

С.А.ГУРУЛЕВ

**УСЛОВИЯ
ФОРМИРОВАНИЯ
ОСНОВНЫХ
РАССЛОЕННЫХ
ИНТРУЗИЙ**



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

Институт земной коры

С.А.ГУРУЛЕВ

4162

**УСЛОВИЯ
ФОРМИРОВАНИЯ
ОСНОВНЫХ
РАССЛОЕННЫХ
ИНТРУЗИЙ**



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"

Москва 1983



Гурулев С.А. Условия формирования основных расслоенных интрузий. М.: Наука, 1983.

Предложена новая схема формирования расслоенных массивов, учитывающая взаимодействие магмы с толщами боковых пород. В этой схеме главенствующая роль отводится процессам магмометасоматоза (расплавного замещения). Рассмотрены явления, сопровождающие магматическое замещение: дифференциация магмы, ее кристаллизация, отделение постмагматических растворов. Уделено внимание доказательству экспериментального воспроизведения магмометасоматоза.

Табл. 55, ил. 48, библи. 418 назв.

Ответственный редактор

О.М. ГЛАЗУНОВ

Станислав Андреевич Гурулев

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОСНОВНЫХ РАССЛОЕННЫХ ИНТРУЗИЙ

Утверждено к печати Институтом земной коры СО АН СССР

Редактор издательства А.А. Фролова. Художник И.А. Слюсарев
Художественный редактор М.В. Версоцкая. Технический редактор Н.М. Петракова
Корректор В.Н. Пчелкина

ИБ № 27151

Подписано к печати 14.02.83. Т — 04544, Формат 60х90 1/16. Бумага офсетная № 1
Печать офсетная. Усл.печ.л. 15,5 + 0,2 вкл. Усл.кр.-отт. 16,0. Уч.-изд.л. 18,9
Тираж 700 экз. Тип.зак. 11. Цена 2 р. 90 к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва, В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

ВВЕДЕНИЕ

Характерной чертой расслоенных интрузий является чередование слоев и пластов магматических пород, т.е. магматическая расслоенность. Расслоенные интрузии привлекают к себе пристальное внимание исследователей как в силу "диковинности" магматической расслоенности, над разгадкой происхождения которой вот уже несколько столетий бьется человеческая мысль, так и в силу приуроченности к ним промышленных месторождений никеля, кобальта, меди, хрома, селена, теллура, титана, ванадия, благородных металлов и в перспективе, возможно, алюминия. Раскрытие закономерностей размещения месторождений в расслоенных интрузиях возможно только на основе понимания условий их формирования.

Магматическая расслоенность проявляется в изверженных породах, варьирующих по составу в широком диапазоне — от ультраосновных до гранитоидных и щелочных. Но наиболее часто она выражена в основных породах, в силу чего к расслоенным интрузиям обычно относят изверженные комплексы основного состава: габбро-перидотитовые, габброидные, габбро-анортозитовые, габбро-сиенитовые. При широком петрографическом разнообразии интрузий проблема петрогенезиса расслоенных пород осложняется необходимостью выяснения происхождения самой расслоенности:

Расслоенным интрузиям посвящена крупная сводная работа Л. Уэйджера и Г. Брауна (1970). В ней расслоенные породы рассматриваются в качестве кумулятов, образовавшихся в результате осаждения кристаллов из магмы. Основным доказательством кумулятивности пород выступает факт одновременной кристаллизации минералов, характерный, кстати говоря, не только для расслоенных пород, но и для всех магматических пород вообще. По мнению авторов работы, магматическую камеру можно уподобить тиглю, в котором под влиянием сил гравитационного поля происходит аккумуляция кристаллизующихся минералов.

В сводной работе Е.В. Шаркова (1980) расслоенные интрузии, их минералогия, петрография, расслоенные серии рассматриваются как кристаллизаты, подобные таковым в искусственных или синтетических расплавах.

В этих интересных и важных работах обращает на себя внимание строгая подчиненность фактического материала главной идее работ. В тех случаях, когда материал не укладывается в рамки идеи, допускается иное толкование генезиса интрузий. Например, в Рамском интрузиве (Шотландия) не проявлена скрытая расслоенность по плагиоклазу. Это обстоятельство, явно противоречащее идее фракционирования магмы, объ-

яснено Л. Уэйджером и Г. Брауном (1970) возможностью повторного внедрения магмы, хотя ни петрографических, ни геологических доказательств такой возможности, по существу, нет. В обеих обобщающих работах мало уделено внимания особенностям геологического строения интрузий, их естественным соотношениям с толщами вмещающих пород. Эти соотношения выражены в развитии зон контактово-измененных пород, в структурно-пространственном распространении ксенолитов — останков вмещающих пород, во влиянии вмещающих пород на особенности минералогии, петрографии и геохимии расслоенных пород. Вообще, на наш взгляд, особенности геологического строения расслоенных массивов несут большую информативную нагрузку и нередко имеют важное петрогенетическое значение. В связи с этим нельзя не присоединиться к мнению Р. Раста (1972), высказанному при обсуждении механизма внедрения интрузий, об ошибочности утверждений о том, что в описательной геологии нам все известно и что преимущественно надлежит заниматься петрогенетическими концепциями.

