

Ф. П. ЛЕСНОВ

**ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ
ЧАЙСКОГО
ГАББРО-ПЕРИДОТИТ-
ДУНИТОВОГО
НИКЕЛЕНОСНОГО ПЛУТОНА
(СЕВЕРНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)**

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»·СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР · СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Ф. П. ЛЕСНОВ

ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ ЧАЙСКОГО
ГАББРО-ПЕРИДОТИТ-ДУНИТОВОГО
НИКЕЛЕНОСНОГО ПЛУТОНА
(СЕВЕРНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук профессор
Г. В. ПИЛУС

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА» · СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
НОВОСИБИРСК · 1972

В работе впервые дается детальное монографическое описание структурно-тектонической позиции, геологического строения, вещественного состава, рудоносности и условий становления Чайского плутона — одного из типоморфных интрузивов Северо-Байкальской никеленосной провинции. На основании обширного фактического материала автор не только во многом по-новому рассматривает строение, формационную принадлежность и генезис этого плутона, но и характеризует особенности состава и строения всей впервые выделяемой Северо-Байкальской верхнепротерозойской габбро-перидотит-дунитовой никеленосной формации, в состав которой Чайский плутон входит совместно с десятью другими интрузивами. Плутоны формации наряду с другими интрузивными образованиями района образуют Байкало-Муйский базит-гипербазитовый пояс, положение которого контролируется зоной одноименного глубинного разлома. Последний располагается на границе Патомского перикратонного опускания Сибирской платформе с расположенной южнее Байкало-Витимской складчатой областью.

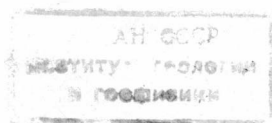
Тектоническая позиция Чайского плутона определяется его приуроченностью к ослабленной зоне, которая прослеживается вдоль сопряжения Кичеро-Мамского антиклинория с Тья-Чуйским синклинорием. Согласно полученным данным плутон относится к числу нерасслоенных интрузивных тел, образовавшихся в три этапа: 1-я фаза — дуниты, 2-я фаза — плагиперидотиты и фациальные их разновидности, 3-я фаза — габброиды. Плутон интрузирует нижнепротерозойские метаморфические породы и трансгрессивно перекрыт слабо метаморфизованными нижнекембрийскими терригенными образованиями. Радиологический возраст большей части пород плутона и его рамы «омоложен» вследствие более поздних палеозойских аллометаморфических процессов.

Приведено подробное петрографическое описание плутона и его рамы с детальной характеристикой породообразующих минералов по результатам оптических, химических, спектральных и рентгенометрических определений. На основании изучения количественно-минералогического состава пород плутона предлагается новая классификация пород основного и ультраосновного рядов. Петрохимическая и геохимическая характеристика плутона базируется на результатах 240 полных химических и более 600 спектральных анализов пород.

Специальный раздел посвящен исследованиям сульфидного медно-никелевого оруденения, описанию его минерального состава и закономерностей распределения, а также характеристике условий образования руд. Богатое оруденение пространственно приурочено к ультраосновным породам, главным образом относящимся ко 2-й фазе. По заключению автора, оруденение в плутоне образовалось путем высокотемпературного рудного метасоматоза при воздействии богатых серой флюидов на обогащенные силикатным никелем ультраосновные породы. Рудообразующие флюиды возникли на поздней стадии становления плутона вследствие магматической дистилляции габброидных расплавов 3-й фазы.

История формирования плутона и возникновение различных по составу и времени внедрения порций магматических расплавов рассмотрены с позиций гипотезы вертикальной миграции магматического очага.

Книга представляет интерес для широкого круга петрологов.



Планомерные геологические исследования позволили обнаружить в Северном Прибайкалье и прилегающих к нему районах бассейна р. Витим гетерогенную ассоциацию магматических образований основного и ультраосновного состава, с которой связаны в различной мере перспективные проявления асбеста, платиноидов, хромита, титаномагнетита и никелевых сульфидных руд. Стало очевидным, что никелевое оруденение в данном районе является одним из наиболее интересных в практическом отношении. Однако сложное геологическое строение и еще сравнительно слабая изученность Северного Прибайкалья существенно затрудняли решение вопросов, касающихся структурного положения, внутреннего строения, возраста, вещественного состава, формационной принадлежности и генезиса никеленосных интрузий этого района.

Возникла необходимость в специальных научных исследованиях базит-гипербазитового магматизма Северного Прибайкалья на примере эталонных плутонов. Один из плутонов этой серии — Довыренский — изучался С. А. Гурулевым (1964). Еще больший интерес представляет Чайский плутон, поскольку в нем обнаружены более крупные скопления никелевых руд.

Необходимо подчеркнуть, что детальные исследования никеленосных плутонов Северного Прибайкалья, расположенных сравнительно близко от водных путей оз. Байкал, в настоящее время являются весьма актуальными еще и потому, что в последние годы, в связи с резким подъемом промышленного производства в Восточной Сибири, назрела необходимость в разработке геологических основ комплексного освоения Прибайкалья.

Чайский габбро-перидотит-дунитовый никеленосный плутон, входящий совместно с Довыренским и другими плутонами в состав верхнепротерозойского довыренского комплекса, расположен в 130 км к северу от оз. Байкал в верховье р. Чаи. Плутон является не только наиболее перспективным на никелевые руды, но и весьма благоприятным для геолого-петрологических исследований по условиям обнаженности среди остальных плутонов довыренского комплекса.

В основу монографии положена кандидатская диссертация автора, выполненная в лаборатории петрографии магматических пород Института геологии и геофизики СО АН СССР под руководством доктора геолого-минералогических наук профессора Г. В. Пинуса.

Наряду с материалами личных полевых наблюдений, собранными в 1963—1965 гг., автором использованы данные по Чайскому плутону, полученные другими исследователями, в том числе сотрудниками Чайской ГРП Бурятского геологического управления.

В работе рассматривается структурно-тектоническое положение, геологическое строение, петрографические, петрохимические и геохимические особенности плутона, а также его рудоносность. Определена формационная принадлежность Чайского и других плутонов довыренского комплекса, высказана точка зрения на их генезис.

За исключением радиоактивных и спектральных анализов на платиноиды, выполненных в Институте ядерной физики АН УзССР кандидатом химических наук А. Г. Ганиевым, а также некоторых химических, минералогических и радиогеохронологических анализов пород, выполненных в лабораториях Бурятского геологического управления (БГУ), аналитические работы по материалам автора проведены в соответствующих лабораториях Института геологии и геофизики СО АН СССР химиками-аналитиками П. А. Комаровой, А. В. Сухаренко, Э. С. Гулецкой, И. К. Кузнецовой, спектрографистами Л. Н. Поспеловой, В. И. Симоновой, Л. Е. Козловой и Н. В. Резниковым, рентгенологом Н. И. Зюзиным, лаборантом лаборатории минералообразующих растворов В. А. Сениной. Определения абсолютного возраста пород выполнены под руководством кандидата геолого-минералогических наук Л. В. Фирсова.

Существенное содействие по сбору материалов и в работе над диссертацией и монографией автору оказали геологи Бурятского геологического управления Л. М. Бабурин, В. С. Калинин, Ю. А. Чешенко, И. Н. Сахаровский, Д. М. Исаев, П. Ч. Шобогоров, Л. И. Якимов, Ю. Ф. Мышкова, сотрудники ЦНИГРИ А. В. Касьянов, Е. В. Баташев, А. А. Новиков, сотрудники Института геологии и геофизики, коллеги по лаборатории Н. С. Вартанова, В. А. Вахрушев, В. В. Велинский, В. Б. Василенко, Ю. Р. Васильев, Ю. А. Долгов, В. В. Хлестов, Б. В. Золотухин, О. Л. Банников, В. Ф. Коненко, Л. Н. Пономарева, Е. Н. Булгакова, Г. И. Каратаев, Э. А. Леснова. Всем им, пользуясь случаем, автор приносит благодарность. Автор признателен также тем, кто принял участие в обсуждении данной работы, особенно доктору геолого-минералогических наук А. М. Дымкину и кандидату геолого-минералогических наук А. П. Кривенко, прочитавшим работу в рукописи и сделавшим ряд ценных замечаний. Эти замечания, а также замечания, сделанные на защите диссертации, учтены при подготовке монографии.

Автор выражает глубокую благодарность доктору геолого-минералогических наук профессору Г. В. Пинусу за постоянную помощь в работе над монографией и кропотливый труд по ее редактированию.

ОЧЕРК ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Северное Прибайкалье принадлежит к труднодоступным и экономически слабо развитым районам Восточной Сибири. Вместе с тем этот район издавна привлекал исследователей сложностью геологического строения и разнообразием полезных ископаемых.

Первые сведения об основных чертах геологии района можно найти в работах М. Д. Черского, П. И. Преображенского и М. М. Тетяева. В послереволюционный период геологические исследования в Северном Прибайкалье проводили В. Г. Дитмар, В. В. Домбровский, А. П. Серров, Д. К. Зеgebарт, М. Г. Шпилько, В. А. Обручев, позже Н. А. Флоренсов, А. С. Кульчицкий и др.

Особенно широко развернулись геологические изыскания в Северном Прибайкалье и во всей Байкальской горной области в последние десятилетия. К этому периоду относятся опубликованные работы и рукописные отчеты А. А. Арсеньева, Л. И. Салопа, В. М. Таевского, Л. Е. Окунева, А. А. Малышева, В. И. Навиль, М. М. Мануйловой, А. Я. Жидкова, В. А. Дворкина-Самарского, С. А. Гурулева и других, внесших большой вклад в дело познания геологии этого обширного края.

Одно из первых обобщений по исследованиям магматизма Прибайкалья и Байкало-Патомского нагорья было сделано В. А. Обручевым (1932). Более подробные материалы по этому вопросу собраны в опубликованной позже работе Е. В. Павловского (1948). В начале 50-х годов вышла работа А. А. Арсеньева и Е. А. Нечаевой (1953), в которой приведены данные о вещественном составе магматических образований Байкальской горной области. Подавляющая часть их относилась авторами к архею и нижнему протерозою. Приведенные в работе сведения об основном и ультраосновном магматизме очень скудны. Следует подчеркнуть, однако, что уже к 1949 г. по работам А. С. Кульчицкого было известно, что с интрузиями основного и ультраосновного состава в Северном Прибайкалье генетически связано сульфидное медно-никелевое оруденение, а несколько позже в некоторых базит-гипербазитовых и гипербазитовых интрузиях Байкальской горной области были обнаружены проявления титаномагнетита, хромита, платиноидов и асбеста.

Наиболее полно сведения по геологии Байкальской горной области собраны в работах Л. И. Салопа (1958, 1960_{1,2}, 1963, 1964). В разработанной им схеме магматизма основные интрузии района подразделены на каларский, муйский и икатский комплексы. Нижнепротерозойский каларский комплекс представлен интрузиями габбро-анортозитов. В плутонах нижнепротерозойского муйского комплекса, подразделенного на три фазы, представлены гипербазиты, габброиды

и плагиограниты. Наконец, третий из выделенных Л. И. Салопом интрузивных комплексов — икатский — объединял небольшие штоки и пластообразные залежи субвулканических габброидов. Он был отнесен к верхнему протерозою.

Развернувшиеся после 1958 г. систематические геолого-съемочные и научно-исследовательские работы на обширной территории между Байкалом и р. Витим позволили уточнить и дополнить схему стратиграфии и магматизма Л. И. Салопа. В частности, по материалам, полученным геологами Бурятского геологического управления, муйский интрузивный комплекс (в представлении Л. И. Салопа) был подразделен на парамский гипербазитовый комплекс (нижний протерозой), муйский габбро-плагиогранитный комплекс (нижний протерозой) и довыренский габбро-перидотитовый комплекс (верхний протерозой).

Интенсивное развитие геологических исследований в последние годы обусловило появление новых публикаций по геологии Северного Прибайкалья и, в частности, по базит-гипербазитовому магматизму этого региона.

В. А. Дворкин-Самарский и И. В. Белов (1962) описали метаморфические и магматические образования западной части Северного Прибайкалья, расчленив их на пять возрастных комплексов. Основные и ультраосновные породы Довыренского и Нюрундуканского плутонов отнесены этими авторами к палеозойскому холоднинскому комплексу, что, однако, не получило подтверждения последующими исследованиями.

Д. А. Великославинским и др. (1962) освещены вопросы геологии докембрия Северо-Байкальского нагорья. По их мнению, осадочно-метаморфические и магматические породы этого района должны быть подразделены на два тектоно-магматических комплекса: верхнеархейский чуйский и протерозойский мамско-бодайбинский. Ультраосновные и основные интрузии расчленены этими исследователями на синорогенные габбро-диабазовые интрузии муйской серии и послескладчатые интрузии габбро, лабрадоритов, пирокс серпентиты).

М. М. Мануйловой и др. (1964) детально описаны геология и условия метаморфизма пород Миня-Чайского междуречья, а также закономерности распределения слюдоносных и редкометалльных пегматитов в этом районе. В заключительном разделе работы авторы приходят к выводу, что в верхнем протерозое в узком, но весьма протяженном прогибе на юго-востоке Байкало-Витимского поднятия накапливались мощные терригенные и отчасти вулканогенные толщи, впоследствии интродуцированные плутонами довыренского интрузивного комплекса. Все это позволило им считать условия развития этого прогиба геосинклинальными. В следующей работе (Мануйлова, Кольцова, 1965) М. М. Мануйлова обобщила все имевшиеся данные по радиогеохронологии метаморфических и интрузивных пород Северного Прибайкалья, в том числе и пород довыренского интрузивного комплекса. Ею установлено, что в преобладающем числе случаев радиологический возраст пород района «моложе» возраста, определенного по геологическим данным. М. М. Мануйлова высказывает предположение о региональном «омоложении» пород Северного Прибайкалья, объясняя это явление образованием обширных полей гранит-пегматитов в палеозойское время.

Дальнейшие исследования основных и ультраосновных пород Северного Прибайкалья привели к выделению среди продуктов базит-

гипербазитового магматизма Байкальской горной области нескольких формационных типов: гипербазитового, габбро-плагногранитного, габбро-пироксенит-дунитового и габбро-диорит-диабазового (Арсентьев и др., 1963; Тарасова, 1964; Арсентьев, 1965; Леснов, 1966_{3,4}). Было установлено, что плутоны гипербазитовой формации характеризуются, главным образом, асбестовой и хромитовой минерализацией, а также проявлениями платины и ее спутников. Титановая минерализация преимущественно приурочена к плутонам габбро-плагногранитной формации, а плутоны габбро-пироксенит-дунитовой формации отличаются четко выраженной сульфидной медно-никелевой рудной специализацией. Одновременно был сделан вывод, о том, что базит-гипербазитовые интрузии Байкальской горной области располагаются в виде поясов, приуроченных к зонам разломов.

Открытие промышленно интересных проявлений медно-никелевых руд в плутонах габбро-пироксенит-дунитовой формации Северного Прибайкалья обусловило повышенный интерес исследователей к ней. Именно поэтому довыренский интрузивный комплекс оказался изученным в настоящее время детальнее других.

В период с 1960 по 1966 г. параллельно с региональными геологическими исследованиями Северного Прибайкалья силами Бурятского геологического управления и ряда научно-исследовательских организаций проводилось изучение наиболее крупных плутонов никеленосного довыренского интрузивного комплекса: Довыренского, Нюрундуканского и Чайского. Среди первых публикаций, непосредственно посвященных этому комплексу, известны работы М. В. Денисовой (1961), М. И. Грудинина (1962, 1963_{1,2}), М. И. Грудинина, А. И. Кузнецова (1961) и С. А. Гурулева (1962, 1964). В них рассмотрены вопросы геологического строения и некоторые особенности рудной минерализации Довыренского и Нюрундуканского плутонов.

Д. В. Полферов и др. (1965, 1966), а также Т. И. Нюппенен (1965), занимаясь разработкой геохимических методов поисков сульфидных медно-никелевых месторождений в условиях Северного Прибайкалья, а также перспективной оценкой никеленосности базит-гипербазитовых плутонов, опубликовали материалы по некоторым проблемам геохимии рудных компонентов плутонов довыренского комплекса.

В настоящее время появились монографические исследования по двум крупным плутонам довыренского комплекса — Довыренскому и Нюрундуканскому. В работе С. А. Гурулева (1965) детально описаны геологическое строение и условия залегания расслоенного Довыренского плутона, освещены вопросы его внутренней структуры, вещественного состава, а также затронута проблема относительного и абсолютного возраста пород интрузива. Обсуждая условия формирования плутона, автор на основании установленных им фактов переработки плутоном пород кровли полагает, что расслоенность интрузива является следствием многостадийного магматического замещения. Эти процессы, по его мнению, были определяющими при формировании довыренского интрузива. Сера, входящая в состав связанной с породами плутона сульфидной минерализации, как он полагает, в основном заимствовалась из вмещающих пород, уже содержащих сульфидную минерализацию.

С иных позиций рассматривает условия формирования Довыренского и Нюрундуканского плутонов М. И. Грудинин (1965). Подробно изучив вещественный состав обоих плутонов и сравнив их между собой, он относит их к габбро-перидотитовой формации и приходит к выводу о том, что оба плутона являются типичными представителями диффе-

ренцированных интрузивов, обладая всеми свойствами магматических образований, прошедших стадию жидкого расплава. Таким образом, точки зрения С. А. Гурулева и М. И. Грудина на происхождение плутонов довыренского комплекса не совпадают. Следует подчеркнуть, что оба эти исследователя рассматривают становление Довыренского и Нюрундуканского плутонов, по сути дела, как одноактный интрузивный процесс. Однако более поздние данные свидетельствуют о том, что Довыренский (Л. М. Бабурин), Нюрундуканский (В. П. Бушуев и др.), а также Чайский (Ю. А. Чешенко, И. Н. Сахаровский, Ф. П. Леснов и др.) плутоны сформировались в несколько интрузивных фаз, хотя о числе интрузивных фаз и последовательности образования горуд в плутонах единого мнения пока еще нет.

Говоря об истории геологических исследований базит-гипербазитового магматизма Северного Прибайкалья, нельзя не отметить тот значительный вклад в изучение этого вопроса, который сделали геологи Бурятского геологического управления В. А. Антонченко, Л. М. Бабурин, К. С. Самбуев, В. П. Бушуев, В. Е. Викулов, Д. М. Исаев, В. С. Калинин, В. Д. Кашин, Ю. Ф. Мышкова, Ю. П. Остапенко, А. П. Рихванов, В. Н. Руденко, В. А. Сафронов, И. Н. Сахаровский, Р. С. Тарасова, Е. И. Твердохлеб, Г. М. Хабалов, В. А. Чабаненко, Ю. А. Чешенко, Ф. К. Чинакаев, П. Ч. Шобогоров, Л. И. Якимов и др.

Изучение Чайского плутона, который в последние годы, благодаря своей повышенной рудоносности, привлекает наибольшее внимание геологов Северного Прибайкалья, начато в 1960 г. В. П. Сафроновым при поисково-съёмочных работах, а затем более детально продолжено Ю. А. Чешенко, Г. М. Хабаловым, И. Н. Сахаровским, А. В. Касьяновым, С. А. Гурулевым, К. С. Самбуевым, Н. Н. Шишкиным, Е. А. Кумпан, Е. В. Баташевым, Ф. П. Лесновым и др.

Ю. А. Чешенко и И. Н. Сахаровский, занимаясь детальным изучением юго-западного фланга Чайского плутона, пришли к выводу, что плутон сформировался в четыре интрузивные фазы. Наиболее ранними образованиями они считают преобладающие в плутоне габброидные породы. Ко второй фазе ими отнесены дуниты и существенно оливиновые перидотиты, к третьей — пироксеновые троктолит-оливиниты, троктолиты, пироксениты и такситовые перидотиты, к четвертой — рудоносные плагиоперидотиты, иногда переходящие в габбро-перидотиты, и ряд второстепенных разновидностей.

С. А. Гурулев и К. С. Самбуев, касаясь вопросов генезиса Чайского плутона, отмечают, что при его становлении огромную роль сыграли процессы магматического замещения, о чем свидетельствуют многочисленные реликтовые ксенолиты пород вмещающей толщи среди пород плутона. Эти исследователи выделяют в Чайском интрузиве породы трех фаз. Кроме того, С. А. Гурулев и К. С. Самбуев (1964) описали кору выветривания, которая развита на породах Чайского плутона и подстилает терригенные отложения нижнего кембрия.

Сульфидному оруденению Чайского месторождения посвящено сообщение Н. Н. Шишкина и Е. А. Кумпан (1964).

Ряд вопросов геологии и вещественного состава плутона и довыренского комплекса в целом обсужден в наших работах (Леснов, 1965, 1966^{1,2,3,4}, 1967, 1969₂).

Из краткого обзора видно, что многие аспекты проблемы геологического строения и закономерностей проявления никеленосной формации Северного Прибайкалья еще не решены или являются дискуссионными. Можно выделить следующие наиболее важные генетические

вопросы: роль и характер структурных факторов, обусловивших размещение плутонов; механизм формирования интрузивных тел и последовательность становления отдельных групп пород в них; генезис ультраосновных и основных пород и причины их разнообразия; роль и масштабы процессов магматического замещения при
нов и т. д. (Леснов, 1969₁).

Изложению материала по Чайскому плутону предпослана характеристика геолого-структурной позиции базит-гипербазитовой ассоциации пород Северного Прибайкалья в региональном плане. На основе данных по Чайскому плутону автором пересмотрены некоторые прежние взгляды по затронутой проблеме и высказан ряд новых соображений о генезисе плутонов довыренского комплекса и приуроченного к ним никелевого оруденения.

СЕВЕРО-БАЙКАЛЬСКАЯ ГАББРО-ПИРОКСЕНИТ-ДУНИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ И ЕЕ ПОЛОЖЕНИЕ В БАЙКАЛО-МУЙСКОМ БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВОМ ПОЯСЕ

Габбро-пироксенит-дунитовый формационный тип некоторое время считался присущим главным образом Уральской складчатой области. Однако за последние десятилетия подобного рода магматические ассоциации выявлены и в других подвижных поясах (Кузнецов, 1964). Одна из них — *Северо-Байкальская габбро-пироксенит-дунитовая формация*. Входящие в нее магматические образования в геологической литературе по Северному Прибайкалью ранее относились в качестве одной из фаз к сложному нижнепротерозойскому муйскому комплексу (Салоп, 1958). Позже, в 1961—1966 гг., они были выделены в самостоятельный верхнепротерозойский довыренский габбро-перидотитовый комплекс, который в последнее время и определяется как Северо-Байкальская габбро-пироксенит-дунитовая формация (Тарасова, 1964; Арсентьев, 1965; Леснов, 1966^{2,3,4}).

Совместно с доорогенными интрузивами нижнепротерозойских гипербазитовой и габбро-плагногранитной формаций плутоны габбро-пироксенит-дунитовой формации Северного Прибайкалья образуют гетерогенный пояс интрузивных тел основного, ультраосновного и плагногранитного состава. Этот пояс прослеживается на протяжении 750 км от оз. Байкал до бассейна р. Муи, в связи с чем он назван Байкало-Муйским базит-гипербазитовым поясом (рис. 1).

СТРОЕНИЕ БАЙКАЛО-МУЙСКОГО БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВОГО ПОЯСА

Ось Байкало-Муйского пояса простирается параллельно краю Патомского входящего угла Сибирской платформы, располагаясь на некотором удалении от него и образуя большую дугу, обращенную выпуклой стороной к северу. Пояс подразделяется на западную — Байкальскую и восточную — Муйскую ветви. Первая из них имеет северо-восточное простирание, вторая — северо-западное (рис. 2). В области сочленения ветвей расположен Мамаканский палеозойский гранитный батолит, в пределах которого пояс прослеживается по крупным ксенолитам габброидов.

В Муйской ветви преобладающим развитием пользуются крупные плутоны габбро-плагногранитной формации. Гипербазитовая формация здесь представлена отдельными интрузивными телами меньших разме-

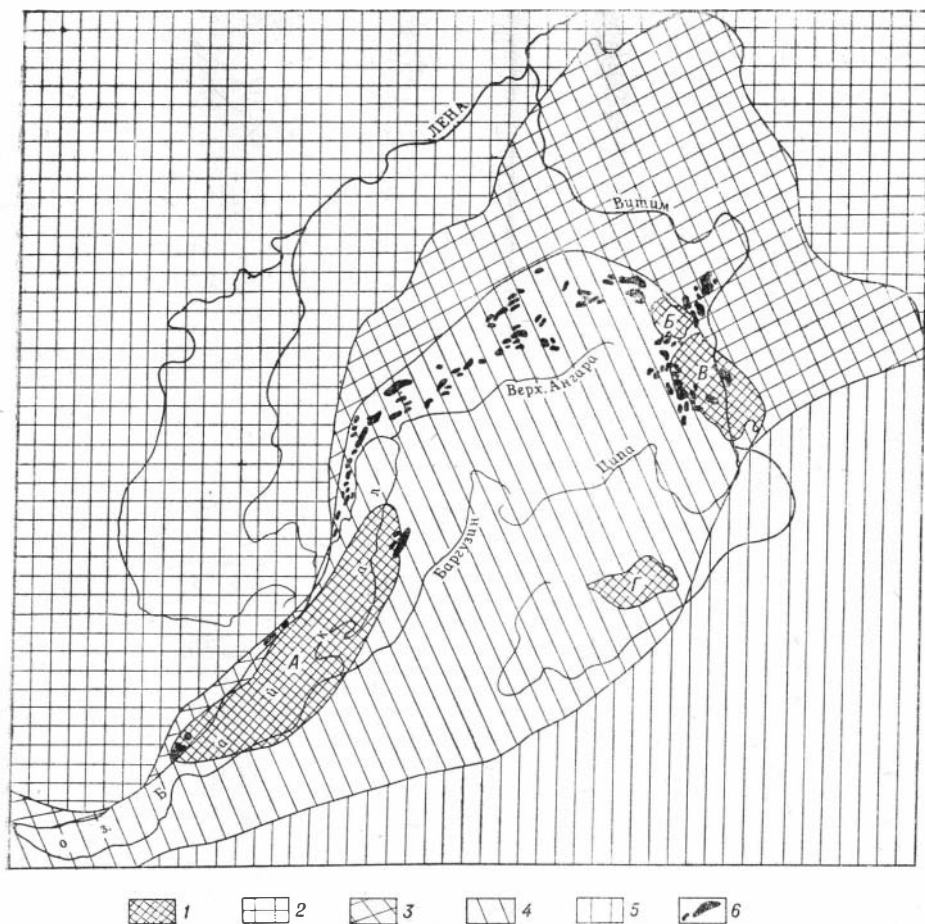


Рис. 1. Схема расположения Байкало-Муйского базит-гипербазитового пояса в тектонической структуре Байкало-Витимской складчатой области.

1 — выступы предположительно архейских пород; А — Байкальская глыба, Б — Северо-Муйская, В — Южно-Муйская, Г — Амалатская глыба; 2 — чехол Сибирской платформы; 3 — Патомское перикратонное опускание; 4 — Байкало-Витимская складчатая область; 5 — Становой гессантиклинальный пояс; 6 — плутоны Байкало-Муйского базит-гипербазитового пояса.

ров. Магматические образования габбро-пироксенит-дунитовой формации в пределах Муйской ветви к настоящему времени малоизвестны из-за недостаточной изученности формационного состава магматитов этого района. Ширина Муйской ветви достигает 80—100 км. В Байкальской ветви преобладают интрузивы габбро-пироксенит-дунитовой формации, наряду с которыми здесь представлен ряд интрузивных тел, относящихся к габбро-плаггиогранитной и гипербазитовой формациям. Ширина этой ветви не превышает 10—30 км. Каждая из ветвей распадается на две субпараллельные зоны интрузивов. Преобладающая часть интрузивных тел, входящих в состав Байкало-Муйского базит-гипербазитового пояса, имеет удлиненную вдоль оси пояса форму и обычно залегает среди вмещающих пород согласно.

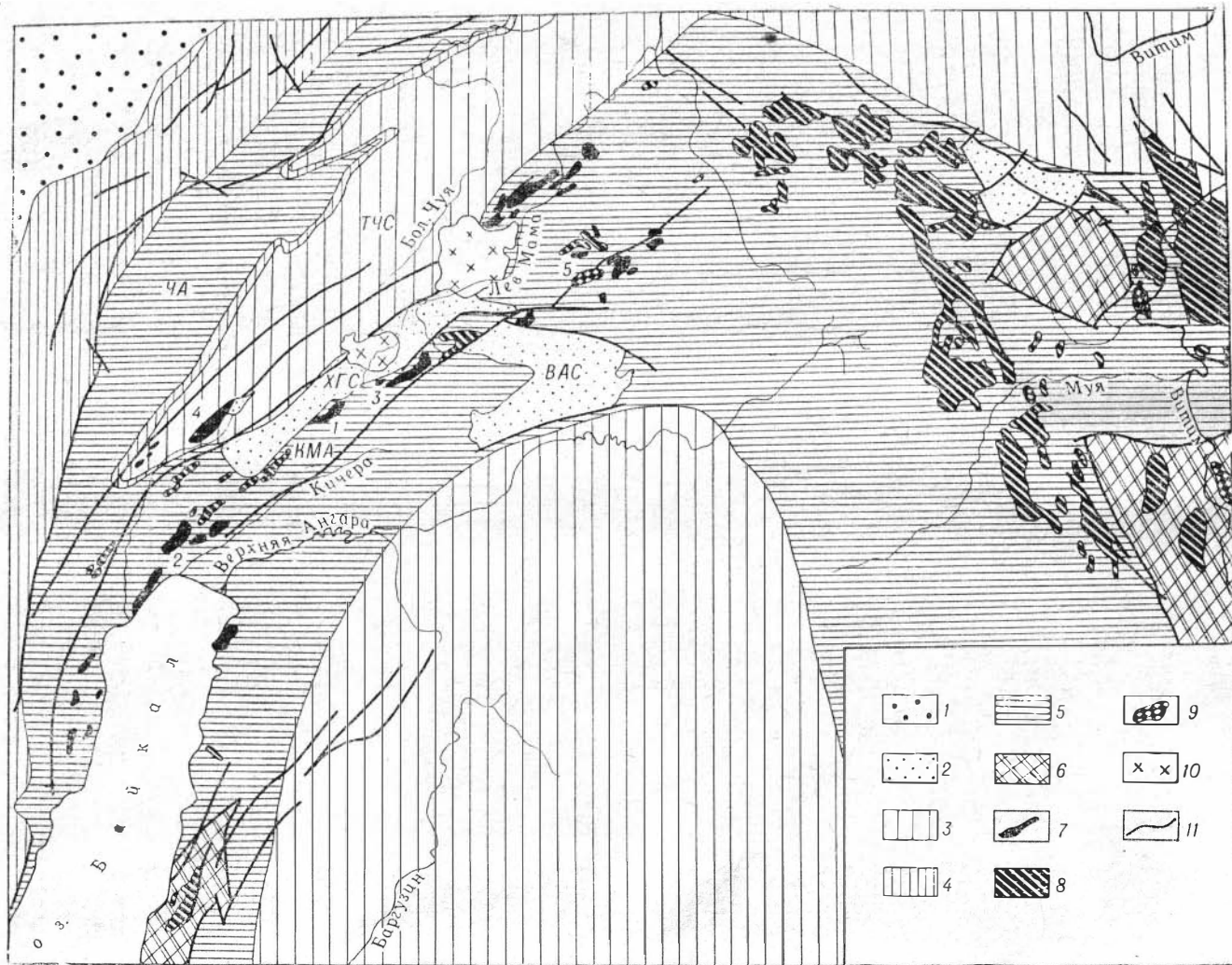
Анализ геологических материалов показывает, что Байкало-Муйский базит-гипербазитовый пояс приурочен к одноименному глубинному разлому, вдоль которого Байкало-Витимская складчатая область сочле-

Рис. 2. Схема расположения плутонов Северо-Байкальской габбро-пироксенит-дунитовой формации в пределах Байкало-Муйского базит-пирбазитового пояса.

1 — кембрийские отложения Сибирской платформы; 2 — кембрийские отложения Байкало-Витимской складчатой области; 3 — верхнепротерозойские отложения; 4 — среднепротерозойские; 5 — нижнепротерозойские отложения; 6 — предположительно архейские образования; 7 — плутоны габбро-пироксенит-дунитовой формации; 8 — плутоны габбро-плагингранитной формации; 9 — плутоны гипербазитовой формации; 10 — плутоны нефелиновых и щелочных сиенитов; 11 — дизъюнктивные нарушения.

ЧА — Чуйский антиклинорий, КМА — Кичеро-Мамский антиклинорий, ТЧС — Тянь-Чуйский синклиний, ХГС — Холоднинская грабен-синклиналь, ВАС — Верхне-Ангарская грабен-синклиналь.

Плутоны: I — Чайский, II — Нюрнудуканский, III — Левомамский, IV — Довыренский, V — Орколиканский (с целью упрощения схемы плутоны гранитоидных формаций на ней не показаны).



нена с Патомским перикратонным опусканием, отделяющим ее от Сибирской платформы (Косыгин и др., 1964). Подтверждает это заключение составленная схема распределения интенсивностей аномального гравитационного поля в области Байкальской ветви базит-гипербазитового пояса (рис. 3). Схема построена по обобщенным данным аэрогеофизических наблюдений П. А. Попова (БГУ), которые были предоставлены в наше распоряжение А. С. Кульчицким (Северо-Байкальская геологическая экспедиция). Интерпретируя данные П. А. Попова, можно с достаточной уверенностью утверждать, что именно зона глубинного разлома, к которой приурочена резкая гравитационная ступень и с которой отчетливо совпадает ось Байкальской ветви Байкало-Муйского базит-гипербазитового пояса, является той физической границей раздела, которая отделяет глубоко погруженное ложе Байкало-Витимской склад-

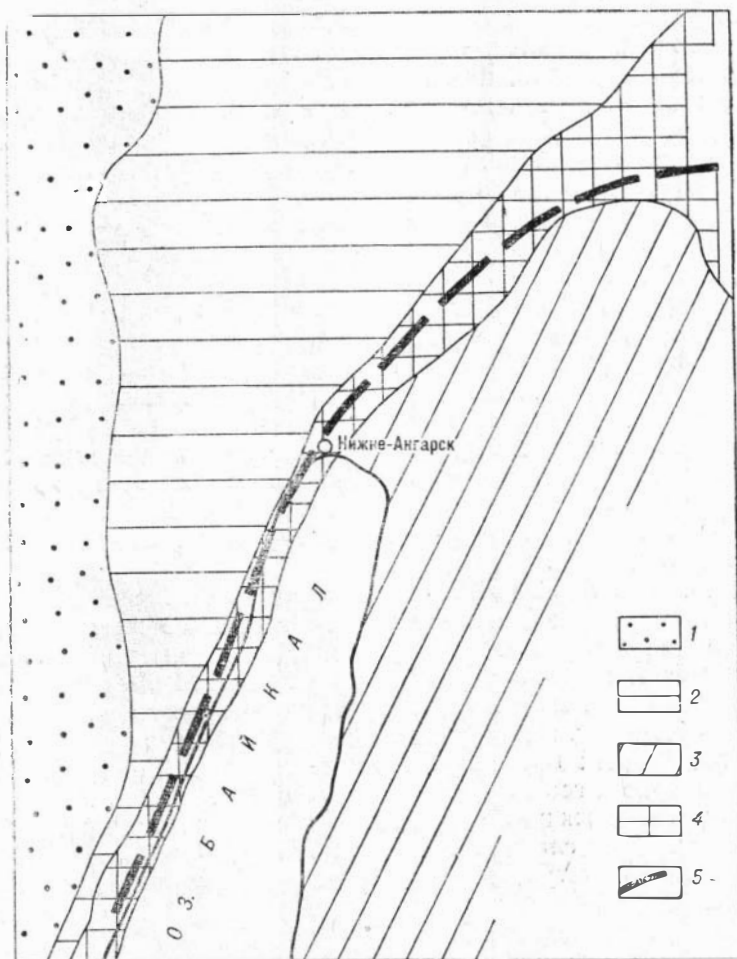


Рис. 3. Схема расположения Байкальской ветви Байкало-Муйского базит-гипербазитового пояса в аномальном гравитационном поле западной части Северного Прибайкалья.

1 — чехол Сибирской платформы; 2 — зона слабо выраженного относительно повышенного гравитационного поля (перикратонное опускание); 3 — зона резко выраженного относительно пониженного гравитационного поля (складчатая область); 4 — зона резкой гравитационной ступени (зона глубинного разлома); 5 — ось Байкальской ветви Байкало-Муйского базит-гипербазитового пояса.

чатой области от менее опущенной краевой части фундамента Сибирской платформы — Патомского перикратонного опускания.

Напрашивается вывод, что при формировании гетерогенного Байкало-Муйского базит-гипербазитового пояса главной магмоподводящей структурой являлся долгоживущий *Байкало-Муйский глубинный разлом*.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ БАЙКАЛО-ВИТИМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

В геологическом строении северной части Байкало-Витимской складчатой области, вдоль северной периферии которой располагается Байкало-Муйский базит-гипербазитовый пояс, принимают участие архейские, нижнепротерозойские, среднепротерозойские, верхнепротерозойские и нижнекембрийские осадочно-метаморфические и вулканогенные образования (Салоп, 1964).

К архею относятся наиболее сильно метаморфизованные породы (гнейсы, кристаллические сланцы, мигматиты, мраморы), которыми в пределах складчатой области сложены локальные участки, названные глыбами. Последние со всех сторон обрамлены разломами и характеризуются автономным внутренним строением. Две таких глыбы — Северо-Муйская и Южно-Муйская — расположены в восточной части складчатой области.

Нижнепротерозойские геосинклинальные образования представлены метаморфизованными породами типа гнейсов, сланцев, мраморов, амфиболитов и метавулканитов, которые обнажаются в ядрах крупных антиклинальных структур и вмещают главную массу plutонов Байкало-Муйского базит-гипербазитового пояса.

Метаморфизованные кислые вулканиты и подчиненные им терригенные образования, относящиеся к среднему протерозою, пользуются в районе ограниченным распространением. Они обнажаются в крыльях крупных антиклинальных структур, с несогласием перекрывая более древние породы.

Верхнепротерозойские метаморфические образования обычно с несогласием налегают на подстилающие их породы, слагая ядра крупных синклинальных структур как в периферийных, так и во внутренних частях Байкало-Витимской складчатой области. Среди указанных образований представлены метаморфические сланцы, алевролиты, кварциты, песчаники, карбонатные породы и эффузивы. Судя по составу и мощности верхнепротерозойских пород, они образовались преимущественно в геосинклинальных условиях.

Отложения нижнего кембрия венчают стратиграфический разрез района. Они слагают небольшие участки в пределах грабен-синклинальных структур, с перерывом и угловым несогласием налегают на разновозрастные допалеозойские породы, в том числе на разновозрастные интрузивы Байкало-Муйского базит-гипербазитового пояса. В нижней части разреза нижнекембрийских отложений залегают конгломераты, которые перекрываются мощной пачкой гравелитов, песчаников, алевролитов и углистых сланцев. Верхняя часть разреза отложений нижнего кембрия представлена карбонатными породами, местами содержащими фауну. Согласно существующим представлениям, нижнекембрийские карбонатные и терригенные отложения Северного Прибайкалья сформировались в условиях эпиконтинентальных морских бассейнов.

Региональные исследования (Салоп, 1964) показывают, что стратифицированные отложения северной части Байкало-Витимской складчатой области характеризуются непостоянством вещественного состава, большими и широко варьирующими мощностями, а также сложной пликтивной и дизъюнктивной тектоникой. Наиболее полно представленные отложения протерозойского возраста собраны в протяженные линейные складки, оси которых ориентированы параллельно краю Сибирской платформы. Дислоцированность кембрийских отложений заметно менее интенсивна.

Пестрый состав и сложное строение метаморфических толщ района затрудняют их сопоставление. Этим обусловлено выделение многочисленных местных стратиграфических подразделений — подсвит, свит, подсерий, серий и т. д. Лишь нижнекембрийские отложения, благодаря находкам фауны, расчленены более детально с выделением ярусов.

Не менее широко, чем осадочно-метаморфические и вулканогенные породы, в пределах северной части Байкало-Витимской складчатой области развиты разнообразные и разновозрастные интрузивные образования. Помимо интрузий, входящих в состав Байкало-Муйского базит-гипербазитового пояса, здесь представлены плутоны других формационных типов. В частности, вблизи базит-гипербазитового пояса и в его пределах располагаются интрузивы формации субвулканических гранитов, габбро-диорит-диабазовой формации, формации гранитных батолитов и формации центральных интрузий нефелиновых сиенитов. Наметки схемы формационного расчленения магматических образований Байкало-Витимской складчатой области впервые предложены В. П. Арсентьевым (1965).

На основе имеющегося в настоящее время фактического материала у большинства исследователей Северного Прибайкалья (Салоп, 1958, 1960^{1,2}; Мануйлова и др., 1964; Косыгин и др., 1964) сложилось представление, что Байкало-Витимская геосинклинальная область была заложена в раннем протерозое на месте южной окраины Северо-Азиатского кратона в результате раздробления и переработки кристаллического фундамента мощными тектоническими процессами, в краевой части зоны тектонической переработки проявившимися в ослабленной форме, чем и обусловлен переходный, близкий к платформенному, характер образований, слагающих Патомское перикратонное опускание Сибирской платформы. В дальнейшем в пределах геосинклинальной области многократно происходили интрузии и излияния эффузивов, чередовавшиеся с периодами интенсивного прогибания ее ложа и накопления мощных толщ осадочных пород. Последние в результате орогенических процессов неоднократно подвергались складкообразованию. Складчатые структуры региона приспособлялись к краям кратона и архейских глыб, сохранившихся внутри геосинклинальной области. Интенсивные тектонические движения и внедрение крупных гранитоидных батолитов в позднем и раннем палеозое ознаменовали собой завершение геосинклинального этапа развития Байкало-Витимской геосинклинальной области. При этом консолидация области и приращение ее к платформе начались с ее внешней, северной, части и постепенно распространились к югу. В более поздние периоды этот участок земной коры испытывал преимущественно блоковые движения на фоне общего поднятия Байкальского свода. Такова в общих чертах наиболее распространенная точка зрения на историю геологического развития Северного Прибайкалья.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ БАЙКАЛО-ВИТИМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Выше было показано, что Северо-Байкальская габбро-пироксенит-дунитовая формация представляет собой составную часть гетерогенного Байкало-Муйского базит-гипербазитового пояса. Формирование пояса контролировалось Байкало-Муйским краевым глубинным разломом, который является структурой первого порядка, отделяющей Сибирскую платформу от Байкало-Витимской складчатой области.

Район распространения плутонов Северо-Байкальской габбро-пироксенит-дунитовой формации расположен в северо-западной краевой части Байкало-Витимской складчатой области. В тектоническом отношении он представляет собой сопряжение Тья-Чуйского синклинория с Чуйским и Кичеро-Мамским антиклинориями (см. рис. 2).

Ядро синклинория сложено верхне- и среднепротерозойскими осадочно-метаморфическими и вулканогенными образованиями, а также отложениями нижнего кембрия. В ядрах антиклинориев обнажены нижнепротерозойские образования.

Подавляющая часть плутонов Северо-Байкальской габбро-пироксенит-дунитовой формации располагается в области сопряжения юго-восточного крыла синклинория с Кичеро-Мамским антиклинорием, где они залегают исключительно среди нижнепротерозойских отложений, образуя Чайскую зону плутонов. Часть интрузивных тел формации, и в том числе один крупный плутон (Довыренский), располагается северо-западнее Чайской зоны внутри Тья-Чуйского синклинория, интрузируя верхнепротерозойские отложения и образуя Довыренскую зону плутонов. Обе зоны тяготеют к сериям разломов, осложняющих крылья антиклинориев и синклинория и входящих в систему Байкало-Муйского глубинного разлома.

Обнажающиеся в ядрах Чуйского и Кичеро-Мамского антиклинориев нижнепротерозойские метаморфические образования залегают в основании стратиграфического разреза района распространения плутонов Северо-Байкальской габбро-пироксенит-дунитовой формации. Они отличаются разнообразием вещественного состава и подразделены на ряд свит (рис. 4), в составе которых представлены мраморы, биотитовые, биотит-амфиболовые, гранат-биотитовые и другие гнейсы и кристаллические сланцы, амфиболиты и мигматиты. Видимая мощность нижнепротерозойских образований в пределах Чуйского антиклинория (укучиктинская серия по Мануйловой и др., 1964) составляет более 5400 м, а в пределах Кичеро-Мамского — 3800 м. По характеру регионального метаморфизма нижнепротерозойские метаморфические породы преимущественно относятся к амфиболитовой фации (Мануйлова и др., 1964).

На крыльях Чуйского антиклинория обнажаются отложения среднего протерозоя (акитканская серия по Мануйловой и др., 1964). Они представлены кислыми, реже основными вулканитами, местами превращенными в ортосланцы. В верхней части разреза серия сложена порфирами и порфироидами. Общая мощность отложений среднего протерозоя в районе достигает 3800 м. Интенсивность метаморфизма этих пород изменяется от очень слабых следов регионального метаморфизма до зеленосланцевой, реже амфиболитовой фаций (там же).

Обширная территория в пределах Тья-Чуйского синклинория сложена верхнепротерозойскими отложениями (олокитская и до-

выренская серия по Мануйловой и др., 1964), которые с разрывом налегают на различные стратиграфические уровни нижнего и среднего протерозоя. В основании разреза залегает горизонт метаморфизованных редкогалечных конгломератов, которые вверх по разрезу сменяются толщей переслаивающихся слюдястых и карбонатных сланцев, кварцитов, мраморизованных известняков, доломитов, метаморфизованных алевролитов и песчаников. Разрез венчается толщей основных

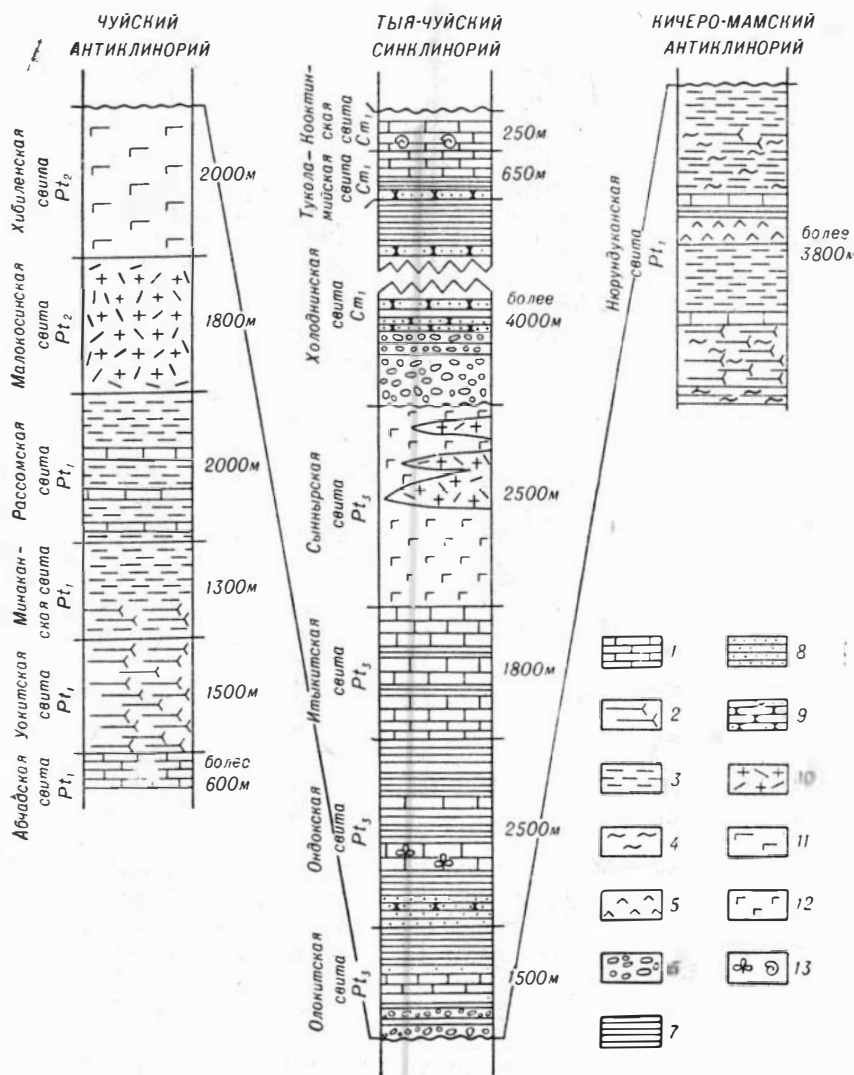


Рис. 4. Схематический стратиграфический разрез северо-западной части Северного Прибайкалья (составлен автором по материалам Л. И. Салопа, М. М. Мануйловой, В. В. Балханова, С. А. Гурулева и В. П. Сафронова).

1 — известняки, доломиты, мраморы; 2 — гнейсы; 3 — кристаллические сланцы; 4 — мигматиты; 5 — амфиболиты; 6 — конгломераты; 7 — метаморфические сланцы; 8 — кварциты; 9 — песчаники; 10 — кислые metavулканыты и их туфы; 11 — порфиroidы; 12 — средние и основные metavулканыты и их туфы; 13 — местонахождение ископаемой флоры и фауны.

и отчасти кислых эффузивов сыннырской свиты. Эффузивы представлены диабазовыми и спилитовыми порфиритами, метадиабазами, кварцевыми кератофирами и т. д. Реже встречаются кварцевые порфиры. По набору пород, по их химизму и характеру залегания вулканиты сыннырской свиты хорошо сопоставляются с типичными спилит-диабазовыми формациями собственно геосинклинальных этапов развития подвижных зон (Кузнецов, 1964). Однако в отличие от последних вулканиты сыннырской свиты приурочены не к раннему, а к позднему этапу развития геосинклинали, поскольку в верхнем протерозое завершился геосинклинальный этап развития этого района. Общая видимая мощность вулканогенно-терригенных отложений верхнего протерозоя в районе превышает 8000 м.

Характер их регионального метаморфизма обычно соответствует зеленосланцевой фации. Прорывание верхнепротерозойских отложений Довыренским плутоном позволяет датировать нижнюю возрастную границу Северо-Байкальской габбро-пироксенит-дунитовой формации.

На различных стратиграфических уровнях докембрия с размывом и повсеместным угловым несогласием залегают слабо метаморфизованные отложения нижнего кембрия, которыми в описываемом районе выполнены Холоднинская и Верхнеангарская грабен-синклинальные структуры. Эти отложения с маломощной корой выветривания в основании (Гурулев, Самбуев, 1964) трансгрессивно перекрывают Чайский и Довыренский плутоны, благодаря чему определяется верхняя возрастная граница Северо-Байкальской габбро-пироксенит-дунитовой формации. В составе обломочного материала конгломератов базального горизонта кембрийских отложений местами обнаружена галька пород плутонов габбро-пироксенит-дунитовой формации, а в цементе конгломератов над породами этих плутонов отмечались скопления обломков зерен хромита (Васьковский, Мануйлова, 1963). Базальный горизонт крупновалунных конгломератов вверх по разрезу сменяется горизонтом гравелитов, песчаников и углисто-глинистых сланцев с маломощными линзами черных углистых известняков. Выше по разрезу алевролиты переслаиваются со светлыми известняками и доломитами. Последними сложена вся верхняя часть разреза нижнего кембрия. В карбонатных породах верхней части разреза нижнего кембрия в ряде мест и на нескольких стратиграфических уровнях обнаружена фауна археоциат и трилобитов (Цыренов, Дубченко, 1962).

На этом основании вмещающие фауну карбонатные породы отнесены к ленскому ярусу, а подстилающие их терригенные породы — к алданскому ярусу нижнего кембрия. Максимальная мощность отложений нижнего кембрия в районе превышает 7000 м (Цыренов, Дубченко, 1962). Степень регионального метаморфизма этих пород весьма незначительна. Возможно, местами она соответствует зеленосланцевой фации.

Вышеприведенная схема стратиграфии района распространения никеленосных интрузий довыренского габбро-пироксенит-дунитового комплекса свидетельствует о достаточно сложной и длительной истории седиментационных процессов, происходивших в северо-западной части Байкало-Витимской геосинклинальной области. При этом период внедрения плутонов довыренского комплекса оказался приуроченным к относительно поздним этапам геосинклинального цикла, в чем состоит одна из характерных особенностей становления Северо-Байкальской габбро-пироксенит-дунитовой формации.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ И СОСТАВА СЕВЕРО-БАЙКАЛЬСКОЙ ГАББРО-ПИРОКСЕНИТ-ДУНИТОВОЙ ФОРМАЦИИ

Как уже отмечалось, плутоны Северо-Байкальской габбро-пироксенит-дунитовой формации образуют две параллельные зоны северо-восточного простираения, пространственно тяготеющие к крыльям Тья-Чуйского синклинория: юго-восточную — Чайскую и северо-западную — Довыренскую. Всего в обеих зонах насчитывается более 10 плутонов и ряд небольших массивов. Наиболее крупные интрузивы имеют размеры 3—4×18—25 км. Размеры остальных не превышают 0,2×2,0 км. Преобладающее количество плутонов локализовано в Чайской зоне, которая прослеживается более чем на 300 км от западного побережья оз. Байкал до среднего течения р. Мамаы.

Многие плутоны формации имеют удлиненную, линзовидную форму, согласно залегают в метаморфическом складчатом обрамлении и сопровождаются сателлитами. Контакты плутонов обычно имеют крутые наклоны. Сателлиты представляют собой маломощные (от 5 до 20 м, редко 100—150 м и более), согласные со структурой вмещающих пород силлообразные интрузивные залежи, которые залегают вблизи материнского плутона и на некоторой глубине соединяются с его телом. Подавляющая часть сателлитов локализуется со стороны лежачего бока плутонов. В отдельных случаях от тел плутонов во вмещающие породы отходят маломощные секущие апофизы.

К числу крупных и детальнее изученных плутонов Северо-Байкальской габбро-пироксенит-дунитовой формации принадлежат Чайский, Нюрундуканский и Довыренский плутоны. Первые два располагаются среди нижнепротерозойских метаморфических пород в пределах Чайской зоны, а Довыренский плутон является единственным крупным телом Довыренской зоны, залегающим среди верхнепротерозойских пород. Исследования показали, что все указанные плутоны имеют очень сложное внутреннее строение и образовались в несколько этапов. В их формировании существенная роль принадлежала процессам последовательного внедрения различных по составу магматических расплавов. В некоторых случаях последние претерпевали кристаллизационную и гравитационную дифференциацию по пути движения и непосредственно в камерах плутонов, а также контаминацию вследствие переработки пород кровли. Поэтому в составе плутонов присутствует весьма разнообразный ряд петрографических разновидностей пород от ультраосновных до средних. Слабо эродированные плутоны формации изобилуют неперемененными реликтовыми ксенолитами пород кровли (скиалитами), вблизи которых, а также в эндоконтактных участках плутонов породы обогащены ксеногенными компонентами, в особенности кремнеземом.

Среди всего разнообразия петрографических разновидностей пород, слагающих плутоны формации, выделяются три важнейшие группы: дуниты, перидотиты и габброиды.

Дуниты пользуются ограниченным распространением в плутонах формации. В Довыренском плутоне они образуют протяженные пластовые тела среди габброидов и перидотитов. В отличие от этого плутона в Нюрундуканском и Чайском плутонах дуниты слагают небольшие обособленные тела, не имеющие пластовой формы и рассеаемые апофизами перидотитов и габброидов. Это дает основание относить дуниты к первой интрузивной фазе Северо-Байкальской габбро-пироксенит-дунитовой формации, во всяком случае в двух последних плутонах. В составе дунитов помимо магнезиального оливина постоянно присут-

ствует аксессуарная хромшпинель, местами сменяющаяся магнетитом. Кроме того, в этих породах нередко содержатся в виде примеси пироксены и плагиоклаз.

Более широко в плутонах формации представлены породы второй группы — перидотиты, которые в Довыренском плутоне переслаиваются с габброидами и тяготеют к его лежащему боку (Гурулев, 1965), а в Нюрундуканском (Грудинин, 1965) и Чайском плутонах слагают обособленные тела, причем имеются основания считать, что в последнем плутоне перидотиты образовались позже дунитов. Следует отметить, что в некоторых плутонах довыренского комплекса дуниты и перидотиты неизвестны. Группа перидотитов объединяет достаточно разнообразную серию петрографических типов пород, общей характерной особенностью которых является присутствие некоторого количества плагиоклаза, дополняющего парагенезис оливина, ортопироксена и клинопироксена. В качестве примеси здесь присутствуют хромшпинелиды, магнетит и пирротин. Породам этой группы свойственно изменение количественно-минералогического состава в широком диапазоне, вследствие чего удается выделять многочисленные промежуточные типы пород в ряду дунит — перидотит — пироксенит — анортозит (Леснов, 1965). Преимущественным распространением среди пород второй группы пользуются плагиоклазовые зерцолиты и верлиты.

Важно подчеркнуть, что среди ультраосновных пород Северо-Байкальской габбро-пироксенит-дунитовой формации крайне ограниченно представлены пироксениты (Леснов, 1966^{3,4}), которые, как известно, являются широко распространенными образованиями в типоморфных интрузивах габбро-пироксенит-дунитовой формации Урала (Кузнецов, 1964).

Третья группа пород Северо-Байкальской габбро-пироксенит-дунитовой формации представлена петрографическими разновидностями от меланократовых и оливиновых габбро-норитов до гибридных кварцевых диоритов, которые количественно преобладают над породами предыдущих групп. В плутонах Чайской зоны среди образований третьей группы весьма существенная роль принадлежит безоливиновым и рогово-обманковым габбро-норитам, а также диоритам.

Плутоны формации интродированы дайковыми телами, которые сложены габбро-диабазами, диабазами, плагиоклазитами, габбро-пегматитами, пироксенитами и другими породами. В ряде случаев установлено, что жилы габбро-пегматитов и пироксенитов, несущие вкрапленно-шлифовое сульфидное оруденение, по простиранию и падению постепенно переходят в жилы эпигенетических сульфидных руд. В некоторых плутонах обильно представлены дайки гранитоидов и лампрофиров, которые генетически связаны с более поздними палеозойскими гранитными интрузивами.

Контактово-метаморфические процессы, которые сопровождали внедрение плутонов Северо-Байкальской габбро-пироксенит-дунитовой формации, были разнообразны по характеру и интенсивности изменения боковых пород. Контакты габброидов с вмещающими породами в плутонах Чайской зоны обычно нечетки, в них редко можно наблюдать признаки закала. В экзоконтактах плутонов развиты ореолы ороговикованных пород, среди которых местами обнаружены довольно высокотемпературные образования. В контактах с известняками присутствуют форстеритсодержащие мраморы, иногда обогащенные сфеном и эпидотом. Местами по карбонатным породам образовались скарно-подобные пироксеновые и гранат-пироксеновые метасоматические породы. Для Довыренского расслоенного плутона характерны более

ясно выраженные контакты слагающих его интрузивных пород с экзо-контактовыми роговиками. В краевых его частях развиваются зоны закала, сложенные неравномернозернистыми, мелкозернистыми, часто офитовыми лейкократовыми габброидами. В нешироких экзоконтактовых ореолах представлены разнообразные роговики, иногда содержащие андалузит и кордиерит. На контактах с карбонатными породами развиты офикальциты, метасоматические пироксениты и другие породы.

Заканчивая общую характеристику Северо-Байкальской габбро-пироксенит-дунитовой формации, укажем, что рассеянная сульфидная вкрапленность присутствует во всех породах изученных плутонов формации, но повышенные концентрации сульфидов встречаются главным образом среди пород перидотитового ряда. К этим же породам пространственно приурочены и выявленные на отдельных участках плутонов сравнительно богатые вкрапленно-прожилковые, сидеронитовые и сплошные сульфидные медно-никелевые руды.

Обобщение известных материалов по Северо-Байкальской никеленосной габбро-пироксенит-дунитовой формации позволяет следующим образом охарактеризовать ее особенности. Пространственная локализация никеленосных плутонов определялась Байкало-Муйским глубинным разломом, по которому Байкало-Витимская складчатая область граничит с Патомским перикратонным опусканием Сибирской платформы. Структурное положение отдельных плутонов формации неодинаково, как неодинаково и их внутреннее строение. Преобладают тела нерасслоенного типа, залегающие среди отложений нижнего протерозоя и формировавшиеся на относительно больших глубинах (Чайская зона). Плутоны Довыренской зоны, вероятно, формировались на меньших глубинах, так как они залегают среди отложений верхнего протерозоя. В этой связи можно предполагать, что расслоенное строение главного тела этой зоны — Довыренского плутона — обусловлено особыми структурными условиями его формирования, в частности меньшими глубинами застывания магмы.

Плутоны формации образовались в несколько этапов путем последовательного внедрения различных по составу порций высокомагнетных расплавов, испытавших местами кристаллизационно-гравитационную дифференциацию и контаминацию. Становление плутонов формации произошло в позднем протерозое на сравнительно поздних этапах развития Байкало-Витимской геосинклинальной области. Это является отличительной чертой Северо-Байкальской габбро-пироксенит-дунитовой формации, поскольку многие из известных представителей этого формационного типа образовались на ранних этапах развития геосинклинальных областей.

Важная особенность Северо-Байкальской габбро-пироксенит-дунитовой формации состоит в том, что в ней крайне ограниченно представлены пироксениты и наиболее распространенными ультраосновными породами являются перидотиты. Наконец, специфичность описываемой формации заключается еще и в том, что она несет сульфидную медно-никелевую минерализацию, которая не считается характерной для данного формационного типа.

Учитывая все отмеченные выше особенности Северо-Байкальской габбро-пироксенит-дунитовой формации, мы приходим к заключению о необходимости выделения нового никеленосного габбро-перидотит-дунитового формационного типа. Помимо Северо-Байкальской никеленосной формации, к этому формационному типу по всем признакам должна быть отнесена протерозойская никеленосная форма-

ция района Печенги, а также аналогичные образования в других складчатых областях.

В строении Байкало-Муйского базит-гипербазитового пояса в тесном пространственном сочетании в пределах единой зоны глубинного разлома принимают участие различные по возрасту, составу, металлогении и формационной принадлежности плутоны ультраосновных, основных и кислых пород, которые, как нам представляется, взаимосвязаны генетически и составляют единый формационный ряд.

Ниже рассматриваются вопросы строения, состава и генезиса одного из типичных представителей Северо-Байкальской габбро-перидотит-дунитовой формации — Чайского плутона.

ЧАЙСКИЙ ГАББРО-ПЕРИДОТИТ-ДУНИТОВЫЙ ПЛУТОН

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПЛУТОНА

Чайский плутон залегает в пределах ослабленной зоны северо-западного крыла Кичеро-Мамского антиклинория в месте сопряжения последнего с Тья-Чуйским синклинирем (рис. 5). Крыло антиклинория, сложенное метаморфическими образованиями нижнепротерозойской нюрндуканской свиты*, в значительной мере переработано крупным гранитным интрузивом, расположенным на водоразделе рек Чая — Кичера и относящимся к конкудеро-мамканскому комплексу палеозойского возраста. Сохранившаяся от переработки северо-западная кромка крыла антиклинория в районе Чайского плутона имеет форму сложно построенной моноклинали, наклоненной к юго-востоку и являющейся реликтом крупной складки, осложнявшей антиклинорий.

Вдоль юго-восточного контакта плутона в междуречье Нюсидек — Огиендо метаморфические породы нюрндуканской свиты сохранились в виде узкой перемычки, отделяющей его от палеозойского гранитного интрузива. Несколько более широкая полоса

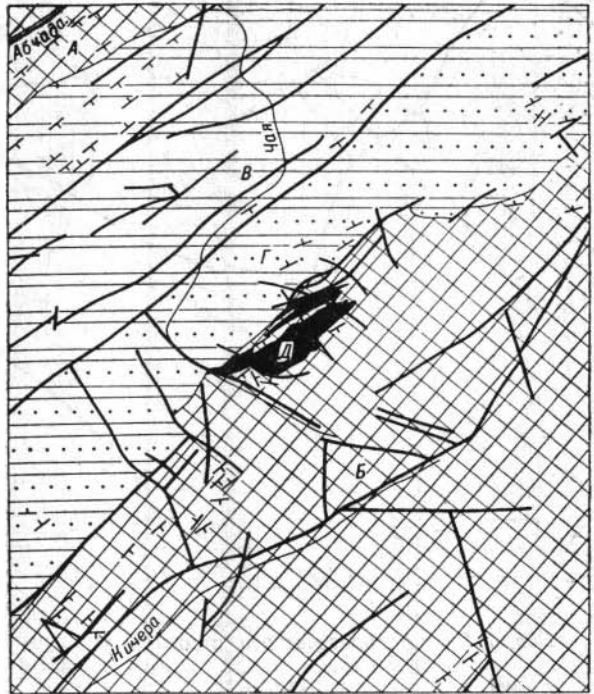


Рис. 5. Тектоническая схема междуречья Чая — Кичера (составлена автором).

А — Чуйский антиклинорий, Б — Кичеро-Мамский антиклинорий, В — Тья-Чуйский синклинирий, Г — Холоднинская грабен-синклинали, Д — Чайский плутон.

* Это название свиты заимствовано нами из схемы стратиграфии, предложенной В. В. Балхановым.

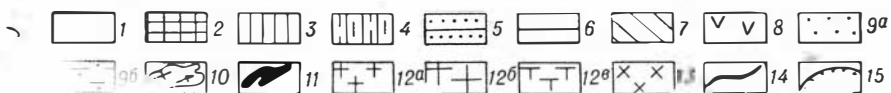


Рис. 6. Схема геологического строения междуречья Чая — Кичера — Абчада (по В. В. Балханову и М. М. Мануйловой с дополнениями автора).

1 — четвертичные отложения; 2 — укучиктинская серия (Pt_1 , свиты: абчадская, уюкитская, мианаканская, рассомская) — мраморы, гнейсы, сланцы; 3 — нюрундуканская свита (Pt_1) — гнейсы, мигматиты, сланцы, амфиболиты, мраморы; 4 — тепторгинская серия (Pt_2 , свиты: малокоинская, хибиленская) — кислые метавулканы, порфиroidы; 5 — олоkitская свита (Pt_2) — метаконгломераты, кварциты, сланцы, кристаллические известняки с водорослями; 6 — граница распространения метаморфических пород рамы плутона; 7 — итыкитская свита (Pt_3) — известняки, доломиты, мраморы; 8 — сыннырская свита (Pt_3) — средние, основные, реже кислые вулканы и метавулканы; 9а — холодинная свита ($Ст_1^1$) — конгломераты, гравелиты, песчаники, сланцы; 9б — кооктинская свита ($Ст_1^3$) известняки с фауной; 10 — муйский габбро-плагногранитный комплекс (Pt_1) — гнейсо-плагнограниты; 11 — довыренский габбро-еридотит-дуניתовый комплекс (Pt_2) — дуниты, плагноперидотиты, габбро-нориты, диориты, Конкудеро-Мамаканский комплекс батолитоподобных гранитов (P_2); 12а — средне-крупнозернистые биотит-роговообманковые граниты и граносениты; 12б — мелко- и среднезернистые биотитовые граниты и гранит-аплиты; 12в — гибридные диориты, гранодиориты и габбро; 13 — сыннырский комплекс центральных интрузий нефелиновых сиенитов (Mz) — щелочные и нефелиновые сиениты, щелочные граниты; 14 — разломы; 15 — граница несогласного залегания пород. А — Чайский плутон, Б — Лево-Мамский плутон.

этих пород, расположенная вдоль противоположного контакта плутона, с северо-запада ограничена перекрывающими ее более молодыми нижнекембрийскими отложениями холоднинской свиты. Наибольшим распространением метаморфические породы рамы плутона пользуются к югу от него (рис. 6).

По своему строению и составу нюрндуканская свита неоднородна (рис. 7). Вблизи плутона она представлена преимущественно биотитовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами. Реже встречаются биотит-амфиболовые сланцы, гранат-биотитовые гнейсы, амфиболиты, мигматиты, мраморы и карбонатные сланцы, метаморфизованные мелкогалечные конгломераты. Складчатая структура пород нюрндуканской свиты достаточно сложна. У северо-восточного фланга плутона породы свиты почти моноклинально наклонены к юго-востоку (азимут 120°) под углами $40\text{--}60^\circ$. На фоне моноклинального залегания толщи наблюдаются некоторые изменения в направлении простирания слоистости. К северу от плутона в двух небольших тектонических блоках сохранились существенно карбонатные породы итыкитской свиты верхнего протерозоя, изучавшиеся В. П. Сафроновым. Породы этой свиты представлены известняками и доломитами с маломощными прослоями сланцевых аргиллитов, известковистых песчаников и водорослевых известняков. Эти отложения почти моноклинально наклонены к северо-западу под углами $40\text{--}70^\circ$. Местами они смяты в короткие дисгармоничные складки. Более сложную структуру породы рамы плутона образуют вблизи его юго-западного фланга. В междуречье Огиендо — Безымянная породы нюрндуканской свиты смяты в центроклинально замыкающуюся синклиналиную складку, в пределах которой согласно залегает плутон. Складчатость нижнепротерозойских пород в междуречье Огиендо — Номама характеризуется частыми изменениями простирания маркирующих горизонтов известняков и реликтовой слоистости в гнейсах и сланцах, которые наклонены под углами $60\text{--}90^\circ$ и образуют структуру в форме дуги, обращенной вогнутой стороной к северо-востоку. Здесь среди пород нюрндуканской свиты конкордантно залегают небольшие массивы нижнепротерозойских гнейсовидных плагиогранитов муйского интрузивного комплекса, вблизи которых породы нюрндуканской свиты превращены в мигматиты. Аналогичные мигматиты развиты также в междуречье Огиендо — Безымянная вблизи северо-западного контакта Чайского плутона, где они, по-видимому, приурочены к не вскрытому эрозией массиву муйских плагиогранитов.

Вдоль северо-западного контакта плутона, с несогласием налегая на него, а также на породы нюрндуканской и итыкитской свит и плагиограниты муйского комплекса, развиты терригенные отложения холоднинской свиты нижнего кембрия, которыми сложено юго-восточное крыло Холоднинской грабен-синклинали. Непосредственно около плутона породы свиты наклонены к северо-западу под углами $30\text{--}50^\circ$, образуя крупную моноклинальную структуру. На фоне последней местами развиты прерывистые пологие складки. Вдоль контакта пород холоднинской свиты с подстилающими породами почти повсеместно наблюдаются сдвиговые нарушения и маломощные зоны дробления. Свита отчетливо подразделяется по литологическому составу на три подсвиты. Базальная подсвита представлена валунно-галечными конгломератами, которые местами сменяются гравелитами и песчаниками. В слоях конгломератов, непосредственно перекрывающих плутон, присутствуют отдельные валуны и галька его пород. Средняя подсвита сложена преимущественно гравелитами и песчаниками. В составе верхней подсвиты преобладают алевролиты и песчаники, в которых присутствуют отдель-

ные прослои редкогалечных конгломератов. На водоразделе рек Огиендо — Чая подсвета конгломератов подстилается продуктами физического выветривания пород плутона, которые представлены дресвяниками. Мощность зоны дезинтеграции достигает 10 м (Гурулев, Самбуев, 1964).

Породы, окружающие плутон, помимо складчатых деформаций, претерпели интенсивные разрывные нарушения. Наиболее четко выражены в рельефе поперечные к простирацию складчатых структур разломы, вдоль которых заложены долины рек. Как видно на схеме (см. рис. 7), разлом по р. Огиендо и другие поперечные разломы перекрываются терригенными отложениями нижнепалеозойского возраста, которые не претерпевают видимых смещений вблизи них, несмотря на свое сравнительно пологое залегание. В связи с этим можно предполагать, что заложение поперечных разломов и интенсивные дислокации вдоль них совершались в донижнекембрийское время. Расположенные в пределах нижнекембрийских отложений участки поперечных долин, вероятно, были заложены вдоль секущих эти отложения зон повышенной трещиноватости, возникших вследствие подновления докембрийских разломов в послепротерозойское время. Продольные по отношению к структуре рамы плутона разломы также достаточно сильно осложняют структуру описываемого участка, однако они хуже фиксируются в рельефе. Наряду с разломами, обрамление плутона нарушено многочисленными оперяющими расколами и зонами трещиноватости.

В непосредственной связи со структурой рамы плутона находится его конфигурация и внутреннее строение (см. рис. 7). Плутон вытянут параллельно складчатым структурам в северо-восточном направлении и в первом приближении имеет форму линзы, у которой северо-восточный фланг значительно шире юго-западного. Вследствие резкого сужения на участке долины р. Огиендо тело плутона разделяется как бы на две не равные по размерам и различные по своему строению части. Юго-западная часть в дальнейшем будет именоваться Южным массивом, а северо-восточная — Северным. Общая длина плутона по простирацию достигает 18 км, а наибольшая ширина, которую он имеет в осевой части водораздела рек Огиендо — Безымянная, — 3,5 км. Общая площадь выходов плутона составляет около 40 км². На значительной части этой территории развит резко расчлененный, местами частично сглаженный рельеф (рис. 8), представленный серией поперечных к простирацию плутона гребневидных водоразделов, перемежающихся узкими линейными долинами рек, которые заложены вдоль разломов. По вертикали тело плутона вскрыто эрозией в диапазоне абсолютных высот 1100—2300 м.

Северный массив к северо-востоку постепенно сужается и, расчлняясь на ряд субпараллельных пластовых апофиз, полностью выклинивается. В северной его части обособляется крупная сателлитовая интрузивная залежь. Ряд менее крупных сателлитов залегает вдоль контактов массива, соединяясь с ним по простирацию и падению. На юго-западе массив круто закругляется. Непосредственное сочленение его с Южным массивом на дневной поверхности наблюдать не удается, так как они разделены широкой долиной р. Огиендо, которая заложена вдоль поперечного разрывного нарушения и перекрыта мощным чехлом аллювиально-ледниковых отложений.

Конфигурация Южного массива менее ясна, поскольку истинные интрузивные контакты его не обнажаются на дневной поверхности. Последнее обстоятельство обусловлено тем, что, во-первых,

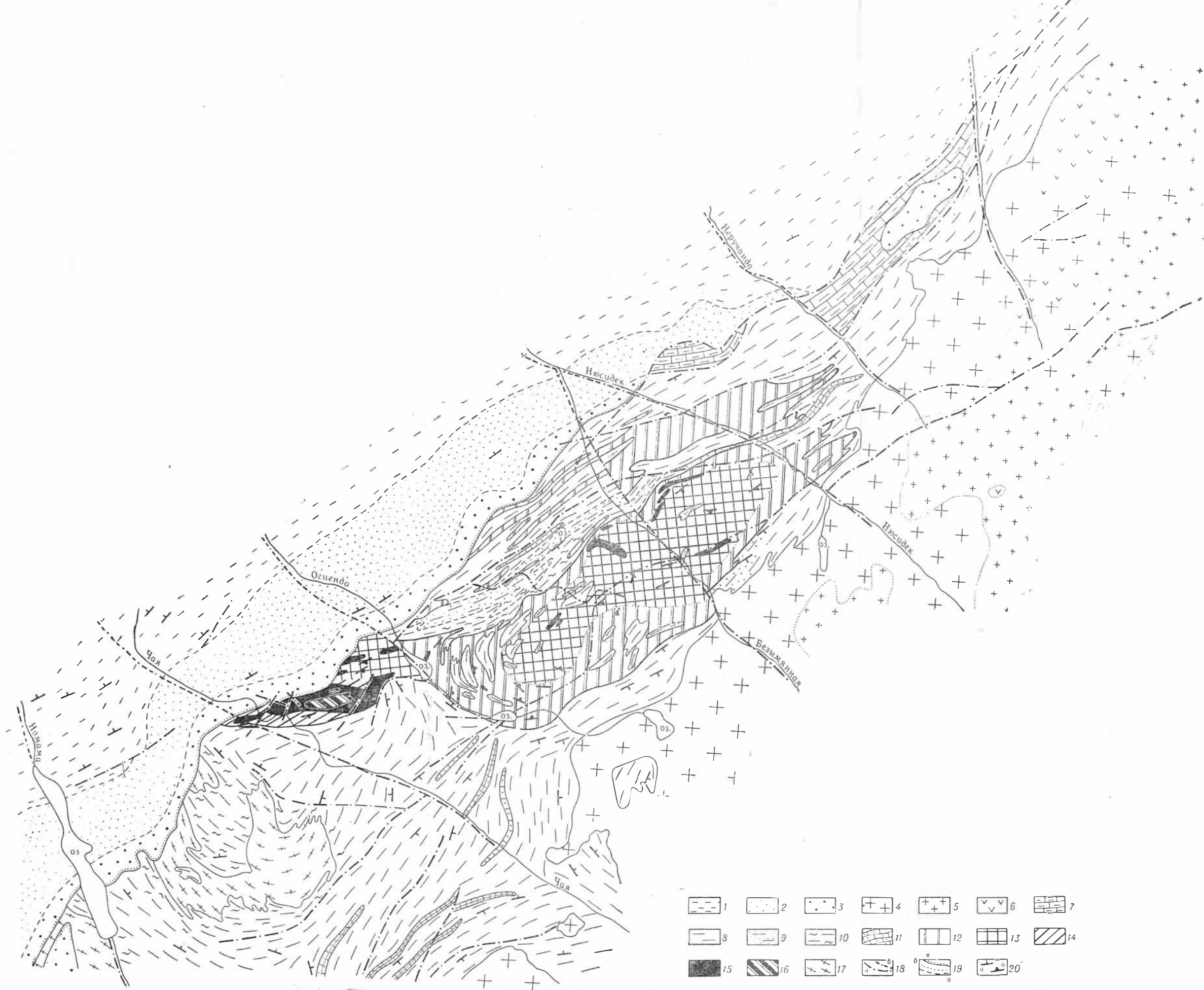


Рис. 7. Схема геологического строения Чайского плутона (составлена автором по материалам нашим и В. П. Сафронова, Ю. А. Чешенко, П. Н. Сахаровского).

Холодинская свита (Ст₁): 1 — алевролиты; 2 — песчаники и гравелиты; 3 — конгломераты. Конкудеро-Мамаканский комплекс (Pz): 4 — биотит-роговообманковые граносиениты и граниты; 5 — биотитовые граниты; 6 — диориты и гранодиориты; 7 — иткитская свита (Pt₃): известняки, известковистые, песчаные и слюдястые сланцы. Нюрундуканская свита (Pt₁): 8 — биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы, сланцы, амфиболиты с прослоями мраморов; 9 — гранат-биотитовые гнейсы; 10 — мигматиты; 11 — горизонты мраморов и карбонатных сланцев. Чайский плутон (довыренский комплекс Pt₂): 12 — гибридные породы (диориты, биотитовые и биотит-кварцевые диориты); 13 — габбро-нориты, роговообманковые и кварц-биотит-роговообманковые габбро-нориты и габбро; 14 — оливковые габбро-нориты и габбро; 15 — дерцолиты, верлиты, плагио-дерцолиты, габбро-дерцолиты, меланократовые габбро-нориты, троктолиты, пироксениты, 16 — дуниты; 17 — муйский комплекс (Pt₁): гнейсо-плагиограниты; 18 а — дизъюнктивные нарушения; 18 б — то же, предполагаемые под чехлом нижекембрийских отложений; 19 а — границы распространения фацialsных разновидностей метаморфических пород; 19 б — границы фацialsных разновидностей пород; 19 в — границы несогласного залегания пород; 20 — элементы залегания; а) реликтовой слоистости; б) директивных текстур в интрузивных породах.

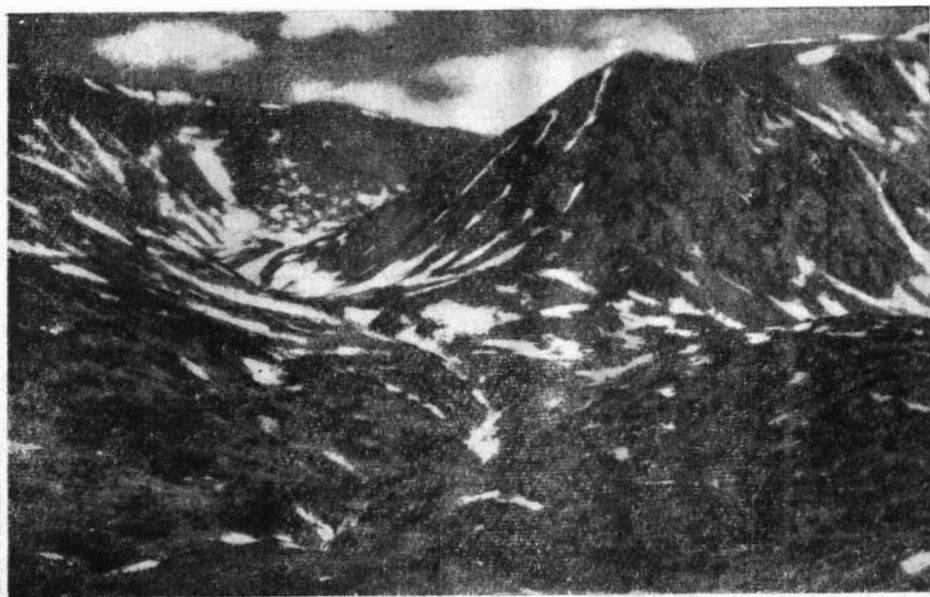


Рис. 8. Характер рельефа на участке северо-западного контакта Северного массива Чайского плутона. (Снимок сделан в середине июня).

северо-западный контакт массива полностью погребен под конгломератами холоднинской свиты и, во-вторых, его юго-восточный контакт на значительном протяжении нарушен надвигом и перекрыт рыхлыми отложениями в долине р. Чаи. Некоторые сведения о положении контактов массива получены по данным бурения и геофизических исследований, с учетом которых можно предполагать, что массив в плане имеет грубо каплевидную форму. Его длина не превышает 6 км при ширине 250—2000 м. Простираение массива приближается к широтному. К юго-западу он плавно сужается и выклинивается в районе подножия левого борта долины р. Чаи. Массив сопровождается сателлитовыми интрузивными залежами габброидов и перидотитов (рис. 9).

Небезынтересно рассмотреть некоторые детали строения контактных зон плутона. Установлено, что контакты Северного массива и его сателлитов там, где они не нарушены разрывными дислокациями, простираются строго параллельно простираению слоистости вмещающих пород, т. е. являются согласными (рис. 10). Поверхность северо-западного контакта этого массива простирается по азимуту СВ — 55°, местами отклоняясь в ту или другую сторону на 10—15°, и наклонена к юго-востоку под углом 35—70°. Вследствие пересечения поверхности контакта с поверхностью расчлененного рельефа граница плутона в плане имеет извилистую форму. В отличие от северо-западного контакта юго-восточный контакт Северного массива в значительной мере нарушен разломами и перекрыт рыхлыми отложениями. Его наклон удается определить по направлению директивных текстур в естественных обнажениях пород эндоконтактной зоны, а также по измерениям направления линии контакта в рельефе. Все это позволяет считать, что юго-восточный контакт массива, так же как и северо-западный, большей частью наклонен к юго-востоку под углом 60—70°. На юго-западном фланге массива в долине р. Огиендо наклон обоих

контактов меняется на северный, а простирание — на субширотное (рис. 11). Углы наклона контактовой поверхности на данном участке достигают 65—85°. Для Северного массива характерна нечеткость, расплывчатость его границ. В междуречье Огиендо — Нюсидек эндоконтактовая зона плутона сложена гибридными диоритами и кварцевыми диоритами, в которых в изобилии представлены различных размеров линзовидные скиалиты вмещающих пород. В свою очередь в экзоконтактовой зоне вмещающие породы — ороговикованные гнейсы и сланцы — насыщены многочисленными послойными маломощными инъекциями гибридных диоритов. Некоторые инъекционные тела диоритов имеют:

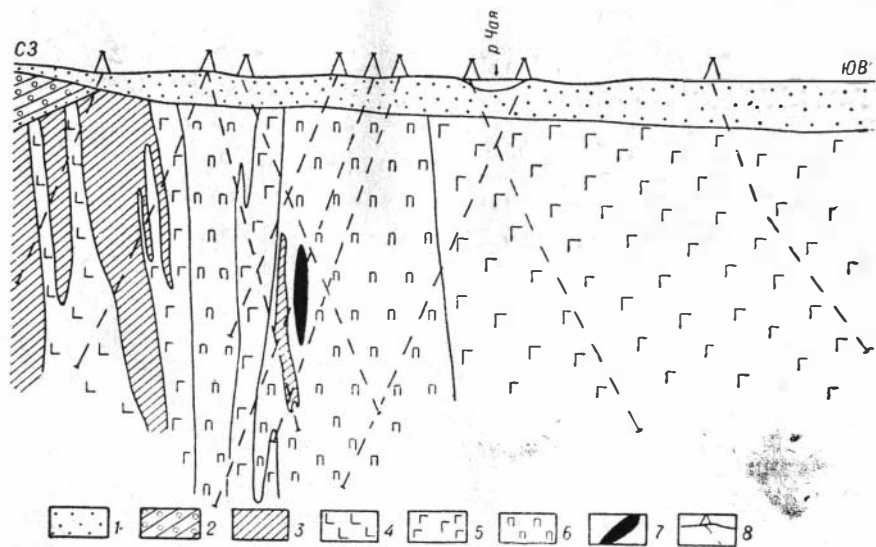


Рис. 9. Схематический геологический разрез зоны северо-западного контакта Южного массива по профилю 12 (по данным ЧГРП с дополнениями автора).

1 — аллювиально-ледниковые отложения; 2 — конгломераты; 3 — амфиболиты, сланцы, гнейсы; 4 — гибридные диориты и роговообманковые габбро; 5 — оливковые и безоливиновые габбро-нориты и габбро; 6 — плагиоперидотиты; 7 — массивные сульфидные медно-никелевые руды; 8 — буровые скважины.

мощность от первых метров до сотен метров, представляя собой сателлитовые интрузивные залежи. Переход от вмещающих пород к породам плутона в Северном его массиве совершается путем частой перемежаемости полос тех и других, причем эти полосы лишены четких границ. Местами контакты плутона осложняются зонами эруптивных брекчий, в которых угловатые ксенолиты гнейсов, не имеющие закономерной ориентировки, заключены в гибридном диоритовом цементе (рис. 12). Весьма примечательно, что в Северном массиве эндоконтактовые разности пород плутона обычно лишены признаков закала. В краевых зонах как самого массива, так и сопровождающих его сателлитовых интрузивных залежей не удалось проследить уменьшение зернистости пород, а также переходы от гипидиоморфных к офитовым структурам.

Метаморфизм вмещающих пород вблизи контактовых зон Северного массива неоднороден. Наиболее широко развиты изохимически перекристаллизованные (ороговикованные) биотитовые гнейсы, переходящие в роговики. Последние отличаются от гнейсов главным

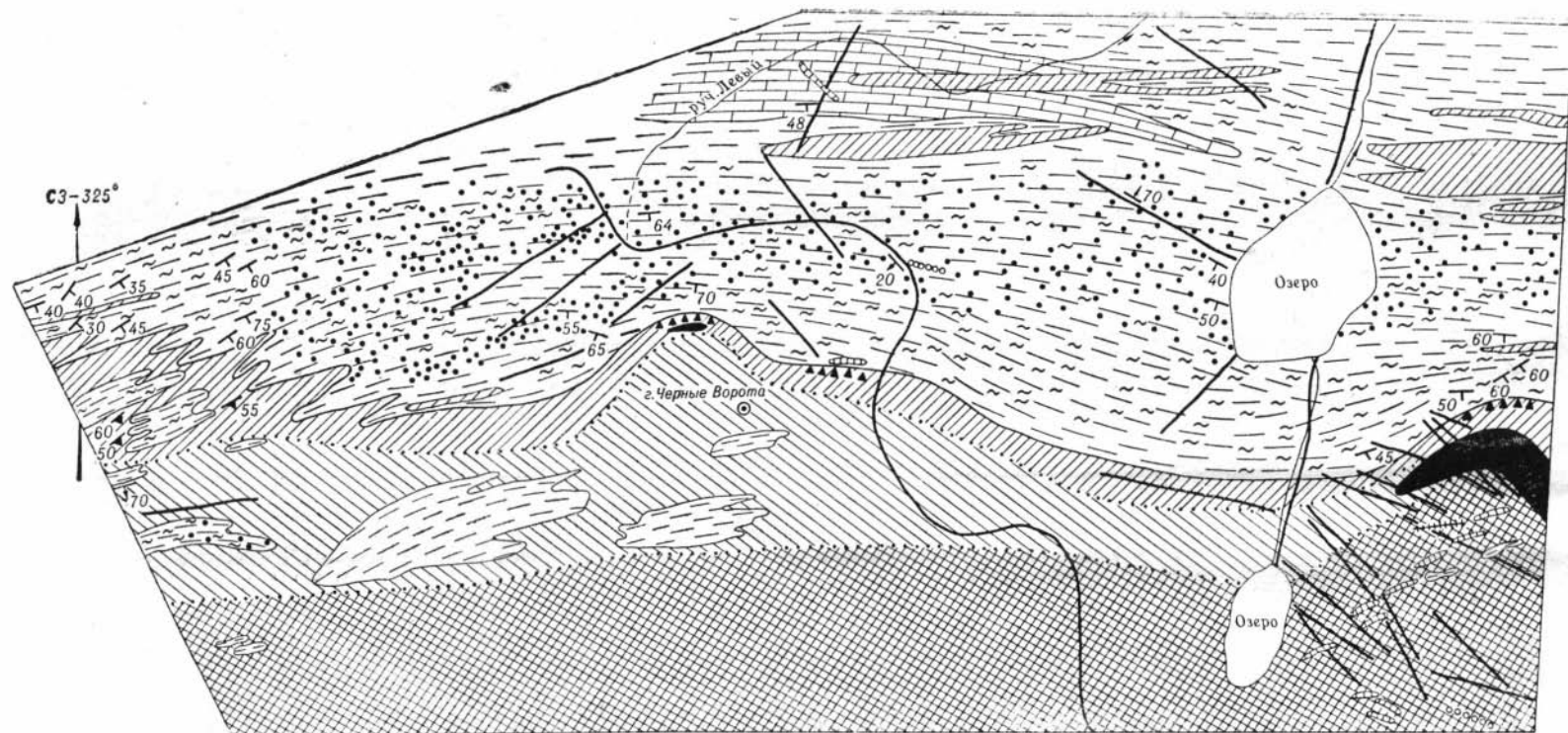


Рис. 10. Схематическая геологическая карта зоны северо-западного контакта Северного массива в междуречье Огиендо — Безымянная (составлена автором при участии Э. А. Лесновой).

1 — биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы; 2 — то же, с гранатом; 3 — мигматиты; 4 — известняки и карбонатные сланцы; 5 — кварцевые диориты и диориты; 6 — кварц-роговообманковые габбро-нориты; 7 — роговообманковые габбро-нориты; 8 — плагиоперидогиты; 9 — дайки гранитов; 10 — дайки габбро-пегматитов; 11 — дайки лампрофиров; 12 — эруптивные брекчии; 13 — разломы. Элементы залегания: 14 — сланцеватости и слоистости; 15 — полосчатости; 16 — контактов и разрывных нарушений.

