,0
П4177в	0,21	35,51	21,63	31,26	"	10,34	"	98,95	62,9
П4181	0,32	38,15	21,24	28,80	"	10,72	"	99,23	62,8
П4183а	0,22	37,98	22,29	28,68	"	10,17	"	99,34	63,6

Нюрундуканский массив, перидотиты

Кр4021г	0,07	40,64	19,02	30,24	Не опр.	9,34	Не опр.	99,31	60,9
---------	------	-------	-------	-------	---------	------	---------	-------	------

Курлинский массив, перидотиты

Кр4176а	0,20	38,15	23,17	24,12	Не опр.	13,59	Не опр.	99,23	53,2
---------	------	-------	-------	-------	---------	-------	---------	-------	------

Исполинский массив, перидотиты

5915	0,02	64,37	0,89	16,54	Не опр.	17,97	Не опр.	99,79	35,3
5916-2	0,01	62,53	0,00	25,14	"	12,11	"	99,79	54,7

Примечание. Анализы выполнены на электронных микроанализаторах JXA-5A и Camebax - Micro , аналитик О.Н. Майорова. Химические анализы хромшпинеллидов из пород Маринкинского и Лукиндинского массивов приведены в статье А.П. Кривенко и др. /1981/.

Таблица VII

Химический состав магнетитов и ильменитов из пород Лукиндинского массива, мас. %

№ обр.	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	ΣFeO	MnO	MgO	NiO	Σ
Магнетиты								
П1545*	0,13	0,05	0,39	96,63	He опр.	0,01	0,26	97,47
Б1405	1,14	0,84	2,55	91,98	"	0,21	0,23	96,95
Б1370	0,16	0,30	1,50	95,27	"	0,01	0,23	97,47
Ильмениты								
П1509*	49,32	0,02	0,07	50,03	0,56	0,34	He опр.	100,34
П1594*	50,66	0,25	0,18	47,32	0,27	1,83	"	100,51
Б1401	52,08	0,01	0,09	47,71	He опр.	1,32	"	101,21
Б1408	51,31	0,01	0,13	48,15	0,03	1,18	"	100,81
Б1447	52,38	0,01	0,01	47,46	0,07	1,21	"	101,14

Примечание. Анализы выполнены на электронном микроанализаторе JXA-5A, аналитик О.Н. Майорова. Звездочкой отмечены троктолиты, остальные - габбро и габбронориты.

Таблица VIII

Состав газовой фазы в плагиоклазах из пород протерозойских ультрабазит-базитовых массивов Байкало-Становой области, мл/г