В основу данного исследования положен фактический материал, собранный автором при изучении расслоенных интрузий Байкальской горной области и дополненный литературными сведениями. При изучении расслоенных интрузий Северного Прибайкалья были обнаружены обильные ксенолиты, в той или иной степени преобразованные магмой и сохраняющие определенное структурное положение. Метасоматиты, слагающие ксенолиты, в петрографическом и петрохимическом отношении образуют метасоматические формации, в структурном плане — просвечивающие структуры, сохраняющие форму залегания пород, подвергавшихся магматическому преобразованию. Состав метасоматитов из ксенолитов определенно коррелирует с составом заключающих их магматических пород. Факты преобразования ксенолитов, проявление контактовых процессов свидетельствуют о взаимодействии магмы с боковыми породами. От направленности этого взаимодействия зависит петрохимический тип магматических пород. Этим же определяется разнообразие магматических расслоенных пород и комплексов, которое ранее объяснялось преимущественно явлениями фракционирования и кристаллизационно-гравитационной дифференциации магмы. В связи со всем вышеизложенным важное значение приобретает характеристика ксенолитов, их распределение в определенных типах расслоенных пород, а также характеристика признаков магматических пород, указывающих на взаимодействие магмы с боковыми породами.

В последние годы взаимодействие магмы с боковыми породами достаточно надежно обосновано исследованиями по геохимическому распределению в магматических и вмещающих породах изотопов серы. Однако подобные геохимические исследования явно не согласуются с петрологическими исследованиями, в которых магматические породы рассматриваются исключительно как продукты кристаллизации магм, внедренных в земную кору из более глубинных зон планеты и не претерпевших какой-либо контаминации. Этот диссонанс в значительной мере снимается, если только признать, что в составе магматических пород заключается какая-то доля вещества боковых пород. Последнее доказывается фактами сосуществования в магматических породах ксеногенных, ре-

диктовых минералов и минералов, образованных из расплава, а также фактами сосуществования двух различных генераций одного и того же породообразующего минерала, одна из которых — ксеногенная, другая — магматическая. О взаимодействии магмы с боковыми породами свидетельствуют также факты структурной зависимости магматической расчлененности от ксенолитов.

Таким образом, предлагаемая работа посвящена проблеме связи и взаимозависимости расчлененных интрузий с толщами боковых пород, в которые внедряется, взаимодействуя с ними, магма. Магма преобразует боковые породы и преобразуется сама, давая начало различным сосуществующим расплавам. Диалектику петрогенетической связи магмы и боковых пород удовлетворительно объясняет и учитывает только гипотеза магматического замещения, выдвинутая и первоначально обоснованная для гранитоидных магм Д.С. Коржинским (1952). Суть гипотезы заключается, как известно, в воздействии на боковые породы растворов (флюидов), отделяющихся от магмы и вызывающих в конечном итоге их плавление. Растворы трактуются как сквозьмагматические, ювенильные.

Анализ минералогии и петрографии метасоматитов, связанных с расчлененными интрузиями, показывает, что под воздействием растворов (флюидов) формируется лишь часть метасоматитов, преимущественно развитых в экзоконтактах, и что метасоматиты раннемагматической стадии, довольно широко представленные в интрузиях, образуются под воздействием на боковые породы внедряющегося расплава. В связи с этим мы полагаем, что гипотезу магматического замещения Д.С. Коржинского следует дополнить введением процесса расплавленного замещения, или магмометасоматоза. Магматическое замещение в этом случае необходимо трактовать как взаимодействие боковых пород с растворами (флюидами) и внедряющимся расплавом (магмой).

При исследовании расчлененных интрузий автору помогали советами, пожеланиями и консультациями многие исследователи, но особо неоценимая помощь исходила от О.А. Воробьевой, Д.С. Коржинского и Г.Л. Поспелова, постоянно поддерживавших интерес у автора к фактическому материалу, доказывающему магматическое замещение. С чувством благодарности автор вспоминает участников экскурсии (во главе с Д.С. Коржинским) на расчлененные массивы Северного Прибайкалья, особенно А.А. Маракушева, Д.С. Штейнберга, Л.И. Шабынина, Н.Н. Перцева, О.М. Глазунова, А.А. Ефимова, И.А. Зотова и др. Автор признателен также геологам объединения "Бурятгеология" Л.М. Бабурину, П.Ч. Шобогорову, Д.Ц. Цыренову, В.С. Калинину, Ю.П. Остапенко, Б.М. Зубареву за поддержку его исследований. В течение многих лет рядом с автором работали сотрудники и коллеги Бурятского геологического института (БГИ) СО АН СССР, способствовавшие сбору фактического материала и его обработке и обсуждению, — К.С. Самбуев, К.Ш. Шагжиев, М.Ф. Трунева, Л.А. Цой, Л.Н. Курилова, которым автор выражает свою признательность.

Монография выполнена в лаборатории геологии и магматизма древних платформ Института земной коры (ИЗК) СО АН СССР. Автор благодарит сотрудников лаборатории, способствовавших завершению монографии: Б.М. Владимирову, Л.В. Соловьеву, В.Г. Семенову, В.Г. Бирюкову. Особо благодарен автор О.М. Глазунову, взявшему на себя труд по редактированию рукописи.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ РАЗНООБРАЗИЕ
РАССЛОЕННЫХ ИНТРУЗИЙ

Петрографическое разнообразие расслоенных интрузий отмечалось многими исследователями. Оно выражено как в изменчивости породных комплексов и групп в пределах одного интрузива, так и в существенных различиях в составе пород смежных и разновозрастных интрузивов. Петрографическое разнообразие интрузивов, выявленное на основании массовых петрохимических пересчетов, привело, например, И.И. Абрамовича и И.Г. Клушина (1974) к необходимости выделения, применительно к магматизму складчатых областей Сибири, фациальной, латеральной и эволюционной изменчивости магматических пород.

Разнообразие расслоенных разновозрастных интрузивов можно иллюстрировать данными сравнительного анализа как петрографических породных ассоциаций, так и их петрохимических особенностей. Такой краткий анализ мы проведем по расслоенным интрузиям Байкальской горной области, а также по интрузиям других регионов нашей страны (по литературным данным).