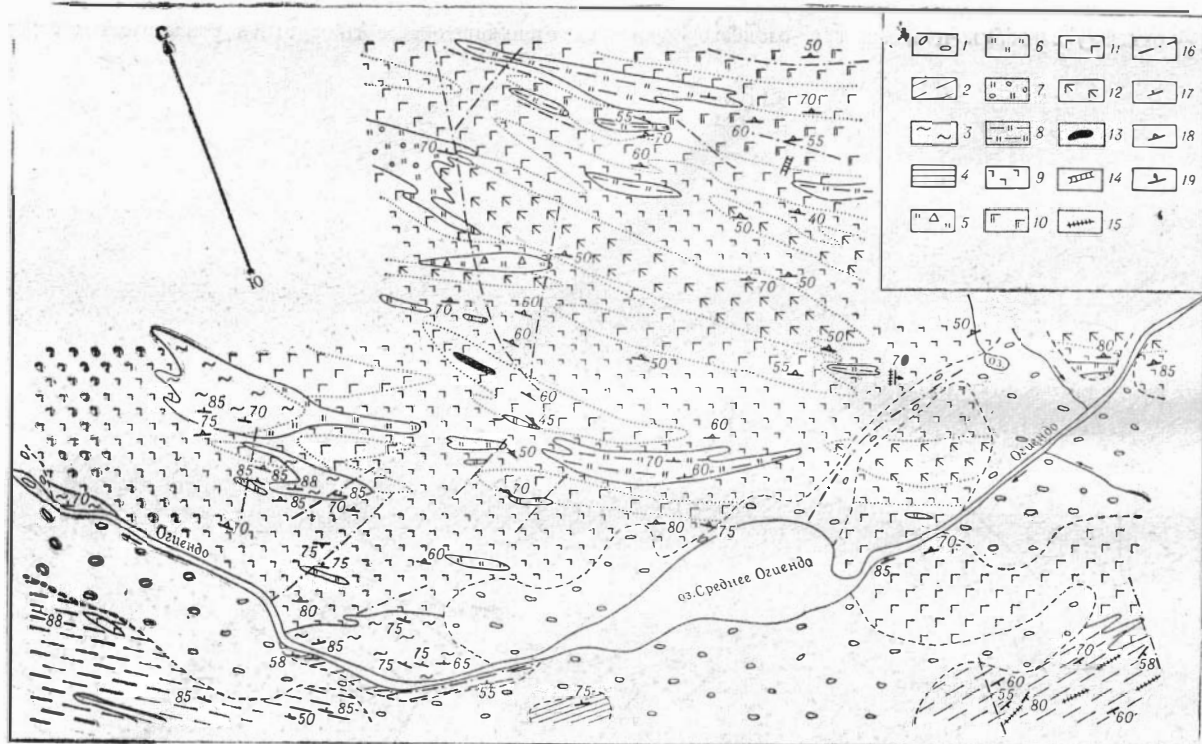


Рис. 11. Схема геологического строения участка южного контакта Северного массива (составлена автором при участии Ю. Ф. Мышковой).

1 — валуно-галечниковые Флювио-гляциальные четвертичные отложения; 2 — биотит-амфиболовые сланцы с прослоями амфиболитов; 3 — биотитовые гнейсы; 4 — амфиболиты; 5 — эруптивные брекчи ороговиченных гнейсов с диоритовым цементом; 6 — амфибол-пироксен-плагноклазовые роговики; 7 — гранат-пироксен-плагноклазовые роговики; 8 — ортопироксен-плагноклазовые роговики; 9 — мелкозернистые гибридные диориты; 10 — гибридные роговообманковые габбро-нориты, насыщенные мелкими скиалитами роговиков; 11 — роговообманковые габбро-нориты, габбро и диориты; 12 — пегматоидные сосюртизированные диориты; 13 — габбро-перидотиты; 14 — дайки гранитов; 15 — дайки лампрофиров; 16 — разломы и зоны дробления. Элементы залегания: 17 — реликтовой слоистости и кристаллизационной сланцеватости; 18 — полосчатости; 19 — интрузивных контактов.

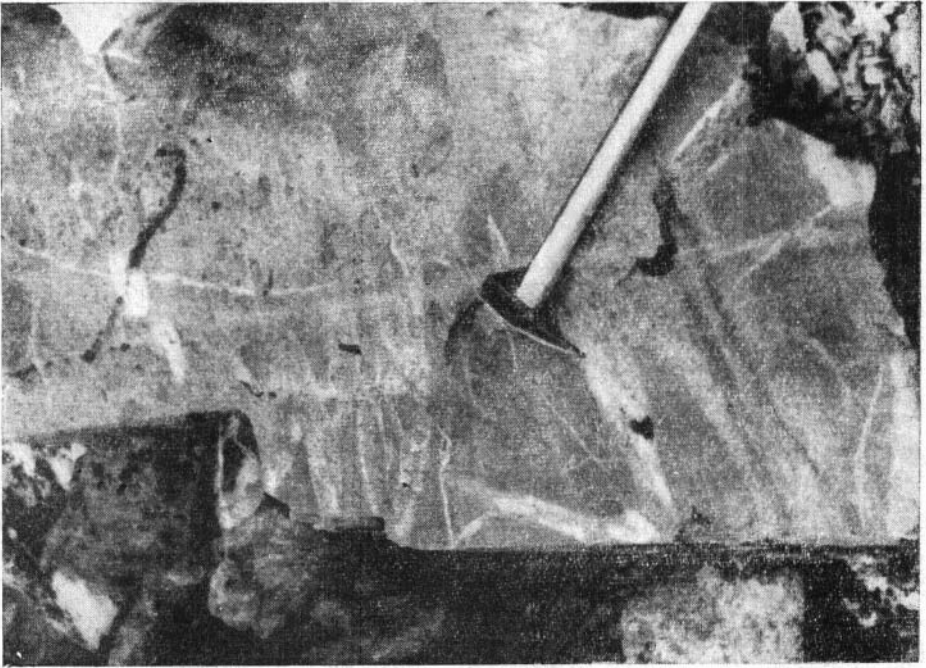


Рис. 12. Эруптивные брекчи в зоне северо-западного контакта Северного массива. Серое — биотитовые гнейсы; светло-серое, пятнистое — гибридные кварцевые диориты.

образом тем, что в них исчезает гнейсовидность. Реже встречаются роговики, образование которых сопровождалось привнесом ряда компонентов из магмы («базифицированные» роговики). Такие породы возникали не только в экзоконтакте плутона, но и в присутствующих в нем реликтовых ксенолитах пород кровли. Мощности зон контактово измененных пород колеблются от нескольких метров до первых десятков метров. На контактах с карбонатными горизонтами местами отмечены контактово-метасоматические образования. На левом борту долины р. Нюсидек, в руч. Мраморном, на контакте белых мраморов с мелкозернистыми кварцсодержащими диоритами обнажаются гибридные кварц-плагиоклазовые породы, обогащенные сфеном (рис. 13, 14). В низовье р. Безымянной на правом борту ее долины на контакте диоритов с карбонатными сланцами наблю-

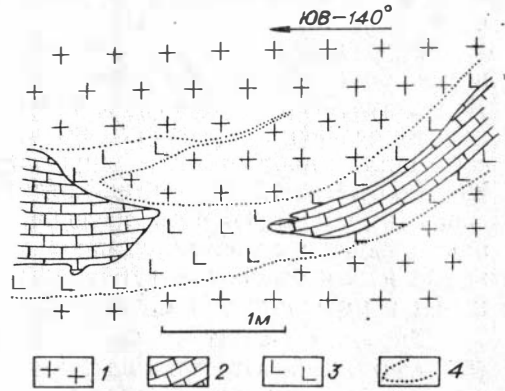


Рис. 13. Взаимоотношение мелкозернистых гибридных диоритов с мраморами.

1 — мрамор; 2 — среднезернистая гибридная кварц-плагиоклазовая порода, обогащенная сфеном и эпидотом и отделяющая диориты от мраморов; 3 — мелкозернистые гибридные диориты; 4 — граница перехода диорита в гибридную породу. Обнажение Л-33. Левый борт долины р. Нюсидек, руч. Мраморный.

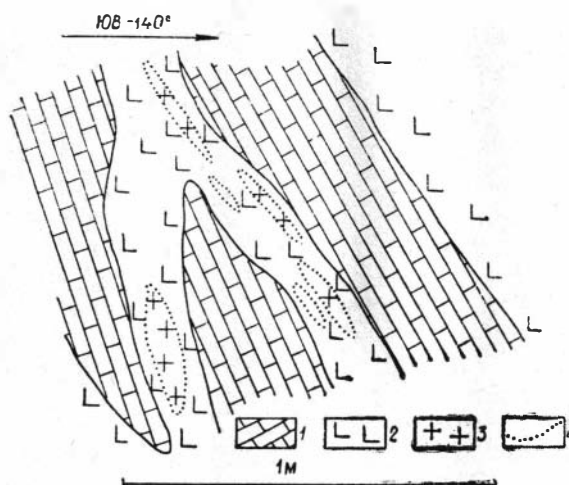


Рис. 14. Апофизы гибридных пород, секущие горизонт мраморов нюрндуханской свиты.

Обозначения см. на рис. 13. Обнажение Л-34. Левый борт р. Нюсидек, руч. Мраморный.

далась контактово-метасоматическая существенно амфиболовая зона. В верховье этой же реки, вблизи юго-восточного контакта массива (правый борт долины реки) нами были встречены гранат-пироксеновые скарноподобные породы, образовавшиеся по карбонатным сланцам.

Контактные зоны Южного массива отличаются более четкими границами интрузивных и вмещающих пород. Насколько это можно определить по данным бурения, контактовые поверхности в Южном массиве наклонены более круто,

чем в Северном массиве (80—90° на юго-юго-восток). Переход от контактово измененных пород рамы к породам массива обычно совершается здесь в коротком интервале порядка нескольких десятков сантиметров. Во вскрытых скважинами карбонатных породах вблизи контакта с габброидами (рис. 15) присутствуют новообразования форстерита и шпинели, а приконтактные разности габброидов обогащаются пироксеном.

В юго-восточной экзоконтактной зоне Южного массива К. С. Самбуевым (1967) наблюдалась густая сеть существенно пироксеновых прожилков, проникающих со стороны массива во вмещающие интенсивно метаморфизованные конгломератовидные породы нюрндуханской свиты.

Перейдем к рассмотрению внутреннего строения плутона. Прежде всего обращает на себя внимание тот факт, что плутон не расслоен. Представленные в нем разновозрастные ультраосновные и основные породы слагают в пределах единого интрузивного тела структурно обособленные, прорывающие друг друга тела. Внутренняя структура Южного массива существенно отличается от структуры Северного массива. В составе Южного массива, внутреннее строение которого охарактеризовано ниже, принимают участие дуниты, перидотиты, оливковые и безоливиновые габброиды. Массив сечется жильной серией пород и вмещает тела сульфидных руд.

Дуниты образуют линзовидный блок длиной 1600 м и шириной 400 м, который вытянут в восток-северо-восточном направлении и залегает среди перидотитов. Вблизи главного тела дунитов располагается несколько крупных ксенолитов этих пород, включенных в перидотиты. Дуниты инъецированы апофизами перидотитов и габброидов, а также жилами габбро-пегматитов и пироксенитов. Часто тела габбро-пегматитов и пироксенитов заживают зоны дробления в дунитах и имеют брекчиевидное сложение. Наряду с дайковыми телами пироксениты образуют в дунитах многочисленные тонкие извилистые прожилки.

Вдоль контактов перидотитов с дунитами располагаются зоны эруптивных брекчий, в которых дуниты слагают многочисленные ксено-

Дуниты, сцементированные перидотитами (см. рис. 15). В целом взаимоотношения различных пород плутона с дунитами свидетельствуют о том, что последние являются продуктами кристаллизации наиболее ранней порции магматических расплавов, внедрившихся в ходе формирования плутона, т. е. относятся к его первой фазе.

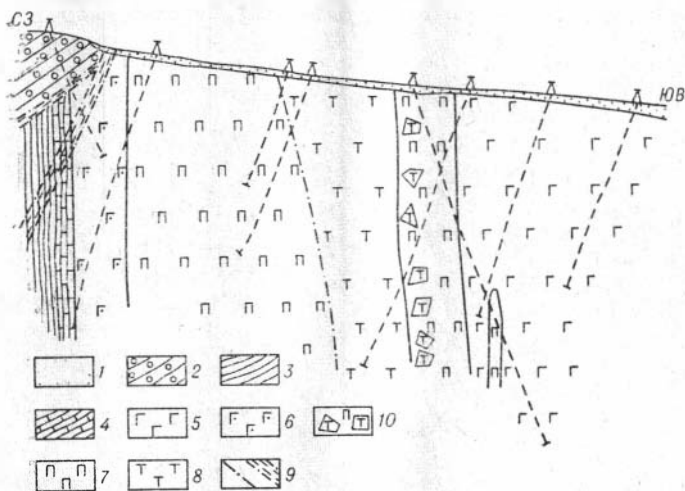


Рис. 15. Схематический геологический разрез через северо-западный контакт Южного массива по профилю 5 (по данным ЧГРП с дополнениями автора).

1 — аллювиально-ледниковые отложения; 2 — конгломераты; 3 — сланцы и гнейсы; 4 — мраморизованные известняки и доломиты; 5 — оливинные и безоливинные габбро-нориты и габбро; 6 — меланократовые габбро-нориты; 7 — плагиоперидотиты; 8 — дуниты; 9 — разломы и зоны дробления; 10 — эруптивные брекчии.

Перидотитами сложено крупное тело в средней части массива, где оно простирается в субширотном направлении на 3 км при максимальной ширине 0,7 км. Перидотиты обрамлены габброидами, контакты с которыми доступны для изучения в северной и частично южной частях массива. Кроме того, среди габброидов залегает несколько небольших удлиненной формы блоков перидотитов. Важной с генетической точки зрения представляется встреченная в скважине вблизи юго-восточного бока массива маломощная пластовая залежь перидотитов, конкордантно залегающая непосредственно среди вмещающих амфиболовых сланцев и амфиболитов (рис. 16). Петрографический состав и структура пород перидотитовых тел изменчивы. Здесь представлены разновидности от существенно оливин-пироксеновых пород до плагиоклазовых перидотитов и габбро-перидотитов, местами переходящих в меланократовые габброиды. Пространственные взаимоотношения указанных пород характеризуются постепенностью переходов их друг в друга и отсутствием видимых закономерностей размещения внутри отдельного тела. Изредка в перидотитах наблюдается тонкая полосчатость. Тела перидотитов секутся жилами габбро-пегматитов, габброидов и тесно связаны генетически связанными пироксенитов и некоторых других пород. При этом установлено, что габброиды многих жил, секущих перидотиты, по своему составу и структуре полностью отвечают габброидам, вмещающим тела перидотитов, и, по-видимому, являются их апофизами.

Заслуживают внимания особенности контактовых взаимоотношений перидотитов с вмещающими их габброидами, проливающие свет на последовательность образования этих двух групп пород плутона. Установлено, что контакты перидотитов, с одной стороны, и оливиновых, нормальных и роговообманковых габброидов — с другой, систематически сопровождаются маломощными оторочками пироксенитов. Эти оторочки обычно повторяют все изгибы контактовых поверхностей, заливаю-

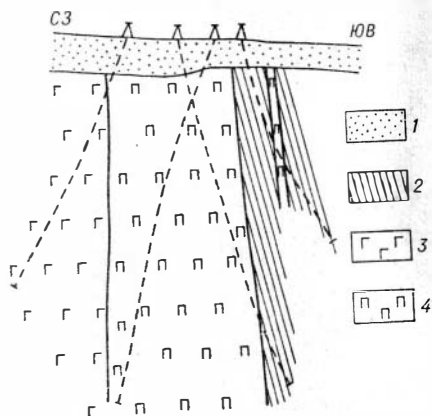


Рис. 16. Схематический геологический разрез зоны юго-восточного контакта Южного массива по профилю 18 (по данным ЧГРП с дополнениями автора).

1 — аллювиально-ледниковые отложения; 2 — амфиболовые сланцы, амфиболиты; 3 — оливиновые и безоливиновые габбро-нориты и габбро; 4 — плагиоперидотиты.

бро-пироксенит-дунитовой формации. Сопоставление и анализ имеющихся фактов склоняют к мысли, что пироксенитовые оторочки в Чайском плутоне являются контактово-метасоматическими образованиями, возникшими в результате активного воздействия габброидного расплава на ранее сформировавшиеся перидотиты*.

Таким образом, исходя из данных о контактовых пироксенитовых оторочках, об апофизах габброидов в перидотитах и о присутствии пластовых тел перидотитов, залегающих непосредственно среди вмещающих метаморфических пород, приходим к заключению, что перидотитовые тела в плутоне сформировались в самостоятельную, вторую интрузивную фазу, предшествовавшую формированию габброидов, отнесенных, таким образом, к третьей интрузивной фазе плутона.

Габброиды третьей фазы имеют в массиве несколько большее площадное распространение, чем продукты второй фазы. Они представлены разновидностями от меланократовых и оливиновых габбро-норитов до роговообманковых. При этом установлено, что меланократовые и оливинсодержащие габброиды, пользующиеся ограниченным распространением среди продуктов третьей интрузивной фазы, пространственно приурочены к участкам, находящимся вблизи ксенолитов перидотитов. По мере удаления от последних оливинсодержащие габброиды сменяются их безоливиновыми разновидностями. Представляется, что

разно изгибающихся то в сторону перидотитов, то в сторону габбро. Местами контактовые оторочки имеют сложное зональное строение: со стороны перидотита развита пироксенитовая зона, а со стороны габбро — существенно полевошпатовая (рис. 17). Мощность контактовых оторочек изменяется в пределах от нескольких сантиметров до нескольких десятков сантиметров, реже до 1 м и более. Их граница с габброидами макроскопически всегда выражена достаточно резко, в то время как со стороны перидотитов она расплывчата. Аналогичные оторочки отмечались в Нюрундуканском (Грудинин, 1965) и ряде других плутонов габбро-перидотит-дунитовой формации Северного Прибайкалья. Еще большим распространением контактовые пироксенитовые ореолы пользуются в плутонах Уральской габ-

* См. описание пироксенитов в разделе «Петрография».

возникновение меланократовых и оливинсодержащих разновидностей габброидов 3-й фазы вблизи тел ультраосновных пород 2-й фазы обусловлено явлением частичного обогащения габброидной магмы, вступающей во взаимодействие с ультраосновной породой, заимствованными из последней феррическими компонентами, т. е. обусловлено процессами гибридизма. Около контактов с богатыми кремнеземом гнейсами габброиды 3-й фазы постепенно сменяются гибридными разновидностями, обогащенными роговой обманкой, биотитом и кварцем. Среди габброидов местами залегают незначительных размеров жилкообразные тела и шлиры габбро-пегматитов и пироксенитов. Последние, как можно предполагать, образовались в результате замещения небольших ксенолитов перидотитов 2-й фазы в ходе кристаллизации габброидных расплавов 3-й фазы.

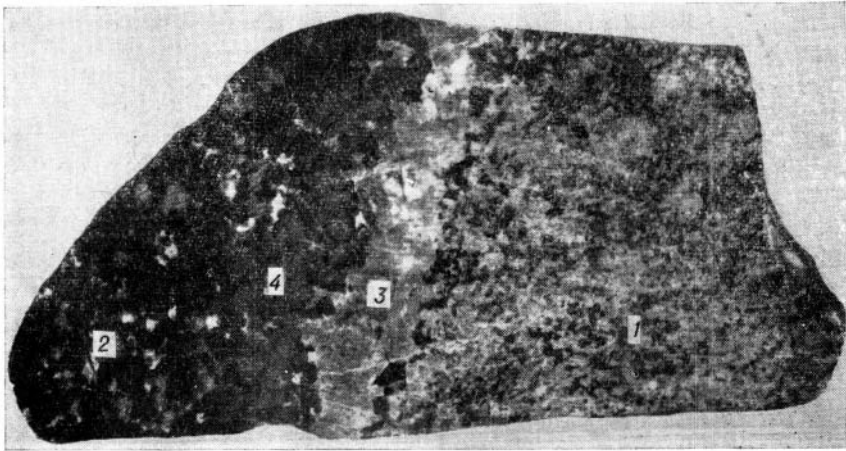


Рис. 17. Контакт габбро-норита 3-й фазы (1) с плагиоклазом 2-й фазы (2). Со стороны габбро-норита видна реакционная существенно плагиоклазовая оторочка (3), со стороны плагиоклаза — пироксенитовая (4). Южный массив, профиль 1,2, пикет 54. Полированный штупф Л-200-4 (1,4 натур. велич.).

Перейдем к характеристике внутреннего строения Северного массива. Он отличается от Южного рядом существенных особенностей. Прежде всего в нем основные и отчасти средние породы 3-й фазы существенно преобладают над ультраосновными породами 2-й фазы. Последние представлены небольшими удлиненной формы ксенолитами перидотитов, обогащенных плагиоклазом, и еще более мелкими шширообразными обособлениями пироксенитов. По характеру взаимоотношений пород 2-й и 3-й фаз Северный массив не отличается от Южного, однако он значительно более «насыщен» ксенолитами метаморфических пород. Тело Северного массива имеет сложное внутреннее строение, что обусловлено тесной перемежаемостью в нем в различной степени контаминированных пород, отличающихся друг от друга не только количественными соотношениями породообразующих минералов и их составом, но и структурой и текстурой. Во внутренней, ядерной части массива преобладают роговообманковые габбро-нориты и габбро, реже встречаются породы типа диоритов. По направлению к периферии массива роговообманковые габброиды постепенно сменяются гибрид-

ными биотитовыми и кварцевыми габбро и беспироксеновыми породами, отвечающими по составу диоритам и кварцевым диоритам. Гибридными породами сложены не только широкие эндоконтактные ореолы массива, но и сопровождающие его сателлитовые интрузивные залежи.

Как уже отмечалось, в Северном массиве широко представлены ксенолиты вмещающих пород. Они имеют удлиненную форму и ориентированы длинными осями параллельно контактам массива и структурам его рамы. Ксенолиты сложены в той или иной степени измененными породами кровли: роговиками, ороговикованными сланцами и гнейсами, амфиболитами и метаморфизованными карбонатными породами. Контакты ксенолитов с окружающими их породами плутона большей частью расплывчаты. В породах крупных ксенолитов отмечается реликтовая слоистость, которая обычно ориентирована параллельно ограничивающим их контактовым поверхностям. Местами в ксенолитах гнейсов и сланцев располагаются послойные инъекции гибридных диоритов и габбро, в результате чего метаморфические породы приобретают облик мигматитов.

Фактический материал позволяет рассматривать залегающие среди пород массива ксенолиты вмещающих пород как оставшиеся на месте реликты неполностью замещенной кровли плутона, т. е. как *скиалиты*. Об этом свидетельствует прежде всего полная структурная согласованность скиалитов со структурой рамы плутона. Несомненным доказательством активной переработки вмещающих гнейсов магматическими габброидными расплавами служит гибридный характер эндоконтактных пород, постепенность переходов от метаморфических пород к ксенолитам через мигматитоподобные «базифицированные» роговики к гибридным кварцевым диоритам и габброидам. Очень характерны в этом отношении часто наблюдавшиеся в «базифицированных» приконтактных зонах роговиков скопления новообразований ромбического и моноклинного пироксена. Последние могли возникнуть вследствие привноса магния, железа и кальция из магматических расплавов во вмещающие гнейсы.

Такой процесс вслед за А. П. Лебедевым (1964) может быть назван «базификацией» вмещающих пород, представляющей одну из стадий магматического замещения.

Породы массива интродуцируются многочисленными дайками палеозойских гранитов, гранит-аплитов, кварцевых порфиров и лампрофиров, большая часть которых контролируется продольными по отношению к плутону разломами и зонами повышенной трещиноватости.

Как уже отмечалось, Чайский плутон в отличие от Довыренского не обладает ясно выраженными признаками первичного расслоения. Однако местами и в нем проявляются текстурные особенности пород, позволяющие судить о его внутреннем строении. К ним относятся полосчатость и трахитоидность. Полосчатость пород плутона в целом развита слабо. Она обычно обусловлена чередованием различных по цвету, составу и зернистости маломощных слоев, не выдержанных по простиранию и имеющих расплывчатые границы. Мощность таких слоев обычно не превышает нескольких сантиметров. Наиболее часто полосчатость наблюдается в перидотитах Южного массива и габброидах Северного массива. В первом случае она имеет крутой наклон к юго-востоку, изредка — к северо-западу. В габброидах Северного массива местами наблюдается полосчатость, обусловленная изменениями

ми зернистости породы. Почти во всех случаях полосчатость параллельна направлениям контактов плутона.

Трахитоидность, которая в плутоне отмечается чаще, чем полосчатость, обусловлена субпараллельной ориентировкой удлиненных призматических кристаллов плагиоклаза, ромбического пироксена и роговой обманки. Особенно часто она фиксировалась в габброидах Северного массива. Судя по многочисленным замерам, трахитоидность в массиве параллельна его контактам и преимущественно имеет следующие элементы залегания: азимут падения — ЮВ 110—170°, угол наклона — 40—60°. Реже линии течения ориентированы в другом направлении. В частности, на отдельных участках в долинах рек Безымянной и Огиендо наблюдались наклоны трахитоидности в северо-западном направлении.

Определенный интерес для понимания внутреннего строения Чайского плутона представляют секущие его разрывные нарушения. Как отмечалось при характеристике структуры вмещающей толщи, здесь выделяются две основных серии разрывных нарушений — поперечные и продольные. Поперечные разломы, вдоль которых заложены долины рек, дренирующих прилегающий район, пересекают тело плутона на ряд блоков. Разломы сопровождаются широкими зонами дробления, рассланцевания и катаклаза, которые обычно перекрыты аллювиально-ледниковыми отложениями. В отдельных случаях вдоль таких зон удается наблюдать естественные обнажения динамометаморфизованных пород. Примером таких обнажений могут служить коренные выходы катаклазитов сланцев и габброидов в русле р. Огиендо между озерами Нижним и Средним. Достаточно мощная зона интенсивного динамометаморфизма обнаружена при разбурировании долины р. Чай. Обилие милонитов, участков разлинзования, а также многочисленные зеркала и борозды скольжения свидетельствуют о том, что указанная зона образовалась в условиях интенсивного сжатия. Ряд признаков дают право полагать, что вдоль поперечных разломов, секущих плутон, происходили дифференциальные сбросо-сдвиговые блоковые движения. К числу таких признаков относятся факты срезания разломами продольных структур плутона, в частности, наблюдавшиеся в бортах долин рек Неручанды, Нюсидека, Безымянной и особенно Огиендо смещения контактов плутона. Об этом же свидетельствуют существенные различия в эрозионных срезах Северного и Южного массивов, разделенных Огиендинским разломом. Кроме того, плутон пересекается продольными разрывными нарушениями, которые обычно более пологи и вследствие этого более извилисты в плане, чем поперечные разломы. Зоны дробления, сопровождающие продольные нарушения, имеют мощности порядка от нескольких десятков до сотен метров. Одним из примеров продольных разломов может служить крутой надвиг, проходящий на водоразделе Огиендо — Чай. Вдоль него вмещающие породы с юго-востока надвинуты на породы Южного массива в виде крупной чешуи, к подошве которой приурочена мощная зона динамометаморфизованных пород. В последних наблюдаются катаклаз, плейчатость и рассланцевание. Вполне вероятно, что северо-восточный фланг Южного массива в какой-то мере «сужен» именно вследствие перекрытия чешуйчатым покровом вмещающих пород.

В пределах плутона широко проявлена тектоническая трещиноватость пород, которая особенно интенсивна вблизи разломов. На хорошо обнаженном горными выработками участке в центральной части Южного массива силами Чайской ГРП производились массовые замеры

элементов залегания тектонических трещин*. Всего выполнено более 760 замеров, которые нами обработаны статистически. Вследствие большой трудности генетического расчленения тектонических трещин на первичные и вторичные, мы построили сводную ориентирную диаграмму полюсов трещин для всей совокупности замеров (рис. 18).

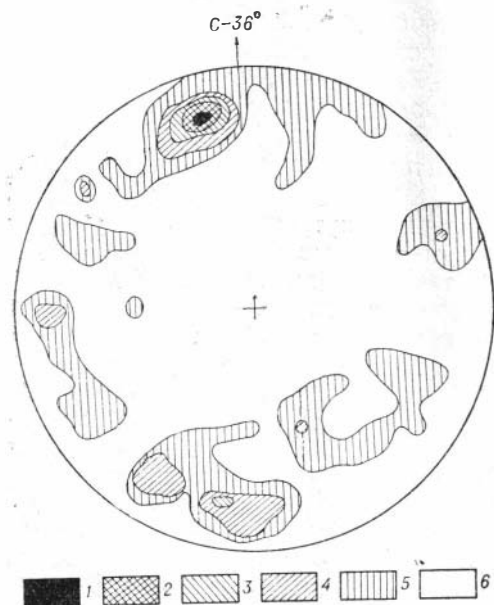


Рис. 18. Ориентирная диаграмма полюсов тектонических трещин Южного массива (по 763 замерам). Изолинии проведены через 0,7%.

1 — более 4,0%; 2 — 3,3—4,0%; 3 — 2,6—3,3%; 4 — 1,9—2,6%; 5 — 1,2—1,9%; 6 — 0—1,2%. Главный максимум приходится на трещины с элементами залегания: аз. пад. 345°, угол 70°.

Судя по диаграмме, отчетливый максимум приходится на трещины, имеющие азимут падения $S3-345^\circ$ и угол падения 70° . Эта система трещин, продольных по отношению к Южному массиву, вероятно, параллельна крупному разлому, расположенному к северо-западу от массива и пересекающему протерозойский фундамент в днище Холоднинской грабен-синклинали. В этой связи интересно подчеркнуть, что, как показывают наблюдения, значительная часть жильных тел пироксенитов, в том числе и рудоносных, а также некоторые жилы массивных сульфидных руд, залегающие в Южном массиве, имеют в общем те же элементы залегания и, очевидно, приурочены к выше упомянутой системе трещин. Этот факт имеет существенное значение для изучения структуры рудного поля Чайского медно-никелевого месторождения. Менее отчетливый максимум на ориентирной диаграмме фиксирует систему тектонических трещин, имеющих южное падение $50-80^\circ$,

которая параллельна разлому, проходящему вдоль долины р. Чаи.

Изложенный фактический материал, касающийся геологического строения Чайского плутона, приводит к заключению, что плутон представляет собой образованный в три этапа крутопадающий к юго-востоку силл. Его мощность на глубине не превышает несколько сотен метров. В верхней части он расширяется и затем, разделяясь на серию пластовых апофиз, выклинивается. Плутон внедрился в крыло крупной складки, осложнявшей Кичеро-Мамский антиклинорий, и в своей апикальной части является конкордантным телом. Есть основания полагать, что на раннем этапе формирования плутона путем внедрения соответствующих по составу расплавов образовались дуниты. Вслед за ними в метаморфическую толщу внедрились расплавы перидотитового состава, которые на глубине сформировали сравнительно крупное тело. От последнего ответвлялись сателлитовые тела перидотитов, часто обогащенных плагиоклазом. Собственно интрузивная стадия формирования плутона завершилась внедрением больших масс габброидного расплава, который на своем пути интродировал в породы предыдущих интрузивных фаз и породы рамы, подвергая последние магматическому

* Результаты замеров предоставлены в наше распоряжение И. Н. Сахаровским.

замещению, в особенности в апикальной части магматической камеры глутона. При этом более крупные блоки вмещающих пород и ранее внедрившихся ультраосновных пород плутона не могли быть переработаны этими расплавами и сохранились среди габброидов и диоритов третьей фазы в виде реликтовых ксенолитов. Еще в докембрийское время плутон подвергся блоковым дислокациям, в результате которых юго-западный фланг его был взброшен. После периода интенсивной эрозии, которая на южном фланге плутона вскрыла его более глубокие горизонты, в раннем палеозое он оказался в субэвральном условиях, способствовавших образованию маломощной коры выветривания. Затем плутон был перекрыт грубообломочными конгломератами нижнекембрийского возраста.

К ВОПРОСУ ОБ АБСОЛЮТНОМ ВОЗРАСТЕ ПОРОД ПЛУТОНА

На основании разработанной к настоящему времени схемы стратиграфии (Салоп, 1964) устанавливается геологический возраст многих комплексов метаморфических и магматических пород Северного Прибайкалья, в том числе и пород нюрундуканской свиты, вмещающей Чайский плутон. Согласно этой схеме, возраст метаморфической рамы плутона датируется нижним протерозоем. В то же время его собственная нижняя возрастная граница определяется верхним протерозоем, поскольку Довыренский габбро-перидотит-дунитовый плутон, входящий вместе с Чайским в единую магматическую формацию, прорывает отложения верхнепротерозойской ондокской свиты (Гурулев, 1965). Верхняя возрастная граница пород Чайского плутона определяется по трансгрессивному налеганию на них нижнекембрийских отложений холоднинской свиты. Нижнекембрийский возраст холоднинской свиты с достаточной степенью достоверности доказываемся по согласному налеганию на ее породы терригенно-карбонатных и карбонатных отложений туколамийской свиты, которые в свою очередь согласно перекрываются карбонатными отложениями кооктинской свиты, содержащими фауну археоциат и трилобитов. В соответствии с видовым составом фауны отложения кооктинской свиты отнесены к верхней половине ленского яруса нижнего кембрия, в то время как отложения холоднинской и туколамийской свит отнесены к алданскому ярусу нижнего кембрия (Салоп, 1964). На основании изложенных фактов геологическое время формирования Чайского плутона определяется периодом между поздним докембрием и ранним кембрием.

До последнего времени имелось лишь несколько радиологических определений возраста пород плутона (Мануйлова, 1965), чего явно недостаточно для того, чтобы делать обоснованные выводы. В связи с этим нами было проведено дополнительное радиогеохронологическое изучение пород плутона и некоторых окружающих его образований (табл. 1). Рассмотрим результаты определений в сопоставлении с геологическим датированием плутона, а также в сравнении с радиогеохронологическими определениями пород Северного Прибайкалья в целом.

Преобладающая часть радиологических определений возраста пород Северного Прибайкалья* и, в частности, пород габбро-пироксенит-дунитовой формации в целом ряде случаев не согласуется с их

* Мы располагаем данными 114 радиологических определений возраста пород Северного Прибайкалья, из них 33 определения сделаны по породам Чайского плутона и его рамы.

Данные радиологических определений возраста пород Чайского габбро-пегри-
дотит-дуניתового плутона и его рамы калий-аргоновым методом

Лабораторный номер	Номер образца	Характеристика породы	Место отбора пробы	Возраст, млн. лет	Тип пробы	Калий, вес. %	Лаборатория, руководитель
1	2	3	4	5	6	7	8
Н ю р у н д у к а н с к а я с в и т а (Pt_1)							
2104	Л-207	Биотит-кварц-плагиоклазовый гнейс, хлоритизированный	Водораздел рек Огниендо—Безымянная, в 10 м от СЗ контакта Чайского плутона	453 ± 23	Валовая	—	ИГиГ, Л. В. Фирсов
2105	Л-208	Биотит-кварц-плагиоклазовый микрогнейс, хлоритизированный	В 80 м от того же контакта плутона к СЗ	436 ± 22	То же	—	То же
2106	Л-209	То же	В 210 м от того же контакта плутона к СЗ	375 ± 18	"	—	"
2107	Л-210	Биотит-амфибол-кварц-плагиоклазовый микрогнейс, хлоритизированный	В 750 м от того же контакта плутона к СЗ	420 ± 21	"	—	"
2108	Л-211	Амфибол-биотит-кварц-плагиоклазовый гнейс, хлоритизированный	В 1250 м от того же контакта плутона к СЗ	313 ± 15	"	—	"
2109	Л-212	Кварц-плагиоклаз-амфибол-биотитовый микросланец	В 1650 м от того же контакта плутона к СЗ	341 ± 17	"	—	"
101	2А	Амфиболовый сланец	Левый борт р. Чап, профиль 18, пикет 94, скв. 34, гл. 305—319 м	1028 ± 103	"	0,2	БГУ, В. Т. Черныш
100	1А	Роговик амфибол-кварц-плагиоклазовый	Правый борт р. Чап, профиль 12, пикет 120, скв. 40, гл. 92 м	816 ± 82	"	0,4	То же
—	5107-1	Биотит-кварц-плагиоклазовый гнейс с эпидотом	Левый водораздел р. Безымянной, профиль 083, пикет 60	360 ± 36 и 452 ± 45	Концентрат биотита	3,57	"
Ч а й с к и й п л у т о н (Pt_3), 2-я фаза							
—	К-302	Уралитизированный биотит-плагиоклазовый перцолит (ксенолит в габбро 3-й фазы)	Левый водораздел р. Безымянной, профиль 083, пикет 40	885 ± 88 и 501 ± 50	Концентрат биотита	2,82	"
2553	510в/1962	Плагиоклазовый перидотит, цементирующий ксенолиты дуннита	Правый борт р. Чап, профиль 5, канава 51—52	875	Валовая	—	ЛАГЕД
2099	Л-188	Биотит-уралитовый плагиоперидотит	Правый борт р. Огниендо, профиль 030, 4, пикет 86, канава 557	420 ± 80	То же	—	ИГиГ, Л. В. Фирсов

1	2	3	4	5	6	7	8
Чайский плутон (Pt ₃), 3-я фаза							
2094	Л-175	Оливиновый габбро-норит	Правый борт р. Чап, профиль 4,8, пикет 55,5, скв. 102, гл. 105 м	660 ± 700	Валовая	—	ИГиГ, Л. В. Фирсов
—	448/1962	Оливиновое габбро	Правый борт р. Чап, профиль 5, пикет 48, скв. 4, гл. 28,5—35,5 м	726 и 1325	То же	—	ЛАГЕД
2086	8188	Кварц-биотит-роговообманковое габбро	Правый борт р. Огиендо, профиль 035, пикет 112	530 ± 25	"	—	ИГиГ, Л. В. Фирсов
2087	Л-144	Роговообманковый габбро-норит	Левый борт р. Огиендо, профиль 021, пикет 92	570 ± 200	"	—	То же
2095	Л-187	Роговообманковый габбро-норит	Правый борт р. Огиендо, профиль 031, пикет 76, скв. 101, гл. 58 м	760 ± 100	"	—	"
2088	Л-113	Роговообманковый габбро-норит, оталькованный	Правый борт р. Огиендо, левый водораздел руч. Двужерного	390 ± 20	"	—	"
2090	Л-122	Кварцсодержащий роговообманковый габбро-норит, слабо хлоритизированный и амфиболитизированный	То же	360 ± 18	"	—	"
2089	Л-116	Роговообманковый габбро-норит	"	1030 и 980	"	—	"
2091	Л-125	Кварц-биотит-роговообманковый габбро-норит, слабо амфиболитизированный	Устье левого истока р. Огиендо, левый борт	462 ± 23	"	—	"
2085	Л-86	Кварцсодержащее роговообманковое габбро, слабо амфиболитизированное	Водораздел рек Огиендо—Безымянная, вершина г. Черные ворота	325 ± 16	"	—	"
2096	Л-206	Кварц-биотитовый диорит, хлоритизированный	Северо-западный склон г. Черные ворота, эндоконтакт плутона, в 20 м от контакта	535 ± 10	"	—	"
—	6489-1	Кварц-биотит-роговообманковое габбро	Прав. борт р. Безымянной, профиль 0101,7, пикет 068	286 ± 29 и 301 ± 30	Концентрат биотита	4,81	БГУ, В. Т. Черных
—	25/1962	Габбро	Левый борт р. Безымянной, канава 3	442	Валовая	—	ЛАГЕД
2092	6048	Кварц-биотитовый диорит	Левый борт р. Безымянной, профиль 088, пикет 048	393 ± 20	То же	—	" ИГиГ, Л. В. Фирсов

1	2	3	4	5	6	7	8
2084	Л-66-1	Кварцевый диорит	Правый борт р. Безымянной в ее устье, в эндоконтакте с карбонатным сланцем	413 ± 50	Валовая	—	ИГиГ, Л. В. Фирсов
2012	17/Скв. 40	Биотит-роговообманковое габбро	Правый борт р. Чаи, профиль 12, пикет 120, скв. 40, гл. 203,7 м	550 ± 25	Концентрат биотит-амфиболовый	—	То же
2014	Л-76-2	Кварц-биотитовый диорит, амфиболлизированный	Левый борт р. Безымянной, профиль 087,8, пикет 40, в 20 м от контакта с ксенолитом роговиков	371 ± 18	То же	—	"
2013	40/Скв. 51	Биотитовый габбро-пегматит (жила, секущая дуниты)	Правый борт р. Чаи, профиль 3, пикет 86, скв. 51, гл. 173,7 м	383 ± 19	Концентрат биотита	2,47	"

Верхнечайский гранитный плутон и его апофизы (Pz)

2011	Л-26	Пегматоидный мусковитовый гранит (жила, секущая гнейсы нюрндуканской свиты в экзоконтакте Чайского плутона)	Правый борт р. Безымянной, профиль 0102,5, пикет 50	583 ± 10	Концентрат мусковита	—	"
2016	Л-110	Мусковитовый гранит-пегматит из жилы гранита, секущей роговообманковые габбро-нориты Чайского плутона	Правый борт р. Огниендо, левый водораздел ручья Двужерного	558 ± 10	То же	—	"
2015	Л-129	Биотит-роговообманковый гранит	Верховье левого истока р. Огниендо	251 ± 10	Валовая	—	"

Примечания. Анализы образцов 2А, 1А, 5107-1, К-302 и 6489-1 выполнены без масс-спектрометрического контроля чистоты радиогенного аргона. 2. Анализы образцов Л-207 — Л-212, Л-188, Л-175, 8188, Л-144, Л-187, Л-113, Л-122, Л-116, Л-125, Л-86, Л-206, 6489, а также с 6048 по Л-129 — из коллекции автора; образцов 2А и 1А — из коллекции ЧГРП; 510 В/1962 — из коллекции М. М. Мануйловой (1965); 448/1962 — из коллекции М. М. Мануйловой (устное сообщение).

геолого-стратиграфическим датированием. Согласно этим определениям, породы оказываются более «молодыми» (рис. 19). Л. И. Салоп (1963) предположил, что явление «омоложения» радиологического возраста пород в древних складчатых областях обусловлено тем, что определения калий-аргоновым методом датируют время «всплывания» блоков пород выше геозотермы 300°, лишь после чего в них начал накапливаться радиогенный аргон. М. М. Мануйлова и Т. В. Кольцова (1965) считают, что «омоложение» пород Северного Прибайкалья, по данным калий-аргонового метода, обусловлено проявлением последнего относительно высокотемпературного регионального метаморфизма, который, возможно, связан с формированием обширных полей пегма-

титов, распространенных в районе. Какая из этих точек зрения более близка к истине, вопрос дискуссионный. Тем не менее действительно то, что из 114 радиологических определений возраста пород Северного Прибайкалья, подавляющая часть из которых выполнена калий-аргоновым методом, 63 определения датируют возраст пород в интервале времени 300—550 млн. лет (см. рис. 19). Именно к этому периоду приурочено образование обширных полей пегматитов в пределах Чуйского антиклинория (Соколов, 1965).

Из имеющихся 33 определений возраста пород Чайского плутона и его рамы 21 определение выполнено непосредственно по породам плутона, 9 — по вмещающим его породам и 3 — по палеозойским гранитоидам и их апофизам, интрузирующим породы плутона (рис. 20). Обращает на себя внимание тот факт, что подавляющая часть анализированных проб (21 проба, включая 7 проб по вмещающим породам) показала возраст в интервале времени 300—550 млн. лет. Таким образом, данные по Чайскому плутону обнаруживают ту же закономерность, что и вся совокупность радиологических определений возраста пород Северного Прибайкалья в целом, т. е. большая часть определений показывает послекембрийский возраст пород, в то время как по геологическим признакам все (исключая конкудеро-мамаканские граниты) проанализированные породы относятся к докембрию.

Возраст дайки мусковитсодержащих гранитов (см. табл. 1), секущей габброидные породы плутона, составил 558 млн. лет (проба Л-110). Близкая по составу дайка, секущая породы нюрндуканской свиты вблизи плутона, имеет примерно тот же возраст — 583 млн. лет (проба Л-26). Из этих определений следует, что, во-первых, породы плутона и тем более вмещающие его метаморфические породы вряд ли моложе 558 ± 10 млн. лет, т. е. они являются докембрийскими, во-вторых, можно предполагать, что значения радиологического возраста пород нюрндуканской свиты и пород Чайского плутона, попадающие в интервал 300—550 млн. лет, являются «омоложенными», что, вероятно, произошло вследствие более поздних метаморфических процессов, сопровождавшихся утечкой радиогенного аргона из пород. Подтверждением последнего вывода могут служить наблюдения, сделанные при микроскопическом изучении анализировавшихся пород, в которых породообразующие минералы в той или иной мере подверглись эпигенетическому изменению. Безусловно, что даже частичные эпигенетические изменения калийсодержащих породообразующих минералов (плаггиоклаза, роговой обманки, биотита) не могли не сказаться на содержании радиогенного аргона в их кристаллической решетке и тем самым на величинах радиологического возраста сложенных ими пород.

В заключение следует подчеркнуть, что, несмотря на то, что вопрос об абсолютном возрасте геологических образований Северного Прибайкалья в настоящее время еще находится на стадии накопления фактического материала, имеющиеся данные, в том числе и полученные нами, отражают ту сложность геологических процессов, с которой приходится сталкиваться при изучении абсолютного возраста пород в древних складчатых областях.

ПЕТРОГРАФИЯ ПЛУТОНА

В связи с тем, что вещественный состав плутона ранее был изучен крайне недостаточно, в работе результатам петрографических исследований его уделено значительное внимание. Как показано выше, среди

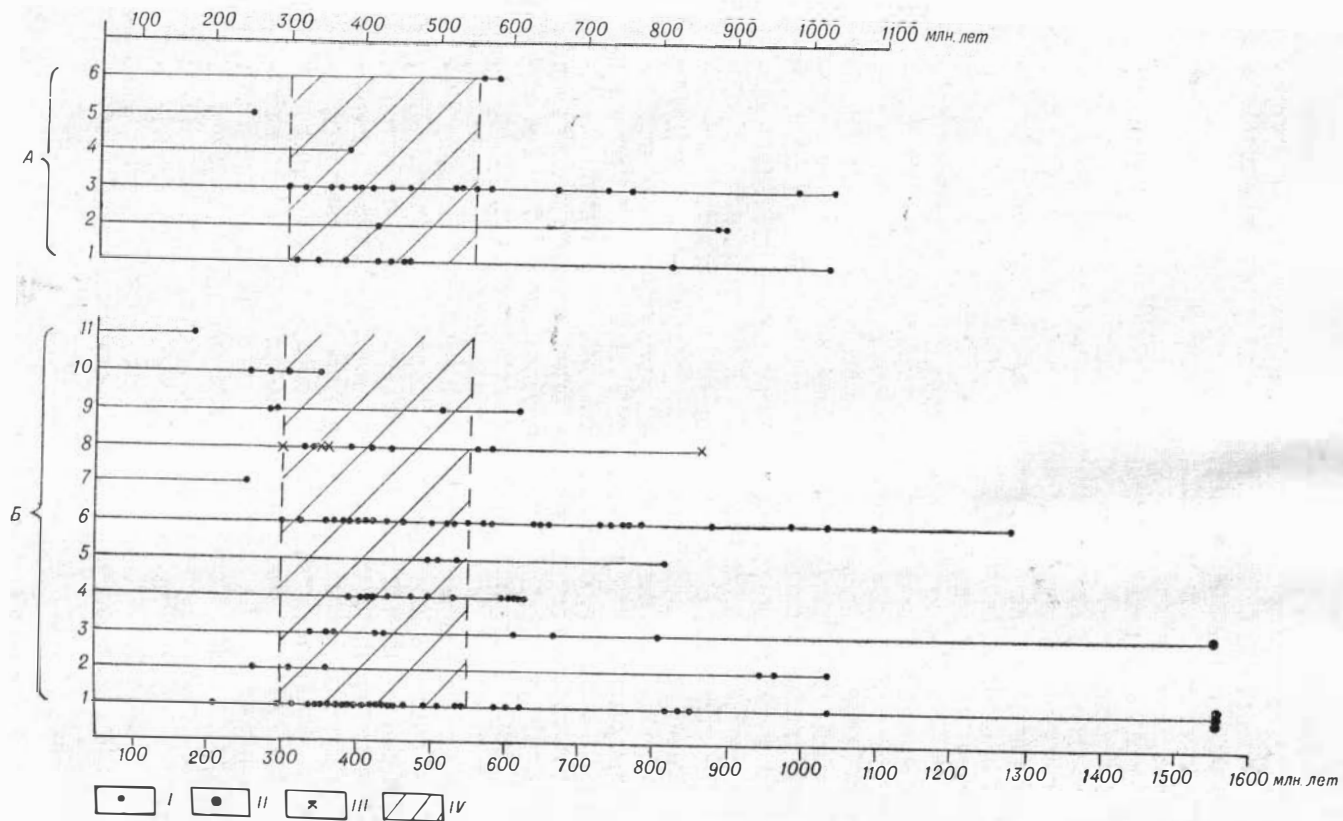


Рис. 19. Диаграмма радиологических определений возраста пород района Чайского плутона (А) и в целом Северного Прибайкалья (Б) (составлена по материалам М. М. Мануйловой, В. В. Архангельской, Чайской ГРП и автора).

А: 1 — экзоконтактовые роговики и гнейсы; 2 — перидотиты, биотитовые плагиоперидотиты; 3 — габбро-нориты, роговообманковые габбро-нориты, биотитовые диориты; 4 — жильные биотитовые габбро-легматиты; 5 — биотит-роговообманковые плагиограниты конкудеро-мамаканского комплекса; 6 — жилы гранитов, секущие породы Чайского плутона. Б: 1 — укучкитинская серия, Pt₁; 2 — акитканская серия, Pt₂; 3 — формация субвулканических гранитов (ирельский интрузивный комплекс, Pt₂); 4 — олоkitская свита, Pt₃; 5 — довыренская серия, Pt₃; 6 — габбро-дулитовая формация (довыренский интрузивный комплекс, Pt₃); 7 — формация гранитных батолитов (конкудеро-мамаканский интрузивный комплекс, Pt₂); 8 — пегматиты и жильные граниты, Pz; 9 — холоднинская свита, St₁′; 10 — формация центральных интрузий нефелиновых сиенитов (сынырский интрузивный комплекс, Mz); 11 — дайковый комплекс. I — определения калий-аргоновым методом; II — то же, рубидий-стронциевым методом; III — то же, свинцовым методом, IV — предполагаемое время последнего интенсивного регионального метаморфизма.

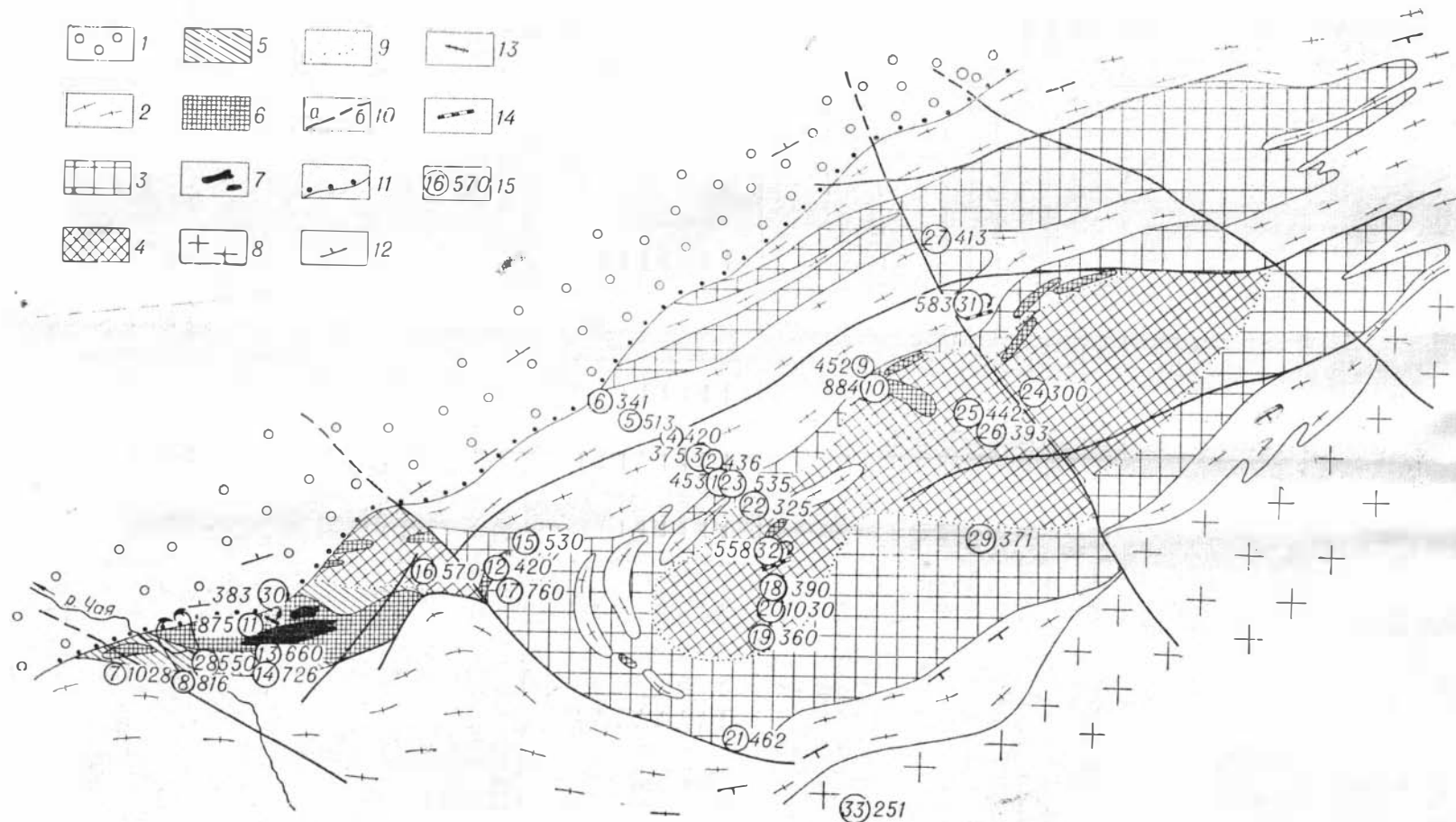


Рис. 20. Схема радиогеохронологической изученности Чайского плутона.

1 — холоднинская свита, Ст^г; 2 — иорундуканская свита, Pt₁. Чайский плутон (довыренский интрузивный комплекс, Pt₃): 3 — диориты и кварцевые диориты (3-я фаза); 4 — роговообманковые габбро-нориты и габбро (3-я фаза); 5 — оливиновые и безоливиновые габбро-нориты и габбро (3-я фаза); 6 — перидотиты, плагиоперидотиты, габбро-перидотиты (2-я фаза); 7 — дуниты (1-я фаза); 8 — граниты, граносиениты (конкудеро-мамаканский интрузивный комплекс, Pz); 9 — границы фациальных разновидностей интрузивных пород; 10 — разломы: а — достоверные, б — предполагаемые; 11 — границы несогласного залегания пород; 12 — элементы залегания слоистости; 13 — дайки биотитовых габбро-пегматитов; 14 — дайки гранитов и гранит-пегматитов; 15 — значения радиогеохронологического возраста пород (калий-аргоновый метод) и порядковые номера проб по табл. 1 (в овалах).

всего многообразия представленных в плутоне пород вполне отчетливо выделяются три главные группы: дуниты, плагиоперидотиты и габброиды, соответствующие трем фазам становления. В такой последовательности и рассматриваются результаты петрографических исследований в данном разделе. Отдельно охарактеризованы пироксениты, образовавшиеся на контакте перидотитов с более поздними габброидами. Кратко освещен состав жильных образований, встречающихся в плутоне, а также вмещающих его пород.

Дуниты

Дуниты, относящиеся к образованиям первой фазы плутона, пользуются в нем ограниченным распространением, обнажаясь на площади около 0,4 км². Внешне это черные, реже буровато-черные среднезернистые, местами крупно- или мелкозернистые породы массивной текстуры. В зонах дробления дуниты обладают повышенной трещиноватостью и рассланцеванием. Их главным породообразующим минералом является оливин, сопровождающийся постоянной примесью аксессуарной хромистой шпинели, которая изредка вытесняется аксессуарным магнетитом. Эпизодически встречаются ромбический пироксен, моноклинный пироксен, плагиоклаз, сульфид железа. Количественно-минералогический состав дунитов приведен в табл. 2.

Таблица 2

Количественно-минералогический состав дунитов, %							
Номер образца	Оливин	Ортопироксен	Клинопироксен	Плагиоклаз	Шпинель	Сульфид	Длина линии подсчета, мм
С - 16	97,6	—	—	—	2,4	—	210
С - 23	97,4	—	1,3	—	1,3	—	233
С - 34	96,7	—	—	—	0,3	3,0	275
С - 38	93,4	—	—	—	6,6	—	155
С - 39	96,4	—	0,6	—	3,0	—	127
С - 37	97,9	—	—	—	2,1	—	380
С - 56	97,7	—	—	—	2,3	—	178
Л - 220	89,7	0,6	—	2,1	6,3	1,3	474

Среди эпигенетических минералов помимо постоянно присутствующих серпентина и сопровождающего его вторичного магнетита в дунитах местами наблюдались актинолит, хлорит, тальк, соссюрит, карбо-

Таблица 3

Количественно-минералогический состав дунитов с учетом вторичных минералов, %*							
Номер образца	Оливин	Шпинель	Клинопироксен	Серпентин и хлорит	Актинолит	Тальк	Рудный
С-16	79,6	2,4	—	8,5	—	0,5	9,0
С-23	33,7	1,3	1,4	51,3	0,2	1,9	10,2
С-34	10,4	0,3	—	70,3	1,0	1,9	16,1
С-37	4,3	2,1	—	86,4	—	—	7,2
С-38	22,2	6,6	—	62,0	—	—	9,2
С-39	54,5	3,0	—	32,6	—	2,0	7,3
С-56	48,9	2,3	1,9	32,7	1,1	—	15,5

* Подсчеты выполнены А. В. Насыновым и Е. В. Баташвыным.

нат. При полной аллометаморфической серпентинизации дуниты пре-
 гращаются в аподунитовые серпентиниты. Последние приурочены
 к зонам разломов, в которых аллометаморфическая серпентинизация
 протекала наиболее интенсивно. О количественных соотношениях первичных и вторичных минералов в различной степени измененных дунитах можно судить по данным табл. 3. Дуниты обладают паналлотриоморфнозернистой микроструктурой, местами переходящей в панидиоморфнозернистую. Их плотность, по данным И. Я. Важенина (БГУ), колеблется в пределах 2,64—3,28 (статистический максимум 2,78), а магнитная восприимчивость в среднем составляет $9400 \text{ г} \cdot 10^{-6} \text{ ед. CGSM}$.

Данные об оптических свойствах и составе порообразующих минералов дунитов приведены в табл. 4.

Таблица 4

Оптические свойства и составы порообразующих дунитов

Номер образца	Оливин					Ортопироксен					Плагиоклаз содержание Ап, %	Шпиль, N
	2V, град	Ng'	Np'	Ng-Np	содержание Fo, %	2V, град	Ng'	Np'	Ng-Np	содержание Ep, %		
Л - 170	—	1,686	1,652	0,034	92	—	1,686	1,676	0,012	82	—	1,823
Л - 171	+86	1,688	1,652	0,036	91	—80	—	—	—	82	—	1,825
Л - 172	+87	1,700	1,662	0,038	86	—	1,687	1,676	0,011	82	—	—
Л - 169	+86	—	—	—	91	—	—	—	—	—	—	—
С - 16	+85	1,687	1,651	0,036	93	—	—	—	—	—	—	—
Л - 220	—89	1,699	1,662	0,037	86	—	—	—	—	—	78, альбитов. закон	—
С - 38	+85	—	—	—	93	—	—	—	—	—	—	—

Оливин образует бесцветные изометричные или слегка удлинённые зерна размером до 5,0—6,0 мм, которые в сечении шлифа нередко имеют вид многоугольников. Часто наблюдалось мозаичное погасание зерен, обусловленное их псевдодвойниковой структурой, которая, очевидно, возникла вследствие прототектонических деформаций кристаллической решетки минерала. Аналогичная псевдодвойниковая структура зерен оливина описывалась в Мончегорском плутоне (Елиссев и др., 1956). Кроме того, в зернах оливина дунитов иногда наблюдается несовершенная спайность по (010). При эпигенетических изменениях минерала вдоль секущих его зерна трещин в виде узких извилистых ленточек развивается серпентин (хризотил), содержащий пылевидные выделения вторичного магнетита. В серпентинитах, развивающихся по дунитам, эти минералы полностью замещают оливин. Содержание форстеритовой молекулы в оливине, как об этом можно заключить по его оптическим свойствам, колеблется в пределах 86—93% (Дир и др., 1965, т. 1), что соответствует составам минерала от магнезиального хризолита до форстерита. При рентгенометрическом анализе оливина из дунита (табл. 5) получено значение межплоскостного расстояния для отражения (130), равное $2,76 \text{ \AA}$, что, по Диру и др. (1965, т. 1), соответствует чистому форстериту. Однако оптические константы того же образца оливина, интерпретированные по диаграмме этих авторов, отвечают магнезиальному хризолиту (86% форстеритовой молекулы). Примерно такому же составу соответствует и удельный вес оливина ($3,39 \pm 0,07$), определенный нами в этом образце.

С целью более подробного изучения вещественного состава оливинов из дунитов один из образцов этого минерала (образец Л-220)

Результаты рентгенометрического анализа оливина из дунита

Образец Л-220

Рентгенолог Н. И. Зюзин (ИИ иГ)

I	$\frac{d}{n} \alpha (\text{Å})$	hkl	Форстерит по Михееву (1957)				Фо стерит по Михееву (1957)			
			I	$\frac{d}{n} \alpha (\text{Å})$	I	$\frac{e}{n} \alpha (\text{Å})$	hkl	I	$\frac{d}{n} \alpha (\text{Å})$	
35	5,13	020	3	5,137	13	1,671	241	7	1,666	
62	3,90	021	7	3,875	27	1,637	061; 232	8	1,630	
22	3,74	101	4	3,724	14	1,618	133	8	1,614	
34	3,51	111	5	3,470	13	1,572	310	1	1,580	
32	3,00	002	4	2,975	10	1,514	—	—	—	
100	2,76	130	9	2,753	32	1,495	—	8	1,494	
87	2,51	131	10	2,497	40	1,478	062	9	1,475	
87	2,46	112	10	2,441	25	1,395	312; 233	8	1,392	
22	2,35	041	2	2,336	24	1,388	—	—	—	
56	2,27	—	—	—	16	1,351	322; 340	9	1,347	
60	2,25	140	9	2,250	16	1,316	—	8	1,312	
21	2,16	220	6	2,152	16	1,294	—	5	1,292	
10	2,03	221	3	2,019	12	1,166	—	5	1,165	
16	1,878	—	2	1,869	10	1,098	—	6	1,0978	
12	1,794	151; 142	2	1,787	33	1,036	—	8	1,0356	
62	1,748	240; 222	10	1,741	16	1,020	—	—	—	
10	1,729	—	—	—	—	—	—	—	—	

подвергся химическому и спектральному анализам (табл. 6). Как можно видеть, в химическом анализе несколько занижены содержания катионов первой группы (магний и железо) и частично завышено содержание кремнезема. Характерно, что общая железистость минерала, определенная по оптическим константам (14%), вполне сопоставима с расчетной общей железистостью, определенной по данным химического анализа (12%). Обращает на себя внимание относительно высокое содержание в минерале никеля и молибдена.

Ортопироксен встречается в дунитах в виде единичных интерстициальных короткопризматических выделений, почти нацело замещенных вторичными продуктами, представленными актинолитом, хлоритом и тальком. Судя по оптическим свойствам, состав ортопироксена соответствует магнезиальному бронзиту, содержащему 82—84% энстатитовой молекулы (Дир и др., 1965, т. 2). Крайне редко встречаются выделения клинопироксена субмикроскопических размеров.

Плагиоклаз присутствует за редким исключением в исчезающе малых количествах. Он образует мелкие (0,1—0,2 мм) ксеноморфные интерстициальные выделения, представленные полисинтетически сдвоенным битовнитом. На контактах зерен плагиоклаза и оливина развиты узкие реакционные оторочки ортопироксена и бледно-зеленого актинолита, в ассоциации с которыми иногда присутствует мелкочешуйчатый биотит. Многие выделения плагиоклаза полностью замещены агрегатом соссюрита, хлорита и карбоната.

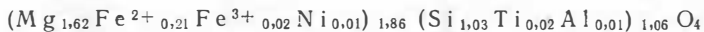
Шпинель является постоянной примесью описываемых пород. Она образует многочисленные субизометричные идиоморфные и ксеноморфные выделения буровато-зеленого и бурого цвета размером 0,04—0,4, реже 1 мм. Некоторые из них по периферии окружены прерывистой оторочкой магнетита, который в свою очередь окружен оторочкой амфибола. В соответствии с показателями преломления (1,823÷1,825) и окраской состав шпинели близок к пикотиту (Дир

Результаты химического анализа оливина из дунита 1-й фазы
Образец Л-220 (скв. 49, гл. 142 м)
Аналитик Э. С. Гулецакая

Окислы	Вес. %	Молекулярные колич.	Атомные колич. кислорода	Колич. атомов кислорода, рассчитан. на 4	Атомное колич. катионов	Число атомов катионов
SiO ₂	42,30	704	1408	2,07	704	1,03
TiO ₂	0,15	15	30	0,04	15	0,02
Al ₂ O ₃	0,54	5	15	0,02	10	0,01
Fe ₂ O ₃	1,09	7	21	0,03	14	0,02
FeO	10,28	143	143	0,21	143	0,21
MnO	0,12	2	2	—	2	—
MgO	44,21	1096	1096	1,62	1096	1,62
CaO	0,12	2	2	—	2	—
H ₂ O	0,6	33	—	—	—	—
П. п. п.	Не обн.	—	—	—	—	—
NiO	0,33	4	4	1,01	4	0,01
С у м м а	99,75		2721	4		

Общий делитель—680

Кристаллохимическая формула оливина



Спектральный анализ (аналитик Н. В. Резников): Co—0,003; Cr—0,03; Cu—0,001; Ag—0,0001; Zn—0,007; Mn—0,2; Ti—0,001; Ni—0,3; Mo—0,0001. Оптические свойства: $2V = -89^\circ$; $Ng' = 1,699$; $Np' = 1,662$.

Общая железистость оливина, рассчитанная по данным химического анализа *, составила 12%.

Общая железистость оливина, рассчитанная по его оптическим константам (Дир и др., 1965, т. 1),— 14%.

* Вычислялась по молекулярным количествам с помощью формулы

$$\frac{(FeO + 2Fe_2O_3) \cdot 100\%}{FeO + 2Fe_2O_3 + MgO}$$

и др., 1963, т. 5). Ее выделения располагаются как в интерстициях между зернами оливина, так и внутри их, причем в последнем случае шпинель часто тяготеет к краям зерен оливина. Многие зерна шпинели имеют футляровидную форму (рис. 21). Внутренняя часть «футляров» занята одним крупным или несколькими небольшими включениями оливина, реже ортопироксена, которые почти всегда замещены вторичными продуктами. В ряде случаев установлено, что обособление оливина, заключенное внутри футляровидного кристалла шпинели, составляет одно целое с вмещающим шпинель кристаллом-хозяином оливина, одновременно с ним погасая. Подобные образования шпинели напоминают метакристаллы и в дунитах Чайского плутона ранее не описывались. Следует подчеркнуть, что особенности взаимоотношений оливина и хромшпинели, подобные описанным выше, в одних случаях рассматриваются исследователями как признак длительности процесса кристаллизации шпинели (Пинус, Колесник, 1967), а в других — как доказательство метасоматического замещения оливина шпинелью (Бакиров, 1963).

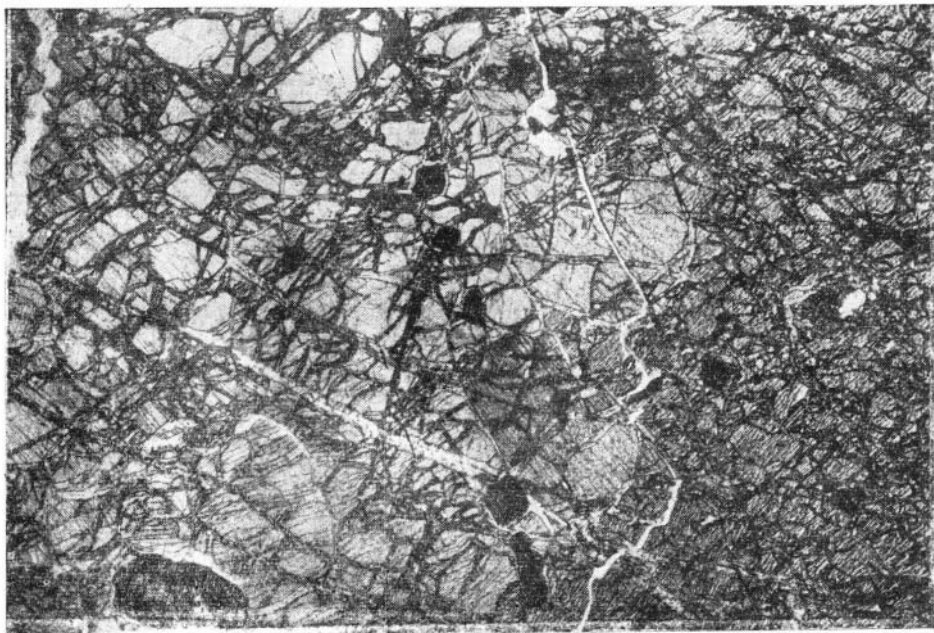


Рис. 21. Дунит со шпинелью (черное). Слева внизу — футляровидный кристалл шпинели. Видна несовершенная спайность в оливине. Структура паналлотриоморфнозернистая. Южный массив, профиль 3, пикет 69,5, скв. 67, гл. 344 м. Шлиф С-39. Без анализатора. Ув. $\times 25$.

В дунитах иногда присутствует в виде мелкой рассеянной вкрапленности сульфид железа*. Его выделения, как правило, располагаются в интерстициях между зернами оливина и имеют неправильную форму. Некоторые из них окружены выделениями вторичного магнетита и хлорита.

Как уже отмечалось, на контактах с породами второй фазы (плагиперидотитами, габбро-перидотитами и др.) дуниты слагают ксенолиты в эруптивных брекчиях, что часто наблюдалось в керне скважин, пересекающих контакты дунитов с породами второй фазы. Контактные поверхности ксенолитов дунитов отличаются четкостью и прямолинейностью, реже они бывают неровными. Плагиперидотиты вблизи ксенолитов дунитов местами обогащаются плагиоклазом, который проникает в дуниты в виде вкраплений и тонких прожилков. Там, где удалось наблюдать в шлифах непосредственный контакт дунитов с перидотитами, можно было видеть, что вдоль контакта развивается прерывистая, очень узкая, оторочка ромбического пироксена. Характерно, что вблизи контактов с перидотитами не увеличивается степень серпентинизированности дунитов. Не увеличивается она и около контактов с габброидами 3-й фазы.

Перидотиты

Породы 2-й интрузивной фазы плутона представлены серией петрографических разновидностей ультраосновного и в меньшей мере основного состава. Суммарная площадь, на которой они обнажены

* См. раздел «О рудоносности плутона».

на современном эрозионном срезе, несколько превышает $3,0 \text{ км}^2$. Породы сложены оливином, ромбическим и моноклинным пироксеном и плагиоклазом. Акцессорные минералы представлены хромистой шпинелью, магнетитом, сульфидами. Эпизодически встречаются сфен и титаномагнетит. Макроскопически это плотные средне- и крупнозернистые, иногда перфирированные породы черного или серовато-черного цвета, в отдельных случаях имеющие зеленоватый оттенок. Многие из них имеют пойкилитовую структуру, обусловленную округлыми включениями оливина в ситовидных кристаллах клинопироксена. Под микроскопом породы 2-й фазы часто обнаруживают венцовую и гипидиоморфную структуры. Для них вообще характерны реакционные взаимоотношения между минералами. В оруденелых разновидностях пород наблюдается сидеронитовая структура. Прsobладает массивная текстура, изредка встречается такситовая.

Описываемые породы всегда в той или иной мере затронуты вторичными изменениями. Вторичные минералы представлены серпентином, магнетитом, тальком, хлоритом, актинолитом, уралитовой роговой обманкой, биотитом, соссюритом и карбонатом. Редко встречаются гранат, иллингит, боулингит. Уралитовая роговая обманка и биотит развиваются по клинопироксену в перидотитах, измененных под воздействием более поздних габброидов.

И. Л. Важениным с сотрудниками (БГУ) изучались плотность и магнитная восприимчивость различных пород 2-й фазы плутона. Установлено, что значения плотности слабо серпентинизированных перидотитов и плагиоперидотитов колеблются в пределах $2,45\text{—}3,30$ (статистический максимум $2,80\text{—}3,07$), что несколько выше, чем у дунитов 1-й фазы. Это, вероятно, обусловлено более низкими содержаниями железа в последних по сравнению с породами 2-й фазы. Магнитная восприимчивость пород 2-й фазы варьирует в очень широких пределах ($50\text{—}25\,000 \text{ г} \cdot 10^{-6}$ ед. CGSM), что, возможно, связано с неравномерностью распределения в них железа, вызванной эпигенетическими процессами (серпентинизацией, рудообразованием). Статистический максимум магнитной восприимчивости расположен в пределах $2000\text{—}5500 \text{ г} \cdot 10^{-6}$ ед. CGSM, несколько меньших, чем для дунитов.

Одна из характерных особенностей пород 2-й фазы состоит в том, что при сравнительно однообразном минералогическом составе они часто отличаются друг от друга количественными соотношениями породообразующих минералов, варьирующими в широких пределах.

Известно, что вследствие слабой разработанности количественно-минералогической классификации базитов и гипербазитов среди петрографов нет единства взглядов относительно номенклатуры многих промежуточных типов пород этой серии. Это создает определенные трудности при петрографической характеристике сложных по составу базит-гипербазитовых тел и побуждает к упорядочению существующей номенклатуры таких пород. Последнее особенно важно при проведении детальных петрографических исследований плутонов. Представляется, что на пути к формулированию рациональной классификации основных и ультраосновных пород наиболее правильным будет выделение серий пород с определенными пределами изменения содержания породообразующих минералов.

Исходя из опыта изучения пород базит-гипербазитовых плутонов Северного Прибайкалья, нами была составлена подробная схема количественно-минералогической классификации основных и ультра-

основных глубинных пород (Леснов, 1965, 1966₂). Классификация иллюстрируется треугольной диаграммой в системе плагиоклаз — пироксен — оливин (рис. 22). Несмотря на то, что некоторые предлагаемые комбинированные названия пород, приводимые в нашей классификации, непривычны и громоздки, они, по-видимому, в данном случае более приемлемы, чем искусственно созданные компактные названия.

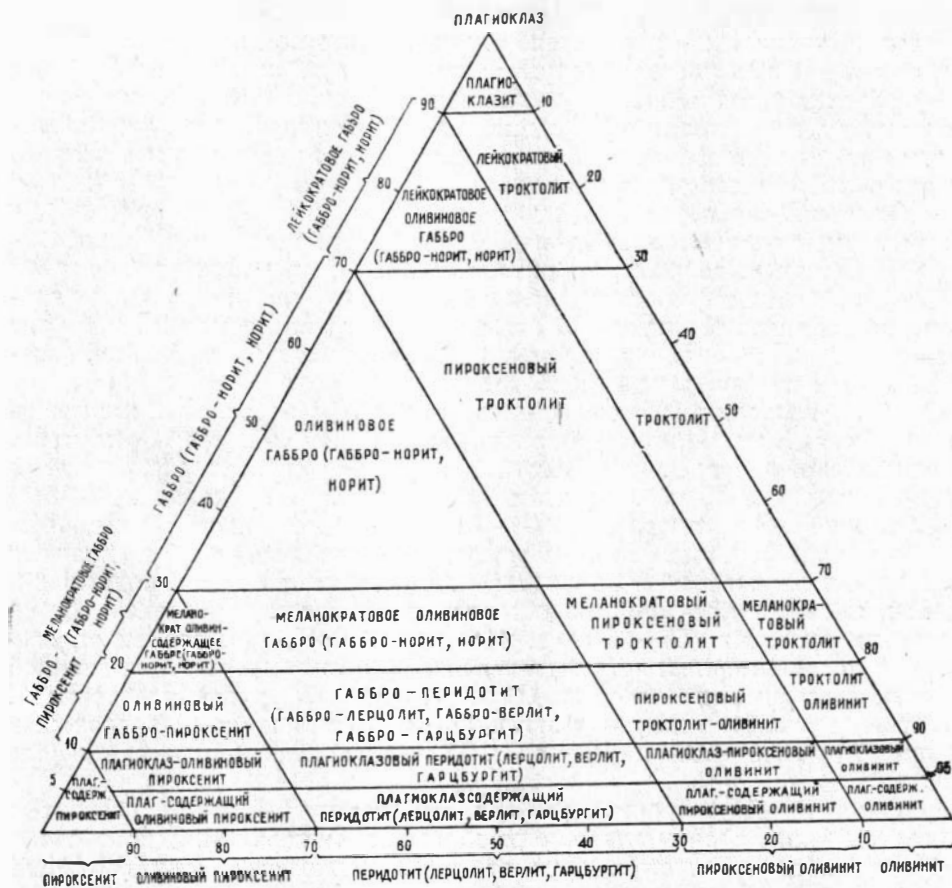


Рис. 22. Диаграмма количественно-минералогических составов главных типов основных и ультраосновных пород.

В левом углу — 100% пироксена, в правом — 100% оливина.

В дальнейшем некоторые из предложенных нами названий пород, вероятно, могут быть заменены более удобными. Опыт петрографических исследований показывает, что во встречающихся в природе базит-гипербазитовых породах практически вероятны любые соотношения породообразующих минералов. Это обстоятельство учтено при составлении треугольной диаграммы, в которой конкретизированы допустимые пределы процентных содержаний породообразующих минералов в каждом типе пород в естественном ряду дунит — перидотит — пироксенит — габбро — анортозит. Пределы колебаний содержаний породообразующих минералов для каждого типа породы установлены условно, однако они в принципе согласуются с принятыми в общеизвестных классификациях интрузивных пород пределами.

В предлагаемой классификации (табл. 7) по присутствию оливина все основные и ультраосновные породы подразделяются на два класса: оливиновые и безоливиновые. Классы, в свою очередь, по содержанию плагиоклаза подразделены на восемь групп. В первую группу входят собственно гипербазиты, т. е. породы, совершенно лишенные плагиоклаза. Вторая группа пород представлена плагиоклазсодержащими гипербазитами, в которых содержание плагиоклаза меняется от 0 до 5%. Кроме того, в каждом классе выделяются группы плагиоклазовых гипербазитов, базит-гипербазитов, меланократовых базитов, базитов, лейкократовых базитов и анортозитов. По содержанию пироксена каждый класс пород подразделяется на несколько рядов, причем в двухпироксеновых породах в расчет принимается сумма содержаний моноклинного и ромбического пироксена.

Проведенные количественно-минералогические подсчеты в породах 2-й фазы Чайского плутона показывают (табл. 8), что содержания отдельных пороодообразующих минералов в них колеблется в широких пределах. В большинстве случаев количественно преобладает оливин, максимальные содержания которого достигают 90% объема породы. Почти все породы 2-й фазы содержат плагиоклаз, распределенный в них крайне неравномерно. В некоторых сравнительно редких среди продуктов этой фазы разновидностях пород этот минерал составляет до 40% их объема, чем и обусловлено то, что их относят к группе базитов. Среди пироксенов в описываемых породах заметно преобладает клинопироксен, наряду с которым почти всегда присутствует ромбический пироксен. Исключительно редко ромбический пироксен полностью вытесняется моноклинным. Суммарное содержание пироксенов в этих породах колеблется в пределах от 1 до 70%. В целом же, как показали подсчеты, породы 2-й фазы заметно обеднены пироксенами и обогащены оливином (рис. 23).

Согласно принятой нами номенклатуре среди продуктов 2-й фазы плутона можно выделить следующие характерные разновидности пород, начиная с наиболее богатых оливином: троктолит-оливиниты, пироксеновые троктолит-оливиниты, пироксеновые оливиниты, плагиоклаз-пироксеновые оливиниты, лерцолиты, верлиты, гарцбургиты, плагиолерцолиты, габбро-лерцолиты, меланократовые троктолиты и пироксеновые троктолиты, оливиновые габбро-пироксениты, меланократовые оливиновые габбро-нориты и некоторые другие. Среди перечисленных разновидностей пород наиболее распространенными являются породы типа плагиоклазовых лерцолитов и габбро-лерцолитов. При более упрощенной градации среди пород 2-й фазы можно выделить три главные типа: 1) перидотиты (включая существенно оливиновые и существенно пироксеновые разновидности), 2) плагиоперидотиты с содержанием плагиоклаза от 5 до 10% и 3) габбро-перидотиты с содержанием плагиоклаза более 10%.

Как уже отмечалось, породы 2-й фазы в различной мере подверглись эпигенетическим изменениям. Эта особенность пород получила некоторую количественную оценку при валовом количественно-минералогическом подсчете пород 2-й фазы с учетом вторичных минералов (табл. 9). Перейдем к характеристике пороодообразующих минералов пород 2-й фазы плутона.

Оливин образует субизометричные идиоморфные и неправильной формы бесцветные в шлифах зерна размером от долей миллиметра до 6—8 мм, многие из которых содержат включения хромистой шпинели, реже магнетита и в свою очередь образуют пойкилитовые включения в пироксенах и плагиоклазе. Как и в оливинах из дунитов 1-й

Количественно-минералогическая классификация главных типов основных и ультраосновных глубинных пород

Класс пород	Ряды пород, содержащие суммы пироксенов (об. %)	Группы пород								
		Гипербазиты	Плагиоклазсодержащие гипербазиты	Плагиоклазовые гипербазиты	Базит-гипербазиты	Меланократовые базиты	Мезократовые базиты	Лейкократовые базиты	Анортозиты	
		Содержание плагиоклаза (об. %)								
		0	0-5	5-10	10-20	20-30	30-70	70-90	90-100	
Безоливиновый	95—100	Пироксенит	Плагиоклазсодержащий пироксенит	Плагиоклазовый пироксенит	Габбро-пироксенит	Меланократовое габбро (габбро-норит)	Габбро (габбро-норит)	Лейкократовое габбро (габбро-норит)	Анортозит	
	90—95									
	80—90									
	70—80									
	30—70									
Менее 30										
Оливиновый	Более 70	Оливиновый пироксенит	Плагиоклазсодержащий оливиновый пироксенит	Плагиоклаз-оливиновый пироксенит	Оливиновый габбро-пироксенит	Меланократовое оливинсодержащее габбро (габбро-норит)	Оливиновое габбро (габбро-норит)	Лейкократовое оливиновое габбро (габбро-норит)	Оливиновый анортозит	
	30—70	Перидотит	Плагиоклазсодержащий перидотит	Плагиоклазовый перидотит	Габбро-перидотит	Меланократовое оливиновое габбро (габбро-норит)				
	10—30	Пироксеновый оливинит	Плагиоклазсодержащий пироксеновый оливинит	Плагиоклаз-пироксеновый оливинит	Пироксеновый троктолит-оливинит	Меланократовый пироксеновый троктолит				Пироксеновый троктолит
	Менее 10	Оливинит	Плагиоклазсодержащий оливинит	Плагиоклазовый оливинит	Троктолит-оливинит	Меланократовый троктолит				Троктолит

Количественно-минералогический состав пород 2-й фазы (об. %)*

Номер образца	Порода	Оливин	Ортопироксен	Клинопироксен	Сумма пироксенов	Плагиоклаз	Хромистая шпиль	Рудный (сульфид, магнетит)	Длина линии подсчета (мм)
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
С-2	Верлит	55,0	—	41,3	41,3	—	2,5	1,2	80
С-4	Плагиоклаз-пироксеновый оливинит	77,8	—	8,9	8,9	6,6	—	6,7	45
С-3	Пироксеновый оливинит	87,5	9,4	—	9,4	—	—	3,1	128
С-14	Лерцолит	54,9	27,5	16,5	44,0	—	—	1,1	91
С-15	Габбро-лерцолит	23,2	27,5	36,2	63,7	10,9	—	2,2	138
С-18	Пироксеновый оливинит	80,3	1,8	17,9	19,7	—	—	—	173
С-21	Меланократовый троктолит	68,3	1,6	5,0	6,6	23,0	0,3	1,8	166
С-22	Троктолит-оливинит	85,7	—	1,2	1,2	10,7	2,4	—	84
С-29	То же	78,7	—	9,1	9,1	11,1	0,5	0,5	99
С-30	"	73,2	—	7,3	7,3	18,3	1,2	—	164
С-41	"	83,3	—	3,1	3,1	10,5	3,1	—	228
С-44	"	71,9	—	6,8	6,8	19,4	1,9	—	206
С-46	Габбро-лерцолит	18,6	13,0	55,4	68,4	13,0	—	—	177
С-55	Меланократовый оливиновый габбро-норит	42,1	20,3	12,3	32,6	23,9	—	1,4	138
С-50	Меланократовый пироксеновый троктолит	61,8	—	15,3	15,3	20,6	0,8	1,5	131
С-33	Лерцолит	36,2	9,0	53,2	62,2	—	—	1,2	166
С-57	Меланократовый троктолит	69,1	—	6,5	6,5	22,7	1,4	0,3	370
488	То же	70,7	—	4,0	4,0	24,0	1,3	—	375
Ж-201а	Плагиоклазсодержащий лерцолит	60,1	14,1	20,9	35,0	3,7	—	1,2	163
491	Пироксеновый оливинит	75,5	18,2	3,8	22,0	—	—	1,8	53
0019	Меланократовый троктолит	69,9	—	6,8	6,8	22,5	0,8	—	249
0023	Плагиолерцолит	28,4	30,5	33,5	64,0	7,6	—	—	278
Л-189	Габбро-лерцолит	33,2	25,4	17,8	43,2	19,0	Рогов. обм.	0,6	527
0497	Меланократовый троктолит	68,0	—	7,6	7,6	23,1	4,0 1,3	—	225
0493	То же	76,0	—	1,0	1,0	21,1	1,9	—	208
0495	Пироксеновый троктолит	55,0	—	11,0	11,0	32,3	1,7	—	291
0500	Троктолит-оливинит	84,3	—	—	—	14,4	1,3	—	229
Л-173	Меланократовый троктолит	70,0	—	2,5	2,5	25,0	0,5	2,0	197
Л-169	Пироксеновый троктолит	43,0	3,0	14,6	17,6	39,0	0,4	—	498

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Л-40-11	Оливитовый габбро-пироксенит	6,0	37,0	33,1	70,1	15,0	Биотит 7,0	2,0	789
К-302	Габбро-лерцолит	19,0	19,0	41,0	60,0	15,0	Биотит 3,0	3,0	189
Л-136-2	То же	37,0	1,0	45,0	46,0	16,0	—	1,0	478
Л-136-3	"	38,0	8,0	38,0	46,0	16,0	—	—	388
Л-4А	Пироксеновый троктолит-оливинит	71,0	7,0	10,0	17,0	12,0	—	—	288
С-13	Плагноклазсодержащий лерцолит	57,4	9,6	28,0	37,6	4,0	1,0	—	404
Л-222	Плагноклазсодержащий пироксеновый оливинит	75,2	2,1	18,4	20,5	2,9	1,4	—	483
Л-148	Пироксеновый троктолит-оливинит	65,3	4,3	16,0	20,3	13,9	0,5	—	539
3701	Меланократовый пироксеновый троктолит	57,5	—	12,9	12,9	29,0	0,6	—	791
0017	Пироксеновый троктолит-оливинит	70,4	1,1	10,1	11,2	17,3	1,1	—	623
934**	Плагноклаз-пироксеновый оливинит	67,75	12,74	7,94	20,68	6,57	—	5,00	—
118**	Лерцолит	21,3	33,2	30,0	63,2	Биотит 6,1	—	9,4	—
50а	То же	37,0	40,0	22,5	62,5	—	—	0,5	—
Л-168	Габбро-верлит	72,3	—	10,2	10,2	16,2	1,3	—	549

* Здесь и далее места отбора образцов указаны в соответствующих таблицах приложения.

** Данные С. А. Гурулева и К. С. Самбуева.

фазы, в описываемых оливинах нередко можно наблюдать псевдодвойниковую структуру, а также несовершенную спайность параллельную (001). Оптические константы оливинов приведены в табл. 10. Угол оптических осей в минерале меняется от -86 до $+88^\circ$, значения Ng' колеблются от 1,710 до 1,690, значения Np' — от 1,673 до 1,655. Судя по оптическим константам, железистость оливинов соответствует хризолиту, реже — железистому форстериту. Две мономинеральные пробы оливина из перидотитов были подвергнуты химическому, спектральному и рентгенометрическому анализам. Пересчет результатов химических анализов (табл. 11, 12) на кристаллохимические формулы обнаружил в них некоторый дефицит ионов первой группы (магния и железа) и частичный избыток кремнезема, что наряду с обнаруженной примесью кальция, вероятно, обусловлено засоренностью проб плагноклазом, а присутствие воды — примесью серпентина. При расчете формул кальций и вода не учитывались. Определенные по химическим анализам значения общей железистости оливинов (14 и 15%) совпадали с таковыми по оптическим константам (14 и 14%), но несколько отличаются от определений, сделанных по рентгенометрическим данным. Так, согласно рентгенометрическому анализу

оливина из пробы Л-168, значение межплоскостного расстояния для отражений (130) равно $2,76 \text{ \AA}$ (табл. 13), что по диаграмме Дира и др. (1965, т. 1) соответствует чистому форстериту. Для второй пробы (образец Л-222, табл. 14) это расстояние несколько больше ($2,78 \text{ \AA}$) и соответствует хризолиту, содержащему 20% фаялитовой молекулы.

Как показал спектральный анализ, в обеих пробах оливин наряду с другими элементами содержит примесь молибдена, что представляется интересным с точки зрения генезиса молибденита, обнаруженного С. А. Гурулевым и К. С. Самбуевым (1966) в медно-никелевых рудах плутона.

Таким образом, исходя из имеющихся данных по оптическому, химическому и рентгенометрическому изучению оливина из пород 2-й фазы установлено, что наиболее распространенный минерал этих пород относится к магнезиальным разновидностям ряда форстерит — фаялит. Содержание форстеритовой молекулы в нем колеблется в среднем в пределах 80—90%. Наиболее железистые оливины встречаются в ультраосновных породах, слагающих ксенолиты среди габброидов 3-й фазы.

Ортопироксен — очень распространенный минерал среди описываемых пород. Чаще всего он образует бесцветные удлиненные идиоморфные призматические зерна размером от долей миллиметра до 6 мм и более. Кроме того, вокруг зерен оливина, окруженных выделениями плагиоклаза, ортопироксен слагает внутренние зоны венцовых оторочек, которые часто образуют одно кристаллическое целое со смежными идиоморфными выделениями этого же минерала. Зерна ортопироксена содержат отдельные пойкилитовые вроски оливина и в свою очередь нередко находятся в виде включений в кристаллах клинопироксена и плагиоклаза.