№ обр.	H ₂	CH ₄	CO	CO ₂	H ₂ O	H	O	C	H ₂ + +CH ₄ +CO	H ₂ O + +CO ₂	H ₂ /H ₂ O x x 100	CO/CO ₂ x x 100	H ₂ +CH ₄ +CO H ₂ O+CO ₂ · 100
						об. %							
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
<u>Довыренский массив</u>													
Троктолиты, оливиновые габбронориты													
П4051	0,046	0,0116	0,0172	0,051	1,52	64,89	33,47	1,62	0,075	1,571	3,02	33,72	4,76
П4081	0,051	0,0063	0,0199	0,048	1,59	65,00	33,53	1,45	0,077	1,638	3,20	41,45	4,71
П4084	0,088	0,0225	0,0199	0,064	2,86	65,77	33,05	1,16	0,130	2,924	3,07	31,09	4,45
П4092	0,031	0,0040	0,0151	0,049	1,32	64,41	33,96	1,61	0,050	1,369	2,34	30,81	3,65
П4095	0,055	0,0130	0,0256	0,068	2,30	64,96	33,58	1,45	0,094	2,368	2,39	37,64	3,95
П4087	0,040	0,0019	0,0120	0,035	1,36	65,21	33,56	1,22	0,054	1,395	2,94	34,28	4,16
Д8	0,086	0,0045	0,0285	0,060	1,10	64,04	33,45	2,49	0,119	1,160	7,81	47,50	10,25
Д2	0,058	0,0070	0,0139	0,046	0,73	63,98	33,34	2,66	0,079	0,776	7,94	30,21	10,16
Д39	0,047	0,0014	0,0213	0,056	0,80	62,67	34,41	2,90	0,070	0,856	5,87	38,03	8,14
<u>Лукиндинский массив</u>													
Нижняя расслоенная серия													
Троктолиты, оливиновые габбро													
Б1395	0,018	0,0008	0,0151	0,089	0,960	60,89	35,84	3,26	0,0339	1,049	1,87	16,96	3,23
Кр2823	0,026	0,0011	0,0091	0,039	1,040	64,49	34,02	1,48	0,0362	1,079	2,50	23,33	3,35
Кр2824	0,017	0,0006	0,0081	0,045	0,580	62,06	35,16	2,78	0,0257	0,625	2,93	18,00	4,11
Кр2825	0,030	0,0021	0,0120	0,030	1,490	64,49	33,55	0,94	0,0441	1,520	2,01	40,00	2,90
П1518	0,045	0,0055	0,0173	0,084	2,700	64,81	33,92	1,25	0,0678	2,784	1,66	20,59	2,43
П1524	0,024	0,0014	0,0113	0,066	1,640	64,16	34,32	1,51	0,0367	1,706	1,46	17,12	2,15
П1532в	0,037	0,0047	0,0125	0,035	2,680	65,95	33,41	0,63	0,0542	2,715	1,38	35,71	1,99
П1512	0,018	0,0003	0,0102	0,032	0,760	63,99	34,27	1,74	0,0285	0,792	2,36	31,87	3,59
П1514	0,060	0,0018	0,0138	0,034	0,860	65,09	33,17	1,74	0,0756	0,894	6,97	40,58	8,45
П1517	0,034	0,0015	0,0095	0,017	0,480	65,21	33,01	1,76	0,0450	0,497	7,08	55,88	9,05
П1541	0,015	0,0043	0,0132	0,099	1,320	61,98	35,32	2,68	0,0325	1,419	1,13	13,33	2,29
П1573	0,045	0,0012	0,0071	0,054	0,540	62,08	34,62	3,29	0,0533	0,594	8,33	13,14	8,97
П1576	0,044	0,0061	0,0067	0,077	1,280	63,58	34,27	2,13	0,0568	1,357	3,43	8,70	4,18
П1579	0,063	0,0029	0,0069	0,066	1,160	64,12	33,89	1,97	0,0728	1,226	5,43	10,45	5,93
П1584	0,009	0,0011	0,0059	0,024	0,980	65,05	33,92	1,01	0,0160	1,004	0,91	24,58	1,59
П1672	0,007	0,0016	0,0081	0,084	0,560	57,88	37,36	4,75	0,0167	0,644	1,25	9,64	2,59
Б1439	0,130	0,0040	0,0401	0,122	1,030	61,21	34,43	4,35	0,1741	1,152	12,62	32,86	15,11
Кр2827	0,020	0,0008	0,0071	0,040	1,220	64,69	34,05	1,24	0,0279	1,260	1,63	17,75	2,21
Кр2829	0,098	0,0049	0,0571	0,129	0,940	59,16	35,43	5,39	0,1600	1,069	10,42	44,26	14,96
П1536	0,049	0,0036	0,0082	0,041	0,640	64,00	33,56	2,42	0,0608	0,681	7,65	20,00	8,92