В Северном Прибайкалье расслоенные интрузии, входящие в состав довыренского интрузивного комплекса, отличаются значительным петрографическим и петрохимическим разнообразием. Они размещены в разновозрастных отложениях — от нижнего протерозоя до рифея включительно. Возраст их определяется в $730-780 \pm 30$ млн. лет по калий-аргоновому методу (Герлинг и др., 1962; Мануйлова и др., 1964; Гурулев, 1965).

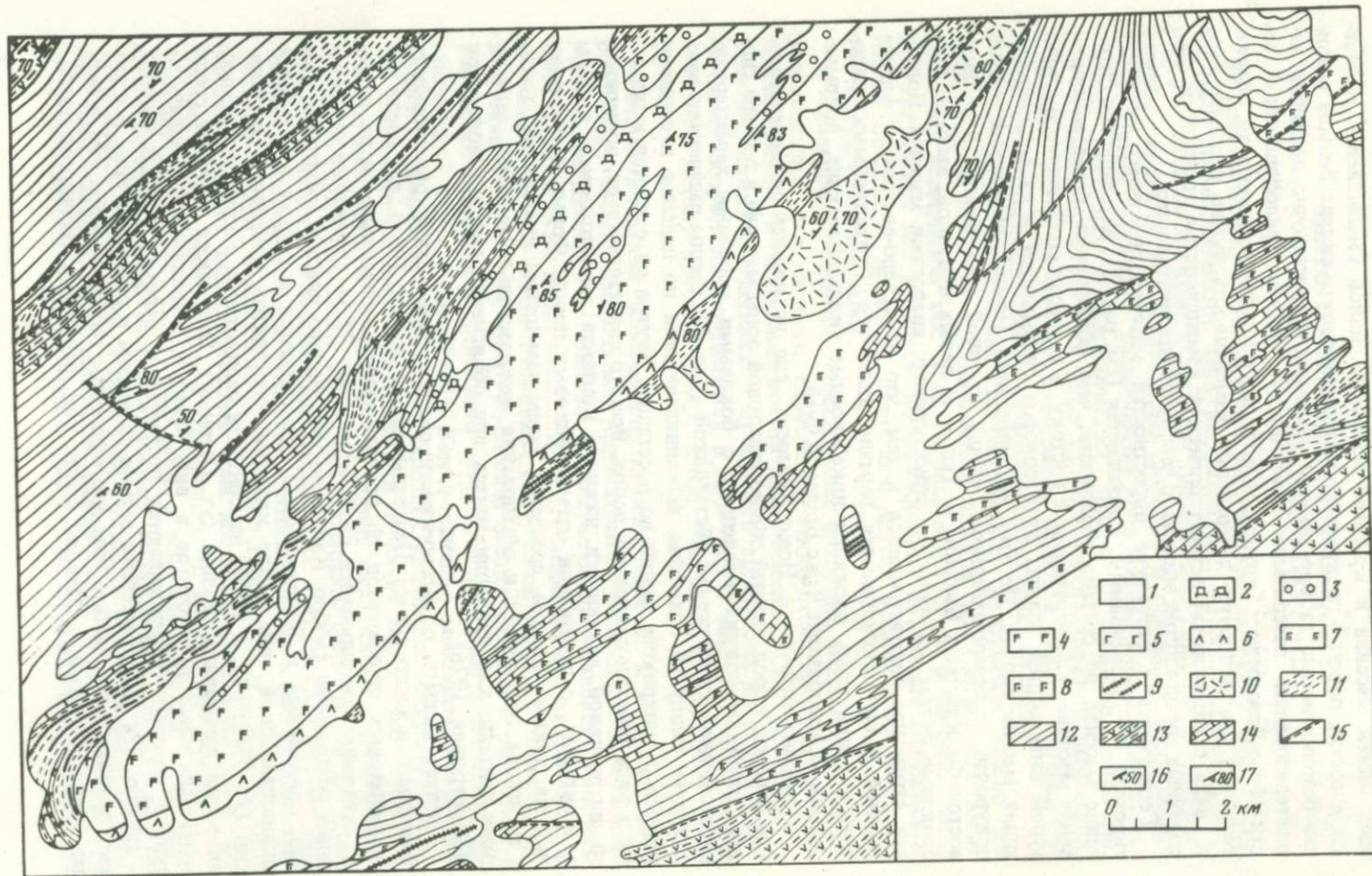
Иоко-Довыренский габбро-перидотитовый массив, к геологии которого автор будет возвращаться неоднократно, расположен в верховьях р. Тыи, впадающей в оз. Байкал. По форме он представляет собою лакколлит длиной 26 км и шириной до 3,5 км, находящийся во вторичном (как и вмещающая его толща отложений олокитской серии) крутонаклонном залегании (рис. 1). На северо-восточном фланге массива с размывом и корой выветривания в основании лежат конгломераты и песчаники холдинской свиты (эокембрий). Как в подошве лакколита, так и в его кровле установлены эруптивные, большей частью косо-секущие контакты. Лакколлит расчленен на нижнюю и верхнюю эндоконтактовые зоны и довольно мощную (около 3 км) толщу расслоенных магматических пород, которые мы будем ниже характеризовать более подробно. Здесь только отметим, что нижняя эндоконтактовая зона массива сложена преимущественно полевошпатовыми перидотитами, реже в ней развиты оливиновые габбро, шрисгеймиты, офитовые габбро. В центральной части массива нижняя эндоконтактовая зона постепенно переходит в габбро-перидотитовые силы, которые отделяются от массива пластинами вмещающих пород (рис. 2). Именно здесь, в центральной части, силы большей частью сложены полевошпатовыми перидотитами, среди которых встречаются оливиновые и офитовые габбро. У подошвы силлов развиты зоны закалки, представленные диабазовыми порфиритами, мелко- и среднезернистыми оливиновыми габбро. По простиранию от централь-

ных частей массива к краевым мощность силлов уменьшается, меняется и состав пород — в краевых частях массива в силлах больше развиты безоливиновые габбро-диабазы. Нами ранее достаточно подробно характеризовалась латеральная изменчивость силлов приподошвенной части Йоко-Довырена (Гурулев, 1965), но не подчеркивалось то обстоятельство, что подобную латеральную изменчивость нужно рассматривать в связи с латеральной петрографической изменчивостью горизонтов расчлененных пород внутри массива, о чем будет говориться ниже.