Для ромбических пироксенов из описываемых пород плутона весьма характерна тонкопластинчатая структура, обусловленная пластинчатыми вросками, ориентированными параллельно плоскости (100) кристаллов минерала. Тонкопластинчатые структуры наиболее четко выражены в сечениях кристаллов, близких к зоне [100]. В них при введенном анализаторе наблюдается ритмичное чередование узких (менее $0,008 \text{ мм}$) светлых и более широких темных полосок (рис. 24 и 25). Известно, что ортопироксены с подобными структурами присутствуют не во всех интрузивах основных и ультраосновных пород. В отечественной литературе они описаны в массиве Рай-Из (Заварицкий, 1932) и в Мончегорском плутоне (Елисеев и др., 1956; Козлов, 1953). Нами тонкопластинчатые структуры также наблюдались в орто-

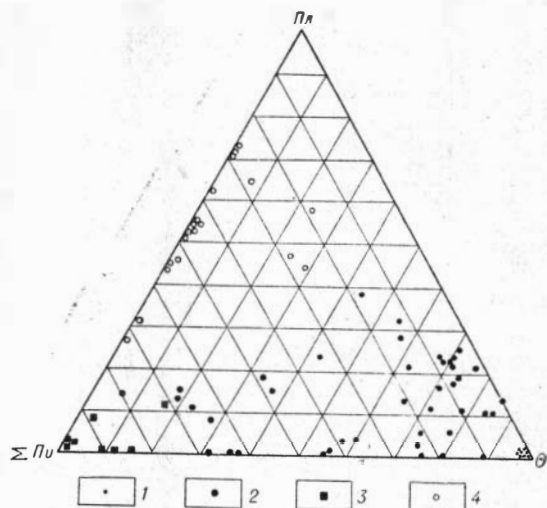


Рис. 23. Диаграмма количественно-минералогических составов пород Чайского плутона: оливин (Ол) — сумма пироксенов (Пи) — плагиоклаз (Пл).

1 — дуниты 1-й фазы; 2 — ультраосновные и основные породы 2-й фазы; 3 — пироксены; 4 — габброидные породы 3-й фазы.

Количественно-минералогический состав пород 2-й фазы с учетом вторичных минералов (об. %)*

Номер образца	Порода	Оливин	Ортопироксен	Клинопироксен	Плагиоклаз	Шпидель	Серпентин + хлорит	Актинолит	Тальк + карбонат	Вторичный магнетит	Соссюрит	Рудный
С-4	Плагиоклаз-пироксеновый оливинит	40,0	—	—	17,0	—	25,0	7,0	—	4,0	—	7,0
С-15	Габбро-лерцолит	6,0	В сумме 49,4		10,0	2,0	15,0	6,0	5,0	4,0	0,6	2,0
С-18	Пироксеновый оливинит	1,0	В сумме 11,0		—	—	55,0	20,0	—	13,0	—	—
С-22	Троктолит-оливинит	69,5	В сумме 2,0		11,0	3,0	7,4	3,9	—	3,6	—	—
С-41	То же	16,8	—	3,6	5,5	1,4	52,9	2,7	—	17,1	—	—
С-44	"	14,0	—	7,0	5,4	1,1	49,3	2,2	—	16,7	4,3	—
С-46	Габбро-лерцолит	—	6,9	49,5	7,9	—	5,0	5,2	7,6	5,1	12,8	—
С-50	Меланократовый пироксеновый троктолит	5,3	В сумме 8,7		7,4	0,8	33,6	5,5	—	23,8	14,9	—
С-55	Меланократовый оливинный габбро-норит	24,1	14,5	5,0	8,6	—	22,1	6,0	7,5	10,8	—	1,4
С-57	Меланократовый троктолит	20,6	—	4,6	5,3	1,4	37,0	—	—	16,9	13,9	0,3
К-201а	Лерцолит	1,0	6,5	12,0	3,6	—	46,6	5,2	8,2	15,1	—	1,8
Л-136-3	Габбро-лерцолит	19,5	5,5	35,2	7,1	—	23,5	2,1	3,2	3,9	—	—
Л-169	Пироксеновый троктолит	19,0	2,8	26,8	28,4	0,4	9,7	2,9	—	8,0	2,0	—
Л-173	Меланократовый троктолит	48,6	—	2,5	24,0	0,5	5,7	1,5	—	11,0	4,2	2,0

* Подсчеты выполнены А. В. Касьяновым и Е. В. Баташевым.

Оптические свойства и составы оливинов пород 2-й фазы

Номер образца	Порода	$2V$, град	N_g'	N_p'	Содержание Fe, %	Минерал
С-15	Габбро-лерцолит	+89	—	—	91	Форстерит
Л-9	Плагиолерцолит	+88	—	1,655	90	Форстерит-хризолит
Л-136-2	Габбро-лерцолит	+88	1,690	1,655	90	То же
Л-13-А	Плагиолерцолит	+88	1,690	1,656	90	То же
Л-173	Меланократовый троктолит	—	1,700	1,664	85	Хризолит
Л-169	Пироксеновый троктолит	-88	1,704	—	84	То же
Л-40-11	Оливиновый габбро-пироксенит	—	1,710	1,673	81	То же
6606-1	Габбро-лерцолит	-86	1,710	—	81	То же
С-13	Лерцолит	± 90	—	—	88	То же
Л-168	Габбро-верлит	± 90	1,699	1,664	86	То же
Л-222	Пироксеновый оливинит	± 90	1,698	1,663	86	То же

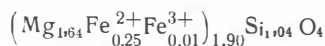
Таблица 11

Результаты химического анализа оливина из перидотита (габбро-верлита) 2-й фазы.
Образец Л-168 (профиль 07, пикет 76)
Аналитик Э. С. Гулецкая (ИГиГ)

Окислы	Вес. %	Вес. % в пересчете на 100%	Молекулярные количества	Атомные количества кислорода	Количество атомов кислорода, рассчитанное на 4	Атомное количество катионов	Число атомов катионов
SiO ₂	42,10	42,41	706	1412	2,09	706	1,04
TiO ₂	Сл.	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	Сл.	—	—	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	0,58	0,58	4	12	0,02	8	0,01
FeO	11,97	12,06	168	168	0,25	168	0,25
MnO	0,12	0,12	1	1	—	—	—
MgO	44,30	44,64	1107	1107	1,64	1107	1,64
CaO	0,24	—	—	—	—	—	—
H ₂ O	0,4	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	Не обн.	—	—	—	—	—	—
NiO	0,19	0,19	3	3	—	—	—
Сумма . . .	99,90			2703	4		

Общий делитель—676

Кристаллохимическая формула оливина



Спектральный анализ (аналитик Н. В. Резников): Co — 0,003; Cr — 0,001; Cu — менее 0,001; Ag — менее 0,0001; Zn — 0,007; Mn — 0,2; Ti — 0,003; Ni — 0,1; Pb — менее 0,0001; V — менее 0,0001; Mo — менее 0,0001; Ga — менее 0,0001.

Оптические свойства: $2V = \pm 90^\circ$; $N_g' = 1,699$; $N_p' = 1,664$.

Общая железистость оливина, рассчитанная по данным химического анализа, составила 14%.

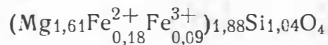
Общая железистость оливина, рассчитанная по его оптическим константам (Дир и др., 1965, т. 1), — 14%.

Результаты химического анализа оливина из перидотита (пироксенового оливинита)
2-й фазы. Образец Л-222, скв. 58, гл. 44,6 м
Аналитик Э. С. Гулецкая (ИГиГ)

Окислы	Вес. %	Вес. % в пересчете на 100%	Молекулярные количества	Атомное количество кислорода	Количество атомов кислорода, рассчитанное на 4	Атомное количество катионов	Число атомов катионов
SiO ₂	42,30	42,44	707	1414	2,08	707	1,04
TiO ₂	Сл.	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	Сл.	—	—	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	4,80	4,82	30	90	0,13	60	0,09
FeO	8,52	8,55	119	119	0,18	119	0,18
MnO	0,13	9,13	1	1	—	—	—
MgO	43,78	43,93	1090	1090	1,61	1090	1,61
CaO	0,48	—	—	—	—	—	—
H ₂ O	0,5	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	Не обн.	—	—	—	—	—	—
NiO	0,13	0,13	2	2	—	—	—
Сумма . . .	100,64	100,00		2715	4	—	—

Общий делитель — 679

Кристаллохимическая формула оливина



Спектральный анализ (аналитик Н. В. Резников): Co—0,005; Cr—0,03; Cu—менее 0,001; Ag—0,0003; Zn—0,007; Mn—0,2; Ti—0,003; Ni—0,1; Mo—менее 0,0001.

Оптические свойства: $2V = \pm 90$; $N_g' = 1,698$; $N_p' = 1,663$.

Общая железистость оливина, рассчитанная по данным химического анализа, составила 15%.

Общая железистость оливина, рассчитанная по его оптическим константам (Дирн др., 1965, т. 1),— 14%.

пироксенах некоторых пород Довыренского плутона. Наиболее полные данные о подобного рода структурах ортопироксенов приводят Дирн др. (1965, т. 2). Генезис тонкопластинчатых структур в ортопироксенах рассматривается исследователями с различных точек зрения. Наиболее распространенным представлением о природе этих образований является следующее. Тонкие светлые полоски в ортопироксене представлены обогащенной кальцием фазой—моноклинным пироксеном. Последний, как полагают, образовался при распаде твердого раствора ромбического пироксена, захватившего при высокотемпературных условиях кристаллизации повышенные количества кальция. После достижения остывающим твердым раствором температуры сольвуса избыточный кальций выделялся в составе самостоятельной кальцийсодержащей кристаллической фазы—пластинчатых вrostков клинопироксена. Такой тип ортопироксенов, обладающих тонкопластинчатой структурой распада твердого раствора, был назван Хессом и Филипсом *бушвельдским* типом (Hess, Phillips, 1940). Позже Бюргером (Buerger, 1948) было показано, что энергетически наиболее благоприятными для распада смесей пироксенов с образованием пластинчатых вrostков клинопироксена в ортопироксене являются направления в кристаллах, параллельные плоскости (100).

Нам представляется, что для объяснения природы тонкопластинчатой структуры ортопироксенов ультраосновных пород 2-й фазы Чайского плутона наиболее приемлема гипотеза об образовании их вследствие распада твердого раствора.

Кроме тонких пластинок клинопироксена, в ромбических пироксенах нередко наблюдаются параллельные им, более крупные, но тоже субмикроскопические выделения, которые и по углам погасания, и по цветам интерференции вполне однозначно диагностируются как вростики клинопироксена. Характерно, что в большинстве подобные вростики сосредоточены во внутренних зонах зерен ортопироксена (см. рис. 25).

Образование тонкопластинчатых структур распада твердого раствора в ортопироксенах пород 2-й фазы свидетельствует о сравнительно высоких начальных температурах кристаллизации и медленном остывании этих пород. Такие условия, по-видимому, могли быть реализованы лишь при значительных глубинах их формирования.

Здесь необходимо указать, что в некоторых малых телах ультраосновных пород, обычно залегающих среди габброидов 3-й фазы Северного массива в виде реликтовых ксенолитов, ортопироксены отличаются зональным распределением пластинчатых вростков клино-

Таблица 13

Таблица 14

Результаты рентгенометрического анализа оливина из перидотита (габбро-верлита) 2-й фазы. Образец Л-168

Результаты рентгенометрического анализа оливина из перидотита (пироксенового оливинита) 2-й фазы. Образец Л-222.

Рентгенолог Н. И. Зюзин (ИГиГ)

Рентгенолог Н. И. Зюзин (ИГиГ)

№ п. п.			Форстерит (по Михееву, 1957)	
	<i>I</i>	$\frac{d}{n} \alpha (\text{Å})$	<i>I</i>	$\frac{d}{n} \alpha (\text{Å})$
1	52	5,15	3	5,137
2	100	3,88	7	3,857
3	21	3,73	4	3,724
4	38	3,50	5	3,470
5	46	2,99	4	2,975
6	87	2,76*	9	2,753
7	19	2,71	—	—
8	77	2,51	10	2,497
9	84	2,46	10	2,441
10	30	2,35	2	2,336
11	16	2,32	—	—
12	52	2,27	—	—
13	43	2,25	9	2,250
14	12	2,16	6	2,152
15	14	1,878	2	1,869
16	59	1,748	10	1,741
17	24	1,660	7	1,666
18	33	1,637	8	1,630
19	29	1,618	8	1,614
20	12	1,572	6	1,565
21	28	1,495	8	1,494
22	22	1,479	9	1,475
23	16	1,395	8	1,392
24	11	1,350	9	1,347
25	17	1,316	8	1,312
26	22	1,295	5	1,292
27	31	1,036	8	1,0356

№ п. п.			Оливин (по Михееву, 1957)	
	<i>I</i>	$\frac{d}{n} \alpha (\text{Å})$	<i>I</i>	$\frac{d}{n} \alpha (\text{Å})$
1	71	3,91	4	3,95
2	23	3,75	2	3,79
3	25	3,51	3	3,53
4	40	3,00	2	3,02
5	100	2,78*	7	2,792
6	93	2,52	7	2,516
7	79	2,46	8	2,466
8	20	2,35	3	2,356
9	48	2,27	8	2,261
10	41	2,25	—	—
11	21	2,16	5	2,162
12	17	1,880	2	1,878
13	48	1,751	10	1,744
14	25	1,696	—	—
15	17	1,671	3	1,667
16	32	1,639	5	1,633
17	27	1,621	2	1,617
18	20	1,574	3	1,569
19	30	1,498	6	1,495
20	57	1,480	8	1,478
21	27	1,396	8	1,393
22	17	1,314	6	1,314
23	14	1,296	3	1,295
24	32	1,036	10	1,037
25	22	1,033	—	—
26	22	1,0210	—	—
27	14	1,0190	—	—

* Символ отражения hkl — 130.

* Символ отражения hkl — 130.

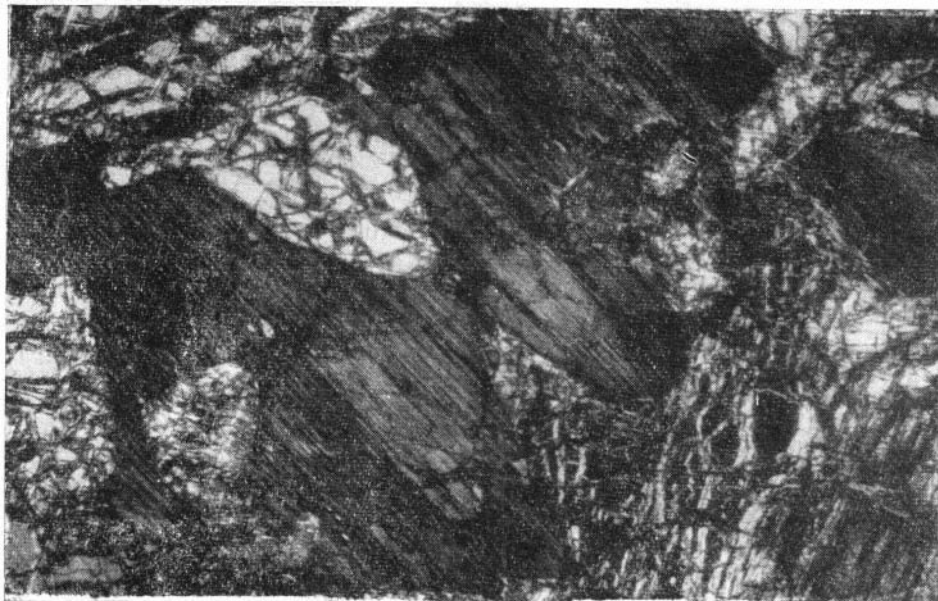


Рис. 24. Лерцолит (двупироксеновый оливинит) 2-й фазы с пойкилитовой структурой. В центре — зерно бронзита с тонкопластинчатой структурой распада твердого раствора, окруженное кристаллами оливина. Южный массив, профиль 3, пикет 61, скв. 58, глубина 44,6 м. Шлиф Л-222. С анализатором. Ув.×25.

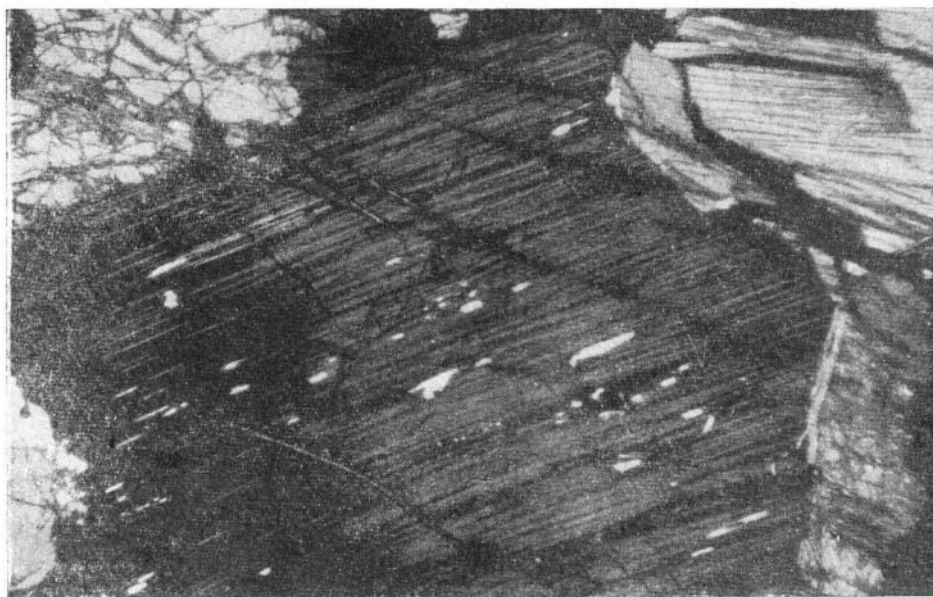


Рис. 25. Лерцолит 2-й фазы с существенным преобладанием ортопироксена над оливинитом и клинопироксеном. В центре — кристалл бронзита с тонкопластинчатой структурой распада твердого раствора и отдельными линзовидными вростками клинопироксена (белое). Слева вверху — оливин. Южный массив, профиль 03, пикет 90. Шлиф Л-217. С анализатором. Ув.×30.

пироксена: ядра зерен ортопироксена имеют тонкопластинчатую структуру, а периферия зерен лишена пластинчатых выделений клинопироксена. Согласно данным Куно (Дир и др., 1965, т. 2), описавшего аналогичные зональные ортопироксены в вулканогенных породах Японии, образование гомогенных периферийных участков в ортопироксенах с тонкопластинчатой структурой ядер связано с быстрым остыванием вещества в позднюю стадию его кристаллизации, что препятствовало распаду твердого раствора с выделением пластинок обогащенной кальцием фазы. На этом основании можно предположить, что внешние «бесструктурные» зоны зерен ортопироксенов в малых телах гипербазитов 2-й фазы Чайского плутона, вероятно, кристаллизовались при повышенной скорости остывания.

Изучение состава ортопироксенов по оптическим свойствам (табл. 15) показало, что содержание энстатитовой молекулы в них ко-

Таблица 15

Оптические свойства и составы ортопироксенов пород 2-й фазы

Номер образца	Порода	$2 V$, град	Ng'	Np'	Содержание Еп, %	Минерал
Л-2	Плагнолерцолит	—82	1,685	1,674	84	Бронзит
С-15	Габбро-лерцолит	—86	—	—	86	То же
Л-13А	Плагнолерцолит	—83	1,683	1,672	85	"
Л-136-3	Габбро-лерцолит	—	1,685	1,674	84	"
С-13	Лерцолит	—88	—	—	87	Энстатит- бронзит
Л-9	Плагнолерцолит	—81	1,685	—	84	Бронзит
Л-40-11	Габбро-пироксенит олив- виновый	—	1,687	1,676	81	То же
Л-12	Плагнолерцолит	—	1,683	1,672	85	"

леблется примерно в интервале 80—90%. Это соответствует магнезиальному бронзиту.

На контакте с зернами плагноклаза выделения ортопироксена образуют оторочками бледноокрашенного амфибола. В большинстве случаев ортопироксен в описываемых породах не несет следов вторичных изменений, но иногда он замещен баститом. Изредка среди псевдоморфоз бастита по ортопироксену наблюдаются тонкопластинчатые реликтовые вроски клинопироксена. В малых телах — ксенолитах перидотитов, подвергшихся контактовому воздействию габброидов 3-й фазы (бассейн р. Безмянной), — ортопироксен только слабо уралькован, в то время как клинопироксен полностью замещен уралитом. В зернах ортопироксена, содержащих включения оливина, часто наблюдаются радиально расходящиеся от этих включений прожилки серпентинового состава.

Клинопироксен, как показывают количественно-минералогические подсчеты (см. табл. 8), почти всегда количественно преобладает над ортопироксеном и составляет в наиболее обогащенных им породах до 70% их объема. Минерал образует ксеноморфные интерстиционные, часто с диалаговой отдельностью, выделения размером до 3—4 мм. Иногда он представлен в виде крупных порфировых ситовидных пойкилокристов размером до 1 см и более, заключающих в себе пойкилитовые вроски оливина и ортопироксена. Клинопироксеном сложены в отдельных случаях узкие венцовые оторочки вокруг зерен оливина на контакте с плагноклазом.

Весьма примечательны срезы кристаллов клинопироксена, находящиеся в зоне [001]. В них почти всегда в шлифах обнаруживаются прямоугольные сечения игольчато-призматических выделений ромбического пироксена (рис. 26). При установке зерна клинопироксена на погасание эти выделения находятся на просветлении и имеют серую до светло-серой интерференционную окраску. Иногда в них наблюдается автономная система трещин спайности. Образование закономерных вrostков ортопироксена в клинопироксене, по-видимому, вызвано распадом твердого раствора с выделением бескальциевой железо-магnezиальной фазы (Дир и др., 1965, т. 2). По наличию таких вrostков можно легко обнаруживать сечения кристаллов клинопироксена в зоне [001], в которых обычно располагаются оба выхода оптических осей кристалла. Последнее обстоятельство удобно использовать при исследованиях клинопироксенов на столике Е. С. Федорова.

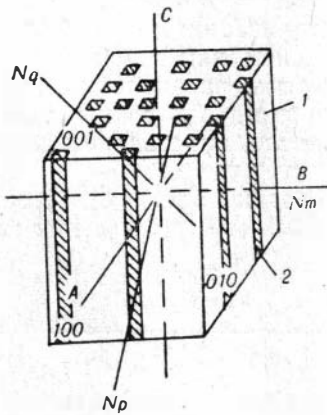


Рис. 26. Схема расположения в кристалле клинопироксена (1) игольчато-призматических выделений ортопироксена (2).

Изучение оптических свойств клинопироксенов пород 2-й фазы (табл. 16) показало, что величина угла оптических осей в них в среднем не превышает $+48^\circ$ и крайне редко достигает $+50^\circ$. Угол погасания колеблется в пределах $40-43^\circ$. Значение Ng' меняется от 1,701 до 1,707. Согласно измеренным оптическим константам, содержание ферросилитовой молекулы в клинопироксенах колеблется в пределах $10-12\%$, а в пересчете на компоненты диопсид — клиноэнстатит — геденбергит — $17-20\%$ геденбергитовой молекулы. Если эти данные интерпретировать по диаграмме Полдверта и Хесса*, то в преобладающем числе случаев

лется в пределах $40-43^\circ$. Значение Ng' меняется от 1,701 до 1,707. Согласно измеренным оптическим константам, содержание ферросилитовой молекулы в клинопироксенах колеблется в пределах $10-12\%$, а в пересчете на компоненты диопсид — клиноэнстатит — геденбергит — $17-20\%$ геденбергитовой молекулы. Если эти данные интерпретировать по диаграмме Полдверта и Хесса*, то в преобладающем числе случаев

Таблица 16

Оптические свойства и составы клинопироксенов пород 2-й фазы

№ образца	Порода	$2V'$, град	Ng'	Nm'	Np'	с Ng' , град	Состав, %					
							1			2		
							Wo	En	Fs	Di	klEn	Hed
Л-2	Плагнолерцолит	+52	1,703	1,683	1,676	42	42	47	11	53	28	19
Л-9	"	+50	1,701	1,682	1,678	—	40	50	10	50	33	17
Л-13А	"	+50	1,707	1,684	1,680	40	41	47	12	49	31	20
Л-136-2	Габбро-лерцолит	+50	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Л-136-3	"	+52	—	—	—	40	—	—	—	—	—	—
С-13	Лерцолит	+51	1,703	1,684	1,679	41	42	47	11	52	29	19
Л-169	Пироксеновый троктолит	+47	—	—	—	43	—	—	—	—	—	—
Л-170-1	Габбро-верлит	+47	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Л-222	Пироксеновый оливинит	+45	1,700	1,682	1,676	—	38	50	12	42	39	19
0017	Габбро-верлит	+48	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
3701	"	+48	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Скв. 24/363м	Плагнолерцолит	+47	—	1,682	—	—	39	50	11	46	36	18
Скв. 24/346м	Габбро-лерцолит	+47	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. Состав клинопироксенов в выражении через компоненты волластонит — энстатит — ферросилит (1) определен по диаграмме Хесса и Мюира (Дир и др., 1965, т. 2, рис. 41). Составы клинопироксенов дополнительно пересчитаны на компоненты диопсид — клиноэнстатит — геденбергит (2).

* Цит. по Диру и др. (1965, т. 2, см. рис. 1).

описываемые клинопироксены должны быть отнесены к авгиту. Об этом же свидетельствуют и результаты химических анализов мономинеральных проб клинопироксена, в ходе которых в нем были обнаружены повышенные содержания глинозема (табл. 17 и 18).

Общая железистость клинопироксена из пироксенового оливинита по данным неполного химического анализа достигает 11 мол.%, а по данным полного химического анализа — 13 мол.%, что достаточно близко к содержанию ферросилитовой молекулы, определенному по оптическим константам (12%). Пересчет результатов полного химического анализа на кристаллохимическую формулу обнаружил в них некоторый избыток ионов магния и дефицит ионов кальция. Можно предположить, что это несоответствие обусловлено частичной засоренностью пробы клинопироксена примесью ортопироксена, присутствующего в породе.

Клинопироксены способны сильно противостоять эпигенетическим изменениям и нередко в полностью серпентинизированных породах в зернах клинопироксена наблюдается лишь незначительное помутнение вдоль трещин диаллаговой отдельности. В то же время в породах из зон дробления клинопироксен полностью замещается вторичными продук-

Таблица 17
Результаты неполного химического анализа клинопироксена из перидотита (пироксенового оливинита) 2-й фазы.

Образец Л-222а, скв. 58, гл.44,6 м
Аналитик И. К. Кузнецова (ИГиГ)

Компонент	Вес. %	Оптические константы
Fe ₂ O ₃	3,0	2V=+45°
FeO	3,3	Ng'=1,700
MgO	26,0	Nm'=1,682
		Np'=1,676
CaO	12,2	
Al ₂ O ₃	4,2	
Cr ₂ O ₃	0,74	

Таблица 18
Результаты химического анализа клинопироксена из перидотита (пироксенового оливинита) 2-й фазы. Образец Л-222 (скв. 58, гл. 44,6 м)
Аналитик Э. С. Гулецкая (ИГиГ)

Окислы	Вес. %	Молекулярные количества	Атомное количество кислорода	Количество атомов кислорода, рассчитанное на 6	Атомное количество катионов	Число атомов катионов
SiO ₂	50,80	846	1692	3,79	846	1,89
TiO ₂	0,65	9	18	0,04	9	0,02
Al ₂ O ₃	4,82	47	141	0,31	94	0,21
Fe ₂ O ₃	0,34	2	6	0,01	4	0,04
FeO	4,93	69	69	0,15	69	0,15
MnO	0,13	2	2	0,01	2	0,01
MgO	19,55	485	485	1,09	485	1,09
CaO	15,16	270	270	0,60	270	0,60
H ₂ O	0,5	—	—	—	—	—
П. п. п.	2,46	—	—	—	—	—
NiO	0,03	—	—	—	—	—
Сумма . . .	99,37		2711	6		

Общий делитель — 447

Кристаллохимическая формула клинопироксена



Общая железистость клинопироксена, рассчитанная по данным химического анализа, составила 13%.

Таблица 19

Результаты неполного химического анализа биотита из уралитизированного плагиоферидота. Образец К-302 (левый водораздел р. Безымянной, канава 302).

Аналитик А. В. Сухаренко (ИГиГ)

Оксиды	Вес. %
SiO ₂	38,80
TiO ₂	2,04
Al ₂ O ₃	15,84
Fe ₂ O ₃	11,23
FeO	7,18
MgO	22,55
CaO	0,59
Сумма . . .	98,23

ней был выполнен неполный химический анализ мономинеральной пробы биотита (табл. 19), согласно которому общая железистость биотита, развивающегося по уралитовой роговой обманке в породах 2-й фазы, составляет 31 мол.%. Эта же проба биотита была подвергнута количественному спектральному анализу, обнаружившему в минерале элементы-примеси (вес. %): Mn — 0,003; Ni — 0,03; Co — 0,003; Ti — 0,3; Cr — 0,07; Zr — 0,003; Cu — 0,003; Pb — 0,002; V — 0,03; Ag — менее 0,0001; Zn — 0,001; Ga — 0,001; Ba — 0,01. В биотите, развившемся по уралиту, часто присутствуют идиоморфные включения апатита.

Нам представляется, что эпигенетические изменения клинопироксенов в скиалитах пород 2-й фазы обусловлены контактовым влиянием на них более поздних габброидов, летучие дериваты которых (вода, фосфор и др.) приводили к замещению пироксена гидроксилсодержащими уралитом и биотитом, а также к образованию в них апатита. Вообще же апатит не характерен для ультраосновных пород 2-й фазы, но является весьма распространенным минералом габброидов 3-й фазы, особенно тех, которые приурочены к апикальным частям плутона.

Плагиоклаз присутствует почти во всех разновидностях пород 2-й фазы, причем в их лейкократовых членах содержание минерала достигает иногда 40% (см. табл. 8). В существенно пироксен-оливиновых породах плагиоклаз образует разрозненные, резко ксеноморфные интерстиционные выделения, которые всегда на границе с оливином окружены оторочкой ортопироксена, а на границе с ортопироксеном — сторочкой бледно-зеленого амфибола (рис. 27). В более лейкократовых разновидностях пород плагиоклаз представлен незональными субидиоморфными призматическими выделениями, размеры которых в среднем колеблются в пределах от долей миллиметра до 5—6 мм. Данные определений состава плагиоклазов на федоровском столике (табл. 20) показывают, что содержание анортитовой составляющей в них колеб-

тами — актинолитом, серпентином, карбонатом. Своеобразные эпигенетические изменения минерал претерпел в периферийных зонах скиалитов ультраосновных пород 2-фазы, залегающих среди габброидов Северного массива. Здесь клинопироксен, будучи представлен крупными ситовидными пойкилокристами, полностью замещен гомоосевыми псевдоморфозами неравномерно окрашенной буровато-зеленой уралитовой роговой обманкой, во внутренних зонах зерен которой присутствуют полупрозрачные скопления вторичного магнетита. Лишь в отдельных случаях в зернах уралитовой обманки сохраняются реликты незамещенного клинопироксена. Согласно оптическим определениям ($2V = -84-85^\circ$, $cNg = 17-22^\circ$) уралитовая роговая обманка, развившаяся по клинопироксену, имеет сравнительно низкую общую железистость — 25% (Дир и др., 1965, т. 2, рис. 76). Уралитовая роговая обманка в свою очередь замещается крупночешуйчатым бледно-бурым биотитом, который, судя по показателю преломления ($Ng = 1,615$), имеет относительно невысокую общую железистость. С целью определения послед-

лется в пределах 58—74%. Это соответствует составу от лабрадора до кислого битовнита.

При изучении состава плагиоклазов в перидотитах, содержащих сульфидное оруденение, удалось обнаружить, что непосредственно на контакте с выделениями сульфидов плагиоклаз часто замещается роговой обманкой, причем содержание анортитового компонента в зерне, расположенном в непосредственном контакте с сульфидным выделением, более низкое (52%), чем в зерне, находящемся на расстоянии в 1 см от сульфидного выделения (67%). Таким образом, из этих данных следует, что образование сульфидов сопровождалось покислением контактирующего с ними плагиоклаза и замещением его амфиболом, который оказался более устойчивым в парагенезисе с сульфидом, чем основной плагиоклаз. Аналогичные изменения плагиоклаза на контакте с сульфидами в рудоносных габбро-долеритах Норильска ранее описаны В. В. Золотухиным (1965).

В породах 2-й фазы плагиоклаз повсеместно, но в различной степени подвергся вторичным изменениям. Вторичные минералы по нему развиваются в виде пятен или выполняют тонкие трещины в зернах. В сильно серпентинизированных разновидностях пород минерал почти полностью замещается вторичными продуктами, главным из которых является сосюрит. Реже наблюдались хлорит, актинолит, гранат, карбонат и серпентин.

Хромшпинелиды в качестве аксессуарной примеси присутствуют в переменных количествах почти во всех породах 2-й интрузивной фазы. Они образуют субизометричные идиоморфные зерна размером не более 1 мм, иногда имеющие правильную октаэдрическую форму. Чаще всего хромшпинелиды находятся в виде включений в зернах оливина, реже в зернах пироксенов и плагиоклаза. Их окраска в шлифах изменяется от почти прозрачного бутылочно- и буровато-зеленого до зеленовато-бурого и бурого цвета. Иногда шпинель становится совершенно непрозрачной. Изменение окраски шпинели обусловлено различной степенью насыщения ее железом и хромом.

Как и в дунитах 1-й фазы, в описываемых породах выделения хромшпинели часто представлены футляровидными кристаллами, ядра которых сложены тем же минералом, в котором зерно шпинели находится в виде включения. Первичный минерал в ядре футляра нередко оказывается замещенным вторичными продуктами: серпентином, хлоритом, амфиболом, иногда слюдой (рис. 28). В одном случае в оруденелом плагиоперидотите (образец 1, скв. 43, гл. 151, 5 м) в ядре футляровидного кристалла шпинели находилось выделение сульфида (пирротина).

С целью определения состава хромшпинели в нескольких образцах были изучены ее физические свойства: показатель преломления — около 1,830; параметр элементарной ячейки a , определенный по рентгенометрическим данным (табл. 21 и 22), равен $8,197 \pm 0,002 \text{ \AA}$; удельный

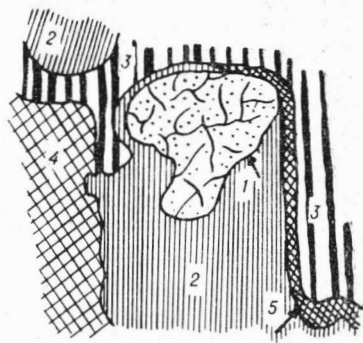


Рис. 27. Взаимоотношение минералов в плагиоклазовом леуците.

1 — оливин; 2 — ортопироксен; 3 — плагиоклаз; 4 — клинопироксен; 5 — амфибол. Зарисовка шлифа Л-164. Ув. х 15.

Составы плагиоклазов пород 2-й фазы, определенные по их оптическим свойствам

Номер образца	Порода	Характер двойника	Координаты двойниковой оси (град)			Закон двойникования	Символ двойникования	Координаты двойникового шва, град			Символ двойникового шва	2V, град	Среднее содержание Ап, %	Число замеров
			N _g	N _m	N _p			N _g	N _m	N _p				
Л-2	Плагиоцерцолит	Полисинтетический, незональный	35	64	67	Альбитовый	⊥ (010)	—	—	—	—	84—	68	2
Л-9	То же	То же	37	60	71	То же	⊥ (010)	—	—	—	—	89—	66	1
Л-13А	"	"	38	59	71	"	⊥ (010)	—	—	—	—	84—	66	1
Л-136-2	Габбро-лерцолит	"	39	59,5	68	"	⊥ (010)	—	—	—	—	86+	71	9
Л-173	Меланократовый троктолит	"	34	68	66	"	⊥ (010)	—	—	—	—	—	71	2
Л-169	Пироксеновый троктолит	"	35	62	71	"	⊥ (010)	—	—	—	—	84—	62	1
Л-169	То же	"	41	56	70	Периклиновый	[010]	—	—	—	—	—88	60	1
Л-168	Габбро-лерцолит	"	35	62	69	Альбитовый	⊥ (010)	—	—	—	—	—85	66	1
Л-12	Плагиоцерцолит	"	33	68	68	То же	⊥ (010)	—	—	—	—	80+	66	1
С-15	Габбро-лерцолит	"	37	61	70	"	⊥ (010)	—	—	—	—	—	66	1

Л-164	То же	"	38	63	65	"	\perp (010)	—	—	—	—	88—	74	3
Л-145-1	"	"	39	57,5	71,5	"	\perp (010)	—	—	—	—	+80	65	2
К-302	"	Простой, зональный, ядро	34	63	72	"	\perp (010)	—	—	—	—	—	60	2
6606-1	Плагиоцеллит	Простой, незональный	34	64	71	"	\perp (010)	—	—	—	—	88—	62	1
Л-170-1	Пироксеновый троктолит (из апофизы в дуните)	Полисинтетический, незональный	33	64	70	Периклиновый	[010]	57	46	62	(001)	82+	58	1
Скв. 24/309 м	Плагиоцеллит	Полисинтетический, на границе с прожилком сульфида	29	64	80	Альбитовый	\perp (010)	—	—	—	—	88+	52	3
Скв. 24/309 м	То же	В 1 см от рудного прожилка	36	60	72	Аклиновый	[010]	55	42	72	(001)	—84	58	1
Скв. 24/363 м	"	Незональный полисинтетический, в 2 см от рудного прожилка	37	61	69,5	Альбитовый	\perp (010)	—	—	—	—	—	67	1

Примечание. Результаты измерений на федоровском столике интерпретировались по диаграмме В. В. Никитина (Соболев, 1964).

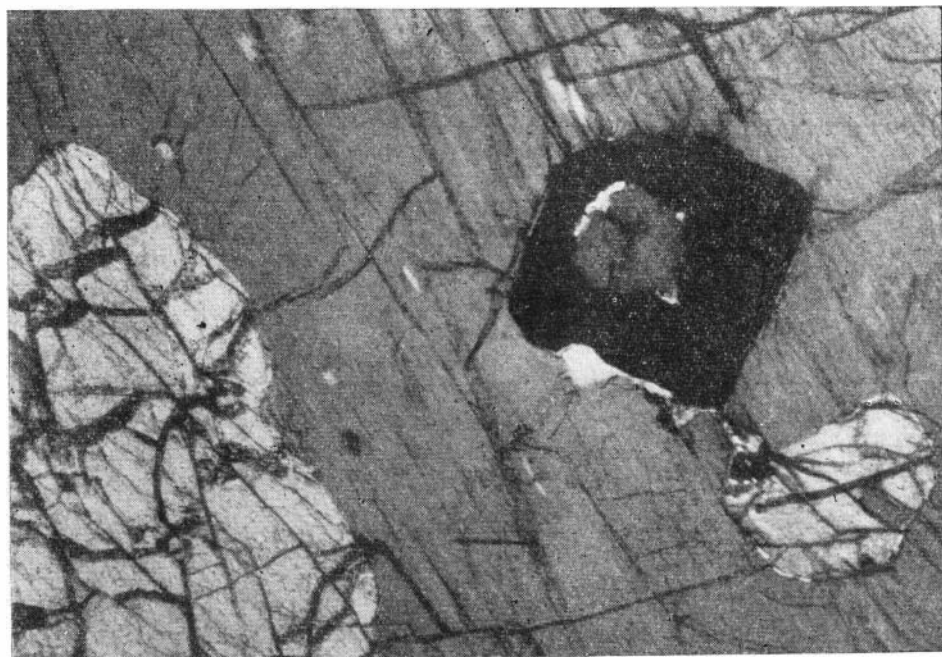


Рис. 28. Лерцолит. Футляровидный кристалл хромшпинели, заключенный в зерне ортопироксена. Ядро футляровидного кристалла сложено вторичным амфиболом. Вверху справа — оливин. Южный массив, профиль 5, пикет 72. Скв. 54, гл. 325 м. Шлиф Л-205. С анализатором. Ув.×53.

вес — $4,26 \pm 0,23$. Согласно этим константам, интерпретированы по диаграмме «свойство — состав» (Дир и др., 1966, т. 5), хромшпинель относится к разновидности, состав которой промежуточен между составом плеонаста и пикотита, и содержит около 70% герценит-хромитового и около 30% шпинелевого компонентов.

Для более точного определения состава хромшпинели одна из ее проб была изучена химически (табл. 23). Анализ показал присутствие в пробе хромшпинели некоторого количества кремнезема, что, вероятно, обусловлено частичной засоренностью пробы оливином. Поэтому при расчете кристаллохимической формулы хромшпинели кремнезем и пропорциональные количества магния и железа из результатов химического анализа были исключены. В рассчитанной после этого формуле хромшпинели обнаруживается некоторый дефицит двухвалентных и избыток трехвалентных катионов, что, вероятно, обусловлено эпигенетической измененностью проанализированной шпинели и, как следствие, переходом части закисного железа в окисную форму. После внесения в результаты химического анализа поправки на примесь оливина по ранее применявшейся формуле была рассчитана общая железистость хромшпинели, достигающая 76% железистого компонента, что в принципе не противоречит составу хромшпинели пород 2-й фазы, определенному по ее физическим константам.

Две мономинеральные пробы хромшпинели подверглись полуколичественному спектральному анализу, что позволило определить состав элементов-примесей, присутствующих в минерале (табл. 24).

Таблица 21

Результаты рентгенометрического анализа хромшпинели из пироксенового оливинита 2-й фазы
Рентгенолог Н. И. Зюзин (ИГиГ)

Образец Л-222		Шпинель (по Михееву, 1957)		
$\frac{d}{n} \alpha (\text{Å})$	hkl	I	$\frac{d}{n} \alpha (\text{Å})$	
43	2,89	220	6	2,864
17	2,52	—	—	—
100	2,47	311	9	2,441
39	2,05	400	9	2,020
12	1,671	422	5	1,648
39	1,578	333	9	1,552
32	1,449	440	10	1,427
13	1,250	533	7	1,231

Примечание. По отражениям (333), (440) и (533) вычислен параметр элементарной ячейки $a = 8,197 \pm 0,002 \text{Å}$. Отражение с межплоскостным расстоянием, равным 2,52Å, вероятно, обусловлено примесью магнетита.

От вмещающих зерен оливина и ортопироксена выделения хромшпинели обычно отделены прерывистой оторочкой амфибола, а на контакте с зернами плагиоклаза иногда вокруг них развивается оторочка ромбического пироксена, что дает право предположить, что хромшпинель не находилась в равновесии с этими минералами. Не исключено, что образование ее происходило в результате аутометасоматоза в позднемагматическую стадию становления пород 2-й фазы. Именно таким путем, как и в дунитах 1-й фазы, в них могли образоваться футляровидные метакристаллы хромшпинели.

Сульфидная вкрапленность постоянно присутствует в породах 2-й интрузивной фазы. Она представлена ксеноморфными выделениями различных размеров, которые располагаются среди зерен породообразующих минералов. Повышенные скопления выделений сульфидов, составляющих местами до 30% объема породы, отмечаются вблизи отдельных зон дробления.

В пределах одной из таких зон в Южном массиве располагается субвертикальное тело массивных сульфидных руд, которые к его зальбандам постепенно сменяются сначала сидеронитовыми, затем густовкрапленными, прожилково- и редковкрапленными рудами, постепенно переходящими в практически безрудные породы. В породах, содержащих повышенную вкрапленность сульфидов, нередко наблюдаются тонкие сульфидные проводнички и прожилки, соединяющие интерстиционные выделения сульфидов друг с другом.

Среди сульфидов, содержащихся в оруденелых породах 2-й фазы, чаще всего представлен гексагональный пирротин, который, как нами впервые установлено, местами сменяется троилитом. Помимо указанных минералов группы сульфидов в составе вкрапленников в породах 2-й фазы, известны халькопирит, пирит, пентландит и неко-

Таблица 22

Результаты рентгенометрического анализа хромшпинели из габбро-верлита 2-й фазы
Рентгенолог Н. И. Зюзин (ИГиГ)

Образец Л-168			Шпинель (по Михееву, 1957)		Магнетит (по Михееву, 1957)	
I	$\frac{d}{n} \alpha (\text{Å})$	hkl	I	$\frac{d}{n} \alpha (\text{Å})$	I	$\frac{d}{n} \alpha (\text{Å})$
37	2,90	220	6	2,864	—	—
22	2,53	—	—	—	10	2,541
100	2,46	311	9	2,441	—	—
41	2,12	—	—	—	7	2,098
18	1,716	—	—	—	5	1,710
46	1,633	500	—	—	—	—
36	1,476	—	—	—	—	—
26	1,076	730	—	—	—	—

Хромшпинель нередко несет следы вторичных изменений. Ее зерна в краевых частях часто замещены непрозрачным материалом (хроммагнетитом?). Такие же непрозрачные выделения наблюдаются и вдоль тонких трещин, секущих зерна минерала. Присутствие магнетита в пробах хромшпинели зафиксировано также рентгенометрически (см. табл. 22).

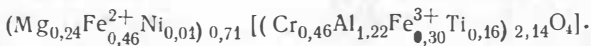
Результаты химического анализа хромшпинели из перидотита (габбро-верлита) 2-й фазы.
Образец Л-168, профиль 07, пикет 76

Аналитик Э. С. Гулецкая (ИГиГ)

Оксиды	Вес. %	Вес. в пересчете на 100%	Молекулярные количества	Молекулярные количества после поправки на примесь оливина	Атомные количества кислорода	Количество атомов кислорода, рассчитанное на 4	Атомное количество катионов	Число атомов катионов
SiO ₂	7,90	8,10	135	—	—	—	—	—
TiO ₂	5,68	5,83	73	73	146	0,32	73	0,16
Al ₂ O ₃	27,96	28,68	281	281	843	1,83	562	1,22
Fe ₂ O ₃	10,55	10,82	69	69	207	0,45	138	0,30
FeO	17,00	17,44	243	211	211	0,46	211	0,46
MgO	12,69	13,02	322	110	110	0,24	110	0,24
CaO	0,12	—	—	—	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	15,51	15,91	105	105	315	0,69	210	0,46
H ₂ O	0,2	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	1,69	—	—	—	—	—	—	—
NiO	0,20	0,20	3	3	3	0,01	3	0,01
Сумма . . .	99,50	100,00			1835			

Общий делитель — 459

Кристаллохимическая формула хромшпинели



торые другие. Более подробно на особенностях распределения сульфидов и их взаимоотношениях с силикатами в породах 2-й фазы мы остановимся несколько позже.

Приведем обобщенную петрографическую и генетическую характеристики пород 2-й фазы плутона. Из изложенного материала ясно,

Таблица 24

Результаты полуколичественного спектрального анализа хромшпинели из пород 2-й фазы, вес. %

Аналитик Н. В. Резников (ИГиГ)

Номер образца	Mn	Ni	Co	Ti	V	Mo	Zn	Ga
Л-222	0,07	0,005	0,008	0,1	0,003	менее 0,0001	0,007	0,0003
Л-168	0,05	0,01	0,01	0,5	0,003	менее 0,0001	0,007	0,0003

Примечание. Проба Л-222 — из пироксенового оливинита. Проба Л-168 — из габбро-верлита.

что эти породы обладают заметно повышенным отношением содержания оливина к сумме пироксенов и при сравнительно простом минеральном составе включают в себя обширную гамму разновидностей, которые отличаются друг от друга содержаниями главных породообразующих минералов. Вместе с тем в породах 2-й фазы очень слабо выражены признаки первичной расслоенности, что может свидетельствовать о сравнительно слабой интенсивности процессов кристаллизационной дифференциации магматических расплавов в камере плутона. О том, что эти процессы все же имели место в период становления пород 2-й фазы, по-видимому, свидетельствует их значительная количественно-минералогическая, а также некоторая текстурно-структурная неоднородность. Есть основания полагать, что породы 2-й фазы образовались при сравнительно высоких температурах: широко развиты структуры распада твердых растворов в содержащихся в них пироксенах, а также существенно повышены содержания оливина, которыми эти породы отличаются. Исследованием пород 2-й фазы, кроме того, установлено, что составы породообразующих минералов в них колеблются в довольно узком диапазоне, в частности железистость в феррических минералах в среднем меняется в следующих пределах: в оливине — 10—20%, в ортопироксене — 10—20, в клинопироксене — 17—20%. Содержание анортитового компонента в плагиоклазе колеблется в пределах 58—74%.

Габброиды

В эту группу мы объединили разнообразные породы основного и среднего состава, сформировавшиеся в 3-ю интрузивную фазу становления Чайского плутона и слагающие подавляющую часть (около 90%) его площади на современном эрозионном срезе, включая многочисленные сателлитовые интрузивные залежи, сопровождающие плутон.

На основании микроскопического изучения среди пород 3-й фазы выделены следующие важнейшие их разновидности, отличающиеся количественно-минералогическим составом и положением в теле интрузива: меланократовые габбро-нориты, оливиновые габбро-нориты, безоливиновые или нормальные габбро-нориты, роговообманковые габбро-нориты, диориты, кварцевые диориты. Отдельно выделяется группа амфиболизированных габбро-норитов. Отметим, что наряду с двупироксеновыми породами основного состава в плутоне представлены подчиненные им габброиды, содержащие только моноклинный (габбро) или только ромбический (нориты) пироксены. Изредка встречаются разновидности, обедненные пироксенами и обогащенные оливином (троктолитом).

При более детальном расчленении среди самых распространенных пород плутона — роговообманковых габброидов можно выделить: а) среднезернистые роговообманковые габбро-нориты и габбро иногда с биотитом или оливином; б) среднезернистые кварц-роговообманковые габбро и габбро-нориты иногда с биотитом; в) среднезернистые кварц-биотитовые роговообманковые габбро; г) крупнозернистые до пегматоидных, сильно соссюритизированные кварц-роговообманковые габбро. Следует подчеркнуть, что к роговообманковым габброидам нами отнесены все разновидности этих пород, которые наряду с роговой обманкой, биотитом, плагиоклазом и кварцем содержали хотя бы незначительные сохранившиеся от замещения роговой обманкой реликты пироксена. В случае отсутствия таких реликтов порода определялась как диорит.

Все перечисленные разновидности пород тесно взаимосвязаны друг с другом в пространстве, характеризуются общностью структурно-текстурных особенностей и обычно дают постепенные взаимопереходы друг в друга.

Наблюдения показывают, что меланократовые и оливиновые разновидности габброидов распространены преимущественно вблизи ксенолитов ультраосновных пород 2-й фазы. Мезократовые безоливиновые габбро-нориты пользуются в плутоне весьма ограниченным распространением и представлены главным образом в Южном массиве. Северный фланг этого массива, а также значительная часть Северного массива сложены роговообманковыми габброидами. Изредка эти последние встречаются в составе сателлитовых интрузивных залежей. При переходе к диоритам роговообманковые габброиды постепенно обогащаются биотитом и кварцем. Диориты слагают эндоконтактные зоны плутона, особенно в Северном его массиве, а также подавляющую часть объема сателлитовых интрузивных залежей. Кроме того, этими породами сложены эндоконтактные ореолы вокруг скиалитов вмещающих пород. Все породы 3-й фазы внешне имеют светло-серую до темно-серой окраску. При выветривании из-за окисления рассеянной вкрапленности сульфидов они обычно приобретают буроватый оттенок. Вся совокупность пород от оливиновых габброидов до диоритов характеризуется преимущественно среднезернистой, иногда неравномернозернистой структурой. Отдельные разновидности пород имеют габбровую, гипидиоморфную, пойкилитовую и венцовую структуры. По особенностям текстуры среди них преобладают массивные образования, реже встречаются линейно-параллельные, полосчатые, а также шпиро- и брикчиевидно-такситовые текстуры пород.

И. Я. Важениным с сотрудниками в 1964 г. получены некоторые данные о физических свойствах пород 3-й фазы плутона (табл. 25). Плотность постепенно убывает от оливиновых габбро-норитов к нормальным мезократовым габбро. Наибольшая магнитная восприимчивость свойственна измененным (серпентинизированным, амфиболлизированным и сосюритизированным) габбро-норитам, что, видимо, обусловлено некоторым перераспределением железа в породах и переходом его из силикатной в окисную форму, т. е. образованием вторичного магнетита. Самой низкой магнитной восприимчивостью обладают роговообманковые габбро. Кроме того, данные И. Я. Важенина и сотрудников показывают, что значения плотности и магнитной восприимчивости пород 3-й фазы, с одной стороны, и вмещающих их биотитовых гнейсов, сланцев и амфиболитов — с другой, очень близки, в связи с чем затрудняется обнаружение контактов плутона при помощи геофизических методов. В то же время контакты тел ультраосновных пород 2-й фазы, залегающих среди габброидов 3-й фазы, благодаря существенному различию физических параметров этих пород отчетливо фиксируются при магнитно- и гравиразведочных работах.

Ввиду генетической общности всей совокупности пород 3-й фазы ниже им дается сводная петрографическая характеристика.

В составе описываемых пород обнаружены следующие пороодообразующие материалы: оливин, ромбический и моноклинный пироксен, роговая обманка, биотит, плагиоклаз, кварц. В некоторых эндоконтактных разновидностях вблизи ксенолитов карбонатных пород обнаружен гранат. В качестве акцессорных примесей породы содержат магнетит, пирит, пирротин, апатит, сфен, циркон, рутил, корунд, флюорит и ильменит. Результаты изучения количественно-минералогического состава пород 3-й интрузивной фазы приводятся в табл. 26. Как можно

Физические свойства габброидных пород 3-й фазы

Порода*	Плотность, г/см ³			Магнитная восприимчивость ($\times 10^{-6}$ ед. CGSM)		
	минимальная	максимальная	средняя	минимальная	максимальная	средняя
Габбро-нориты оливиновые	2,74	3,28	3,00	50	5000	500
Габбро-нориты измененные	2,63	3,16	2,92	50	7570	900
Габбро-мезократовые, оруденелые	2,73	3,11	2,83	—	—	—
Габбро-амфиболовые	2,70	3,20	2,88	50	500	90
Габбро-мезократовые, безрудные, серпентинизированные	2,56	3,16	2,83	130	600	250
Габбро-мезократовые, безрудные	2,50	3,27	2,77	70	4900	600

*Наименования пород в таблице даны по И.Я. Важнину.

видеть, он очень изменчив, что, по нашему мнению, обусловлено формированием этих пород в краевых частях плутона, где особенно широко проявили себя процессы ксеногибридизма.

Среди породообразующих минералов наиболее широко распространены плагиоклаз, клинопироксен и роговая обманка. Количественно преобладают разновидности габброидов, содержащие плагиоклаз в пределах 30—70%, т. е. мезократовые базиты.

Рассмотрим главнейшие особенности состава, распределение и взаимоотношение породообразующих минералов в породах 3-й фазы.

Оливин, как уже отмечалось, присутствует почти исключительно в габброидах, пространственно тяготеющих к контактам с телами перидотитов 2-й фазы. Помимо Южного массива, где оливиновые габбро-нориты встречаются наиболее часто, эти породы зафиксированы в Северном массиве среди безоливиновых габброидов. В частности, оливиновый габбро-норит был обнаружен в южном эндоконтакте Северного массива (левобережье р. Огиендо, скв. 72, гл. 352 м), а также в нескольких пунктах на левобережье р. Безымянной. Оливин обычно образует неправильной формы зерна размером от долей миллиметра до 4,0 мм. Изучение оптических свойств минерала (табл. 27) показало, что он представлен хризолитом, содержащим от 82 до 86% форстеритовой молекулы. На контакте с выделениями плагиоклаза зерна оливина часто окружены широкой венцовой оторочкой, имеющей двухзонное строение (рис. 29). Внутренняя зона представлена бронзитом ($Ng' = 1,683$; $Np' = 1,672$), содержащим 86% энстатитовой молекулы. Внешняя, более широкая, зона оторочки сложена бледно-зеленым, слабо плеохроирующим актинолитом ($Ng' = 1,655$; $Np' = 1,635$), железистость которого составляет 37%. На фоне почти бесцветного актинолита, слагающего внешнюю зону венцовых оторочек, наблюдаются многочисленные субмикроскопические мирмекитовидные буроватые выделения высокопреломляющего минерала, который, как мы предполагаем, представлен шпинелью. Это предположение сделано на основании аналогии с выделениями шпинели, описанными О. А. Воробьевой и др. (1962) в сходных венцовых оторочках в оливиновых габброидах Кумбинского массива. Актинолитовая зона венцовых оторочек обычно

Количественно-минералогический состав пород 3-й фазы, об. %

№ образца	Порода	Оливин	Ортопироксен	Клиннопироксен	Роговая обманка	Биотит	Плагиоклаз	Кварц	Магнетит	Апатит	Сфен	Сульфид	Длина линн, подмк.
2 К-285	Оливинсодержащий габбро-норит	0,3	28,2	25,4	0,3	—	45,8	—	—	—	—	—	393
Л-136	Оливиновый габбро-норит	7,0	1,0	27,0	—	—	65,0	—	—	—	—	—	274
Л-13	Пироксеновый троктолит	23,0	3,0	16,0	—	—	58,0	—	—	—	—	—	575
8766	Биотит-пироксеновый троктолит*	23,0	—	20,5	—	7,5	46,5	—	2,5	—	—	—	—
833а	Пироксеновый троктолит	30,4	—	23,4	—	—	44,2	—	2,0	—	—	—	—
С-7	Габбро-норит	—	39,3	28,4	—	—	32,0	—	0,3	—	—	—	387
1335	Меланократовый габбро-норит**	—	41,1	35,8	—	—	23,1	—	—	—	—	—	—
С-9	Габбро-норит	—	15,5	32,0	—	—	52,0	—	—	—	—	—	194
С-19	То же	—	16,5	28,1	—	—	55,2	—	—	—	—	0,2	228
7/К-295	"	—	32,5	22,0	—	—	45,5	—	—	—	—	—	123
3/К-295	"	—	20,8	27,3	—	—	51,9	—	—	—	—	—	539
С-32	Габбро	—	—	36,7	—	—	62,9	—	—	—	—	0,4	240
936	То же	—	—	44,6	—	—	54,9	—	—	—	—	0,5	368
0111	Лейкократовый габбро-норит	—	11,7	14,0	—	—	72,7	—	—	—	—	1,6	264
509	То же	—	21,3	6,3	—	—	72,4	—	—	—	—	—	127
5032	Лейкократовый биотит-роговообманковый норит	—	15,9	—	2,3	2,8	72,4	4,1	2,5	—	—	—	218
914*	Меланократовое биотит-роговообманковое габбро	—	—	24,4	44,33	3,8	27,34	—	0,13	—	—	—	—
829	Биотит роговообманковое габбро*	—	—	2,1	40,5	1,2	55,3	—	0,9	—	—	—	—
6497	Кварц-биотит-роговообманковое габбро	—	—	1,5	35,0	1,5	43,0	10,0	9,0	—	—	—	225
Без номера	Биотитовый диорит*	—	—	—	21,9	12,9	54,0	6,4	3,6	—	1,2	—	—
6048	Кварц-биотитовый диорит	—	—	—	19,0	10,2	58,0	10,3	1,0	1,4	—	0,2	419
Л-206	Биотит-кварцевый диорит	—	—	—	17,3	8,2	59,4	9,4	4,8	0,3	—	—	660
К-301	То же	—	—	—	21,0	9,0	47,0	18,0	4,0	1,0	—	—	325

* — данные С. А. Гурулева и К. С. Самбуева; ** — данные А. В. Касьянова и Е. В. Баташева.

в 3—5 раз шире бронзитовой, причем границы между зонами бывают и резкими и расплывчатыми. Бронзитовая оторочка, вероятно, образовалась в результате метасоматического преобразования краевых зон зерен оливина. В свою очередь актинолитовая оторочка возникла вследствие метасоматического преобразования плагиоклаза на контакте с оливином. Оливин во многих случаях почти полностью замещен

Оптические свойства и составы оливинов из оливиновых габбро-норитов 3-й фазы

обмер Нраза	2 <i>V.</i> град	<i>N_g'</i>	<i>N_p'</i>	<i>N_g-N_p</i>	Содержание Fo. %
Л-136	-87	1,700	1,664	0,036	85
Л-13	—	1,700	1,664	0,036	85
Л-6	+89	1,702	1,668	0,034	83
Л-7	-86	1,707	1,670	0,037	82
Л-8	—	1,697	1,662	0,035	86

серпентином, который переполнен пылевидными выделениями вторичного магнетита. Иногда серпентин образует полные псевдоморфозы по оливину, в то время как остальные минералы (пироксены и плагиоклаз) очень слабо изменены. В отдельных случаях по ливину развивается тальк.

Ортопироксен представлен обычно бесцветными идиоморфными длиннопризматическими выделениями размерами от долей миллиметра до 2—4 м.м. Отметим, что С. А. Гурулев и К. С. Самбуев в 1964 г. наблюдали в габбро-норитах Чайского плутона бледноокрашенные ортопироксены, плеохроирующие от светло-зеленого цвета по *N_g* до светло-коричневого с розоватым оттенком по *N_p*. Тонкопластинчатые структуры распада твердого раствора в ортопироксенах пород 3-й фазы значительно менее совершенны и наблюдаются реже, чем в породах 2-й фазы. В качестве пойкилитовых вростков зерна ортопироксена наблюдаются как в клинопироксене, так и в плагиоклазе (рис. 30). В отдельных случаях на границе с плагиоклазом выделения ортопироксена окружены узкой реакционной оторочкой клинопироксена. По данным оптических исследований, результаты

Оптические свойства и составы ортопироксенов пород 3-й фазы

Номер образца	Порода	2 <i>V.</i> град	<i>N_g'</i>	<i>N_p'</i>	<i>N_g-N_p</i>	Содержание En, %	Минерал
Л-136	Оливиновый габбро-норит	—	1,686	1,675	0,011	83	Бронзит
Л-8	То же	—	1,683	1,672	0,011	85	То же
Л-13	Пироксеновый троктолит	-89	1,686	1,675	0,011	83	»
Л-215	Жила габбро-норита в дуните	-83	—	—	—	—	—
Л-175	Габбро-норит	-83	—	—	—	—	—
С-19	То же	-89	1,688	1,676	0,012	81	Бронзит
Скв. 31/385 м	»	-89	—	—	—	—	—
С-9	»	-84	—	—	—	—	—
509	»	-81	—	—	—	—	—
Скв. 46/320 м	Меланократовый габбро-норит	-88	—	—	—	—	—
Скв. 1/281 м	Габбро-норит	-84	—	—	—	—	—
Скв. 1/279 м	То же	-85	—	—	—	—	—
Л-151	»	-75	1,695	1,683	0,012	75	Бронзит
Л-150	»	-70	1,700	1,687	0,013	72	То же
6395-1	Роговообманковый габбро-норит	-71	—	—	—	—	—
6681-1	Габбро-норит	-73	1,695	1,683	0,012	75	Бронзит
5433-1	Кварц-биотит-роговообманковый габбро-норит	-72	1,697	1,685	0,012	73	То же
5034	Роговообманковый габбро-норит	-67	1,703	1,690	0,013	70	Бронзит-гиперстен
5032	Кварц-биотит-роговообманковый норит, лейкократовый	-58	1,710	1,697	0,013	63	Гиперстен

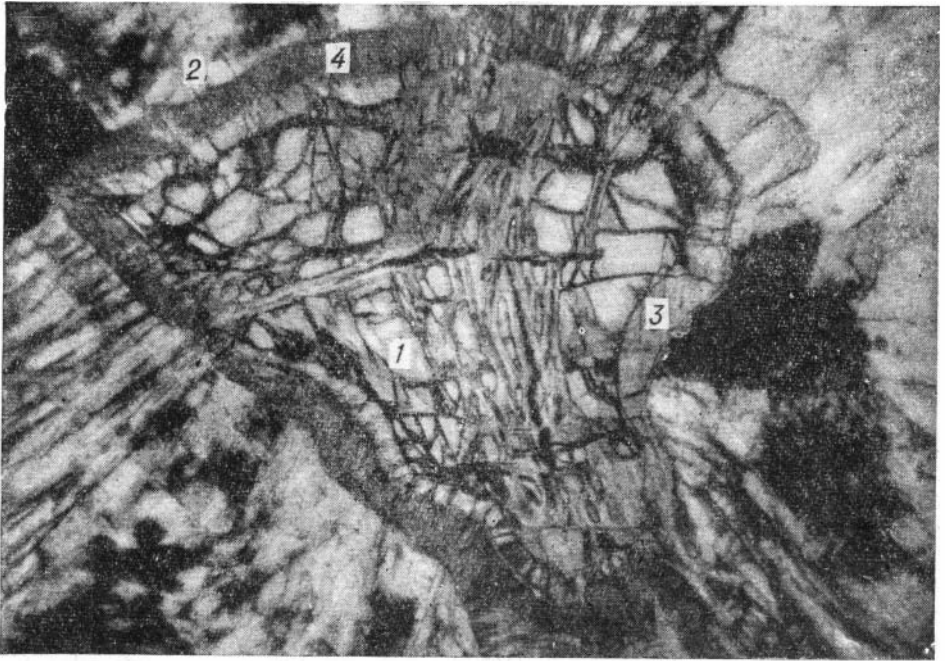


Рис. 29. Пироксеновый троктолит 3-й интрузивной фазы. Зональная венцовая оторочка вокруг зерна оливина (1) на контакте с зернами плагиоклаза (2). Внутренняя зона оторочки сложена бронзитом (3), внешняя — актинолитом (4). Южный массив, профиль 07, пикет 101,2. Шлиф Л-13. Без анализатора. Ув.×30.

которых приведены в табл. 28, установлено, что ортопироксены пород 3-й фазы, как и пород 2-й фазы, характеризуются относительно высоким содержанием энстатитовой молекулы (72—85%) и по составу соответствуют бронзиту. В отдельных случаях в гибридных разновидностях пород содержание энстатитовой молекулы в минерале опускается до 63%, что соответствует гиперстену. Вторичными продуктами ортопироксен замещается прежде всего по периферии зерен, но иногда последние подвергнуты эпигенетическим изменениям во всем объеме. Наиболее часто по минералу развивается в виде псевдоморфоз бледно-зеленый или грязно-бурый актинолит, реже — тальк и бастит.

Клинопироксен присутствует в описываемых породах как совместно с ортопироксеном, так и без него. Минерал образует бесцветные в шлифе, неправильные по форме субизометричные зерна, реже удлинённые призмы размером от долей миллиметра до 5,0 мм. Очень часто он имеет четкую диаллаговую отдельность. Нередко в его кристаллах, представленных в виде порфирированных вкрапленников, содержатся пойкилитовые включения ортопироксена, реже плагиоклаза (см. рис. 30). Во многих зернах клинопироксена наблюдаются игольчатые субмикроскопические вросстки ортопироксена, образовавшиеся в результате распада твердого раствора. Степень идиоморфизма у зерен клинопироксена всегда ниже, чем у оливина и ортопироксена. В редко встречающихся оцитовых разновидностях габброидов плагиоклаз идиоморфнее клинопироксена, причем в отдельных случаях зерна последнего на контакте с плагиоклазом обрастают оторочкой бледно-бурой роговой обманки. Для роговообманковых разновидностей габброидов характерно присутствие небольших реликтов клинопирок-

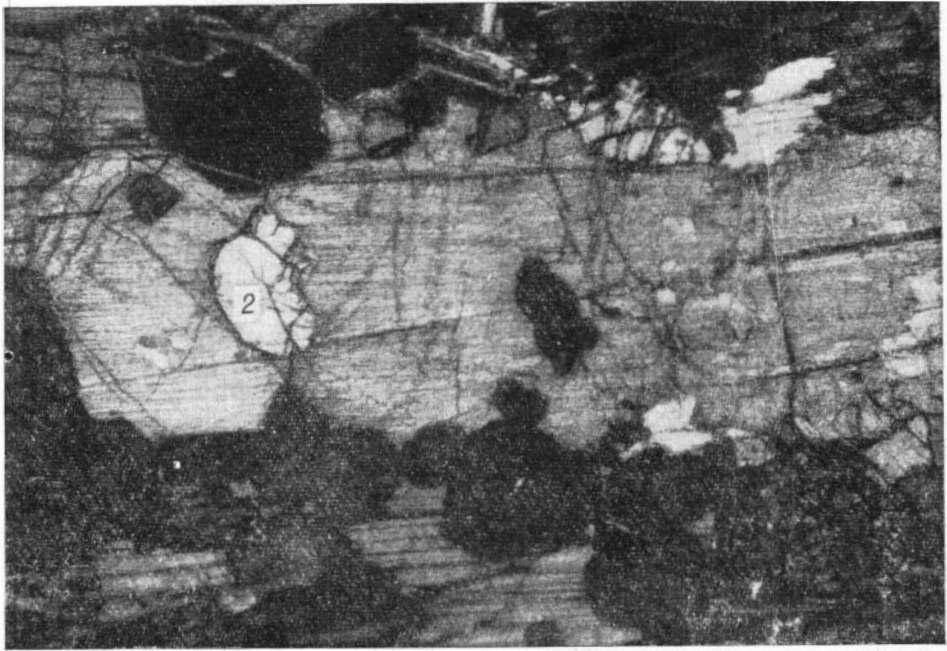


Рис. 30. Меланократовый габбро-норит 3-й фазы. В центре — порфировидный вкрапленник клинопироксена (1) с пойкилитовыми вросками ортопироксена (2); 3 — плагиоклаз. Южный массив, профиль 12, пикет 79,3, скв. 31, гл. 189 м. С анализатором. Ув×29.

сена, сохранившихся в ядрах зерен роговой обманки, которая, как мы полагаем, образовалась в позднемагматическую стадию формирования плутона путем метасоматического преобразования клинопироксена (рис. 31).

Данные об оптических свойствах клинопироксенов, приводимые в табл. 29, позволяют сделать заключение, что, согласно классификации Полдерварта и Хесса (Дир и др., 1965, т. 2, стр. 9), они соответствуют авгиту либо эндиопсид-авгиту. В частности, установлено, что в большинстве изученных образцов габброидов значения углов $2V$ у клинопироксенов не превышает 50° . В этом состоит существенное отличие высокомагнезиальных авгитов от диопсидов, у которых углы оптических осей большей частью превышают 50° .

Эпигенетические изменения клинопироксена сопровождаются замещением его бледно-зеленым актинолитом ($2V = -78^\circ$, $cNg = 13^\circ$, $f = 65\%$, образец Л-3), который местами образует полные псевдоморфозы по первичному минералу. Актинолитизация клинопироксенов габброидных пород, очевидно, обусловлена главным образом аллометаморфическими процессами, вызванными влиянием расположенного вблизи галеозойского гранитоидного плутона.

Роговая обманка входит в число главных породообразующих минералов таких пород, как роговообманковые габбро-нориты и габбро, а также диориты и кварцевые диориты. В первых двух разновидностях роговая обманка образует гомоосевые псевдоморфозы по кристаллам клинопироксена, иногда полностью замещая последний. В диоритах и кварцевых диоритах роговая обманка является главной темноцветной минеральной фазой. Во всех этих породах она представлена удлиненно-призматическими и ксеноморфными изометричными зернами размером

от долей миллиметра до 4—5 мм, окрашенными в зеленый или буровато-зеленый цвет и отчетливо плеохроирующими. В диоритах роговая обманка плеохроирует преимущественно в зеленых тонах. Судя по оптическим свойствам (табл. 30), роговые обманки пород 3-й фазы относятся к типу обыкновенных. Содержание железистого компонента меняется в них в пределах от 35% в кварц-роговообманковых габбро-рогиритах до 65% в кварц-биотитовых диоритах.

В некоторых разновидностях диоритов внутренние зоны зерен обыкновенной роговой обманки сложены неправильной формы почти бесцветными выделениями минерала с более высокими, чем у роговой обманки, цветами интерференции. Согласно измеренным оптическим константам этого минерала ($2V = +86^\circ$; $cNg = 17^\circ$; $Ng' = 1,686$; $Np' = 1,660$, кварц-биотитовый диорит, образец 6048) он соответствует куммингтониту, содержащему около 60% железистого компонента (Дир и др., 1965, т. 2). Можно предполагать, что куммингтонит образуется по роговой обманке в ходе ее эпигенетических изменений. Кроме того, по ней в качестве вторичных продуктов развиваются актинолит и хлорит.

Биотит присутствует в некоторых кварцевых габброидах и диоритах в количестве от единичных чешуек до 10—13% объема породы. В Северном массиве в районе долины р. Безымянной среди пород 3-й фазы выявлен ряд продольных по отношению к простираанию тела плутона зон повышенных содержаний биотита. Минерал образует в породах неправильной, иногда изометричной формы листочки бурой и зеленовато-бурой окраски размером 1—5 мм в поперечнике. Реже

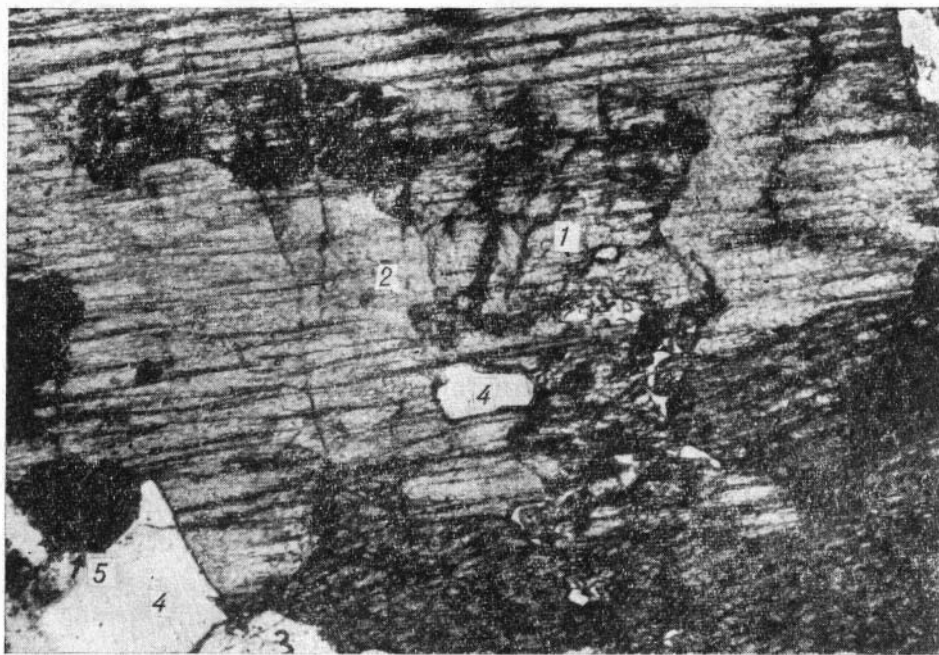


Рис. 31. Кварц-биотит-роговообманковое габбро с реликтовым обособлением клинопироксена (1) в обыкновенной зеленой роговой обманке (2); 3 — плагиоклаз, 4 — кварц 5 — магнетит. Северный массив, р. Безымянная, профиль 0102, пикет 14. Шлиф 6497. Без анализатора. Ув. $\times 100$.

Оптические свойства и составы клинопироксена пород 3-й фазы

№ образца	Порода	2 <i>V</i> , град	<i>N_g'</i>	<i>N_m'</i>	<i>N_p'</i>	<i>cN_g</i> , град	Содержание. %					
							1			2		
							Wo	En	Fs	Di	klEn	Hea
Л-6	Оливиновый габбро-норит	+49	—	—	—	37	—	—	—	—	—	—
Л-7	То же	47+	1,703	1,682	1,678	36	39	51	10	48	36	16
Л-8	"	+48	1,702	1,681	1,677	40	40	50	10	50	23	17
Скв. 73/193 м	"	+46	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Л-13	Пироксеновый троктолит	+48	—	—	—	42	—	—	—	—	—	—
Л-136	Оливиновый габбро-норит	+47	—	1,690	—	42	40	43	17	38	33	29
Л-175	То же	+47	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Скв. 72/352 м	"	+49	—	—	—	39	—	—	—	—	—	—
Скв. 26/150 м	"	+48	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
С-19	Габбро-норит	+48	1,712	1,692	1,689	37	42	40	18	41	28	31
Скв. 31/385 м	"	+48	—	—	—	37	—	—	—	—	—	—
С-9	"	+45	—	—	—	36	—	—	—	—	—	—
509	"	+49	—	—	—	36	—	—	—	—	—	—
С-32	"	+46	—	—	—	40	—	—	—	—	—	—
Скв. 31/353,5 м	"	+47	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Скв. 46/320 м	Меланократовый габбро-норит	+49	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Скв. 72/113 м	Габбро-норит	+52	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Л-149	"	+51	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Л-151	"	+47	1,710	1,690	1,685	—	40	43	17	38	33	29
Л-150	"	+53	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Скв. 39/76,6 м	Меланократовый габбро-норит	+51	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
6395-1	Роговообманковый габбро-норит	+54	1,717	1,698	1,691	—	44	33	23	38	21	41
6681-1	Габбро-норит	+53	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
6045	Роговообманковый габбро-норит	+52	1,712	1,692	1,686	—	42	40	18	41	28	31

Примечание. Состав клинопироксенов определен согласно примечанию к табл. 16.

наблюдаются пластинки биотита до 10 мм. Он плеохроирует от темно-бурого или зеленого по *N_g* до светло-зеленого по *N_p*. Измерение показателя преломления (табл. 31) и результаты химических анализов биотитов (табл. 32) показывают, что в габброидах их общая железистость заметно ниже, чем в диоритах. Судя по кристаллохимическим формулам, в химических анализах частично занижены содержания щелочей, а в пробе 6048, кроме того, несколько завышено содержание кальция.

В биотите из биотит-кварцевого диорита (обр. 6048) полуколичественным спектральным анализом изучен состав элементов-примесей (табл. 33).

Известно, что концентрация скандия в биотите находится в некоторой зависимости от температуры образования этого минерала (Ингерсон, 1957). Используя данные спектрального анализа, хотя и весьма приближенные, мы попытались определить температуру кристаллизации биотита в кварц-биотитовом диорите Северного массива. Если принять, что в биотите из обр. 6048 содержится примерно 0,003% скандия, т. е. 30 г/т, то температура образования этого минерала в диорите должна оцениваться примерно в 580°С.

Таблица 30

Оптические свойства и составы обыкновенных роговых обманок пород 3-й фазы

№ образца	Порода	$2V$, град	cNg , град	Ng'	Np'	Общая железистость, %
6045	Кварц-роговообманковый габбро-норит	-82	—	1,672	1,650	35
6395-1	Роговообманковый габбро-норит	-69	—	1,685	1,662	50
6489-1	Кварц-биотит-роговообманковое габбро	-70	15	—	—	50
6497	То же	-65	20	—	—	65
6048	Кварц-биотитовый диорит	-65	16	1,702	1,676	65
К-301	Биотит-кварцевый диорит	-70	15	—	—	50

Примечание. Состав роговых обманок определен по Диру и др. (1965, т. 2, рис. 76).

В описываемых породах во многих случаях биотит подвергся эпигенетическим изменениям и замещен хлоритом и магнетитом.

Плагиоклаз — наиболее распространенный минерал пород 3-й фазы.

В оливиновых и меланократовых габброидах он образует интерстиционные выделения, степень идиоморфизма которых обычно несколько ниже, чем у оливина и пироксенов. В менее основных породах (роговообманковых, кварцевых и биотитовых габброидах и диоритах) зерна плагиоклаза более идиоморфны и нередко имеют облик правильных удлиненных призм. На контакте с зернами оливина плагиоклаз замещается актинолитом, слагающим узкие оторочки. Для многих пород, особенно для диоритов, характерно зональное строение кристаллов плагиоклаза.

Таблица 31

Оптические свойства и составы биотитов пород 3-й фазы

Номер образца	Порода	Ng	Общая железист., %	
			по оптике (Соболев, 1950)	по хим. анализу
6060	Биотит-кварц-роговообманковое габбро	1,639	45	—
6056	Биотитовое габбро	1,637	42	—
6489-1	Кварц-биотит-роговообманковое габбро	1,646	51	53
6048	Кварц-биотитовый диорит	1,660	63	59
Л-125	Кварц-биотит-роговообманковое габбро	1,646	51	—

Изучение на столике Е. С. Федорова (табл. 34) показало, что наибольшую основность плагиоклаз имеет в оливиновых габбро-норитах, где он содержит от 60 до 80%_i анортитовой молекулы. Среднеарифметическое по 29 замерам номеров плагиоклаза в оливиновых габбро-норитах составило 72%_i анортитового компонента. Несколько ниже основность плагиоклаза в безоливиновых габброидах, где среднеарифметическое по 26 замерам составило 67%_i анортитовой молекулы. Наи-

Химический состав биотитов из пород 3-й фазы
Аналитик А. В. Сухаренко (ИГиГ)

более кислые плагиоклазы встречены в роговообманковых габброидах и диоритах, где минерал содержит 36—62% анортитовой молекулы. В зональных индивидах в направлении от ядерной до периферической зон кристалла основность изменяется более чем на 10 номеров.

В отличие от пород 2-й фазы в описываемых породах плагиоклаз чаще двойникован по законам второго типа, хотя преобладающим остается альбитовый закон. О частоте встречаемости различных законов двойничивания плагиоклазов в породах 3-й фазы дает представление табл. 35.

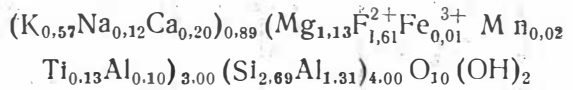
Почти всегда плагиоклазы пород 3-й фазы несут следы вторичных изменений, особенно сосюритизации. Сосюрит развивается в виде полупрозрачных пятнистых агрегатов как по внутренним, так и по внешним зонам зерен минерала.

Кварц в габброидах присутствует редко, образуя незначительную примесь, но в эндоконтактных диоритах он обычен и иногда является одним из главных породообразующих минералов. Его выделения всегда имеют резко ксеноморфный облик. Многие из них гаснут мозаично. При повышенных концентрациях в породе кварц как бы

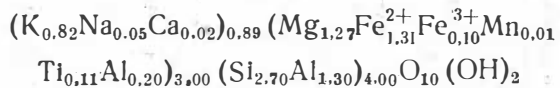
Компоненты	Образец 6048	Образец 6489-1	Компоненты	Образец 6048	Образец 6489-1
SiO ₂	34,22	34,90	CaO	2,34	0,22
TiO ₂	2,18	1,86	Na ₂ O	0,78	0,34
Al ₂ O ₃	15,25	16,33	K ₂ O	5,68	8,30
Fe ₂ O ₃	0,11	1,75	P ₂ O ₅	0,21	0,34
FeO	24,45	20,25	H ₂ O	0,54	0,32
MnO	0,30	0,28	П. п. п.	4,48	3,95
MgO	9,62	11,00	Сумма	100,16	99,78
			Ng	1,660	1,646
			f	59	53

Кристаллохимические формулы биотитов

Образец 048



Образец 6489-1



Примечание. Образец 6048 — биотит из кварц-биотитового диорита (р. Безымянная, левый борт, профиль 088, пикет 048). Образец 6489-1 — биотит из кварц-биотит-роговообманкового габбро (р. Безымянная, правый борт, профиль 0101, 7, пикет 068). f — общая железистость, %

Результаты полуколичественного анализа биотита из биотит-кварцевого диорита, вес. %

Аналитик Н. В. Резников (ИГиГ)

Mn	Ni	Co	Tl	V	Mo	Zr	Cu	Zn	Ga	Sc	Li	Y	Yb	Ba
0,2	0,0001	0,0005	0,5	0,003	Менее 0,0001	0,003	Менее 0,001	0,005	0,0005	0,003	0,001	0,001	0,0001	0,01

цементирует зерна остальных минералов. Содержание кварца в породах заметно увеличивается по направлению от внутренних зон plutона к его контактам. Много кварца в породах сателлитовых интрузивных залежей, а также в экзоконтактных диоритах, развитых вблизи крупных ксенолитов гнейсов. Это свидетельствует о том, что некоторая часть кремнезема заимствовалась габброидной магмой из ассимилиро-

Л-175	Оливиновый габбро-норит	Полисинтетический, незональный	38	62,5	65	Альбитовый	⊥ (010)	—	—	—	—	80—	75	1
Л-175	То же	То же	38,5	61	68,5	То же	⊥ (010)	—	—	—	—	—	72	1
2/К-285	“	“	36	63	68	“	⊥ (010)	—	—	—	—	—	69	1
2/К-285	“	Простой, незональный	46,5	57	61	Аклиновый	[010]	43	60	63	(001)	84+	81	2
2/К-285	“	То же	72	29	68	Альбит-карлсбадский	⊥ [001] (001)	42,5	62	61,5	(010)	—	82	2
2/К-285	“	Полисинтетический, незональный	57	84,5	33,5	Карлсбадский	[001]	39,5	63	63,5	—	—	79	2
Л-163	Габбро-норит	Полисинтетический, слабо-зональный, ядро	75	29	66	Альбит-карлсбадский	⊥ [001]	33	65	70	Сред. по 2/К-285 (010)	83+	80	7
Л-161	Амфиболлизированное габбро	То же	37,5	62	69	Альбитовый	⊥ (010)	—	—	—	—	84+	72	2
Л-161	То же	Простой, слабозональный, ядро	59,7	77	34	Карлсбадский	[001]	35,5	64,5	68	(010)	—	70	2
Л-162	Габбро-норит	Полисинтетический, незональный	61,5	72	34	То же	[001]	29	74,5	66,5	(010)	—	65	2
Л-151	То же	Простой, незональный	32	64,5	75	Альбитовый	⊥ (010)	—	—	—	—	—	57	1
Л-151	“	Простой, незональный, ядро	59	70	37	Карлсбадский	[001]	37,5	60	72,5	(010)	—	61	2
Л-151	“	Незональный, полисинтетический	34,5	60	76,5	Альбитовый	⊥ (010)	—	—	—	—	—	57	1
Л-150	“	То же	32	62,5	74	То же	⊥ (010)	—	—	—	—	86+	57	1
Л-150	“	“	33,5	59,5	76	“	⊥ (010)	—	—	—	—	80+	56	1
Л-150	“	“	34	56	73	Аклиновый	[010]	56,5	42,5	67,5	(010)	80+	57	2
С-9	“	“	26	75	69,5	Альбитовый	⊥ (010)	—	—	—	—	—	60	1
С-9	“	Простой, незональный	40	60,5	64	Периклиновый	[010]	50	55,5	59,5	(001)	—	72	2
509	“	То же	34	61	63,5	Альбитовый	⊥ (010)	—	—	—	—	—	66	1
509	“	Полисинтетический, незональный	33,5	63,5	71,5	То же	⊥ (010)	—	—	—	—	+88	62	2
Скв. 11/385м	“	Простой, незональный	40,5	62,5	65	“	⊥ (010)	—	—	—	—	—	80	1
Скв. 31/385м	“	Простой, слабозональный, ядро	41,5	61	65	“	(010)	—	—	—	—	—	77	1
Скв. 31/385м	“	То же	71,5	28	70	Альбит-карлсбадский	⊥ [001] (010)	50,5	61,5	52	(001)	86—	81	2
С-19	Габбро-норит	Полисинтетический, незональный	37	67	63	Альбитовый	⊥ (010)	—	—	—	—	—	76	1
С-19	То же	То же	40	63	65	То же	⊥ (010)	—	—	—	—	—	77	1
С-19	“	“	36	64	69	“	⊥ (010)	—	—	—	—	90±	68	1
С-19	“	Простой, незональный	72,5	30	66,5	Альбит-карлсбадский	⊥ [001] (010)	48,5	56	61,5	(001)	—	75	2

Номер образца	Порода	Характер двойника	Координаты двойниковой оси, град			Закон двойникования	Символ двойниковой оси	Координаты двойникового шва, град			Символ двойникового шва	2V, град	Среднее содержание А.п., %	Число замеров
			Ng	Nm	Np			Ng	Nm	Np				
С-32	Габбро-норит	Простой, незональный	36,5	64	58	Альбитовый	⊥ (010)	—	—	—	—	90±	69	1
С-32	То же	Простой, слабозональный, ядро	58,5	75,5	36	Карлсбадский	[001]	34	68,5	65	(010)	—	69	1
Л-215	Габбро из жилы в дуните	Полисинтетический, незональный	33,5	65	69	Альбитовый	⊥ (010)	—	—	—	—	—	65	1
Л-215	То же	Простой, незональный	34	64	69,5	То же	⊥ (010)	—	—	—	—	81+	65	1
0371	"	То же	28	63,5	77,5	"	⊥ (010)	—	—	—	—	74+	52	1
6681-1	Габбро-норит	Полисинтетический, слабозональный, ядро	33	65	70	"	⊥ (010)	—	—	—	—	—	64	1
6681-1	То же	То же	30	67	73	То же	⊥ (010)	—	—	—	—	—	59	1
Л-1	Амфиболизированное габбро	Полисинтетический, незональный	65	34	67	Карлсбадский	[001]	29	66	75	(010)	89+	58	2
Л-1	То же	То же	31	67	70	Альбитовый	⊥ (010)	—	—	—	—	+90	60	1
Л-1	"	Простой, незональный	76	24	73	Альбит-карлсбадский	⊥ [001] (010)	30	68	70	(010)	86+	80 60	непригод. 1.
Л-3	"	Полисинтетический, незональный	38	62	66	Аклиновый	[010]	52	60	51	(001)	84—	65	2
6045	Кварц-роговообманковый габбро-норит	Простой, слабозональный, ядро	35	62	73	Альбитовый	⊥ (010)	—	—	—	—	80+	61	1
6045	То же	Полисинтетический, слабозональный, ядро	31	63,5	77,5	То же	⊥ (010)	—	—	—	—	78+	54	1
6045	"	Полисинтетический, незональный	76,5	39	55	Альбит-карлсбадский	⊥ [001] (010)	34,5	64	76	(010)	—	62	1

6497	Роговообманковое габбро	Полисинтетический, зональный, ядро	65	52,5	46,5	Карлсбадский	[001]	—	—	—	—	78+	49	1
6497	То же	То же	—	—	—	—	—	29	62,5	82	(010)	—	49	1
6467	»	Полисинтетический, зональный, край зерна	76,5	34,5	58,5	Карлсбадский	[001]	—	—	—	—	—	35	1
6497	»	»	—	—	—	—	—	16	74	87,5	(010)	—	33	1
5034	Роговообманковый габбро-норит	Простой, зональный	74	42	51	Альбит-карлсбадский	$\frac{\perp [001]}{(010)}$	—	—	—	—	+84	55	1
5034	То же	Простой, незональный, ядро	—	—	—	—	—	33	60	77	(010)	—	55	1
5032	Биотит-кварцевый норит	Полисинтетический, зональный, ядро	33	64	71	Периклиновый	(010)	—	—	—	—	+82	57	1
5032	То же	То же	—	—	—	—	—	56	42	67	—	—	57	1
5032	»	»	26	70	75	Альбитовый	$\perp (010)$	—	—	—	—	—	55	1
6232	Кварц-биотитовый диорит	Полисинтетический, незональный	22	70	82	То же	$\perp (010)$	—	—	—	—	88+	45	3
6109	То же	То же	28	68	77	»	$\perp (010)$	—	—	—	—	78+	52	1
6109	»	»	26	68	78	»	$\perp (010)$	—	—	—	—	—	50	1
6109	»	»	26	68	76	»	$\perp (010)$	—	—	—	—	—	52	1
6115	Биотит-кварцевый диорит	»	71	23	79	Альбит-эстерельский	$\frac{\perp [100]}{(010)}$	22	68	87	(010)	+86	41	3
6048	То же	Полисинтетический, зональный, ядро	17,5	72,5	88	Альбитовый	$\perp (010)$	72	18	88	сп. (001)	84+	36	2

Примечание. Результаты измерений на федоровском столике интерпретировались по диаграмме В. В. Никитина (Соболев, 1964).