Продолжение табл. VIII

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
	Анортозиты												
П1531	0,029	0,0028	0,0111	0,052	1,800	64,93	33,89	1,16	0,0429	1,852	1,61	21,34	2,31
П1524з	0,059	0,0039	0,0397	0,165	1,310	59,32	36,18	4,49	0,1026	1,475	4,50	24,06	6,95
П1532а	0,072	0,0033	0,0208	0,058	0,920	63,68	33,69	2,61	0,0961	0,978	7,82	35,86	9,82
П1620	0,022	0,0000	0,0121	0,047	0,520	61,27	35,38	3,34	0,0341	0,567	4,23	25,74	6,01
	Верхняя расслоенная серия												
	Пироксениты												
Б1400	0,018	0,0017	0,0130	0,022	0,260	61,40	34,58	4,00	0,0327	0,282	6,92	59,09	11,59
	Габбро, габбронориты												
Б1461	0,031	0,0012	0,0151	0,028	0,920	64,80	33,68	1,50	0,0473	0,948	3,36	53,92	4,98
Кр2811а	0,028	0,0018	0,0250	0,083	0,750	59,80	35,99	4,20	0,0548	0,833	3,73	30,12	6,57
П1519	0,087	0,0011	0,0161	0,062	0,490	62,02	33,73	4,24	0,1042	0,552	17,75	25,96	18,87
П1520-1	0,088	0,0018	0,0448	0,054	0,920	63,29	33,56	3,14	0,1346	0,974	9,56	82,96	13,81
П1548	0,056	0,0014	0,0117	0,046	0,900	64,34	33,67	1,98	0,0691	0,946	6,22	25,43	7,30
П1593	0,051	0,0024	0,0364	0,074	0,530	58,61	35,74	5,64	0,0898	0,604	9,62	49,18	14,86
П1696	0,005	0,0012	0,0109	0,024	0,500	63,03	34,71	2,24	0,0171	0,524	1,00	45,41	3,26
Б1369	0,110	0,0026	0,0354	0,120	1,440	62,41	34,41	3,17	0,1480	1,560	7,63	29,50	9,48
Б1403	0,078	0,0030	0,0096	0,027	0,840	66,20	32,37	1,41	0,0906	0,867	9,28	35,55	10,44
Б1409	0,078	0,0009	0,0175	0,035	0,530	64,51	32,66	2,82	0,0964	0,565	14,71	50,00	17,06
Б1471	0,015	0,0006	0,0080	0,070	0,490	58,55	36,89	4,54	0,0236	0,560	3,06	11,42	4,21
Б1445	0,072	0,0019	0,0287	0,049	0,330	60,21	33,88	5,90	0,1026	0,379	21,81	58,57	27,07
Кр2806	0,074	0,0015	0,0087	0,042	2,320	66,04	33,23	0,71	0,0842	2,362	3,18	20,71	3,56
Кр2810	0,018	0,0018	0,0107	0,045	0,720	62,81	34,75	2,43	0,0305	0,765	2,50	23,77	3,98
	Анортозиты												
Кр2809а	0,048	0,0027	0,0235	0,022	0,710	64,90	33,04	2,04	0,0742	0,732	6,76	106,81	10,13
	Жильные габбронориты												
П1572	0,018	0,0070	0,0109	0,081	0,760	60,31	36,09	3,58	0,0296	0,841	2,36	13,45	3,51
	<u>Маринкинский массив</u>												
	Троктолиты, оливиновые габбро												
Б2653	0,005	0,0001	0,0202	0,039	0,380	58,89	36,57	4,52	0,0252	0,419	1,31	51,79	6,01
Б2670	0,007	0,0009	0,0157	0,037	0,220	55,74	37,72	6,52	0,0236	0,257	3,18	42,43	9,18

Б2672	0,036	0,0013	0,0120	0,037	0,810	64,20	33,89	1,90	0,0493	0,847	4,44	32,43	5,82
Б2674	0,026	0,0012	0,0149	0,060	0,450	59,14	36,15	4,70	0,0421	0,510	5,77	24,83	8,25
Б2685	0,034	0,0012	0,0106	0,046	0,610	62,65	34,53	2,80	0,0458	0,656	5,57	23,04	6,98
Б2714-2	0,054	0,0033	0,0348	0,087	0,880	60,77	35,17	4,04	0,0921	0,967	6,13	40,00	9,52
Б2715	0,040	0,0013	0,0107	0,043	0,530	62,68	34,30	3,01	0,0520	0,573	7,54	24,88	9,07
Б2721	0,040	0,0019	0,0140	0,040	0,640	63,38	34,02	2,59	0,0559	0,680	6,25	35,00	8,22

Чайский массив

Габбронориты

Кр3827	0,083	0,0000	0,0097	0,027	2,160	66,49	32,96	0,54	0,0927	2,187	3,84	35,92	4,23
Кр3839	0,019	0,0000	0,0126	0,054	1,060	65,40	32,74	1,84	0,1316	1,114	1,79	23,33	11,81
Кр3849	0,030	0,0053	0,0225	0,137	3,210	63,90	34,47	1,62	0,0578	3,347	0,93	16,42	1,72
П4190	0,045	0,0004	0,0090	0,048	1,470	65,00	33,76	1,23	0,0544	1,518	3,06	18,75	3,58
П4202	0,007	0,0000	0,0185	0,126	0,920	58,13	37,33	4,53	0,0255	1,046	0,76	14,68	2,43
П4204	0,011	0,0000	0,0123	0,087	0,500	56,53	37,96	5,49	0,0233	0,587	2,20	14,13	3,96
П4209	0,088	0,0000	0,0068	0,092	1,040	62,91	34,32	2,75	0,0948	1,132	8,46	7,39	8,37