Геологическая структура окрестностей массива по-новому интерпретирована А.Г. Крапивиним. Оказывается (см. рис. 1), юго-западное окончание массива не срезано разломами, чем объяснялось ранее выклинивание массива, а поворачивает к востоку, в согласии со складчатой структурой вмещающей толщи. Этот поворот сказывается и на сопровождающих массив силлах. По этой интерпретации, Йоко-Довыренский массив приурочен к северо-западному крылу крупной синклинали. В ее юго-восточном крыле, в бассейне р. Тыи и ее левых притоков, выходят габброидные силлы, являющиеся структурными аналогами массива. Подобная структура подтверждается и тем, что на северо-восточном фланге массива силлы продолжают гораздо далее его. Структурными аналогами массива здесь являются никеленосные силлы Давакана, вскрывающиеся на водоразделе Чаи с Большой Чуей.

В центральной части Йоко-Довырена, где установлен непосредственный переход пород нижней эндоконтактной зоны массива в породы силлов, взаимоотношения последних с боковыми породами характеризуются сложной структурной обстановкой (рис. 3). Силлы расчленяют вмещающую толщу на пластины, выклинивающиеся по падению и соединяющиеся с материком толщи по восстанию. Внутри их остаются ксенолиты в виде пластин сланцевых пород. Все это свидетельствует, во-первых, об интрузивной активности нижнего контакта магматической камеры и, во-вторых, о замещении магмой боковых пород. Форма интрузивного тела, таким образом, создается путем замещения вмещающих толщ, а не путем прогибания и образования межпластовых полостей, занимаемых магмой, как это принимается при объяснении генезиса лополитов (Петрография, 1976).

Следует сказать о расчлененности силлов. Ранее такая расчлененность отмечалась в силле по кл. Центральному (Гурулев, 1965), где среди полевошпатовых перидотитов по поверхностным обнажениям и по разрезу скважины фиксировался слой мощностью 37 м, сложенный оливинowymi офитовыми габбро. Как было установлено позднее, офитовые габбро, оливиновые и безоливиновые, фиксируются в силлах и в нижней эндоконтактной зоне возле крупных ксенолитов кварцевых песчаников (уч. Рыбачий), а также на контакте перидотитов с кварцевыми песчаниками вмещающей толщи (уч. Озерный). Они также залегают среди полевошпатовых перидотитов в виде блоков неправильной конфигурации, в которых обнаруживаются постепенные переходы одной породы в другую. Эти блоки местами весьма сближены и развиты кучно. Все это дает основание говорить о том, что офитовые габбро не образуют в силлах типичных слоев, а развиты в них как фация магматических пород,



образовавшихся в результате магматического замещения кварцевых песчаников вмещающей толщи.

Вместе с тем следует подчеркнуть, что в некоторых sillлах обнаруживается, хотя и слабое, изменение петрографического состава от подошвы к кровле. В sillле по кл. Пирротиновому после зоны закалки мощностью 0,2 м, сложенной диабазовыми порфиритами, наблюдаются крупнозернистые полевошпатовые перидотиты с вкрапленностью сульфидов. В направлении к кровле sillла происходит небольшое увеличение количества плагиоклаза, уменьшение зернистости и количества сульфидов.

Массив сложен преимущественно оливинсодержащими породами. Средний состав пород массива, без sillлов, близок к составу оливнинового габбро (табл. 1). Если взять вместе породы массива и sillлов, то средний их состав отличается несколько пониженной магниезиальностью и повышенным содержанием щелочей. Средний состав пород sillлов заметно кислее, у него понижена магниезиальность и повышена щелочность. Характерно, что породы sillлов отличаются от пород массива повышенной титанистостью. В интрузиях Давакана породы по среднему составу отличаются от пород как массива, так и sillлов Йоко-Довырена; по форме и размерам (пластообразные залежи мощностью 400–500 м) даваканские интрузии занимают промежуточное положение между sillлами и главным интрузивным телом Йоко-Довырена. Породы Давакана кислее пород массива, но не в такой степени, как породы его sillлов; они содержат больше глинозема, окиси кальция и щелочей, чем породы довыренских sillлов; в них заметно понижена магниезиальность.