Таблица 35

Частота встречи законов двойникования в плагиоклазах пород 3-й фазы

Закон двойникования	Число случаев	Частота встречи, %
Альбитовый	49	65,3
Карлсбадский	9	12,0
Аклиновый	3	4,0
Периклиновый	4	5,3
Альбит-карлсбадский	9	12,0
Альбит-эстерельский	1	1,4
Всего	75	100

обычно беспорядочное распределение, которые, вероятно, являются так называемыми первичными. В зернах кварца одного из образцов гибридного кварцевого диорита, отобранного из северо-западной эндоконтактовой зоны Северного массива, были измерены температуры гомогенезации газовой-жидких включений*. Результаты этих измерений приведены в табл. 36. Они позволяют предполагать, что кристаллизация кварца в эндоконтактовых породах плутона совершалась при температуре не ниже 660°. Включения, гомогенизовавшиеся при температурах 140—280°, очевидно, относятся к числу вторичных.

Гранат обнаружен в гибридных кварц-биотитовых диоритах вблизи контактов с ксенолитами обогащенными карбонатом сланцев (левобережье р. Безымянной). Он образует разрозненные неправильной формы выделения макроскопически розовато-бурого с красноватым оттенком цвета, которые хорошо различимы в штуфе. Размер выделений граната колеблется от долей миллиметра до 5 мм в поперечнике. Многие зерна минерала разделены неровными трещинами на многочисленные угловатые фрагменты. Сами трещины обычно залечены кварцем (рис. 32). Показатель преломления граната равен 1,790.

Таблица 36
Результаты измерения температур гомогенезации газовой-жидких включений в породообразующем кварце из эндоконтактового кварцевого диорита (образец Л-131)

Температура гомогенизации, град	Тип гомогенизации	
160	В жидкость	
140		То же
270		"
370	"	
240	"	
230	В газ	
280	В жидкость	
600		То же
630	"	
660	"	

Примечание. Образец Л-131 отобран на правобережье р. Огюендо в северо-западной эндоконтактовой зоне Северного массива.

ванных ею вмещающих гнейсово-сланцевых пород.

При изучении под микроскопом с большим увеличением в некоторых зернах породообразующего кварца из эндоконтактовых диоритов были обнаружены субмикроскопические твердые и газовой-жидкие включения. Многие из них, судя по образуемому ими коротким прерывистым цепочкам, являются заведомо постмагматическими образованиями. Реже встречаются в кварце единичные включения, имеющие

Учитывая, что минерал приурочен к гибридным породам, образовавшимся при ассимиляции карбонатных сланцев, логично отнести его к андрадит-гроссуляровому ряду. Отсюда следует, что, согласно показателю преломления, гранат содержит около 65% гроссуляровой молекулы (Винчеллы А. и Г., 1953).

Магнетит в породах 3-й фазы в виде отдельных неправильных зерен распространен повсеместно. Реже он встречается в повышенных количествах, местами составляя до 10% объема породы, причем наиболее богаты магнетитом эндоконтактовые диориты. Магнетит почти всегда ассоциирует с апатитом, который часто образует в нем идиоморфные призматические включения. При изучении полированных шлифов, а также по данным рентгенометрического анализа (табл. 37) в магнетите обнаружены вроски ильменита, образовавшие-

* Измерения по нашей просьбе выполнены Т. Ю. Базаровой в лаборатории минералогии (ИГиГ).

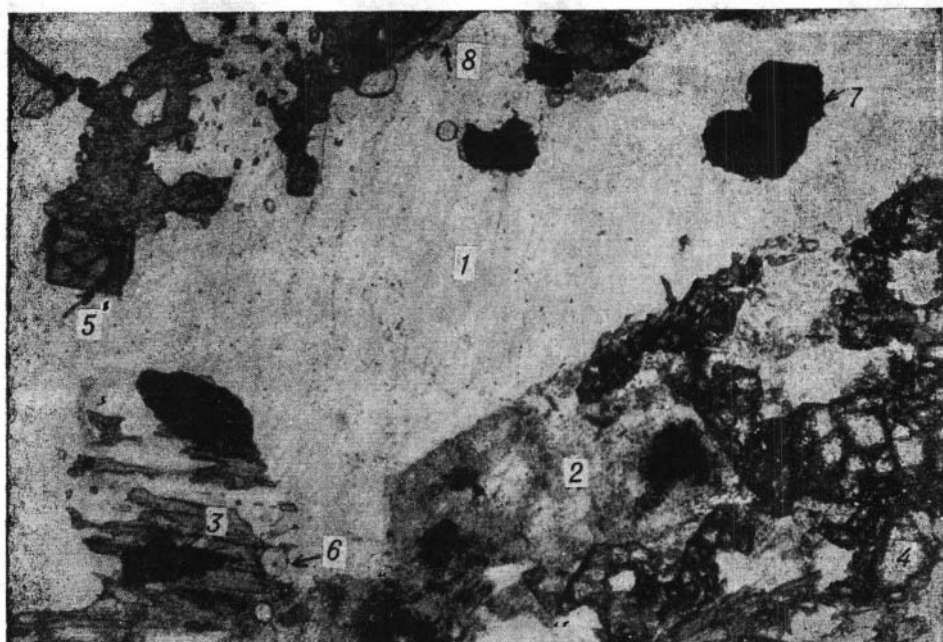


Рис. 32. Гибридный биотит-гранат-кварцевый диорит. Структура гипидиоморфнозернистая. Северный массив, р. Безымянная, профиль 088, пикет 0136. Шлиф Л-77. Без анализатора. Ув. $\times 65$.

1 — кварц; 2 — плагиоклаз; 3 — роговая обманка; 4 — гранат; 5 — циркон; 6 — апатит; 7 — магнетит; 8 — биотит.

гося вследствие распада твердого раствора. Химический анализ обнаруживает в магнетите заметную примесь титана (табл. 38).

Состав элементов-примесей в магнетите из эндоконтактных диоритов изучен полуколичественным спектральным анализом (табл. 39).

По микроаналезке из пробы Л-132 определен удельный вес магнетита, равный $4,93 \pm 0,10$ (среднее по 11 замерам), что близко к минимальному значению удельного веса магнетита, указываемому А. Г. Бетехтиным (1956), — 4,9.

Апатит в качестве акцессорной примеси присутствует во многих породах 3-й фазы, особенно слагающих Северный массив. Минерал образует идиоморфные длиннопризматические выделения, в поперечном сечении имеющие шестиугольную форму (см. рис. 32). Как отмечалось, зерна апатита преимущественно ассоциируют с зернами акцессорного магнетита. Кроме того, он образует включения в биотите и роговой обманке. Судя по показателю преломления ($N_o = 1,636$), минерал относится к типу фторапатитов (Трегер, 1958). Полуколичественный спектральный анализ обнаружил в апатите из кварц-биотитового диорита следующие элементы примеси (аналитик Н. В. Резников): марганец — 0,007%, никель — 0,0003, титан — 0,001, цирконий — более 1% (не исключено частичное загрязнение пробы апатита зернами циркона), медь — менее 0,001, свинец — 0,0001, серебро — менее 0,0001, цинк — менее 0,001, галлий — менее 0,0001, скандий — 0,005, стронций — 0,03, итрий — 0,002, иттербий — 0,0002%.

Циркон встречается в обогащенных кварцем эндоконтактных гибридных породах в виде единичных мелких идиоморфных короткопризматических зерен, образующих включения в кварце или биотите

Результаты рентгенометрического анализа аксессуарного магнетита из пород 3-й фазы
Рентгенолог Н. И. Зюзин (ИГиГ)

Образец Л-131*		Образец Л-132**		Образец 6489-1**		Магнетит (по Михееву, 1957)		Ильменит (по Михееву, 1957)	
<i>I</i>	$\frac{d}{n^2} \text{ (Å)}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n^2} \text{ (Å)}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n^2} \text{ (Å)}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n^2} \text{ (Å)}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n^2} \text{ (Å)}$
11	4,90	—	—	9	4,87	—	—	—	—
—	—	—	—	18	3,74	—	—	4	3,70
—	—	12	3,28	—	—	—	—	—	—
15	3,13	9	3,13	—	—	—	—	—	—
38	2,98	48	2,97	—	—	6	2,99	—	—
—	—	—	—	30	2,83	—	—	—	—
—	—	23	2,79	48	2,74	—	—	—	—
100	2,53	100	2,52	100	2,52	10	2,541	10	2,74
7	2,43	—	—	—	—	3	2,482	9	2,53
—	—	19	2,24	14	2,24	—	—	—	—
25	2,10	46	2,09	25	2,10	7	2,098	3	2,23
—	—	—	—	12	1,866	—	—	—	—
—	—	11	1,779	—	—	—	—	6	1,865
—	—	—	—	23	1,723	—	—	—	—
13	1,713	20	1,712	10	1,713	—	—	8	1,720
—	—	11	1,633	10	1,633	5	1,710	—	—
37	1,614	45	1,612	10	1,613	3	1,63	—	—
—	—	—	—	22	1,613	9	1,612	—	—
—	—	—	—	10	1,504	—	—	—	—
38	1,482	46	1,481	25	1,481	—	—	7	1,504
—	—	—	—	10	1,468	9	1,479	—	—
—	—	—	—	10	1,339	—	—	7	1,465
7	1,325	7	1,327	10	1,339	—	—	—	—
10	1,279	10	1,279	8	1,325	3	1,325	—	—
—	—	10	1,279	9	1,278	5	1,277	—	—
—	—	10	1,220	—	—	—	—	—	—
8	1,210	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	3	1,209	—	—
—	—	10	1,120	—	—	4	1,119	—	—
—	—	27	1,091	10	1,092	8	1,091	—	—
—	—	14	1,047	—	—	6	1,047	—	—

* — см. примечание к табл. 36; ** — см. примечание к табл. 38.

(см. рис. 32). В последнем случае вокруг циркона наблюдались хорошо заметные широкие плеохроичные ореолы.

Сфен преимущественно присутствует в эндоконтактовых диоритах вблизи ксенолитов карбонатных пород. Он образует неправильной, реже клиновидной формы выделения. Часто сфен образует оторочки вокруг зерен магнетита (титаномгнетита). Кроме того, он иногда находится в виде включений в биотите и роговой обманке.

Сульфиды представлены в виде неравномерной мелкой рассеянной интерстиционной вкрапленности, которую можно обнаружить почти в каждом шлифе. Но иногда концентрация сульфидов повышается до нескольких процентов, вследствие чего породы на отдельных небольших участках приобретают структуру, напоминающую сидеронитовую. Важнейшими сульфидными минералами в породах 3-й фазы явля-

ются пирротин (гексагональный), пирит и халькопирит.

Таблица 38

Результаты химического анализа акцессорного магнетита из пород 3-й фазы (вес. %) *Аналитик А. В. Сухаренко (ИГиГ)*

Номер образца	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	Сумма
Л-132	3,77	61,16	28,01	3,72	99,66
6489-1	2,83	60,02	30,17	3,12	96,14

Примечание. Образец Л-132 — кварцевый диорит (северо-западный контакт Северного массива, профиль 040, пикет 90). Образец 6489-1 — кварц-биотит-рогообманковое габбро (бассейн р. Безымянной, профиль 0101,7, пикет 068).

Заканчивая характеристику пород 3-й фазы, еще раз подчеркнем, что среди них присутствуют все переходные разновидности от меланократовых и оливиновых габбро-норитов до кварцевых диоритов. Столь большое качественное многообразие пород, образовавшихся в одну интрузивную фазу, очевидно, обусловлено контакминирующим влиянием неоднородной по составу кровли плутона на внедрившийся габброидный расплав. Меланократовые и оливиновые габброиды образовались при паулопоступном нормальном гибрилизме, имевшем место при взаимодействии базальтоидной магмы 3-й фазы с ксенолитами ультраосновных пород 2-й фазы. Образование более кислых пород 3-й фазы связано с процессами ксеногибридизма, происходившими в ходе активного взаимодействия той же габброидной магмы со сланцево-гнейсовыми и другими вмещающими плутоном метаморфическими породами.

Далее переходим к характеристике существенно пироксеновых пород, которые своим образованием обязаны взаимодействию габброидных расплавов 3-й интрузивной фазы с ультраосновными породами ранних фаз плутона.

Пироксениты

Несмотря на то, что пироксениты слагают незначительную часть плутона, они представляют очень интересную в генетическом отношении группу его образований. Эти породы известны на многих участках плутона, но наибольшим распространением они пользуются в Южном массиве. Можно выделить три типа пироксенитовых образований, отличающихся друг от друга по характеру залегания в плутоне: 1 — пироксениты, образующие оторочки на контакте габброидов 3-й фазы и ультраосновных пород 2-й фазы; 2 — шлировые обособления пироксенитов среди габброидов 3-й фазы; 3 — дайкообразные и прожилковые тела пироксенитов среди ультраосновных пород. Здесь мы рассмотрим особенности пироксенитов первых двух типов. Жильные пироксениты охарактеризованы совместно с остальными жильными образованиями плутона.

Макроскопически пироксениты представляют собой зеленовато-серые, очень плотные породы, обладающие крупно- или среднезернистой структурой и массивной текстурой. Средняя плотность безрудных и слабо оруденелых пироксенитов, по данным И. Я. Важенина и сотрудников, колеблется в пределах 2,35—3,36 (статистический максимум 3,10), а магнитная восприимчивость — 50—18300 (статистический максимум 1800) $\cdot 10^{-6}$ ед. CGSM.

К собственно пироксенитам отнесены породы, содержащие в своем составе не менее 90% пироксенов. Остальные 10% могут быть представлены примесями оливина и плагиноклаза, при увеличении содержания которых собственно пироксениты переходят в плагинокла-

Результаты полуколичественного спектрального анализа аксессуарного магнетита из гибридных кварцевых диоритов 3-й фазы (вес. %)

Номер пробы	Mn	Ni	Co	V	Cr	Mo	Cu	Pb	Ag	Zn	Sn	Ge	Ga
Л-132	0,005	0,001	0,0001	0,05	0,001	менее 0,0001	менее 0,001	0,0001	0,0003	0,007	не обн.	менее 0,0001	0,0001
Л-132*	0,007	0,002	0,0005	0,05	0,001	0,0003	менее 0,001	0,0001	0,0003	0,007	не обн.	менее 0,0001	0,0002
Л-131	0,005	0,002	0,0001	0,03	0,03	менее 0,0001	менее 0,001	0,0003	0,0002	0,007	менее 0,0001	менее 0,0001	0,0001
6489-1	0,5	0,0001	0,0003	0,03	0,001	0,0002	менее 0,001	0,0001	не обн.	0,007	0,0001	не обн.	0,0003

* Проба Л-132 анализировалась повторно под шифром.

зовые и оливин-плагноклазовые пироксениты или габбро-пироксениты. В составе пироксенитов плутона обычно присутствуют как ромбический, так и моноклинный пироксен, причем преобладает большей частью последний. Результаты подсчета количественно-минералогического состава пироксенитов приведены в табл. 40.

Оптическое изучение минералов пироксенитов из контактовых оторочек и шлировых обособлений показало, что железистость ортопироксенов (13—27%) и клинопироксенов (10—20%) в них изменяется в несколько более широких пределах, чем железистость оливина (12—15%) (табл. 41). Углы оптических осей у клинопироксенов относительно малы (46—52°) и редко превышают 50°, что свидетельствует о близости их состава к составу авгита. Для уточнения этого положения химически был проанализирован клинопироксен из вебстерита, отобранного из оторочки на контакте перидотитов 2-й фазы и габброидов 3-й фазы (табл. 42). Судя по результатам этого анализа, в клинопироксене присутствует несколько повышенное количество глинозема — 5,3%. Как отмечают Дир и др. (1965, т. 2), в пироксенах диоксид-геденбергитового ряда содержания этого химического элемента обычно не выходят за пределы 1—3 вес. %, в то время как в авгитах они колеблются в пределах 2,5—4,0 вес. %. Это подтверждает предположение о принадлежности проанализированного клинопироксена к ряду авгита. Выполненный впоследствии полный химический анализ клинопироксена из той же вебстеритовой оторочки (табл. 43) подтвердил данные о повышенной глиноземистости этого минерала и позволил рассчитать его кристаллохимическую формулу. Согласно последней клинопироксен содержит также несколько повышенные количества магния по сравнению с многими авгитами, описанными Диром и др. (1965, т. 2). Однако следует отме-

Количественно-минералогический состав пироксенитов (об. %)

Номер образца	Порода	Оливин	Ортопироксен	Клинопироксен	Плагиоклаз	Рудный	Длина линии подсчета (мм)
С-8	Вебстерит	—	69,4	28,9	—	1,7	121
С-12	"	2,3	58,1	34,7	1,8	3,1	222
С-17	Оливиновый вебстерит	14,5	31,2	52,9	—	1,4	138
С-40	Вебстерит	—	63,2	34,0	0,8	2,0	253
С-45	Габбро-вебстерит	—	50,8	33,4	15,4	0,4	150
С-11	Оливиновый вебстерит	10,9	53,2	34,1	0,8	1,0	346
Л-136-1	Оливиновый плагиовестерит	17,0	17,0	55,0	10,0	1,0	218
Л-10-Б	Плагиовестерит	2,0	23,0	66,0	8,0	1,0	202

тить, что общая железистость клинопироксена, вычисленная по данным полного химического анализа (16%), вероятно, несколько занижена вследствие загрязнения пробы примесью ортопироксена. Результаты рентгенометрического анализа также свидетельствуют о принадлежности клинопироксена из вебстеритовых оторочек к ряду авгитов (табл. 44).

Сравнение состава пороодообразующих минералов вебстеритов из контактовой оторочки с составами тех же минералов из контактирующих перидотита и габброида иллюстрируется табл. 45, из которой, в частности, следует, что значения железистости фемических минералов вебстерита занимают промежуточное положение между значениями для минералов перидотита и габбро-норита.

Заканчивая краткую характеристику пироксенитов, еще раз подчеркнем, что их приуроченность к зонам контактов ультраосновных и основных пород отмечалась во многих базит-гипербазитовых плутонах. Вероятный механизм образования этих пород неоднократно рассматривался в литературе. В частности, А. Н. Заварицкий и В. С. Соболев (1961) допускают возможность преобразования форстерита в клиноэнстатит под воздействием богатого кремнеземом расплава. Согласно экспериментальным данным Боуэна и Таттла (1950) по исследованию системы $MgO-SiO_2-H_2O$, в температурном интервале $1000-500^\circ$ циркуляция остаточной жидкости, обогащенной парами воды и содержащей кремнезем, через ультраосновную породу должна приводить к метасоматическому замещению оливина энстатитом. Исходя из этих представлений, а также принимая во внимание особенности залегания пироксенитов в плутоне, мы приходим к заключению, что они образовались вследствие сложных контактово-метасоматических процессов, протекающих на контакте габброидного расплава с интродуцированными им ультраосновными породами 2-й фазы. В свою очередь присутствующие среди габброидов 3-й фазы шлировидные обособления пироксенитов, очевидно, представляют собою метасоматически преобразованные небольшие ксенолиты перидотитов 2-й фазы.

Далее мы переходим к рассмотрению главнейших особенностей жильных образований, приуроченных к плутону.

Жильные породы

Среди жильных пород, залегающих в пределах Чайского плутона, можно выделить два основных типа. К первому отно-

Оптические свойства и составы породобразующих минералов пироксенитов

№ образца	Порода	Оливин				Ортопироксен				Клинопироксен						Плагио- клаз; содер- жан. An (%)					
		2 V, град	Ng'	Np'	содер. Fo (%)	2 V, град	Ng'	Np'	содер- жане En (%)	Ng'	Nm'	Np'	1		2						
													Wo	En	Fs		Di	klEn	Hed		
C-11	Оливиновый вебстерит	±90	1,693	1,659	88	-87	1,682	1,672	87	+46	38	—	1,683	—	38	50	12	42	39	19	56
Л-1а	Плагиовев- стерит	—	—	—	—	—	1,698	1,686	73	+50	40	1,704	1,682	1,686	41	49	10	53	30	17	(58 Ng' =1,665)
Л-166	Вебстерит	—	—	—	—	±90	1,685	—	84	52+	39	1,710	1,690	1,685	42	42	16	44	28	28	—
Л-140-1	Плагиовев- стерит	—	—	—	—	—	1,695	1,683	75	—	—	1,713	1,691	1,685	41	42	17	41	30	29	—
Л-101а	Вебстерит	88	1,699	1,664	85	—	1,687	1,676	81	52+	43	1,708	1,688	1,684	42	47	15	44	32	24	—
Л-106	"	—	—	—	—	—	—	—	—	+48	41	1,714	1,694	1,688	40	40	20	34	33	33	—
Л-11а	"	—	—	—	88	—	1,698	1,686	73	+48	40	1,709	1,690	1,685	40	43	17	39	33	28	—
Л-136-1	Оливиновый плагиовев- стерит	—	—	—	—	—	1,685	1,674	83	+49	39	1,708	1,690	1,684	40	43	17	39	33	28	74

Примечание. Состав клинопироксенов определен согласно примечанию к табл. 16. Клинопироксен из образца Л-11а проанализирован химически (табл. 42, 43) и рентгенологически (табл. 44). Образцы С-11, Л-140-1, Л-10а, Л-106, Л-11а и Л-136-1 из контактовых отроков; образцы Л-1а и Л-166 — из шпильчатых обособлений среди габброидов 3-й фазы.

ются породы, которые по своему происхождению неотъемлемы от самого плутона и являются его жильными отщеплениями. Второй тип жильных пород включает в себя образования, генетически связанные с более поздним палеозойским гранитным магматизмом и совмещенные с Чайским плутоном лишь пространственно. Следует отметить, что изучение жильных пород первого типа, представляющих собой апофизы разновозрастных глубинных образований плутона, в значительной мере способствовало выяснению истории его формирования.

Первый тип жильных пород представлен серией разновидностей, отличающихся друг от друга по составу и возрасту. К наиболее древним из них относятся дайки плагио-перидотитов, часто переходящие по простиранию в меланократовые оливиновые габбро-нориты и троктолиты (рис. 34). Они залегают линейные трещины, секущие дуниты 1-й фазы и среди других пород плутона не были встречены. Мы считаем их апофизами интрузивных образований 2-й фазы плутона.

Более молодые жильные отщепления, генетически связанные с породами 3-й фазы, представлены разнообразными по составу и структуре габброидами, а также пироксенитами и габбро-пегматитами. Они залегают в виде даек и жил среди ультраосновных пород ранних фаз,

Результаты неполного химического анализа клинопироксена из вебстерита.
Образец Л-11, профиль 07, пикет 100, Южный массив
Аналитик И. К. Кузнецова (ИГиГ)

Компонент	Вес. %	Оптические константы
Fe ₂ O ₃	3,1	$Ng' = 1,709$ $Np' = 1,685$
FeO	2,8	
MgO	16,6	
CaO	19,1	
Al ₂ O ₃	5,3	
Cr ₂ O ₃	0,36	

залечивая трещины и зоны дробления. В зальбандах большинства жильных тел габброидов развиты приконтактовые пироксенитовые оторочки, которые образовались путем метасоматического преобразования ультраосновных пород. Некоторые дайки габброидов по простираанию сменяются пироксенитовыми дайками, что обусловлено постепенным увеличением мощности приконтактовых пироксенитовых оторочек. Тела пироксенитов, залегающие среди дунитов 1-й фазы, преимущественно представлены неравномерно распределенными тонкими извилистыми прожилками средне- и крупнозернистого сложения, в то время как пироксениты, залегающие среди перидотитов 2-й фазы, обычно образуют сравнительно мощные линейные дайки.

Жильные пироксениты, как и пироксениты из контактовых оторочек, содержат в своем составе ромбический пироксен ($2V = -85^\circ$, бронзит), клинопироксен ($2V = +54^\circ$), единичные зерна оливина и плагиоклаза. Кроме того, в них часто присутствуют сульфидные минералы. В бронзите нередко наблюдаются тонкопластинчатые структуры распа-

Таблица 43

Результаты химического анализа клинопироксена из вебстерита (образец Л-11а)
Аналитик Э. С. Гулецкая (ИГиГ)

Окислы	Вес. %	Молекулярное количество	Атомное количество кислорода	Количество атомов кислорода, рассчитанное на 6	Атомное количество катионов	Число атомов катионов
SiO ₂	49,60	826	1652	3,69	826	1,85
TiO ₂	0,90	11	22	0,05	11	0,03
Al ₂ O ₃	5,57	55	165	0,37	110	0,25
Fe ₂ O ₃	1,57	10	30	0,07	20	0,05
FeO	3,83	53	53	0,12	53	0,12
MnO	0,12	3	3	0,01	3	0,01
MgO	17,04	422	422	0,94	422	0,94
CaO	18,89	337	337	0,75	337	0,75
H ₂ O+	0,8	—	—	—	—	—
П. п. п.	1,83	—	—	—	—	—
NiO	0,05	—	—	—	—	—
Сумма	99,47	—	2684	—	—	—

Общий делитель—447,3

Кристаллохимическая формула клинопироксена



Спектральный анализ в % (аналитик Н. В. Резников): Co—0,01; V—0,01; Cr—1,0; Zr—0,001; Cu—0,02; Ga—0,0003; Sr—0,003; Y—0,0003.

Оптические константы: $Ng' = 1,709$; $Np' = 1,685$.

**Результаты рентгенометрического анализа клинопироксена
из пироксенитовой оторочки
Рентгенолог Н. И. Зюзин (ИГиГ)**

Образец Л-11а			Авгит (по Михееву, 1957)		Диопсид (по Михееву, 1957)		Авгит (по Золотухину, 1965)	
<i>I</i>	$\frac{d}{n} \alpha (\text{Å})$	<i>hkl</i>	<i>I</i>	$\frac{d}{n} \alpha (\text{Å})$	<i>I</i>	$\frac{d}{n} \alpha (\text{Å})$	<i>I</i>	$\frac{d}{n} \alpha (\text{Å})$
33	3,24	—	—	—	5	3,26	15	3,30
18	3,13	420	—	—	—	—	35	3,18
37	2,99	—	—	—	10	3,00	—	—
100	2,95	321	10	2,98	—	—	100	2,95
28	2,90	610	—	—	—	—	—	—
13	2,56	131	—	—	2	2,570	—	—
27	2,51	202	10	2,53	10	2,523	59	2,50
21	2,32	—	2	2,290	2	2,303	15	2,28
18	2,02	811	6	2,017	3	2,038	31	2,02
32	1,827	—	3	1,832	4	1,828	16	1,817
12	1,745	250	—	—	7	1,744	24	1,737
15	1,619	023	10	1,619	10	1,616	49	1,609
31	1,556	—	—	—	—	—	11	1,576
13	1,527	12,00	—	—	—	—	—	—
12	1,502	10,31	5	1,503	3	1,497	15	1,497
25	1,417	—	10	1,412	9	1,418	37	1,409
15	1,319	12,31	8	1,324	8	1,322	14	1,317
21	1,167	12,50	3	1,152	—	—	—	—
12	1,012	—	2	1,108	—	—	—	—

да твердого раствора. На контакте с выделениями сульфидов он во многих случаях окружен оторочкой бледно-бурого амфибола. В крайних частях даек, залегающих среди дунитов, а также около ксенолитов этих последних пироксениты имеют существенно бронзитовый состав и мелкозернистую структуру.

Как и во многих других никеленосных габбро-перидотит-дунитовых интрузивах, в Чайском плутоне достаточно широко развиты жильные

Таблица 45

**Состав пород и породообразующих минералов в зоне контакта
перидотит — пироксенит — габбро**

Номер образца	Порода	Оливин		Ортопироксен		Клинопироксен		Плагиоклаз		Акцессорий
		об. %	<i>f</i> , %	об. %	<i>f</i> , %	об. %	<i>f</i> , %	об. %	Ап, %	
Л-136-3	Габбро-лерцолит	38	10	6	15	40	20	16	72	Шпинель, пирротин
Л-136-1	Оливиновый плагиовестерит	17	12	17	16	55	25	10	74	Пирротин
Л-136	Оливиновый габбро-норрит	7	15	1	17	27	28	65	70	Магнетит, пирротин

Примечание. Индексом *f* обозначена железистость минерала. Схема отбора образцов показана на рис. 33.

тела пегматитов, в которых часто наблюдается вкрапленное сульфидное оруденение. Здесь присутствуют две разновидности этих пород. К первой из них относятся габбро-пегматиты, отличающиеся меланократовым составом и присутствием оливины. Габбро-пегматиты такого состава пространственно тяготеют к ультраосновным породам, где они залечивают отдельные трещины и зоны трещиноватости. В составе габбро-пегматитов присутствуют плагиоклаз, клинопироксен, оливин, ортопироксен, биотит, хромшпинель, пирротин и троилит. Некоторые тела габбро-пегматитов, обогащаясь сульфидными минералами, по простиранию сменяются жилами массивных сульфидных руд.

Вторая разновидность пегматитов имеет более кислый диоритовый состав. В них преобладают плагиоклаз и роговая обманка. В качестве примеси присутствуют кварц, биотит и пирит. Тела диорит-пегматитов пространственно тяготеют к габброидам 3-й фазы, причем некоторые из них имеют шпировидную форму.

На петрографической характеристике жильных пород, генетически не связан-

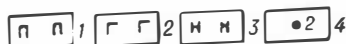
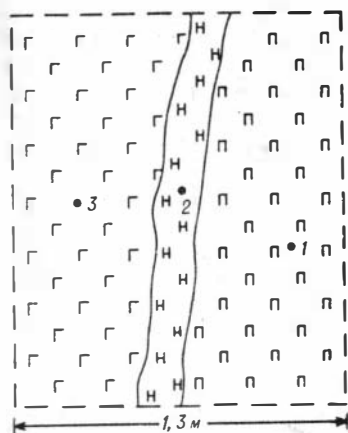


Рис. 33. Фрагмент зарисовки зоны контакта плагиоцелолита 2-й фазы (1) и оливнинового габбро-порита 3-й фазы (2), разделенных оторочкой плагио-вебстерита (3); 4 — места отбора образцов Л-136-1 (1), Л-136-2 (2), Л-136-3 (3) для химического анализа (см. табл. 59, 60, 61).

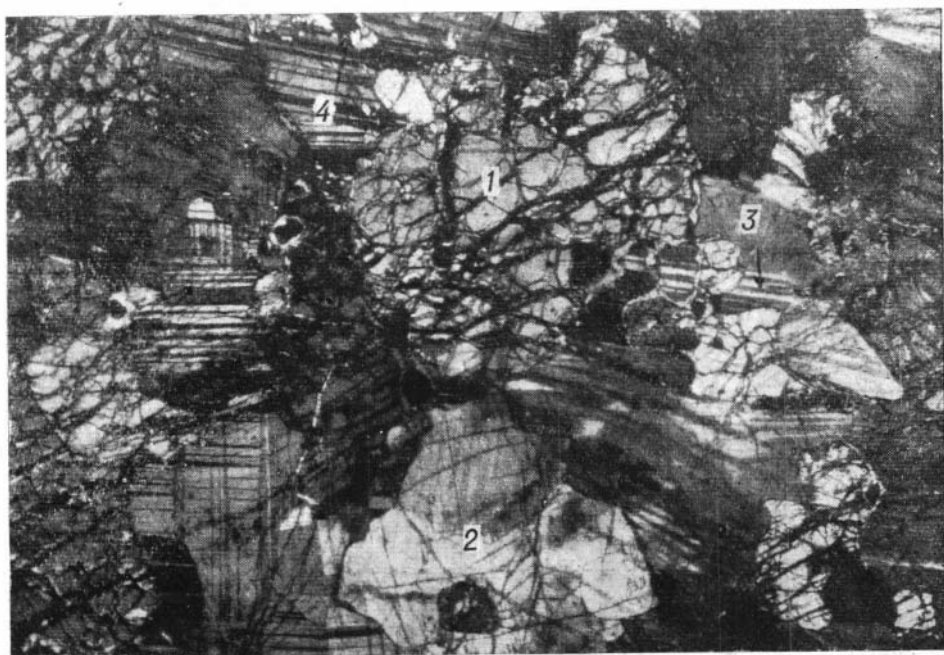


Рис. 34. Обогащенная плагиоклазом порода (пироксеновый троктолит) из апофизы пегматитов 2-й фазы, секущей дуниты 1-й фазы. Южный массив, профиль 07, пикет 70.

Шлиф Л-170-1. С анализатором. Ув. X20

1 — оливин; 2 — авгит; 3 — плагиоклаз № 58; 4 — хромшпинель

ных с Чайским плутоном, мы не будем останавливаться. Укажем лишь, что в числе даек этого типа выделяются тела гранитов, гранит-аплитов, аплитов, гранит-порфиров и кварцевых порфиров, а также диабазов и различных по составу лампрофиров: малахитов, спессартитов, камптонитов, одинитов и керсантитов. Вероятно, в плутоне имеется несколько возрастных серий даек гранитов и лампрофиров, поскольку пространственные взаимоотношения их противоречивы. Дайки гранитных пород обычно располагаются в виде протяженных поясов, приуроченных к зонам трещиноватости. Вдоль них породы плутона интенсивно актинолитизированы. Мощные линейные дайки гранитов большой протяженности встречаются редко. Некоторые дайки гранитов включают в себя шлировидные обособления пегматоидного сложения, обогащенные мусковитом. В экзоконтактах отдельных даек породы плутона подверглись милонитизации.

Породы, вмещающие плутон, и продукты их контактового метаморфизма

Чайский плутон, как уже было показано, залегает среди регионально метаморфизованных отложений нюрндуканской свиты нижнего протерозоя. Вблизи плутона эти породы подверглись его контактовому влиянию. Ниже мы приведем обобщенную петрографическую характеристику прилегающих к плутону регионально-метаморфических пород и несколько более подробно рассмотрим состав продуктов их контактового метаморфизма.

Регионально-метаморфические породы

В составе этой группы пород, окружающих плутон, можно выделить следующие петрографические разновидности, начиная с наиболее распространенных: биотитовые гнейсы, роговообманково-биотитовые гнейсы, гранат-биотитовые и гранат-роговообманково-биотитовые гнейсы и сланцы, мигматиты, карбонатные и кремнисто-карбонатные сланцы, метаморфизованные известняки, доломиты и мраморы, амфиболиты. В качестве примеси многие породы содержат магнетит, апатит, сфен и пирит.

К гнейсам мы вслед за Ю. И. Половинкиной (1955) отнесли существенно кварц-плагиоклазовые с биотитом или амфиболом яснокристаллические породы, в то время как бедные кварцем и плагиоклазом преимущественно мелко- и тонкозернистые породы определены как сланцы, причем последние, по нашим наблюдениям, вблизи плутона встречаются сравнительно редко.

Гнейсы характеризуются гнейсовидной текстурой и существенным преобладанием биотита над амфиболом. В отдельных нешироких протяженных зонах в гнейсах появляется гранат, который присутствует также и на участках, где гнейсы подверглись мигматизации (рис. 35). Наибольшим распространением гранатсодержащие породы пользуются на водоразделе рек Огиендо — Безымянная к северо-западу от плутона. Кроме того, гранат присутствует в некоторых контактово-измененных гнейсах. Порфиروبласты граната имеют размеры от 1 до 8 мм и обычно окрашены в розовый цвет. Большая часть из них, благодаря многочисленным пойкилитовым включениям кварца, имеет ситовидное сложение (рис. 36). Судя по данным оптического и рентгенометрического изучения (табл. 46), состав гранатов из различных пород свиты доста-

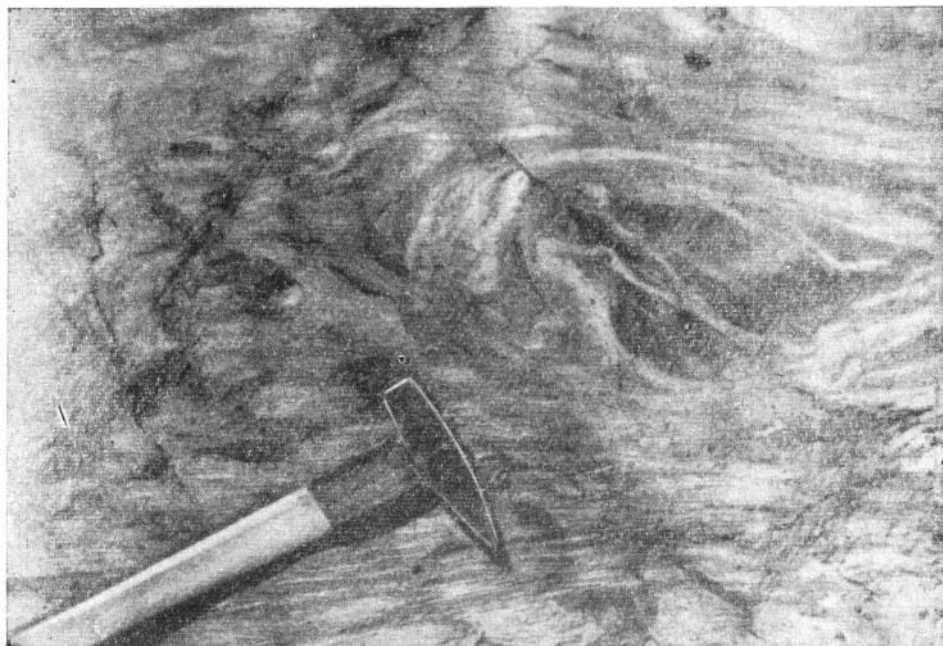


Рис. 35. Гранат-биотитовый мигматит. Водораздел рек Огнендо — Безымянная. Черные точки — порфиробласты граната.

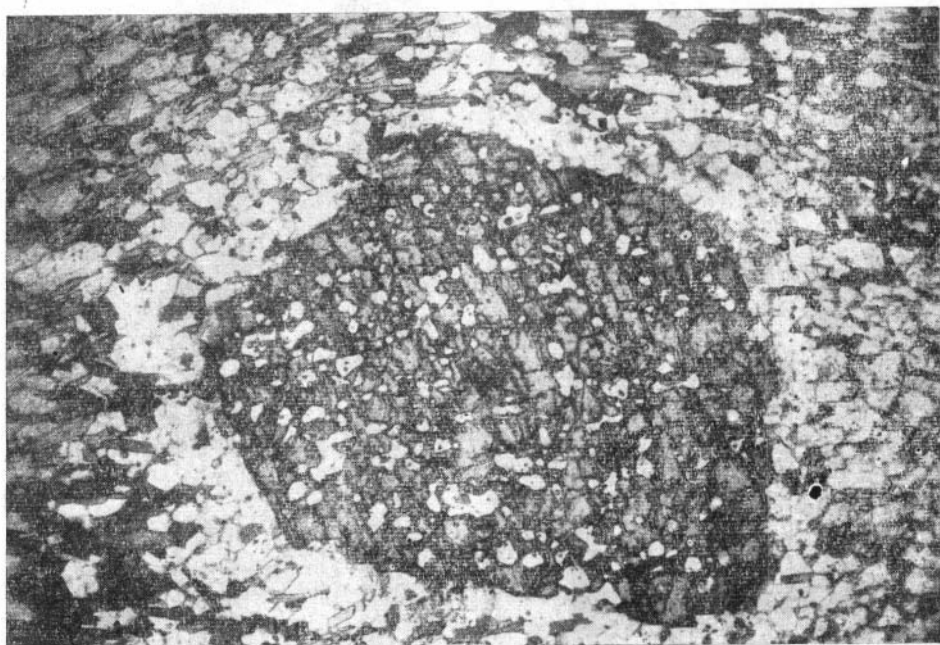


Рис. 36. Гранат-биотитовый гнейс с ситовидным порфиробластом альмандина, в котором видны мелкие пойкилоблассовые включения кварца. Северный массив, профиль 057, пикет 0109,5. Шлиф 5065-1. Без анализатора. Ув. $\times 25$.

точно однообразен и соответствует алмадину (Дир и др., 1965, т. 1; Васильев, 1966).

В зонах перехода гнейсов в мигматиты наблюдаются отдельные птигматитовые прожилки, количество которых постепенно возрастает в сторону мигматитов (рис. 37).

Карбонатные сланцы, метаморфизованные известняки и мраморы образуют отдельные маркирующие горизонты мощностью от первых десятков до сотен метров, которые залегают

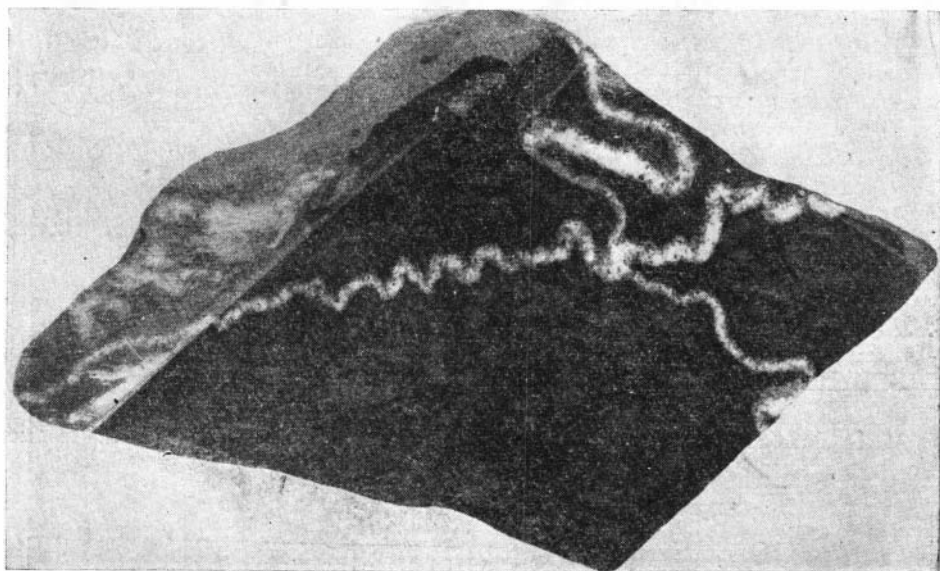


Рис. 37. Птигматитовые кварц-плагиоклазовые прожилки в мелкозернистом амфибол-биотитовом гнейсе (1,2 натур. велич.). Водораздел рек Огиендо — Безымянная.

Таблица 46

Свойства гранатов из гнейсов, мигматитов и роговиков
нюрундуканской свиты

№ п. п.	Номер образца	Наименование породы	Показатель преломления	Параметр ячейки a (Å)
1	5094	Гранат-биотитовый гнейс	1,826	11,521
2	5074	„	1,826	11,521
3	5065-1	Гранат-биотитовый мелкозернистый гнейс	—	11,521
4	5320-1	То же	1,826	11,591
5	5325	Гранат-биотитовый мигматит	1,826	11,521
6	5018	Кордиерит-гранат-биотитовый роговик	1,826	11,521
7	—	Искусственный алмадин	1,830	11,526

Примечание. Параметр a в образцах 1—6 вычислен рентгенологом Н. И. Зюзиным (ИГиГ) по отражению (880). Данные по образцу 7 заимствованы у Дира и др. (1965, т. 1).

среди других пород нюрндуканской свиты. Помимо кальцита, в них присутствуют в виде примеси кварц, плагиоклаз, гранат, эпидот, а также хлорит и тремолит.

Среди амфиболитов, имеющих ограниченное распространение в нюрндуканской свите, выделяются две разновидности: мелко- и крупнозернистые. Размер кристаллов амфибола в последних достигает 2—4 см в длину. Амфиболиты образуют отдельные линзовидные прослои среди гнейсов и сланцев. В них наряду с амфиболом в подчиненных количествах содержится плагиоклаз, а также примесь магнетита, сфена и апатита. Согласно оптическим данным ($2V = -79^\circ$; $N_{g'} = 1,665$; $cN_g = 18^\circ$, железистость 30%) интенсивно плеохлоирующая в желто-зеленых тонах роговая обманка из крупнозернистого амфиболита с правого водораздела р. Нюсидек относится к типу обыкновенных (Дир и др., 1965, т. 2, рис. 76).

Таким образом, судя по минеральному составу, породы нюрндуканской свиты, окружающие Чайский плутон, образовались в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций регионального метаморфизма (Добрецов и др., 1966). Как ранее показали М. М. Мануйлова и др. (1964), в условиях этих же фаций метаморфизована подавляющая часть пород, слагающих ядро Чуйского антиклинория.

Контактово-метаморфические породы

Здесь рассмотрены только образования, возникшие вследствие контактового воздействия магматических расплавов третьей (габброидной) фазы Чайского плутона на метаморфические образования нюрндуканской свиты, поскольку изучение влияния 1-й и 2-й фаз плутона на эти породы сильно затруднено из-за плохой обнаженности их контактов.

Под влиянием внедрения габброидов породы нюрндуканской свиты преобразовались в ороговикованные гнейсы, пироксен-амфиболовые, гиперстеновые, кордиеритовые, гранат-пироксен-кордиеритовые и гранат-жедрит-кордиеритовые роговики, шпинель-форстеритовые мраморы и некоторые другие породы.

В результате изохимической перекристаллизации в экзоконтактовой зоне плутона гнейсы были ороговикованы и местами превращены в массивные породы роговиковой структуры. В их составе обнаружены кварц, плагиоклаз, биотит, зеленая роговая обманка, магнетит, сфен и апатит. При более глубокой переработке гнейсы превращались в более сложные породы типа пироксеновых и пироксен-амфиболовых роговиков, которые слагают переходные зоны от ороговикованных гнейсов к эндоконтактовым гибридным породам плутона. Широким распространением пироксеновые роговики пользуются в составе скиалитов, особенно по правобережью р. Огиендо, где эти породы сложены переменными количествами плагиоклаза, буровато-зеленой роговой обманки, клинопироксена и магнетита. Непосредственно вблизи контакта с габброидами в роговиках появляется гиперстен ($2V = -64 + 63^\circ$), образующий характерные линзовидные скопления короткопризматических зерен. В парагенезисе с гиперстеном плагиоклаз представлен лабрадором № 58. Присутствие новообразований гиперстена, по-видимому, свидетельствует о частичном привносе магния и железа из магмы во вмещающие породы. Помимо пироксеновых роговиков в экзоконтактовых зонах плутона и присутствующих в нем скиалитах обнаружены кордиеритовые, гранат-пироксен-кордиеритовые и гранат-жедрит-кордиеритовые роговики.

Собственно кордиеритовые роговики обнажаются на правом водоразделе р. Безымянной в небольшом ксенолите среди роговообманковых габбро-норитов. Представленная в ксенолите порода в основном (более 80% объема) состоит из гранул кордиерита, многие из которых обладают характерной секториально-двойниковой структурой. В некоторых зернах кордиерита обнаружены типичные для него лимонно-желтые плеохроичные ореолы. По оптическим ($2V = -78^\circ$; $Ng' = 1,547$; $Np' = 1,538$) и рентгенометрическим (табл. 47) данным этот кордиерит относится к магнезиальной разновидности, содержащей около 20% железистого компонента. В парагенезисе с кордиеритом в роговике

Таблица 47

Результаты рентгенометрического анализа кордиерита
из кордиеритового роговика
Рентгенолог Н. И. Зюзин (ИГиГ)

Образец 6264-2		Магнезиальный кордиерит (по Михееву, 1957)		Клинохлор (по Михееву, 1957)		Кварц (по Михееву, 1957)		Олигоклаз (по Михееву, 1957)	
I	$\frac{d}{n} \alpha$ (Å)	I	$\frac{d}{n} \alpha$ (Å)	I	$\frac{d}{n} \alpha$ (Å)	I	$\frac{d}{n} \alpha$ (Å)	I	$\frac{d}{n} \alpha$ (Å)
34	14,28	—	—	5	14,20	—	—	—	—
92	8,50	10	8,54	—	—	—	—	—	—
64	7,05	—	—	6	7,05	—	—	—	—
20	4,91	6	4,91	—	—	—	—	—	—
30	4,70	4	4,66	7	4,715	—	—	—	—
64	4,06	8	4,09	—	—	—	—	—	—
22	3,71	—	—	—	—	5	(3,68)	—	—
44	3,52	—	—	10	3,530	—	—	—	—
100	3,35	8	3,37	—	—	10	3,34	—	—
36	3,17	—	—	—	—	—	—	10	3,18
64	3,13	—	—	—	—	—	—	—	—
65	3,03	8	3,07	—	—	—	—	—	—
38	2,64	6	2,64	—	—	—	—	2	2,67
24	2,59	—	—	3	2,580	—	—	4	2,59
25	2,54	4	2,51	7	2,531	—	—	6	2,52
25	2,45	6	2,42	6	2,438	5	2,45	5	2,43
16	2,38	—	—	5	2,378	—	—	4	2,37
20	2,30	6	2,34	—	—	—	—	5	2,29
19	1,882	6	1,879	—	—	—	—	2	1,90
19	1,863	2	1,853	—	—	—	—	5	1,87
16	1,715	—	—	—	—	—	—	4	1,70
46	1,687	7	1,685	—	—	—	—	—	—
27	1,539	—	—	—	—	9	1,539	—	—

присутствуют плагиоклаз, биотит и магнетит. Судя по рентгенограмме, в проанализированной пробе кордиерита содержалась также примесь клинохлора.

Жедрит-кордиерит-гранатовые роговики обнаружены непосредственно вблизи юго-восточного экзоконтакта Северного массива на правобережье р. Безымянной. Они представляют собой среднезернистый агрегат лепидогранобластовой структуры, состоящий из плагиоклаза, кварца, кордиерита, ромбического амфибола, граната, биоти-

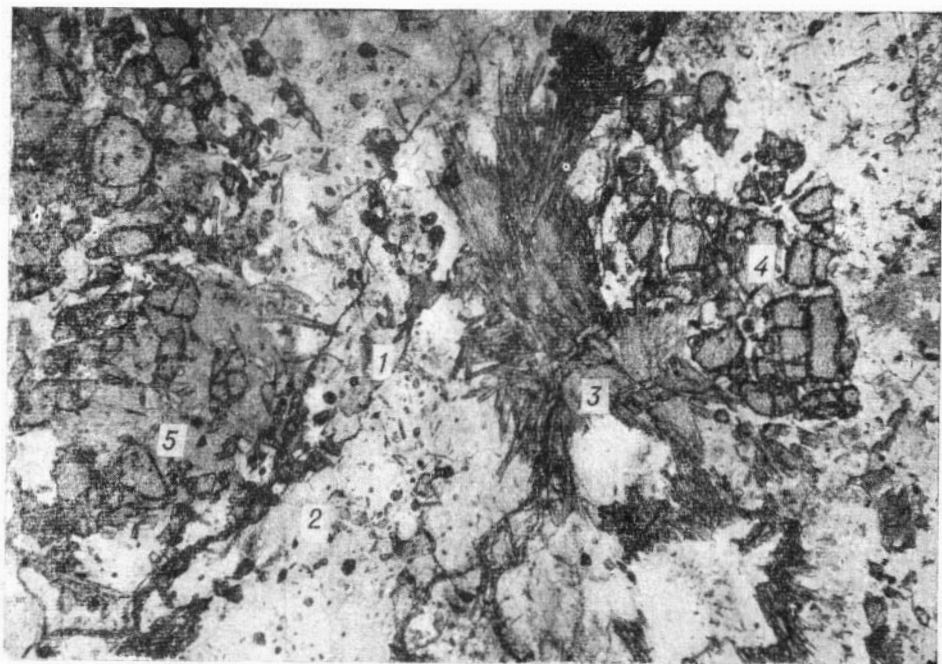


Рис. 38. Жедрит-кордиерит-гранатовый роговик из юго-восточного экзоконтакта Северного массива. Профиль 0103,4, пикет 0240. Шлиф Л-51-4. Без анализатора. Ув.×40.

1 — биотит; 2 — кордиерит; 3 — жедрит; 4 — гранат; 5 — хлорит.

та и небольшого количества магнетита. Весьма характерны по облику длиннопризматические (лучистые) скопления ромбического амфибола (рис. 38), который, судя по оптическим данным ($2V = +78^\circ$; $Ng' = 1,675$; $Np' = 1,656$), а также по парагенезису с кордиеритом, имеет состав жедрита. Его железистость составляет около 40% (Соболев, Костюк, 1965). Ранее жедрит в экзоконтактовых породах Чайского плутона не был известен. Обнаружение жедрит-кордиерит-гранатовых роговиков представляется интересным в связи с тем, что это позволяет приблизительно оценить условия становления интрузива. Судя по парагенезису минералов, эти роговики образовались в условиях роговиковой фации контактового метаморфизма, которая соответствует температурному интервалу $700\text{—}900^\circ$ и давлениям в пределах $3000\text{—}5000$ бар (Соболев, 1964₁). Таким образом, можно предполагать, что в экзоконтактовом ореоле плутона в момент его становления существовали достаточно высокие температура и давление.

В ряде случаев удалось наблюдать в обнажении и изучить петрографически непосредственный контакт пород плутона с карбонатными образованиями нюрндуханской свиты. Контактково-метаморфические образования, развивающиеся по карбонатным породам, представлены несколькими разновидностями, в числе которых отметим контактовые амфиболиты, гранат-пироксеновые и некоторые другие скарноподобные породы, а также форстеритовые мраморы. Контактные амфиболиты, состоящие из зеленой роговой обманки и плагиоклаза, приурочены к контакту гибридных диоритов с кремнисто-карбонатными сланцами. Они наблюдались нами около северо-западного контакта Северного массива на правобережье р. Безымянной. На правобережье

этой же реки вдоль юго-восточного контакта Северного массива в отдельных мелких коренных выходах и делювиальных развалах нами обнаружены гранат-пироксеновые скарноподобные породы, представляющие собой массивный и очень плотный агрегат темно-зеленого цвета, часто на поверхности делювиальных глыб покрытый «пустынным загаром». В составе этих пород клинопироксен (диопсид) существенно преобладает над гранатом. С удалением от контакта скарноподобные породы постепенно сменяются неизменными карбонатными. Своеобразные контактовые породы (плагноклаз+кварц+эпидот+сфен+гранат) обнаружены по левобережью р. Нюсидек (руч. Мраморный) на контакте гибридных диоритов Северного массива с белыми мраморами. В них обращают на себя внимание частые сравнительно крупные идиоморфные выделения сфена, что, очевидно, свидетельствует о значительном выносе титана из магмы в боковые породы. Аналогичный минеральный парагенезис наблюдался нами также в породах, развитых в зоне контакта габбро-норитов 3-й фазы с ксенолитами карбонатных пород в Южном массиве на водоразделе рек Огиендо — Чая.

Интересными с точки зрения условий формирования Чайского плутона представляются впервые обнаруженные в его экзоконтакте шпинель-форстеритовые мраморы. Последние приурочены к северо-западной экзоконтактной зоне Южного массива. От контактирующих с ними габбро-норитов мраморы отделены мало мощной оторочкой меланократовых габбро-норитов и вебстеритов. Форстеритовые мраморы сложены гранулами кальцита, в которые вкраплены многочисленные овальной формы пойкилобластовые включения форстерита ($2V = \pm 90^\circ$;

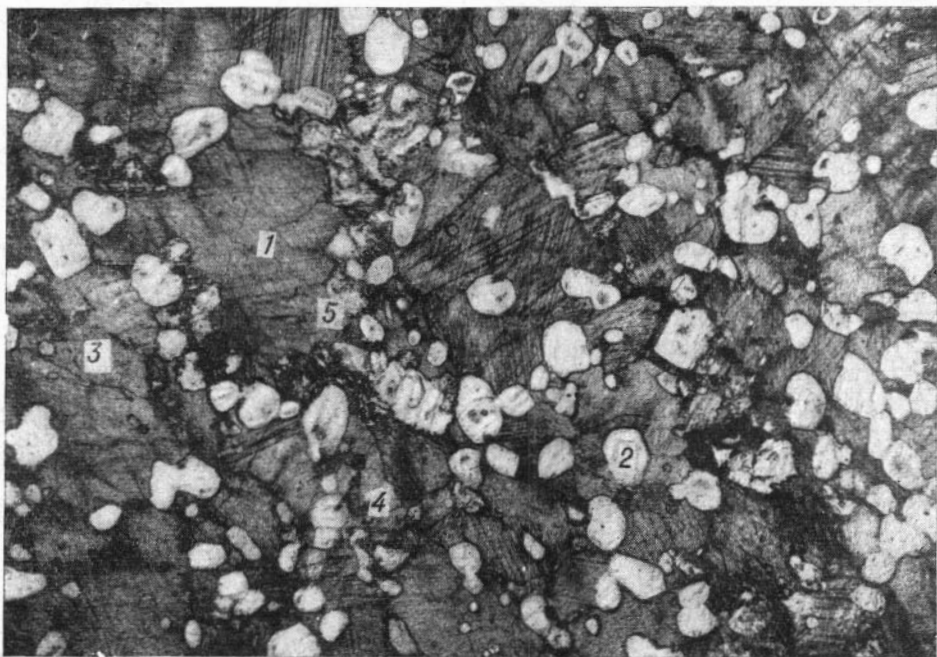


Рис. 38. Жедрит-кордиерит-гранатовый роговик из юго-восточного экзоконтакта Северного массива. Шлиф 5, пикет 100, скв. 1, гл. 300 м. Шлиф 1/300. Без анализатора. Ув \times 25.

1 — кальцит; 2 — серпентин (по форстериту); 3 — форстерит; 4 — шпинель; 5 — брусит.

$Ng' = 1,674$) и более мелкие зерна зеленой шпинели (рис. 39). Подавляющая часть выделений форстерита замещена бесцветным серпентином, наряду с которым в мраморах присутствуют неправильные по форме и в проходящем свете более темные по сравнению с серпентином обособления брусита. Можно предполагать, что последний образовался по периклазу. Парагенезис минералов, представленных в описанных мраморах, соответствует роговообманковой фации контактового метаморфизма. Для последней принимаются следующие условия образования: температура — $550-700^\circ$, давление — $1000-3000$ бар (Тернер, Ферхуген, 1961). Эти данные, в определенной мере отражающие условия формирования Чайского плутона, сопоставимы с данными, полученными выше по парагенезису кордиерита, жедрита и граната.

Таким образом, рассмотрение особенностей состава пород нюрн-дуканской свиты, вмещающих Чайский плутон, приводит к выводу, что метаморфизованные в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций регионального метаморфизма алюмосиликатные и карбонатные первично-осадочные образования нижнепротерозойского возраста под влиянием процессов формирования габброидной фазы плутона подверглись прогрессивному контактовому метаморфизму в условиях роговиковой фации (температура $550-900^\circ$, давление $1000-5000$ бар).

Обобщая результаты петрографических исследований Чайского плутона, подчеркнем наиболее важные факты, которые при этом были получены. В составе плутона выделены три четко обособленные по составу и возрасту генетические типа интрузивных пород (дуниты, перидотиты и габброиды), которые обязаны своим образованием последовательному внедрению различных по составу силикатных расплавов. Дуниты 1-й фазы характеризуются присутствием примеси пироксенов и плагиоклаза. Для распространенной в них хромшпинели характерно образование футляровидных форм. Породы 2-й фазы образуют обширную гамму разновидностей от пироксеновых оливинитов и перидотитов до троктолитов, для которых типично присутствие ромбического и моноклинного пироксенов. Детальное изучение этих образований позволило наметить новую схему количественно-минералогической классификации основных и ультраосновных пород. В ходе этих исследований была обнаружена общая относительная обогащенность пород 2-й фазы оливином и обедненность пироксенами. В ромбических пироксенах широко распространены структуры распада твердых растворов, которые для Чайского плутона описываются впервые. Структуры распада твердых растворов часто наблюдаются и в моноклинных пироксенах. Как показало их изучение, в подавляющем большинстве они по составу соответствуют авгитам. Относительная насыщенность пород 2-й фазы оливином и широкое развитие структур распада твердых растворов в пироксенах могут рассматриваться как следствия кристаллизации магм этой интрузивной фазы в условиях повышенных температур при небольшой скорости охлаждения.

Проведенными петрографическими исследованиями установлена генетическая связь пироксенитов плутона с процессами воздействия габброидных магм 3-й фазы на более ранние ультраосновные породы. Этому же воздействию обязаны своей уралитизацией и биотитизацией небольшие ксенолиты перидотитовых пород, расположенные среди габброидов.

Разнообразная серия пород, относящихся к 3-й интрузивной фазе, охватывает диапазон от меланократовых габброидов до кварцевых диоритов, причем, как показали наши исследования, крайние члены этой серии образовались вследствие процессов гибридизма. Наибольшим развитием среди пород этой фазы пользуются роговообманковые

габбро-нориты и габбро. Присутствующая в них роговая обманка тесно ассоциирует с клинопироксеном, зерна которого она замещает в виде своеобразных реакционных оторочек. В эндоконтактowych гибридных диоритах роговая обманка полностью вытесняет клинопироксен. В роговой обманке из диоритов впервые в плутоне обнаружены выделения куммингтонита, который ее эпигенетически замещает. В эндоконтактowych диоритах обнаружен гранат андрадит-гроссуларового ряда.

Среди жильных пород, пространственно приуроченных к плутону, выделены две генетические группы. К первой относятся разнообразные по составу и структуре породы, которыми сложены апофизы отдельных фаз интрузива, секущие продукты более ранних внедрений. Эти породы генетически связаны с Чайским плутоном. Вторая группа жильных образований включает жильные граниты и лампрофиры — производные расположенного вблизи палеозойского гранитоидного интрузива. Эти породы с Чайским плутоном совмещены лишь пространственно.

Изучение пород рамы плутона позволило выделить среди них два типа образований. К первому относятся породы нюрндуканской свиты, расположенные за пределами зоны контактового влияния Чайского плутона. Они образовались в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций регионального метаморфизма и в подавляющем большинстве представлены парапородами типа биотитовых и амфибол-биотитовых гнейсов, нередко содержащих гранат. Еще до внедрения плутона гнейсы местами были превращены в мигматиты. В ореоле контактового влияния Чайского плутона обнаружены продукты высокотемпературного контактового метаморфизма — кордиеритовые, гранат-жедрит-кордиеритовые роговики и форстеритовые мраморы, образовавшиеся в условиях роговиковой фации контактового метаморфизма.

Ниже дается список минералов, обнаруженных к настоящему времени в породах плутона и его рамы.

1. Минералы Чайского плутона

Первичные

оливин
ортопироксен
клинопироксен (авгит)*
роговая обманка
биотит
плаггиоклаз
кварц
хромшпинель (пикотит)*
магнетит
ильменит*
пирротин (гексагональный и моноклинный)
троилит*
пентландит
халькопирит
пирит
сфен
циркон
гранат*
рутил*
корунд*
флюорит*

Вторичные

серпентин
хлорит
талек
актинолит
куммингтонит*
магнетит
соссюрит
гранат*
кальцит
эпидот

2. Минералы вмещающих пород

ортопироксен	магнетит
клинопироксен	апатит
роговая обманка	гранат
жедрит*	ортит*
биотит	шпинель*
мусковит	периклаз (?)*
хлорит	сфен
плаггиоклаз	циркон
кварц	
кордиерит*	
калишпат (?)	
кальцит	
эпидот	
форстерит*	

О РУДОНОСНОСТИ ПЛУТОНА

Сульфидная медно-никелевая рудная минерализация плутона постоянно находилась в центре внимания его исследователей. В течение ряда лет оруденение изучалось геологами ЧГРП, а также Н. Н. Шишкиным и Е. А. Кумпан, С. А. Гурулевым и К. С. Самбуевым и др. Некоторые новые данные по этому вопросу были получены нами. Несмотря на то, что весь собранный материал еще не дает полного представления о морфологии, составе и условиях образования оруденения в плутоне, он, несомненно, представляет интерес для исследователей, непосредственно занимающихся проблемой рудообразования в никеленосных интрузивах.

В геологоразведочной практике ЧГРП, а также в работе Н. Н. Шишкина и Е. А. Кумпан (1964) первоначально все сульфидное медно-никелевое оруденение в плутоне подразделялось на сингенетический и эпигенетический типы. Генезис всего оруденения рассматривался с позиций гипотезы ликвации. В обоих типах по морфологическому признаку выделялись вкрапленные, вкрапленно-прожилковые, сидеронитовые и, наконец, массивные разновидности оруденения. Как показало геологическое картирование и петрографическое изучение плутона, сульфидная минерализация той или иной степени интенсивности присутствует во всех разновидностях его пород, однако всегда наиболее обильна на участках, сложенных ультраосновными породами. Поэтому пространственная приуроченность богатых сульфидных медно-никелевых руд к ультраосновным породам плутона является одним из важных поисковых критериев.

В плутоне к настоящему времени обнаружены два сравнительно крупных рудных тела, прослеживающиеся в виде оруденелых зон в ультраосновных породах Южного массива. Первое из них (рудное тело № 3) залегает в зоне дробления северо-восточного простирания среди перидотитов 2-й интрузивной фазы. Оно сложено массивными сульфидными рудами, которые по периферии окружены сидеронитовыми и вкрапленными рудами. Среди массивных руд присутствуют отдельные небольшие блоки — ксенолиты серпентинизированных перидотитов.

* Минералы, ранее не известные в породах плутона и его рамы.

Н. Н. Шишкин и Е. А. Кумпан (1964) и другие рассматривали руды данного тела как сингенетические по отношению к вмещающим их перидотитам.

На простирации рудного тела № 3 в дунитах 1-й интрузивной фазы залегает тело № 2, в котором сульфидная минерализация сосредоточена в оруденелых жильных пироксенитах, залечивающих зону дробления и содержащих многочисленные ксенолиты дунитов. По отношению к последним руды тела № 2 явно эпигенетичны. На основании собранных материалов мы приходим к выводу о том, что тела № 2 и 3 пространственно приурочены к кулисообразно расположенным участкам единой зоны нарушения северо-восточного простирации, которая рассекает ультраосновные породы 1-й и 2-й интрузивных фаз Южного массива.

При разбурировании рудного тела № 3 было установлено, что по мере приближения к массивным рудам вмещающие его плагиоперидотиты и габбро-перидотиты, вначале содержащие разрозненные сульфидные вкрапленники, постепенно обогащаются ими. Как это можно видеть на плоскостях приполированных штуфов керна, отдельные вкрапленники сульфидов соединены друг с другом проводничками. Далее появляются единичные маломощные прожилки сульфидов, иногда сопровождающиеся ореолом «лапчатых» ответвлений (рис. 40). На фотографии хорошо видно, что сульфидные выделения, окружающие прожилок, составляют с ним одно целое. В то же время они как бы

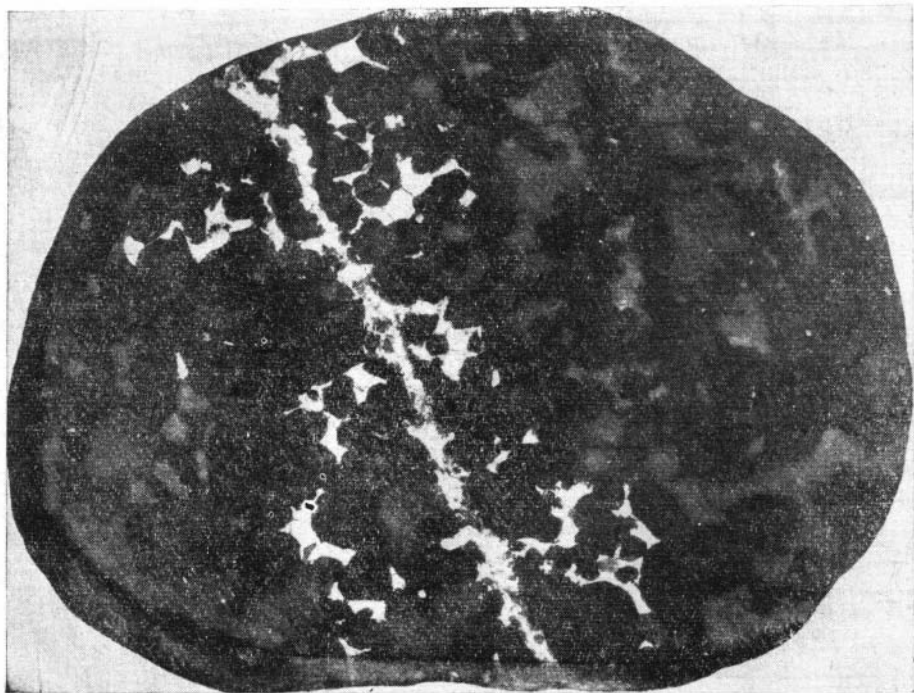


Рис. 40. Эпигенетический сульфидный прожилок в безрудном плагиоперидотите, окруженный ореолом интерстиционных «лапчатых» выделений сульфидов (белое), замещающих плагиоклаз (светло-серое). Южный массив, профиль 12 пикет 110, скв. 24, гл. 363 м. Полированный штуф. Ув.×3,3.

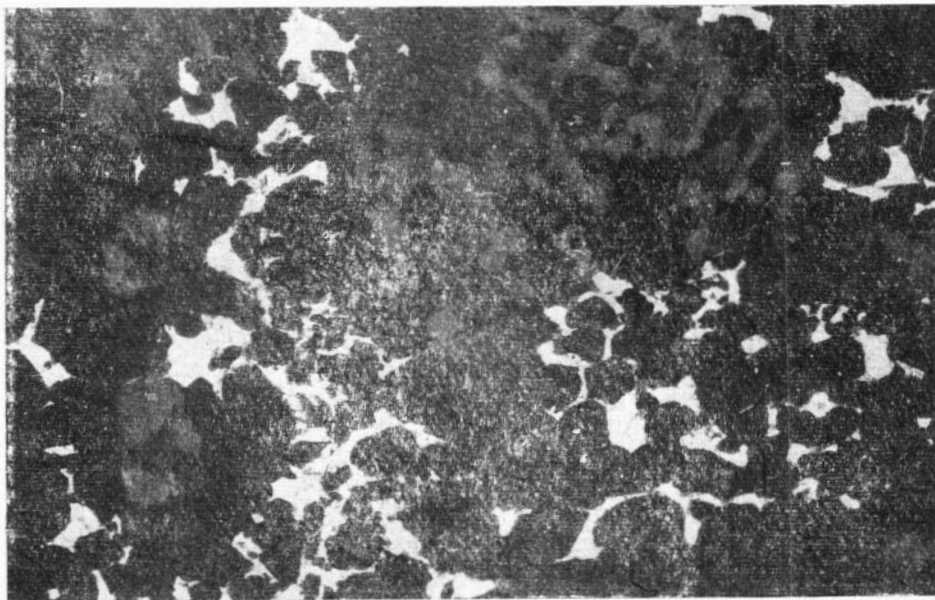


Рис. 41. Замещение интерстиционных выделений плагиоклаза (темно-серое) сульфидами (белое) в плагиоперидотите (вкрапленно-прожилковая руда). Южный массив, профиль 12, пикет 92, скв. 20, гл. 190 м. Полированный штупф Л-224-Н. Отраженный свет без анализатора. Ув.×3,3.

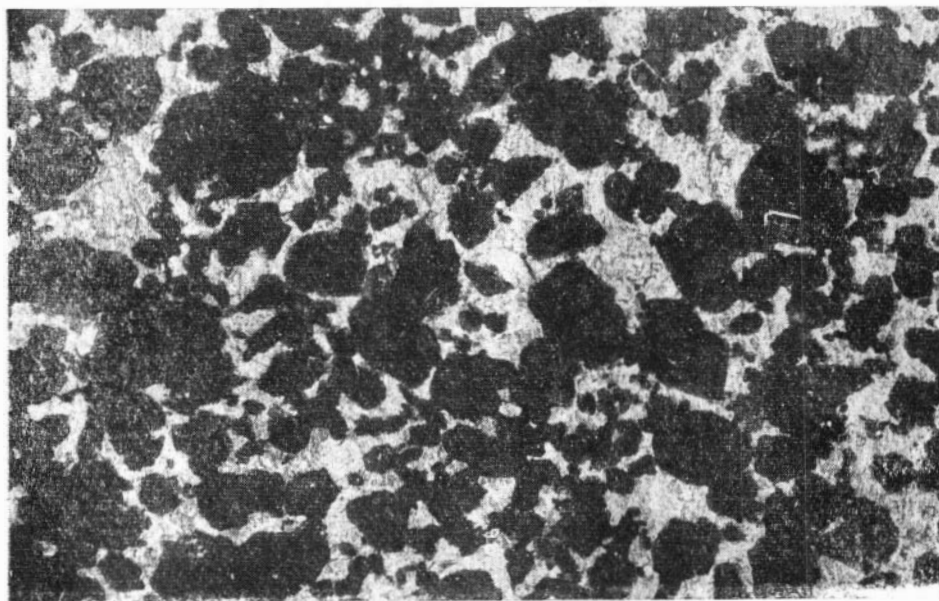


Рис. 42. Полное замещение плагиоклаза сульфидами в плагиоперидотите (богатая сидеронитовая руда). Черное — серпентинизированный оливин и реликты пироксенов, серое — сульфиды. Южный массив, профиль 11,5, пикет 92, скв. 43, гл. 212,8 м. Полированный штупф Л-224-Е. Отраженный свет, без анализатора. Ув.×3,3.

располагаются на месте ксеноморфных интерстиционных выделений плагиоклаза, по своей форме повторяя очертания последних. С дальнейшим приближением к осевой части описываемого рудного тела количество интерстиционных и вкрапленно-прожилковых выделений сульфидов постепенно еще больше увеличивается (рис. 41), затем перидотиты приобретают сидеронитовую структуру (рис. 42). Одновременно с увеличением количества сульфидных выделений в породах уменьшается содержание интерстиционных выделений плагиоклаза, которые явно замещаются сульфидами. По образцам керна буровых скважин хорошо прослеживается постепенный переход от руд сидеронитового сложения к массивным рудам. Относительно своей осевой части, сложенной массивными рудами, рудное тело № 3 имеет симметричное строение: на его противоположной стороне «зеркально» повторяется только что описанная последовательность смены различных по насыщенности сульфидами типов руд. Таким образом, опыт изучения рудного тела № 3 показывает, что в породах 2-й фазы устанавливается тесная пространственная связь и взаимопереходы между вкрапленными, вкрапленно-прожилковыми, сидеронитовыми и массивными типами скоплений сульфидов. Поэтому участки, где породы 2-й фазы содержат несколько повышенные количества сульфидных вкрапленников, могут рассматриваться как перспективные на обнаружение массивных руд.

В составе сульфидных руд плутона Н. Н. Шишкиным и Е. А. Кумпан (1964) обнаружены гексагональный пирротин, пентландит, халькопирит и пирит, магнетит и некоторые второстепенные минералы (хромит, сфалерит, валлериит, самородное золото, марказит, кубанит).

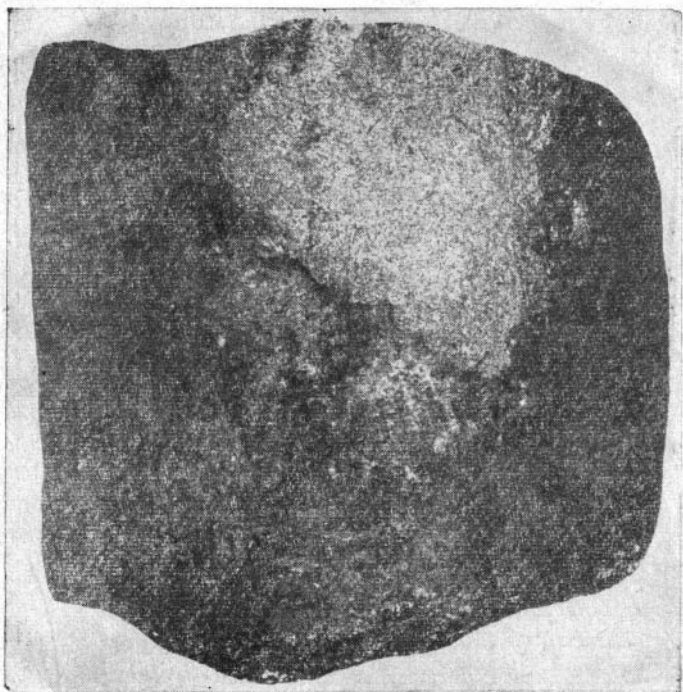


Рис. 43. Фенокристалл пирита (серое) в массивной сульфидной медно-никелевой руде тела № 3. Южный массив, профиль 12, пикет 92, скв. 20, гл. 240 м. Штуф керна Л-224. Ув. $\times 1,4$.

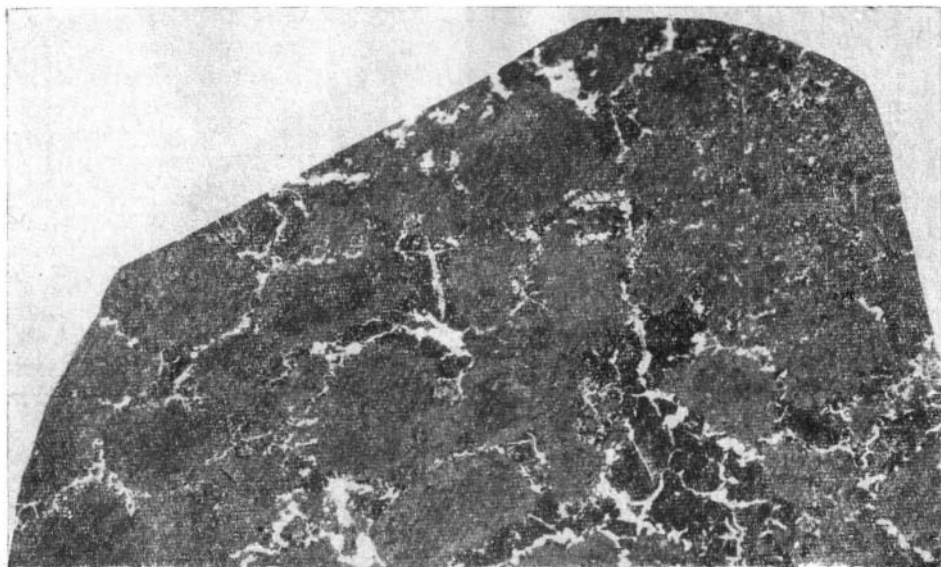


Рис. 44. Оруденелый перидотит с друзитовой структурой (после травления). Темно-серое — оливин, окруженный реакционными оторочками ортопироксена. Черное — каверны травления троилита. Белое — неперотравившиеся сульфиды. Южный массив, профиль 9, пикет 75, скв. 8, гл. 458 м. Полированный штуп. Отраженный свет, без анализатора. Ув.×3,4.

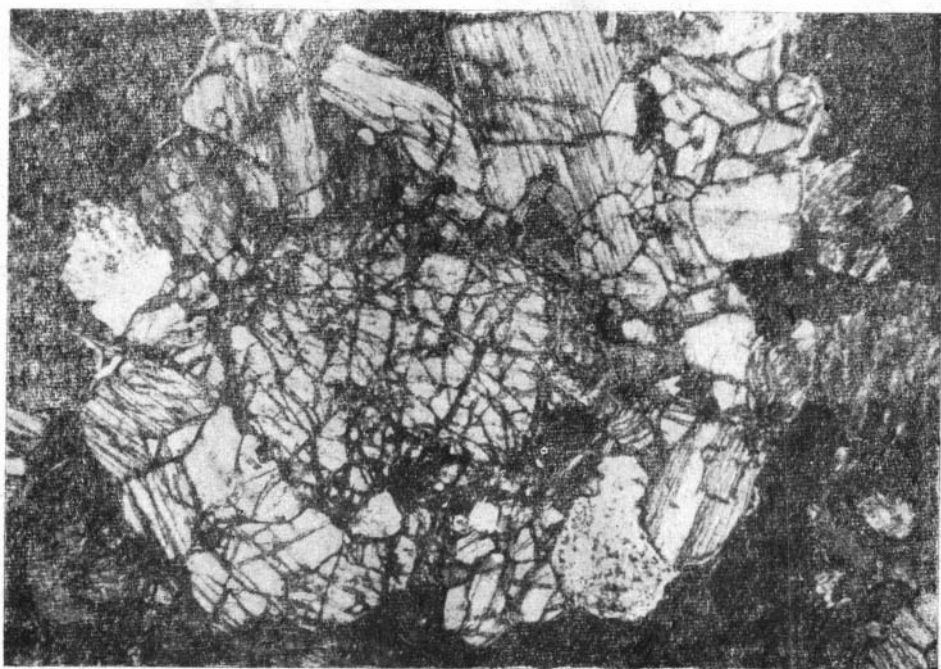


Рис. 45. Оруденелый перидотит с друзитовой структурой (деталь рис. 44). В центре — зерно оливина, окруженное реакционной оторочкой, состоящей из агрегата зерен ортопироксена. Черное — сульфиды. Южный массив, профиль 9, пикет 75, скв. 8, гл. 458 м. Шлиф 8/458. Проходящий свет, без анализатора. Ув.×30.

В единичных случаях среди массивных руд отмечался платиновый минерал (?). Пирротин количественно преобладает во всех разновидностях оруденения, в то время как пентландит находится всегда в резко подчиненных количествах и распределен неравномерно. Первая генерация пентландита представлена субизометричными зернами неправильной формы, располагающимися как внутри зерен пирротина, так и в промежутках между ними. Пентландит второй генерации развивается по пирротину в результате распада твердого раствора. Его выделения часто имеют удлиненную «пламеневидную» форму.

Среди эпигенетических минералов в рудах Н. Н. Шишкиным и Е. А. Кумпан обнаружен виоларит (по пентландиту) и мельниквит (по пирротину).

В массивных рудах тела № 3 присутствуют отдельные фенокристаллы пирита (рис. 43). Они обычно окружены халькопиритовыми «рубашками» и не имеют правильной огранки. Размер фенокристаллов изменяется в пределах 2—5 см, изредка достигая 6—8 см. Во многих случаях наблюдались пересечения фенокристаллов пирита прожилками халькопирита, пентландита и пирротина. Н. Н. Шишкин и Е. А. Кумпан (1964) установили, что в пирите фенокристаллов содержатся относительно повышенные концентрации кобальта (до 0,81%).

В оруденелых плагиоперидотитах на контактах с сульфидными выделениями зерна плагиоклаза нередко замещаются амфиболом, обра-



Рис. 46. Эпигенетическое сульфидное оруденение в дунитах. Ксенолиты дунита (крупные темные угловатые участки) цементируются оруденелым пироксенитом, содержащим идиоморфные вкрапленники ортопироксена (черное), светло-серое — сульфиды. Полированный штафф зерна Л-204-1. Профиль штольни, пикет 88, скв. 131, гл. 280 м. Отраженный свет. Ув.×1,2.

зующим узкие реакционные оторочки и, как это было показано выше, приобретают более кислый состав. Имеются данные, говорящие о том, что в оруденелых плагиоперидотитах воздействию сульфидного вещества подвергся не только плагиоклаз, но и темноцветные минералы, особенно оливин. Яркой иллюстрацией этому могут служить оруденелые перидотиты с сидеронитовой структурой, вскрытые скважиной № 8 в краевой части рудного тела № 3 (рис. 44). Благодаря развитию

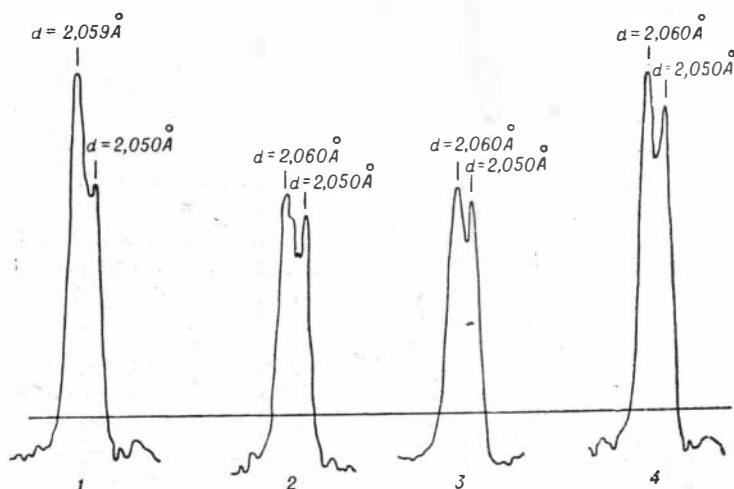


Рис. 47. Дифрактограммы моноклинных пирротитов:

1 — из массивной руды тела № 3 (образец Л-224-А, скв. 20); 2 — из крупной вкрапленности в пегматоидном меланократовом габбро (образец Л-158, профиль 018, пикет 138); 3 — из массивной руды тела № 3 (образец Л-224, скв. 20); 4 — то же (образец Л-224-Б, скв. 20, гл. 220 м).

вокруг кристаллов оливина реакционных оторочек, состоящих из агрегата зерен ортопироксена (рис. 45), оруденелый перидотит приобретает друзитовую структуру.

Сульфидные руды тела № 2 заметно отличаются от вышеописанных руд по целому ряду признаков. Прежде всего следует подчеркнуть, что жилы оруденелых пироксенитов имеют довольно резкие границы с неоруденелыми дунитами и практически не сопровождаются первичными ореолами рассеивания в виду сульфидной вкрапленности. Вообще в дунитах сульфидная вкрапленность встречается гораздо реже, чем в перидотитах 2-й фазы.

Оруденелые пироксениты выполняют ветвящиеся трещины в дунитах, образуя протяженную зону сетчатых жил. В составе последних присутствуют многочисленные остроугольные ксенолиты слабо серпентинизированных дунитов (рис. 46). Помимо ромбического и моноклинного пироксенов, пирротина, пентландита и халькопирита в оруденелых пироксенитах содержатся единичные зерна оливина и плагиоклаза. Местами пироксениты приобретают пегматоидное сложение. Сульфиды являются наиболее поздними выделениями пироксенитов и обычно слагают цемент, в котором заключены идиоморфные зерна силикатов, обычно не несущих признаков эпигенетических изменений. Во многих случаях участки жил пироксенитов с богатым и даже массивным оруденением перемежались с участками почти безрудных пироксенитов, что свидетельствует о неравномерном распределении оруденения в жильных пироксенитах.

Некоторые новые данные о составе и генезисе оруденения полученные нами при исследованиях рудных минералов, прежде всего пирротина. Как уже отмечалось, он присутствует во всех разновидностях оруденения, встречающегося в плутоне. Воспользовавшись этим обстоятельством, мы попытались провести сравнительное изучение пирротинов из различных типов руд, для чего мономинеральные фракции пирротинов были подвергнуты рентгенометрическому анализу. Последний позволил выделить среди пирротинов плутона помимо известной ранее гексагональной модификации этого минерала (Шишкин, Кумпан, 1964) его моноклинную модификацию, а также троилит (Леснов и др., 1967). Различие между указанными минералами хорошо видно на их дифрактограммах (рис. 47, 48, 49). На дифрактометрической кривой моноклинного пирротина наиболее интенсивный максимум имеет двухвершинную форму (2,060 и 2,050 Å), что, по данным А. Д. Генкина и др. (1965), является устойчивым отличительным признаком этого минерала.

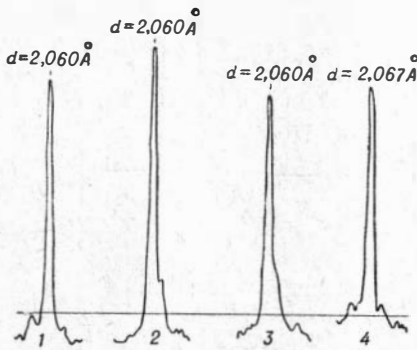


Рис. 48. Дифрактограммы гексагональных пирротинов.

1 — из сидеронитовой руды тела № 3 (образец Л-224-Е, скв. 20, гл. 250 м); 2 — из вкрапленности в гибридных роговообманковых габбро-норитах (образец 8856, правый борт долины р. Огьендо); 3 — то же (образец 8857, там же); 4 — из сидеронитовой руды тела № 3 (образец 1, скв. 43, гл. 151,5 м).

нию в течение 25 мин. Наиболее интенсивно протравился образец оруденелого перидотита, в котором выделение сульфидов цементируют зерна корродированного оливина (см. рис. 44). Видно, что в этом образце троилит слагает почти весь объем интерстиционных выделений. В остальных трех образцах травление было менее интенсивным и носило локальный характер. В образцах, где троилит рентгенометрически не был зафиксирован, травление не наблюдалось. Представляется, что на основании приведенных данных присутствие в рудах плутона троилита не должно вызвать сомнений.

Распределение обнаруженных разновидностей сульфида железа в плутоне, как показывают наблюдения, подчиняется определенной закономерности. Моноклинный пирротин приурочен главным образом к богатым, в особенности к массивным, рудам, которые выполняют

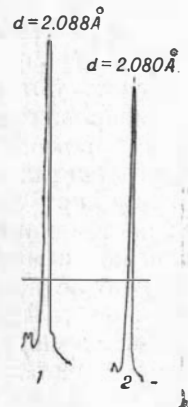


Рис. 49. Дифрактограммы троилитов.

1 — из рассеянной вкрапленности в дунитах (образец Л-220, скв. 49, гл. 142 м); 2 — из оруденелого пироксенита, секущего дуниты (образец Л-204-1, скв. 131, гл. 280 м).

внутренние зоны рудопроводящих каналов. Здесь же встречается и преимущественная часть ранних выделений пирита, образовавшего фенокристаллы. Гексагональный пирротин пространственно тяготеет к более бедным сидеронитовым и вкрапленным рудам, в той или иной мере удаленным от рудопроводящих каналов, сложенных массивными рудами. Наконец, троилит встречается на еще более удаленных от рудопроводящих каналов участках, в большинстве случаев несущих бедное оруденение. Легко заметить, что установленный здесь ряд минералов от пирита и моноклинного пирротина до троилита характеризуется постепенным уменьшением отношения содержания серы к содержанию железа. Эта закономерность наводит на мысль, что сера, которая приносилась в плутон по зонам нарушения, по мере кристаллизации сульфидов расходовалась. Поэтому на более удаленных участках возникал дефицит серы при избытке железа, что способствовало образованию троилита как наиболее бедного серой сульфида железа. В связи с этим приуроченность троилита к периферийным частям зон оруденения представляется вполне закономерной.

В последнее время троилит, который ранее считался специфическим минералом метеоритов, обнаружен во многих сульфидных месторождениях, в том числе и медно-никелевых. Об этом свидетельствуют данные А. А. Ясинской и Э. Н. Елисеева (1963), Б. Л. Зленко (1965), В. В. Золотухина и др. (1966), И. А. Будько и Э. А. Кулагова (1966). Исследователи приходят к выводу, что образование троилита происходит в богатой железом среде при недостатке серы, привносимой рудообразующими флюидами.

Известно, что результаты рентгенометрических анализов позволяют приблизительно оценивать содержания серы в пирротинах (Елисеев, Денисов, 1957; Арнольд, 1966; Золотухин и др., 1966). Мы воспользовались этим методом (табл. 48, 49, 50) и получили следующие результаты. Для моноклинных пирротинов содержание серы определялось по величине межплоскостного расстояния для наиболее интенсивного отражения (102) и составило 53,3 ат %. В гексагональных пирротинах, согласно параметрам элементарной ячейки (табл. 51), сера содержится в количестве 52,7—52,9 ат %. Содержание серы в троилитах, определенное по величине параметра c (Зленко, 1965), равно 50,6 ат % (табл. 52). Отметим, что полученные нами значения параметров элементарной ячейки a и c для троилитов согласуются со значениями параметров, приводимыми С. В. Липиным (1946), В. И. Михеевым (1957) и Х. Штунцем (1962).