Заоблачный массив

Плагиоперидотиты, оливковые меланогаббро

Б3637	0,005	0,0005	0,0056	0,044	0,340	58,85	36,88	4,26	0,0111	0,384	1,47	12,72	2,89
Б3663	0,007	0,0008	0,0045	0,044	0,370	59,66	36,44	3,88	0,0123	0,414	1,89	10,22	2,97
Б3734-1	0,024	0,0017	0,0164	0,240	0,500	45,67	43,14	11,17	0,0421	0,740	4,80	6,83	5,68
Б3735	0,010	0,0013	0,0103	0,038	0,240	57,33	37,03	5,62	0,0261	0,278	4,16	27,10	7,76

Троктолиты, оливковые габбронориты

Б3643	0,0001	0,0000	0,0336	0,278	1,140	52,76	40,02	7,21	0,0337	1,418	0,00	12,08	2,37
Б3648	0,000	0,0000	0,0086	0,108	0,300	48,34	42,26	9,39	0,0086	0,408	0,00	7,96	2,10
Б3728	0,013	0,0007	0,0078	0,086	0,630	58,76	36,92	4,30	0,0215	0,716	2,06	9,06	3,00

Габбронориты, нориты

Б3591	0,010	0,0002	0,0342	0,305	0,520	41,36	45,39	13,23	0,0444	0,825	1,92	11,21	5,38
Б3592	0,0001	0,0001	0,0243	0,336	0,320	31,75	50,37	17,86	0,0245	0,656	0,03	7,23	3,73
Б3647	0,0001	0,0005	0,0045	0,072	0,300	53,40	39,77	6,82	0,0051	0,372	0,03	6,25	1,37
Б3727	0,007	0,001	0,0176	0,119	0,540	54,05	39,16	6,77	0,0256	0,659	1,29	14,78	3,88
Б3727-1	0,005	0,000	0,0226	0,195	0,600	49,58	41,49	8,91	0,0276	0,795	0,83	11,58	3,47

Жильная серия пород

Б3571	0,015	0,0017	0,0398	0,221	0,400	42,23	44,51	13,25	0,0565	0,621	3,75	18,00	9,09
Б3575	0,010	0,0013	0,0103	0,038	0,240	57,33	37,03	5,62	0,0216	0,278	4,16	27,10	7,76
Б3660	0,017	0,0000	0,0380	0,337	0,870	47,54	42,40	10,05	0,0550	1,207	1,95	11,27	4,55

Окончание табл. VIII

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
<u>Исполинский массив</u>													
Перидотиты													
5914-3	0,074	0,0077	0,0353	0,225	0,970	55,14	37,87	6,97	0,1170	1,195	7,62	15,68	9,79
Троктолиты, оливиновые габбро, габбронориты													
P21	0,037	0,0056	0,0931	0,444	2,990	57,37	37,49	5,12	0,1357	3,434	1,23	20,96	3,95
5916-2	0,056	0,0021	0,0341	0,268	1,420	56,33	37,87	5,78	0,0922	1,688	3,94	12,72	5,46
5908-2	0,077	0,0083	0,0293	0,266	2,740	61,12	35,60	3,27	0,1146	3,006	2,81	11,01	3,81
5909	0,089	0,0049	0,0474	0,332	3,670	61,26	35,61	3,12	0,1413	4,002	2,42	14,27	3,53
Г268	0,114	0,0032	0,0254	0,135	2,940	64,29	33,98	1,71	0,1426	3,075	3,87	18,81	4,63
Б3865	0,121	0,0040	0,0394	0,191	2,750	62,83	34,60	2,55	0,1644	2,941	4,40	20,62	5,58
Б3873	0,091	0,0070	0,0326	0,173	1,780	61,38	35,14	3,46	0,1306	1,953	5,11	18,84	6,68
Б3895	0,016	0,0018	0,0443	0,280	3,560	61,45	35,74	2,79	0,0621	3,840	0,44	15,82	1,61
Г268	0,139	0,0030	0,0261	0,133	3,120	64,62	33,76	1,60	0,1681	3,253	4,45	19,62	5,16
Габбронориты													
Б3864	0,070	0,0024	0,0189	0,097	1,790	63,74	34,23	2,02	0,0913	1,887	3,91	19,48	4,83
Анортозиты													
Г263	0,000	0,0005	0,0508	0,317	2,180	57,43	37,71	4,84	0,0513	2,497	0,00	16,02	2,05
Б3873а	0,025	0,0018	0,0419	0,235	1,540	57,37	37,52	5,09	0,0687	1,775	1,62	17,82	3,87
Жильная серия пород													
Б3823	0,000	0,0021	0,0569	0,354	1,910	55,35	38,67	5,97	0,0590	2,264	0,00	16,07	2,60