Заметно отличаются от Йоко-Довырена интрузии, залегающие в образованиях нижнего протерозоя. Большой частью эти интрузии сложены безоливиновыми габброидами. Оливинсодержащие породы в них появляются только вокруг ксеногенных тел нижнепротерозойских гипербазитов. Эти тела распределены неравномерно даже в пределах одного интрузива. Так, в Чайском массиве они фиксируются в виде крупных блоков только в его юго-западном окончании, а также небольшими разобщенными телами вскрываются вдоль северо-западного контакта массива, большая же часть интрузивного тела лишена их. Еще меньше таких ксеногенных тел в Нюрундуканском массиве и совсем мало — в Холодинском. В Кабаньем массиве таких тел вообще не установлено, в нем из ультраосновных пород присутствуют лишь пироксениты, встречаю-

Рис. 1. Схема геологического строения южной части Йоко-Довыренского массива (по А.Г. Крапивину, упрощено)

1 — четвертичные отложения; довыренский интрузивный комплекс: 2 — дуниты, 3 — дуниты, плагиоклазсодержащие дуниты, оливиниты; 4 — троктолиты, оливниновые габбро и габбро-нориты, габбро, габбро-нориты, габбро-анортозиты, анортозиты; 5 — полевошпатовые перидотиты, оливниновые габбро-нориты нижней эндоконтактной зоны, переходящие в габбро-перидотитовые sillлы; 6 — офитовые габбро, нориты, кварцсодержащие габбро верхней эндоконтактной зоны; 7 — кварцсодержащие габбро; 8 — диабазы, диабазовые порфириты, габбро-диабазы; 9 — диабазы, габбро-диабазы маломощных sillлов; сыннырская свита: 10 — андезитовые порфириты, метадиабазы, диабазовые порфириты, лавобрекчии, туфолавы, туфы, эпидот-хлорит-актинолитовые, кварц-хлорит-эпидот-актинолитовые сланцы; ондокская свита: 11 — песчаники, кварциты, кварц-серцитовые сланцы; авкитская свита: 12 — филлиты, углистые, слюдисто-кварцевые, гранат-слюдисто-кварцевые сланцы; тыйская свита: 13 — амфиболиты, амфиболовые сланцы; 14 — карбонатные породы; 15 — разломы; 16 — элементы залегания слоистости; 17 — элементы залегания магматической расчлененности

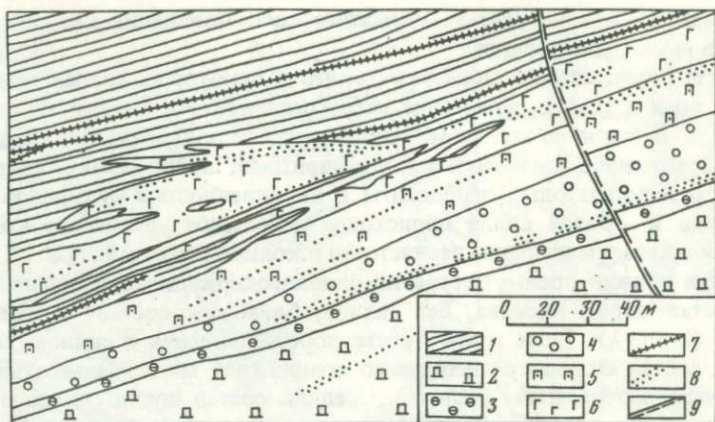


Рис. 2. Схема геологического строения Центрального участка Июко-Довыренского массива

1 — сланцы, песчаники, алевролиты; 2 — дуниты; 3 — оливиниты; 4 — пироксеновые оливиниты; 5 — перидотиты; 6 — габбро-перидотиты, полевошпатовые перидотиты; 7 — габбро-диабазы, диабазы; 8 — вкрапленное сульфидное оруденение; 9 — разлом