Как показал Р. Арнольд (1966), параметры элементарной ячейки пирротинов и содержание в них серы находятся в определенной зависимости от температуры их образования. Если интерпретировать наши данные по диаграммам Арнольда, то можно предположить, что образование гексагональных пирротинов в плутоне происходило при температуре около 400°. При этом следует учитывать, что эта цифра характеризует нижний предел температуры кристаллизации пирротинов, поскольку для более точных определений по этим диаграммам необходимо располагать равновесной ассоциацией пирротина и пирита, которая, к сожалению, не была встречена в рудах плутона. Несколько более высокой была температура кристаллизации моноклинных пирротинов. Судя по рентгеновским данным, нижний предел ее составлял около 450°.

Данные о температурах кристаллизации пирротинов, полученные по результатам рентгенометрических анализов (400—450°), в определенной мере подтверждаются определениями палеотемператур пирротин-

Результаты рентгенометрического анализа моноклинных пирротинов
Рентгенолог Н. И. Зюзин

Образец Л-224			Образец Л-224-А		Образец Л-224-Б		Образец Л-224-Г		Образец Л-224-Д		Образец Л-224-И		Образец Л-158		ξ-пирротин (по Генкинну, 1965)		Пентландит (по Михееву, 1957)	
I	$\frac{d}{n} \alpha (\text{Å})$	hkl	I	$\frac{d}{n} \alpha (\text{Å})$	I	$\frac{d}{n} \alpha (\text{Å})$	I	$\frac{d}{n} \alpha (\text{Å})$	I	$\frac{d}{n} \alpha (\text{Å})$	I	$\frac{d}{n} \alpha (\text{Å})$	I	$\frac{d}{n} \alpha (\text{Å})$	I	$\frac{d}{n} \alpha (\text{Å})$	I	$\frac{d}{n} \alpha (\text{Å})$
—	—	—	—	—	—	—	18	5,75	—	—	—	—	24	5,72	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	15	4,70	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	13	3,60	—	—	—	—
—	—	—	55	3,03	42	3,03	27	3,03	22	3,02	11	3,03	—	—	—	—	9	3,03
60	2,96	—	67	2,98	60	2,98	67	2,97	49	2,97	53	2,97	72	2,96	6	2,98	—	—
—	—	—	—	—	—	—	13	2,85	—	—	10	2,85	—	—	—	—	7	2,89
74	2,63	—	82	2,64	77	2,64	83	2,63	60	2,63	79	2,63	87	2,62	7	2,63	—	—
21	2,53	—	—	—	14	2,53	40	2,53	23	2,53	6	2,54	—	—	1	2,45	1	2,51
100	2,060	114	100	2,060	100	2,060	100	2,060	100	2,060	100	2,060	100	2,060	100	2,067	—	—
95	2,050	—	80	2,050	90	2,050	83	2,050	75	2,050	84	2,050	90	2,050	10	2,052	—	—
—	—	—	—	—	11	1,851	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
20	1,833	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	18	1,776	13	1,772	—	—	—	—	10	1,771	—	—	—	—	10	1,77
60	1,713	300	51	1,716	48	1,715	63	1,714	45	1,714	55	1,712	72	1,712	7	1,706	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	12	1,623	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	25	1,613	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	13	1,603	—	—	—	—	—	—	4	1,603	—	—
—	—	—	12	1,595	—	—	—	—	15	1,589	11	1,592	17	1,591	4	1,593	—	—

Примечание. Образцы Л-224, Л-224-А, Л-224-Б, Л-224-Г, Л-224-Д, Л-224-И — из массивных руд тела № 3 (св. 20). Образец Л-158 — из пегматитного меланократового габбро (профиль 018, пикет 138).

Результаты рентгенометрического анализа гексагональных пирротинов

Рентгенолог Н. И. Зюзин (ИГиГ)

Сбразец Л-224-Е			Образец 1/151,5, св. 43		Образец 3857		Образец 8836		Пирротин (по Михееву, 1957)		Пентландит (по Михееву, 1957)	
<i>I</i>	$\frac{d}{n} \cdot a(\text{Å})$	<i>hkl</i>	<i>I</i>	$\frac{d}{n} \cdot a(\text{Å})$	<i>I</i>	$\frac{d}{n} \cdot a(\text{Å})$	<i>I</i>	$\frac{d}{n} \cdot a(\text{Å})$	<i>I</i>	$\frac{d}{n} \cdot a(\text{Å})$	<i>I</i>	$\frac{d}{n} \cdot a(\text{Å})$
13	3,68		24	3,66	—	—	—	—	—	—	2	3,54
—	—		—	—	29	3,17	—	—	—	—	—	—
—	—		—	—	33	3,12	—	—	—	—	—	—
51	3,02		100	3,03	—	—	—	—	—	—	9	3,03
44	2,98		70	2,97	64	2,97	54	2,97	6	2,97	—	—
—	—		35	2,91	28	2,91	—	—	—	—	—	—
66	2,63		85	2,64	77	2,64	76	2,64	8	2,63	—	—
35	2,52		53	2,53	—	—	—	—	—	—	1	2,51
—	—		26	2,31	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—		31	2,093	—	—	—	—	—	—	—	—
100	2,060	102	98	2,067	100	2,060	100	2,060	10	2,062	—	—
13	1,930		31	1,932	—	—	—	—	—	—	8	1,95
—	—		—	—	22	1,891	23	1,891	1	1,88	—	—
—	—		25	1,868	—	—	—	—	—	—	—	—
8	1,854		35	1,853	—	—	—	—	—	—	—	—
24	1,773		49	1,775	—	—	—	—	—	—	—	—
44	1,718	110	45	1,721	58	1,717	59	1,718	7	1,718	—	—
—	—		18	1,632	—	—	—	—	—	—	—	—
15	1,611		26	1,611	24	1,604	28	1,606	4	1,612	—	—
10	1,588		20	1,586	—	—	—	—	—	—	—	—
7	1,531		—	—	—	—	—	—	—	—	2	1,525

Примечание. Образец Л-224-Е из сидеронитовой руды, св. 20, гл. 250 м. Образец 1/151,5, св. 43 — из сидеронитовой руды, св. 43, гл. 151 м. Образцы 8857 и 8856 — из слабо-оруденелых роговообманковых габбро-норитов, взятых на левобережье р. Огисендо.

нов, которые получены нами по результатам термобарических анализов этих минералов*.

Как можно видеть (рис. 50), наиболее интенсивное взрывание (декрипитация) микровключений в моноклинных пирротинах происходит на интервал температур 380—560° с максимумом вблизи 500°. Кроме моноклинных пирротинов, термобарическому анализу подвергались троилит (рис. 51), пирит (рис. 52), гексагональный пирротин и халькопирит. В троилите и пирите наиболее интенсивная декрипитация совершалась в интервале температур 400—600° при максимуме вблизи 500—520°. На термобарограммах гексагонального пирротина и халькопирита выразительные максимумы отсутствовали. Параллельно с сульфидами Чайского плутона этим же методом были проанализированы две пробы заведомо более низкотемпературных пирротинов из скарново-полиметаллических руд месторождения Тетюхе** (рис. 53), в которых максимальная интенсивность декрипитации включений приурочена к интервалу температур 220—460°, т. е. заметно ниже, чем для пирротинов

* Методика анализа разработана в ИГиГ СО АН СССР (Долгов, Серебренников, 1965). Возможность применения этого метода для определения палеотемператур по сульфидам подтверждается данными В. В. Золотухина и др. (1966). Анализ наших проб выполнялся по навеске 0,1 г из фракции 0,25—0,5 мм.

** Образцы по месторождению Тетюхе нам переданы Ф. Н. Шешеговым.

Результаты рентгенометрического анализа троилитов
Рентгенолог Н. И. Зюзин (ИГиГ)

Образец Л-220			Образец 458, скв. 8		Образец Л-203		Образец Л-204-1		Троилит (по Михееву, 1957)		Пентландит (по Михееву, 1957)	
<i>I</i>	$\frac{d}{n}\alpha(\text{Å})$	<i>hkl</i>	<i>I</i>	$\frac{d}{n}\alpha(\text{Å})$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}\alpha(\text{Å})$	$\frac{d}{n}\alpha(\text{Å})$	$\frac{d}{n}\alpha(\text{Å})$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}\alpha(\text{Å})$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}\alpha(\text{Å})$
38	—		—	—	38	7,46	—	—	—	—	—	—
—	—		—	—	21	6,48	—	—	—	—	—	—
—	—		—	—	32	5,86	—	—	—	—	—	—
—	—		—	—	—	—	23	5,62	—	—	—	—
—	—		—	—	—	—	20	5,07	2	5,11	—	—
—	—		—	—	19	4,75	18	4,79	3	4,72	—	—
—	—		22	3,884	—	—	—	—	—	—	—	—
51	3,65		—	—	21	3,66	—	—	—	—	2	3,54
—	—		32	3,49	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—		25	3,36	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—		47	3,21	30	3,25	18	3,23	—	—	2	3,34
—	—		—	—	24	3,13	—	—	—	—	—	—
100	3,05		100	3,05	100	3,05	59	3,03	—	—	9	3,03
55	2,97		68	2,98	37	3,00	58	2,93	6	2,968	—	—
51	2,92		57	2,92	32	2,93	32	2,92	—	—	7	2,89
34	2,77		38	2,77	—	—	—	—	—	—	—	—
45	2,65		64	2,65	40	2,67	62	2,66	7	2,644	—	—
81	2,52		32	2,52	40	2,54	12	2,53	1	2,531	1	2,51
35	2,47		28	2,46	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—		28	2,32	—	—	—	—	—	—	—	—
75	2,088	114	78	2,088	63	2,088	100	2,088	10	2,085	—	—
35	1,948		34	1,944	26	1,949	15	1,965	—	—	8	1,95
—	—		—	—	—	—	18	1,924	4	1,921	—	—
—	—		27	1,860	23	1,860	—	—	—	—	—	—
77	1,790		64	1,784	—	—	33	1,784	—	—	10	1,77
26	1,752		30	1,747	—	—	14	1,748	2	1,755	—	—
31	1,718	300	40	1,718	—	—	36	1,720	9	1,720	—	—
—	—		—	—	—	—	7	1,639	5	1,637	—	—
29	1,613		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. Образец Л-220 (скв. 49, гл. 142 м) — из рассеянной тонкой вкрапленности в дуните. Образец 458/скв. 8 — из сидеронитового перидотита на фланге рудного тела № 3. Образец Л-203 — из сульфидных шлифов в оруденелых габбро-пегматитах, дайка южных сечет дуниты. Образец Л-204-1 (скв. 131, гл. 280 м) — из богатого оруденения в пироксените, брекчиевидная жила которого сечет дуниты.

Чайского плутона*. Таким образом, на основании полученных результатов можно предполагать, что сульфидные минералы в рудах плутона образовались при температурах около 500°.

Обобщая ранее известные и вновь полученные данные о закономерностях строения и состава сульфидного оруденения в плутоне, а также о температурном режиме образования рудных минералов, мы приходим к ряду новых генетических выводов. Как было показано, подавляющая часть практически интересного оруденения в плутоне является наиболее поздним его продуктом, эпигенетически-наложенным на его породы. Исключение составляют жильные образования плутона (габбро-пегматиты, пироксениты), которые имеют с рудной минерализацией тесную пространственную и временную связи. Поэтому по отношению к жильным породам оруденение может рассматриваться как сингенетическое.

* Л. Н. Хетчиковым и П. С. Гарбузовым (1964), использовавшими метод ратреквивания, для Тетюхинского месторождения определены температуры образования галенита (176—254°) и сфалерита (210—277°).

Рентгенометрические параметры, составы и температуры образования гексагональных пирротинов

Номер образца	a [кX]	c [кX]	V [кX ³]	a/c	S, ат. %	Fe, ат. %	t° , С
1/151,5/кв.43	3,435	5,748	58,7	1,673	52,7	47,3	300°
Л-224-Е	3,429	5,719	58,3	1,668	52,9	47,1	400°
8857	3,429	5,719	58,3	1,668	52,9	47,1	400°
8856	3,429	5,719	58,3	1,668	52,9	47,1	400°

Примечание. В образце 1/151,5/кв. 43 содержание серы определено по параметру a . В остальных — среднеарифметическое из определений по a , c и v . Наименования пород и места взятия образцов указаны в табл. 49.

Механизм образования сульфидного оруденения в Чайском плутоне представляется нам в следующем виде. На поздней стадии интрузивного процесса в результате магматической дистилляции габброидных расплавов 3-й фазы произошло накопление и последующее отделение высокотемпературных, обогащенных серой и другими летучими компонентами рудных растворов — флюидов, которые затем проникали по зонам дробления и прототектоническим трещинам в породы плутона и активно взаимодействовали с породообразующими минералами — оливином, пироксеном и плагиоклазом. Просачиваясь сквозь ультраосновные породы, флюиды выщелачивали из них железо, никель и некоторые другие компоненты, находившиеся в виде изоморфных примесей в составе силикатов, и увлекали их с собой в более высокие горизонты. Согласно расчетам К. Краускофа (1966), такой перенос значительных масс металлов, входящих в сульфидные руды, в виде летучих соединений (особенно хлоридов) в составе высокотемпературных рудных флюидов вполне реален. В верхних горизонтах зон дробления вследствие изменений физико-химических условий флюиды сбрасывали значительную часть своего полезного «груза», в результате чего формировались тела массивных руд, выполняющих внутренние участки зон дробления. Ранние порции флюидов, поднимавшиеся непосредственно по зонам дробления, отличались

Таблица 52

Рентгенометрические параметры и составы троилитов

Номер образца	a [кX]	c [кX]	S, ат%	Fe, ат %
Л-220	5,94	11,74	50,6	49,4
458/скв. 8	5,94	11,73	50,6	49,4
Л-203	5,94	11,73	50,6	49,4
Л-204-1	5,94	11,73	50,6	49,4

Примечание. Наименования пород и места взятия образцов указаны в табл. 50.

высоким парциальным давлением серы. Поэтому на начальных этапах образования массивных руд из флюидов генерировались наиболее высокосернистые сульфиды железа — пирит (фенокристаллы) и моноклинный пирротин. Высокая начальная температура кристаллизации этих минералов способствовала захвату в их кристаллические решетки повышенных количеств никеля и кобальта. Это, в свою очередь, позднее повлекло за собой широкое развитие пентландита в виде «пламеневидных» выделений в структурах распада твердых растворов в моноклинном пирротине. Относительно повышенная кобальтоносность фенокристаллов пирита обусловлена той же причиной.

Обладая высокой реакционной способностью, рудные флюиды вдоль микротрещин проникали в слабо нарушенные ультраосновные

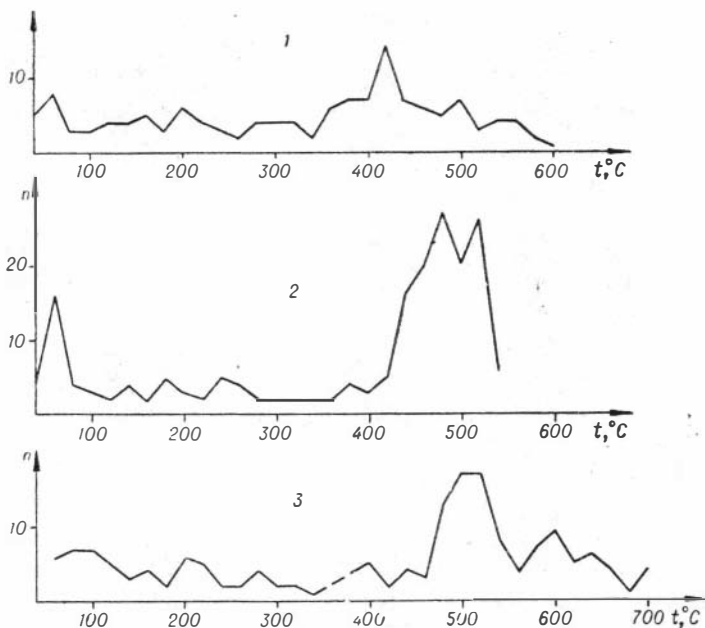


Рис. 50. Термобарограммы моноклинных пирротинов.

1 — из массивной руды тела № 3, скв. 20 (образец Л-224-Г); 2 — то же (образец Л-224-Б); 3 — то же (образец Л-224-А). n — относительное число взрывов.

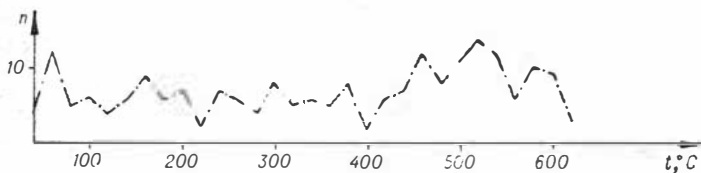


Рис. 51. Термобарограмма тронлита из богатой сидеронитовой руды тела № 3 (скв. 8, гл. 458 м).

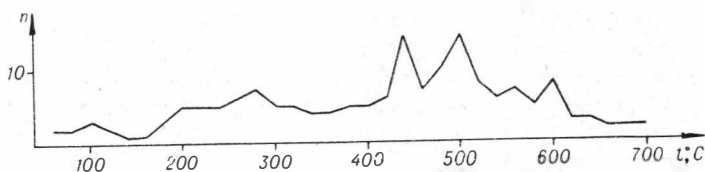


Рис. 52. Термобарограмма пирита из фенокристалла в массивной руде тела № 3 (скв. 20, образец Л-224-БП).

породы за пределы зон дробления. При этом они активно выщелачивали в первую очередь плагиоклаз, на месте которого затем метасоматически развивались сульфиды. На фронте замещения плагиоклаза сульфидами развивались реакционные оторочки амфибола, а внутренние зоны зерен плагиоклаза вследствие привноса рудными флюидами щелочей становились более кислыми. По мере удаления от рудоподводящих зон дробления флюиды, реагируя с боковыми породами, становились все беднее серой. В этом мы усматриваем основную причину того, что в сидеронитовых рудах, обрамляющих тела массивных руд, а также в еще более удаленных от зон дробления вкрапленных рудах пред-

ставлены главным образом низкосернистые сульфиды железа — гексагональный пирротин и троилит. В то же время дуниты 1-й фазы, практически не содержащие плагиоклаза, по-видимому, были значительно менее проницаемы для рудообразующих флюидов по сравнению с плагиоперидотитами 2-й фазы. Именно этим, главным образом, обусловлено слабое развитие в дунитах вкрапленного оруденения не только вдали от рудоподводящих зон дробления, но и непосредственно вблизи выполняющих эти зоны жил оруденелых пироксенитов. Во всех этих особенностях мы находим аналогию механизму образования сульфидных медно-никелевых месторождений путем высокотемпературного рудного метасоматоза, который описан В. В. Золотухиным (1964, 1966) на примере никеленосных интрузий Норильского района.

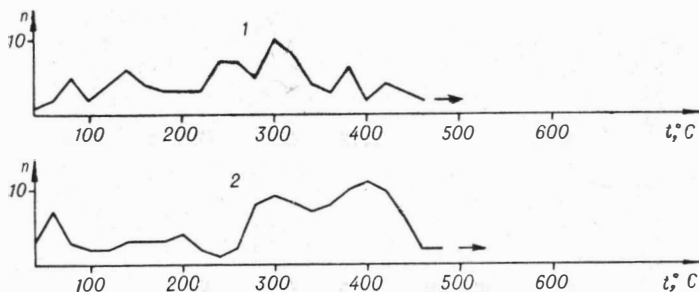


Рис. 53. Термобарограммы моноклинных пирротитов скарново-полиметаллических руд месторождения Тетюхе.

1 — из кальцит-пирротин-галенитовой руды; 2 — из галенит-халькопирит-пирротиновой руды. Стрелками отмечено начало интенсивного выделения газов.

Таким образом, подавляющая часть рудных компонентов (железо и никель) извлекалась высокотемпературными флюидами из пород плутона на более глубоких его горизонтах и затем переносилась и отлагалась в пределах тех частей плутона, которые в настоящее время оказались вблизи дневной поверхности. Исходя из такой гипотезы образования оруденения в Чайском плутоне, можно предполагать, что практически интересные концентрации медно-никелевых руд в его пределах следует искать прежде всего вдоль древних зон нарушения, рассекающих ультраосновные породы. Не исключено, что оруденение частично могло локализоваться и в участках зон нарушения, переходящих из ультраосновных пород в габброидные породы 3-й фазы.

Следует подчеркнуть, что высказанная точка зрения на генезис сульфидного медно-никелевого оруденения в плутоне в будущем может быть подтверждена соответствующим расчетом баланса вещества, что должно служить темой специального исследования.

ПЕТРОХИМИЯ ПЛУТОНА

Петрографические исследования позволили установить значительную неоднородность многофазного Чайского плутона. Но характеристика его вещественного состава была неполной без рассмотрения закономерностей его химизма, тем более, что к настоящему времени накопился обширный фактический материал по этому вопросу, еще не нашедшей себе достаточного освещения в литературе (Леснов, 1969₂).

Из всей совокупности известных нам полных химических анализов

Средние химические составы главных типов пород Чайского плутона

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	34,96	41,30	43,21	40,34	42,20	47,62	49,48	48,59	50,16	49,64	50,11	49,65	51,23	53,57	52,18
TiO ₂	0,11	0,43	0,32	0,43	0,45	0,43	0,30	0,62	0,84	1,59	1,70	1,18	1,81	1,98	1,91
Al ₂ O ₃	1,59	6,24	5,39	6,02	7,26	5,82	7,65	13,55	16,13	15,62	15,80	14,78	15,78	16,74	16,33
Fe ₂ O ₃	7,01	5,29	5,58	6,31	4,49	2,56	3,58	2,27	2,47	3,39	3,51	3,01	3,66	2,92	3,23
FeO	5,90	6,12	5,10	5,64	7,08	7,51	6,31	5,79	4,92	5,80	6,95	5,93	6,41	5,77	6,04
MnO	0,14	0,16	0,17	0,18	0,13	0,10	0,19	0,15	0,13	0,17	0,20	0,16	0,17	0,13	0,15
MgO	39,73	27,16	28,67	28,28	26,06	23,81	18,89	14,13	10,08	8,36	6,53	10,23	5,66	4,97	5,26
CaO	0,58	4,94	4,77	4,54	6,41	7,35	9,21	10,62	10,43	9,97	9,41	10,00	8,73	7,77	8,18
Na ₂ O	0,13	0,69	0,38	0,68	0,78	1,22	1,01	1,62	2,01	2,15	2,43	2,00	3,23	3,03	3,11
K ₂ O	0,02	0,15	0,07	0,13	0,08	0,17	0,09	0,21	0,29	0,57	0,78	0,47	1,28	0,80	1,00
P ₂ O ₅	0,07	0,09	0,08	0,11	0,10	0,05	0,08	0,11	0,14	0,26	0,27	0,19	0,30	0,25	0,27
H ₂ O ⁺	0,24	0,24	0,24	0,24	0,19	0,12	0,26	0,14	0,17	0,17	0,10	0,15	0,07	0,19	0,14
П. п. п.	8,79	6,34	5,59	7,42	4,45	2,64	2,27	1,76	1,58	1,76	1,25	1,64	1,43	1,75	1,61
Сумма	99,27	99,15	99,57	100,40	99,68	99,40	99,32	99,56	99,35	99,45	99,04	99,39	99,76	99,87	99,81
SO ₃ общ	0,80	1,08	0,50	1,02	0,66	1,18	0,97	0,34	0,54	0,66	0,33	0,59	0,26	0,29	0,28
Ni	0,189	0,136	0,083	0,134	0,153	0,126	0,043	0,026	0,023	0,014	0,008	0,022	н/д	0,009	0,009
Co	0,016	0,013	0,010	0,014	0,013	0,009	0,005	0,010	0,005	0,004	0,003	0,005	н/д	0,004	0,004
Cu	0,042	0,050	0,020	0,051	0,038	0,056	0,021	0,011	0,009	0,007	0,009	0,010	н/д	0,010	0,010
Cr	0,134	0,227	0,270	0,180	0,250	н/д	н/д	0,095	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д

Примечание. 1 — дуниты (14 ан.), 2 — породы 2-й фазы в целом (66 ан.), 3 — перидотиты (11 ан.), 4 — плагионеридотиты (25 ан.), 5 — габбро-перидотиты (11 ан.), 6 — пироксениты (15 ан.), 7 — меланократовые габброиды (8 ан.), 8 — оливиновые габброиды (9 ан.), 9 — безоливиновые (нормальные) габброиды (22 ан.), 10 — амфиболлизированные нормальные габброиды (17 ан.), 11 — роговообманковые габброиды (17 ан.), 12 — габброиды 3-й фазы в целом (без диоритовых пород) (73 ан.), 13 — диориты и биотитовые диориты 3-й фазы (гибридные) (14 ан.), 14 — кварцевые и кварц-биотитовые диориты 3-й фазы (гибридные) (19 ан.), 15 — гибридные диориты 3-й фазы в целом (33 ан.).

пород плутона составлена сводная выборка. В нее включены 45 анализов из коллекций автора, 96 анализов из коллекции Чайской ГРП (Ю. А. Чешенко и И. Н. Сахаровский), 85 анализов из коллекции Чайского отряда ЦНИГРИ (А. В. Касьянов). Небольшое число анализов заимствовано из материалов С. А. Гурулева и К. С. Самбуева (14), а также Н. Н. Шишкина (2 анализа). Весь этот фактический материал (более 240 анализов), сведенный в таблицы по типам пород (см. приложение), публикуется впервые. В каждой таблице приложения анализы расположены в порядке уменьшения петрохимической характеристики *v*. Наряду с петрогенными компонентами во многих породах дополнительно химически определялись рудные компоненты (никель, кобальт, медь, хром и, частично, ванадий), сведения о которых приводятся в тех же таблицах. Подавляющая часть анализов характеризует практически безрудные породы. В большинстве анализов контрольная сумма отклоняется не более чем на 1% (99—101%).

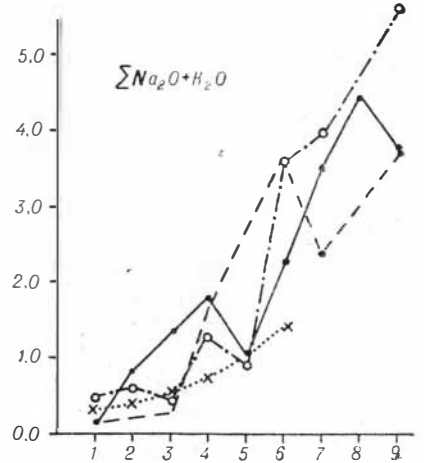
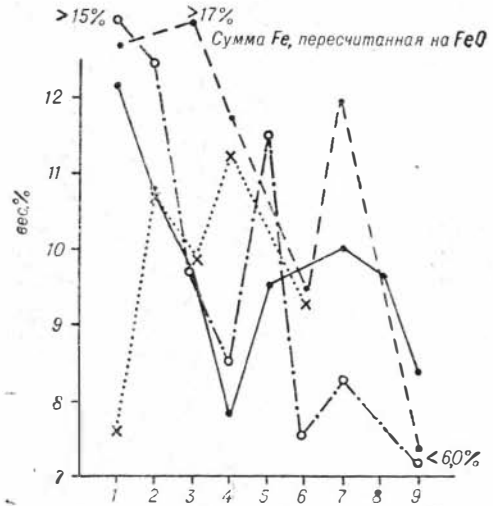
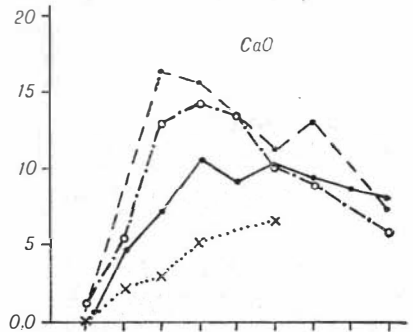
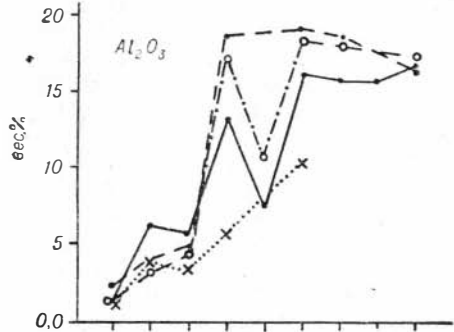
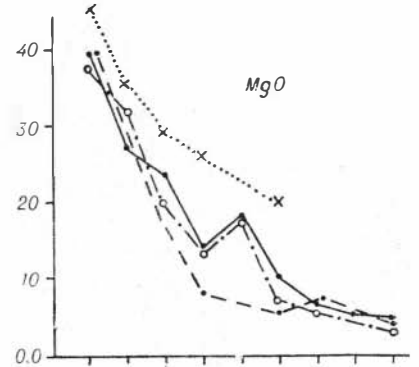
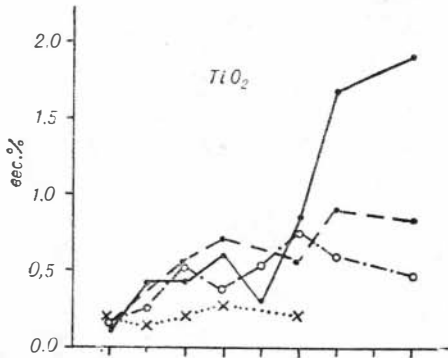
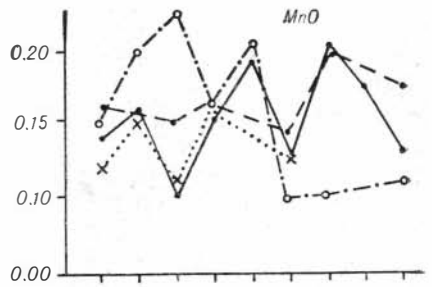
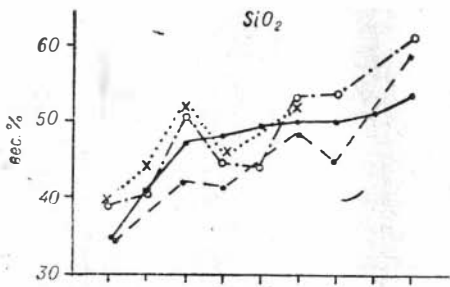
Состав дунитов 1-й фазы изучен на материале 14 анализов. По породам 2-й фазы использовано 66 анализов. Самое большое количество анализов выполнено по породам 3-й фазы — 106. Небольшим числом анализов охарактеризованы пироксениты, а также некоторые жильные и вмещающие породы.

На основании силикатных анализов рассчитаны среднеарифметические составы главных типов пород плутона (табл. 50—53). Построенные по ним вариационные кривые отражают характер распределения содержаний компонентов, начиная с наиболее магниезальных и кончая наиболее кислыми породами плутона (рис. 54). На этих же диаграммах

Таблица 54

Средние химические составы (\bar{x}) и средние квадратичные отклонения (σ) содержаний породообразующих окислов в породах Чайского плутона (вес. %)

Компонент	Дуниты		Перидотиты, габбро-перидотиты		Пироксениты		Габбро-нориты и габбро		Роговообманковые габбро-нориты		Диориты		Диориты и кварцевые диориты	
	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ
SiO ₂	34,96	1,91	40,59	6,23	47,96	2,04	49,86	2,07	50,11	2,21	52,90	2,27	51,03	8,70
TiO ₂	0,11	0,07	0,44	0,25	0,59	0,17	0,83	0,61	1,70	1,12	2,28	0,98	1,89	0,99
Al ₂ O ₃	1,59	0,81	6,11	2,35	5,07	2,93	16,60	2,25	15,80	1,21	16,64	1,92	15,94	2,88
Fe ₂ O ₃	7,01	3,42	6,50	3,60	3,37	2,35	2,88	2,35	3,51	1,49	3,34	1,41	3,22	1,34
FeO	5,90	2,77	6,05	2,00	6,03	3,79	4,65	1,82	6,95	1,31	5,74	1,99	6,05	—
MnO	0,14	0,03	0,16	0,11	0,13	0,05	0,12	0,10	0,20	0,07	0,13	0,07	0,15	0,07
MgO	39,73	—	27,26	4,95	23,83	3,04	8,96	3,68	6,53	1,79	5,03	2,15	5,14	1,94
CaO	0,58	0,49	4,98	2,31	7,82	2,54	9,37	4,13	9,41	1,68	7,83	1,86	7,79	2,21
Na ₂ O	0,13	0,05	0,63	0,39	0,67	0,24	1,94	1,04	2,43	1,01	2,82	0,73	2,96	0,95
K ₂ O	0,02	—	0,13	0,21	0,10	0,17	0,43	0,43	0,78	0,42	0,76	0,42	1,02	0,68
P ₂ O ₅	0,07	—	0,10	0,07	0,08	0,04	0,12	0,15	0,27	0,25	0,30	0,25	0,28	0,22
SO ₃ общ	0,80	0,65	—	—	1,28	0,99	—	—	0,49	0,79	0,29	0,27	0,26	0,23
Ni	0,19	0,08	0,15	0,15	0,126	0,09	0,020	—	—	—	0,009	0,010	—	—
Co	0,02	0,004	0,013	0,005	0,009	0,032	0,005	0,004	—	—	0,006	0,009	—	—
Cu	0,04	—	0,055	—	0,056	—	0,009	0,008	—	—	0,010	0,010	—	—
Число анализов, использованных для расчета	14	—	53	—	7	—	16	—	17	—	19	—	31	—



Химизм главных типов пород плутона сопоставлен с химизмом аналогичных пород из некоторых формационно сходных интрузивных комплексов. Сравнение показывает, что большая часть пород Чайского плутона отличается от своих аналогов в других плутонах несколько повышенным содержанием титана, кремнезема и глинозема. В то же время содержания кальция и щелочей в ряде типов пород Чайского плутона несколько понижены.

Статистический расчет средних квадратичных отклонений содержаний породообразующих окислов (табл. 54) показал, что в главных типах пород плутона наиболее сильным вариациям подвергнуты содержания титана, железа, алюминия, кальция и щелочей.

По средним составам главных типов пород и приближенно вычисленным соотношениям их площадного развития на современном денудационном срезе плутона (табл. 55) были определены средневзвешенные химические составы его интрузивных фаз (табл. 56). Сравнение показывает (рис. 55), что от 1-й фазы к 3-й содержания кремнезема, глинозема, кальция, титана и щелочей в интродуцированных магматических расплавах увеличивались, содержания магния и частично железа — уменьшались. Кроме того, был вычислен приближенный средневзвешенный химический состав Чайского плутона в целом (табл. 57). Он сопоставлен со средними химическими составами Ньюрундуканского и Довыренского плутонов (по Грудинину, 1965), а также с некоторыми петрохимическими эталонами. При этом обнаружилось, что по сравнению с двумя указанными плутонами Чайский плутон отличается несколько повышенными содержаниями кремнезема, титана, железа и марганца и пониженными — глинозема и кальция. Вместе с тем составы Ньюрундуканского, Довыренского и Чайского плутонов достаточно близки к составу типовой оливин-базальтовой магмы по классификации Кеннеди (Kennedy, 1933).

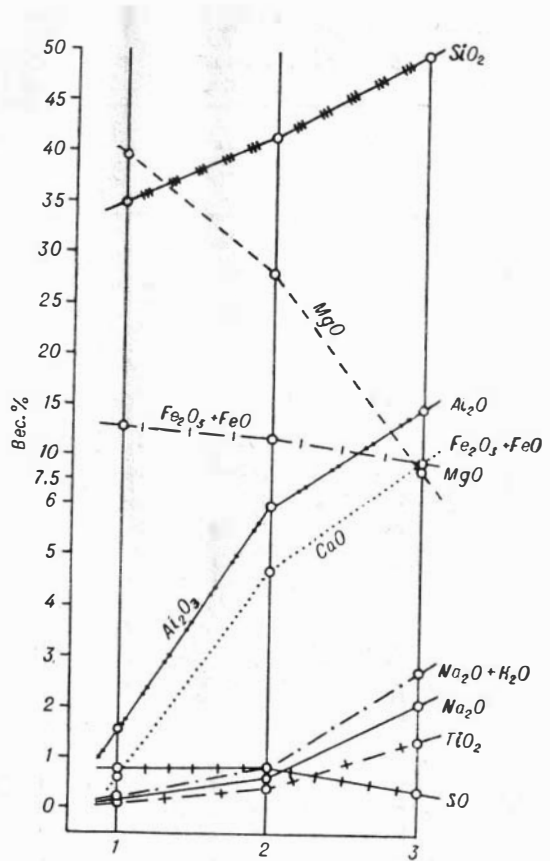


Рис. 55. Диаграмма средневзвешенных химических составов пород первой (1), второй (2) и третьей (3) интрузивных фаз Чайского плутона.

Рис. 54. Вариационные диаграммы средних содержаний окислов в главных типах пород Чайского плутона и некоторых формационно близких интрузивных комплексов.

А — Чайский плутон, Б — Мончегорский (Елисеев, 1959), В — Лысогорский интрузивный комплекс (Волохов, 1965), Г — Уральская габбро-пироксенит-дунитовая формация (Воробьева и др., 1962); по абсциссам отложены: 1 — дуниты, 2 — перидотиты, 3 — пироксениты, 4 — оливиновые габбронды, 5 — меланократовые габбронды, 6 — нормальные габбронды, 7 — роговообманковые габбронды, 8 — диориты, 9 — кварцевые диориты.

Соотношение площадей распространения главных типов пород Чайского плутона*

Порода и интрузивная фаза	В % к общей площади плутона	Порода и интрузивная фаза	В % к общей площади плутона
<u>1-я</u> Дуниты	1	<u>3-я</u> Меланократовые габброиды	5
<u>2-я</u> Перидотиты	2,5	Оливиновые габброиды	5
Плагиоперидотиты	5	Нормальные габброиды	10
Габбро-перидотиты	1	Роговообманковые габброиды	45
2-я фаза в целом	8,5	Диориты	15
Пироксениты	0,5	Кварцевые диориты	10
2-я фаза, включая пироксениты	9	3-я фаза в целом	90
		Чайский плутон в целом	100

* Соотношения площадей распространения главных типов пород определялись исходя из данных геологического картирования, площади развития второстепенных разновидностей — интерполяцией. Присутствие в плутоне ксенолитов вмещающих пород во внимание не принималось.

Таблица 56

Средневзвешенные химические составы интрузивных фаз Чайского плутона (вес. %)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	34,96	40,66	41,44	49,95	51,36	52,17	55,64
TiO ₂	0,11	0,05	0,40	1,36	1,50	1,88	1,34
Al ₂ O ₃	1,59	1,70	5,98	14,94	—	16,16	—
Fe ₂ O ₃	7,01	—	5,87	3,26	—	3,37	—
FeO	5,90	12,71	5,65	6,50	11,04	6,16	7,55
MnO	0,14	0,19	0,17	0,18	0,26	0,16	0,15
MgO	39,73	42,99	28,13	8,77	7,47	5,39	3,62
CaO	0,58	0,98	4,84	9,64	9,41	8,35	6,51
Na ₂ O	0,13	0,57	0,60	2,10	1,94	3,15	3,00
K ₂ O	0,02	0,07	0,11	0,60	0,83	1,09	2,30
P ₂ O ₅	0,07	—	0,10	0,22	—	0,28	—
H ₂ O*	0,24	—	0,23	0,13	—	0,12	—
П. п. п.	8,79	—	6,50	1,43	—	1,56	—
С у м м а	99,27	99,92	100,02	99,08	83,81	99,84	80,11
SO ₃ общ	0,80	0,03	0,82	0,42	0,075	0,27	0,05
Ni	0,189	0,2	0,121	0,015	0,016	0,009	0,0055
Co	0,016	0,02	0,013	0,004	0,0045	0,004	0,001
Cu	0,042	0,002	0,040	0,010	0,010	0,010	0,0035

Примечание. 1 — дуниты 1-й фазы плутона (14 ан.), 2 — кларки ультраосновных пород (по Виноградову, 1962), 3 — породы 2-й фазы плутона (66 ан.), 4 — породы 3-й фазы плутона без гибридных разновидностей (73 ан.), 5 — кларки основных пород (по Виноградову, 1962), 6 — экзоконтактные гибридные диориты плутона (33 ан.), 7 — кларки средних пород (по Виноградову, 1962).

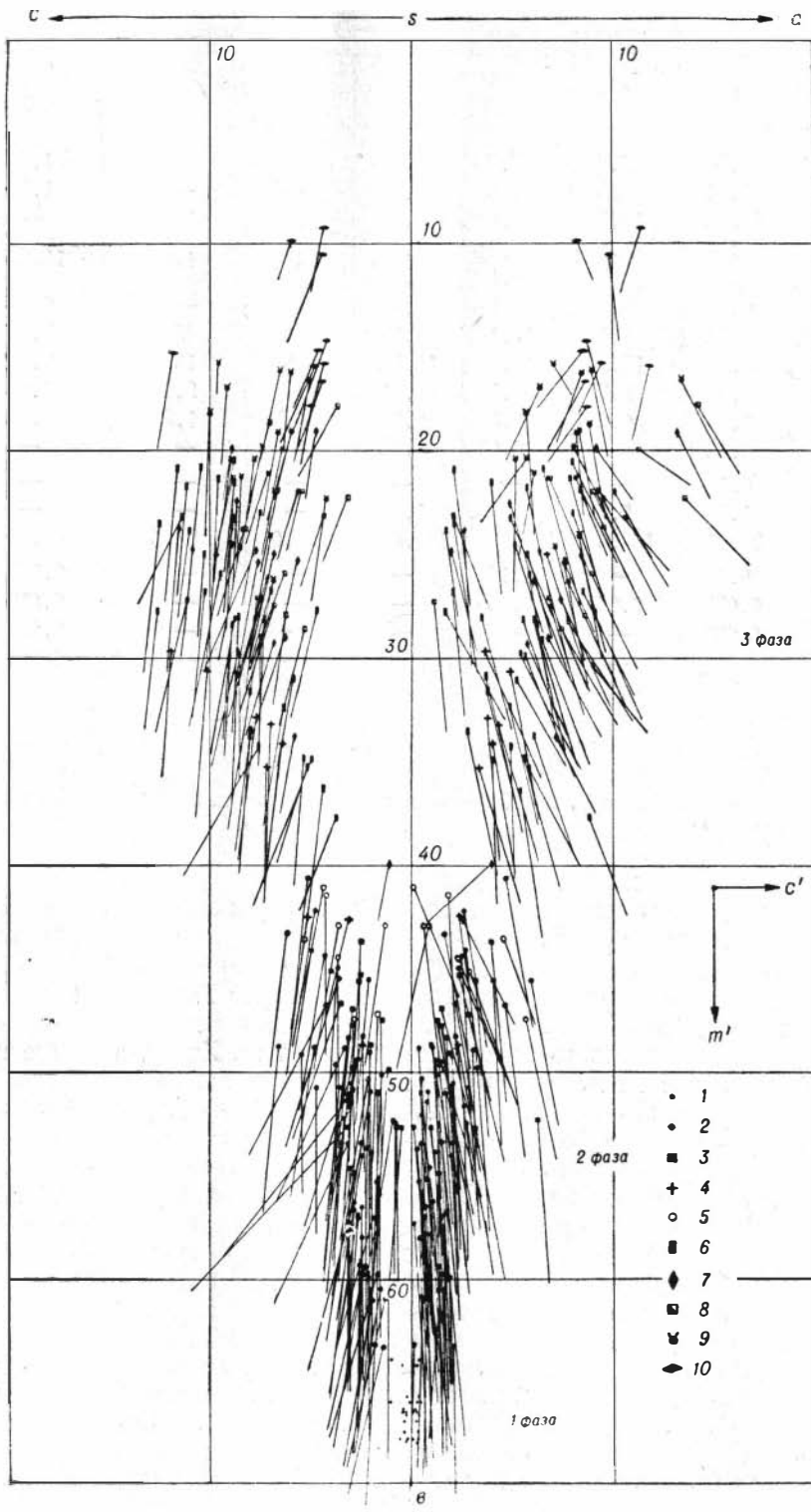
Средневзвешенный химический состав Чайского плутона

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	49,75	44,8	47,2	45,43	45	50	51,36
TiO ₂	1,40	0,9	0,32	1,26	—	—	1,50
Al ₂ O ₃	14,42	19,7	16,0	17,32	15	13	—
Fe ₂ O ₃	3,51	1,4	0,9	3,27	13	13	11,04
FeO	6,27	6,8	4,1	7,60			
MnO	0,18	0,1	0,1	0,14	—	—	0,26
MgO	9,68	9,0	17,1	8,37	8	5	7,47
CaO	8,88	15,5	10,3	11,62	9	10	9,41
Na ₂ O	2,28	2,7	1,9	1,91	2,5	2,8	1,94
K ₂ O	0,68	0,2	0,6	0,83	0,5	1,2	0,83
P ₂ O ₅	0,22	—	0,03	0,42	—	—	—
H ₂ O ⁺	0,13	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	1,91	1,7	1,45	1,83	—	—	—
С у м м а	99,31	102,8	100,00	100,00	93,0	95,0	83,81
SO ₃ общ	0,42	—	0,14	—	—	—	0,075
Ni	0,023	0,04	0,06	—	—	—	0,016
Co	0,005	—	—	—	—	—	0,0045
Cu	0,013	—	—	—	—	—	0,010
Cr	—	0,04	0,14	—	—	—	—

Примечание. 1 — средневзвешенный состав Чайского плутона (204 ан.), 2 — то же Нюрундуканского плутона (Грудинин, 1965), 3 — то же Довыренского плутона (Грудинин, 1965), 4 — средний состав оливиновых габбро СССР по 21 ан. (Соловьев, 1965), 5 — оливин-базальтовый тип магмы (Kennedy, 1933), 7 — кларки основных пород, пересчитанные на окислы (Виноградов, 1962).

Все имеющиеся химические анализы пород Чайского плутона и некоторых вмещающих его пород были пересчитаны по методу А. Н. Заварицкого (1950). По результатам пересчета построена сводная векторная петрохимическая диаграмма (рис. 56). Кроме того, были рассчитаны некоторые дополнительные петрохимические параметры пород: суммарное содержание железа (в пересчете на закись), относительная железистость пород, коэффициент по Хессу, а также щелочной модуль по И. В. Лучицкому (1962). Все результаты петрохимических пересчетов химических анализов пород приведены в соответствующих таблицах приложения.

Прежде чем приступить к обзору тех результатов, которые получены при петрохимических пересчетах химических анализов пород плутона, остановимся на некоторых аспектах методики построения векторных петрохимических диаграмм по методу А. Н. Заварицкого (1950). В практике петрохимических исследований магматических пород эти диаграммы получили широкое применение, так как они достаточно универсальны, просты в построении и наглядны. После опубликования этого метода в литературе появились некоторые его модификации, применяемые для изучения химизма отдельных ассоциаций пород. Так, в частности, Н. Д. Соболевым (1952) предложен метод пересчета и построения петрохимических диаграмм для пород гипербазитового формационного типа. Однако для исследований петрохимических особенностей ультраосновных пород, входящих в состав базит-гипербазитовых формационных типов и тем более совместно с габброидными



C

S

C

10

10

10

20

30

3 фазы

40



50

2 фазы

60

1 фаза

- 1
- 2
- 3
- + 4
- ◌ 5
- 6
- ◆ 7
- ▣ 8
- ⊣ 9
- ◈ 10

членами этих типов, по-прежнему предпочитают использовать метод и диаграммы А. Н. Заварицкого. В методике построения этих диаграмм для интрузивных ассоциаций базит-гипербазитового состава мы предлагаем внести частичное изменение, суть которого состоит в следующем. Обычно на векторных петрохимических диаграммах, на правой их части, векторы отстраиваются по дополнительным характеристикам m' и c' , отражающим соотношение магния и кальция в фемической части пород. Однако, как известно, для пород базит-гипербазитового ряда более существенным является соотношение магния и железа. Это соотношение может быть нагляднее показано при построении указанных векторов по величинам дополнительных характеристик f' и m' , т. е. путем замены характеристики c' характеристикой f' . Помимо того, что такой способ построения векторов представляется более удобным с точки зрения полноты информации, он имеет некоторые преимущества и в отношении техники построения диаграмм и их наглядности, особенно при большом числе анализов. Ввиду того, что преобладающее количество базит-гипербазитовых пород имеет очень небольшие значения характеристики c' , векторы в правой части обычных диаграмм имеют очень крутой (для габброидных пород) или субвертикальный (для ультраосновных пород) наклон, часто накладываются друг на друга, чем затрудняют чтение диаграмм (см. рис. 56). Значения характеристики f' в основных и особенно ультраосновных породах всегда больше значений характеристики c' , поэтому векторы, построенные предлагаемым способом, сильнее отклоняются от вертикали и реже накладываются друг на друга (рис. 57). Преимущество предлагаемого варианта построения петрохимической диаграммы легко заметить при сравнении рис. 56 и 57, на которых нанесены одни и те же данные.

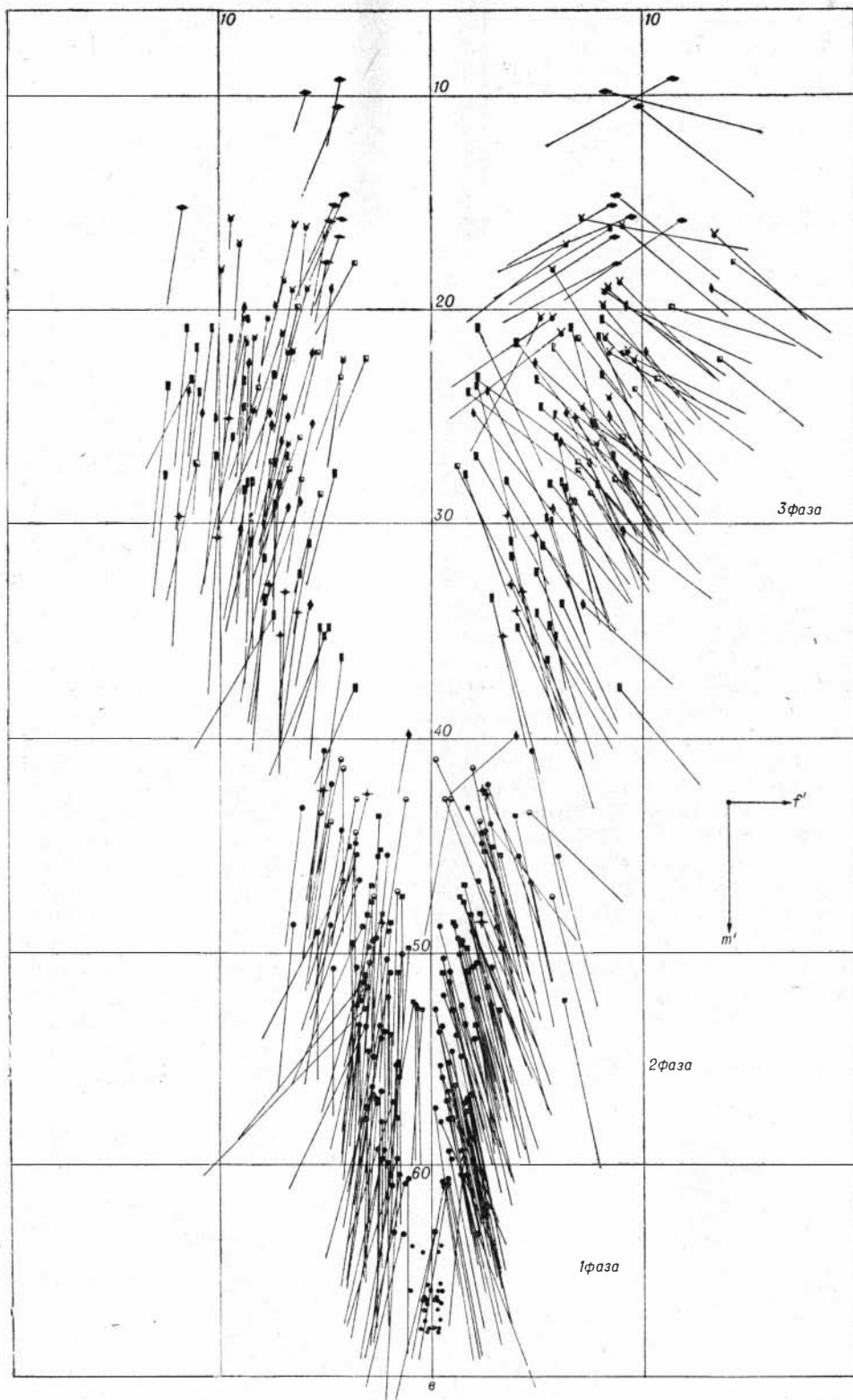
Теперь обратимся к интерпретации результатов петрохимических пересчетов анализов пород плутона. При рассмотрении сводной петрохимической диаграммы плутона прежде всего обращает на себя внимание то, что вся совокупность нанесенных на нее фигуративных точек четко подразделяется на три обособленные друг от друга роя, каждый из которых соответствует одной из трех интрузивных фаз плутона (см. рис. 56). Особенно выразителен разрыв между роями фигуративных точек пород 2-й и 3-й интрузивных фаз, что обусловлено почти полным отсутствием фигуративных точек в интервале значений характеристики v от 36 до 42%. Еще более выразительно этот разрыв обнаруживается на графике статистически рассчитанных частот встречаемости отдельных значений характеристики v (рис. 58), согласно которому минимальное количество фигуративных точек приходится на значение характеристики v 39%. Нам представляется, что такая четкая обособленность составов отдельных групп пород плутона должна свидетельствовать об определенной генетической их самостоятельности и является дополнительным подтверждением представлений о многофазном характере его становления.

Самую нижнюю часть петрохимической диаграммы занимают фигуративные точки дунитов 1-й фазы, образующие небольшой компактный рой, обособленный от роя фигуративных точек 2-й фазы. Характеристика v у дунитов варьирует в очень узких пределах — от

Рис. 56. Сводная петрохимическая диаграмма пород Чайского плутона (построена по методу А. Н. Заварицкого).

Первая фаза: 1 — дуниты. Вторая фаза: 2 — перидотиты, плагиоперидотиты, габбро-перидотиты; 3 — пироксениты. Третья фаза: 4 — оливниновые габбро-нориты и габбро; 5 — меланократовые габбро-нориты и габбро; 6 — нормальные габбро-нориты, габбро; 7 — роговообманковые габбро-нориты и габбро; 8 — диориты и биотитовые диориты; 9 — кварцевые диориты; 10 — роговики, гнейсы, сланцы из экзоконтакта плутона. При построении диаграммы использованы данные 213 химических анализов.

c ← s → a



63,8 до 67,9%. Для большей наглядности мы приводим увеличенный вариант петрохимической диаграммы пород 1-й фазы (рис. 59). Все фигуративные точки вследствие очень низких содержания щелочей и кальция в породах располагаются в непосредственной близости от ее вертикальной оси. Дуниты плутона в своем большинстве оказываются относительно пересыщенными глиноземом, чем вызвано появление в их пересчетах характеристики a' и, как результат, замена правого наклона векторов левым. Относительная перенасыщенность дунитов глиноземом минералогически выражается в том, что в них присутствует аксессуарная хромшпинель. Средний состав дунитов, судя по диаграмме, с одной стороны, очень близок к среднему составу аналогичных пород Уральской габбро-пироксенит-дунитовой формации, а с другой, как это ни странно на первый взгляд,— к дунитам гипербазитовой формации юга Сибири (Пинус, 1965).

В связи с тем, что в составе Байкальской ветви Байкало-Муйского базит-гипербазитового пояса имеются интрузивные тела дунитов, предположительно относящихся к гипербазитовому формационному типу, появилась необходимость в дополнительных доказательствах комагматичности дунитов Чайского плутона с остальными его породами, т. е. в принадлежности дунитов плутона к габбро-перидотит-дунитовому формационному типу. По сравнению с аналогичными породами гипербазитовых формаций юга Сибири, а также Северного Прибайкалья*, дуниты Чайского плутона обогащены титаном, железом, кальцием и щелочами и в то же время обеднены магнием, глиноземом и отчасти кремнеземом. Все это свидетельствует о принадлежности дунитов Чайского плутона к габбро-перидотит-дунитовому формационному типу (Пинус, 1965).

Для установления достоверности различий между дунитами Чайского плутона и дунитами гипербазитовых формаций мы воспользо-

* Анализы по гипербазитовой формации Северного Прибайкалья любезно представлены автору Л. И. Якимовым (см. табл. 1, 2, 3 приложения).

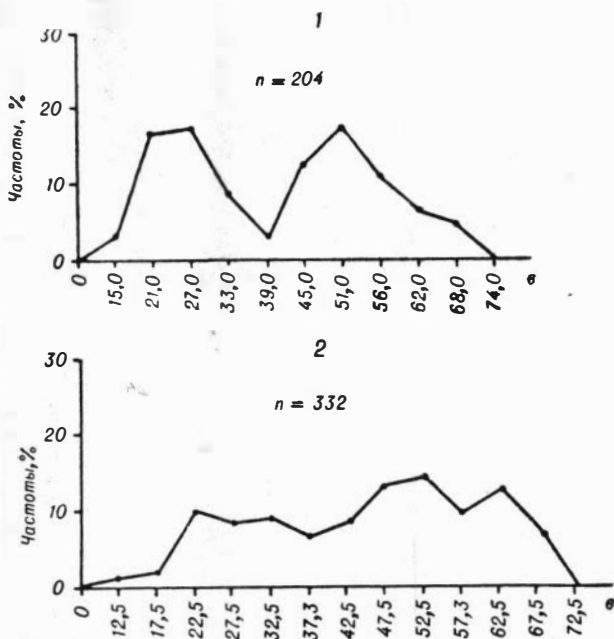


Рис. 58. Частоты распределения значений характеристики b :

1 — в породах Чайского плутона (204 ан.); 2 — в породах Печенги и Мончи (Кольский полуостров), Лысогорского (Алтае-Саяны), Тагильского и Кумбинского (Урал), Довыренского и Нюрундуканского (Северное Прибайкалье) плутонов (сводный график по 332 ан.).

Рис. 57. Видоизмененная сводная петрохимическая диаграмма пород Чайского плутона (213 ан.). Обозначения те же, что на рис. 56. Справа — ключ к нанесению векторов по дополнительным характеристикам m' , f' .

вались дискриминантной функцией, рассчитанной В. А. Кутоlichem и др. (1966) для разделения ультраосновных пород гипербазитового и габбро-пироксенит-дунитового формационных типов по данным химических анализов. Расчёты показали, что для дунитов Чайского, а также Довыренского и Мончегорского плутонов решение уравнения функциональной зависимости породообразующих окислов дает положительную величину, в частности для среднего состава дунитов Чайского плутона она равна +1,022. Это еще раз подтверждает принадлежность этих пород к габбро-перидотит-дунитовому формационному типу и значимое отличие их состава от состава дунитов гипербазитовых формаций.

Следует отметить, что столь же заметное различие дунитов Чайского плутона и дунитов гипербазитовых формаций устанавливается

и по коэффициенту Хесса (Hess, 1938). Так, для дунитов плутона значение указанного коэффициента никогда не превышает 7, составляя в среднем 5,8, в то время как для дунитов гипербазитовых формаций юга Сибири этот коэффициент в среднем равен 10,6 (Пинус, 1965).

Все высказанные соображения приводят к выводу, что дуниты Северо-Байкальской габбро-перидотит-дунитовой формации по своему составу отличаются от дунитов гипербазитовой формации этого региона.

На сводной петрохимической диаграмме (см. рис. 56) можно видеть, что породы 2-й интрузивной фазы значительно более разнообразны по химическому составу, чем дуниты 1-й фазы. Особенно широк в них диапазон колебаний сумм фемических компонентов, о чем свидетельствуют изменения значений характеристики v от 40,6 до 63,2%. Примерно в этот же диапазон (44—53%) попадают фигуративные точки пироксенитов. Этот факт отражает преобладание составов пироксенитов от состава перидотитов, по которым, как мы полагаем, пироксениты образовались в результате воздействия габброидных расплавов 3-й фазы. Судя по наклонам векторов в правой части диаграммы (см. рис. 57), породы 2-й фазы обладают более низкой железистостью, чем породы 3-й фазы. Кроме того, наклоны правой части тех же векторов влево указывают, что некоторые разно-

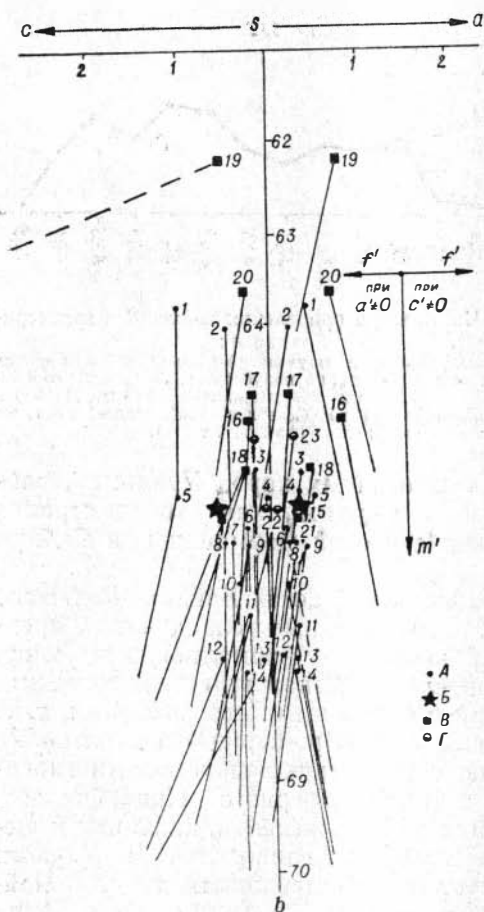


Рис. 59. Петрохимическая диаграмма дунитов.

А — рядовые анализы дунитов 1-й фазы Чайского плутона, Б — среднеарифметический состав дунитов Чайского плутона, В — среднеарифметические составы дунитов некоторых базит-гипербазитовых плутонов и формаций, Г — среднеарифметические составы дунитов гипербазитовых формаций. Номера у фигуративных точек соответствуют порядковым номерам табл. 1, 2 и 3 приложения. Справа — ключ к нанесению векторов по дополнительным петрохимическим характеристикам.

видности перидотитов относительно пересыщены глиноземом. Мотонные, достаточно крутые наклоны векторов на левой части той же диаграммы свидетельствуют о доминирующей роли натрия по сравнению с калием в породах 2-й фазы.

Рой фигуративных точек пород 3-й фазы отличается наименьшей компактностью. Среди них выделяется небольшая группа пород, обедненных щелочами, вследствие чего их фигуративные точки располагаются непосредственно у вертикальной оси диаграммы, образуя обособленную ветвь. Характеристика v для пород 3-й фазы варьирует в пределах от 16 до 47%. Наиболее высокие значения этой характеристики принадлежат меланократовым габброидам, развитым около контактов пород 3-й фазы с ультраосновными породами 2-й фазы. Выше уже отмечалось, что образование этих пород, очевидно, связано с паулопоступным гибридным, т. е. с ассимиляцией габброидными расплавами ультраосновных пород 2-й фазы, чем и обусловлена их относительно повышенная основность. Железистость пород 3-й фазы увеличивается от меланократовых к лейкократовым разновидностям, что хорошо видно по увеличению крутизны наклона векторов в правой части диаграммы по мере уменьшения значений характеристики v (см. рис. 57). Состав наиболее кислых пород 3-й фазы очень близок к составу экзо-контактных вмещающих пород, вследствие чего фигуративные точки тех и других в верхней части диаграммы заметно сближены. Это свидетельствует о гибридном характере кислых разновидностей пород 3-й фазы.

Изменение петрохимических параметров пород плутона от дунитов к кварцевым диоритам можно проследить по цифрам сводной табл. 58, где приводятся петрохимические характеристики для средних составов

Таблица 58

Петрохимические характеристики средних составов главных типов пород Чайского плутона

Параметр	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
a	0,31	0,82	1,50	1,63	2,53	2,12	3,72	2,56	6,67	9,12	6,13
c	0,59	2,74	2,84	3,50	2,09	3,55	6,86	5,27	7,55	6,19	7,57
b	65,99	53,28	54,48	52,01	48,44	43,57	35,84	28,51	25,69	23,90	19,38
s	33,11	43,15	41,18	42,87	46,94	50,77	53,88	58,17	60,09	60,79	64,93
f'	14,77	16,03	17,86	17,86	16,73	19,04	20,32	24,41	39,21	39,89	43,36
m'	84,74	79,60	78,31	75,21	71,68	65,97	64,15	60,33	44,28	40,77	45,06
c'	—	4,37	3,82	6,58	11,59	14,99	15,53	15,26	16,51	19,33	11,50
a'	0,48	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
n	88,00	89,19	88,82	93,68	91,60	94,46	92,14	91,33	82,56	79,31	85,20
Φ	7,55	7,82	8,82	6,54	3,89	6,31	5,20	7,47	12,02	13,32	13,37
t	0,24	0,55	0,79	0,80	0,67	0,45	0,95	1,24	2,49	2,59	2,74
Q	-34,98	-18,09	-23,47	-21,02	-13,27	-6,24	-7,14	-1,87	-0,70	-2,85	+6,00
a/c	0,53	0,30	0,52	0,46	1,21	0,60	0,54	0,58	0,88	1,47	1,07
f'/m'	0,17	0,20	0,23	0,24	0,23	0,29	0,32	0,40	0,89	0,98	0,96
F	14,70	16,53	18,33	19,31	18,77	22,05	23,71	28,43	46,47	49,01	48,65
α	0,17	0,13	0,21	0,19	0,38	0,23	0,21	0,22	0,31	0,42	0,35
MgO:											
Σ FeO	5,80	5,04	4,44	4,20	4,44	3,53	3,22	2,62	1,15	1,04	1,05
f	0,25	0,29	0,27	0,30	0,29	0,37	0,36	0,44	0,65	0,65	0,64

Примечание. 1 — дуниты, 2 — перидотиты, 3 — плагиоперидотиты, 4 — габбро-перидотиты, 5 — пироксениты, 6 — меланократовые габбро-нориты и габбро, 7 — оливиновые габбро-нориты и габбро, 8 — габбро-нориты и габбро (нормальные), 9 — роговообманковые габбро-нориты и габбро, 10 — диориты и биотитовые диориты, 11 — кварцевые диориты. См. примечание к табл. 2 приложения.

всех типов пород плутона. От дунитов к диоритам значения характеристики a увеличивается в 30 раз, а характеристики c — в 12 раз. Характерно, что пироксениты отличаются резко пониженным значением характеристики c , что свидетельствует о пониженных содержаниях кальция, входящего в алюмосиликаты этих пород. Значения характеристики s очень медленно возрастают от дунитов к диоритам, увеличиваясь при этом лишь в 3 раза.

Динамика изменений дополнительных петрохимических характеристик в ряду главных типов пород проиллюстрирована треугольной диаграммой (рис. 60). Обращает на себя внимание изгиб вариационной

кривой при переходе от пород 2-й фазы к породам 3-й фазы, что подчеркивает существенность различий их составов.

Всем породам плутона, за исключением кварцевых диоритов, свойственно пониженное значение характеристики Q . По классификации А. Н. Заварицкого (Четвериков, 1956), дуниты, перидотиты и пироксениты относятся к недосыщенным кремнезёмным породам, а все габброиды и диориты 3-й фазы — к насыщенным. Увеличение характеристики a/c и a от дунитов к диоритам не столь закономерно, как изменение других характеристик. Наиболее высокие значения этих параметров характерны для пироксенитов и диоритов, что указывает на сравнительно повышенную роль щелочей в этих породах по отношению к кальцию и алюминию. Судя по изменениям коэффициентов f', m', F и f , отражающих соотношение железа и магния, относительная железистость пород существенно возрастает от дунитов к диоритам.

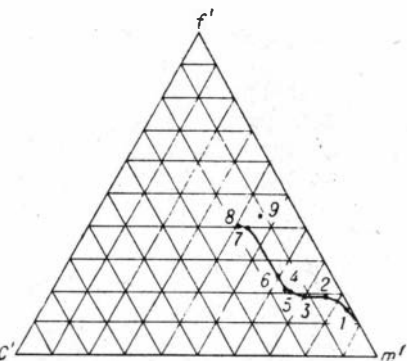


Рис. 60. Диаграмма соотношений дополнительных петрохимических характеристик среднеарифметических составов главных типов пород Чайского плутона.

1 — дуниты 1-й фазы; 2 — породы 2-й фазы (перидотиты, плагиоперидотиты, габброперидотиты); 3 — пироксениты. Породы 3-й фазы; 4 — оливниновые габброиды; 5 — меланократовые габброиды; 6 — нормальные габброиды; 7 — роговообманковые габброиды; 8 — диориты; 9 — кварцевые диориты.

При этом если в последних содержания железа и магния почти уравниваются, то в дунитах железа почти в 7 раз меньше, чем магния. Для многих, особенно ультраосновных, пород характерно несколько повышенное значение характеристики f , что указывает на более высокую степень окисленности железа этих пород по сравнению с типовыми породами по Дэли (Четвериков, 1956). В определенной мере это может быть связано и с эпигенетическим окислением железа, входящего в состав пород. Характерно, что в пироксенитах, образовавшихся, как мы полагаем, метасоматическим путем, содержания окисного железа существенно понижены по сравнению с остальными породами плутона.

За редким исключением породы плутона принадлежат к нормальному известково-щелочному ряду. Отдельные разновидности дунитов, перидотитов и диоритов должны быть отнесены к ряду пересыщенных глинозёмом (плюмозитовых) пород.

Все породы плутона отличаются повышенным значением параметра n , что свидетельствует о весьма малой доле калия в сумме щелочей, причем в изменениях n не улавливается какая-либо закономерность.

Значения характеристики t возрастают от 0,24 в дунитах до 2,70

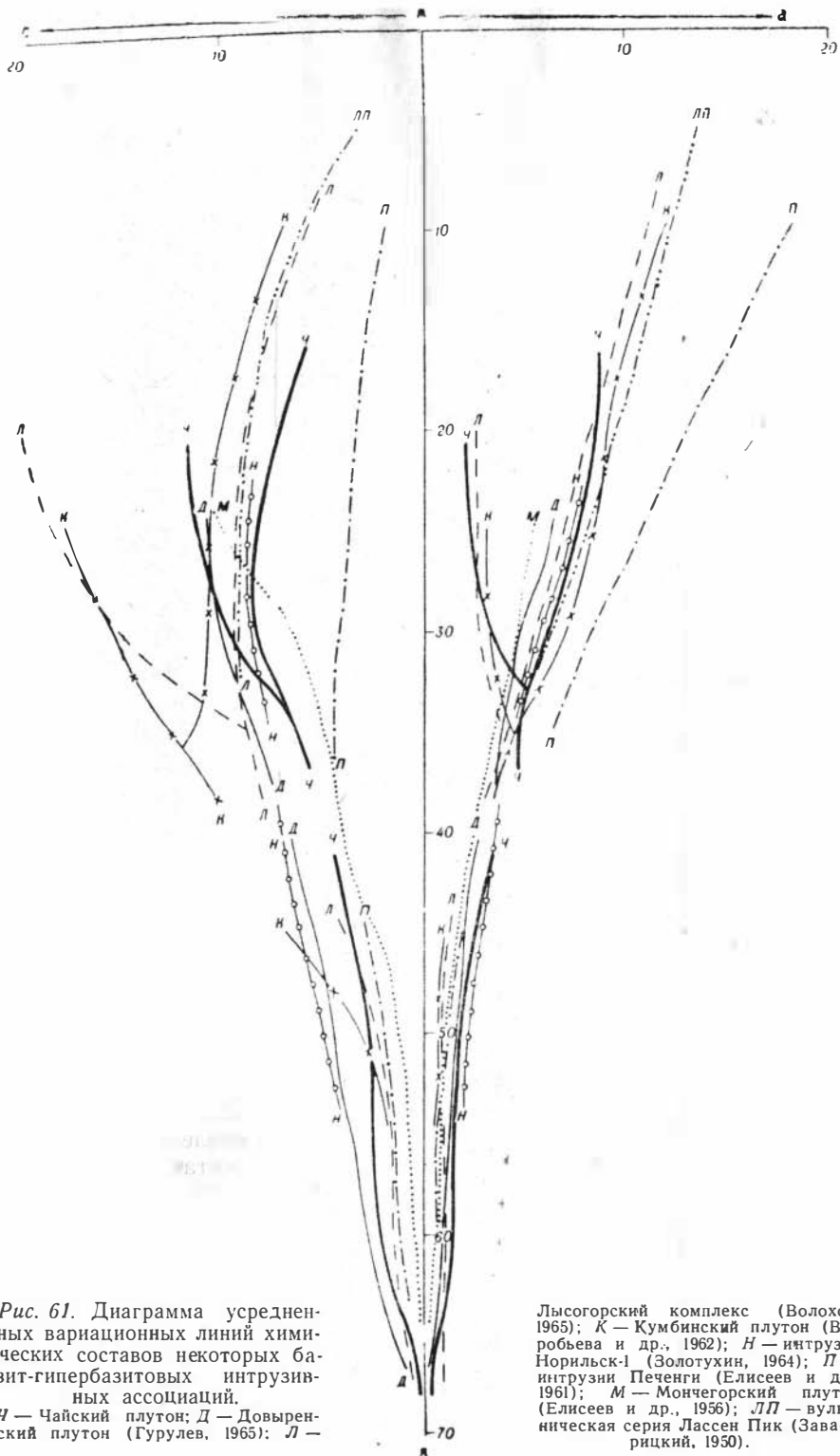


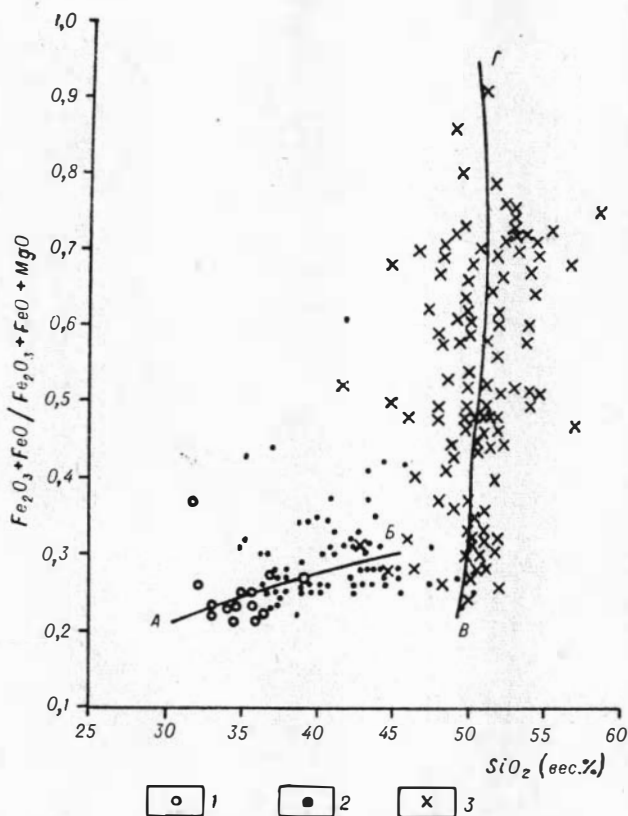
Рис. 61. Диаграмма усредненных вариационных линий химических составов некоторых базит-гипербазитовых интрузивных ассоциаций.
 Ч — Чайский pluton; Д — Довыренский pluton (Гурулев, 1965); Л —

Лысогорский комплекс (Волохов, 1965); К — Кумбинский pluton (Воробьева и др., 1962); Н — интрузия Норильск-1 (Золотухин, 1964); П — интрузия Печенги (Елисеев и др., 1961); М — Мончегорский pluton (Елисеев и др., 1956); ЛП — вулканическая серия Лассен Пик (Заварицкий, 1950).

в кварцевых диоритах. Относительно высокие значения этой характеристики отражают общую повышенную титанистость плутона.

Химизм плутона в обобщенном виде был сопоставлен с химизмом некоторых формационно и металлогенически близких к нему плутонов и комплексов (рис. 61). Такое сопоставление показывает, что по своему составу Чайский плутон имеет много общего с никеленосными плутонами Кольского полуострова, а также с плутонами габбро-пироксенит-дунитовых формаций Алтае-Саянской области и Урала. Судя по той же диаграмме, вариационная линия габброидов 3-й фазы плутона очень близка к вариационной линии для типовой известково-щелочной вулканической серии пород Лассен Пик, а вариационная линия пород 2-й фазы плутона почти совпадает с такой же линией для типовых интрузивных базит-гипербазитовых серий пород Гарабалл Хилл и острова Скай* (Заварицкий, 1950). Характерно, что как для Кумбинского плутона (Урал) и Лысогорского комплекса (Алтае-Саян), так и для Чайского плутона в «габброидной» части диаграммы вариационные линии раздваиваются на две ветви: от главной вариационной линии отщепляется боковая, образованная фигуративными точками пород с пониженными содержаниями щелочей.

Как показали петрохимические исследования, химическая история



плутона на раннем этапе его становления, когда формировались дуниты, а затем перидотиты, характеризовалась более интенсивным относительным накоплением кремнезема по сравнению с железом (рис. 62). Такой путь кристаллизации магмы принято называть известково-щелочным или боуэновским (Йодер, Тилли, 1965). Иной ход кристаллизации расплавов имел место при формировании пород 3-й фазы. Как можно видеть на том же графике (см. рис. 62), относительное накопление железа в продуктах кристаллизации габброидной магмы происходило более интенсивно, чем относительное накопление кремнезема, что и обусловило субвертикальное положение вариационной линии *ВГ*. Такой путь кристаллиза-

Рис. 62. Диаграмма путей кристаллизации магматических расплавов на ранних (*АВ*) и поздних (*ВГ*) этапах формирования Чайского плутона.

1 — дуниты (1-я фаза); 2 — ультраосновные породы 2-й фазы; 3 — основные и средние породы 3-й фазы.

* Последняя на рис. 61 не показана.

ции магмы называют толеитовым или феннеровским (там же).

Подведем некоторые итоги петрохимических исследований плутона. Данные петрохимии подтверждают установленную петрографическими методами обособленность составов пород 1-й, 2-й и 3-й интрузивных фаз плутона. Согласно расчетам состав дунитов 1-й фазы соответствует составу продуктов, принадлежащих к габбро-пироксенит-дунитовому формационному типу и заметно отличается от дунитов гипербазитового формационного типа. По сравнению с формационно близкими образованиями плутон несколько обогащен титаном, кремнеземом, глиноземом и обеднен кальцием и щелочами. Вариационная линия химических составов пород 3-й фазы совпадает с линией для вулканогенной серии Лассен Пик, а пород 2-й фазы — с линией интрузивных серий Гарабалл Хилл и острова Скай. Судя по соотношениям содержаний породообразующих окислов, кристаллизация пород 1-й и 2-й интрузивных фаз проходила в несколько иных условиях, чем кристаллизация пород 3-й фазы.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПЕТРОХИМИИ КОНТАКТОВЫХ ПРОЦЕССОВ В ПЛУТОНЕ

В данном разделе рассмотрены частные вопросы петрохимии плутона, связанные с поведением петрогенных компонентов в зонах контактов габброидов 3-й фазы с породами 2-й фазы, а также с вмещающими метаморфическими породами.

Как уже было показано, в Чайском плутоне отчетливо выражена закономерность развития приконтактных пироксенитовых оторочек по перидотитам 2-й фазы на контакте с габброидами 3-й фазы. Мы попытались проследить на базе имеющихся аналитических данных поведение химических элементов при образовании приконтактных пироксенитов. С этой целью были сделаны соответствующие петрохимические расчеты, в основе которых лежит ранее сделанный вывод о том, что образование пироксенитовых оторочек происходит метасоматическим путем при воздействии габброидного расплава на перидотиты, находившиеся в твердом состоянии. Химические анализы отобранных по двум характерным разрезам приконтактных пород были пересчитаны по методу, предложенному В. Г. Боголеповым (1962) и являющемуся своеобразной модернизацией известного кислородного метода Т. Барта (Четвериков, 1956).

Метод В. Г. Боголепова учитывает изменение пористости пород при процессах замещения. Для расчета по методу Боголепова нами экспериментально определялись объемные веса химически проанализированных пород путем взвешивания парафинированных образцов весом 1—10 г в спирте на весах Вестфаля. Значение объемного веса каждой породы вычислялось как среднеарифметическое по 2—4 определениям.

Остановимся на результатах пересчета по породам контактовой зоны, описанной в разделе «Петрография» при характеристике пироксенитов (см. рис. 33). Ход расчета, а также сами петрохимические формулы пород приведены ниже (табл. 59, 60 и 61).

Таким образом, согласно рассчитанным петрохимическим формулам, замещение перидотита пироксенитом сопровождалось следующей динамикой компонентов (в ионах):

Привнос	Вынос
Ca — 9	Na — 0,4
Ti — 0,3	Mg — 8
P — 0,1	Fe ³⁺ — 3,3
Si — 6	Al — 2
O — 4	ОН — 23

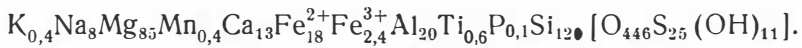
Аналогичный расчет для контроля был сделан по породам, взятым из контактовой зоны на профиле 02 (канавка 295) в Южном массиве. Ниже приведены полученные при этом петрохимические формулы: для плагиоверлита



для плагиопироксенита



для габбро-норита



Расчет обнаруживает следующую динамику компонентов (в ионах):

Привнос	Вынос
Na — 1,5	Mg — 17
Mn — 0,2	Fe ³⁺ — 6,5
Ca — 20	S — 6
Fe ²⁺ — 6	ОН — 126
Al — 4	
Ti — 0,8	
P — 0,1	
Si — 42	
O — 74	

Следовательно, как в первом, так и во втором случае баланс привноса веществ при образовании пироксенитов по перидотитам определялся в основном кальцием и кремнеземом, а баланс выноса — магнием.

Сходные данные были получены при пересчете среднеарифметических составов перидотитов, пироксенитов и оливиновых габбро-норитов по методу Барта (Четвериков, 1956) и нанесении результатов пересчета на вариационную диаграмму (рис. 63). Анализ этой диаграммы показывает, что пироксениты отличаются от перидотитов пониженными содержаниями магния, окисного железа, воды и отчасти глинозема и более богаты кальцием, кремнеземом, закисным железом и натрием.

Проведенные петрохимические расчеты показывают, что в Чайском плутоне образование реакционных оторочек пироксенитов по перидотитам сопровождалось привносом из габброидного расплава кальция, кремнезема и отчасти титана, марганца и щелочей и выносом из замещаемых перидотитов магния. Характерно, что при этом в пироксенитах резко уменьшается отношение содержаний окисного железа к закисному, а также содержание влаги. И тот, и другой факт могут быть связаны с интенсивной миграцией паров воды, содержащейся в серпентинизированных перидотитах, в сторону от надвигавшегося фронта габброидного расплава.

Полученный аналитический материал позволяет также выявить некоторые петрохимические закономерности во взаимодействии габброидных расплавов 3-й фазы с породами рамы плутона.

Для выяснения динамики химических элементов в зоне взаимодействия габброидов интрузива с вмещающей толщей мы подвергли химическому анализу и пересчету ряд проб эндоконтактовых и экзоконтактовых пород по нескольким разрезам на правом борту долины р. Безымянной (рис. 64, 65). Около северо-западного контакта плутона в районе р. Безымянной вмещающие породы представлены биотитовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами с прослоями известняков. Гнейсы обладают отчетливой гнейсовидной текстурой, которую они теряют в непосредственной близости от плутона. В экзоконтактовой зоне, имеющей мощность в несколько десятков метров, гнейсы сменяются массивными биотит-кварц-плаггиоклазовыми роговиками, которые местами содержат примесь зеленой роговой обманки. Ее зерна переполнены пойкилобластовыми включениями кварца. Выполненный петрохимический пересчет по методу Боголепова (табл. 62, 63) и петрохимические формулы показывают, что процесс переработки вмещающих гнейсов габброидной магмой, приводивший к образованию гибридных диоритов, сопровождался привнесением во вмещающие гнейсы главным образом магния, кальция, титана и частично железа и выносом кремнезема, алюминия и щелочей. Динамика компонентов такова (в ионах):

Привнос	Вынос
Mg — 8	K — 3
Mn — 0,1	Na — 1
Ca — 7	Al — 5
Fe ³⁺ — 2	Si — 41
Ti — 2,6	O — 71
P — 0,4	OH — 4

Такой же расчет сделан по породам соседнего с предыдущим разреза по профилю 0102 (см. рис. 65). Результаты его не противоречат выводу, полученному по первому разрезу.

Ниже приводятся петрохимические формулы и показана динамика компонентов:

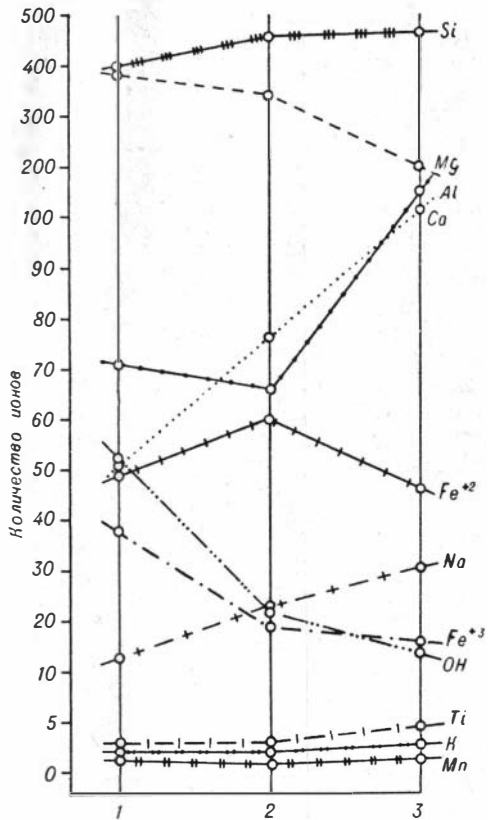
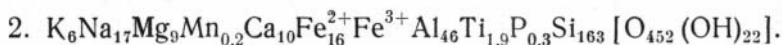
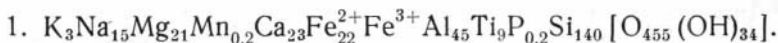


Рис. 63. Вариационная диаграмма средних арифметических составов.

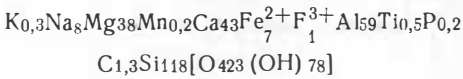
1 — перидотитов (66 ан.); 2 — пироксенитов (15 ан.); 3 — оливиновых габбро-норитов (9 ан.) Чайского плутона по количеству электроположительных ионов в стандартной ячейке (по методу Барта).

Таблица 59

Расчет формульных коэффициентов для оливинового габбро-норита (анализ Л-136)

Компонент	Вес. %	Коэффициент пересчета*	Количество кислорода (%)	Атомные количества	Количество ионов кислор.	Количество катионов в стандартной ячейке
SiO ₂	44,74	0,53	23,71	745	1490	118
TiO ₂	0,23	0,40	0,09	003	6	0,5
Al ₂ O ₃	19,12	0,47	8,99	374	561	59
Fe ₂ O ₃	0,51	0,30	0,15	006	9	1
FeO	3,19	0,22	0,70	044	44	7
MnO	0,06	0,22	0,01	001	1	0,2
MgO	9,77	0,40	3,91	242	242	33
CaO	15,33	0,28	4,29	273	273	43
Na ₂ O	1,46	0,26	0,38	047	23	8
K ₂ O	0,12	0,17	0,02	002	1	0,3
P ₂ O ₅	0,046	0,56	0,03	001	2	0,2
H ₂ O	4,42	0,89	3,93	490	490	78
CO ₂	0,33	0,73	0,24	008	16	1,3
Сумма	99,33	—	46,45	2236	3158	354,5
Объемный вес	2,87					

Петрохимическая формула



* Коэффициенты пересчета взяты у В. Г. Боголепова. (1962).

(1 — диорит (анализ 6497), 2 — ороговикованный гнейс (анализ 6500)).

Привнос	Вынос
Mg — 12	K — 2
Mn — 0,3	Na — 2
Ca — 13	Al — 1
Fe ²⁺ — 6	P — 0,1
Fe ³⁺ — 3	Si — 23
Ti — 7,1	
O — 3	
ОН — 12	

Химические процессы, которые происходили при взаимодействии габброидных расплавов с гнейсами в период становления Чайского плутона, сходны с описанными А. П. Лебедевым (1964) явлениями базификации вмещающих пород около базитовых интрузий. Мы предполагаем, что подобные процессы играли существенную роль в ходе переработки кровли плутона габброидной магмой 3-й фазы.

ГЕОХИМИЯ ПЛУТОНА

Выше рассмотрены особенности химизма Чайского плутона, касающиеся поведения главных петрогенных элементов. Вместе с тем нако-

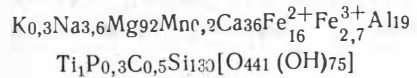
Таблица 60

Расчет формульных коэффициентов для плагиевбестерита (анализ Л-136-1)

Компонент	Вес. %	Коэффициент пересчета	Количество кислорода, %	Атомные количества	Количество ионов кислорода	Количество катионов в стандартной ячейке
SiO ₂	42,52	0,53	24,13	758	1516	130
TiO ₂	0,48	0,40	0,19	006	012	1
Al ₂ O ₃	5,76	0,47	2,71	113	170	19
Fe ₂ O ₃	1,29	0,30	0,39	016	024	2,7
FeO	6,60	0,22	1,45	092	092	16
MnO	0,09	0,22	0,02	001	001	0,2
MgO	21,67	0,40	8,67	537	537	92
CaO	11,83	0,28	3,31	211	211	36
Na ₂ O	0,67	0,26	0,17	021	010	3,6
K ₂ O	0,096	0,17	0,02	002	001	0,3
P ₂ O ₅	0,092	0,56	0,05	002	005	0,3
H ₂ O	3,92	0,89	3,49	436	436	75
CO ₂	0,11	0,73	0,08	003	006	0,5
Сумма	98,13	—	44,68	2198	3021	377

Объемный вес — 3,06

Петрохимическая формула

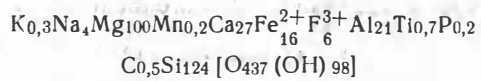


Расчет формульных коэффициентов для
плаггиолерцолита (анализ Л-136-3)

Компонент	Вес. %	Коэффициент пересчета	Количество кислорода, %	Атомные количества	Количество ионов кислорода	Количество катионов в стандартной ячейке
SiO ₂	43,74	0,53	23,18	728	1456	124
TiO ₂	0,32	0,40	0,13	004	008	0,7
Al ₂ O ₃	6,29	0,47	2,96	124	186	21
Fe ₂ O ₃	3,10	0,30	0,93	038	057	6
FeO	6,68	0,22	1,47	093	093	16
MnO	0,08	0,22	0,02	001	001	0,2
MgO	23,79	0,40	9,52	590	590	100
CaO	8,88	0,28	2,49	159	159	27
Na ₂ O	0,81	0,26	0,21	026	013	4
K ₂ O	0,11	0,17	0,02	002	001	0,3
P ₂ O ₅	0,069	0,56	0,04	001	003	0,2
H ₂ O	5,19	0,89	4,62	577	577	98
CO ₂	0,11	0,73	0,08	003	006	0,5
Сумма	99,17	—	45,67	2346	3150	398

Объемный вес — 3,10

Петрохимическая формула



пившиеся аналитические данные, в том числе и данные, полученные по нашим материалам, позволяют рассмотреть характер распределения в плутоне и некоторых рассеянных элементов. Мы располагаем результатами 170 химических анализов различных пород плутона на никель, кобальт, медь и серу. Все эти определения выполнены по тем же пробам, результаты силикатных анализов которых были использованы в двух предыдущих разделах, что особенно важно для целей выявления геохимической взаимосвязи между петрогенными и рудными компонентами в плутоне. В данном разделе использовано также значительное число частных определений рудных элементов в безрудных породах различных фаз. Учитывая, что плутон является своеобразным эталоном среди плутонов Северо-Байкальской габбро-перидотит-дунитовой никеленосной формации, для которой проблема выработки поисковых критериев при выявлении рудоносных интрузий остается актуальной, мы провели массовые исследования химического состава пород и руд плутона и вмещающих пород спектральным анализом (выполнено более 600 количественных и полуколичественных определений рассеянных элементов). Кроме того, было сделано 19 радиоактивационных и спектрохимических определений элементов группы платины. Спектральные анализы пород выполнялись на следующую гамму химических элементов: Pb, Mn, Ni, Co, Cr, Ti, V, Zn, Zr, B, Cu, Sn, Ge, Ba, Be, Mo, Sc, Sr, Y, Yb, La, Ga, Se, Sb, Li, Ag, In, Nb, Hf, Ta, Ce, As, Cd, W, Bi.