Примечание. Анализы выполнены на газовом хроматографе ЛХМ-8МД в ИГиГ СО АН СССР, аналитик С.А. Юрковский.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Принятые сокращения	3
Предисловие	4
Глава I. <u>Общие сведения о распространенности, геологическом положении и особенностях состава протерозойских ультрабазит-базитовых плутонов Байкало-Становой области</u>	6
Глава II. <u>Геолого-петрографическая характеристика массивов</u>	10
Ультрабазит-базитовые интрузии Байкало-Витимской складчатой системы	-
Ультрабазит-базитовые массивы протерозойских складчатых структур Северного Прибайкалья	11
Довыренский массив	12
Нюрундуканский массив	23
Чайский массив	28
Кивельевский массив	33
Массив Тонкий Мыс	37
Гасан-Дякитский массив	40
Ультрабазит-базитовые массивы Муйско-Витимской структурно-формационной зоны	42
Маринкинский массив	43
Заоблачный массив	52
Исполинский массив	66
Ультрабазит-базитовые интрузии Становой складчатой системы	73
Лукиндинский массив	74
Лучанский и Ильдеевский массивы	87
Ультрабазит-базитовые интрузии протерозойских складчатых структур Южного и Юго-Западного Забайкалья	90
Шильдырхейский массив	-
Хоштогольский массив	98
Массивы Острая Сопка и Рассошинский	-
Жарчинский массив	101
Монгольский массив	103
Глава III. <u>Сравнительный формационный анализ протерозойских ультрабазит-базитовых плутонов Байкало-Становой области</u>	107
Обоснование подразделения плутонов на дунит-троктолит-габбровую и лерцолит-пироксенит-габброноритовую формации	108
Типоморфные черты дунит-троктолит-габбровой и лерцолит-пироксенит-габброноритовой формации	132

Глава IV. <u>Генезис и рудоносность протерозойских ультрабазит-базитовых плутонов региона</u>	134
Состав исходного расплава и условия его образования	135
Процессы дифференциации расплавов при формировании плутонов	145
Рудоносность выделенных типов формаций	151
Хромитовая минерализация	152
Сульфидная медно-никелевая минерализация	-
Титановая минерализация	155
Платиноиды	156
Алюминиевое сырье	-
Место протерозойских ультрабазит-базитовых плутонов Байкало-Становой области в общей систематике базитовых ассоциаций и их формационные аналоги	157
Заключение	160
Литература	164
Приложение	172

Павел Антипович Балыкин
Глеб Владимирович Поляков
Василий Иванович Богнубов
Тамара Егоровна Петрова

ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ
УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫЕ ФОРМАЦИИ
БАЙКАЛО-СТАНОВОЙ ОБЛАСТИ

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редактор издательства А.М. Самсоненко
Художественный редактор М.Ф. Глазырина
Художник Е.Ф. Зайцев
Технический редактор Н.М. Остроумова
Корректоры Е.В. Золина, В.А. Бирюкова

ИБ № 30040

Сдано в набор 31.01.86. Подписано в печать 26.05.86. МН-01231.
Формат 70 x 100 1/16. Бумага офсетная. Офсетная печать.
Усл. печ. л. 16,9. Усл. кр.-отт. 17,2. Уч.-изд. л. 18,5.
Тираж 600 экз. Заказ № 77. Цена 3 руб.

Ордена Трудового Красного Знамени
Издательство "Наука", Сибирское отделение.
630099, Новосибирск, 99, ул. Советская, 18.
4-я типография издательства "Наука".
630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.