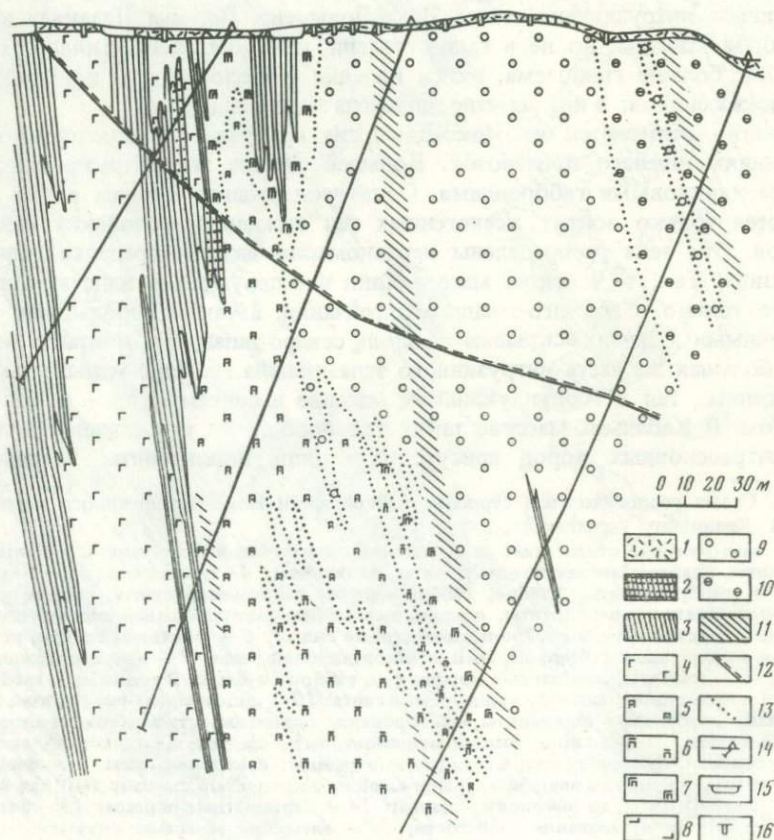


Таблица 1

Средние химические составы магматических пород расслоенных массивов

Оксид	Иоко-Довырен			Давакан	Чая		Гасан-Джикит	Кабаний	Чиней
	1 (230)	2 (27)	3 (256)	4 (11)	5 (44)	6 (136)	7 (25)	8 (25)	9 (193)
SiO ₂	43,49	47,11	44,54	46,01	49,15	48,90	45,91	48,70	50,00
TiO ₂	0,31	0,46	0,09	0,85	1,21	1,43	0,68	0,98	1,19
Al ₂ O ₃	10,10	10,76	10,64	12,44	13,23	14,22	14,11	16,16	19,30
Fe ₂ O ₃	2,77	2,25	—	3,36	2,65	3,89	3,38	4,03	4,09
FeO	7,51	7,89	10,05	8,57	7,80	5,89	5,58	5,38	8,85
MnO	0,16	0,16	0,14	0,38	0,18	0,15	0,13	0,17	0,11
MgO	22,54	18,75	26,57	13,43	13,02	10,58	15,16	9,01	2,80
CaO	7,31	6,32	7,35	7,99	8,16	7,87	8,47	10,11	9,27
Na ₂ O	0,72	0,87	0,54	1,48	1,97	2,16	2,04	2,50	3,75
K ₂ O	0,40	0,56	0,07	0,58	0,53	0,62	0,39	0,54	1,00
P ₂ O ₅	—	0,08	0,01	0,11	0,25	0,21	0,50	0,12	—
SO ₃	—	0,25	—	0,85	—	—	—	—	—

Примечание: 1 — среднее по породам силлов и массива, 2 — среднее по породам силлов, 3 — по данным Ю.В. Миронова и др. (1980), 5 — по данным С.А. Гурулева и К.С. Самбуева (1967), 6 — по данным Ф.П. Леснова (1972), 9 — по данным В.Т. Свириденко и Б.Е. Кудрявцева (1976). В скобках — число анализов.

щиеся очень редко; главную массу пород массива составляют рогово-обманковые габбро и безоливиновые габбро-нориты.

Неравномерное распределение в массивах оливинсодержащих пород сказывается на их средних составах. Породы Чайского массива отличаются от пород Иоко-Довырена (см. табл. 1) меньшей основностью, повышенными содержаниями глинозема, щелочей и титана. Существенны различия и между массивами, залегающими в сходной геологической обстановке, но в различных по составу толщах. Так, Гасан-Джикитский массив, залегающий в толще ортоамфиболитов с линзовидными телами гипербазитов, отличается большей основностью пород, нежели Чайский, залегающий в толще кристаллических сланцев нижнего протерозоя. К породам Чайского массива близок Кабаний массив, залегающий в толще кристаллических сланцев и гнейсо-гранитов нижнего протерозоя, однако породы его характеризуются повышенной глиноземистостью, кальциевостью и щелочностью.

Большое разнообразие в петрографическом и петрохимическом составе пород присуще и расслоенным интрузиям других регионов нашей страны.

Рис. 3. Разрез нижней эндоконтактной зоны Иоко-Довыренского массива (уч. Центральный)

1 — четвертичные отложения; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — габбро-диабазы, габбро; 5 — полевшпатовые перидотиты; 6 — перидотиты; 7 — оливиновые габбро-нориты, офитовые габбро; 8 — оливиновые габбро; 9 — пироксеновые оливиниты; 10 — аливиниты; 11 — зоны сульфидного медно-никелевого оруденения; 12 — разломы; 13 — границы фациальных переходов; 14 — буровые скважины; 15 — каналы; 16 — шурфы

В Олекмо-Витимской горной стране встречаются расслоенные массивы, по крайней мере, двух типов (Свешников, 1978). Во-первых, это габброидные массивы с заметным развитием в них гипербазитов. Они имеют черты сходства с интрузиями довыренского комплекса. Во-вторых, довольно широко развиты массивы, сложенные исключительно габброидами. Прототипом этих массивов признается Чинейский лополит. Последний от подошвы до кровли сложен роговообманковыми и роговообманково-пироксеновыми габбро, реже габбро-норитами (Лебедев, 1962б; Александров, Берикболов, 1978; Конников, 1979). Средний состав пород массива (см. табл. 1) характеризуется повышенной железистостью, глиноземистостью и титанистостью; в породах повышено количество щелочей, но заметно понижено содержание окиси магния. И это устанавливается как сравнением среднего состава пород со средними составами петротипов по Дэли (Свириденко, Кудрявцев, 1976), так и сравнением его с составами пород аналогичных расслоенных массивов региона.

В Восточном Забайкалье и Верхнем Приамурье встречаются массивы как дунит-троктолитовые, так и собственно базитовые; те и другие объединяются в одну формацию габбро-монцодиорит-диоритового состава (Балыкин и др., 1979). Для Киинского расслоенного интрузива рассчитаны петрохимические характеристики, по которым интрузив сравнивается с Канатикским диоритовым массивом из Восточного Саяна и Чинейским массивом. Сравнительный анализ петрохимических характеристик показывает, что только по средним составам с высокой достоверностью подтверждается сходство Киинского интрузива с Канатикским. По другим параметрам аналогии не подтверждаются, в том числе и с Чинейским массивом. Все три массива сходны по содержанию Al_2O_3 , CaO и Na_2O , т.е. полевошпатовой составляющей, в то время как по содержанию других компонентов они заметно различаются. По ряду компонентов — SiO_2 , Fe_2O_3 , MgO , K_2O — намечается сходство Киинского массива с Канатикским. А между тем сравниваемые массивы — Киинский, Канатикский и Чинейский — весьма близки по петрографическим сериям их слагающих пород и относятся к тому типу расслоенных массивов, которые не включают ультраосновных пород. Все это подводит исследователей к мысли о необходимости учета при подобных петрохимических сравнениях фактора контаминации магмы (Лесняк и др., 1980).