Первые 10 элементов определялись количественным методом, остальные — полуколичественным. Спектральные линии восьми элементов (As, Cd, Te, Ce, Nb, Ta, Hf, In) отсутствовали на спектрограммах всех проанализированных нами проб, а такие элементы, как Li, Bi, Be, W, Ba, Ag, Sr, отмечены лишь в единичных пробах при очень низких содержаниях. Остальные элементы зафиксированы во всех или подавляющем большинстве проб в десятых, сотых, реже тысячных долях процента.

При изучении закономерностей распределения рассеянных элементов в породах плутона наибольшее внимание уделено главным рудообразующим элементам — никелю, кобальту, меди и сере.

Исследованиям геохимии никеля и его спутников в сульфидных медно-никелевых месторождениях посвящено значительное число работ, обзор которых имеется у Э. Н. Елисева (1959). Некоторые частные

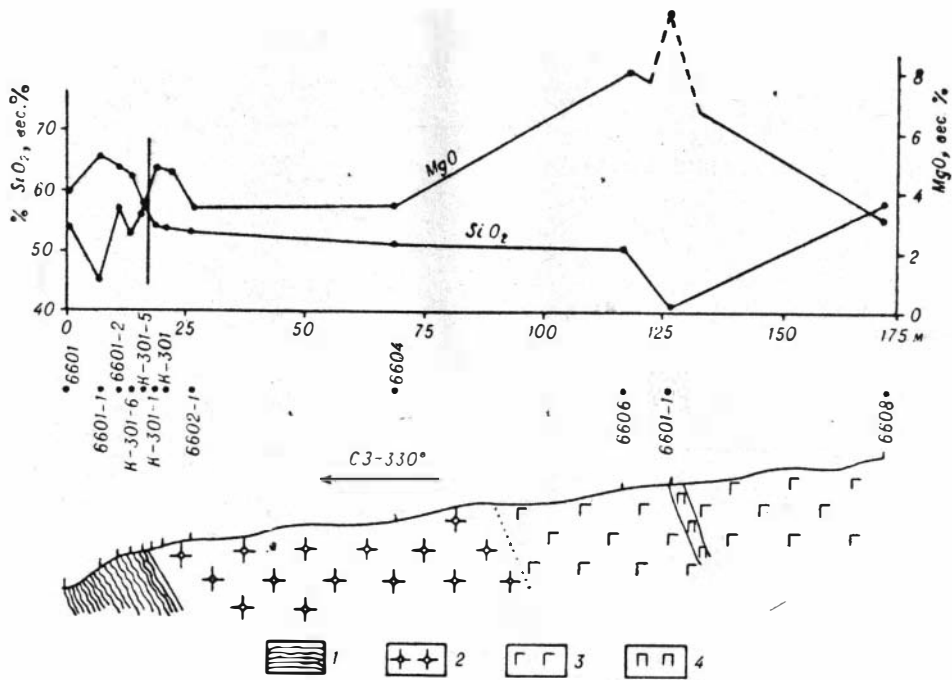


Рис. 64. Петрохимический профиль через зону северо-западного контакта Северного массива на правом водоразделе р. Безымянной.

1 — ороговикованные гнейсы и роговики; 2 — гибридные кварцевые диориты, 3 — рогово-обманковые и кварц-роговообманковые габбро; 4 — ксенолит серпентинизированного биотитового габбро-лерцолита (2-я фаза); ● — номера проб.

вопросы геохимии никеленосных плутонов Северного Прибайкалья рассмотрены М. И. Грудиным (1961, 1965), Д. В. Полферовым и др. (1965) и Т. И. Нюппенен (1965). М. И. Грудин (1961, 1965), в частности, отмечает, что содержания никеля в породах Довыренского и Нюрундуканского плутонов находятся в определенной зависимости от содержания в них магния. Однако эта зависимость сохраняется только до определенного предела, поскольку количество никеля в породах практически не меняется, когда содержание окиси магния в них превышает 30%. Д. В. Полферов и др. (1965), изучавшие поведение никеля, кобальта, меди и других элементов в некоторых никеленосных базит-гипербазитовых плутонах СССР с точки зрения первично-конституционного рассеяния этих элементов, пришли к выводу, что неминерализованные породы рудоносных интрузивов обогащены рудообразующими элементами, что может служить одним из поисковых признаков для обнаружения сульфидных никелевых руд. Т. И. Нюппенен (1965) изучал первичные ореолы рассеивания около сульфидных медно-никелевых рудопоявлений в Довыренском плутоне и пришел к выводу, что подавляющая часть никеля в нем представляет собой первично-конституционную составляющую рассеянного состояния элементов в изверженных горных породах и что первичные ореолы эпигенетических жильных руд по своей природе являются диффузионно-инфильтрационными.

В свете изучения геохимии рудообразующих элементов в плутонах Северо-Байкальской никеленосной провинции могут представить интерес и данные, полученные нами при исследованиях Чайского плутона.

Рудные элементы, как и само сульфидное оруденение, распространены в Чайском плутоне очень неравномерно. Содержание никеля, напри-

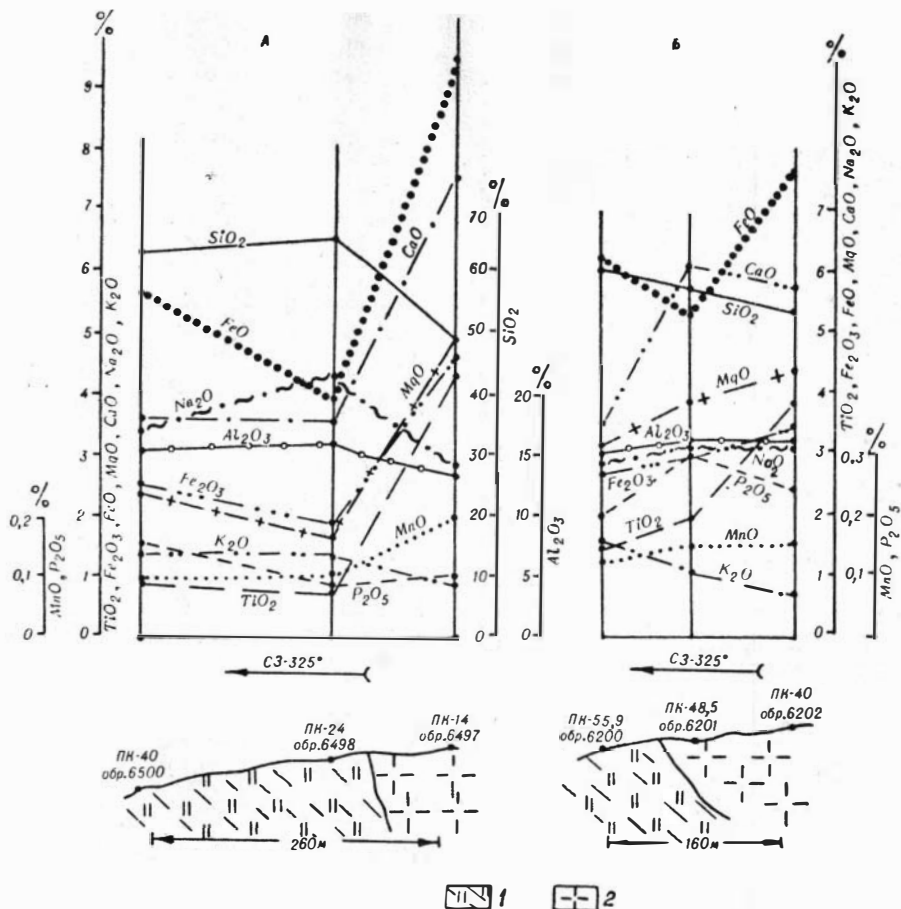


Рис. 65. Вариационная диаграмма химических составов пород в зоне северо-западного контакта Северного массива (правобережье р. Безымянной). а — по профилю 0102; б — по профилю 0106. 1 — ороговикованные биотитовые гнейсы и роговики; 2 — гибридные кварцевые диориты (3-я фаза).

мер, колеблется от порога чувствительности спектрального анализа в эндоконтактовых породах до нескольких процентов в некоторых массивных сульфидных рудах. В табл. 64 приводятся средние содержания никеля, меди и кобальта в главных типах пород плутона по результатам химических анализов. По данным этой таблицы построены вариационные кривые (рис. 66), показывающие, что содержания всех трех элементов в первом приближении постепенно уменьшаются от дунитов к кварцевым диоритам. При этом, как можно видеть на специальном графике (рис. 67), уменьшается относительная доля никеля, а доля меди и отчасти кобальта увеличивается. Данные той же таблицы показывают, что если в ультраосновных породах 1-й и 2-й фаз содержания рудных элементов в общем близки к кларковым, то в габброидах 3-й фазы они превышают кларковые содержания в 2 раза. Таким образом, из сравнения рассчитанных средних содержаний рудных элементов в главных типах пород плутона с соответствующими кларковыми содержаниями (см. табл. 64) вытекает важный вывод о том, что дуниты и перидотиты плутона относительно обогащены медью, а габброиды — никелем.

Известно, что никель в базит-гипербазитовых породах может быть

Таблица 62

Расчет формульных коэффициентов
для кварц-биотитового диорита
(анализ К-301)

Компонент	Вес. %	Коэффициент пересчета	Количество кислорода, %	Атомные количества	Количество ионов кислорода	Количество катионов в стандартной ячейке
SiO ₂	54,38	0,53	28,82	906	1812	149
TiO ₂	2,19	0,40	0,88	028	056	5
Al ₂ O ₃	16,05	0,47	7,54	315	472	52
Fe ₂ O ₃	3,46	0,30	1,04	043	064	7
FeO	6,62	0,22	1,47	092	092	15
MnO	0,15	0,22	0,03	002	002	0,3
MgO	4,57	0,40	1,83	113	113	19
CaO	6,58	0,28	1,84	118	118	19
Na ₂ O	2,87	0,26	0,75	093	046	15
K ₂ O	1,24	0,17	0,21	027	013	4
P ₂ O ₅	0,35	0,56	0,20	005	012	0,8
H ₂ O	1,90	0,89	1,69	212	212	35
Сумма	100,36	—	46,30	1954	3012	321

Объемный вес — 2,83

Петрохимическая формула

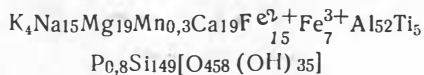


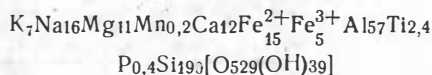
Таблица 63

Расчет формульных коэффициентов
для биотитового гнейса
(анализ К-301-6)

Компонент	Вес. %	Коэффициент пересчета	Количество кислорода, %	Атомные количества	Количество ионов кислорода	Количество катионов в стандартной ячейке
SiO ₂	62,22	0,53	32,98	1036	2072	190
TiO ₂	1,03	0,40	0,41	013	26	24
Al ₂ O ₃	15,91	0,47	7,48	312	468	57
Fe ₂ O ₃	2,10	0,30	0,63	026	039	5
FeO	5,73	0,22	1,26	080	080	15
MnO	0,09	0,22	0,02	001	001	0,2
MgO	2,50	0,40	1,00	062	062	11
CaO	3,79	0,28	1,06	068	068	12
Na ₂ O	2,70	0,26	0,70	088	044	16
K ₂ O	1,81	0,17	0,31	038	019	7
P ₂ O ₅	0,16	0,56	0,09	002	005	0,4
H ₂ O	1,93	0,89	1,72	215	215	39
Сумма	99,97	—	47,66	1941	3099	355

Объемный вес — 2,73

Петрохимическая формула



представлен в двух формах: в виде изоморфной примеси в порообразующих силикатах и в составе сульфидов. Никель, входящий в состав силикатов, называют «силикатным», а входящий в сульфиды — «сульфидным». В сумме они составляют валовый никель. Следует подчеркнуть, что в приведенной выше табл. 65 расчеты средних содержаний сделаны по валовому содержанию никеля в породах и рудах. Согласно данным Н. Н. Шишкина и Е. А. Кумпан (1964), в составе валового содержания никеля следует различать так называемый «неизвлекаемый»* никель, который в оруденелых породах 2-й фазы Чайского плутона составляет до 10—17% валового количества элемента. Табл. 65 дает также представление о содержании неизвлекаемого никеля в оруденелых пироксенитах из рудного тела № 2.

В неоруденелых породах плутона значение отношения содержания никеля к содержанию кобальта, которое считается одной из важных характеристик медно-никелевого сульфидного оруденения, колеблется от 8—14 в ультраосновных породах до 5—8 в габброидах, а в гибридных диоритах это отношение еще меньше. В то же время в оруденелых породах и рудах оно достигает значений 20—34.

Другая важная характеристика медно-никелевого оруденения обычно определяется отношением содержаний никеля к меди. В неору-

* Часть валового содержания никеля в породе, состоящую из изоморфной примеси этого элемента в силикатах, а также из никеля, входящего в состав мельчайших сульфидных вкраплений в породе, не вскрываемых при ее измельчении до фракции 0,074 мм, называют «неизвлекаемым» никелем (Елисеев, 1959).

Средние содержания никеля, кобальта и меди в главных типах пород Чайского плутона по данным химического анализа (вес. %)

Порода	Кларки (Виноградов, 1962)			Среднее содержание по Чайскому плутону			Сумма средних содержаний (Ni+Co+Cu= Σm)	Содержание (%к Σm)			Количество анализов
	Ni	Co	Cu	Ni	Co	Cu		Ni	Co	Cu	
Дуниты	0,2	0,2	0,002	0,189	0,016	0,042	0,247	77	6	17	14
Перидотиты	0,2	0,2	0,002	0,083	0,010	0,020	0,113	73	9	18	11
Плагноперидотиты	0,2	0,2	0,002	0,134	0,014	0,051	0,199	67	7	26	25
Габбро-перидотиты	0,2	0,2	0,002	0,153	0,013	0,038	0,204	75	6	19	12
Пироксениты	0,2	0,2	0,002	0,126	0,009	0,056	0,191	66	5	29	7
меланократовые	0,016	0,0045	0,010	0,043	0,005	0,021	0,069	63	7	30	8
оливиновые	0,016	0,0045	0,010	0,026	0,010	0,011	0,047	55	21	24	9
Габброиды нормальные	0,016	0,0045	0,010	0,023	0,005	0,009	0,037	62	14	24	22
роговообманковые амфиболизированные	0,016	0,0045	0,010	0,008	0,003	0,009	0,020	40	15	45	17
нормальные	0,016	0,0045	0,010	0,014	0,004	0,007	0,025	56	16	28	17
Кварцевые диориты	0,0055	0,001	0,0035	0,009	0,004	0,010	0,023	39	17	44	19
Сидеронитовые руды в перидотитах				1,282	0,049	0,380	1,711	75	3	22	25
Массивные руды				5,585	0,194	1,701	7,480	75	3	22	23
Оруденелые пироксениты, жильные				0,840	0,026	0,250	1,116	75	2	23	4
Вмещающие породы	0,0095	0,002	0,0057	0,010	0,004	0,008	0,022	45	18	37	22
Кларки в основных породах	(Виноградов, 1962)			0,016	0,0045	0,010	0,0305	74	5	21	—
" в ультраосновных породах	"			0,2	0,02	0,002	0,222	90	1	9	—

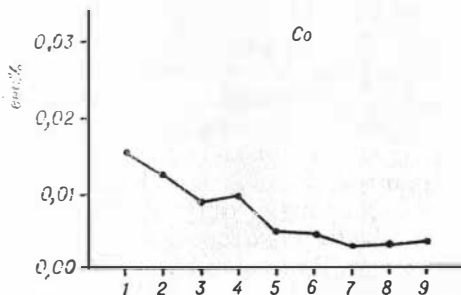
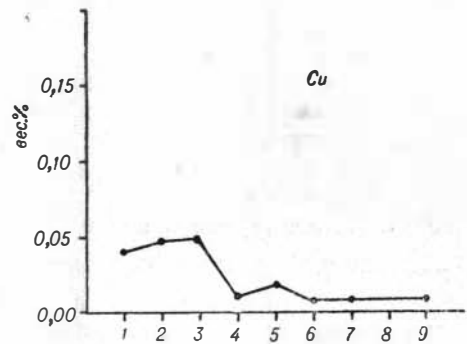
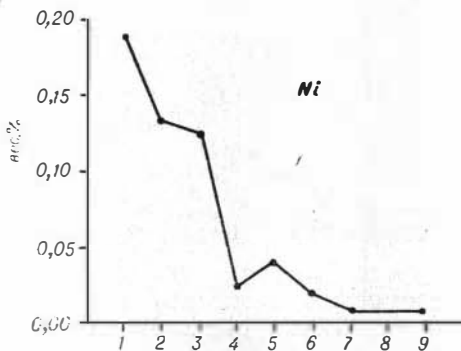


Рис. 66. Вариационные кривые средних содержаний никеля, меди и кобальта в главных типах пород Чайского плутона. 1 — дуниты; 2 — перидотиты (2-я фаза в целом); 3 — пироксениты; 4 — оливиновые габброиды; 5 — меланократовые габброиды; 6 — нормальные габброиды; 7 — роговообманковые габброиды, 8 — диориты, 9 — кварцевые диориты.

Рис. 67. Соотношение средних содержаний никеля, кобальта и меди в главных типах пород Чайского плутона. Порядковые номера соответствуют таковым табл. 64.



денелых породах плутона значение этого отношения возрастает от 0,9 в кварцевых диоритах до 4,5 в дунитах. В богатых рудах его значение изменяется в пределах 3,2—3,7. Указывая на сходство сульфидного оруденения Чайского плутона и месторождений Печенги, Н. Н. Шишкин и Е. А. Кумпан (1964) отмечают, что в оруденелых породах Чайского плутона первое отношение (никель : кобальт) ниже, а второе (никель : медь) — выше, чем в оруденелых породах и рудах Печенги, что указывает на повышенную кобальтоносность и пониженную

меденосность сульфидного оруденения в Чайском плутоне. В то же время, как это можно заключить по значениям средних содержаний (см. табл. 64), ультраосновные породы плутона, особенно 2-й фазы, обогащены медью по сравнению с кларковыми содержаниями. Это, по нашему мнению, может служить доводом в пользу того, что сульфидное оруденение в ультраосновных породах плутона является эпигенетическим, возникшим в результате более позднего наложения под воздействием высокотемпературных рудообразующих флюидов — дистиллятов габброидной магмы 3-й фазы. Повышенная меденосность рудных флюидов служит веским основанием для предположения о генетической связи последних с габброидной магмой.

Определенный интерес представляет изучение пород плутона с точки зрения сопряженности содержаний рудных компонентов с породообразующими окислами. Известно, что вопрос об изоморфизме магния и никеля дискутируется уже давно, начиная с Фогта (Елисеев, 1959). Большая часть исследователей склоняется к мысли, что, вследствие полной идентичности ионных радиусов (0,78 Å), никель может

Таблица 65

Результаты фазового анализа никеля в оруденелых пироксенитах рудного тела № 2

Пробы	Содержание никеля, вес. %			Отношение содержаний сульфидного и «неизвлекаемого» никеля
	общее	в т. ч. сульфидного	в т. ч. «неизвлекаемого»	
1	0,81	0,73	0,08	9:1
2	0,81	0,76	0,05	13:1
3	0,94	0,86	0,08	11:1
4	0,82	0,75	0,07	11:1

Примечание. Таблица составлена по материалам Чайской ГРП.

изоморфно замещать магний в железо-магнезиальных силикатах, в особенности в одной из наиболее высокотемпературных минеральных фаз — оливине. Это мнение подтверждается и многими новейшими материалами, в частности, данными А. Д. Генкина, полученными им при исследованиях некоторых никельсодержащих силикатов.

В отличие от указанной точки зрения некоторые авторы (например, Елисеевы Н. и Э.) считают, что присутствие всего так на-

зывается «силикатного никеля» в оливинах и других ортомагматических минералах обусловлено субмикроскопическими включениями сульфидов в эти минералы. Противоречащим точке зрения Н. А. и Э. Н. Елисеевых многие сторонники возможности изоморфного замещения магния никелем прежде всего считают тот факт, что обычно в никельсодержащих оливинах присутствуют очень малые количества серы, которой совершенно недостаточно для связывания присутствующего в них никеля в виде сульфидов. Об этом, в частности, свидетельствуют и данные Г. В. Пинуса (1965) по оливинам из дунитов и гарцбургитов гипербазитовых формаций юга Сибири, в которых серы содержится в 10 раз меньше, чем необходимо для связывания в форме сульфидов всего сопутствующего ей никеля.

По нашему мнению, именно вхождением никеля в оливины в качестве изоморфной примеси к магнию может быть объяснено наиболее высокое (по сравнению с другими ассоциирующими породами), содержание никеля в очень бедных вкрапленной сульфидной минерализацией дунитах Чайского плутона. Здесь же необходимо подчеркнуть, что согласно полученным нами данным содержание валового атомарного никеля в оливине из дунитов 1-й фазы (0,26%) почти в 2 раза больше, чем в оливинах из перидотитов 2-й фазы (0,10 и 0,15%).

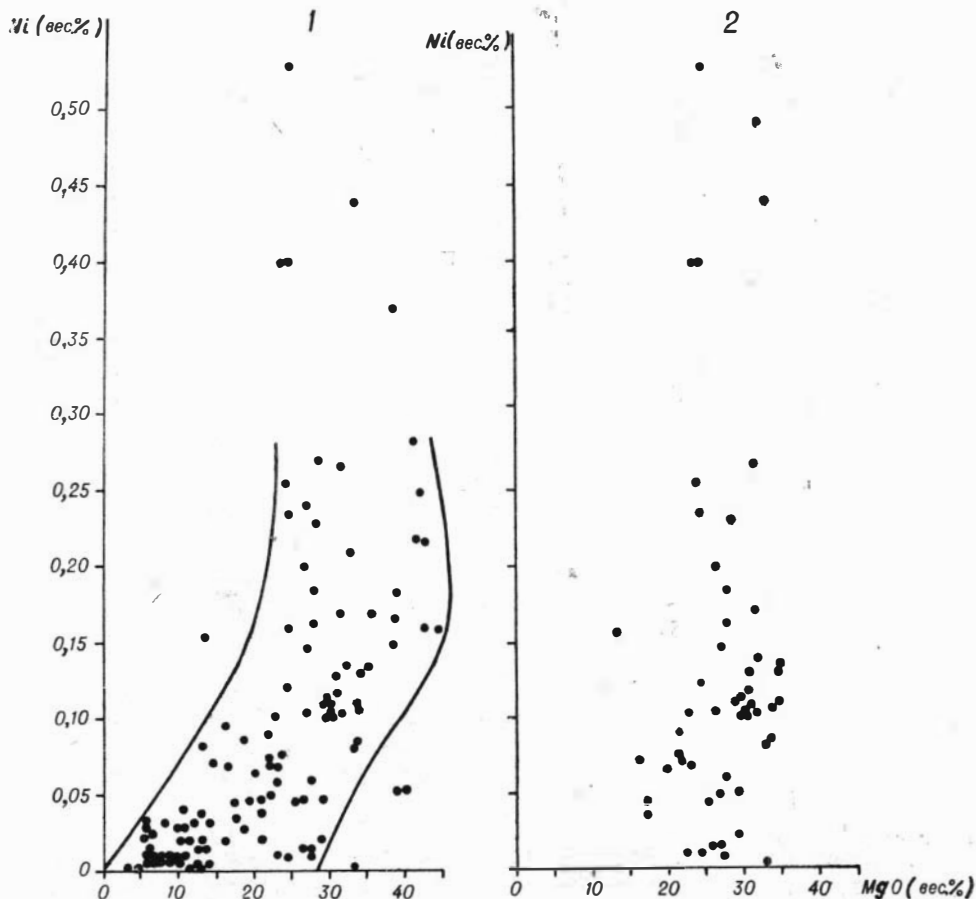


Рис. 68. Зависимость между содержаниями никеля и окиси магния.

1 — в породах Чайского плутона в целом (по 114 ан.); 2 — в породах его 2-й фазы (по 53 ан.).

Вместе с тем, как указывает в своей работе Г. В. Пинус (1965), «устанавливаемый изоморфизм никеля с магнием в оливинах и магнезиальных пироксенах ультраосновных пород не должен рассматриваться как доказательство количественной связи между этими элементами». Свою точку зрения Г. В. Пинус обосновывает статистическими расчетами, показывающими, что достоверная корреляционная связь между содержаниями магния и никеля в изученных им альпинотипных ультраосновных породах не обнаруживается.

Выводы Г. В. Пинуса находят подтверждение и на материалах по Чайскому плутону. Приводимые нами графики (рис. 68) показывают, что если в целом в плутоне намечается сравнительно слабая прямая зависимость между магнием и никелем (1), то в ультраосновных породах 2-й фазы такая зависимость, по-видимому, отсутствует (2). Это последнее может быть обусловлено в числе других причин и тем, что некоторое, хотя и незначительное, количество никеля, определяемое в безрудных породах, содержится в составе рассеянной в них тонкой сульфидной вкрапленности, распределенной очень неравномерно. О существовании последней свидетельствует то, что почти во всех анализах этих пород была установлена примесь серы.

Таблица 66

Значимые коэффициенты корреляции между содержаниями компонентов в дунитах 1-й фазы

Компонент	SiO ₂	TiO ₂	MnO	CaO	Na ₂ O	SO ₃	Ni	Co	Cu	Cr
SiO ₂	+1,00	—	+0,54	—	—	-0,60	—	—	—	—
TiO ₂		+1,00	—	—	+0,55	—	—	—	—	—
MnO			+1,00	+0,56	—	—	—	—	-0,57	—
CaO				+1,00	—	—	—	—	—	—
Na ₂ O					+1,00	—	—	—	—	—
SO ₃						+1,00	+0,78	—	—	—
Ni							+1,00	—	—	—
Co								+1,00	+0,75	+0,55
Cu									+1,00	+0,71
Cr										+1,00

Примечания: 1. Критическое значение выборочного коэффициента корреляции при уровне значимости 95% и 14 датах равно 0,532 (Урбах, 1964). 2. Магний и железо не обнаруживают значимых связей ни с одним из элементов и в таблицу не внесены.

Согласно полученным нами данным в породах 2-й фазы более вероятно прямая корреляционная связь никеля не с магнием, а с железом. Она обнаруживается не только графически, но и путем соответствующих статистических расчетов.

С целью выявления возможной количественной зависимости между содержаниями рудных и петрогенных компонентов по химическим анализам некоторых типов пород плутона рассчитаны коэффициенты парной корреляции (табл. 66—70). Значимая корреляционная связь в дунитах 1-й фазы (см. табл. 66) устанавливается между кремнеземом и марганцем, титаном и натрием, марганцем и кальцием, серой и никелем, кобальтом и медью, а обратная связь — между кремнеземом и серой, марганцем и медью. Любопытно отметить, что между никелем и магнием в этих породах обнаружена обратная незначимая корреляционная связь. Значимая корреляционная связь между никелем и магнием не установлена и в ультраосновных породах 2-й фазы (см.

табл. 67), содержащих наибольшее количество сульфидной минерализации. В габбро-норитах 3-й фазы выявлена обратная корреляционная связь между содержаниями никеля и магния, и лишь в пироксенитах связь между этими элементами оказалась положительной. В то же время статистически подтверждается существование положительной корреляционной связи между никелем и железом в породах 2-й фазы. Отметим, что прямая корреляционная связь между содержаниями железа и никеля статистически установлена и в ультраосновных породах гипербазитовых формаций юга Сибири (Пинус, 1965). Прямая зависимость между содержаниями железа и никеля в породах Чайского плутона свидетельствует о том, что здесь определенная часть никеля принимала участие в едином геохимическом процессе с железом. Мы полагаем, что таким процессом может быть совместный перенос этих элементов в составе высокотемпературных флюидов, которыми эти элементы были извлечены из породообразующих силикатов. Кроме того, прямая корреляционная зависимость была обнаружена в ультраосновных породах 2-фазы между никелем, кобальтом и медью, что, очевидно, обусловлено совместным участием этих элементов в едином процессе эпигенетического рудообразования.

Остановимся теперь на характеристике распределения некоторых других элементов в породах плутона.

Сера (валовая) в форме трехоксида определялась в большинстве силикатных

Таблица 67

Значимые коэффициенты корреляции между содержаниями компонентов в ультраосновных породах 2-й фазы

Компонент	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	Ni	Co	Cu
SiO ₂	+1,00													
TiO ₂		+1,00												
Al ₂ O ₃			+1,00											
Fe ₂ O ₃				+1,00										
FeO					+1,00									
MnO						+1,00								
MgO							+1,00							
CaO								+1,00						
Na ₂ O									+1,00					
K ₂ O										+1,00				
P ₂ O ₅											+1,00			
Ni												+1,00		
Co													+1,00	
Cu														+1,00

Примечание. Критическое значение выборочного коэффициента при уровне значимости 95% и 53 данных равно 0,273.

Значимые коэффициенты корреляции между содержаниями компонентов в пироксенитах

Компонент	Al ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	Ni	Cu
Al ₂ O ₃	+1,00	—	-0,82	—	—	—	—	—	-0,77
MnO		+1,00	—	-0,76	—	-0,85	—	—	—
MgO			+1,00	-0,93	-0,83	—	+0,79	+0,92	—
CaO				+1,00	+0,86	+0,88	—	-0,80	—
Na ₂ O					+1,00	+0,77	-0,87	-0,83	—
K ₂ O						+1,00	—	—	—
SO ₃							+1,00	+0,92	—
Ni								+1,00	—
Cu									+1,00

Примечание. Критическое значение выборочного коэффициента корреляции при уровне значимости 95% и 7 датах равно 0,754.

анализов. Кроме того, в отдельных пробах определялась также *сульфидная* сера. Мы располагаем результатами 197 химических определений серы в породах и рудах плутона. Согласно этим данным почти вся сера в плутоне находится в составе сульфидов. Максимальные концентрации ее приходится на массивные руды (табл. 71). Меньше ее в сидеронитовых рудах и в оруденелых пироксенитах. Среди слабо оруденелых и безрудных пород наибольшие содержания серы обнаружены в плагиоперидотитах, пироксенитах и меланократовых габброидах. Как можно видеть в табл. 71, в Чайском плутоне средние содержания серы в типовых породах выше, чем в тех же породах Довыренского плутона, а по сравнению с породами Мончи и Печенги породы Чайского плутона беднее серой примерно на 10—30%. По сравнению с кларковыми содержаниями (Виноградов, 1962) породы плутона значительно обогащены серой. Таким образом, относительно повышенная сероносность плутона позволяет считать его весьма перспективным в отношении поисков богатых сульфидных медно-никелевых руд.

Корреляционный анализ обнаружил в дунитах и пироксенитах Чайского плутона прямую количественную зависимость между содержаниями серы и никеля. Такая же связь установлена в ультраосновных породах 2-й фазы графически. В габброидах 3-й фазы сера количественно взаимосвязана с титаном, марганцем и фосфором, а в диоритах — с магнием.

Л. М. Бабури в 1964 г. исследовал различные типы оруденелых пород Довыренского расслоенного габбро-перидотит-дунитового плутона с точки зрения изотопного состава серы. Одновременно этим методом были изучены и содержащие сульфидную минерализацию осадочно-метаморфические породы, вмещающие этот плутон. На основании полученных результатов исследователь пришел к заключению, что изотопный состав серы пород и руд Довыренского плутона заметно отличается от изотопного состава серы окружающих метаморфических пород и сходен с изотопным составом серы метеоритов. По-видимому, этот факт может служить основанием для предположения об интрателлурической природе серы в сульфидных минералах Довыренского плутона. Такую же природу серы по аналогии мы принимаем и для сульфидного оруденения Чайского плутона.

Хром по данным спектрального анализа обнаружен во всех породах плутона в десятых и сотых долях процента. Химически макси-

Значимые коэффициенты корреляции между содержаниями компонентов в нормальных габбро-норитах и габбро 3-й фазы

Компонент	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	P ₂ O ₅	Ni	Co	SO ₃
SiO ₂	+1,00	—	—	-0,50	—	—	—	—	-0,62	—	-0,52	—	—
TiO ₂	—	+1,00	—	—	+0,86	—	—	—	—	+0,70	—	—	-0,58
Al ₂ O ₃	—	—	+1,00	—	-0,55	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	—	—	—	+1,05	—	—	-0,63	—	+0,72	—	+0,84	—	—
FeO	—	—	—	—	+1,00	+0,50	—	—	—	+0,71	—	—	+0,58
MnO	—	—	—	—	—	+1,00	—	—	—	+0,76	—	—	—
MgO	—	—	—	—	—	—	+1,00	—	—	—	-0,61	+0,50	—
CaO	—	—	—	—	—	—	—	+1,00	—	—	+0,64	—	—
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	+1,00	—	—	—	+0,71
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+1,00	—	—	—
Ni	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+1,00	—	—
Co	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+1,00	—
SO ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+1,00

Примечание. Критическое значение выборочного коэффициента корреляции при уровне значимости 95% и 16 данных равно 0,497.

мальные содержания этого элемента определены в плагиоклазовых перидотитах 2-й фазы (0,445—0,480%). В дунитах содержания хрома не превышают 0,368%, причем в этих породах установлена значимая прямая корреляционная зависимость между содержаниями хрома, с одной стороны, и кобальта и меди — с другой.

По данным ЧГРП, во вкрапленных и сидеронитовых сульфидных рудах содержится 0,27—0,30% хрома, а в массивных рудах — 0,014%. В оруденелых пироксенитах рудного тела № 2 содержание этого элемента колеблется в пределах 0,17—0,47%. Основными концентраторами хрома в породах плутона, очевидно, являются хромшпинелиды.

Титан содержится в плутоне в относительно повышенных количествах по сравнению с кларками, а также по сравнению с содержаниями его в других сходных плутонах. Наличие значительного числа химических анализов пород на титан (183 определения) позволило нам получить информацию о распространенности и геохимических особенностях поведения его в различных породах плутона. Максимальные концентрации элемента установлены в эндоконтактовых гибридных диоритах

Значимые коэффициенты корреляции между содержаниями
компонентов в диоритах 3-й фазы

Компонент	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	Ni
SiO ₂	+1,00	—	—	—	—	—	-0,64	—	—	—	—
TiO ₂		+1,00	—	+0,64	—	-0,54	—	+0,47	—	—	—
Al ₂ O ₃			+1,00	—	—	—	—	—	-0,54	—	+0,44
FeO				+1,00	—	—	—	—	+0,57	—	—
MnO					+1,00	—	—	—	-0,47	—	—
MgO						+1,00	—	-0,60	—	+0,50	—
CaO							+1,00	—	—	—	—
Na ₂ O								+1,00	+0,53	—	—
K ₂ O									+1,00	—	-0,71
SO ₃										+1,00	—
Ni											+1,00

Примечание. Критическое значение выборочного коэффициента корреляции при уровне значимости 95 % и 20 данных равно 0,444.

Таблица 71

Средние содержания серы в главных типах пород и руд Чайского плутона

Порода	Колич. анализов	Содержание атомарной серы, вес. %				
		1	2	3	4	5
Дуниты	14	0,32	0,10	0,04	—	0,01
Перидотиты	11	0,20	—	0,26	0,09	"
Плагиоперидотиты	25	0,41	0,14	0,62	0,37	"
Габбро-перидотиты	12	0,26	—	—	—	"
Пироксениты	15	0,47	—	0,51	0,17	"
Габброиды	меланократовые	7	0,39	—	—	0,03
	оливиновые	5	0,14	0,03	0,17	"
	нормальные	22	0,22	—	0,36	0,61
	роговообманковые	15	0,13	—	—	—
	амфиболлизированные	12	0,26	—	—	—
Диориты	14	0,09	—	—	—	0,02
Кварцевые диориты	17	0,12	—	—	—	"
Руды	вкрапленные сульфидные	2	1,93	—	—	—
	сидеронитовые	1	7,41	—	—	2,64
	массивные сульфидные	1	35,41	—	—	—
Оруденелые пироксениты жильные	4	2,80	—	—	—	—
Вмещающие метаморфические породы	20	0,06	—	—	—	—

Примечание. Количества анализов указаны только для Чайского плутона. 1 — Чайский плутон, 2 — Довыренский плутон (Гурулев, 1965), 3 — Мончегорский плутон (Елисеев Э., 1959), 4 — интрузивы Печенги (Елисеев Э., 1959), 5 — кларки (Виноградов, 1962). Для удобства сравнения все содержания серы пересчитаны на атомарную форму.

Северного массива (4,75%), а минимальные — в дунитах и некоторых перидотитах. Среди вмещающих пород, по данным химических и спектральных анализов, наиболее богаты титаном амфиболиты. Во вкрапленных сульфидных рудах примесь титана составляет 0,3—0,9%. В массивных рудах его содержания едва достигают порога чувствительности спектрального анализа. На графике, показывающем зависимость между содержанием титана и кремнезема в породах плутона (рис. 69), видно, что малые содержания титана (до 0,3%) обнаруживают прямую количественную зависимость от содержания кремнезема, в то время как при более высоких содержаниях титана такая зависимость практически отсутствует.

Ванадий анализировался спектральным методом и лишь в небольшом числе проб — химически. Спектральный анализ обнаружил этот элемент во всех без исключения пробах в количестве от сотых до тысячных долей процента, а в роговообманковых габбро, кварцевых диоритах и роговиках — до 0,1—0,3%. Химическим анализом ванадий в количестве 0,01—0,05% зафиксирован в некоторых породах 3-й фазы.

Барий анализировался только спектральным методом и в большинстве проб не обнаружен. Максимальные содержания элемента (0,02%) определены в отдельных пробах гибридных диоритов. В некоторых габброидных породах 3-й фазы содержится около 0,01% элемента, в то время как в ультраосновных породах — лишь следы. Присутствие бария в количестве 0,01% установлено в мономинеральной пробе троилита из рассеянной сульфидной вкрапленности, присутствующей в дунитах 1 фазы. Максимальная концентрация элемента (0,03%) обнаружена в дайке керсантита, залегающей среди экзоконтактовых гнейсов Северного массива.

Свинец в небольших количествах отмечается во всех породах плутона, за исключением некоторых разновидностей дунитов и перидотитов. Его содержание по результатам количественного спектрального анализа колеблется в пределах 0,0001—0,001%, а в единичных случаях зафиксированы концентрации до 0,002—0,003%. В массивных сульфидных рудах обнаружено 0,003% свинца. При этом, как установлено по результатам анализов мономинеральных проб сульфидов, преимущест-

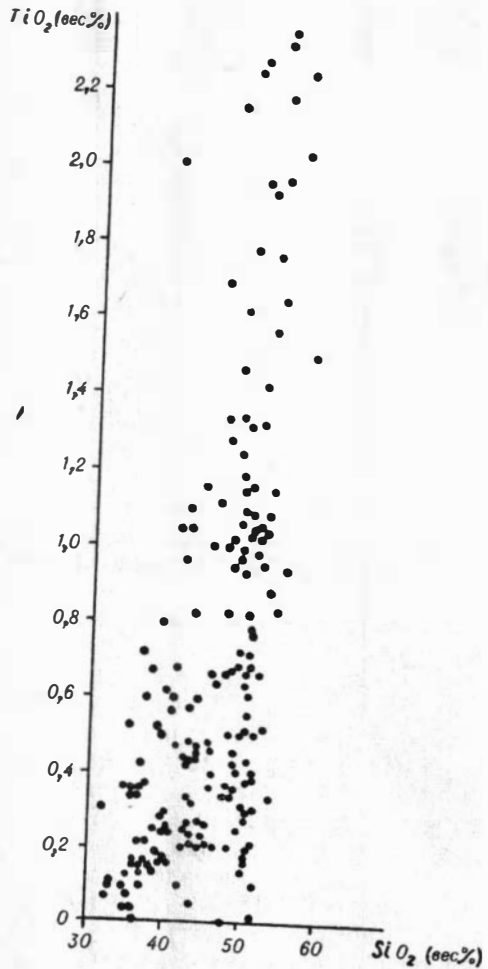


Рис. 69. Зависимость содержаний титана от содержаний кремнезема в породах Чайского плутона (по 183 ан.).

венными концентраторами свинца являются пирит и халькопирит (Шишкин, Кумпан, 1964). Отметим, что в сульфидных медно-никелевых рудах Мончегорского плутона присутствие свинца не было обнаружено (Елисеев Э., 1959). Наиболее высокие содержания свинца (0,0068—0,0084%) в районе Чайского плутона приурочены к дайкам гранит-аплитов и кварцевых порфиров, секущих породы плутона. Примерно такое же содержание элемента (0,0076%) зафиксировано в дайках лампрофиров, что может служить косвенным доказательством в пользу их генетической связи с упомянутыми гранитными дайками. Среди вмещающих пород наиболее богаты свинцом амфиболиты.

Цинк в сотых и тысячных долях по количественным спектральным определениям отмечен во всех пробах. Его максимальные содержания (0,2%) приурочены к гранат-пироксен-карбонатным роговикам из ксенолита в Северном массиве. В богатых сульфидных рудах содержится до 0,03% цинка.

Олово по полуколичественным спектральным определениям обнаружено в подавляющей части проанализированных пород в количестве 0,0001—0,003%, причем преимущественная приуроченность повышенных концентраций элемента к какому-либо из типов пород, слагающих плутон, не выявляется.

Молибден, как и олово, присутствует в ничтожных количествах (следы) почти во всех породах плутона. Несколько повышенные количества его (0,0001—0,0003%) обнаружены в некоторых габбро и диоритах, а самое высокое содержание (0,0005%) приурочено к экзоконтактовым роговикам. Заметная примесь молибдена (0,0001%) обнаружена спектральным анализом в мономинеральных пробах оливинов из пород 1-й и 2-й фаз плутона. Отметим, что в нескольких пунктах плутона среди его пород и руд обнаружены единичные выделения молибденита (Гурулев, Самбуев, 1966), которые, по данным указанных авторов, относятся к ксеногенным образованиям.

Германий в виде следов обнаружен во многих проанализированных породах плутона, однако содержание его в них ничтожно (следы). Наиболее высокая концентрация германия (0,0005%) зафиксирована в экзоконтактовых роговиках и гнейсах, а также в эндоконтактовых диоритах и габбро.

Висмут спектральным анализом установлен лишь в двух случаях: в одной пробе габбро-норита и в одной пробе плагиоперидотита. В обоих случаях его содержание не превышало 0,0001%.

Бор. Данные о распространении бора в основных и ультраосновных породах еще немногочисленны и продолжают уточняться (Виноградов, 1962). Для никеленосных интрузий сведений о боре особенно мало (Елисеев Э., 1959). Пользуясь тем, что в спектральной лаборатории Института геологии и геофизики СО АН СССР разработана и освоена новая количественная методика спектрального определения бора (Симонова, 1965), мы предприняли попытку более детально изучить характер распространения этого элемента в породах Чайского плутона. При этом было выполнено 428 определений бора в породах плутона и его рамы. Содержание элемента в дунитах 1-й фазы (среднее из 21 определения — 0,0018%) заметно выше кларка для ультраосновных пород (Виноградов, 1962). В серпентинитах по дунитам присутствует в три раза меньше бора (0,0005% по 13 определениям), чем в несерпентинизированных разностях, что не согласуется с выводом В. Л. Барсукова и Г. Е. Курильчиковой (1957) о повышенной бороносности серпентинитов по сравнению с исходными породами. В перидотитах 2-й фазы и габброидах 3-й фазы содержания бора колеблются в преде-

лах 0,0003—0,0062%, причем в габброидах и диоритах бора почти всегда несколько больше, чем в перидотитах. Наиболее высокие содержания элемента приурочены к биотитовым гнейсам, окружающим плутоном,—0,0040—0,0076%. На спектрограммах массивных сульфидных руд линии бора отсутствовали.

Сурьма была обнаружена в подавляющей части из 350 проанализированных проб. В габброидах содержания ее, как правило, не превышают 0,005%. Более высокие концентрации сурьмы зафиксированы в перидотитах и дунитах (0,02—0,03%). Характерно, что по данным А. П. Виноградова (1962) должна наблюдаться обратная картина: в ультраосновных породах кларк сурьмы ($1 \cdot 10^{-5}\%$) на порядок ниже, чем в основных ($1 \cdot 10^{-4}\%$). Отметим, что достаточно высокие содержания сурьмы были попутно обнаружены нами в сильно серпентинизированных и оталькованных разностях гипербазитов Орколиканского гипербазитового плутона (Северное Прибайкалье)—0,05—0,2%.

Мышьяк. Спектральные линии элемента не были зафиксированы ни в одной из отобранных нами и проанализированных проб пород плутона, в том числе и в мономинеральных фракциях сульфидов. Здесь об этом элементе упоминается лишь потому, что, по известным нам данным Д. В. Полферова, в породах Чайского плутона мышьяк был обнаружен во многих пробах, правда, в количествах ниже кларковых*, но более высоких, чем в породах Довыренского плутона. Не исключено, однако, что необнаружение мышьяка в наших пробах обусловлено тем, что чувствительность применявшейся методики спектрального анализа на этот элемент была в нашем случае не ниже 0,03%.

Платина и ее спутники являются важными компонентами никеленосных плутонов, однако сведения об их содержании в изученном нами интрузиве до сих пор оставались очень скудными. Учитывая актуальность вопроса, мы предприняли попытку получить более представительные данные о распространении указанных элементов в породах и рудах плутона. Часть определения платиноидов выполнена радиоактивационным методом**.

В Северном Прибайкалье проявления платины известны еще с 1939 г., когда А. С. Кульчицким при помощи спектрального анализа в дунитах Нюрундуканского плутона было установлено присутствие этого элемента в количестве $8,2 \cdot 10^{-5}\%$. Однако последующее, более детальное, изучение пород плутона тем же методом, проведенное в 1959 г. А. С. Рихвановым, показало, что содержание платины в них не превышает $5,0 \cdot 10^{-5}\%$. Позже признаки платиноносности были обнаружены в Довыренском и Чайском плутонах.

Общее количество определений платины и ее спутников в Чайском плутоне еще невелико. Всего в нашем распоряжении имеется 24 определения платины, палладия, родия, золота, селена и теллура в породах, рудах и сульфидных минералах (табл. 72).

Результаты определений содержания платины показывают, что во всех пробах они близки к кларковым (Виноградов, 1962). Наиболее высокие концентрации элемента обнаружены в массивных сульфидных медно-никелевых рудах, в которых содержится до $4,6 \cdot 10^{-5}\%$ платины, что в три раза меньше, чем в промышленных рудах, получаемых на месторождении Седбэри (Москевич, 1964).

* Кларк мышьяка для основных и ультраосновных пород находится в пределах $0,5 \cdot 10^{-4}$ — $2 \cdot 10^{-4}\%$ (Виноградов, 1962).

** Определения элементов группы платины радиоактивационным методом по нашей просьбе выполнены А. Г. Ганиевым в Узбекском институте ядерной физики.

Содержания платины и ее спутников в породах и рудах Чайского плутона*

Т а б л и ц а 72

Номер пробы	Анализируемый материал	Метод анализа	Содержания металлов (вес. %)						Лаборатория, аналитик
			платина	палладий	родий	золото	селен	теллур	
3	Оруденелый пироксенит	Спектральный	$0,4 \cdot 10^{-5}$	$0,5 \cdot 10^{-5}$	—	$0,2 \cdot 10^{-5}$	$39,0 \cdot 10^{-5}$	$18,0 \cdot 10^{-5}$	Ленинград „Гипромикель“
5	То же	”	$0,6 \cdot 10^{-5}$	Сл.	—	$0,2 \cdot 10^{-5}$	$39,0 \cdot 10^{-5}$	$6,6 \cdot 10^{-5}$	
4	”	”	$0,5 \cdot 10^{-5}$	$0,5 \cdot 10^{-5}$	—	$0,25 \cdot 10^{-5}$	$21,0 \cdot 10^{-5}$	$6,0 \cdot 10^{-5}$	
2	”	”	$0,5 \cdot 10^{-5}$	$0,5 \cdot 10^{-5}$	—	$0,25 \cdot 10^{-5}$	$39,0 \cdot 10^{-5}$	$6,0 \cdot 10^{-5}$	”
15	Вкрапленная сульфидная руда	”	Не обн.	Не обн.	—	$0,1 \cdot 10^{-5}$	$21,0 \cdot 10^{-5}$	Не обн.	”
1	”	”	$0,5 \cdot 10^{-5}$	Сл.	—	$0,2 \cdot 10^{-5}$	$7,0 \cdot 10^{-5}$	Сл.	”
16	Сидеронитовая сульфидная руда	”	$0,2 \cdot 10^{-5}$	$0,2 \cdot 10^{-5}$	—	$0,14 \cdot 10^{-5}$	$37,0 \cdot 10^{-5}$	Не обн.	”
18	Массивная сульфидная руда	”	$0,3 \cdot 10^{-5}$	$0,5 \cdot 10^{-5}$	—	$0,17 \cdot 10^{-5}$	$180,0 \cdot 10^{-5}$	$51,0 \cdot 10^{-5}$	”
Л-188	Габбро-лерцолит с бедной сульфидной вкрапленностью	”	$1,42 \cdot 10^{-5}$	$2,4 \cdot 10^{-5}$	$0,14 \cdot 10^{-5}$	$0,875 \cdot 10^{-5}$	—	—	Ташкент, ИЯФ, А. Г. Ганиев
Л-217 Л-164	Оливиновый пироксенит Габбро-лерцолит с бедной сульфидной вкрапленностью	”	$3,60 \cdot 10^{-5}$	Менее $1,50 \cdot 10^{-5}$	$0,19 \cdot 10^{-5}$	$0,75 \cdot 10^{-5}$	—	—	
Л-40-12	То же	”	$2,00 \cdot 10^{-5}$	”	$0,165 \cdot 10^{-5}$	$0,36 \cdot 10^{-5}$	—	—	”
Л-13	”	”	$1,50 \cdot 10^{-5}$	”	$0,155 \cdot 10^{-5}$	$0,526 \cdot 10^{-5}$	—	—	”
Л-109-5	”	Радиоактивацион.	—	—	—	$0,003 \cdot 10^{-5}$	—	—	”
	”	Спектральный	$2,15 \cdot 10^{-5}$	”	$0,15 \cdot 10^{-5}$	$0,65 \cdot 10^{-5}$	—	—	”

Номер пробы	Анализируемый материал	Метод анализа	Содержание металлов (вес. %)						Лаборатория, аналитик
			платина	палладий	родий	золото	селен	теллур	
Л-175	Оливиновый габбро-норит	Спектральный	$1,50 \cdot 10^{-5}$	»	$1,50 \cdot 10^{-5}$	$0,825 \cdot 10^{-5}$	—	—	»
Л-202-1	Дунит	»	$1,75 \cdot 10^{-5}$	»	$0,12 \cdot 10^{-5}$	$6,0 \cdot 10^{-5}$	—	—	»
Л-20	Перидотит с вкрапленным сульфидным оруденением	Радиоактивационный	$1,90 \cdot 10^{-5}$	$0,26 \cdot 10^{-5}$	—	$0,24 \cdot 10^{-5}$	—	—	»
Л-18	Массивная сульфидная руда	Радиоактивационный	$4,60 \cdot 10^{-5}$	$0,70 \cdot 10^{-5}$	—	$0,26 \cdot 10^{-5}$	—	—	Ташкент, ИЯФ, А.Г. Ганиев
Л-224-И	Пирротин из сульфидной массивной руды	»	$2,00 \cdot 10^{-5}$	$0,13 \cdot 10^{-5}$	—	$0,03 \cdot 10^{-5}$	—	—	»
Л-224-И	То же	Спектрохимический	—	—	—	$0,165 \cdot 10^{-5}$	—	—	Новосибирск, ИГиГ, В. Г. Цымбалист
Л-224-Б	»	Радиоактивационный	$3,90 \cdot 10^{-5}$	$1,22 \cdot 10^{-5}$	—	$0,33 \cdot 10^{-5}$	—	—	Ташкент, ИЯФ, А. Г. Ганиев
Л-224-Б	»	Спектрохимический	—	—	—	$0,125 \cdot 10^{-5}$	—	—	Новосибирск, ИГиГ, В. Г. Цымбалист
Л-224-А	»	Радиоактивационный	$1,22 \cdot 10^{-5}$	$1,22 \cdot 10^{-5}$	—	$0,33 \cdot 10^{-5}$	—	—	Ташкент, ИЯФ, А. Г. Ганиев
Л-204-III	Троилит из оруденелого пироксенита	»	$0,95 \cdot 10^{-5}$	$1,59 \cdot 10^{-5}$	—	$0,60 \cdot 10^{-5}$	—	—	То же
Л-224-Д	Пирит из сульфидной массивной руды	Спектрохимический	—	—	—	$0,17 \cdot 10^{-5}$	—	—	Новосибирск, ИГиГ, В. Г. Цымбалист
Л-224-Г	То же	»	—	—	—	$0,68 \cdot 10^{-5}$	—	—	То же
Л-158	Пирротин из пегматондного габбро	Радиоактивационный	$0,84 \cdot 10^{-5}$	$0,32 \cdot 10^{-5}$	—	$0,13 \cdot 10^{-5}$	—	—	Ташкент, ИЯФ А. Г. Ганиев

* — первые восемь анализов выполнены по материалам Чайской ГРП, остальные — по материалам автора.

Палладий, обнаруженный в большинстве анализированных проб, содержится в ультраосновных породах в количествах, лишь изредка превышающих кларковое содержание, которое для этих пород равно $1,2 \cdot 10^{-5}\%$ (Виноградов, 1952). Наиболее высокое содержание элемента среди сульфидных минералов установлено в троилите из оруденелого пироксенита (рудное тело № 2). Отношения содержаний платины к содержаниям палладия в плутоне варьируют в широких пределах (от 0,4:1 до 15:1).

Родий определен спектральным анализом в семи пробах. Его содержание колеблется от $0,12 \cdot 10^{-5}\%$ в дуните до $0,19 \cdot 10^{-5}\%$ в оливновом пироксените. Кларки родия для пород отсутствуют, а для хондритов кларк равен $1,9 \cdot 10^{-5}\%$, т. е. в десять раз больше, чем в дунитах плутона (Виноградов, 1962).

Золото, судя по определениям трех лабораторий (см. табл. 72), присутствует в породах плутона в количествах, несколько превышающих кларковые (Виноградов, 1962). Максимальные концентрации элемента зафиксированы в пробах дунита и габбро-перидотита. Среди минералов массивных сульфидных руд тела № 3 основным концентратом золота, по-видимому, является пирит. Отметим, что в медно-никелевых рудах Печенги золото спектральным анализом обнаружить не удалось, а по данным химических определений выявлены ничтожно малые его концентрации (Елисеев Э., 1959).

Теллур и особенно селен присутствуют в породах и рудах плутона в несколько повышенных количествах, поскольку их содержания заметно превышают кларковые. Как и следовало ожидать, максимальные концентрации этих элементов выявлены в массивных сульфидных рудах, что, очевидно, должно быть учтено при разработке технологии освоения Чайского месторождения.

Серебро определялось только полуколичественным спектральным анализом. Из 350 анализировавшихся проб пород этот элемент в количествах, едва превышающих порог чувствительности метода, обнаружен лишь в 19, из которых большая часть представлена габброидами 3-й фазы. Концентрация серебра в $0,0001\%$ зафиксирована в оруденелом перидотите и в двух случаях — в массивной сульфидной руде. При спектральном исследовании мономинеральных фракций сульфидов из руд и оруденелых пород плутона серебро обнаружено во всех анализированных пробах (табл. 73), причем максимальная концентрация элемента ($0,005\%$) зафиксирована в халькопирите из массивной руды и в троилите из габбро-пегматита. Д. В. Полферов, изучавший в 1961 г. распределение рудных элементов в Чайском плутоне, пришел к выводу, что породы плутона содержат серебро в количествах, значительно уступающих кларковым.

Подведем некоторые итоги геохимическим исследованиям плутона. Из встречающихся в никеленосных интрузивах химических элементов в Чайском плутоне не обнаружен лишь кадмий, что, возможно, связано с недостаточной чувствительностью применявшейся методики спектрального анализа этого элемента. В неоруденелых ультраосновных породах плутона содержания никеля и кобальта близки к кларковым, а содержания меди в десятки раз превышают кларковые. В габброидах 3-й фазы содержания никеля в несколько раз выше кларка, в то время как содержания кобальта и меди находятся в пределах кларков. В породах плутона установлена значимая корреляционная связь между никелем, с одной стороны, и серой и железом — с другой. Значимая связь между содержаниями никеля и магния обнаружена не была. Породы плутона заметно обогащены серой по сравнению с кларками, но содержат ее в

**Результаты определений серебра в сульфидах Чайского плутона
по данным полуколичественного спектрального анализа**

№ п. п.	№ пробы	Минерал	Содержание серебра, вес. %	№ п.п.	№ пробы	Минерал	Содержание серебра вес. %
1	Л-220	Троилит из дунита	0,001	11	Л-224-А	Моноклинный пирротин из массивной руды	
2	458/скв.8	Троилит из сидеронитовой руды	0,0007	12	Л-224	То же	0,0007 0,0005
3	Л-204-1	Троилит из оруденелого пироксенита	0,001	13	Л-224-Л	"	0,001
4	Л-203	Троилит из габбро-пегматита	0,005	14	Л-224-Б	"	0,001
5	Л-224-Е	Гексагональный пирротин из массивной руды	0,001	15	Л-158	Моноклинный пирротин из габбро-пегматита	0,001
6	1/151 скв. 43	Гексагональный пирротин из сидеронитовой руды	0,001	16	Л-224-АХ	Халькопирит из массивной руды	0,005
7	8857	Гексагональный пирротин из вкраплений в габбро	0,001	17	Л-224-БХ	То же	0,005
8	8856	Гексагональный пирротин из вкраплений в габбро	0,0003	18	Л-224-ГП	Пирит из массивной руды	0,0003
9	Л-224-Г	Моноклинный пирротин из массивной руды	0,001	19	Л-224-ДП	То же	0,0003
10	Л-224-И	То же	0,0005				

меньших количествах, чем интрузивы Печенги. Кроме того, как свидетельствуют полученные нами материалы, породы и руды Чайского плутона бедны платиноидами и несколько обогащены золотом, селеном и теллуrom.

На этом мы заканчиваем изложение материалов о геологическом строении и вещественном составе Чайского габбро-перидотит-дунитового плутона и переходим к рассмотрению проблем его генезиса.

ГЕНЕЗИС ЧАЙСКОГО ГАББРО-ПЕРИДОТИТ-ДУНИТОВОГО ПЛУТОНА

В предыдущих главах было показано, что по геолого-структурным особенностям и вещественному составу Чайский плутон сопоставим с известными плутонами габбро-пироксенит-дунитового формационного типа (Кузнецов, 1964). Вместе с тем отдельные черты истории формирования, геологической позиции, внутреннего строения, вещественного состава и металлоносности отличают Чайский плутон и другие плутоны Северо-Байкальской никеленосной формации от интрузивов данного формационного типа, развитых на Урале, в Алтае-Саянской области, Казахстане и других районах Советского Союза. В данной главе мы намерены подчеркнуть те особенности Чайского плутона, которые были выявлены нами в процессе исследования. Представляется это важным именно в настоящее время, поскольку многие аспекты петрологии плутонов никеленосной формации Северного Прибайкалья до сих пор еще не решены, что в свою очередь затрудняет дальнейшие эффективные поиски никелевых руд в этом районе Сибири (Леснов, 1969₁).

Прежде всего следует подчеркнуть, что благодаря многолетним исследованиям геологического строения Северного Прибайкалья вполне однозначно доказывается древний, докембрийский возраст Северо-Байкальской габбро-перидотит-дунитовой формации. Анализ истории геологического развития Северного Прибайкалья показал, что Северо-Байкальская габбро-перидотит-дунитовая формация, развивавшаяся в определенной структурно-тектонической связи с гипербазитовой и габбро-плаггиогранитной формациями, образовалась на относительно поздних этапах эволюции Байкало-Витимской геосинклинальной области. Вещественный состав формации очень разнообразен и одновременно специфичен тем, что здесь породы перидотитового ряда преобладают над пироксенитами, причем последние преимущественно развиты в виде оторочек на контактах габброидов поздней фазы с ультраосновными породами ранних фаз. На примере Чайского плутона однозначно установлено, что некоторые интрузивы формации образовались в результате нескольких последовательно сменявшихся друг друга этапов интрузивной деятельности. Еще одна важная черта Северо-Байкальской габбро-перидотит-дунитовой формации заключается в ее существенно сульфидной медно-никелевой рудной специализации.

Обобщение материалов по изучению плутонов Северо-Байкальской никеленосной формации и сравнение ее с аналогами в других складчатых областях привело нас к убеждению о необходимости выделить

из состава габбро-пироксенит-дунитового формационного типа новый самостоятельный *никеленосный габбро-периidotит-дунитовый формационный тип*. Одной из наиболее близких к Северо-Байкальской никеленосной формации, по-видимому, следует считать никеленосную формацию Кольского полуострова, в частности, базит-гипербазитовые плутоны района Печенги (Елисеев и др., 1961).

Чайский плутон представляет собой удлиненную крутопадающую интрузивную залежь, в общем согласную со структурой рамы. В прикорневой части плутона его мощность меньше, чем в средней и апикальной частях. Конкордантная форма плутона выступает особенно четко в верхней его части. Здесь он расчленяется на серию согласных со структурой рамы силлообразных сателлитовых залежей.

В отличие от многих известных никеленосных плутонов в Чайском плутоне в достаточно выразительной форме обнаруживается многократность внедрения магм и почти полное отсутствие псевдостратификации. На примере Чайского плутона подтверждается точка зрения о том, что богатое, практически интересное, сульфидное медно-никелевое оруденение может быть приурочено не только к расслоенным, но и к нерасслоенным многофазным базит-гипербазитовым интрузивам складчатых областей. Последнее свидетельствует о том, что рудоносность расслоенных плутонов, вероятно, не имеет со структурами кристаллизационно-гравитационного расслоения столь тесной генетической связи, как это обычно предполагается.

Геологическая самостоятельность продуктов каждой из интрузивных фаз Чайского плутона выражается в том, что они слагают обособленные тела, не согласующиеся друг с другом. До внедрения последующих порций магмы предыдущие успели закристаллизоваться, образовавшиеся породы подверглись дизъюнктивным нарушениям и затем испытали контактовый метаморфизм со стороны расплавов последующих фаз внедрения. Возрастная последовательность образования пород отдельных интрузивных фаз плутона на основании наблюдений над их апофизами и контактными изменениями устанавливается вполне определенно. Породы каждой интрузивной фазы настолько резко отличаются друг от друга по составу, что обычно легко диагностируются по внешнему облику даже в полевых условиях. Продукты 1-й интрузивной фазы — дуниты — характеризуются наибольшей однородностью состава и облика. Среди пород 2-й фазы набор петрографических разновидностей достаточно обширен. Они отличаются друг от друга не только по составу, но и по структурно-текстурным особенностям. Специфической чертой всех пород 2-й фазы плутона, которую нам удалось обнаружить в процессе исследований, является заметная обогаченность их оливинном и обедненность пироксенами. При этом породы 2-й фазы, как и породы плутона в целом, обычно содержат моноклиальный и ромбический пироксены. Этим плутон отличается от представителей габбро-пироксенит-дунитового формационного типа, в которых, по имеющимся данным, ортопироксен присутствует редко (Кузнецов, 1964).

Продукты 3-й фазы плутона наименее магнезиальны и наименее однородны. Они представлены крайне неоднородной по составу и структуре серией габброидных и диоритовых пород. Оливинсодержащие разновидности габброидов встречаются редко и обычно образуются в результате частичной ассимиляции более ранних ультраосновных пород. Обращает на себя внимание то обстоятельство, что при всем разнообразии петрографического состава продуктов отдельных интрузивных фаз плутона изменения в составе слагающих их «сквозных» породообразующих минералов не столь существенны, о чем можно судить по

Характеристика минерального состава главных генетических типов пород
Чайского плутона

Порода	Оливин $\frac{V}{f}$	Ортопи- роксен $\frac{V}{f}$	Клино- пирок- сен $\frac{V}{f}$	Рого- вая об- манка $\frac{V}{f}$	Биотит $\frac{V}{f}$	Шпи- нель $\frac{V}{N}$	Суль- фид V	Пла- гио- клаз: $\frac{V}{Ap}$
Дуниты (1-я фаза)	$\frac{90-98}{7-16}$	Ед. зерна 18	Ед. зер. —	—	—	0-7 1,824	0-3 Троил.	0-2 78
Плагнопериidotиты и другие породы (2-я фаза)	$\frac{6-88}{9-19}$	$\frac{0-40}{13-19}$	$\frac{0-55}{17-20}$	$\frac{0-4}{25}$	$\frac{0-7}{25}$	$\frac{0-3}{1,830}$	0-9 Пирр. и др.	$\frac{0-40}{58-74}$
Габброиды и днориты (3-я фаза)	$\frac{0-30}{14-18}$	$\frac{0-41}{15-37}$	$\frac{0-45}{16-41}$	$\frac{0-45}{35-65}$	$\frac{0-13}{42-63}$	—	0-2 Пирр. и др.	$\frac{23-73}{33-82}$

Примечание. В числителе (V) — содержание минералов в породах (%); в знаменателе — общая железистость феррических минералов (f), содержание анортитового компонента (Ap) в плагиоклазе (%), показатель преломления минерала (N).

данным табл. 74. Железистость оливинов и пироксенов в перидотитах не на много выше, чем в дунитах, а в габброидах 3-й фазы не на много выше, чем в перидотитах. Состав плагиоклаза в плутоне изменяется в интервале от № 82 до № 33.

Изучение химических особенностей продуктов отдельных фаз плутона позволило установить в них различия, связанные с неоднородностью минералого-петрографического состава, и обнаружить четкую индивидуальность химического состава каждой фазы. Наглядно это показано на сводных петрохимических диаграммах, где фигуративные точки пород каждой из фаз образуют обособленные рои. На этих диаграммах выявляется та же закономерность уменьшения однородности составов продуктов магматической деятельности от 1-й к 3-й фазе, которая установлена при петрографическом изучении пород. Наиболее значительный разброс фигуративных точек, а значит и химических составов, присущ породам, производным 3-й интрузивной фазы, что обусловлено существенной ролью процессов контаминации в их генезисе. Именно поэтому фигуративные точки составов наиболее сильно контаминированных пород этой фазы располагаются в непосредственной близости от точек, отражающих химический состав экзоконтактовых пород, что свидетельствует о преемственности химических составов эндо- и экзоконтактовых образований плутона.

Для решения проблемы происхождения сложных базит-гипербазитовых плутонов, в том числе и расслоенных, исследователи обычно прибегали к различным вариантам гипотезы кристаллизационной и гравитационно-кинетической дифференциации (Полканов, 1954). В последнее время на примере плутонов Алтае-Саянской габбро-пироксенит-дунитовой формации разрабатывается выдвинутая Йодером (1954) гипотеза пульсационного отделения летучих (Волохов, Иванов, 1963), которая трактуется генезис некоторых расслоенных габброидных плутонов. Вместе с тем отличительные черты строения и состава Чайского плутона и подобных ему сложных интрузивов, как нам представляется, исключают использование этих гипотез во всех их вариантах для объяснения прерывистого процесса образования сложного ряда в этих плутонах.

В вопросе генезиса Чайского плутона природа и механизм образования всего многообразия развитых в нем пород и их структурных взаимоотношений, а также генезис оруденения, приуроченного к плутону, представляют большой теоретический и практический интерес.

Анализируя историю происхождения Чайского плутона, мы прежде всего исходим из того факта, что образование его путем последовательного прерывистого внедрения и кристаллизации нескольких различных по составу порций магнезиальных магматических расплавов установлено вполне определенно. По этой причине данную проблему, как нам думается, правильнее рассматривать с позиции гипотезы вертикального перемещения фронта магмообразования. Эта гипотеза в последние годы завоевывает среди петрологов все большее признание. Первые работы, в которых авторы вплотную подошли к представлениям о возникновении разнородных магматических расплавов вследствие локального плавления различных по составу и глубине залегания оболочек литосферы, относятся к недавнему прошлому (Соболев В., 1952; Соболев В. и др., 1955; Исох и др., 1957). В последние годы эта гипотеза применительно к генезису гипербазит-габбро-гранитного формационного ряда разрабатывается Э. П. Исохом (1965), который считает, что гипербазит-габбро-гранитный формационный ряд отражает закономерный процесс быстрого перемещения фронта магмообразования из мантии в «базальтовый» и потом в «гранитный» слои земной коры. Поддерживая основные положения данной гипотезы, Ю. А. Кузнецов (1964) отмечает, что объяснение закономерной смены одних магматических комплексов другими «можно найти в гипотезе прогрессивного разрастания магматических очагов и вертикального перемещения фронта магмообразования, согласно которой магматические очаги возникают в пределах мантии и, разрастаясь, перемещаются на все более высокие уровни, благодаря чему в процесс магмообразования может последовательно вовлекаться материал всех земных оболочек». Эта же прогрессивная идея, как нам кажется, лучше всего может объяснить и способ формирования многофазных базит-гипербазитовых плутонов.

Как известно (Штейнберг, Соболев, 1964; Ефимов, 1966), генезис дунитов, входящих в состав многих габброидных плутонов, рассматривается как один из самых сложных вопросов в этой области петрологии. На материале многих интрузивных комплексов габброидного ряда выяснено, что дуниты, как существенно оливиновые породы, могут занимать двойное положение в плутонах. В одних случаях эти породы слагают отдельные согласные горизонты в расслоенных сериях плутонов, а в других — образуют самостоятельные, большей частью ранее внедрившиеся тела. И если возникновение согласных горизонтов дунитов в расслоенных плутонах можно представить как результат кристаллизационной, гравитационно-кинетической или пульсационно-кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы в камере плутона, то формирование самостоятельных дунитовых тел, по-видимому, более правильно толковать как результат внедрения отдельной ультраосновной порции магмы. Именно таким путем, как нам представляется, образовалось тело дунитов в Чайском плутоне. В целом процесс формирования Чайского плутона рисуется нам в следующем виде. В корневых частях глубинного разлома, в зоне перехода от «перидотитового» слоя к «базальтовому», произошло зарождение очага магмообразования, в результате чего началось плавление соответствующих оболочек литосферы. Первые же значительные движения блоков вдоль зоны глубинного разлома способствовали повышению ее проницаемости для образовавшейся ультраосновной магмы, которая поднималась затем в верхние горизон-

ты земной коры. В результате кристаллизации этой порции магмы сформировались дуниты 1-й фазы. Последующее разрастание магматического очага сопровождалось плавлением более высоких горизонтов «базальтового» слоя и возникновением расплавов, отвечающих по составу плагиоперидотитам. Внедрение и кристаллизация этих расплавов привели к образованию ультраосновных и отчасти основных пород 2-й интрузивной фазы плутона. Данные породы, как показали исследования, заметно обогащены оливином и относительно бедны пироксенами. Это значит, что точка эвтектического состава соответствующей силикатной системы оказалась смещенной в сторону высокотемпературного компонента — оливина. Если это так, то следовало бы ожидать, что кристаллизация обогащенного магнием и железом силикатного расплава должна была осуществляться в условиях повышенных температур и давлений при относительно медленном остывании. Именно о таких условиях кристаллизации свидетельствует ряд фактов, которые удалось установить при изучении вещественного состава пород 2-й интрузивной фазы плутона. В числе их, помимо упоминавшегося относительно повышенного содержания оливина и пониженного содержания пироксенов, следует указать на достаточно крупнозернистое сложение этих пород и широкое развитие структур распада твердого раствора в представленных в них ортопироксенах и клинопироксенах. Медленное остывание силикатных расплавов способствовало росту крупных кристаллов оливина и приводило к преимущественному росту этого минерала в ущерб кристаллизации пироксенов, ибо «оливин может выделяться при более медленном остывании из той же магмы, которая, застывая быстрее, выделяет лишь пироксен и плагиоклаз» (Заварицкий, Соболев, 1961). Вместе с тем медленное остывание кристаллов ортопироксена, захвативших в высокотемпературную стадию роста избыточное количество кальция, при более низких температурах приводило к распаду твердых растворов с одновременным более совершенным упорядочением атомов в кристаллических решетках и появлением тонкопластинчатых выделений клинопироксена.

Надо полагать, что высокая температура кристаллизации и медленное остывание сравнительно небольших интрузивных тел пород 2-й фазы могли реализоваться лишь на достаточно больших глубинах и соответственно при высоких литостатических давлениях. Для подтверждения этого вывода мы попытались определить примерную глубину застывания пород 2-й фазы плутона путем реставрации первоначальной мощности его кровли по сводному стратиграфическому разрезу. Если принять, что верхнепротерозойские отложения ранее были развиты и в районе расположения Чайского плутона, т. е. на северо-западном крыле Тья-Чуйского синклинория, и что магмы 2-й интрузивной фазы плутона не проникали выше поверхности раздела нижне- и верхнепротерозойского структурных этажей, из которых последний в Северном Прибайкалье имел первоначальную мощность не менее 8000 м, то, очевидно, минимальная глубина кристаллизации пород 2-й фазы плутона и остальных его фаз составляла не менее 8 км, что соответствует давлению примерно в 2500 бар.

Следует указать еще на одну особенность пород 2-й фазы. Будучи образованиями одного интрузивного акта, сформировавшимися из единого расплава, они имеют однородный качественный минеральный состав. В то же время эти породы объединяют петрографический ряд разновидностей от существенно оливиновых образований до меланократовых оливиновых габбро-норитов и трэктолитов. Такое разнообразие состава пород 2-й фазы отражается и на сводной петрохимической диаграмме плутона, где им соответствует широкий спектр фигуративных точек. Возможно, что неоднородность химического и количественного

минерального состава пород 2-й фазы обусловлена, главным образом, кристаллизационной дифференциацией расплава 2-й фазы, которая проявилась здесь не в полную меру, что подчеркивается ничтожностью развития структур первичной расслоенности в данных породах.

Перейдем к рассмотрению генезиса продуктов 3-й фазы плутона, которые являются наиболее распространенными его породами на современном эрозионном срезе. Представляется, что следующее после образования пород 2-й фазы продвижение фронта магмообразования в еще более высокие горизонты земной коры привело к резкому разрастанию магматического очага в пределах «базальтового» слоя коры и интенсивному выплавлению габброидных магм. Последние явились тем силикатным расплавом, из которого после его внедрения в верхние слои коры кристаллизовались породы 3-й фазы Чайского плутона. Неоднородный состав пород этой фазы и особенности их взаимоотношений с породами рамы убеждают нас в том, что они не могли возникнуть в результате простой кристаллизации первичного однородного силикатного расплава. Полученные данные определенно свидетельствуют, что некоторые породы 3-й фазы образовались вследствие сложной эволюции габброидного силикатного расплава, вызванной взаимодействием его с силикатными породами вмещающей толщи. Активности взаимодействия габброидной магмы с окружающими породами в головной части магматической колонны или, иначе говоря, в апикальной части камеры интрузива значительно способствовало то, что здесь в магме в достаточно больших количествах накапливались летучие, главным образом вода. Существенная обогащенность летучими, как известно, характерна для апикальных частей габброидных плутонов, застывавших на значительных глубинах (Кеннеди, 1957). В этом нас убеждают и наблюдения по Чайскому плутону, в котором габброиды, слагающие апикальные его части, заметно обогащены минералами, содержащими в своем составе гидроксильную группу (биотит, роговая обманка), а также другие летучие — серу, фосфор, хлор, фтор (сульфиды, апатит). Благодаря насыщенности летучими габброидная магма способна была взаимодействовать не только с гнейсово-сланцевыми вмещающими породами, но и с встречавшимися на ее пути более тугоплавкими ультраосновными породами 1-й и 2-й интрузивных фаз. Обогащенные водой высокотемпературные и подвижные растворы, связанные с магмой 3-й фазы, проникая в трещины в дунитах и перидотитах, взаимодействовали с породами стенок трещин и метасоматически преобразовывали их в пироксен. Таким путем могли образоваться крупнозернистые агрегаты пироксенового состава не только в относительно больших трещинах, но и в сериях сопряженных извилистых микротрещин, что очень часто наблюдается в дунитах 1-й фазы. Имеющийся фактический материал об образовании пироксенитовых жил в ультраосновных породах Чайского плутона, а также пироксенитовых оторочек на контактах пород 3-й фазы с ультраосновными породами ранних фаз вполне согласуется с результатами экспериментальных исследований (Боуэн, Таттл, 1950). Как отмечают эти авторы, при циркуляции через оливиновые породы остаточной жидкости, обогащенной парами воды, содержащей кремнезем и находящейся в температурном интервале 1000—500°, должно происходить метасоматическое замещение оливина энстатитом. В пироксенитах Чайского плутона помимо ортопироксена в качестве главного компонента нередко присутствует и клинопироксен, что, очевидно, связано с образованием этих пород под воздействием более сложных по составу растворов, чем это имело место в экспериментах Боуэна и Таттла.

Говоря о взаимодействии габброидных расплавов с перидотитом, следует подчеркнуть, что на гипсометрическом уровне современного эрозионного среза плутона реакция габброидной магмы с перидотитами и дунитами, очевидно, была непродолжительной, поскольку ширина реакционных оторочек пироксенитов здесь не достигает значительных размеров.

В связи с тем же вопросом о взаимодействии габброидных магм 3-й фазы с более ранними ультраосновными породами рассмотрим вероятный механизм образования разрозненных небольших тел перидотитов и шлиров пироксенитов, которые залегают среди габброидов и диоритов 3-й фазы плутона. Положение этих тел давало основание некоторым исследователям плутона рассматривать их как более поздние по отношению к габброидам дайковые тела. При детальном изучении строения и особенностей залегания подобных тел перидотитов было установлено, что они испытали контактное воздействие со стороны габброидных расплавов. Последнее выразилось в том, что, во-первых, тела перидотитов на контакте с габброидами окружены узкими реакционными оторочками пироксенитов, правда, не всегда хорошо выраженными; во-вторых, оказалось, что моноклинные пироксены этих перидотитов почти полностью заместились гомоосевыми псевдоморфозами уралитовой роговой обманки, что могло произойти в результате обусловленных габброидной магмой нагрева и действия летучих. Уралитовая роговая обманка в свою очередь частично заместила биотитом, в котором находятся в виде включений отдельные кристаллы апатита. Последний в изобилии находится в диоритах и габброидах, окружающих тела уралитизированных перидотитов, однако нигде не был обнаружен в неизмененных перидотитах, удаленных от контакта с габброидами. Таким образом, более древний возраст тел перидотитов становится очевидным. Однако возникает вопрос, каким же образом линзовидные тела перидотитов оказались залегающими среди более поздних габброидов? Их образование представляется в следующем виде. Первоначально, до внедрения габброидов 3-й фазы, малые тела перидотитов залежали среди вмещающих метаморфических пород в качестве гипсометрически более высоко проникших ответвлений ультраосновного интрузивного тела 2-й фазы. Интродуцировавшая затем габброидная магма сравнительно легко, хотя и не в равной мере, бауфицировала и ассимилировала метаморфические породы на своем пути. Тела перидотитов, залегающие среди метаморфических пород, вследствие своей тугоплавкости, а иногда и крупных размеров, не всегда могли быть полностью преобразованы в пироксениты или переведены в расплав и, таким образом, ассимилированы. Поэтому, полностью преобразуя метаморфические породы рамы, габброидная магма оставляла в себе тела перидотитов в виде реликтовых ксенолитов. Реакция расплава с этими ксенолитами приводила к образованию вокруг них оторочек, сложенных пироксенитами и гибридными меланократовыми габброидами. Небольшие тела перидотитов могли во всем объеме замещаться пироксенитами, благодаря чему среди габброидов возникали небольшие шлировидные тела этих пород. Возможно, что некоторые из пироксенитовых шлиров, залегающих среди габброидов 3-й фазы, представляют собою слабо вскрытые эрозией более крупные тела перидотитов 2-й фазы.

Важно отметить, что влияние габброидных расплавов на перидотиты 2-й фазы фактически никогда не сопровождалось приконтактной серпентинизацией последних, хотя эти расплавы и были обогащены водой. Это наблюдение приводит к выводу, что температура кристаллизации габброидов 3-й фазы была выше максимальной температуры устойчивости серпентина, которая при давлении более 3000 *бар* составляет около

550—550° (Заварицкий, Соболев, 1961). В этом же убеждают и полученные нами данные палеотемпературных определений в породах 3-й фазы (табл. 75).

Тесно связана с условиями формирования плутона еще одна особенность его строения, которая, на наш взгляд, характеризует его как достаточно глубинное образование. Известно, что в эндоконтактовых частях многих базит-гипербазитовых плутонов, образовавшихся на малых средних глубинах, обычно развиты зоны закала, сложенные неравномернозернистыми, часто мелкозернистыми офитовыми породами. В эндоконтактах габброидов 3-й фазы Чайского плутона такие зоны закала практически отсутствуют. Это, очевидно, свидетельствует о том, что к моменту внедрения габброидной магмы боковые породы были предварительно разогреты до температуры, близкой к температуре магмы. Естественно, такой разогрев мог быть осуществлен лишь при хорошей теплоизоляции разогреваемых пород, что возможно в условиях залегания их на достаточно больших глубинах. Контактное изменение гнейсо-сланцевых пород под влиянием габброидной магмы на начальных этапах ее внедрения имело только термальный характер и приводило лишь к перекристаллизации этих пород и переходу их в изохимически ороговикоподобные породы. В дальнейшем процесс ороговикования перерастал в процесс метасоматического изменения пород кровли, который был обусловлен привнесением из магмы во вмещающие породы магния, кальция, титана и, частично, железа и выносом из вмещающих пород в магму кремнезема, алюминия и щелочей. Весь этот сложный процесс, предшествовавший полному расплавлению пород кровли, первоначально приводил к перерождению их и замещению так называемыми «базифицированными» роговиками. Дальнейшее повышение температуры переводило «базифицированные» роговики в своеобразный смешанный расплав, из которого при остывании кристаллизовались эндоконтактовые гибридные породы плутона, изобилующие роговой обманкой, биотитом и относительно кислым плагиоклазом, а также кварцем. Образованию роговой обманки вместо клинопироксена, происходившему в породах апикальной части интрузива, способствовало повышение потенциала не только воды, но и щелочей. В результате всех этих изменений имело место магматическое замещение пород кровли, которые вследствие большого разнообразия их состава поддавались переработке магмой в неодинаковой мере. По этой причине более тугоплавкие и химически устойчивые вмещающие породы оставались среди гибридных габброидных пород в виде скиалитов. На более глубоких уровнях магматической камеры, где температура и давление были еще более высокими, подавляющая часть скиалитов переводилась в гомогенный расплав. Становится очевидным, что для такого значительного изменения боковых пород и столь интенсивного течения процессов их магматического замещения габброидный расплав 3-й фазы должен был обладать очень высокой энергоемкостью. В известной работе Ф. Тернер и Дж. Ферхуген (1961) отмечают, что «полная ассимиляция каких-либо веществ жидкой магмой требует, чтобы магма вначале имела температуру на несколько сотен градусов выше

Таблица 75

Результаты палеотемпературных определений в породах 3-й фазы

Метод измерения палеотемпературы	Температура, град
По содержанию скандия в биотите из габбро 3-й фазы (метод Офтедала)	~580
Гомогенизация газожидких включений в породообразующем кварце	600 ÷ 660

температур ее кристаллизации (чтобы магма была «перегрета»). Это, очевидно, невозможно, если сама магма является продуктом либо частичного плавления, либо кристаллизационной дифференциации». Таким образом, характер контактовых изменений пород кровли свидетельствует о том, что габброидный расплав 3-й фазы, возникший путем выплавления локального участка «базальтового» слоя, после своего внедрения в земную кору вряд ли существенно подвергся кристаллизационной дифференциации. По-видимому, изменение основности габброидного расплава в апикальной части плутона было вызвано ассимиляцией им пород рамы.

Некоторые дополнительные данные о физико-химических условиях становления пород 3-й фазы получены на основании изучения минеральных парагенезисов в ореолах контактового метаморфизма плутона. Судя по ним, габброидная магма вблизи его контактов кристаллизовалась в интервале температур 550—900° при давлении порядка 1000—3000 бар, что не противоречит определениям, полученным другими методами. Начальная же температура габброидной магмы, несомненно, была еще выше.

При сопоставлении плутонов Северо-Байкальской габброперидотит-дунитовой формации удалось установить, что по условиям образования Нюрундуканский плутон во многом подобен Чайскому плутону. В отличие от этих интрузивов третий крупный плутон формации — Довыренский, расположенный в специфической структурно-тектонической зоне, формировался в несколько иных физико-химических условиях. Вероятно, он образовался на более высоком гипсометрическом уровне и, следовательно, при более низких давлениях и температуре. Особые физико-химические условия становления Довыренского плутона обусловили более интенсивное проявление в нем процессов кристаллизационной и гравитационно-кинетической дифференциации магматических расплавов. Однако внедрение последних, как показали наблюдения геолога Л. М. Бабурина, также протекло в несколько интрузивных фаз.

Важный раздел в проблеме петрологии Чайского плутона составляют вопросы генезиса приуроченного к нему сульфидного медно-никелевого оруденения. Кристаллизационная и гравитационно-кинетическая дифференциация, с которой чаще всего связывают происхождение сульфидных медно-никелевых руд, в Чайском плутоне не проявила себя в должной мере. Вместе с тем даже относительно ограниченные фактические данные позволяют прийти к заключению, что почти во всех случаях скопления сульфидов в породах плутона несут явные признаки эпигенетического образования. Это красноречиво подтверждается не только деталями морфологии рудных тел, но и спецификой распределения рудных минералов в них. В пользу эпигенетического происхождения руд плутона, кроме того, свидетельствуют реакционные взаимоотношения рудных минералов с породообразующими силикатами. Есть основания считать, что образование сульфидных руд в плутоне происходило в условиях достаточно высоких начальных температур, на что указывает, прежде всего, крайне ограниченное развитие в нем низкотемпературных околорудных образований.

На основании собранных материалов образование сульфидной медно-никелевой минерализации в Чайском плутоне представляется нам как результат воздействия на ультраосновные породы богатых серой и, вероятно, хлором высокотемпературных флюидов, возникших в ходе магматической дистилляции габброидных расплавов 3-й интрузивной фазы. Восходящие по зонам нарушения потоки флюидов выщелачивали из породообразующих силикатов железо, никель и некоторые другие элементы и затем переносили их на более высокие гипсометрические

уровни плутона. Наиболее вероятно, что подвижные соединения железа, никеля и других рудообразующих элементов были представлены хлоридами. В верхних горизонтах флюидоподводящих зон нарушений при благоприятных физико-химических условиях хлоридные соединения переходили в сульфидные, отлагавшиеся в виде более или менее богатых существенно пирротиновых руд. Непосредственно в пределах зон нарушений и отдельных тектонических трещин, по которым двигались потоки флюидов, обычно формировались массивные сульфидные руды. Обладая способностью активно взаимодействовать с боковыми породами, флюиды нередко проникали далеко за пределы зон тектонических нарушений. Этот процесс сопровождался метасоматическим замещением породообразующих силикатов сульфидами*. Особенно интенсивно рудный метасоматоз протекал в содержащих плагиоклаз ультраосновных породах 2-й интрузивной фазы. Вблизи флюидоподводящих трещин в этих породах плагиоклаз замещался наиболее полно, в результате чего формировались сидеронитовые руды. Вдали же от флюидоподводящих трещин приток флюидов был ограниченным и процесс замещения плагиоклаза сульфидами завершиться не успевал, вследствие чего на таких участках образовались лишь вкрапленные руды. Дуниты 1-й фазы очень бедны плагиоклазом и вне зон трещиноватости обладали крайне ограниченной проницаемостью для флюидов. Поэтому в них сульфидная минерализация отлагалась преимущественно в пределах самих зон трещиноватости в виде жилообразных рудных тел, в то время как возникновение вкрапленности сульфидов за пределами трещин было очень затруднено.

В низкотемпературную стадию рудообразования на существенно пирротиновые руды накладывалась халькопиритовая минерализация и происходило выделение пентландита в структурах распада пирротина.

Высказанная точка зрения на генезис сульфидного медно-никелевого оруденения в плутоне дает право сделать вывод, что поиски никелевых руд в Чайском месторождении наиболее целесообразно сосредоточить на выявлении в его пределах оруденелых крутопадающих зон дробления, главным образом в пределах участков, сложенных ультраосновными породами 1-й и 2-й интрузивных фаз.

* Сульфуризацией.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное структурно-тектоническое, геологическое, петрографическое, петрохимическое и геохимическое изучение Чайского габбро-перидотит-дунитового никеленосного плутона привело к следующим основным петрологическим выводам.

1. Структурно-тектоническое положение Чайского плутона определяется его приуроченностью к тектонически ослабленному участку сопряжения Кичеро-Мамского антиклинория с Тья-Чуйским синклинорием. Обе эти структуры располагаются в северной краевой части Байкало-Витимской складчатой области, которая вдоль Байкало-Муйского глубинного разлома граничит с Патомским перикратонным опусканием Сибирской платформы. Зона глубинного разлома явилась тем каналом, которым контролировалось поступление в земную кору базит-гипербазитовых расплавов и в конечном счете расположение Байкало-Муйского базит-гипербазитового пояса. Чайский плутон, относящийся к довыренскому интрузивному комплексу, совместно с другими плутонами этого комплекса входит в состав указанного базит-гипербазитового пояса.

Согласно геологическим и радиогеохронологическим данным плутон образовался в верхнепротерозойское время. Радиологический возраст многих пород плутона и его рамы «омоложен» вследствие аллометаморфических процессов, имевших место в палеозойское время.

2. Чайский плутон представляет собой сложное по строению, крутопадающее пластообразное конкордантное тело, образовавшееся на глубине порядка 8 км и включающее в свой состав породы от ультраосновных до средних. Плутоном образовался на относительно позднем этапе развития Байкало-Витимской геосинклинальной области в результате последовательного внедрения различных по составу порций силикатных расплавов. Возникновение последних обусловлено процессами плавления расположенных на различной глубине и отличающихся по своему составу оболочек литосферы при вертикальной миграции фронта магмообразования вдоль зоны глубинного разлома. Становление плутона проходило в три главные фазы, в течение каждой из которых образовалась специфическая по своему вещественному составу и характеру залегания группа пород: 1-я фаза — дуниты, 2-я — плагио-перидотиты и их фациальные разновидности, 3-я фаза — габброиды.