В Алтае-Саянской горной области расслоенные основные интрузии, входящие в состав нескольких интрузивных комплексов, различаются разрезами расслоенных пород: в одних интрузивах преобладают ультраосновные породы, в других — лейкократовые габбро и анортозиты, в третьих — диориты и кислые породы. Все это приводит исследователей к выводам о гомодромной и антидромной дифференциации магмы и о связи различий в стратиграфических разрезах расслоенных массивов с глубиной эрозионного среза (Немцович, 1974). В Кузнецком Алатау, одном из районов горной области, габброидные интрузивы выделены в габбро-монцодиоритовую формацию, в которой вычленяются ареалы массивов, отличающиеся петрографическим составом пород. В одном из ареалов массивы сложены монцодиоритами и диоритами, в другом — роговообманковыми габбро, пироксенитами, оливиновыми габбро, э-

секситами, диоритами. Подобные вариации в составе интрузивов классифицируются как "петрографические нюансы в рамках единой ассоциации пород" (Кривенко и др., 1979). В этом же регионе габброиды входят в сиенит-габбровую ассоциацию (Богнибов и др., 1978) и габбро-плагиогранитную формацию (Зубкус, 1975).

В Казахстане выявлен ряд расслоенных интрузивов, перспективных на медно-никелевое оруденение (Колотилов, Горяев, 1978). Интрузивы по внутренней структуре и петрографическим типам пород довольно разнообразны. Наряду с интрузивами, относящимися к перидотит-пироксенит-норитовому типу (например, Златогорский), здесь есть как существенно гипербазитовые (Озерный, Чебакколский и др.), так и существенно габброидные, без гипербазитов (Южный Максут и др.). Изученность расслоенных массивов Казахстана еще крайне низка.

На Кольском полуострове в Имандро-Варзугской зоне выделены расслоенные интрузии, аналогичные давно известному Мончегорскому интрузиву (Соколова, 1979). Интрузии по всем данным являются одно-возрастными и однотипными. Тем не менее по составу участвующих в расслоенных сериях пород, по их мощностям и взаимоположению в структуре интрузивов намечаются заметные отличительные особенности как внутри интрузивов, между их отдельными частями, о чем мы будем говорить ниже, так и между отдельными интрузивами. В массивах выявляются существенные различия как в мощностях выделяемых стратиграфических единиц расслоенных пород, так и в составе породных ассоциаций, слагающих эти единицы. Например, в массивах Монче-тундры ультрамафитовая зона достигает 1400 м мощности, на отдельных участках — 700—800 м. В то же время в массивах Федоровых-Панских тундр эта же зона имеет мощность 150—250 м. Изменяется и состав пород зоны. В Монче-тундре зона сложена гарцбургитами, бронзититами и плагиоклазовыми бронзититами. В массивах Федоровых-Панских тундр это преимущественно плагиоклазовые бронзититы и габбро-нориты. Так же изменчивы мощности и составы пород вышерасположенной зоны габбро-норитов. В массиве Монче-тундры эта зона, имеющая мощность от 600 до 1200 м, сложена мезо- и лейкократовыми норитами, в то время как в массивах Федоровых-Панских тундр ее мощность изменяется от 100 до 2000 м, а в составе пород намечается большое разнообразие, вплоть до появления магнетитсодержащих габбро. Подчеркивая отличительные черты массивов, В.Н. Соколова (1979) обращает внимание на важность того, что в различных массивах ультрамафитовая и вышележащая габбро-норитовая зоны имеют одинаковую тенденцию в изменении состава пород и мощностей.

В Северной Карелии расслоенные габбро-норитовые интрузии Кивакка, Ципринга и Луккулайсвара, относимые к одному комплексу, по характеру расслоенности и составу серий слоев существенно различаются, что выражено петрохимически в различном положении составов пород по железистости—кремнекислотности и объясняется глубиной дифференциацией магмы (Богачев, Лавров, 1971).

Разнообразие обнаруживается и в анортозитовых интрузиях. Так, в массивах анортозитов джугджурского комплекса неравномерно распределены ксенолиты кристаллических сланцев и ультраосновных пород,

что предопределяет петрографическую пестроту массивов, а также различия между их отдельными частями (Мошкин и др., 1967). Резко различаются между собой в целом и анортозитовые интрузии различных регионов. Так, анортозиты Кольского полуострова больше содержат меланократовых пород; это отличает их, например, от анортозитов Анабара и Прихотья. В Волго-Уральской и Алданской провинциях среди анортозитов преобладают ультралейкокатовые разности, в то время как для анортозитов Украины и Прибалтики более характерны габбро-норит-анортозиты и анортозиты (Богатиков, Биркис, 1974).

Столь же разнообразны по петрографическому и петрохимическому составу трапповые интрузии платформенных областей, что обуславливает выделение многочисленных интрузивных комплексов, несмотря на относительно простое геологическое строение этих областей. Нет необходимости освещать этот известный вопрос, поэтому ограничимся двумя примерами. На Сибирской платформе даже сближенные трапповые силлы весьма заметно отличаются по составу. Г.Д. Феоктистов (1978, с. 76–77) дает подробную характеристику разрезов Падунского и Толстомысовского силлов, относимых ко второй фазе внедрения ангаро-тасеевского интрузивного комплекса. По разрезам силлов закономерно изменяется содержание лишь двух компонентов: SiO_2 и MgO , для первого оно вверх по разрезу возрастает, для второго — снижается. Остальные компоненты — Al_2O_3 , сумма железа, CaO , Na_2O , K_2O — изменяются по разрезам незакономерно. Содержание Na_2O в низу разреза Толстомысовского силла низко, но кверху оно постепенно увеличивается. В Падунском силле в низах разреза количество Na_2O в несколько раз выше, чем в Толстомысовском, и оно не изменяется по всему разрезу; в верхах силла Na_2O в несколько раз меньше, чем в Толстомысовском силле. Заметны различия в составе также между силлами разных фаз внедрения. Например, в Усольском силле, относимом к третьей фазе, очень низко по сравнению с Падунским и Толстомысовским силлами содержание Al_2O_3 , что петрографически выражено в более высоком содержании в породах этого силла биотита, роговой обманки и пренита. Несмотря на столь заметные вариации петрографического и петрохимического состава силлов, Г.Д. Феоктистов делает вывод о том, что траппы разных фаз внедрения "почти не отличаются" по химическому составу (с. 142), а также вывод о дифференциации трапповых интрузий по Скаергаардской схеме (с. 16).