3. Сульфидное медно-никелевое оруденение плутона относится к эпигенетическому типу. Оно образовалось вследствие просачивания через ультраосновные породы богатых серой флюидов — дистиллятов габброидной магмы последней, 3-й интрузивной фазы плутона. Главная

масса рудных компонентов месторождения (никель, железо) извлекалась флюидами из породообразующих силикатов (оливина) ультраосновных пород плутона, залегающих на более глубоких его горизонтах.

4. По своему структурно-тектоническому положению, геологическому строению и вещественному составу Чайский плутон и все остальные плутоны Северного Прибайкалья, входящие в состав довыренского интрузивного комплекса, наиболее близко стоят к габбро-пироксенит-дунитовому формационному типу — одному из важнейших формационных типов собственно геосинклинальных этапов развития подвижных зон. Однако Северо-Байкальская формация отличается от известных проявлений данного формационного типа рядом особенностей, главными из которых являются следующие: приуроченность формации к позднему, а не к раннему этапу развития геосинклинальной области; отчетливое преобладание перидотитов над пироксенитами во всех плутонах; необычная для этого формационного типа сульфидная медно-никелевая металлогеническая специализация. В связи с этим из состава габбро-пироксенит-дунитового формационного типа целесообразно выделить новый габбро-перидотит-дунитовый формационный тип, одним из представителей которого является *Северо-Байкальская верхнепротерозойская габбро-перидотит-дунитовая никеленосная* формация. Помимо плутонов данной формации, в состав Байкало-Муйского базит-гипербазитового пояса входят интрузивные тела гипербазитовой и габбро-плагиогранитной формаций, которые, возможно, образуют с ней единый формационный ряд.

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамович И. И., Высокоостровская Е. Б. Титан в магматических формациях Алтае-Саянской складчатой области. В сб. «Химия земной коры». Тр. геохим. конф., т. 1. Изд-во АН СССР, 1963.
- Андреева Л. Н., Арнауты Н. В. Количественное спектральное определение малых элементов в осадочных породах. В сб. «Количественный анализ минералов и горных пород физическими методами». Изд-во СО АН СССР, 1965.
- Арнауты Н. В., Андреева Л. Н., Изюмова Л. Г., Симонова В. И. Справочные таблицы основных спектральных линий для полуколичественного анализа минерального сырья. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1965.
- Арнольд Р. Равновесные отношения между пирротиним и пиритом при температуре от 325 до 743° С. В сб. «Проблемы эндогенных месторождений», вып. 3. М., «Мир», 1966.
- Арсентьев В. П., Денисова М. В., Марков К. А., Тарасова Р. С. Интрузивные базитовые и гипербазитовые комплексы Северного Прибайкалья и связанная с ними эндогенная минерализация. Тез. докл. Третьего Всесоюз. петрограф. совещ. по пробл. «Магматические формации и связь с ними полезных ископаемых». Новосибирск, 1963.
- Арсентьев В. П., Иванов С. С., Очиров Ц. О., Хренов П. М. Основные черты металлогении Бурятии. Тр. 2-го совещ. по металлогении Саяно-Байкальской горной области. Улан-Удэ, 1964.
- Арсентьев В. П. К анализу геологических формаций центральной части Саяно-Байкальского нагорья. Тез. докл. Второй научн. конф. геол. секции им. В. А. Обручева Забайкальского отд. Геогр. об-ва СССР. Чита, 1965.
- Арсентьев В. П., Хренов П. М. Структурно-металлогенные зоны центральной части Саяно-Байкальской горной области. В сб. «Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений». «Наука», 1966.
- Арсеньев А. А., Нечаева Е. А. Магматические породы Байкальского нагорья. Тр. лаборатории геол. докембрия АН СССР, вып. 2, 1953.
- Архангельская В. В. О строении Сыннырского массива щелочных пород. «Сов. геол.», 1965, № 9.
- Бакиров А. Г. О происхождении дунитов и хромитов Кемпирсайского гипербазитового массива. В сб. «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала». Тр. 1-го Уральск. петрограф. совещ., т. 1. Свердловск, 1963.
- Барсуков В. Л., Курильчикова Г. Е. О бороносности серпентинитов. «Геохимия», 1957, № 5.
- Белов В. П. Ультраосновные и основные породы северо-западной части Енисейского кряжа. Вест. МГУ, серия 4. Геология, 1964, № 1.
- Белоусов В. В. О коре и верхней мантии материков. «Сов. геол.», 1965, № 1.
- Белоусов В. В. О возможных глубинных условиях магматизма. «Сов. геол.», 1966, № 4.
- Бетехтин А. Г. Минералогия. Госгеолтехиздат, 1950.
- Бетехтин А. Г. Курс минералогии. Госгеолтехиздат, 1966.
- Беус А. А., Григорьян С. В. Использование методов математической статистики при геохимических поисках. Изд. Гос. геол. комитета СССР. М., 1965.
- Богачев А. И., Кочнев-Первухов В. И. О некоторых петрохимических критериях никеленосных гипербазитовых интрузий (на примере Аллареченского района). «Сов. геол.», 1965, № 11.
- Боголепов В. Г. Пересчет химических анализов горных пород при изучении метасоматических процессов. «Изв. АН СССР», серия геол., 1962, № 1.

- Борисенко Л. Ф., Сердобова Л. И. О распределении титана, ванадия, хрома, никеля в гипербазитах платиноносного пояса (Урал). «Геохимия», 1965, № 3.
- Борнштедт-Куплетская Э. М. Определение удельного веса минералов. Изд-во АН СССР, 1951.
- Боуэн Н. Л., Таттл О. Ф. Система окись магния — кремнезем — вода. В сб. «Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии». ИЛ, 1950.
- Будько И. А., Кулагин Э. А. Троилит в жильных рудах Норильска и Талнаха. «Докл. АН СССР», 1966, № 2, т. 169.
- Васильев Е. К. Об определении компонентного состава гранатов по их физическим характеристикам. «Геол. и геофиз.», 1966, № 2.
- Васьковский Д. П., Мануйлова М. М. О древней коре выветривания на основных и ультраосновных породах Довыренской интрузии (Северное Прибайкалье). — Сб. «Вопросы магматизма и тектоники Бурятии». Тр. БКНИИ СО АН СССР, вып. 12, серия геол. Улан-Удэ, 1963.
- Великославинский Д. А., Казаков А. Н., Лобач-Жученко С. Б. и др. Магматические и метаморфические формации Северо-Байкальского нагорья. В сб. «Петрография Восточной Сибири», т. 2. Изд-во АН СССР, 1962.
- Волохов И. М. О габбро-пироксенит-дунитовом формационном типе магматических образований в Алтае-Саянской складчатой области. В сб. «Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области». «Наука», 1965.
- Волохов И. М., Иванов В. М. Лысогорский габбро-пироксенит-дунитовый комплекс Западного Саяна. Новосибирск, изд-во СО АН СССР, 1963.
- Воробьева О. А., Самойлова Н. В., Свешникова Е. В. Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала. Тр. Ин-та геол. рудн. месторожд., петрогр., минерал. и геохим. АН СССР, вып. 65. М., 1962.
- Вилли П., Таттл О. Плавление в земной коре. Тр. 21-го междунар. геол. конгресса, вып. 2. ИЛ, 1963.
- Винчеллы Г. и А. Оптическая минералогия. ИЛ, 1953.
- Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. «Геохимия», 1962, № 7.
- Виноградов А. П., Гриненко Л. Н. О влиянии вмещающих пород на изотопный состав серы рудных сульфидов. «Геохимия», 1964, № 6.
- Виноградов В. И. К вопросу о происхождении вулканической серы. В сб. «Очерки геохимии эндогенных и гипергенных процессов». «Наука», 1966.
- Генкин А. Д., Логинов В. П., Органова Н. И. О взаимоотношениях и особенностях размещения гексагональных и моноклинных пирротинов в рудах. «Геол. рудн. месторожд.», 1965, № 3.
- Генкин А. Д., Телешова Р. Л., Алексеева О. А. О содержании никеля в породообразующих минералах рудоносных габбро-диабазов Норильского месторождения. «Геохимия», 1963, № 11.
- Герлинг Э. К., Щуколюков Ю. А., Кольцова Т. В. и др. Определение возраста основных пород по калий-аргоновому методу. «Геохимия», 1962, № 11.
- Гинзбург И. В., Сидоренко Г. А. Некоторые особенности кристаллохимии пироксенов, выявленные при диагностике по дебаграммам. Тр. музея им. Ферсмана АН СССР, вып. 15. М., «Наука», 1964.
- Годлевский М. Н. Металлогенические провинции медно-никелевого оруденения. «Сов. геол.», 1961, № 3.
- Годлевский М. Н. Обзор гипотез происхождения сульфидных медно-никелевых месторождений. Минералог. сб., № 2, новая серия, вып. 45. Тр. ВСЕГЕИ. Л., 1961.
- Гончаров Ю. В. Апатит из сульфидно-медно-никелевых руд Аллареченского месторождения. В сб. «Материалы по минералогии Кольского полуострова», вып. 4. М.-Л., «Наука», 1965.
- Гончаров Ю. И., Василевская А. Е. О формах нахождения бора в горных породах. «Докл. АН СССР», 1965, т. 165, № 4.
- Горбунов Г. И. Минерало-геохимические особенности сульфидных медно-никелевых руд Печенги. В сб. «Материалы по минералогии Кольского полуострова», вып. 4. М., «Наука», 1965.
- Грудинин М. И. Петрография Ньюрундуканского габбро-перидотитового массива Сев. Прибайкалья. Зап. Восточно-Сибирск. отд. Всесоюз. минералог. о-ва, вып. 4. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Грудинин М. И. Кристаллизационная дифференциация в породах Довыренского массива. В сб. «Материалы конференции молодых научных сотрудников». Иркутск, 1963.
- Грудинин М. И. Геология и петрография Довыренского габбро-перидотитового массива (Северное Прибайкалье). «Геол. и геофиз.», 1963, № 6.
- Грудинин М. И. Петрография Ньюрундуканского и Довыренского габбро-перидотитовых массивов (Северное Прибайкалье). В сб. «Петрография Восточной Сибири», т. 3. «Наука». 1965.

- Грудинин М. И., Кузнецова А. И. О распространении никеля, хрома и кобальта в габбро-перидотитовых породах бассейна р. Тын (Северное Прибайкалье). «Геохимия», 1961, № 2.
- Гурулев С. А. Некоторые черты геологического строения и никеленосности северо-западной краевой части Иоко-Довыренского ультраосновного массива (Северное Прибайкалье). Краткие сообщ. Бурятского компл. науч.-иссл. ин-та, вып. 3, 1962.
- Гурулев С. А. Магматическое замещение осадочных пород как начальная стадия формирования Иоко-Довыренского габбро-перидотитового массива. Тр. 2-го совещ. по металлогении Саяно-Байкальской горн. обл. Улан-Удэ, 1964.
- Гурулев С. А. Геология и условия формирования Иоко-Довыренского габбро-перидотитового массива. «Наука», 1965.
- Гурулев С. А., Самбуев К. С. Дресвяники преднижнекембрийской коры выветривания на породах Чайского габбро-перидотитового массива (Северное Прибайкалье). Стратиграфия и магматизм Западного Прибайкалья. Тр. БКНИИ СО АН СССР, вып. 15, серия геол. Улан-Удэ, 1964.
- Гурулев С. А., Самбуев К. С. Молибденит в медно-никелевых рудах Чайского габбро-перидотитового массива. «Геол. рудн. месторожд.», 1966, № 5.
- Дворкин-Самарский В. А., Белов И. В. Магматические и метаморфические формации Северного Прибайкалья.— В сб. «Петрография Восточной Сибири», т. 2. Изд-во АН СССР, 1962.
- Дворкин-Самарский В. А., Очиров Ц. О. О структурно-металлогеническом районировании Саяно-Байкальской горной страны. В сб. «Вопросы магматизма и тектоники Бурятии». Тр. БКНИИ СО АН СССР, вып. 12, серия геол. Улан-Удэ, 1963.
- Денисова М. В. Сульфидное медно-никелевое оруденение в одном из массивов основных и ультраосновных пород Байкальской складчатой области.— В сб. «Материалы по геологии и минералогии рудных месторождений СССР». Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 60, 1961.
- Денисова М. В. О никеленосности основных и ультраосновных пород в складчатых областях Восточной Сибири и Дальнего Востока. В сб. «Вопросы магматизма, метаморфизма и рудообразования». Госгеолтехиздат, 1963.
- Дир У. А., Хуан Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, тт. 1—5. «Мир», 1965.
- Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С. и др. Фации регионального метаморфизма СССР. Объяснит. зап. к «Карте метаморфических фаций СССР». Новосибирск, «Наука», 1966.
- Долгов Ю. А., Серебренников А. А. Техника и результаты термобарических исследований температур по включениям растворов. Тез. 2-го Всесоюз. совещ. по термобарометрии. Новосибирск, 1965.
- Елисеев Н. А., Елисеев Э. Н., Козлов Е. К., Лялин П. В. Геология и рудные месторождения Мончегорского плутона. Материалы лаборатории геол. докембрия, вып. 3. Л., Изд-во АН СССР, 1956.
- Елисеев Н. А., Елисеев Э. Н., Козлов Е. К., Лялин П. В. Ультраосновные и основные интрузии Печенги. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1961.
- Елисеев Э. Н. Геохимия главнейших сульфидных медно-никелевых провинций СССР. В сб. «Проблемы геохимии», вып. 1, Изд-во Львовского гос. ун-та, 1959.
- Елисеев Э. Н. Моноклинный пирротин. «Вестн. ЛГУ», серия геол., 1962, вып. 1, № 6.
- Елисеев Э. Н., Денисов А. П. Рентгенометрическое исследование пирротинов. «Вестн. ЛГУ», серия геол. 1957, № 18.
- Ефимов А. А. Проблема дунита. «Сов. геол.», 1966, № 5.
- Заварицкий А. Н. Перидотитовый массив Рай-Из в Полярном Урале. Изд. Всесоюз. геол. разв. объедин., 1932.
- Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд. 2-е. Изд-во АН СССР, 1950.
- Заварицкий А. Н., Соболев В. С. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. Госгеолтехиздат, 1961.
- Зеленов К. К. Подводный вулканизм и его роль в формировании осадочных пород. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 81, 1963.
- Зимин С. С., Щека С. А., Лениников А. М. Формации основных и ультраосновных пород протерозойского обрамления Алданского щита. В сб. «Материалы по тектонике и петрологии Тихоокеанского рудного пояса». «Наука», 1964.
- Зимин С. С. Типы формаций гипербазитов и некоторые вопросы их происхождения. В сб. «Вопросы петрологии и метаморфических и магматических пород». Изд-во Дальневосточного геол. ин-та. Владивосток, 1965.
- Зленко Б. Д. Детальное исследование моносulfидов железа ряда троилит-пирротин на примере руд Вавилонского месторождения Алтая.— В сб. «Экспериментально-методические исследования рудных минералов». «Наука», 1965.

- Золотухин В. В. Об инфильтрационно-метасоматической микрозональности в эконо-
контактовых «брекчиевых рудах» Норильска. «Докл. АН СССР», 1964, т. 154, № 1.
- Золотухин В. В. Реакционные образования в рудах Норильска и проблема вкрап-
ленного сульфидного оруденения габбро-долеритов. «Докл. АН СССР», 1964,
т. 154, № 3.
- Золотухин В. В. Минералогия реакционных образований в рудах Норильска.
В сб. «Материалы по генетической и экспериментальной минералогии», т. 3. Тр.
ИГиГ СО АН СССР, вып. 31. Новосибирск, «Наука», 1965.
- Золотухин В. В. О природных процессах сульфидизации основных и ультраоснов-
ных пород. «Докл. АН СССР», 1966, т. 167, № 3.
- Золотухин В. В., Васильев Ю. Р., Зюзин Н. И. О температурах образо-
вания пирротинов и находке троилита в некоторых трапповых интрузиях. «Геол.
и геофиз.», 1966, № 2.
- Йодер Г. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм. «Мир», 1965.
- Иванова Т. Н., Козлов Е. К. О дифференциации в горизонтальном направ-
лении основных пород Мончегорского плутона.— В сб. «Магматизм и связь с
ним полезных ископаемых». Тр. 2-го Всесоюз. петрограф. совещ. Госгеолтехиздат,
1960.
- Изох Э. П. Гипербазит-габбро-гранитный формационный ряд и формация высоко-
глиноземистых гранитов. Новосибирск, изд-во СО АН СССР, 1965.
- Изох Э. М., Колмак Л. М., Наговская Г. И., Русс В. В. Позднемезозой-
ские интрузии Центрального Сихотэ-Алиня и связь с ними оруденения. Тр. ВСЕ-
ГЕИ, новая серия, т. 21. Госгеолтехиздат, 1957.
- Ингерсон И. Геологическая термометрия.— В сб. «Земная кора». ИЛ., 1957.
- Карпов Р. В. Классификация пегматитов основного состава Мончегорского плуто-
на. «Сов. геол.», 1964, № 3.
- Кеннеди Дж. О роли воды в магме.— В сб. «Земная кора». ИЛ, 1957.
- Ковалев Г. А., Соколова Е. П., Комков А. И. Эталонные рентгеновские
константы ромбических и некоторых моноклинных пироксенов (новые данные).—
В сб. «Материалы к минералогии месторождений полезных ископаемых», новая
серия, вып. 26. ВСЕГЕИ. Л., Госгеолтехиздат, 1959.
- Козлов Е. К. Структурный анализ массива Сопча.— В сб. «Ультраосновные и основ-
ные интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения Мончи». Изд-во АН
СССР, 1953.
- Коржинский Д. С. Теория процессов минералообразования. Чтения им. В. И. Вер-
надского, т. 3. Изд-во АН СССР, 1962.
- Коржинский Д. С. Проблемы физико-химической теории петрологических процес-
сов. «Изв. АН СССР», серия геол., 1962, № 1.
- Коржинский Д. С. Проблемы формирования и оруденения гипербазитовых мас-
сивов. «Геол. рудн. месторожд.», 1966, т. 8, № 2.
- Костюк Е. А., Соболев В. С. Парагенетические типы амфиболов ряда роговая
обманка — актинолит в метаморфических породах. «Докл. АН СССР», 1965,
т. 164, № 4.
- Косыгин Ю. А., Башарин А. К., Берзин Н. А. и др. Докембрийская тек-
тоника Сибири. Изд-во СО АН СССР, 1964.
- Котульский В. К. Современное состояние вопроса о генезисе медно-никелевых
сульфидных месторождений. — «Сов. геол.», 1948, № 29.
- Краускопф К. Возможная роль летучих соединений металлов в генезисе руд.—
В сб. «Проблемы эндогенных месторождений», вып. 3. «Мир», 1966.
- Корнилов Н. А. О рудном метасоматозе Печенгских сульфидных медно-никелевых
месторождений. «Изв. Карельского и Кольского фил. АН СССР», 1958, № 4.
- Корнилов Н. А. К металлогении сульфидно-никелевых рудных полей. «Докл. АН
СССР», 1966, т. 167, № 4.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. «Недра», 1964.
- Кутюлин В. А., Волохов И. М., Каратаева Г. Н. К оценке возможности
определения формационной принадлежности гипербазитов по петрохимическим
данным. «Геол. и геофиз.», 1966, № 5.
- Лапин В. В., Курцева Н. Н. Дифференциация силикатных расплавов в произ-
водственных условиях и их геологическое значение. «Изв. АН СССР», серия геол.,
1958, № 5.
- Лебедев А. П. О явлениях базификации и их петрогенетическом значении.— В сб.
«Магматические формации». Тр. 3-го Всесоюз. петрограф. совещ. «Наука», 1964.
- Леонченкова К. Т. О природе пирротина в сульфидных медно-никелевых рудах.
«Обогащение руд», 1963, № 1 (43).
- Леснов Ф. П. К вопросу о количественно-минералогической классификации базит-
гипербазитовых пород.— В сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым
Бурятской АССР», вып. 9. Улан-Удэ, 1965.

- Леснов Ф. П. Химизм пород никеленосного Чайского плутона (Северное Прибайкалье).— В сб. «Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья», вып. 1 (3). Материалы к 3-й науч. конф. геол. секции им. В. А. Обручева Забайкальского отд. Геогр. об-ва СССР, Чита, 1966.
- Леснов Ф. П. Вопросы геологии и петрографии Чайского габбро-перидотит-дунитового плутона в Северном Прибайкалье.— «Геол. и геофиз.», 1966₂, № 5.
- Леснов Ф. П. О никеленосной формации Северного Прибайкалья.— В сб. «Материалы науч. конф. выпускников геол. фак. Львовского гос. ун-та». Львов, 1966₃.
- Леснов Ф. П. Основные черты никеленосной габбро-пироксенит-дунитовой формации Северного Прибайкалья. «Геол. и геофиз.», 1966₄, № 8.
- Леснов Ф. П. Основные проблемы петрологии дунит-перидотит-габбровых формаций Восточной Сибири.— В сб. «Проблемы региональной геологии и петрографии и методы геохимических и геофизических исследований». «Наука», Сиб. отд., 1969.
- Леснов Ф. П. К петрохимии Чайского габбро-перидотит-дунитового никеленосного плутона (Северное Прибайкалье).— В сб. «Вопросы петрохимии». Материалы совещ. ВСЕГЕИ. Л., 1962₂.
- Леснов Ф. П., Зюзин Н. И., Леснова Э. А. О находке троилита в рудах Чайского никеленосного плутона (Северное Прибайкалье).— В сб. «Материалы к конф. молодых ученых и аспирантов Института геологии и геофизики СО АН СССР». Новосибирск, 1967.
- Липин С. В. О природе пирротина и троилита. «Зап. Всесоюз. мин. об-ва», ч. 75, № 4, 1946.
- Лутц Б. Г., Никишов К. Н. К вопросу о связи состава гранатов с их генезисом. Тр. Якутского фил. Сиб. отд. АН СССР, серия геол., 1963, сб. 9.
- Лучицкий И. В. О значении щелочного модуля для систематики изверженных пород.— В сб. «Геология и петрология докембрия». Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та, вып. 5. Изд-во АН СССР, 1962.
- Мануйлова М. М., Васильковский Д. П., Гурулев С. А. Геология докембрия Северного Прибайкалья. «Наука», 1964.
- Мануйлова М. М., Кольцова Т. В. Геохронология докембрия Северного Прибайкалья.— В сб. «Абсолютный возраст докембрийских пород СССР». М.-Л., «Наука», 1965.
- Миловский А. В. Хром, ванадий и никель в орто- и парапородах. «Геохимия», 1964, № 9.
- Михайлов Н. П. Интрузивные офиолитовые комплексы Восточного Казахстана. Тр. ВСЕГЕИ. новая серия, т. 80, 1962.
- Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. Госгеолтехиздат, 1957.
- Морковкина В. Ф. Химические анализы изверженных горных пород. Изд-во АН СССР, 1964.
- Морковкина В. Ф., Гаврилова С. И. Пироксениты краевых зон Харамато-Лауско-Войкарского гипербазитового массива и их петрографические особенности (Полярный Урал).— В сб. «Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов». «Наука», 1965.
- Москевич М. М. Платина.— В сб. «Минеральные ресурсы капиталистических стран», ч. II. «Недра», 1964.
- Нгуен Ван Тьен. Основные и ультраосновные интрузии Северного Вьетнама.— В сб. «Магматические формации». Тр. 3-го Всесоюз. петрограф. совещ. «Наука», 1964.
- Нюппенен Т. И. О первичных ореолах медно-никелевых сульфидных рудопоявлений Иокко-Довыренского интрузивного массива (Северное Прибайкалье).— В сб. «Методика и техника разведки», № 50, ОНТИ, ВИТР, Л., 1965.
- Обручев В. А. Геологический очерк Прибайкалья и Ленского района. Очерки по геологии Сибири. Изд-во АН СССР, 1932.
- Павловский Е. В. Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области. Тр. ИГН АН СССР, вып. 99, серия геол., № 31, 1948.
- Петров В. П. Перспективы развития методов петрографического исследования. Тр. 2-го Всесоюз. петрограф. совещ. Ташкент, 1958.
- Пиннус Г. П. Некоторые вопросы геохимии кембрийских альпинотипных гипербазитов юга Сибири. «Геохимия», 1965, № 12.
- Пиннус Г. В., Колесник Ю. Н. Альпинотипные гипербазиты юга Сибири. «Наука», 1967.
- Полканов А. А. Гравитационное, гравитационно-кинетическое фракционирование твердой фазы и кристаллизационная дифференциация магмы. Материалы лаб. геол. докембрия АН СССР, вып. 2. «Наука», 1954.
- Половинкина Ю. И. Что такое гнейс? — В сб. «Вопросы геологии Азии», т. 2. Изд-во АН СССР, 1965.
- Полферов Д. В., Суслова С. И., Архипова А. И. Определение перспектив рудоносности основных-ультраосновных массивов на основании закономерностей

- первично-конституционного рассеяния. «Уч. зап. НИИГА», вып. 5. Региональная геология. Л., 1965.
- Полферов Д. В., Суслова С. И. Геохимические критерии никеленосности основных-ультраосновных массивов. «Геохимия», 1966, № 6.
- Рашин Г. А. О неравноценности двухвалентных магния и железа при образовании оливина из силикатных расплавов. Зап. Всесоюз. мин. об-ва, ч. 44, вып. 2, 1965.
- Розин М. И. Структурно-петрографическая характеристика габбрового массива Лукинда. Петрограф. сб., № 4. Тр. ВСЕГЕИ, т. 73. Л., 1962.
- Рудник Г. Б. Петрогенезис ультраосновных пород Урала.— В сб. «Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов». «Наука», 1965.
- Салоп Л. И. Байкальская горная область.— В сб. «Геологическое строение СССР», т. 2. Магматизм. Госгеолтехиздат, 1958.
- Салоп Л. И. Геологическое строение и полезные ископаемые Байкальской горной области в свете новых данных.— В сб. «Развитие производительных сил Восточной Сибири и Дальнего Востока». Изд-во АН СССР, 1960.
- Салоп Л. И. История геологического развития докембрийской геосинклинальной системы байкалид.— В сб. «Стратиграфия и корреляция докембрия». М.-Л., Изд-во АН СССР, 1960.
- Салоп Л. И. Геологическая интерпретация данных аргонового метода определения абсолютного возраста горных пород. «Геол. и геофиз.», 1963, № 1.
- Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области, том I. Стратиграфия. «Недра», 1964.
- Самбуев К. С. Ультраосновные мигматиты в Чайском габбро-перидотитовом массиве. «Докл. АН СССР», 1967, т. 173, № 2.
- Семенов Н. П. Петрохимия — основа классификации магматических пород.— В сб. «Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород». Изд-во АН СССР, 1963.
- Симонова В. И. Количественный спектральный метод определения бора в осадочных породах.— В сб. «Количественный анализ минералов и горных пород физическими методами». Изд-во СО АН СССР, 1965.
- Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Изд. Львовского гос. ун-та. Львов, 1949.
- Соболев В. С. Важная особенность фемических минералов лампрофиров в связи с вопросом их происхождения. Минералогический сб. Львовского геол. об-ва, № 6, 1952.
- Соболев В. С. О роли давления при минералообразовании. Минералогический сб. Львовского геол. об-ва, № 9, 1955.
- Соболев В. С. Физико-химические условия минералообразования в земной коре и мантии. «Геол. и геофиз.», 1964, № 1.
- Соболев В. С. Федоровский метод. «Недра», 1964.
- Соболев В. С., Костюк В. П., Бобривич А. П. Петрография неогеновых вулканических и гипабиссальных пород Советских Карпат. Изд-во АН УССР, 1955.
- Соболев В. С., Костюк Е. А. Минералогия амфиболов, очерк I. Группа ромбических амфиболов.— В кн. «Материалы по генетической и экспериментальной минералогии», т. 3. Тр. ИГиГ, вып. 31. Новосибирск, «Наука», 1965.
- Соболев Н. Д. Ультрабазиты Большого Кавказа. Госгеолтехиздат, 1952.
- Соколов Ю. М. Предварительная схема геолого-геохронологического районирования пегматитовых полей Байкало-Патомского пегматитового пояса.— В сб. «Абсолютный возраст докембрийских пород СССР». М.-Л., «Наука», 1965.
- Соловьев С. П. Главнейшие химические особенности основных магматических пород СССР. «Зап. Всесоюз. мин. об-ва», ч. 44, вып. 6, 1965.
- Старицкий Ю. Г., Туганова Е. В. Генетические типы медно-никелевых руд Сибирской платформы. «Геол. рудн. месторожд.», 1965, т. 8, № 1.
- Старицкий Ю. Г., Туганова Е. В. Группы и типы месторождений формаций медно-никелевых руд (на примере Сибирской платформы).— В сб. «Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока». «Наука», 1966.
- Степанов В. К. Петрографическое описание пород Амнуактинского массива (верховье р. Б. Ольдой). Тр. ЦНИГРИ, вып. 62. М., 1964.
- Сулин Н. Г. Об элементах-примесях в шпинелях. Тр. Минералогического музея, вып. 2. Изд-во АН СССР, 1950.
- Суслова С. И., Полферов Д. В. О миграции рудообразующих элементов пород никеленосных интрузий при метаморфизме. «Геохимия», 1965, № 4.
- Тарасова Р. С. Никеленосность основных и ультраосновных комплексов Северного Прибайкалья.— В сб. «Труды 2-го совещания по металлогении Саяно-Байкальской горной области». Улан-Удэ, 1964.

- Таер Т. А. Некоторые различия между альпинотипными и стратиформными габбро-перидотитовыми комплексами. Тр. 21-го геол. конгресса, вып. 2. ИЛ, 1963.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. ИЛ, 1961.
- Трегер В. Б. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. Госгеолтехиздат, 1958.
- Пыренов Д. Ц., Дубченко В. И. Местонахождение кембрийской фауны в осадочно-метаморфических породах Северного Прибайкалья. «Докл. АН СССР», 1962, т. 145, № 2.
- Четвериков Д. С. Руководство к петрохимическим пересчетам. Госгеолтехиздат, 1956.
- Шейнманн Ю. М. О тектонических условиях магмообразования.— В сб. «Проблемы и генезис изверженных горных пород». Изд-во АН СССР, 1963.
- Шейнманн Ю. М. Возможные связи магмы со строением внешних оболочек земной коры.— В сб. «Химия земной коры», т. 2. «Наука», 1964.
- Шишкин Н. Н. О медно-никелевом сульфидном оруденении в Иоко-Довыренском массиве основных и ультраосновных пород.— «Геол. рудн. месторождений», 1964, № 1.
- Шишкин Н. П., Купман Е. А. О медно-никелевом сульфидном оруденении в Безымянном массиве основных и ультраосновных пород. Тр. НИИ «Гипроникель», вып. 21. Л., 1964.
- Шмыгалев В. И., Мурова Э. В. Интрузия Кивакка.— В сб. «Магматические образования Кольского полуострова». М.-Л., Изд-во АН СССР, 1962.
- Штейнберг Д. С., Соболев Н. Д. Формационное деление магматических образований на Урале.— В сб. «Магматические формации». Тр. 3-го Всесоюз. петрогр. совещ. «Наука», 1964.
- Штрунц Х. Минералогические таблицы. Госгеолтехиздат, 1962.
- Щека С. А. Некоторые особенности геологического положения расслоенных габброидных массивов.— В сб. «Вопросы геологии и рудоносности Дальнего Востока», Владивосток, 1965.
- Урбах В. Ю. Биометрические методы. «Наука», 1964.
- Хетчиков Л. Н., Гарбузов П. С. О температурах растрескивания сфалерита и галенита скарново-полиметаллического месторождения Тетюхе. «Геол. рудн. месторожд.», 1964, № 4.
- Ясинская А. А., Елисеев Э. Н. О троилите.— Минералогический сб. Львовского геол. об-ва, № 17, 1963.
- Was M. J. The Petrology of the layered basic rocks of the Carlingford complex. Co. Leuth (east coast of Ireland). Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Vol. 64, No 8, 1958—1959.
- Buergel M. J. The role of temperature in mineralogy.— Am. Min., 33, 1948.
- Hess H. H. A primary peridotite.— Am. J. Sci., 35, No 209, 1938.
- Hess H. H. Orthopyroxenes of the Buchveld type, ion substitutions and changes in unit cell dimensions.— Am. J. Sci. Bowen, vol., 173, 1952.
- Hess H. H., Phillips A. H. Optical properties and chemical composition of magnesian orthopyroxenes.— Am. Min., 25, 1940.
- Kennedy W. Trends of differentiation in basaltic magmas.— Am. J. Sci., 25, 1933.
- Kuno H. Study of the orthopyroxenes from volcanic rocks.— Am. Min., 39, 30, 1954.
- Seitsaari J. On association of cumingtonite and hornblende.— Ann. Acad. Sci. Fennicae, ser. A, III, No. 30, 1952.
- Yoder H. S. The system diopside — anorthite — water. Carnegie Inst. Washington. Year Book, 106, 107, 1954.

Приложение

**ХИМИЧЕСКИЕ АНАЛИЗЫ
ГОРНЫХ ПОРОД
ЧАЙСКОГО ПЛУТОНА**

Номер анализа*	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Авторский номер образца	C-22	C-6	C-37	C-3	3058a	1185	C-23	C-39	Л-172	C-16	C-38
SiO ₂	39,00	35,76	34,62	35,20	31,70	33,06	34,60	36,06	37,00	35,90	34,66
TiO ₂	0,17	0,03	0,10	0,07	0,29	0,11	0,03	0,15	0,13	н/обн	0,13
Al ₂ O ₃	2,38	3,56	0,94	1,36	3,15	1,06	0,95	1,77	1,57	0,85	1,40
Fe ₂ O ₃	9,00	9,50	9,11	10,67	11,71	7,04	2,22	5,97	2,35	4,73	6,94
FeO	5,11	2,12	2,26	1,90	7,23	3,53	9,70	5,62	12,70	7,81	4,67
MnO	0,19	0,17	0,11	0,10	0,11	0,15	0,16	0,09	0,14	0,16	0,13
MgO	40,02	35,50	38,87	38,70	32,49	38,22	39,90	42,42	41,42	42,03	42,41
CaO	2,04	0,46	0,17	н/обн	0,96	0,25	0,80	0,52	0,28	1,00	0,34
Na ₂ O	0,25	0,10	0,18	0,15	0,19	0,08	0,10	0,14	0,19	0,10	0,13
K ₂ O	н/обн	н/обн	н/обн	н/обн	0,07	н/обн	н/обн	н/обн	0,06	н/обн	0,05
P ₂ O ₅	0,08	0,08	0,07	0,02	н/д	0,05	0,05	0,09	0,146	0,02	0,07
H ₂ O ⁺	0,16	0,30	0,12	0,20	н/д	0,66	0,35	0,02	0,45	н/д	0,08
П. п. п.	2,16	12,37	12,93	11,50	9,36	13,74	10,53	6,64	2,42	6,05	9,40
С у м м а	100,56	99,95	99,48	99,87	97,26	97,95	99,39	99,49	98,86	98,65	100,41
SO ₃ общ	0,20	0,03	0,43	0,70	н/д	2,37	0,40	0,40	SO ₂ сульф-1,30	0,86	0,31
Σ FeO	13,21	10,67	10,46	11,50	17,77	9,86	11,70	10,99	14,81	12,07	10,91
Ni	0,052	0,170	0,167	0,184	0,210	0,370	0,052	0,217	0,220	0,250	0,160
CO	0,016	0,014	0,015	0,016	0,010	0,018	0,015	0,017	0,028	0,019	0,015
Cu	0,020	0,018	н/обн	0,040	0,080	0,100	0,030	0,010	0,567	0,065	0,003
Cr	0,070	0,270	0,030	0,190	н/д	н/д	0,120	0,070	0,368	0,090	0,070
V	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	CO ₂ -0,33	н/д	н/д

* В приложении дана общая порядковая нумерация анализов.

Примечание. Здесь и далее сокращения «н/обн», «н/д», и «сл.» обозначают соответ-

Петрохимические числовые характеристики

Номер анализа*	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Авторский номер образца	C-22	C-6	C-37	C-3	3058a	1185	C-23	C-39	Л-172	C-16	C-38
<i>a</i>	0,43	0,19	0,34	0,28	0,47	0,16	0,18	0,25	0,39	0,18	0,29
<i>c</i>	1,03	0,49	0,18	0,00	1,05	0,27	0,44	0,51	0,27	0,37	0,34
<i>b</i>	63,79	64,04	65,58	65,89	65,89	66,24	66,41	66,40	66,46	66,81	67,32
<i>s</i>	34,75	35,28	33,90	33,83	32,59	33,33	32,97	32,84	32,88	32,64	32,05
<i>f'</i>	15,59	13,95	13,16	14,12	23,14	12,71	14,21	12,66	16,65	13,90	12,64
<i>m'</i>	82,98	81,41	86,25	83,96	75,00	86,45	85,23	86,38	82,28	85,19	86,53
<i>c'</i>	1,43	—	—	—	—	—	0,56	—	—	0,91	—
<i>a'</i>	—	4,64	0,59	1,92	1,86	0,84	—	0,96	1,07	—	0,83
<i>n</i>	100	100	100	100	80,49	100	100	100	82,79	100	79,80
<i>φ</i>	9,42	11,00	10,21	11,69	13,65	8,04	2,39	6,14	2,36	4,84	7,15
<i>t</i>	0,33	0,06	0,22	0,15	0,68	0,25	0,07	0,31	2,63	—	0,28
\overline{Q}	32,40	30,31	33,06	32,89	36,80	33,91	34,87	35,32	35,30	35,44	36,82
<i>a/c</i>	0,42	0,39	1,92	—	0,44	0,58	0,42	0,49	1,48	0,48	0,87
<i>f/m</i>	0,19	0,17	0,15	0,17	0,31	0,15	0,17	0,15	0,20	0,16	0,15
<i>F</i>	15,62	14,43	13,12	14,29	23,47	12,65	14,12	12,69	16,70	13,87	12,61
<i>α</i>	0,17	0,05	0,31	0,18	0,12	0,12	0,17	0,13	0,24	0,19	0,19
MgO: ΣFeO	5,39	5,91	6,60	6,00	3,28	6,92	6,07	6,88	4,99	6,21	6,91
<i>f</i>	0,26	0,25	0,23	0,25	0,37	0,22	0,23	0,21	0,27	0,23	0,21

Примечание. Здесь и далее: $F = \frac{(Fe_2O_3 + FeO) \cdot 100\%}{Fe_2O_3 + FeO + MgO}$ (мол. колич.) — коэффициент

(мол. колич.) — коэффициент Хесса (1988); $\Sigma FeO = FeO + 0,8998 \cdot Fe_2O_3$ (вес. %);

Таблица 1

интрузивной фазы (вес. %)

12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
3084	C-56	C-34	-	-	-	-	-	-	-	-	-
32,30	36,50	33,08	34,96	38,56	39,54	39,50	35,92	38,77	34,91	37,23	40,21
0,07	0,15	0,10	0,11	0,10	0,01	0,18	2,79	0,15	0,12	сл.	0,05
1,95	0,51	0,78	1,59	2,73	3,65	1,28	1,62	1,22	1,71	3,68	1,07
8,98	2,37	7,61	7,01	1,73	3,35	1,01	4,86	3,45	6,73	5,20	2,57
4,72	10,51	4,67	5,90	11,67	4,41	6,70	12,16	12,09	6,69	5,62	5,50
0,11	0,16	0,12	0,14	0,19	0,11	0,12	0,16	0,15	0,16	0,11	0,11
38,39	44,72	41,19	39,73	41,37	42,58	47,25	34,10	38,11	39,49	40,26	46,52
0,54	0,45	0,34	0,58	1,42	0,19	0,30	0,12	0,73	0,58	сл.	0,20
0,03	0,10	0,14	0,13	0,45	0,12	0,18	0,10	0,33	0,16	н/обн	0,06
0,02	0,10	н/обн	0,02	0,05	н/обн	0,12	0,48	0,08	0,04	н/обн	0,02
н/д	0,09	0,06	0,07	0,02	н/д	0,08	н/д	н/д	н/д	н/обн	н/д
н/д	н/обн	0,32	0,24	0,60	5,67	0,15	0,10	н/д	7,50	н/д	н/д
10,60	4,00	11,58	8,79	н/д	н/д	1,51	7,14	н/д	н/д	6,00	н/д
97,81	99,66	99,99	99,27	98,89	99,63	98,60	99,48	95,08	98,09	98,10	96,29
1,25	0,40	1,80	0,80	0,24	н/д	0,21	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д
12,80	12,64	11,52	12,21	13,23	7,42	7,61	16,53	15,19	12,75	10,30	7,81
0,150	0,160	0,287	0,189	0,210	0,31	0,31	0,44	н/д	0,08	0,16	н/д
0,014	0,017	0,018	0,016	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	0,009	н/д	н/д
0,170	0,010	0,007	0,042	н/д	н/д	н/д	0,12	н/д	н/д	н/д	н/д
н/д	0,120	0,080	0,134	0,24	0,23	н/д	н/д	н/д	0,33	0,26	н/д
н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д

ственно: «компонент не обнаружен», «нет данных», «следы».

Таблица 2

дунитов 1-й интрузивной фазы

12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
3084	C-56	C-34	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,08	0,28	0,26	0,31	0,79	0,21	0,43	0,8	0,71	0,34	0	0,26
0,57	0,12	0,31	0,59	0,26	0,21	0,27	0,5	0,27	0,62	0,05	0,20
67,65	67,68	67,81	65,99	65,05	64,78	65,61	62,2	63,65	66,08	66,14	56,25
31,70	31,91	31,62	33,11	33,90	34,80	33,69	36,5	35,37	32,96	33,81	34,29
15,63	13,77	13,67	14,77	15,24	8,66	8,36	20,0	38,27	15,51	11,95	8,78
82,84	85,79	86,27	84,75	83,14	86,20	91,17	79,4	81,04	83,98	82,28	90,51
-	0,44	0,06	-	1,62	-	-	-	0,69	-	-	-
1,53	-	-	0,48	-	5,14	0,47	0,6	-	0,51	5,77	0,71
69,51	60,31	100	88,00	93,33	100	69,51	28,5	84,62	83,33	-	75,00
9,79	2,30	8,05	7,55	1,78	3,43	0,98	3,52	3,69	7,28	5,44	2,67
0,16	0,31	0,23	0,24	0,16	-	0,34	5,53	0,31	0,17	-	0,15
37,32	36,85	37,60	34,98	34,04	31,03	33,75	28,5	30,95	34,08	32,34	32,14
0,14	2,30	0,84	0,53	3,04	1,00	1,56	1,6	2,63	0,55	-	1,30
0,18	0,16	0,16	0,17	0,18	0,10	0,09	0,25	0,23	0,19	0,15	0,10
15,76	13,68	13,56	14,70	15,28	8,89	8,28	19,04	18,25	15,37	12,61	8,77
0,04	0,53	0,30	0,17	0,29	0,06	0,33	0,44	0,54	0,18	-	0,23
5,35	0,16	5,39	5,80	5,58	10,26	11,06	3,68	4,46	5,51	6,98	10,59
0,26	0,22	0,23	0,25	0,24	0,14	0,14	0,33	0,29	0,25	0,21	0,15

железистости: $\alpha = \frac{K_2O + Na_2O}{Al_2O_3}$ (мол. колич.) — щелочной модуль (Лучицкий, 1962); $MgO : \Sigma FeO$

$f = \frac{Fe_2O_3 + FeO}{Fe_2O_3 + FeO + MgO}$ (вес.%) — относительная железистость породы.

Дополнительные данные к химическим анализам дунитов 1-й интрузивной фазы

Номер анализа	Авторский номер образца	Порода	Количественно-минералогический состав породы, об. %	Автор	Аналитик, лаборатория	Место взятия образца (скв.; глубина, м)
1	С-22	Дунит	—	ЧГРП	Коннова, БГУ	33; 289
2	С-6	Серпентинизированный дунит	—	”	”	34; 87
3	С-37	Аподунитовый серпентинит	Оливин 97,9. Шпинель 2,1	”	”	68; 8
4	С-3	То же	—	”	”	44; 12
5	3058a	”	—	Шишкин Н. И.	Михайлова, „Гипроникель“	9; 93
6	1185	”	—	ЧГРП	Ермакова, БГУ	2; 7
7	С-23	Дунит	Оливин 97,4. Клинопироксен 1,3. Шпинель 1,3	”	Коннова, БГУ	28; 298
8	С-39	То же	Оливин 96,4. Клинопироксен 0,6. Шпинель 3,0	”	”	67; 344
9	Л-172	”	Оливин 98,0. Шпинель + магнетит 2,0	Леснов Ф. П	Комарова, ИГиГ	Канавы 283, профиль 0,7, пикет 57
10	С-16	”	Оливин 93,4. Шпинель 6,6	ЧГРП	Коннова, БГУ	5; 266
11	С-38	Серпентинизированный дунит	Оливин 93,4. Шпинель 6,6	”	”	38 бис; 248
12	3084	Аподунитовый серпентинит	—	Шишкин Н. И.	Михайлова, „Гипроникель“	44; 67
13	С-56	Дунит	Оливин 97,7. Шпинель 2,3	ЧГРП	Коннова, БГУ	36; 38
14	С-34	Серпентинизированный дунит	Оливин 96,7. Шпинель 0,3. Сульфид 3,0	”	”	67; 46
15	Средний состав дунитов Чайского плутона по 14 анализам					
16	Средний состав дунитов Довыренского плутона по 8 анализам (Гурулев, 1965)					
17	Средний состав дунитов Нюрундуканского плутона по 3 анализам (Грудинин, 1965)					
18	Средний состав дунитов Мончегорского плутона по 3 анализам (Елисеев и др., 1956)					
19	Пироксеновый оливинит Печенги (Пильгуярви) (Елисеев и др., 1961)					
20	Средний состав дунитов лысогорского комплекса по 3 анализам (Волохов, 1965)					
21	Средний состав дунитов Уральской габбро-пироксенит-дунитовой формации по 5 анализам (Морковкина, 1964)					
22	Средний состав дунитов и аподунитовых серпентинитов гипербазитовой формации Северного Прибайкалья по 9 анализам (материалы Л. И. Якимова).					
23	Средний состав дунитов гипербазитовых формаций юга Сибири по 25 анализам (Пинус, 1965)					

Примечание. Здесь и далее наименования химико-аналитических лабораторий обозначены сокращенно: БГУ — лаборатория Бурятского геологического управления; СБЭ — лаборатория Северо-Байкальской геологической экспедиции; ИГиГ — лаборатория Института геологии и геофизики СО АН СССР; БКНИИ — лаборатории Бурятского комплексного научно-исследовательского института СО АН СССР.

Таблица 4

Химический состав пород 2-й интрузивной фазы (перидотитов, плагиоперидотитов, габбро-перидотитов) (вес. %)

Номер анализа	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42
Авторский номер образца	0011	76	1797	824	C-26	C-46	75	3702	Л-169	17086	1824	80	Ог-К-302	3932	C-60	Л-136-3	C-53	1036	491
SiO ₂	44,76	43,54	44,64	42,16	44,00	47,88	42,50	44,28	42,56	46,16	43,46	42,26	42,80	42,11	47,46	45,52	43,05	39,64	43,62
TiO ₂	0,20	0,83	1,16	0,10	0,43	0,60	1,10	0,44	0,44	0,66	0,05	0,20	1,05	0,96	0,34	0,48	0,46	0,28	0,21
Al ₂ O ₃	11,45	9,01	10,84	9,28	8,50	8,09	8,94	8,19	10,74	7,57	8,62	10,87	7,94	2,81	5,81	5,76	7,25	7,29	3,52
Fe ₂ O ₃	1,89	7,62	4,72	15,86	3,90	2,78	2,23	0,22	2,16	6,36	9,01	8,16	3,25	2,81	1,75	1,29	3,08	6,25	5,32
FeO	4,53	3,55	7,67	5,08	6,80	5,25	6,19	8,99	7,98	7,95	4,86	3,04	8,11	6,81	7,51	6,60	6,49	5,90	7,63
MnO	0,22	0,02	0,15	0,15	0,16	0,13	0,09	0,12	0,08	0,19	н/обн	0,16	0,27	0,17	0,30	0,09	0,11	0,07	0,20
MgO	17,82	16,29	17,31	13,57	20,07	17,50	22,70	20,22	22,18	19,67	23,17	24,47	23,38	21,89	26,36	21,67	24,62	23,64	28,80
CaO	8,87	7,53	9,30	5,86	5,08	14,19	4,46	7,22	7,20	7,64	5,47	7,06	4,00	7,01	5,54	11,83	6,11	4,74	2,49
Na ₂ O	2,00	1,01	0,68	1,02	1,00	1,18	1,49	2,70	1,54	0,80	0,43	0,16	1,07	1,00	0,64	0,67	0,70	1,17	0,63
K ₂ O	0,30	0,28	0,16	0,24	0,25	н/обн	0,72	0,35	1,20	0,45	0,11	0,02	0,70	н/обн	сл.	0,096	н/обн	0,60	0,03
P ₂ O ₅	0,08	сл.	0,26	0,07	0,06	0,11	0,13	0,15	0,06	0,12	0,33	0,05	0,20	0,13	0,02	0,092	0,11	0,13	0,14
H ₂ O ⁺	0,80	н/д	н/обн	0,76	0,20	0,06	н/д	0,33	0,23	0,18	0,36	0,45	н/обн	0,48	0,24	0,23	0,12	н/д	0,02
П. п. п.	6,66	8,83	2,59	5,92	10,12	2,00	4,00	3,22	4,02	1,70	4,63	4,20	5,49	5,20	3,82	3,80	7,34	3,46	6,74
С у м м а	99,58	98,51	99,48	100,07	100,57	99,83	94,55	96,43	100,39	99,45	100,50	101,10	98,26	99,28	99,79	98,13	99,45	93,17	99,35
SO ₃ общ	0,41	0,62	н/обн	0,90	2,00	0,71	0,75	4,23	CO ₂ -011	0,06	0,75	0,17	0,98	н/д	0,69	н/д	0,58	1,37	н/д
SO ₃ сульф*	н/д	н/д	н/д	0,90	н/д	н/д	0,72	н/д	0,21	н/д	0,75	н/обн	н/д	н/д	н/д	0,90	н/д	н/д	3,70
ΣFeO	6,23	10,41	11,92	19,35	10,31	7,75	8,20	9,19	9,92	13,67	12,97	10,38	11,03	9,34	9,08	7,76	9,26	11,52	12,42
Ni	н/д	0,070	0,044	0,156	0,064	0,035	0,010	н/д	0,070	н/д	0,102	0,008	н/д	0,075	н/д	0,090	0,122	0,400	0,230
Co	н/д	0,009	0,007	0,011	0,011	0,007	0,010	н/д	0,0114	н/д	0,011	0,008	н/д	0,008	н/д	0,012	0,011	0,021	0,0186
Cu	н/д	0,004	0,020	0,021	0,002	0,006	0,003	н/д	сл.	н/д	0,004	0,007	н/д	0,030	н/д	0,256	0,020	н/обн	0,543
Cr	н/д	н/д	н/д	н/д	0,170	0,480	н/д	н/д	0,170	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	0,445	0,210	н/д	0,012
V	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/обн.	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	0,009	н/д	н/д	0,0056

*Здесь и далее в данной графе приводятся содержания серы, входящей в состав сульфидных минералов.

Номер анализа	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76	77	78	79	80
Авторский номер образца	K-201a	C-13	1623	2899	0017	7545	Л-173	C-41	1389	C-62	C-21	1690	C-23	2866	938	C-57	C-530	C-18	C-44
SiO ₂	40,12	44,50	42,86	45,45	38,04	40,17	40,36	38,00	37,16	39,24	38,80	37,46	39,44	38,51	35,40	37,38	36,36	37,04	36,84
TiO ₂	0,24	0,27	0,43	0,36	0,15	0,24	0,18	0,67	0,59	0,28	0,17	0,16	0,49	0,25	0,34	0,37	0,34	0,36	0,43
Al ₂ O ₃	5,78	3,65	3,31	3,26	5,54	4,67	6,55	5,74	3,32	5,81	5,26	6,33	3,52	6,05	3,98	5,08	4,95	8,02	4,72
Fe ₂ O ₃	4,79	3,87	6,45	3,28	5,16	5,54	1,93	7,01	19,20	4,04	5,85	6,48	6,84	5,17	8,01	6,51	6,84	4,92	6,69
FeO	4,72	7,00	4,28	7,65	5,99	4,70	9,43	4,38	н/обн	6,64	2,97	5,00	4,23	4,87	10,44	4,60	6,57	4,45	4,67
MnO	0,20	0,08	0,15	0,22	0,15	0,24	0,08	0,11	0,14	0,31	0,17	0,09	0,12	0,14	0,20	0,13	0,15	0,18	0,10
MgO	29,15	30,00	29,99	27,79	29,30	30,49	33,06	30,98	23,95	31,87	31,44	31,69	31,76	30,20	24,40	33,59	31,73	32,15	33,77
CaO	5,14	5,90	4,21	4,98	3,80	4,77	3,36	3,37	3,93	3,96	5,26	3,25	3,33	4,56	3,35	3,25	2,74	1,60	2,77
Na ₂ O	0,58	0,40	0,16	0,25	0,42	0,36	0,92	0,70	0,25	0,71	н/обн	0,67	0,36	0,40	0,17	0,40	0,55	0,60	0,39
K ₂ O	0,16	н/обн	0,01	н/обн	0,17	сл.	0,06	0,17	0,12	0,10	0,06	0,11	0,05	н/обн	н/обн	н/обн	0,20	0,25	0,10
P ₂ O ₅	0,08	0,05	0,07	0,02	0,06	0,03	0,064	0,12	0,29	0,03	0,14	н/обн	0,13	0,03	0,08	0,11	0,07	0,08	0,13
H ₂ O ⁺	0,04	н/обн	0,39	0,24	н/обн	0,19	0,19	0,25	1,12	0,11	0,23	0,32	0,29	0,42	0,48	0,10	0,30	0,20	0,15
П. п. н.	8,96	3,70	7,09	5,18	10,20	8,54	2,20	8,12	8,46	6,31	8,60	7,68	8,51	8,90	8,67	8,69	8,90	9,85	9,20
Сумма	99,96	99,42	99,40	98,68	98,98	99,94	98,38	99,62	98,53	99,21	98,95	99,24	99,07	99,50	95,52	100,11	99,70	99,70	99,96
SO ₃ общ	0,60	0,30	0,85	н/д	1,51	0,23	CO ₂ -0,22	0,50	н/д	н/д	0,45	0,34	0,62	н/д	н/д	0,55	2,05	0,30	0,42
SO ₃ сульф	0,52	н/д	0,85	н/д	н/д	н/д	0,21	н/д	н/д	0,39	н/д	CO ₂ -0,34	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д
Σ FeO	9,03	10,48	10,08	10,60	10,63	9,77	11,17	10,69	17,28	10,28	8,23	10,83	10,38	9,52	17,65	10,46	12,72	8,88	10,69
Ni	0,110	0,100	0,102	0,185	н/д	н/д	0,082	0,129	0,256	н/д	0,170	н/д	0,103	0,107	0,234	0,085	0,267	0,137	0,106
Co	0,0123	0,012	0,012	0,014	н/д	н/д	0,0176	0,013	0,027	н/д	0,012	н/д	0,014	0,010	0,022	0,014	0,017	0,013	0,014
Cu	0,088	0,010	0,130	0,050	н/д	н/д	0,048	0,010	0,320	н/д	0,075	н/д	0,070	0,020	0,064	0,004	0,083	0,014	0,003
Cr	0,200	0,270	н/д	н/д	н/д	н/д	0,222	0,100	н/д	н/д	0,190	0,350	0,160	н/д	н/д	0,210	0,120	0,270	0,160
V	0,0034	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/обн	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д

Петрохимические числовые характеристики пород 2-й интрузивной фазы (перидотитов, плагиоперидотитов, габбро-перидотитов)

Номер анализа	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42
Авторский номер образца	0011	76	1797	824	С-26	С-46	75	3702	Л-169	17066	1824	80	●Г-К-302	3932	С-60	Л-136-3	С-53	1036	491
<i>a</i>	4,64	2,64	1,62	2,61	2,49	2,33	4,11	5,92	4,68	2,17	1,02	0,35	3,05	1,97	1,22	1,44	1,42	3,24	1,24
<i>c</i>	5,17	4,74	6,08	4,96	4,28	3,67	3,63	2,07	4,22	3,47	4,80	6,53	3,29	5,42	2,75	2,73	3,75	2,92	1,43
<i>b</i>	40,59	42,16	43,24	44,05	44,34	44,91	45,50	45,56	46,66	46,68	48,72	48,75	48,80	49,14	49,35	49,41	49,53	49,82	50,05
<i>s</i>	49,60	50,46	49,05	48,38	48,89	48,09	46,76	46,51	44,44	47,68	45,46	44,37	44,86	43,47	46,78	46,43	45,30	44,12	43,28
<i>f'</i>	14,64	23,62	25,00	42,38	21,76	14,89	16,42	17,81	18,30	25,36	23,34	18,92	24,26	28,17	15,61	13,43	16,50	20,38	19,28
<i>m'</i>	72,10	65,78	64,22	52,55	74,36	58,94	80,23	69,02	73,00	64,17	74,04	78,24	73,44	67,36	78,16	66,12	77,29	74,65	78,50
<i>c'</i>	13,26	10,60	10,78	5,07	3,88	26,17	3,35	13,17	8,70	10,47	2,72	2,84	2,30	4,47	6,23	20,45	6,21	4,97	2,22
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>n</i>	91,02	84,57	88,00	86,59	85,87	100,0	75,87	92,14	66,10	72,98	85,59	92,40	69,90	100,0	99,98	91,38	100,0	74,51	96,96
φ	3,86	15,54	8,68	31,02	7,30	4,73	3,98	0,38	3,61	10,48	14,54	13,18	5,16	16,13	2,62	1,99	4,88	9,94	7,32
<i>t</i>	0,33	1,41	1,98	0,17	0,73	0,93	1,91	0,74	0,77	1,06	0,09	0,35	1,81	1,68	0,54	0,79	0,80	5,04	0,36
\bar{Q}	15,36	9,11	11,31	13,43	11,48	10,16	18,31	20,89	24,69	12,45	15,91	18,47	19,67	22,41	11,62	12,72	15,97	21,46	17,35
<i>a/c</i>	0,92	0,56	0,27	0,53	0,58	0,63	1,13	2,86	1,11	0,63	0,21	0,05	0,93	0,36	0,44	0,53	0,38	1,11	0,87
<i>f'/m'</i>	0,20	0,36	0,39	0,81	0,29	0,25	0,20	0,26	0,25	0,40	0,31	0,24	0,33	0,42	0,20	0,20	0,21	0,41	0,25
<i>F</i>	16,39	26,38	27,75	44,45	22,36	19,90	16,84	20,30	20,05	28,04	23,89	19,23	20,90	29,27	16,19	16,72	17,42	21,45	19,47
α	0,31	0,22	0,17	0,21	0,23	0,24	0,36	0,59	0,36	0,24	0,10	0,03	0,32	0,15	0,18	0,20	0,16	0,36	0,30
MgO : Σ FeO	5,08	2,79	2,58	1,25	3,48	4,02	4,94	3,91	3,99	2,55	3,11	4,19	3,79	4,18	5,15	4,97	4,73	3,06	4,13
<i>f</i>	0,26	0,41	0,42	0,61	0,35	0,31	0,27	0,31	0,31	0,42	0,37	0,31	0,33	0,31	0,26	0,27	0,28	0,34	0,31

№ анализа	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61
Авторский номер образца	78	C-15	2*26	C-2	Л-2	932	6606-1	5663	C-55	C-50	0024	2010	2346	C-51	476	1044	C-14	C-35	7541
<i>a</i>	0,50	2,11	2,79	1,91	1,69	0,73	2,57	0,52	2,10	1,40	2,98	0,12	2,01	1,49	0,48	0,27	1,14	2,01	0,93
<i>c</i>	2,12	3,01	4,67	3,57	3,15	3,25	3,06	2,07	3,38	3,52	0,79	3,19	3,44	3,56	3,14	2,22	2,48	2,42	3,03
<i>b</i>	50,29	50,51	50,70	50,70	50,96	51,13	51,63	52,02	52,14	52,44	52,46	52,59	53,35	53,41	53,44	53,66	53,86	54,02	54,61
<i>s</i>	47,09	44,37	41,83	43,82	44,20	44,89	42,74	45,39	42,37	42,64	43,77	41,10	41,20	41,54	42,94	43,85	42,52	41,55	41,43
<i>f'</i>	16,06	17,28	28,49	8,94	14,35	22,21	23,13	25,30	23,27	20,69	13,48	15,23	17,62	20,34	19,94	16,10	15,68	17,03	15,47
<i>m'</i>	77,75	79,50	68,77	87,73	80,76	75,92	75,09	69,45	71,36	75,54	73,11	79,04	74,69	72,89	77,49	78,52	80,76	79,36	80,94
<i>c'</i>	6,19	3,22	5,74	3,33	4,89	—	1,78	5,25	5,37	3,77	13,41	5,73	7,69	6,77	2,57	5,38	3,56	3,61	3,59
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	1,87	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>n</i>	85,35	85,71	100,0	93,19	91,41	55,66	80,95	100,0	93,83	90,12	99,67	50,00	100,0	91,50	56,95	100,0	100,0	85,24	100,0
φ	6,60	4,89	15,81	8,29	5,86	9,41	8,42	13,18	5,14	8,98	4,09	5,15	4,54	10,85	14,58	8,54	6,93	3,79	7,24
<i>t</i>	0,55	0,81	0,76	8,33	0,42	1,15	2,01	0,55	1,19	1,00	0,35	0,41	1,03	1,07	0,85	0,98	0,45	0,99	0,45
\bar{Q}	8,92	18,49	26,60	19,76	18,12	15,33	21,49	12,32	29,85	21,04	19,21	15,13	25,06	23,48	18,22	15,07	19,72	23,35	22,04
<i>a/c</i>	0,23	0,69	5,98	0,54	0,54	0,22	0,84	0,25	0,62	0,40	3,77	3,76	0,58	0,42	0,15	0,12	0,46	0,83	0,31
<i>f' / m'</i>	0,21	0,22	0,43	0,10	0,18	0,29	0,31	0,36	0,33	0,27	0,18	0,19	0,24	0,28	0,26	0,20	0,19	0,21	0,19
<i>F</i>	16,83	17,65	30,01	8,89	14,97	22,45	23,27	26,48	24,37	21,31	15,31	15,90	18,82	21,66	20,28	16,76	16,01	17,48	15,63
α	0,10	0,26	0,55	0,21	0,21	0,09	0,30	0,11	0,24	0,17	0,65	0,02	0,23	0,17	0,07	0,06	0,19	0,29	0,13
MgO : Σ FeO	4,94	4,70	4,16	5,36	5,66	3,44	3,29	5,25	3,10	3,71	5,51	5,27	3,40	3,37	3,94	4,98	5,26	4,70	5,37
<i>f</i>	0,27	0,28	0,30	0,26	0,25	0,35	0,31	0,25	0,37	0,34	0,25	0,26	0,30	0,34	0,33	0,28	0,26	0,28	0,26

Номер анализа	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76	77	78	79	80
Авторский номер образца	K-201a	C-13	1623	2899	0017	7545	Л-173	C-41	1389	C-62	C-21	1090	C-33	2366	938	C-75	C-30	C-18	C-44
<i>a</i>	1,35	0,74	0,32	0,45	1,07	0,70	1,78	1,59	0,69	1,48	0,08	1,46	0,76	0,76	0,36	0,77	1,34	1,47	0,88
<i>c</i>	2,79	1,67	1,77	1,55	2,87	2,41	2,80	2,63	1,77	2,63	3,11	3,06	1,69	3,13	2,40	2,58	2,28	1,70	2,33
<i>b</i>	54,85	55,14	55,26	55,81	56,28	56,49	56,70	56,83	56,97	57,03	57,29	57,46	57,83	57,98	57,98	59,29	59,35	59,71	59,75
<i>s</i>	41,01	42,45	42,65	42,19	39,78	40,40	38,72	38,95	40,57	38,86	39,52	38,02	39,72	38,13	39,26	37,36	37,03	37,12	37,04
<i>f'</i>	14,31	15,19	15,29	25,52	16,69	14,70	15,84	16,06	27,57	15,28	12,45	16,06	15,15	20,64	28,31	14,81	18,33	12,61	15,04
<i>m'</i>	80,56	76,96	79,85	68,44	80,86	80,50	83,03	82,14	67,56	82,01	82,99	83,11	81,62	76,46	69,02	83,73	80,51	79,82	83,91
<i>c'</i>	5,13	7,85	4,86	6,01	2,45	4,80	1,13	1,80	4,87	2,71	4,56	0,83	3,23	2,90	2,67	1,46	1,16	—	1,05
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	7,57	—
<i>n</i>	84,63	100,0	96,05	100,0	78,97	99,82	95,88	86,22	75,99	91,52	0	90,00	91,63	100,0	100,0	100,0	80,69	78,48	85,56
<i>φ</i>	6,68	5,01	8,67	14,65	7,19	7,39	2,45	9,39	27,35	5,25	7,80	8,58	8,88	13,53	11,44	8,20	8,77	6,17	8,40
<i>t</i>	0,45	0,45	0,75	0,59	0,30	0,45	0,33	1,31	1,18	0,53	0,28	0,32	0,93	0,49	0,72	0,74	0,70	0,73	0,87
\bar{Q}	23,47	18,25	17,10	18,06	25,45	23,00	28,92	27,91	22,0	27,87	24,22	29,90	23,77	28,39	24,61	29,40	30,90	30,41	30,01
<i>a/c</i>	0,48	0,44	0,18	0,29	0,37	0,29	0,63	0,61	0,39	0,56	0,02	0,48	0,45	0,24	0,15	0,30	0,59	0,86	0,38
<i>f'/m'</i>	0,18	0,20	0,19	0,37	0,21	0,18	0,19	0,20	0,41	0,18	0,15	0,19	0,19	0,27	0,41	0,18	0,23	0,16	0,18
<i>F</i>	14,80	16,38	15,87	26,92	16,91	15,12	15,92	16,21	28,82	15,31	12,80	16,08	15,50	21,09	28,86	14,87	18,36	13,41	15,08
<i>α</i>	0,19	0,18	0,08	0,13	0,16	0,13	0,24	0,23	0,16	0,22	0,01	0,19	0,18	0,11	0,07	0,13	0,23	0,16	0,16
MgO: ΣFeO	5,74	5,10	5,28	4,66	4,91	5,56	5,30	5,16	2,48	5,53	6,84	5,21	5,43	5,67	2,46	5,71	4,45	6,43	5,62
<i>f</i>	0,25	0,27	0,26	0,28	0,28	0,25	0,26	0,27	0,44	0,25	0,22	0,27	0,26	0,25	0,43	0,25	0,30	0,23	0,25

Номер анализа	81	82	83	84	85	86	87	88	89	90	91	92	93	94	95	96	97	98
Авторский номер образца	895	1118	C-4	3321	488	C-5	0019	0023	1021	3509	2837	—	—	—	—	—	—	—
<i>a</i>	1,89	1,54	1,33	0,71	0,48	0,70	6,75	3,16	0,55	0,01	2,04	1,56	1,31	0,82	1,50	1,63	0,64	0,64
<i>c</i>	2,07	1,55	1,99	1,18	2,38	1,32	0,37	0,54	1,93	1,76	1,45	2,97	2,89	2,74	2,84	3,50	1,67	0,99
<i>b</i>	59,90	60,47	60,48	60,62	60,79	60,91	47,72	52,68	60,99	63,10	63,21	53,05	53,81	53,29	54,48	52,01	57,40	61,34
<i>s</i>	39,14	36,44	36,20	37,49	36,35	37,07	45,16	43,62	36,53	36,13	33,30	42,42	41,99	43,15	41,18	42,86	40,29	37,03
<i>f'</i>	16,89	19,92	18,71	15,73	13,80	14,27	4,73	13,63	15,66	18,80	27,57	17,72	17,34	16,03	17,86	18,21	14,42	16,62
<i>m'</i>	76,14	78,97	80,14	82,51	83,94	83,44	68,03	72,56	81,38	79,15	71,69	77,71	78,34	79,60	78,32	75,21	84,49	82,04
<i>c'</i>	6,97	1,11	1,15	1,74	2,26	—	27,24	13,81	—	—	0,74	4,57	4,32	4,37	3,82	6,58	1,09	1,34
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	2,29	—	—	2,96	2,05	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>n</i>	100,0	86,42	90,54	100,0	94,80	82,01	94,83	94,19	76,97	94,00	81,03	87,48	89,23	89,19	88,82	93,68	71,17	79,46
φ	6,27	8,99	6,61	8,76	6,96	6,78	0,26	3,85	9,71	12,67	17,41	7,64	8,26	7,82	8,82	6,54	1,52	5,78
<i>t</i>	1,50	1,12	0,74	1,46	0,20	0,44	—	0,43	0,45	0,33	0,79	0,78	0,72	0,55	0,79	0,80	0,25	0,44
\bar{Q}	27,59	31,76	32,25	27,60	30,63	28,56	23,56	19,62	29,97	31,48	38,92	21,24	21,53	18,09	23,48	21,02	22,37	28,21
<i>a/c</i>	0,91	0,99	0,67	0,60	0,20	0,53	18,51	5,84	0,28	0,15	1,41	0,52	0,45	0,30	0,52	0,46	0,38	0,64
<i>f'/m'</i>	0,22	0,25	0,23	0,19	0,16	0,17	0,07	0,19	0,19	0,24	0,38	0,23	0,22	0,20	0,23	0,24	0,17	0,20
<i>F</i>	17,92	22,03	18,70	15,82	13,87	14,41	7,40	15,54	16,07	68,77	27,64	18,34	17,90	16,53	18,33	19,31	14,41	16,66
α	0,37	0,33	0,25	0,23	0,09	0,15	1,05	0,74	0,09	0,07	0,41	0,21	0,18	0,13	0,21	0,19	0,16	0,24
MgO : Σ FeO	4,56	3,78	4,34	5,34	6,19	5,94	12,46	5,43	5,20	6,23	4,13	4,46	4,59	5,04	4,44	4,20	5,96	3,89
<i>f</i>	0,29	0,32	0,30	0,26	0,23	0,24	0,13	0,25	0,27	0,27	0,31	0,30	0,29	0,27	0,30	0,31	0,23	0,29

Дополнительные данные к химическим анализам пород 2-й интрузивной фазы
(перидотитов, плагиоперидотитов, габбро-перидотитов)

Номер анализа	Авторский номер образца	Порода	Количественно-минералогический состав породы, об. %	Автор	Аналитик, лаборатория	Место взятия образца
24	001	Плагиоперидотит	—	ЧГРП	БГУ	Канавы 295
25	76	Лерцолит	—	Касьянов А. В.	—	Водораздел р. Огиендо— руч. Надежда
26	1797	Перидотит	—	ЧГРП	Ермакова, БГУ	Скв. 8, гл. 42,6 — 42,7 м
27	824	Лерцолит уралитизированный	—	Касьянов А. В.	—	Правый борт р. Огиендо. Верховье руч. Двужерского (ксенолит)
28	С-26	Перидотит	—	ЧГРП	Коннова, БГУ	Скв. 42, гл. 290,3-290,8 м
29	С-46	Габбро-лерцолит	Оливин 18,6. Клинопироксен 55,4, Ортопироксен 13,0. Плагиоклаз 13,0	"	"	Скв. 24, гл. 217,1—217,5 м
30	75	Перидотит	—	Касьянов А. В.	—	Правый борт р. Чап
31	3702	Плагиоперидотит	—	ЧГРП	—	Канавы 311, инт. 51, 4 м
32	Л-169	Меланократовый оливинный габбро-норит	Оливин 43,0. Клинопироксен 14,6. Плагиоклаз 39,0. Шпинель 0,4. Ортопироксен 3,0	Леснов Ф. П.	Комарова, ИГиГ	Канавы 123, профиль 07, пикет 72
33	17086	Плагиоперидотит	—	Гурулев С. А.	Разгильдеева, БГУ	Бассейн р. Нюсидек
34	1824	Габбро-перидотит	—	Касьянов А. В.	—	Скв. 31, гл. 395 м
35	80	Пойкилитовый лерцолит	—	"	—	Левый водораздел р. Огиендо
36	Ог-К-302	Биотитовый габбро-лерцолит	Оливин 19,0. Клинопироксен 44,0. Ортопироксен 12,0. Плагиоклаз 15,0. Рудный 3,0. Биотит 3,0	Леснов Ф. П.	Крейденко, БГУ	Канавы 302, левый борт р. Безымянной, профиль 083, пикет 40
37	3932	Габбро-перидотит	—	ЧГРП	Калинина, СБЭ	Скв. 20, гл. 392,4 — 395,4 м
38	С-60	Порфирированный перидотит	—	ЧГРП	—	Скв. 9, инт. 45 — 47 м
39	Л-136-3	Габбро-лерцолит	Оливин 38,0. Клинопироксен 38,0. Ортопироксен 8,0. Плагиоклаз 16,0	Леснов Ф. П.	Комарова, ИГиГ	Канавы 130, профиль 07, пикет 101
40	С-53	Серпентинит по перидотиту	—	ЧГРП	Коннова, БГУ	Скв. 34, гл. 306 м
41	1036	То же	—	Касьянов А. В.	—	Скв. 20, гл. 366,8 м
42	491	Лерцолит	Оливин 75,5. Клинопироксен 3,8. Ортопироксен 18,2. Рудный 1,8	ЧГРП	Шитова, Коннова, БГУ	Профиль 03, пикет 54,5

Номер анализа	Авторский номер образца	Порода	Количественно-минералогический состав породы, об. %	Автор	Аналитик, лаборатория	Место взятия образца
43	78	Лерцолит	—	Касьянов А. В.	—	Водораздел рек Огнендо—Чая
44	C-15	Плагиолерцолит	Оливин 23,2. Клинопироксен 36,2. Ортопироксен 27,5. Плагиоклаз 10,9. Рудный 2,2	ЧГРП	Коннова, БГУ	
45	2526	Плагиоперидотит	—	ЧГРП	Калинина, СБЭ	Скв. 6, гл. 36 м
46	C-2	Верлит	Оливин 55,0. Клинопироксен 41,3. Шпидель 2,5. Рудный 1,2	ЧГРП	Коннова, БГУ	Скв. 55, гл. 150 м
47	Л-2	Плагиолерцолит	—	Леснов Ф. П.	Комарова, ИГИГ	Профиль 07, пикет 120
48	932	Перидотит	—	Гурулев С. А.	Котлярова, БГУ	Бассейн р. Безымянной
49	6606-1	Плагиоперидотит	—	Леснов Ф. П.	Комарова, ИГИГ	Профиль 0106, пикет 35
50	5663	Перидотит	Существенно пироксеновый	ЧГРП	Калинина, СБЭ	Скв. 5, гл. 147 м
51	C-55	Габбро-лерцолит	Оливин 42,1. Клинопироксен 12,3. Ортопироксен 20,3. Плагиоклаз 23,9. Рудный 1,4	ЧГРП	Коннова, БГУ	Скв. 3, гл. 77 м
52	C-50	Габбро-верлит	Оливин 61,8. Клинопироксен 15,3. Плагиоклаз 20,6. Шпидель 0,8. Рудный 1,5	"	"	Скв. 34, гл. 158 м
53	0024	Лерцолит	—	"	"	Канавы 285, обр. 2, шриф 0127
54	2010	Габбро-перидотит	—	"	Ермакова, БГУ	Канавы 54, профиль 5, пикет 67,1, инт. 5 м
55	2346	Плагиоперидотит	—	"	"	Канавы 53, профиль 65, пикет 90
56	C-51	Серпентинизированный перидотит	—	"	Коннова, БГУ	Скв. 3, гл. 348 м
57	476	Серпентинизированный, амфиболитизированный плагиоперидотит	—	Касьянов А. В.	—	Канавы 302, профиль 082, пикет 50, р. Безымянная
58	1044	Серпентинит по лерцолиту	—	"	—	Скв. 20, гл. 402,9 м
59	C-14	Лерцолит	Оливин 54,9. Клинопироксен 16,5. Ортопироксен 27,5. Рудный 1,1.	ЧГРП	Коннова, БГУ	Скв. 39, гл. 315 м
60	C-35	Габбро-перидотит	—	"	"	Скв. 67, гл. 250 м,
61	7541	Плагиоперидотит	—	"	"	Канавы 327, инт. 07
62	K-201a	Лерцолит	Оливин 60,1. Клинопироксен 20,9. Ортопироксен 14,1. Рудный 1,2	"	Шитова, Коннова, БГУ	Канавы 201a. Левый борт р. Огнендо

63	С-13	"	Оливин 57,4. Клинопироксен 28,0. Ортопироксен 9,6. Плагиоклаз 4,0. Шпинель 1,0	"	Колнова, БГУ	Скв. 63, гл. 339 м
64	1623	Плагиоверлит	—	Касьянов А. В.	—	Скв. 24, гл. 101,5 м
65	2899	Перидотит	—	ЧГРП	Калинина, СБЭ	Скв. 18, гл. 48 м
66	0017	Пироксеновый троктолит-оливинит	Оливин 70,4. Клинопироксен 10,1. Ортопироксен 1,1. Плагиоклаз 17,3. Шпинель 1,1	"	"	Канавы 295, обр. 4, инт. 5,5 м
67	7545	Плагиоперидотит	—	"	"	Канавы 327, инт. 0
68	Л-173	Меланократовый троктолит	Оливин 70,0. Клинопироксен 2,5. Плагиоклаз 25,0. Шпинель 0,5. Рудный 2,0	Леснов Ф. П.	Комарова, ИГиГ	Профиль 07, пикет 5к
69	С-41	Троктолит-оливинит	Оливин 83,3. Плагиоклаз 10,5. Клинопироксен 3,1. Шпинель 3,1	ЧГРП	Колнова, БГУ	Скв. 75, гл. 49,5 м
70	1389	Плагиолецолит	Оливин 60,0. Клинопироксен 15,0. Ортопироксен 10,0. Плагиоклаз 10,0. Рудный 5,0	Касьянов А. В.	—	Скв. 38, гл. 125 м
71	С-62	Габбро-перидотит	—	ЧГРП	—	Скв. 56, гл. 299 м
72	С-21	Меланократовый троктолит	Оливин 68,3. Ортопироксен 1,6. Клинопироксен 5,0. Плагиоклаз 23,0. Шпинель 0,3. Рудный 1,8	"	Колнова, БГУ	Скв. 33, гл. 81 м
73	1090	Плагиоперидотит	—	Касьянов А. В.	—	Скв. 21, гл. 214, 5 м
74	С-33	Лецолит	Оливин 36,2. Клинопироксен 53,2. Ортопироксен 9,0. Рудный 1,2	ЧГРП	Колнова, БГУ	Скв. 22, гл. 395 м
75	2866	Перидотит оруденелый	—	"	Калинина, СБЭ	Скв. 20, гл. 102 м
76	938	Перидотит	—	Касьянов А. В.	—	Профиль 033, пикет 83,8
77	С-57	Меланократовый троктолит	Оливин 69,1. Клинопироксен 6,5. Плагиоклаз 22,7. Шпинель 1,4. Рудный 0,3	ЧГРП	Колнова, БГУ	Скв. 21, гл. 215 м
78	С-30	Троктолит-оливинит	Оливин 73,2. Клинопироксен 7,3. Плагиоклаз 18,3. Шпинель 1,2	"	"	Скв. 1, гл. 87 м
79	С-18	Пироксеновый оливинит	Оливин 80,6. Клинопироксен 17,9. Ортопироксен 1,8	"	"	Скв. 52, гл. 131 м
80	С-44	Серпентинизированный троктолит-оливинит	Оливин 71,9. Клинопироксен 6,8. Плагиоклаз 19,4. Шпинель 1,9	"	"	Скв. 24, гл. 97 м
81	895	Плагиоперидотит	—	"	Ермакова, БГУ	Канавы 52, профиль 5, пикет 91, инт. 5—6 м

Номер анализа	Авторский номер образца	Порода	Количественно-минералогический состав породы, об. %	Автор	Аналитик, лаборатория	Место взятия образца
82	1118	Перидотит	—	Касьянов А. В.	—	Скв. 22, гл. 39 м
83	С-4	Плагиоклаз-пироксеновый оливинит	Оливин 77,8. Клинопироксен 8,9. Плагиоклаз 6,6. Рудный 6,7	ЧГРП	Коннова, БГУ	Скв. 65, гл. 262 м
84	488	Меланократовый троктолит	Оливин 70,7. Клинопироксен 4,0. Плагиоклаз 24,0. Шпинель 1,3	"	Шитова, Коннова, БГУ	Профиль 0,3, пикет 88
85	3321	Плагиоперидотит	—	"	Ермакова, БГУ	Скв. 10, гл. 36 м
86	С-5	Перидотит	—	"	Коннова, БГУ	Скв. 34, гл. 195 м
87	0019	Меланократовый троктолит	Оливин 69,9. Клинопироксен 6,8. Плагиоклаз 22,5. Шпинель 0,8	"	Калинина, СБЭ	Канавы 295, обр. 14
88	0023	Плагиоферролит	Оливин 28,4. Ортопироксен 30,5. Клинопироксен 33,5. Плагиоклаз 7,6	"	"	Канавы 285, обр. 1
89	1021	Перидотит	—	Касьянов А. В.	—	Скв. 20, гл. 96,5 м
90	3509	Плагиоперидотит	—	ЧГРП	Калинина, СБЭ	Скв. 16, гл. 66 м
91	2837	Оруденелый перидотит	—	"	"	Скв. 20, гл. 47 м
92		Средний состав пород 2-й фазы Чайского плутона по 66 анализам				
93		Средневзвешенный состав пород 2-й фазы Чайского плутона по 66 анализам при соотношении перидотитов, плагиоперидотитов и габбро-перидотитов соответственно 25:50:10				
94		Средний состав перидотитов Чайского плутона по 11 анализам				
95		Средний состав плагиоперидотитов Чайского плутона по 25 анализам				
96		Средний состав габбро-перидотитов Чайского плутона по 12 анализам				
97		Среднеарифметический состав перидотитов Мончегорского плутона по 15 анализам (Елисеев и др., 1956)				
98		Среднеарифметический состав перидотитов лысогорского комплекса по 11 анализам (Волохов, 1965)				

Химический состав пироксенитов (вес. %)

Номер анализа	99	100	101	102	103	104	105	106	107	108	109	110	111	112	113-114	115	116	117	118
	0020	C-45	1046	0018	0 014	3523	3029	3700	C-61	0012	Л-136-1	2815	0021	2335	C-11	—	—	—	—
SiO ₂	50,46	46,82	49,52	50,12	48,70	48,11	47,92	45,82	46,61	49,62	43,74	49,68	40,00	49,10	49,80	47,62	52,00	50,72	42,12
TiO ₂	0,29	0,64	0,50	0,27	0,45	0,50	0,83	0,47	0,36	0,41	0,32	0,72	0,16	0,68	0,25	0,43	0,21	0,50	0,56
Al ₂ O ₃	7,71	8,69	6,15	7,15	6,12	8,38	6,10	5,80	6,72	3,48	6,29	3,34	6,69	2,07	4,42	5,82	3,47	3,93	4,38
Fe ₂ O ₃	1,30	2,27	2,33	1,33	1,27	2,55	2,44	1,28	2,44	2,93	3,10	1,92	3,51	2,24	3,58	2,56	2,10	1,31	10,27
FeO	7,16	5,11	7,49	8,81	7,57	6,52	8,32	10,82	7,69	7,16	6,68	10,27	7,13	10,42	5,40	7,51	7,80	8,44	7,76
MnO	0,21	0,05	0,15	0,22	0,18	0,18	0,17	0,20	0,31	0,09	0,08	0,15	0,27	0,17	0,20	0,10	0,11	0,22	0,15
MgO	22,83	18,77	20,34	23,87	21,06	21,00	23,31	22,58	25,58	24,99	23,79	26,80	26,87	28,43	29,27	23,81	29,82	20,00	16,42
CaO	5,34	12,95	8,61	4,93	10,29	8,69	6,79	5,52	4,35	7,39	8,88	5,64	3,37	4,52	5,71	7,35	2,83	13,33	16,42
Na ₂ O	2,00	1,10	1,13	1,60	0,70	0,70	0,76	0,90	0,85	0,83	0,81	0,27	2,80	0,53	0,40	1,22	0,41	0,38	0,14
K ₂ O	0,14	0,50	0,24	0,17	0,14	н/обн	н/обн	0,35	0,16	0,10	0,11	н/обн	0,55	н/обн	0,10	0,17	0,14	0,06	0,21
P ₂ O ₅	сл.	0,11	0,02	0,02	0,02	0,05	0,02	0,09	0,05	0,04	0,07	0,14	0,08	0,08	0,05	0,05	0,03	н/д	н/д
H ₂ O ⁺	н/обн	н/обн	0,46	н/обн	н/обн	0,30	н/обн	н/обн	0,13	0,30	0,35	н/обн	н/обн	н/обн	0,25	0,12	н/д	н/д	0,66
П. п. п.	1,50	2,95	1,54	0,70	1,80	2,62	2,83	1,98	4,93	1,14	4,95	1,09	7,25	1,18	0,80	2,64	1,88	н/д	0,40
С у м м а	98,95	99,96	99,48	99,19	98,30	99,60	99,16	95,81	100,18	98,48	99,17	100,02	99,68	99,42	100,31	99,40	100,80	99,89	99,49
SO ₃ общ	0,32	0,47	0,26	1,41	0,99	0,44	0,73	3,41	н/д	1,77	СО ₂ -011	3,19	0,54	2,15	н/обн	1,18	1,27	н/д	н/д
SO ₃ сульф	н/д	н/д	СО ₂ -0,54	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	1,20	н/д	0,45	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д
Σ FeO	8,33	7,15	9,59	10,01	8,73	8,81	8,72	11,97	9,89	9,80	9,47	12,00	10,29	12,44	8,62	9,81	9,69	9,62	17,00
Ni	н/д	0,029	н/д	н/д	н/д	0,047	0,060	н/д	н/д	н/д	0,076	0,241	н/д	0,269	0,049	0,126	0,25	н/д	н/д
Co	н/д	0,009	н/д	н/д	н/д	0,005	0,007	н/д	н/д	н/д	0,011	0,014	н/д	0,010	0,008	0,009	н/д	н/д	н/д
Cu	н/д	0,005	н/д	н/д	н/д	0,030	0,035	н/д	н/д	н/д	0,128	0,070	н/д	0,130	0,010	0,056	н/д	н/д	н/д
Cr	н/д	0,32	0,24	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	0,283	н/д	н/д	н/д	0,390	н/д	н/д	н/д	0,08
V	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	0,0034	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	0,02

Петрохимические числовые характеристики пироксенитов

Номер анализа	99	100	101	102	103	104	105	106	107	108	109	110	111	112	113-114	115	116	117	118
Авторский номер образца	0020	C-45	1046	0018	0014	3523	3029	3700	C-61	0012	Л-136-1	2815	0021	2335	C-11	—	—	—	—
<i>a</i>	3,99	2,83	2,49	3,22	1,50	1,35	1,46	2,21	1,85	1,66	1,73	0,49	6,21	0,95	0,84	2,53	0,89	0,78	0,54
<i>c</i>	2,48	3,81	2,37	2,48	2,87	4,36	2,83	2,39	3,03	1,09	2,89	1,60	0,89	0,65	1,99	2,09	1,43	1,83	1,32
<i>b</i>	43,65	45,05	45,26	45,45	46,83	44,78	47,62	48,19	48,24	49,78	50,78	50,91	52,25	52,61	50,87	48,44	49,72	48,35	54,36
<i>s</i>	49,88	48,31	49,88	48,85	48,80	49,51	48,09	47,21	46,88	47,57	44,60	47,00	40,65	45,79	46,30	46,94	47,95	49,04	42,77
<i>f'</i>	16,09	13,64	17,96	18,24	15,84	17,12	18,57	21,15	17,65	15,75	15,93	18,65	17,10	18,47	13,42	16,73	15,14	16,31	26,51
<i>m'</i>	76,69	63,39	66,92	75,94	66,79	71,37	72,25	71,33	78,98	71,26	70,77	73,38	77,61	74,28	79,37	71,68	82,14	59,14	45,24
<i>c'</i>	7,22	22,97	15,12	5,82	17,37	11,51	9,18	7,52	3,37	12,99	13,30	7,97	5,29	7,25	7,21	11,59	2,72	24,55	28,25
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>n</i>	95,60	76,97	87,74	93,46	88,00	100,0	100,0	80,56	88,98	93,10	91,80	99,98	88,55	100,0	85,87	91,60	81,65	90,59	50,32
Φ	2,21	3,87	3,87	2,14	2,04	4,38	3,81	2,04	3,80	4,14	4,66	2,66	5,12	2,96	4,90	3,89	2,92	1,96	14,29
<i>t</i>	0,43	1,02	0,75	0,40	0,61	0,74	1,29	0,78	0,58	0,60	0,55	1,08	0,30	1,03	0,38	0,67	0,30	0,74	0,99
\bar{Q}	10,69	12,85	7,62	11,22	8,27	8,04	9,56	12,29	12,98	9,23	17,16	9,57	32,01	10,98	11,08	13,27	7,31	5,31	17,86
<i>a/c</i>	1,61	0,74	1,05	1,30	0,52	0,31	0,52	0,92	0,61	1,52	0,60	0,31	6,98	1,45	0,42	1,21	0,62	0,42	0,23
<i>f'/m'</i>	0,21	0,22	0,27	0,24	0,24	0,24	0,26	0,30	0,22	0,19	0,23	0,25	0,22	0,25	0,17	0,23	0,18	0,28	0,59
<i>F</i>	16,98	17,60	20,90	19,03	18,89	18,97	20,19	22,87	17,19	17,99	18,25	20,06	17,67	19,69	14,18	18,77	15,41	21,23	36,74
α	0,45	0,27	0,34	0,39	0,21	0,14	0,20	0,32	0,23	0,43	0,23	0,13	0,78	0,42	0,17	0,38	0,24	0,18	0,10
MgO : Σ FeO	4,89	4,65	3,76	4,26	4,31	4,27	4,78	3,35	4,59	4,56	4,47	3,98	4,66	4,08	6,06	4,44	—	—	—
<i>f</i>	0,27	0,28	0,34	0,30	0,30	0,30	0,32	0,35	0,28	0,29	0,29	0,31	0,28	0,31	0,23	0,29	—	—	—

Дополнительные данные к химическим анализам пироксенитов

Номер анализа	Авторский номер образца	Порода	Количественно-минералогический состав породы, об. %	Автор	Аналитик, лаборатория	Место взятия образца
99	0020	Вебстерит		ЧГРП	Калинина, СБЭ	Канавы 295
100	С-45	Габбро-вебстерит	Клинопироксен 33,4. Ортопироксен 50,8. Плагноклаз 15,4. Рудный 0,4	То же	Коннова, БГУ	Скв. 24, гл. 177—177,5 м
101	1046	Вебстерит	С оливинном и плагноклазом	Касьянов А. В.	Она же	Скв. 20, гл. 417,7 м
102	0018	То же	То же	ЧГРП	Калинина, СБЭ	Канавы 295
103	0014	”	—	То же	Она же	Канавы 295
104	3523	Пироксенит	—	”	”	Скв. 16, гл. 200,3—200,3
105	3029	То же	—	”	Ермакова, БГУ	Скв. 9, гл. 49,5—50,5 м
106	3700	Вебстерит	С оливинном	”	Калинина, СБЭ	Канавы 311, инт. 51,27 м
107	С-61	Пироксенит	—	”	Она же	Скв. 9, гл. 114,8—116,7 м
108	0012	Вебстерит	Оливин 2,3. Клинопироксен 34,7. Ортопироксен 58,1. Плагноклаз 1,8. Рудный 3,1	”	”	Канавы 295
109	Л-136-1	Вебстерит оливин-плагноклазовый	Оливин 17,0. Клинопироксен 55,0. Ортопироксен 17,0. Плагноклаз 10,0. Рудный 1,0	Леснов Ф. П.	Комарова, ИГиГ	Канавы 130, профиль 07, пикет 101
110	2815	Пироксенит	—	ЧГРП	Ермакова, БГУ	Скв. 13, гл. 105,2—106,2 м
111	0021	Габбро-вебстерит	—	То же	Калинина, СБЭ	Канавы 295
112	2335	Пироксенит	—	”	Ермакова, БГУ	Канавы 106, профиль 5, пикет 110
113—114	С-11	Оливиновый пироксенит	Оливин 10,9. Клинопироксен 34,1. Ортопироксен 53,2. Плагноклаз 0,8. Рудный 4,0	”	Коннова, БГУ	Скв. 3, гл. 244, 5
115		Средний состав пироксенитов Чайского плутона по 15 анализам				
116		Средний состав пироксенитов Мончегорского плутона по 12 анализам (Елисеев и др., 1956)				
117		Средний состав пироксенитов лысогорского комплекса по 7 анализам (Волохов, 1965)				
118		Средний состав пироксенитов Уральской габбро-пироксенит-дунитовой формации по 13 анализам (Воробьева и др., 1962).				

Химический состав меланократовых габбро-норитов и габбро 3-й интрузивной фазы
(вес. %)

Номер анализа	119	120	121	122	123	124	125	126	127	128
Авторский номер образца	1335	C-7	1807	1842	0013	2853*	0025	5040		
SiO ₂	51,90	50,90	51,91	51,84	43,04	41,69	50,24	46,50	49,48	44,22
TiO ₂	0,66	0,25	0,02	0,50	0,33	2,85	0,29	1,11	0,30	0,52
Al ₂ O ₃	7,29	8,50	8,62	6,63	9,29	12,57	5,54	7,67	7,65	10,63
Fe ₂ O ₃	7,25	1,54	1,97	7,41	2,89	2,58	1,51	2,51	3,58	1,70
FeO	5,00	7,30	4,71	5,58	6,43	10,61	7,09	8,03	6,31	9,71
MnO	0,22	0,17	0,16	0,23	0,16	0,22	0,20	0,20	0,19	0,20
MgO	14,05	20,86	18,65	19,26	20,45	12,35	23,04	15,90	18,89	17,37
CaO	11,92	5,44	10,80	6,32	8,82	10,86	8,84	12,35	9,21	13,62
Na ₂ O	0,14	1,00	0,36	0,28	2,70	2,00	1,50	1,08	1,01	0,78
K ₂ O	0,06	н/обн	0,08	0,07	0,25	0,50	0,10	0,10	0,09	0,10
P ₂ O ₅	0,06	0,07	0,05	0,07	0,09	0,13	0,06	0,14	0,08	н/д
H ₂ O+	0,52	0,25	0,17	0,78	0,08	0,12	н/обн	н/обн	0,26	н/д
П. п. п.	0,86	3,03	0,99	2,20	3,83	1,54	0,94	4,03	2,27	н/д
С у м м а	99,93	99,31	98,49	101,14	98,36	93,02	99,35	99,62	99,32	98,75
SO ₃ общ	1,47	0,41	1,42	1,07	1,52	н/д	0,45	0,460	0,97	н/д
SO ₃ сульф	1,17	н/д	1,42	1,07	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д
Σ FeO	11,52	8,69	6,48	12,25	9,03	12,93	8,45	10,29	9,53	11,24
Ni	0,032	0,038	0,084	0,048	н/д	0,038	н/д	0,020	0,043	н/д
Co	0,005	0,005	0,007	0,006	н/д	0,005	н/д	сл.	0,005	н/д
Cu	0,011	0,005	0,018	0,010	н/д	0,050	н/д	0,030	0,021	н/д
Cr	н/д	0,210	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д.

* Этот анализ при вычислении средних не учитывался.

Петрохимические числовые характеристики меланократовых габбро-норитов
и габбро 3-й интрузивной фазы

Номер анализа	119	120	121	122	123	124	125	126	127	128
Авторский номер образца	1335	C-7	1807	1842	0013	2853	0025	5040	—	—
<i>a</i>	0,38	1,99	0,85	0,64	5,68	5,05	2,90	2,33	2,12	1,70
<i>c</i>	4,24	4,15	1,23	3,64	2,75	5,76	1,67	3,58	3,55	5,65
<i>b</i>	40,94	41,36	42,84	42,84	47,44	40,13	47,15	44,44	43,57	46,30
<i>s</i>	54,44	52,50	55,08	52,88	44,13	49,06	48,28	49,65	50,77	46,34
<i>f'</i>	24,94	18,37	13,75	24,65	16,49	30,63	14,67	20,68	19,04	21,44
<i>m'</i>	53,18	77,19	68,80	67,84	69,08	51,30	69,66	56,15	65,97	58,05
<i>c'</i>	21,88	4,44	—	7,51	14,43	18,07	15,67	23,17	14,99	20,51
<i>a'</i>	—	—	17,45	—	—	—	—	—	—	—
<i>n</i>	83,26	100,0	87,24	85,87	94,62	85,87	95,80	94,26	94,46	92,22
φ	13,86	2,88	3,67	13,18	4,64	5,41	2,31	4,46	6,31	2,87
<i>t</i>	0,95	0,37	0,03	0,72	0,69	4,89	0,43	1,76	0,45	0,88
<i>Q</i>	+4,05	-3,14	+7,26	+0,86	-25,84	-17,76	-10,91	-8,92	-6,24	16,38
<i>a/c</i>	0,07	0,48	0,69	0,18	2,07	0,88	1,74	0,65	0,60	0,30
<i>f'/m'</i>	0,47	0,24	0,20	0,36	0,24	0,60	0,21	0,37	0,29	0,37
<i>F</i>	31,51	18,92	16,31	26,29	18,91	36,99	17,05	26,53	22,05	26,62
α	0,03	0,19	0,08	0,08	0,51	0,30	0,46	0,25	0,23	0,13
MgO:ΣFeO	2,18	4,27	5,14	2,80	4,02	1,70	4,84	2,76	3,53	—
<i>f</i>	0,46	0,30	0,26	0,40	0,31	0,52	0,27	0,40	0,37	—

Дополнительные данные к химическим анализам меланократовых габбро-норитов и габбро 3-й интрузивной фазы

Номер анализа	Авторский номер образца	Порода	Количественно-минералогический состав породы, об. %	Автор	Аналитик, лаборатория	Место взятия образца
119	1335	Меланократовый габбро-норит	Ортопироксен 41,1. Клинопироксен 35,8. Плагиоклаз 23,1	Касьянов А. В.	—	Скв. 31, гл. 46, 7—48,0 м
120	С-7	То же	Ортопироксен 39,3. Клинопироксен 28,4. Плагиоклаз 32,0, магнетит 0,3	ЧГРП	Коннова, БГУ	Скв. 46, гл. 115—116 м
121	1807	"	—	Касьянов А. В.	—	—
122	1842	Меланократовое габбро	—	Он же	—	Скв. 46, гл. 115,5 м
123	0013	Меланократовый габбро-норит	—	ЧГРП	Калинина, СБЭ	Канавы 295, инт. 5,5 м
124	2853	Меланократовое роговообманковое габбро	—	То же	Она же	Скв. 20, гл. 76,5—78, 5 м
125	0025	Меланократовый габбро-норит	—	"	"	Канавы 285
126	5040	Меланократовое габбро	—	"	Ермакова, БГУ	Штольня № 1, инт. 34,5—35,5 м
127		Средний состав меланократовых габбро-норитов и габбро Чайского плутона по 8 анализам				
128		Средний состав меланократовых габбро-норитов лысогорского комплекса по 5 анализам (Волохов, 1965)				

Химический состав оливиновых габбро-норитов и габбро 3-й интрузивной фазы (вес. %)

Номер анализа	129	130	131	132	133	134	135	136	137	138	139	140	141
Авторский номер образца	6066	Л-136	Л-8	617	1715	1720	3944	С-27	1717	—	—	—	—
SiO ₂	47,98	44,74	46,52	48,96	50,36	50,26	50,04	48,30	50,18	48,59	46,31	45,16	42,43
TiO ₂	1,00	0,23	0,19	1,47	0,71	0,60	0,50	0,20	0,66	0,62	0,28	0,37	0,52
Al ₂ O ₃	18,56	19,12	18,34	14,57	12,99	14,06	6,44	10,70	7,17	13,55	5,91	17,20	18,61
Fe ₂ O ₃	2,36	0,51	0,25	2,75	2,88	1,35	1,85	2,64	5,88	2,27	2,53	1,50	6,45
FeO	4,99	3,19	4,35	7,61	7,55	5,14	7,67	4,74	6,87	5,79	8,95	7,10	6,05
MnO	0,12	0,06	0,07	0,26	0,17	0,13	0,19	0,15	0,22	0,15	0,16	0,16	0,16
MgO	8,06	9,77	12,60	12,96	12,83	14,11	21,96	21,00	13,96	14,13	26,18	11,78	8,11
CaO	11,20	15,33	11,55	7,90	8,66	12,40	7,40	8,54	12,58	10,62	5,11	14,33	15,45
Na ₂ O	2,70	1,46	2,08	1,55	1,70	1,63	1,27	1,10	1,05	1,62	0,45	1,06	1,41
K ₂ O	0,38	0,12	0,14	0,30	0,32	н/обн	н/обн	0,25	0,38	0,21	0,30	0,10	0,27
P ₂ O ₅	0,04	0,046	0,046	0,41	0,07	0,07	0,09	0,03	0,18	0,11	0,05	н/д	н/д
H ₂ O ⁺	н/обн	0,31	0,15	0,30	0,19	н/обн	0,12	0,17	н/обн	0,14	0,75	н/д	н/д
П. п. п.	1,38	4,44	3,02	1,21	0,99	0,85	1,64	1,92	0,39	1,76	2,95	н/д	0,71
Сумма	98,77	99,33	99,31	100,25	99,42	100,60	99,17	99,74	99,52	99,56	99,93	98,76	100,17
SO ₃ общ	0,47	CO ₂ -0,33	CO ₂ -0,22	0,40	0,18	н/обн	н/д	0,40	0,60	0,34	0,42	н/д	н/д
SO ₃ сульф	н/д	0,080	0,300	0,40	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д
Σ FeO	7,11	3,65	4,75	10,08	10,14	6,53	9,33	7,11	12,16	7,83	11,23	8,45	11,86
Ni	н/д	0,010	н/обн	0,068	н/д	0,006	0,050	0,021	н/д	0,026	0,19	н/д	н/д
Co	н/д	0,004	0,006	0,007	н/д	0,030	0,008	0,006	н/д	0,010	н/д	н/д	н/д
Cu	н/д	н/обн	н/обн	0,033	н/д	н/обн	0,030	0,005	н/д	0,011	0,14	н/д	н/д
Cr	н/д	0,120	0,028	н/д	н/д	н/д	н/д	0,137	н/д	0,095	н/д	н/д	н/д
V	н/д	н/обн	н/обн	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д

Петрохимические числовые характеристики оливиновых габбро-норитов и габбро
3-й интрузивной фазы

Номер анализа	129	130	131	132	133	134	135	136	137	138	139	140	141
Авторский номер образца	6066	Л-136	Л-8	617	1715	1720	3944	С-27	1717	—	—	—	—
<i>a</i>	6,77	3,64	4,90	3,77	4,04	3,37	2,42	2,52	2,58	3,72	1,23	2,49	3,64
<i>c</i>	9,56	11,92	10,13	7,67	6,33	7,16	2,54	5,21	3,03	6,86	2,81	10,31	11,15
<i>b</i>	26,00	29,64	30,62	32,85	34,06	35,28	45,42	42,52	42,54	35,84	50,24	35,39	34,58
<i>s</i>	57,67	54,80	54,35	55,71	55,57	54,19	49,62	49,75	51,85	53,58	45,72	51,81	50,64
<i>f'</i>	27,50	12,75	14,74	29,28	27,61	16,41	17,32	14,66	24,84	20,32	18,60	23,17	34,33
<i>m'</i>	54,66	59,90	71,32	65,40	61,26	63,67	71,09	75,52	49,93	64,15	76,28	56,53	41,32
<i>c'</i>	17,84	27,35	13,94	5,32	11,13	19,92	11,59	9,82	25,23	15,53	5,12	20,31	24,35
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>n</i>	91,52	94,87	95,76	88,70	88,98	100,0	100,0	86,99	80,76	92,14	69,51	94,15	88,81
φ	8,08	1,58	0,71	7,01	6,94	3,08	2,99	4,79	10,62	5,20	3,72	3,63	16,59
<i>t</i>	1,54	0,38	0,31	2,21	1,05	0,89	0,72	0,31	0,98	0,95	0,45	0,61	0,91
\overline{Q}	7,74	9,61	11,27	3,77	3,29	5,54	8,14	10,76	4,56	7,14	13,84	11,67	17,15
<i>a/c</i>	0,71	0,31	0,48	0,49	0,64	0,47	0,95	0,48	0,85	0,54	0,44	0,24	0,33
<i>f'/m'</i>	0,50	0,21	0,21	0,45	0,45	0,26	0,24	0,19	0,50	0,32	0,24	0,41	0,83
<i>F</i>	33,10	17,31	16,91	30,37	28,04	20,16	19,23	15,97	32,82	23,71	19,38	28,68	45,05
α	0,26	0,13	0,19	0,20	0,24	0,19	0,32	0,19	0,30	0,21	0,18	0,11	0,14
MgO : Σ FeO	2,00	4,75	4,73	2,28	2,26	3,85	4,20	5,26	2,05	3,22	—	—	—
<i>f</i>	0,48	0,27	0,28	0,44	0,45	0,32	0,30	0,26	0,48	0,36	—	—	—

Дополнительные данные к химическим анализам оливковых габбро-норитов и габбро
3-й интрузивной фазы

Номер анализа	Авторский номер образца	Порода	Автор	Аналитик, лаборатория	Место взятия образца
129	Ог-6066	Оливиновый габбро-норит уралитизированный	Леснов Ф. П.	Крейденко, БГУ	Профиль 089, пикет 19 (левый водораздел р. Безымянной)
130	Л-136	Оливиновый габбро-норит *	Он же	Комарова, ИГиГ	Профиль 07, пикет 101, канава 130 (правый борт р. Чан)
131	Л-8	То же	„	Она же	Профиль 07,25, пикет 101 (правый борт р. Чан)
132	617	Меланократовый оливиновый габбро-норит	Касьянов А. В.	—	Правый водораздел р. Огнендо—верховье руч. Двужерного
133	1715	Оливиновое габбро	Гурулев С. А.	Сагалуева, Фильчакова, БГУ	Бассейн р. Безымянной
134	1720	То же	ЧГРП	Ермакова, БГУ	Скв. 4, гл. 164—166 м
135	3944	„	То же	Калинина, СБЭ	Скв. 20, гл. 417,6—419,6 м
136	С-27	„	„	Коннова, БГУ	Скв. 5, гл. 26,8—27,1 м
137	1717	„	Гурулев С. А.	Разгильдеева, БГУ	Бассейн р. Безымянной
138	Средний состав оливиновых габбро-норитов и габбро Чайского плутона по 9 анализам				
139	Средний состав оливиновых норитов Мончегорского плутона по 7 анализам (Елисеев и др., 1956)				
140	Средний состав оливиновых габброидов лысогорского комплекса по 3 анализам (Волохов, 1965)				
141	Средний состав оливиновых габброидов Уральской габбро-пироксенит-дунитовой формации по 22 анализам (Воробьева и др., 1962).				

* Порода состоит из оливина (7%), клинопироксена (27%), ортопироксена (1%) и плагиоклаза (65%).

Химический состав габбро-норитов и габбро (нормальных)

Номер образца	142	143	144	145	146	147	148	149	150	151	152	153
Авторский номер образца	87	81	640	C-36	1571	800	538	79	86	C-1	70	0022
SiO ₂	51,78	51,00	51,98	51,64	51,90	50,70	49,97	48,44	52,88	48,86	49,02	50,10
TiO ₂	0,98	0,68	1,33	0,58	0,10	2,28	2,97	0,34	0,46	0,42	1,25	0,14
Al ₂ O ₃	18,12	19,21	17,89	19,38	19,22	16,56	16,58	19,08	15,37	17,10	16,58	17,79
Fe ₂ O ₃	5,57	0,20	2,29	1,69	1,98	3,94	3,71	3,20	4,13	1,44	1,26	1,41
FeO	3,99	3,41	4,42	3,94	2,54	8,70	7,47	2,32	5,65	4,74	4,86	3,80
MnO	0,005	0,01	0,28	0,07	0,012	0,35	0,23	0,18	0,10	0,12	н/обн	0,12
MgO	4,34	7,49	8,18	7,18	9,40	5,43	5,79	8,07	9,09	10,30	8,04	10,79
CaO	9,76	10,88	10,15	10,10	11,70	9,31	9,87	16,09	10,17	10,40	13,11	11,66
Na ₂ O	2,90	2,50	0,87	3,30	0,84	0,67	2,18	0,67	1,55	2,30	3,38	2,70
K ₂ O	0,90	0,48	0,12	0,25	0,14	0,14	0,14	0,12	0,12	0,65	0,26	0,25
P ₂ O ₅	0,08	сл.	0,23	0,09	0,04	0,63	0,70	н/обн	0,03	0,07	сл.	0,03
H ₂ O ⁺	н/д	н/д	0,25	0,63	0,16	0,17	0,14	0,15	0,03	0,10	н/д	н/обн
П.п.п.	1,45	1,66	1,54	0,55	0,38	0,63	0,48	2,22	0,49	3,15	1,60	1,05
Сумма	99,88	97,52	99,53	99,40	98,43	99,51	100,23	100,88	100,07	99,65	99,36	99,81
SO ₃ об-щая	0,47	0,62	1,75	0,63	0,72	1,62	0,57	0,08	0,05	0,25	0,37	0,15
SO ₃ с уль. ф.	н/д	н/д	1,75	н/д	0,72	1,62	0,57	н/обн	н/обн	н/д	н/д	н/д
Σ FeO	9,00	3,59	6,48	5,46	4,32	12,25	10,81	5,20	9,37	6,04	5,99	5,07
Ni	0,003	0,006	0,006	0,006	0,007	0,032	н/д	0,032	н/д	0,021	0,004	н/д
Co	0,002	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,002	0,020	н/д	0,003	0,009	н/д
Cu	0,003	0,012	0,008	н/обн	0,020	0,014	0,010	0,011	0,001	0,004	0,003	н/д
Cr	н/д	н/д	н/д	н/обн	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	0,020	н/д	н/д
V	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д

Петрохимические числовые характеристики габбро-норитов

Номер анализа	142	143	144	145	146	147	148	149	150	151	152	153
Авторский номер образца	87	81	640	C-36	1571	800	538	79	86	C-1	70	0022
<i>a</i>	8,08	6,59	2,20	7,90	2,15	1,79	5,18	1,73	3,56	6,14	7,83	6,26
<i>c</i>	8,71	10,38	11,52	9,49	12,42	10,93	8,90	12,53	8,43	8,63	7,20	8,70
<i>b</i>	20,48	20,81	20,85	21,28	23,51	23,72	24,52	27,69	28,02	28,10	28,11	28,38
<i>s</i>	62,73	62,22	63,43	61,33	61,92	63,56	61,40	58,05	59,99	57,13	56,86	56,66
<i>f'</i>	43,88	17,45	29,60	25,57	18,35	53,79	44,23	19,35	31,81	21,26	20,27	17,24
<i>m'</i>	37,69	64,77	63,85	59,18	70,96	41,34	41,37	51,74	54,46	63,42	48,50	63,74
<i>c'</i>	18,43	17,78	6,55	15,25	10,69	4,87	14,40	28,91	13,73	15,32	31,23	19,02
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>n</i>	83,04	88,78	91,68	95,25	90,12	87,91	95,94	89,46	95,15	84,32	95,18	94,26
<i>φ</i>	24,43	0,87	9,03	7,04	7,55	15,15	13,39	10,36	12,50	4,48	3,84	4,22
<i>t</i>	1,40	0,99	1,89	0,84	0,14	3,27	4,28	0,52	0,65	0,64	1,88	0,21
<i>Q</i>	+0,75	+0,89	+10,94	-2,66	+7,13	+12,59	+3,54	+0,09	+4,44	-6,66	-9,14	-7,90
<i>a/c</i>	0,93	0,64	0,19	0,83	0,17	0,16	0,58	0,14	0,42	0,71	1,09	0,72
<i>f'/m'</i>	1,16	0,27	0,46	0,43	0,26	1,30	1,07	0,37	0,58	0,34	0,42	0,27
<i>F</i>	53,78	21,18	30,76	29,89	20,50	55,84	51,14	26,54	36,62	24,73	29,47	20,89
<i>α</i>	0,32	0,24	0,09	0,29	0,08	0,08	0,23	0,06	0,17	0,26	0,35	0,26
MgO: ΣFeO	9,86	3,72	2,26	2,34	3,88	0,79	0,96	2,78	1,73	3,05	2,40	3,76
<i>f</i>	0,69	0,33	0,45	0,44	0,32	0,70	0,66	0,42	0,52	0,36	0,43	0,33

3-й интрузивной фазы (вес. %)

154	155	156	157	158	159	160	161	162	163	164	165	166	167
509	C-47	C-19	1564	1675	C-32	597	574	C-31	5781	—	—	—	—
50,56	48,34	50,60	51,64	51,10	51,10	45,06	50,74	50,56	45,73	50,16	50,86	51,40	49,46
0,18	0,67	0,17	0,40	0,20	0,38	2,00	1,03	0,82	1,00	0,84	0,20	0,76	0,57
16,09	16,60	15,80	15,26	14,70	14,21	14,77	10,60	11,22	12,80	16,13	10,96	18,33	18,90
1,67	1,55	2,60	1,60	0,53	1,49	4,10	3,53	2,34	4,12	2,47	2,22	2,31	3,80
3,92	3,65	2,92	4,32	5,26	4,38	8,57	8,35	6,27	5,82	4,92	7,24	5,44	6,00
0,14	0,07	0,13	0,09	0,10	0,09	0,14	0,16	0,12	0,19	0,13	0,13	0,10	0,44
10,33	10,35	12,40	13,00	14,25	13,37	12,67	14,73	16,00	10,66	10,08	20,05	6,97	5,38
11,50	12,77	11,27	11,16	11,26	11,44	6,69	4,18	7,01	9,01	10,43	6,78	10,29	11,13
2,95	2,51	1,70	1,55	1,26	2,00	1,42	1,35	2,40	3,30	2,01	1,06	3,16	2,98
0,10	н/обн	0,10	0,44	0,14	0,06	1,28	0,84	0,44	1,50	0,29	0,37	0,40	0,66
0,04	0,14	0,02	0,03	0,01	0,25	0,11	0,10	0,23	0,22	0,14	0,03	н/д	н/д
0,02	0,09	н/обн	н/обн	0,58	н/обн	н/д	н/д	0,22	0,28	0,17	н/д	н/д	н/д
1,85	3,45	1,70	1,48	н/обн	0,70	3,48	н/д	1,61	3,30	1,58	1,69	н/д	0,80
99,35	99,15	99,41	100,97	99,40	99,47	100,27	99,69	99,24	98,43	99,35		99,16	99,82
0,26	0,28	0,11	0,50	0,24	0,06	0,40	1,92	0,49	н/д	0,54	0,90	н/д	н/д
0,26	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д
5,42	5,04	5,26	5,76	5,74	5,72	12,25	11,53	8,38	9,56	7,14	9,24	7,52	9,42
н/обн	0,029	0,014	0,020	н/д	0,015	0,004	0,070	0,096	0,041	0,023	0,26	н/д	н/д
0,004	0,005	0,004	0,002	н/д	0,006	0,004	0,008	0,008	0,006	0,005	н/д	н/д	н/д
0,032	н/обн	0,003	н/обн	н/д	н/обн	0,006	0,042	0,010	0,010	0,009	н/д	н/д	н/д
0,137	0,089	0,040	н/д	н/д	0,048	н/д	н/д	0,116	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д
сл.	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д

Таблица 17

и габбро (нормальных) 3-й интрузивной фазы

154	155	156	157	158	159	160	161	162	163	164	165	166	167
509	C-47	C-19	1564	1675	C-32	597	574	C-31	5781	—	—	—	—
6,57	5,59	3,84	3,87	2,85	4,28	5,02	4,04	5,50	9,39	4,88	2,65	7,68	7,84
7,38	8,44	8,52	7,87	7,99	6,93	7,45	4,82	4,22	3,83	8,44	5,27	8,66	9,27
29,02	29,88	30,77	31,54	33,48	33,16	34,22	34,81	36,31	34,22	28,51	40,37	23,48	23,80
57,03	56,09	56,87	56,72	55,68	55,63	53,31	56,33	53,97	52,56	58,17	51,79	60,17	59,09
18,02	16,42	16,41	16,63	15,82	15,85	34,63	30,72	20,61	26,83	24,41	19,68	31,38	39,75
59,66	59,26	67,30	66,95	68,90	65,03	63,16	69,05	69,22	52,48	60,33	75,12	51,19	39,88
22,32	24,32	16,29	16,42	15,28	19,12	2,21	0,23	10,17	20,69	15,26	5,20	17,44	20,37
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
97,89	100,0	96,27	84,75	93,19	98,06	62,77	70,95	89,23	76,97	91,33	81,32	92,31	87,28
4,87	4,48	7,13	4,16	1,29	3,66	10,32	8,36	51,12	10,24	7,47	4,20	8,57	14,23
0,27	1,03	0,25	0,58	0,29	0,56	3,23	1,51	1,20	1,62	1,24	0,29	1,10	0,86
-1,65	-7,42	-2,44	-12,17	-2,30	-4,21	-10,85	-0,25	-7,28	-17,50	-8,87	-6,82	-3,68	-6,76
0,89	0,66	0,45	0,47	0,35	0,62	0,67	0,84	1,30	2,45	0,58	0,49	0,89	0,85
0,30	0,28	0,24	0,25	0,23	0,24	0,55	0,44	0,30	0,51	0,40	0,26	0,61	1,00
22,74	21,46	19,22	19,90	18,41	19,35	35,15	30,49	22,69	33,39	28,43	20,55	37,69	49,54
0,31	0,25	0,18	0,20	0,15	0,24	0,25	0,30	0,39	0,55	0,22	0,20	0,31	0,30
3,43	3,67	4,21	4,03	4,43	4,19	1,84	2,29	3,39	1,98	2,62	—	—	—
0,35	0,69	0,31	0,31	0,29	0,31	0,50	0,45	0,35	0,48	0,44	—	—	—

Дополнительные данные к химическим анализам габбро-норитов и габбро (нормальных) 3-й интрузивной фазы

Номер анализа	Авторский номер образца	Порода	Количество 10-минералогический состав породы (об. %)	Автор	Аналитик, лаборатория	Место взятия образца
142	87	Габбро-норит	—	Касьянов А. В.	—	Южный массив, водораздел рек Огиендо — Чая
143	81	То же	—	Он же	—	То же
144	640	»	—	»	—	Северный массив, водораздел рек Огиендо — Безымянная у выс. 2135 м
145	С-36	»	—	ЧГРП	Коннова, БГУ	Скв. 42, гл. 23 м
146	1571	»	—	Касьянов А. В.	—	Южный массив
117	800	»	—	Он же	—	Северный массив
148	538	»	—	»	—	Северный массив, правый борт долины р. Безымянной
149	79	»	—	»	—	Южный массив, левый водораздел р. Огиендо
150	86	Лейкократовый габбро-норит	—	»	—	То же
151	С-1	Габбро-норит	—	ЧГРП	Коннова, БГУ	Скв. 55, гл. 90 м
152	70	То же	—	Касьянов А. В.	—	Южный массив
153	0022	»	—	ЧГРП	Калнина, СБЭ	Канавы 295

154	509	»	Ортопироксен 21,3. Клинопироксен 6,3. Плагиоклаз 72,4	То же	Шитова, Коннова, БГУ	Профиль 010, пикет 100
155	С-47	Габбро	—	»	Коннова, БГУ	Скв. 38, гл. 79,0 м
156	С-19	Габро-норит	Ортопироксен 16,5. Клинопироксен 28,1. Плагиоклаз 55,2. Сульфид 0,2	»	Коннова, БГУ	Скв. 33 гл. 12,3 м
157	1564	»	—	Касьянов А. В.	—	Скв. 15, гл. 12,3 м
158	1675	»	—	Гурулев С. А.	Гурулева, БКНИИ	Скв. 4, гл. 211 м
159	С-32	»	Ортопироксен 8,0. Клинопироксен 28,7. Плагиоклаз 62,9. Сульфид 0,4	ЧГРП	Коннова, БГУ	Скв. 4, гл. 149 м
160	597	»	—	Касьянов А. В.	—	Северный массив
161	574	»	—	Он же	—	Северный массив, бассейн р. Безымянной
162	С-31	»	—	ЧГРП	Коннова, БГУ	Скв. 7, гл. 65,4 м
163	5781	Габбро	—	То же	Калинина, СБЭ	Скв. 25, гл. 67 м
164	Средний состав габбро-норитов и габбро (нормальных) Чайского плутона по 22 анализам					
165	Средний состав норитов Мончегорского плутона по 9 анализам (Елисеев и др., 1956)					
166	Средний состав габбро-норитов лысогорского комплекса по 6 анализам (Волохов, 1965)					
167	Средний состав габбро и габбро-норитов Уральской габбро-пироксенит-дунитовой формации по 12 анализам (Воробьева и др., 1962)					

Химический состав роговообманковых габбро-норитов и габбро 3-й интрузивной фазы (вес. %)

№ анализа	168	169	170	171	172	173	174	175	176	177	178	179	180	181	182	183	184	185	186	187
	1702	586	6489-1	624	798	786	808в	1708а	6497	1709в	6090	6045	6056	6073	582	1692а	6063	—	—	—
SiO ₂	53,14	49,62	52,76	52,22	50,08	48,06	52,52	49,66	49,64	51,28	52,06	50,64	51,00	49,85	46,40	44,94	47,92	50,11	53,66	45,00
TiO ₂	1,76	4,23	1,04	1,93	1,78	2,16	0,95	0,87	4,48	0,76	1,06	0,55	0,67	0,99	1,69	2,72	1,28	1,70	0,60	0,91
Al ₂ O ₃	16,60	17,65	15,50	15,90	17,89	16,56	15,96	15,73	13,78	16,76	14,97	16,41	14,45	14,20	15,33	13,91	16,97	15,80	18,18	18,32
Fe ₂ O ₃	4,07	2,49	3,40	2,75	2,13	4,29	1,54	4,76	3,78	2,29	3,61	1,98	1,84	2,95	4,75	7,34	5,62	3,51	3,71	4,68
FeO	6,25	8,84	7,74	7,61	5,29	6,23	5,52	6,07	9,56	5,77	6,82	4,70	6,08	7,82	7,97	8,17	7,76	6,95	7,86	н/д
MnO	0,17	0,23	0,28	0,35	0,27	0,28	0,14	0,13	0,20	0,14	0,15	0,13	0,13	0,25	0,24	0,17	0,15	0,20	0,10	0,19
MgO	3,60	2,89	4,04	5,25	8,65	7,20	8,42	6,56	5,03	8,70	6,88	8,36	8,26	7,56	5,50	7,42	6,70	6,53	5,57	6,60
CaO	6,20	8,93	7,74	9,02	9,31	10,72	9,21	7,65	7,57	8,40	9,44	11,40	11,45	10,29	13,27	10,44	8,94	9,41	8,88	13,12
Na ₂ O	5,13	3,38	3,53	2,02	1,03	0,77	1,96	3,00	2,76	2,90	2,11	2,59	2,32	1,98	1,43	2,75	1,58	2,43	3,04	1,91
K ₂ O	1,10	0,90	1,44	0,14	0,14	0,11	1,26	1,00	0,90	0,80	0,96	1,17	1,21	0,88	0,13	0,77	0,40	0,78	0,88	0,45

№ анализа	168	169	170	171	172	173	174	175	176	177	178	179	180	181	182	183	184	185	186	187
	1702	586	6489-1	624	798	786	808в	1708а	6497	1708в	6090	6045	6056	6073	582	1692а	6063			
P ₂ O ₅	0,88	0,30	0,85	0,37	0,08	0,21	0,24	0,38	0,09	0,16	0,08	0,03	0,03	0,16	0,12	0,40	0,15	0,27	н/д	0,13
H ₂ O ⁺	0,08	н/д	н/обн	0,25	0,21	0,15	н/обн	0,07	0,37	н/обн	н/обн	н/обн	н/обн	н/обн	0,15	0,08	н/обн	0,10	н/д	н/д
П. п. п.	0,45	0,55	0,80	0,87	1,34	1,02	1,70	1,31	1,42	1,39	0,96	1,28	1,29	2,15	2,69	0,32	1,77	—	—	—
Сумма	99,43	100,01	99,12	98,68	98,20	97,76	99,42	97,19	99,58	99,35	99,10	99,24	98,76	99,08	99,67	99,43	99,24	99,04	95,55	—
SO ₃ общ	0,08	0,37	0,14	0,47	0,42	0,97	0,06	3,50	0,467	0,07	0,45	0,14	0,77	0,15	0,25	0,08	н/обн	0,33	н/д	0,010
SO ₃ сульф	н/д	н/д	н/д	0,47	0,42	0,97	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	0,25	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д
ΣFeO	9,91	11,08	10,80	10,08	7,21	10,09	6,91	10,35	12,96	7,83	10,07	6,48	7,74	10,47	12,24	14,77	12,82	10,11	8,27	12,07
Ni	н/д	0,002	н/д	0,010	0,012	0,010	н/д	н/д	н/обн.	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	0,014	н/д	н/д	0,008	н/д	0,005
Co	н/д	0,002	н/д	0,004	0,002	0,002	н/д	н/д	0,008	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	0,003	н/д	н/д	0,003	н/д	0,010
Cu	н/д	0,005	н/д	0,011	0,010	0,012	н/д	н/д	н/обн.	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	0,013	н/д	н/д	0,009	н/д	н/д
Cr	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/обн.	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д
V	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	0,059	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	0,008

Петрохимические числовые характеристики роговообманковых габбро-норитов и габбро 3-й интрузивной фазы

Номер анализа	168	169	170	171	172	173	174	175	176	177	178	179	180	181	182	183	184	185	186	187
Авторский номер образца	1702	586	6489-1	624	798	786	808в	1708а	6497	1708в	6090	6045	6056	6073	582	1692а	6063	—	—	—
<i>a</i>	13,21	9,20	10,11	4,87	2,63	1,99	6,36	8,43	7,54	7,62	6,10	7,42	6,80	5,71	3,52	7,17	4,02	6,67	8,16	5,08
<i>c</i>	4,73	7,83	5,59	8,72	11,43	10,84	7,67	6,80	5,63	7,53	7,08	7,31	6,20	6,78	9,06	5,73	1,08	7,55	0,39	10,29
<i>b</i>	18,98	19,88	21,88	22,48	23,76	24,73	24,74	24,96	25,26	25,32	26,11	27,09	28,91	29,22	30,29	33,72	39,81	25,69	20,48	30,25
<i>s</i>	63,08	63,09	62,42	63,93	62,18	62,44	61,23	59,81	61,57	59,53	60,71	58,18	58,09	58,29	57,13	53,38	55,09	60,09	62,97	54,38
<i>f'</i>	51,65	56,80	49,30	46,18	31,79	39,45	27,09	41,71	50,56	30,18	37,55	23,23	25,62	35,34	41,27	42,07	30,67	39,21	39,57	40,22
<i>m'</i>	32,60	25,08	32,08	41,43	65,58	48,83	58,10	46,53	34,45	58,75	45,09	52,39	47,98	44,41	32,42	37,24	28,25	44,28	47,28	38,60
<i>c'</i>	15,75	18,12	18,62	12,39	2,63	11,73	14,81	11,76	14,99	11,07	17,36	24,38	26,39	20,25	26,31	20,69	—	16,51	13,15	21,81
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	41,08	—	—	—
<i>n</i>	87,30	85,09	78,84	95,64	91,79	91,41	69,57	82,01	82,33	84,63	76,96	77,08	74,45	77,37	94,35	84,44	85,72	82,56	84,00	86,58
φ	19,05	11,26	13,63	10,96	8,15	14,69	5,03	17,05	13,08	7,81	11,95	6,27	5,40	8,75	14,14	18,60	11,97	12,02	15,86	13,82
<i>t</i>	2,43	6,02	1,46	2,70	2,60	3,27	1,35	1,30	6,35	1,10	1,51	0,81	9,78	1,47	2,66	4,35	1,97	2,49	0,83	1,50
<i>Q</i>	-5,00	-0,03	+0,98	+9,38	+7,67	+6,10	+2,07	-4,04	-2,42	-3,37	+2,14	-5,78	-3,66	-1,62	-1,84	-13,30	+1,05	-0,70	+1,25	-11,80
<i>a/c</i>	2,79	1,17	1,81	0,56	0,23	0,18	0,83	1,24	1,34	1,01	0,86	1,02	1,10	0,84	0,39	1,25	3,73	0,88	0,97	0,49
<i>f'/m'</i>	1,58	2,27	1,54	1,11	0,48	0,81	0,47	0,90	1,47	0,51	0,83	0,44	0,53	0,80	1,27	1,13	1,09	0,89	0,84	1,04
<i>F</i>	50,99	68,93	59,98	51,85	31,84	44,00	29,25	46,95	59,10	33,54	45,07	30,30	34,43	43,72	55,52	52,76	51,75	46,47	45,43	50,63
α	0,57	0,37	0,48	0,22	0,10	0,08	0,29	0,38	0,40	0,34	0,30	0,34	0,35	0,30	0,16	0,38	0,18	0,31	0,33	0,20
MgO:ΣFeO	0,64	0,47	0,75	0,93	2,15	1,27	2,18	1,13	0,69	1,78	1,22	2,30	1,90	1,29	0,80	0,89	0,93	1,15	—	—
<i>f</i>	0,74	0,80	0,73	0,66	0,46	0,59	0,46	0,62	0,73	0,48	0,60	0,44	0,49	0,59	0,70	0,68	0,67	0,61	—	—

Дополнительные данные к химическим анализам роговообманковых габбро-норитов и габбро 3-й интрузивной фазы

Номер анализа	Авторский номер образца	Порода	Автор	Аналитик, лаборатория	Место взятия образца
168	1702	Роговообманковое габбро	Гурулев С. А.	Разгильдеева, БГУ	Северный массив, бассейн р. Нюсидек
169	586	Роговообманковый габбро-норит	Касьянов А. В.	—	Северный массив
170	6489-1	Кварц-биотит-роговообманковое габбро	Леснов Ф. П.	Крейденко, БГУ	Северный массив. Профиль 0101,7 пикет 068
171	624	Роговообманковый габбро-норит	Касьянов А. В.	—	Северный массив. В 700 м к востоку от г. Черные ворота
172	798	То же	Он же	—	Северный массив, восточный водораздел руч. Двюзерного
173	786	"	"	"	То же
174	808в	Роговообманковое габбро	Гурулев С. А.	Котлярова, БГУ	Северный массив, бассейн р. Нюсидек
175	1708в	То же	Он же	Разгильдеева, БГУ	То же
176	6497	Кварц-биотитовый габбро-диорит*	Леснов Ф. П.	Комарова, ИГиГ	Северный массив. Профиль 0102, пикет 14
177	1708а	Роговообманковое габбро	Гурулев С. А.	Разгильдеева, БГУ	Северный массив, бассейн р. Нюсидек
178	6090	Биотит-роговообманковое габбро с кварцем (амфиболлизированное)	Леснов Ф. П.	Крейденко, БГУ	Северный массив. Профиль 089, пикет 0107,5
179	6045	Биотит-роговообманковый габбро-норит (амфиболлизированный)	Он же	"	Северный массив. Профиль 088, пикет 081
180	6056	Биотит-роговообманковое габбро (амфиболлизированное)	"	"	Северный массив. Профиль 089, пикет 089
181	6073	То же	"	"	Северный массив. Профиль 088, пикет 0181
182	582	Роговообманковый габбро-норит	Касьянов А. В.	—	Северный массив
183	1692а	Роговообманковое габбро	Гурулев С. А.	Разгильдеева, БГУ	Северный массив, бассейн р. Нюсидек
184	6063	Роговообманковое габбро (амфиболлизированное)	Леснов Ф. П.	Крейденко, БГУ	Северный массив. Профиль 089, пикет 020
185		Средний состав роговообманковых габбро-норитов и габбро Чайского плутона по 17 анализам			
186		Средний состав роговообманковых габброидов лысогорского комплекса по 4 анализам (Волохов, 1965)			
187		Средний состав роговообманковых габброидов Уральской габбро-пироксенит-дунитовой формации по 21 анализу (Воробьева и др., 1962)			

* Порода состоит из клинопироксена (1,5%), роговой обманки (35%), плагиоклаза (43,0%), биотита (1,5%), кварца (10,0%) и магнетита (9,0%).

Химические анализы амфиболизированных габбро-норитов и габбро 3-й интрузивной фазы (вс. %)

Номер анализа	188	189	190	191	192	193	194	195	196	197	198	199	200	201	202	203	204	205
Авторский номер образца	632	611	794	885	567	465	Л-1	536	661	602	607	С-24	6012	936	5744	С-20	С-25	—
SiO ₂	54,52	49,80	50,20	49,24	50,32	48,25	50,46	48,08	51,95	50,44	48,30	48,10	49,89	50,06	45,95	50,00	48,40	49,64
TiO ₂	0,83	1,19	2,64	1,61	3,83	1,02	0,20	3,78	1,42	2,50	3,65	0,36	1,15	0,93	0,40	0,63	0,95	1,59
Al ₂ O ₃	15,24	19,61	16,43	16,58	16,23	18,55	18,08	16,57	16,58	13,78	15,37	16,50	12,71	13,33	16,52	12,74	12,40	15,62
Fe ₂ O ₃	3,26	6,07	3,33	5,71	3,46	7,16	0,22	2,26	2,35	2,77	3,27	1,21	6,73	2,63	1,52	1,13	4,50	3,39
FeO	5,73	2,46	5,65	7,11	9,14	5,80	3,92	5,15	7,25	5,07	7,54	4,16	4,92	7,30	3,82	6,64	6,86	5,80
MnO	0,28	0,16	0,17	0,26	0,18	0,26	0,07	0,014	0,24	0,15	0,19	0,14	0,18	0,13	0,11	0,16	0,16	0,17
MgO	6,62	6,15	5,90	5,10	5,94	5,43	10,88	7,75	9,30	8,43	7,64	9,29	7,62	11,35	11,17	13,50	10,00	8,36
CaO	7,47	10,45	8,93	8,65	7,33	10,02	10,00	11,16	9,57	9,07	10,04	13,62	10,81	8,93	11,78	9,91	11,80	9,97
Na ₂ O	1,62	2,28	2,93	0,54	2,02	2,36	2,21	3,21	0,86	3,38	1,96	2,00	2,05	1,98	2,50	2,50	2,10	2,15
K ₂ O	0,19	0,30	0,90	0,44	0,24	0,25	0,67	1,04	0,13	1,28	0,84	0,70	0,49	0,49	0,50	0,30	1,00	0,57
P ₂ O ₅	1,08	0,41	0,23	0,14	0,05	0,60	0,133	0,48	0,06	0,17	0,18	0,05	0,47	0,14	0,02	0,12	0,07	0,26
H ₂ O ⁺	0,33	0,08	н/д	0,08	0,21	0,13	0,27	н/д	0,15	н/д	н/д	0,15	н/обн	0,13	0,14	0,35	0,18	0,17
П. п. п.	2,58	1,85	0,71	2,07	0,98	0,86	2,52	0,74	0,54	1,17	1,54	3,26	1,57	1,98	4,32	1,70	1,60	1,76
Сумма	99,75	100,81	98,02	97,53	99,93	100,66	99,63	100,23	100,40	98,21	100,52	99,54	98,59	99,38	98,75	99,68	100,02	99,45
SO ₃ общ.	0,50	н/д	0,65	0,35	0,42	н/д	н/д	0,40	0,25	0,92	0,55	0,50	0,64	0,07	н/д	0,78	2,58	0,66
SO ₃ сульф.	0,50	0,67	н/д	0,35	0,42	н/д	0,007	н/д	0,25	н/д	н/д	н/д	н/д	0,035	н/д	н/д	н/д	н/д
FeO	8,66	7,92	8,65	12,25	12,25	12,25	4,12	7,18	9,36	7,56	10,48	5,25	10,98	9,67	5,19	7,66	10,91	8,85
Ni	0,026	0,016	0,007	н/д	0,014	0,028	н/обн	0,008	0,010	0,004	0,007	0,007	н/д	н/обн	0,020	0,038	0,029	0,014
Co	0,004	0,004	0,003	0,004	0,004	0,002	0,004	0,002	0,002	0,003	0,006	0,004	н/д	0,0068	0,001	0,006	0,005	0,004
Cu	0,014	0,013	0,004	0,005	0,015	н/обн	н/обн	0,012	0,003	н/обн	0,004	0,001	н/д	н/обн	0,010	0,006	0,018	0,007
Cr	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	0,020	н/д	н/д	н/д	н/д	0,034	н/д	0,034	н/д	0,089	0,034	н/д
V	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/обн	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	0,0146	н/д	н/д	н/д	н/д
														CO ₂ =1,96				

Петрохимические характеристики амфиболизированных габбро-норитов и габбро
3-й интрузивной фазы

Номер анализа	188	189	190	191	192	193	194	195	196	197	198	199	200	201	202	203	204	205
Авторский номер образца	632	611	794	885	567	465	Л-1	536	661	602	607	С-24	6012	936	5744	С-20	С-25	—
<i>a</i>	4,00	5,81	8,06	2,03	4,99	5,88	5,96	8,58	2,11	9,18	5,60	5,54	5,25	4,96	6,42	5,62	5,86	5,66
<i>c</i>	8,74	11,08	7,40	11,29	8,82	10,20	9,38	6,81	10,18	4,52	7,61	8,53	5,82	6,26	8,19	5,26	5,08	7,82
<i>v</i>	21,50	21,74	22,96	23,12	23,23	24,99	25,91	26,73	26,76	27,67	28,09	29,73	30,99	32,30	31,45	34,81	35,23	27,68
<i>s</i>	65,76	61,37	61,58	63,56	62,96	58,93	58,75	57,88	60,95	58,63	58,70	56,20	57,94	56,48	54,14	54,31	53,83	58,84
<i>f'</i>	41,67	37,63	37,87	56,96	52,90	50,27	15,66	25,56	34,48	26,10	36,50	17,59	34,45	28,19	16,58	20,18	28,77	31,52
<i>m'</i>	54,66	51,02	45,18	41,41	45,07	38,92	72,58	49,09	59,52	50,87	46,59	54,08	41,95	58,24	62,33	62,14	46,33	52,08
<i>c'</i>	3,67	11,36	16,95	1,63	2,03	10,81	11,76	25,35	6,00	23,03	16,91	28,33	23,60	13,57	21,07	17,68	24,90	16,46
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>n</i>	92,86	92,03	83,18	65,09	92,75	93,48	83,37	82,43	90,95	80,05	78,00	81,28	86,41	85,99	88,37	92,68	76,14	85,14
φ	13,67	25,43	12,88	23,41	13,26	25,91	0,74	7,23	7,60	8,44	10,07	3,56	18,17	6,81	4,28	2,63	10,53	10,67
<i>t</i>	1,09	1,76	3,80	2,40	5,41	1,56	0,30	5,58	2,01	3,59	5,38	0,56	1,71	1,38	0,65	0,94	1,45	2,35
<i>Q</i>	+14,68	+0,04	-0,33	+11,78	+7,10	-4,10	-3,83	-8,20	+7,52	-5,57	-1,42	-7,20	+0,54	-3,23	+12,72	-7,91	-9,13	-1,47
<i>a/c</i>	0,46	0,52	1,09	0,18	0,57	0,58	0,64	1,26	0,21	2,03	0,74	0,65	0,89	0,79	0,78	1,07	1,15	0,72
<i>f'/m'</i>	0,76	0,74	0,84	1,38	1,17	1,29	0,22	0,52	0,58	0,51	0,78	0,33	0,82	0,48	0,27	0,32	0,62	0,61
<i>F</i>	42,47	41,95	45,11	57,39	53,63	55,84	17,50	34,20	36,08	33,47	43,48	24,06	44,69	32,32	20,66	24,12	37,95	37,25
α	0,19	0,21	0,35	0,08	0,22	0,22	0,24	0,39	0,09	0,50	0,27	0,25	0,31	0,28	0,28	0,35	0,37	0,27
MgO : Σ FeO	1,36	1,39	1,21	0,74	0,86	0,79	4,74	1,93	1,78	1,99	1,30	3,16	1,24	2,33	3,85	3,13	1,63	1,68
<i>f</i>	0,51	0,58	0,60	0,72	0,68	0,70	0,28	0,49	0,51	0,48	0,59	0,37	0,24	0,47	0,32	0,37	0,53	0,50

Дополнительные данные к химическим анализам амфиболитизированных габбро-норитов и габбро 3-й интрузивной фазы

Номер анализа	Авторский номер образца	Порода	Автор	Аналитик, лаборатория	Место взятия образца
188	632	Габбро-норит (хлоритизированный)	Касьянов А.В.	—	Северный массив. Западный склон выс. 2135,0
189	611	Габбро-норит	Он же	—	Северный массив. Восточный склон г. Черные ворота
190	794	То же	"	—	Северный массив. Восточный борт руч. Двухозерного
191	885	"	"	—	Северный массив. Западный склон г. Черные ворота
192	567	Габбро-норит ороговикованный	"	—	Северный массив. Водораздел рек Нюсидек — Безымянная
193	465	Габбро-норит (с биотитом)	"	—	Северный массив. Верховье руч. Рудного
194	Л-1	Габбро	Леснов Ф.П.	Комарова, ИГиГ	Южный массив. Профиль 07, пикет 122
195	536	Габбро-норит	Касьянов А.В.	—	Северный массив. Правый борт долины р. Безымянной
196	661	Норит	Он же	—	Северный массив. Водораздел рек Огниендо — Безымянная
197	602	Габбро-норит	"	—	То же
198	607	То же	"	—	"
199	С-24	Габбро	ЧГРП	Коннова, БГУ	Скв. 42, гл. 121, 2 м
200	6012	Биотитовое габбро	Леснов Ф.П.	Крейденко, БГУ	Северный массив. Профиль 040, пикет 012
201	936	Габбро-норит	ЧГРП	Шитова, Коннова, БГУ	Южный массив. Профиль 016, пикет 166
202	5744	Габбро	То же	Калинина, СБЭ	Скв. 21, гл. 168 м
203	С-20	То же	"	Коннова, БГУ	Скв. 19, гл. 271 м
204	С-25	"	"	Она же	Скв. 135, гл. 74 м
205		Средний состав амфиболитизированных габбро-норитов и габбро Чайского плутона по 17 анализам			

Химический состав диоритов и биотитовых диоритов 3-й интрузивной фазы (вес. %)

Номер анализа	206	207	208	209	210	211	212	213	214	215	216	217	218	219	220
Авторский номер образца	1691	6202	867	448	6604	1690	6602-1	6004-1	6005	815	6088	5010	6085	537	—
SiO ₂	55,58	53,26	48,96	52,10	51,80	53,38	53,62	47,36	50,99	50,02	49,38	49,92	49,58	51,32	51,23
TiO ₂	0,94	3,81	4,75	1,02	3,06	0,88	1,15	1,34	1,09	1,32	1,34	1,15	1,06	2,48	1,81
Al ₂ O ₃	16,05	15,51	17,22	17,49	14,44	14,86	14,30	18,38	15,80	16,56	15,98	14,96	15,59	13,92	15,78
Fe ₂ O ₃	4,31	3,46	2,98	3,82	5,88	4,56	4,45	2,51	3,40	2,85	2,20	3,88	3,68	3,27	3,66
FeO	4,50	7,64	8,85	4,49	7,20	4,79	6,95	6,51	6,01	5,36	8,54	5,56	8,03	5,44	6,41
MnO	0,21	0,15	0,17	0,16	0,20	0,20	0,17	0,17	0,15	0,27	0,22	0,18	0,21	0,03	0,17
MgO	3,40	4,39	1,90	5,36	3,53	4,08	4,52	5,56	6,82	9,77	6,78	8,20	6,86	8,07	5,66
CaO	6,10	5,76	8,93	10,17	7,02	8,16	7,56	9,98	9,34	10,15	9,98	8,92	9,36	10,88	8,73
Na ₂ O	4,40	3,15	4,12	2,83	3,19	4,40	3,59	3,16	2,89	0,40	2,73	2,32	3,41	2,77	3,23
K ₂ O	3,10	0,75	1,26	0,36	1,20	2,75	1,82	1,49	1,58	0,14	0,50	1,15	0,78	1,10	1,28
P ₂ O ₅	0,43	0,243	0,45	0,17	0,83	0,50	0,31	0,36	0,17	0,04	0,26	0,16	0,21	0,15	0,30
H ₂ O ⁺	0,06	0,19	н/д	0,14	0,40	н/обн	н/обн	н/обн	н/обн	0,21	н/обн	н/обн	н/обн	н/д	0,07
П. п. п.	0,28	2,18	0,84	1,98	1,98	0,32	1,04	2,14	2,35	1,99	0,80	2,65	0,76	0,78	1,43
Сумма	99,36	100,49	100,43	100,03	100,73	98,88	99,48	98,96	100,59	99,08	98,71	99,05	99,53	100,21	99,76
SO ₃ общ	0,13	0,196	0,22	0,35	0,124	0,03	0,21	0,34	0,35	0,95	0,14	0,30	0,08	0,20	0,26
SO ₃ сульф	н/д	н/д	н/д	0,35	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	0,95	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д
Σ FeO	8,38	10,75	11,53	7,93	12,49	8,89	10,95	8,77	9,07	7,92	10,52	9,05	11,34	8,38	9,70
Ni	н/д	сл.	0,007	н/д	н/обн	н/д	н/д	н/д	н/д	0,016	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д
Co	н/д	0,0063	0,004	0,002	0,005	н/д	н/д	н/д	н/д	0,004	н/д	н/д	н/д	0,004	н/д
Cu	н/д	0,004	40,040	0,005	н/обн	н/д	н/д	н/д	н/д	0,010	н/д	н/д	н/д	0,006	н/д
Cr	н/д	н/обн	н/д	н/д	н/обн	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д
V	н/д	0,043	н/д	н/д	0,027	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д

Петрохимические числовые характеристики диоритов и биотитовых диоритов
3-й интрузивной фазы

№ анализа	206	207	208	209	210	211	212	213	214	215	216	217	218	219	220
Авторский номер образца	1691	6202	867	448	6604	1690	6602-1	6004-1	6005	815	6088	5010	6085	537	—
<i>a</i>	14,25	8,31	11,38	6,90	9,05	13,60	10,56	9,69	9,00	1,13	6,91	6,91	8,65	7,47	9,12
<i>c</i>	3,67	6,60	6,35	8,80	5,46	3,10	4,31	8,23	6,26	11,02	7,48	6,76	6,13	5,31	6,19
<i>b</i>	17,77	19,07	19,95	21,30	21,98	22,24	23,13	23,69	25,93	27,20	27,09	27,42	27,89	28,55	23,90
<i>s</i>	64,31	66,02	62,32	63,00	63,51	61,06	62,00	58,39	58,81	60,55	58,52	58,91	57,33	58,67	60,79
<i>f'</i>	46,14	56,20	58,12	36,40	56,62	38,62	45,70	38,06	34,31	29,78	38,47	32,62	39,37	27,15	39,89
<i>m'</i>	32,55	40,34	16,83	44,50	28,08	30,89	33,10	42,21	45,25	63,30	43,31	51,65	41,69	46,44	40,78
<i>c'</i>	21,31	3,46	25,05	19,10	15,30	30,49	21,20	19,73	20,44	6,92	18,22	15,73	18,94	26,41	19,33
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>n</i>	68,32	86,45	83,25	92,80	80,16	70,86	74,98	76,32	74,13	81,28	88,86	75,40	86,92	79,28	79,31
φ	20,84	16,06	13,33	16,00	23,62	17,43	16,46	9,62	11,39	9,33	7,10	12,34	11,30	9,50	13,32
<i>t</i>	1,26	5,10	6,80	1,50	4,25	1,22	1,59	2,08	1,61	1,95	2,00	1,70	1,58	3,51	2,59
<i>Q</i>	-3,59	+8,85	-4,46	+3,40	+3,44	-3,15	-1,43	-10,81	-6,63	+7,84	-4,26	-2,80	-8,77	-2,91	-2,85
<i>a/c</i>	3,88	1,26	1,79	0,78	1,66	4,39	2,43	1,18	1,44	0,10	0,92	1,02	1,41	1,41	1,47
<i>f'/m'</i>	1,42	1,39	3,45	0,80	2,02	1,25	1,38	0,90	0,76	0,47	0,89	0,63	0,94	0,58	0,98
<i>F</i>	58,02	57,87	77,29	39,55	66,49	55,00	57,61	46,93	42,72	31,26	46,51	38,23	48,10	36,81	49,01
α	0,66	0,39	0,47	0,29	0,45	0,69	0,55	0,37	0,42	0,05	0,32	0,34	0,41	0,41	0,42
MgO:ΣFeO	0,72	0,73	0,29	1,21	0,51	0,82	0,73	1,13	1,33	2,20	1,16	1,61	1,08	1,71	1,04
<i>f</i>	0,72	0,72	0,86	0,61	0,79	0,70	0,72	0,62	0,58	0,49	0,61	0,54	0,63	0,52	0,65

**Дополнительные данные к химическим анализам диоритов и биотитовых диоритов
3-й интрузивной фазы**

Номер анализа	Авторский номер образца	Наименование породы	Автор	Аналитик, лаборатория	Место взятия образца*
206	1691	Диорит	Гурулев С. А.	Разгильдеева, БГУ	Бассейн р. Нюсидек
207	6202	Биотитовый диорит	Леснов Ф. П.	Комарова, ИГиГ	Профиль 0106, пикет 40
208	867	То же	Касьянов А. В.	—	Устье левого истока р. Огниендо
209	448	Диорит	Он же	—	Водораздел р. Безымянной и руч. Левого
210	6604	Биотитовый диорит	Леснов Ф. П.	Комарова, ИГиГ	Профиль 0107, пикет 55
211	1690	Диорит	Гурулев С. А.	Разгильдеева, БГУ	Бассейн р. Нюсидек
212	6602-1	То же	Леснов Ф. П.	Крейденко, БГУ	Профиль 0106, пикет 048
213	6004-1	Биотитовый диорит	Он же	Она же	Профиль 040, пикет 72
214	6005	Диорит	„	„	Профиль 040, пикет 69,5
215	815	То же	Касьянов А. В.	—	—
216	6088	Биотитовый диорит	Леснов Ф. П.	Крейденко, БГУ	Профиль 089, пикет 0216
217	5010	То же	Он же	Она же	Профиль 044,5, пикет 70
218	6085	Диорит	„	„	Профиль 089, пикет 0239,7
219	537	То же	Касьянов А. В.	—	Правый борт р. Безымянной
220	Средний состав диоритов и биотитовых диоритов Чайского плутона				

* Все образцы взяты в пределах Северного массива.

Химический состав кварцевых и кварц-биотитовых

Номер анализа	221	222	223	224	225	226	227	228	229	230	231
Авторский номер образца	478	6201	6608	452	543	539	К-301-1	К-301	524	481	527
SiO ₂	51,12	56,73	58,58	54,14	54,72	54,12	54,28	54,38	53,98	53,18	54,24
TiO ₂	3,73	2,03	1,50	3,05	2,37	0,33	1,75	2,19	2,35	1,57	1,97
Al ₂ O ₃	17,49	15,76	16,17	17,24	19,23	17,90	16,47	16,05	16,58	18,02	16,58
Fe ₂ O ₃	5,87	3,00	2,79	2,59	3,82	2,05	2,48	3,46	2,35	6,37	2,77
FeO	6,24	5,29	6,62	4,86	4,49	4,64	6,32	6,62	5,07	3,63	4,71
MnO	0,16	0,15	0,12	0,03	0,21	0,15	0,15	0,15	0,04	0,07	0,14
MgO	1,19	3,85	3,10	3,69	3,46	5,90	4,87	4,57	4,93	3,37	7,46
CaO	7,89	6,16	4,75	6,70	7,05	8,18	6,77	6,58	9,21	5,93	7,05
Na ₂ O	2,83	3,23	3,44	5,06	2,56	2,36	3,11	2,87	2,94	2,18	1,95
K ₂ O	0,13	1,08	0,48	1,44	0,30	0,14	1,20	1,24	0,98	0,36	0,45
P ₂ O ₅	0,14	0,30	0,183	0,30	1,12	0,43	0,247	0,35	0,14	0,19	0,34
H ₂ O ⁺	0,07	0,28	0,35	н/д	0,05	0,09	0,28	0,28	н/д	0,08	0,22
П. п. п.	1,59	1,90	2,64	1,65	0,72	1,94	2,12	1,62	0,71	4,34	1,53
Сумма	98,42	99,76	100,72	100,75	100,10	98,23	100,05	100,36	92,28	99,29	99,41
SO ₃ общ	0,03	0,017	0,179	0,10	0,35	0,12	0,072	0,21	0,37	0,13	0,22
SO ₃ сульф	н/обн	н/д	н/д	н/д	0,010	н/д	н/д	н/д	н/д	н/обн	н/д
Σ FeO	11,52	7,99	9,13	7,19	0,93	6,48	8,55	9,73	7,18	9,36	7,20
Ni	0,032	н/обн	сл.	н/д	0,004	0,024	н/обн	н/обн	0,003	0,012	0,012
Co	0,002	0,045	0,0065	0,002	0,002	0,002	0,0075	0,006	0,003	0,003	0,002
Cu	0,010	0,004	0,007	0,040	0,017	0,016	0,003	н/обн	0,003	0,022	0,010
Cr	н/д	н/обн	н/обн	н/д	н/д	н/д	н/обн	н/обн	н/д	н/д	н/д
V	н/д	0,017	0,016	н/д	н/д	н/д	0,017	0,017	н/д	н/д	н/д

Петрохимические числовые характеристики кварцевых и

№ анализа	221	222	223	224	225	226	227	228	229
Авторский номер образца	478	6201	6608	452	543	539	К-301-1	К-301	524
<i>a</i>	7,09	8,98	8,46	13,41	6,40	5,78	8,90	8,37	8,08
<i>c</i>	9,43	6,43	5,91	4,50	9,04	9,94	6,98	6,90	7,33
<i>b</i>	15,76	16,07	16,21	16,56	16,96	18,15	18,66	19,03	19,72
<i>s</i>	67,72	68,52	69,42	65,03	67,60	66,13	65,46	65,70	64,87
<i>f'</i>	77,99	49,77	55,40	41,98	47,99	37,15	45,87	50,84	35,61
<i>m'</i>	14,35	41,96	33,11	38,26	36,37	58,90	45,77	42,00	43,33
<i>c'</i>	7,66	8,27	—	19,76	—	3,95	8,36	7,16	21,06
<i>a'</i>	—	—	11,49	—	15,64	—	—	—	—
<i>n</i>	96,81	81,96	91,59	84,23	92,84	96,24	79,75	77,86	82,01
<i>φ</i>	35,41	16,52	15,05	13,56	20,28	10,33	11,77	16,04	10,43
<i>t</i>	5,23	2,62	1,89	4,06	3,15	0,46	2,37	2,94	3,17
<i>Q</i>	+11,83	+12,64	+15,99	-1,76	+13,39	+10,77	+6,16	+7,74	+6,25
<i>a/c</i>	0,75	1,40	1,43	2,68	0,71	0,58	1,28	1,21	1,10
<i>f'/m'</i>	5,43	1,19	1,67	1,10	1,32	0,63	1,00	1,21	0,82
<i>F</i>	84,29	53,78	62,28	52,21	56,23	38,13	49,61	54,43	44,97
<i>α</i>	0,27	0,41	0,38	0,57	0,24	0,23	0,39	0,38	0,36
MgO: ΣFeO	0,18	0,86	0,61	0,92	0,78	1,62	1,00	0,84	1,22
<i>f</i>	0,91	0,68	0,75	0,67	0,71	0,53	0,64	0,69	0,60

диоритов 3-й интрузивной фазы (вес. %)

232	233	234	235	236	237	238	239	240	241	242
540	896	535	6048	545	6606	652	6043		—	—
52,42	51,62	51,86	52,88	57,16	51,18	50,19	51,06	53,57	61,87	59,10
2,45	1,96	2,65	1,09	2,25	1,05	2,25	1,09	1,98	0,48	0,71
17,24	17,89	16,58	15,92	13,92	16,15	16,96	15,92	16,74	16,94	16,78
0,79	3,81	1,10	2,86	0,78	2,19	3,49	3,00	2,92	1,92	2,11
10,66	5,22	5,00	9,49	5,29	5,29	4,78	5,43	5,77	3,94	4,88
0,03	0,23	0,04	0,32	0,02	0,12	0,12	0,17	0,13	0,12	0,17
4,67	4,92	4,85	3,85	6,77	8,03	7,68	7,28	4,97	2,57	3,54
5,58	9,77	11,72	7,92	8,65	7,86	9,35	10,48	7,77	5,79	7,34
2,73	3,40	3,38	3,08	3,92	3,15	2,63	2,75	3,03	3,79	3,21
1,28	0,25	1,14	0,98	0,91	0,87	0,80	1,18	0,80	1,52	0,58
0,11	0,05	0,19	0,05	0,07	0,156	0,28	0,18	0,25	н/д	н/д
н/д	0,36	н/д	н/обн	н/д	0,35	н/д	н/обн.	0,19	н/д	н/д
1,80	0,72	0,62	0,70	0,81	4,11	1,97	1,71	0,75	н/д	н/д
99,76	100,20	99,13	99,14	100,55	100,51	100,50	100,25	99,87	98,94	98,42
0,30	1,07	н/д	0,15	н/д	0,55	0,40	0,43	0,29	н/д	н/д
н/д	1,07	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д
11,37	8,65	5,99	12,06	5,99	7,26	7,92	8,13	8,40	5,67	6,78
0,001	0,026	0,002	н/д	0,002	0,008	0,020	н/д	0,009	н/д	н/д
0,005	0,004	0,003	н/д	0,005	0,0085	0,003	н/д	0,004	н/д	н/д
0,004	0,006	0,001	н/д	0,008	0,008	0,007	н/д	0,010	н/д	н/д
н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/обн	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д
н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	0,011	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д

Таблица 29

кварц-биотитовых диоритов 3-й интрузивной фазы

230	231	232	233	234	235	236	237	238	239	240	241	242
481	527	540	896	535	6048	545	6606	652	6043	—	—	—
5,70	5,12	8,14	8,11	9,23	8,44	9,52	8,41	7,10	7,79	8,13	10,75	8,14
7,73	8,89	7,02	8,32	6,65	6,75	4,16	6,89	8,05	6,80	7,57	6,18	7,49
20,39	20,40	21,06	21,27	21,97	21,98	22,34	24,07	24,65	26,27	19,38	11,02	14,65
66,18	65,59	63,78	62,30	62,15	62,83	63,98	60,63	60,20	59,14	64,92	72,05	69,72
47,05	35,40	53,13	40,93	26,44	55,06	24,43	29,88	31,63	30,10	43,36	50,77	46,32
29,97	64,12	38,83	40,44	37,94	30,51	49,09	57,96	53,87	47,07	45,06	40,19	42,07
—	—	—	18,63	35,62	14,43	26,48	12,16	14,50	22,83	11,59	9,04	11,61
22,98	0,48	8,04	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
90,20	86,82	76,42	95,38	81,84	82,69	86,75	84,62	83,32	77,97	85,20	79,12	89,37
28,61	12,02	3,32	15,81	4,34	11,45	2,86	7,98	12,36	9,80	13,37	15,16	12,66
2,17	2,66	3,39	2,77	3,70	1,53	2,87	1,52	3,26	1,58	2,70	0,58	0,89
+13,22	+12,05	+4,26	+0,09	-0,85	+2,00	+4,78	+2,48	-1,82	+4,09	+6,04	+16,42	+15,68
0,74	0,58	1,16	0,97	1,39	1,25	2,29	1,22	0,88	1,15	1,07	1,74	1,09
1,57	0,55	1,37	1,01	0,70	1,80	0,50	0,52	0,59	0,63	0,96	1,26	1,10
60,91	35,12	57,71	49,64	40,91	63,72	33,16	33,64	36,64	38,51	48,65	55,29	51,78
0,22	0,22	0,34	0,33	0,41	0,38	0,53	0,38	0,31	0,36	0,35	0,46	0,35
0,64	1,85	0,73	1,00	1,45	0,57	2,02	1,97	1,74	1,60	1,05	—	—
0,75	0,50	0,71	0,65	0,56	0,76	0,47	0,48	0,52	0,54	0,64	—	—

Дополнительные данные к химическим анализам кварцевых и кварц-биотитовых диоритов 3-й интрузивной фазы

Номер анализа	Авторский номер образца	Порода	Количественно-минералогический состав породы, об. %	Автор	Аналитик, лаборатория	Место взятия образца*
221	478	Кварцевый диорит	—	Касьянов А. В.	—	Левый борт долины р. Безымянной
222	6201	Кварц-биотитовый диорит	—	Леснов Ф. П.	Комарова, ИГиГ	Профиль 0106, пикет 48,5
223	6608	То же	—	Леснов Ф. П.	—	Профиль 0107,5, пикет 28
224	452	Кварцевый диорит эпидотизированный	—	Касьянов А. В.	—	Водораздел р. Безымянной и руч. Левого
225	543	Кварцевый диорит	—	—	—	Правый борт долины р. Безымянной
226	439	Кварцевый диорит актинолитизированный	—	—	—	То же
227	К-301-1	Кварцевый диорит	—	Леснов Ф. П.	Комарова, ИГиГ	Канавы 301, профиль 0106, пикет 54
228	К-301	Кварц-биотитовый диорит	Роговая обманка 21,0. Плагиоклаз 47,0. Биотит 9,0. Кварц 18,0. Магнетит 4,0. Апатит 1,0.	—	—	То же
229	524	Кварцевый диорит	—	Касьянов А. В.	—	Русло р. Нюсидек
230	481	То же	—	—	—	Водораздел р. Безымянной и руч. Левого
231	527	—	—	—	—	Русло р. Нюсидек
232	540	Кварц-биотитовый диорит	—	—	—	Правый борт долины р. Безымянной
233	896	Кварцевый диорит	—	—	—	Водораздел рек Огиендо — Безымянная
234	535	То же	—	—	—	Правый борт долины р. Безымянной
235	6048	Кварц-биотитовый диорит	Роговая обманка 19,0. Плагиоклаз 58,0. Биотит 10,3. Кварц 10,3. Магнетит 1,0. Апатит 1,4. Сульфид 0,2.	Леснов Ф. П.	Крейденко, БГУ	Профиль 088, пикет 048.
236	545	Кварцевый диорит	—	Касьянов А. В.	—	Правый борт долины р. Безымянной
237	6606	Кварцевый диорит	—	Леснов Ф. П.	Комарова, ИГиГ	Профиль 0107,3, пикет 38
238	652	То же	—	Касьянов А. В.	—	Водораздел рек Огиендо — Безымянная
239	6043	—	—	Леснов Ф. П.	Крейденко, БГУ	Профиль 088, пикет 50
240		Средний состав кварцевых и кварц-биотитовых диоритов Чайского плутона по 19 анализам.				
241		Средний состав кварцевых диоритов лысогорского комплекса по 3 анализам (Волохов, 1965)				
242		Средний состав кварцевых диоритов Уральской габбро-пироксенит-дунитовой формации по 5 анализам (Воробьева и др., 1962).				

* Все образцы взяты в пределах Северного массива.

Химический состав жильных пород (вес. %)

Номер анализа	243	244	245	246	247	248	249	250	251	252	253	254	255
Авторский номер образца	С-10	Л-166	1573	654	647	1861	795	3148	3930	5689	534	668	454
SiO ₂	48,10	50,35	52,88	50,14	50,20	52,74	49,54	45,54	45,59	41,73	75,36	75,40	75,36
TiO ₂	0,27	0,43	0,70	2,98	3,18	1,60	3,18	1,25	1,46	1,41	н/обн	0,27	н/обн
Al ₂ O ₃	2,55	4,45	5,97	19,08	14,23	12,61	16,43	14,10	14,90	12,10	14,58	14,59	14,59
Fe ₂ O ₃	3,40	2,54	3,05	2,98	3,23	4,76	5,16	3,32	3,71	3,06	н/обн	0,94	1,36
FeO	11,47	7,55	6,62	4,49	8,26	6,34	5,80	7,93	7,42	8,42	н/обн	0,58	0,22
MnO	0,22	0,12	0,15	0,11	0,17	0,012	0,18	0,18	0,19	0,22	0,01	0,05	0,03
MgO	22,13	24,69	20,05	4,42	6,95	13,26	6,26	8,80	11,30	16,82	1,12	0,98	1,56
CaO	1,90	7,28	8,37	8,93	9,21	6,98	8,37	11,84	9,67	10,65	0,28	1,62	0,28
Na ₂ O	0,25	0,54	н/д	4,05	2,36	1,89	3,04	2,16	3,00	1,80	2,76	3,44	2,63
K ₂ O	0,10	0,06	н/д	1,32	0,86	1,04	0,86	0,18	0,50	н/обн	4,20	0,55	2,54
P ₂ O ₅	0,07	0,082	0,03	0,23	0,26	0,12	0,28	0,15	0,13	0,20	0,23	0,06	0,17
H ₂ O ⁺	0,10	0,12	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	0,28	0,30	0,32	0,09	0,12	н/д
П. п. п.	2,00	1,65	0,64	0,97	2,00	1,62	1,78	3,78	1,84	3,44	0,38	0,59	0,45
Сумма	92,64	99,87	98,46	99,70	101,00	102,97	100,88	99,51	100,01	100,17	99,01	99,19	99,19
SO ₃ общ	6,99	н/д	0,65	0,20	1,40	1,25	0,40	0,41	н/д	н/д	0,12	0,35	н/д
SO ₃ сульф	н/д	1,52	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	0,35	н/д
Ni	0,73	0,160	0,040	0,003	0,005	0,040	0,005	0,130	0,014	0,057	н/д	0,01	н/д
Co	0,025	0,0124	0,010	0,003	0,003	0,003	0,008	0,014	0,005	0,009	н/д	н/д	н/д
Cu	0,30	0,500	0,018	0,007	0,007	0,009	0,006	сл.	0,040	н/д	0,011	0,009	0,008
Cr	н/д	0,334	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д
V	н/д	н/обн	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д

Петрохимическая характеристика жильных пород

Номер анализа	243	244	245	246	247	248	249	250	251	252	253	254	255
Авторский номер образца	С-10	Л-166	1573	654	647	1861	795	3148	3930	5689	534	668	454
<i>a</i>	0,64	1,07	0	11,33	6,32	5,25	8,12	5,14	6,79	3,54	11,40	7,86	8,70
<i>c</i>	1,24	1,97	3,51	7,70	6,18	5,19	7,19	7,10	5,84	5,46	0,32	1,85	0,31
<i>v</i>	47,53	48,56	43,18	18,72	26,89	32,80	24,37	33,69	38,26	47,60	8,04	9,65	12,33
<i>s</i>	50,19	48,40	53,31	62,25	60,61	56,76	60,32	54,07	49,12	43,40	80,24	80,64	78,66
<i>f'</i>	26,71	16,36	18,37	38,61	39,23	28,50	42,31	32,01	40,50	33,78	0,11	13,63	10,43
<i>m'</i>	71,47	72,35	69,04	41,79	42,90	63,35	44,45	45,27	48,29	53,39	22,09	16,16	19,67
<i>c'</i>	1,82	11,29	12,59	19,60	17,87	8,15	13,24	22,72	13,21	12,83	—	—	—
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	77,80	70,21	69,90
<i>n</i>	79,16	93,19	99,69	82,34	80,66	73,41	84,30	94,80	90,11	100,0	49,96	90,48	61,14
φ	5,55	3,76	5,30	14,23	10,07	11,49	18,50	8,62	23,02	18,40	0	7,81	8,66
<i>t</i>	0,42	0,64	0,99	4,28	4,39	2,23	4,60	2,02	2,35	2,48	0	0,27	0
<i>Q</i>	-2,13	-7,30	+3,10	-5,85	+2,39	-2,18	-2,77	-9,22	-21,18	-25,73	+37,37	+43,71	+39,60
<i>a/c</i>	0,51	0,54	0	1,47	1,02	1,01	1,13	0,72	1,16	0,65	35,69	4,25	27,79
<i>f'/m'</i>	0,37	0,23	0,27	0,92	0,91	0,45	0,95	0,71	0,87	0,63	0	0,85	0,53
<i>F</i>	26,90	18,26	20,75	47,64	47,39	31,00	48,34	41,02	46,38	38,47	0	44,94	34,18
α	0,20	0,21	0	0,42	0,34	0,34	0,36	0,27	0,37	0,24	0,62	0,43	0,48

Дополнительные данные к химическим анализам жильных пород

Номер анализа	Авторский номер образца	Порода	Автор	Аналитик, лаборатория	Место взятия образца
243	С-10	Оруденелый вебстерит	ЧГРП	Коннова, БГУ	Скв. 7, гл. 167 м.
244	Л-166	Вебстерит*	Леснов Ф.П.	Комарова, ИГиГ	Профиль 07, пикет 84, канава 121. Дайка, секущая перидотиты
245	1573	Пироксенит	Касьянов А. В.	—	Скв. 15, гл. 110,5 м.
246	654	Амфиболитизированный габбро-пегматит	„	—	Северный массив
247	647	Норит	„	—	„
248	1861	Оливиновый габбро-норит	„	—	Скв. 46, гл. 320, 6 м
249	795	Лампрофир	„	—	Северный массив. Левый водораздел руч. Двухозерного
250	3148	„	ЧГРП	—	Скв. 9, гл. 162 м
251	3930	„	ЧГРП	—	Скв. 20, гл. 385 м
252	5689	„	ЧГРП	Калинина, СБЭ	Скв. 21, гл. 61 м
253	534	Аплит	Касьянов А. В.	—	Северный массив, правый борт долины р. Безымянной
254	668	„	„	—	Северный массив. Водораздел рек Огиендо—Безымянная
255	454	„	„	—	Северный массив. Правый борт долины руч. Левого в его устье

* Порода состоит из оливина (2,3%), клинопироксена (34,7%), ортопироксена (58,1%), плагиоклаза (1,8%) и рудного минерала (3,1%).

Химический состав вмещающих

Номер анализа	256	257	258	259	260	261	262	263	264	265	266	267	268
авторский номер образца	6498	6500	6200	638	842	544	546	843	792	232	5107-1	6601-2	K-301-5
SiO ₂	65,32	63,00	60,54	49,40	55,16	54,00	48,84	60,38	48,20	59,90	65,70	63,46	58,00
TiO ₂	0,81	0,93	1,50	3,05	0,98	1,61	1,53	1,08	4,00	1,10	1,01	1,12	1,03
Al ₂ O ₃	15,64	15,17	15,05	15,30	19,89	19,61	9,95	17,90	12,16	16,58	13,91	12,84	16,82
Fe ₂ O ₃	1,72	2,47	2,70	2,35	2,05	6,37	2,24	3,65	6,92	2,37	2,60	3,42	2,70
FeO	3,97	5,59	6,17	7,27	4,64	4,35	8,77	3,19	7,10	4,35	3,53	4,42	6,47
MnO	0,09	0,09	0,12	0,19	0,15	0,18	0,01	0,10	0,18	0,20	0,10	0,10	0,12
MgO	1,71	2,41	3,16	7,24	4,71	2,60	15,13	4,05	6,15	4,56	2,62	3,44	3,34
CaO	3,51	3,63	3,56	9,21	8,93	7,06	6,14	5,47	10,04	6,77	3,92	4,84	3,83
Na ₂ O	4,31	3,44	2,87	3,20	1,70	2,86	1,53	2,75	2,70	2,23	3,22	2,86	3,59
K ₂ O	1,33	1,45	1,57	1,34	1,00	0,11	0,80	0,44	0,84	1,45	1,89	1,73	2,64
P ₂ O ₅	0,08	0,15	0,215	0,23	0,11	0,05	0,02	0,04	0,25	0,34	0,13	0,21	0,215
H ₂ O ⁺	0,21	0,26	0,36	н/д	0,23	0,14	н/д	0,19	н/д	н/д	н/обн	н/обн	0,18
П. п. п.	1,18	1,00	2,38	1,14	0,77	1,43	3,02	0,97	1,38	0,77	1,11	1,00	1,25
С у м м а	99,88	99,59	100,18	99,92	100,32	100,37	97,98	100,21	99,92	100,62	99,74	99,44	100,19
SO ₃ общ.	н/обн	0,47	0,014	0,65	0,42	0,75	0,22	0,67	1,45	н/д	0,16	0,06	0,034
SO ₃ сульф.	н/д	н/д	н/д	н/д	0,42	0,75	н/д	0,67	н/д	н/обн	н/д	н/д	н/д
Σ FeO	5,52	7,81	8,60	9,38	6,48	10,08	10,79	6,47	13,33	4,48	5,87	5,70	8,90
Ni	0,014	н/обн	н/обн	н/д	0,022	0,010	0,044	0,007	0,005	0,004	н/д	н/д	сд
Co	0,0033	0,0063	0,005	0,003	0,003	0,003	0,012	0,004	0,004	0,003	н/д	н/д	0,00475
Cu	н/обн	н/обн	0,002	0,007	0,003	н/обн	0,036	0,004	0,004	0,008	н/д	н/д	н/обн.
Cr	н/обн	н/обн	н/обн	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/обн	н/обн
V	0,006	0,006	0,017	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	0,006

пород (вес, %)

269	270	271	272	273	274	275	276	277	278	279	280	281	282
К-301-6	6601-1	6601	С-43	С-48	1834	679	666	6/49	274	8/46	С-54	С-52	868
62,22	65,40	59,07	49,86	48,32	3,69	51,36	54,46	48,62	54,24	55,76	49,10	48,02	64,32
1,03	0,90	1,55	1,34	0,36	0,53	2,20	1,08	1,88	3,33	1,21	3,40	4,64	1,07
15,91	14,77	16,48	9,88	16,56	17,24	17,90	17,24	17,79	15,58	18,66	14,68	17,37	15,58
2,10	2,45	2,32	4,04	2,39	6,33	3,64	2,20	3,25	2,59	3,00	2,09	2,49	3,98
5,73	5,15	7,64	12,55	3,79	5,11	6,09	5,80	6,45	4,86	5,95	9,19	8,76	2,90
0,09	0,09	0,14	0,32	0,06	0,07	0,24	0,24	0,27	сл	0,17	0,17	0,13	0,24
2,50	1,07	2,83	13,73	15,12	6,30	6,69	8,07	6,26	7,27	3,62	7,13	7,02	3,37
3,79	5,44	4,00	3,53	9,59	8,65	8,18	7,89	11,28	7,53	10,04	8,64	8,23	4,79
2,70	2,76	3,32	0,98	1,80	2,16	0,94	0,77	0,77	3,21	3,20	3,70	0,99	1,32
1,81	1,42	0,96	0,50	н/обн	0,86	0,38	0,13	0,16	0,92	0,27	0,60	0,10	0,40
0,156	0,16	0,174	0,09	0,09	0,05	0,25	0,06	0,21	0,35	0,02	0,14	0,07	0,19
0,31	0,30	0,16	0,20	0,13	н/д	0,09	0,17	0,20	н/д	0,88	0,05	0,03	0,16
1,62	0,24	1,77	2,42	1,81	5,99	0,40	1,64	1,60	0,72	0,69	1,72	1,65	0,86
99,97	100,15	100,41	99,44	100,02	96,98	98,36	99,75	98,74	100,60	100,63	100,61	99,50	99,18
0,034	0,017	0,014	0,38	н/д	16,56	0,80	0,20	0,75	0,20	1,20	0,21	н/обн	0,40
н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	0,80	0,20	0,75	н/д	1,20	н/д	н/обн	0,40
7,62	7,35	9,73	16,19	5,94	10,81	9,37	7,78	9,37	7,19	8,65	11,07	11,00	6,48
сл	н/обн	0,019	0,029	0,122	0,240	0,014	0,012	0,010	0,002	н/д	0,007	0,015	н/д
0,006	0,005	0,0068	0,009	0,007	0,030	0,002	0,002	0,003	0,003	0,004	0,006	0,005	0,003
0,002	0,002	0,003	0,030	0,020	0,110	0,010	0,012	0,010	0,003	0,007	н/обн	н/обн	0,022
н/обн	н/обн	н/обн	0,080	0,050	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/обн	н/обн	н/д
0,017	0,011	0,011	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д

Дополнительные данные к химическим анализам вмещающих пород

Номер анализа	Авторский номер образца	Порода	Минеральный состав	Автор	Аналитик, лаборатория	Место взятия образца
256	6498	Роговик	Биотит, плагиоклаз, кварц	Леснов Ф. П.	Комарова, ИГиГ	Северный массив. Профиль 0102, пикет 24
257	6500	„	Гранат, биотит, кварц, плагиоклаз	„	„	Северный массив. Профиль 0102, пикет 40
258	6200	Гнейс	Плагиоклаз, кварц, хлорит, карбонат	„	„	Северный массив. Профиль 0106, пикет 55,9
259	638	Роговик	Плагиоклаз, ортопироксен	Касьянов А. В.	—	Северный массив. Водораздел рек Огиендо и Безымянной
260	842	Гнейс биотитовый	Биотит, кварц, плагиоклаз	„	—	„
261	544	Роговик	Биотит, плагиоклаз, кварц	„	—	Северный массив. Правый борт долины р. Безымянной
262	546	Гнейс оруденелый	—	„	—	„
263	843	Роговик	Биотит, пироксен, плагиоклаз	„	—	Северный массив. Водораздел рек Огиендо и Безымянной
264	792	Сланец карбонатный	—	„	—	Северный массив. Северо-западный склон г. Черные ворота
265	232	Гнейс роговообманковый	Роговая обманка, плагиоклаз, кварц, биотит	„	—	Северный массив. Левый борт долины р. Нюсидек
266	5107-1	Гнейс биотитовый	Биотит, плагиоклаз, кварц	Леснов Ф. П.	Крейденко, БГУ	Северный массив. Профиль 083,2, пикет 62
267	6601-2	Гнейс биотитовый	Биотит, плагиоклаз, кварц	„	„	Северный массив. Профиль 0106, пикет 049

268	К-301-5	„ „	Биотит, плагиоклаз, кварц	„	Комарова, ИГПГ	Северный массив. Кан,а ва 301, профиль 0106-- пикет 54
269	К-301-6	Гнейс роговообман- ково-биотитовый*	—	„	„	„
270	6601-1	Гнейс биотитовый	—	„	„	Северный массив. Про- филь 0106,25 пикет 49,8
271	6601	Гнейс роговообман- ково-биотитовый	—	„	„	„
272	С-43	Роговик пироксен- плагиоклазовый	—	ЧГРП	Коннова, БГУ	Скв. 50, гл. 64,5м Скв. 41, гл. 99м.
273	С-48	Роговик пироксен- плагиоклазовый	—	„	„	Скв. 46, гл. 74м
274	1834	Амфиболит орудене- лый	—	Касьянов А. В.	—	Северный массив. Водо- раздел рек Огнендо— Безымянная
275	678	Амфиболит	—	„	—	„
276	666	„	—	„	—	„
277	649	„	—	„	—	Северный массив
278	274	„	—	„	—	Северный массив. Водо- раздел рек Огнендо— Безымянная
279	846	„	—	„	—	„
280	С-54	Сланец амфиболовый	—	ЧГРП	Коннова, БГУ	Скв. 34, гл. 307 м
281	С-52	„	—	„	„	Скв. 34, гл. 319 м
282	868	„	—	Касьянов А. В.	„	„

* Порода состоит из роговой обманки (4%), биотита (27%), актинолита (1%), плагиоклаза (42%), кварца (22%) и магнетита (4%).

О Г Л А В Л Е Н И Е

Введение	3
Глава I. Очерк истории геологических исследований	5
Глава II. Северо-Байкальская габбро-пироксент-дунитовая формация и ее положение в Байкало-Муйском базит-гипербазитовом поясе	10
Строение Байкало-Муйского базит-гипербазитового пояса	10
Геологическое строение северной части Байкало-Витимской складчатой области	14
Геологическое строение северо-западной окраины Байкало-Витимской складчатой области	16
Основные черты строения и состава Северо-Байкальского габбро-пироксент-дунитовой формации	19
Глава III. Чайский габбро-перидотит-дунитовый плутон	23
Геологическое строение плутона	23
К вопросу об абсолютном возрасте пород плутона	39
Петрография плутона	43
Дуниты	46
Перидотиты	50
Габброиды	73
Пироксениты	91
Жильные породы	93
Породы, вмещающие плутон, и продукты их контактового метаморфизма	98
О рудоносности плутона	107
Петрохимия плутона	121
Некоторые вопросы петрохимии контактовых процессов в плутоне	137
Геохимия плутона	140
Глава IV. Генезис Чайского габбро-перидотит-дунитового плутона	160
Заключение	170
Литература	172
Приложение. Химические анализы горных пород Чайского плутона (табл. 1—35)	179

Феликс Петрович Леснов

**ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ
ЧАЙСКОГО ГАББРО-ПЕРИДОТИТ-ДУНИТОВОГО
НИКЕЛЕНОСНОГО ПЛУТОНА
(СЕВЕРНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)**

Ответственный редактор
Георгий Владимирович Пинус

Редактор **Н. Г. Рязанова**. Художественный редактор **В. И. Шумаков**.
Технический редактор **Т. К. Овчинникова**. Корректоры **Т. Моисеенко, Н. Тясто**

Сдано в набор 19 февраля 1971 г. Подписано к печати 28 декабря 1971 г. МН03643. Формат бумаги 70×108¹/₁₆. 14,25 печ. л.=19,9 усл. печ. л.+1 вкл. 19,8 уч.-изд. л. Тираж 700 экз. Заказ 10. Цена 1 р. 68 к.

Издательство «Наука» Сибирское отделение. Новосибирск-99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука», Новосибирск-77, Станиславского, 25.

ЗАМЕЧЕННЫЕ ОПЕЧАТКИ

Страница	Напечатано	Следует читать
125 70, рис. 28	На рис. 55 Al ₂ O и SO Вверху справа —	Al ₂ O ₃ и SO ₃ Внизу слева —