На Восточно-Европейской платформе, например в районе КМА, в трапповой формации, в ее интрузивных фациях, выделяются три структурно-вещественных типа интрузивов, проявление которых происходит, как полагают, "вследствие неодинаковых условий становления" (Чернышов и др., 1977). К одному из типов относится интрузивы, сложенные микро-долеритами, оливиновыми долеритами, габбро-долеритами, долерит-пегматитами (составляющими ритмично-расслоенную серию), габбро-долеритами и долерит-пегматитами (такситовая серия); ко второму — силлы, сложенные породами расслоенной серии; к третьему — недифференцированные маломощные тела долеритов. Разнообразие трапповых интрузий байкальского этапа на Восточно-Европейской платформе устанавливается также по петрографическим признакам, в частности траппы

этого возраста существенно отличаются по многим компонентам, и прежде всего по SiO_2 , от траппов других областей (Ситдиков и др., 1979).

Приведенные примеры достаточно полно иллюстрируют породное разнообразие расслоенных интрузивов, обнаруживающих переходы как в сторону гипербазитов, так и в сторону гранитоидных и щелочных пород. Это разнообразие, надо сказать, отмечалось и ранее. Так, А.П. Лебедев (1969) среди базитовых интрузий складчатых поясов выделял следующие типы породных ассоциаций или комплексов: 1) габброидно-ультрабазитовые с различными количественными соотношениями габброидов и ультрабазитов; 2) габбро-анортозитовые, обычно с большой долей лейкогаббро; 3) габбро-сиенитовые и габбро-гранитные; 4) габбро-щелочно-сиенитовые. Не менее разнообразен и перечень расслоенных интрузий, рассматриваемых Е.В. Шарковым (1980): основные и ультраосновные, щелочно-габбровые, сиенит-габбровые, щелочные.

По вопросу о причинах разнообразия изверженных пород среди исследователей нет единого мнения. Л. Уэйджер и Г. Браун (1970) придерживаются предположения, высказываемого и ранее, что подобное разнообразие связано с осаждением кристаллов в магме. Против такого предположения резко протестует Т.Ф. Барт (1962), полагая, что "плавильный котел" не объясняет разнообразия изверженных пород. Он считает, что разнообразие изверженных пород обусловлено разнообразием состава осадочных пород, которые подвергаются плавлению в очагах магмообразования, и приводит в пример исключительно базальтовый состав лав Гавайских островов. А.П. Лебедев (1969), внесший значительный вклад в изучение петрографии расслоенных интрузий, придерживался в данном вопросе осторожной позиции, полагая, что причины возникновения различных породных ассоциаций не ясны.

Одна из причин разнообразия изверженных пород, несомненно, заключается в пространственной неоднородности нижних слоев земной коры и верхней мантии, где закладываются очаги магмообразования. И здесь, вероятно, может оказаться отчасти правдоподобной точка зрения Т.Ф. Барта. Другая существенная причина заключается, на наш взгляд, во взаимодействии магмы с боковыми породами, в явлениях гибридизма и контаминации магмы. Сказываются на разнообразии магматических пород и явления дифференциации магмы.

Глава 2

ВНУТРЕННЯЯ СТРУКТУРА РАССЛОЕННЫХ ИНТРУЗИВОВ

Расслоенные интрузивы базит-гипербазитового и базитового состава примечательны прежде всего сериями расслоенных пород. Кроме расслоенных пород, в них выделяются породы краевых частей, отличающиеся массивностью (т.е. отсутствием расслоенности) и контаминированностью материалом боковых пород. Л. Уэйджер впервые эти группы краевых пород выделил в Скаергаарде, назвав их, в соответствии с их положением внутри интрузивного тела, нижней, боковой и верхней краевыми группами (Уэйджер, Браун, 1970). В нашей литературе они известны как эн-

доконтактовые зоны (Козлов, 1973; Гурулев, 1979а). Важной структурной единицей в расслоенных интрузиях выступают также ксенолиты боковых пород. Все эти три структурные единицы интрузий – расслоенные серии, эндоконтактовые зоны, ксенолиты – мы и охарактеризуем ниже.

РАССЛОЕННЫЕ СЕРИИ

Магматическая расслоенность выражается в чередовании слоев магматических пород, состав которых может быть либо близким (например, габбро с несколько различной меланократовостью), либо контрастным (например, слои перидотита и анортозита, хромитита и анортозита). Слои магматических пород, как это отмечается многими, независимо от объяснения способа их образования, составляют в соответствии с классическими канонами стратиграфии и литологии в пачки, ритмы, горизонты и т.д. Некогда эти таксоны рассматривались как ложноосадочные, с приставкой "псевдо". Однако по мере развития и разработки гипотезы кристаллизационно-гравитационной дифференциации магмы, основанной на результатах проведенных в 1915 г. Н.Л. Боуэном экспериментов и наиболее разработанной Л. Уэйджером и Г. Брауном (1970), слои магматических пород, а также все другие номенклатурные названия принимались за истинные, без приставки "псевдо". Так поступают и современные исследователи. Например, Гуд (Goode, 1976) полагает, что к расслоенным магматическим породам применимы все номенклатурные атрибуты из осадочной геологии. В.В. Слодкевич (1978), специально обсуждавший таксономические единицы расслоенных плутонов, предлагает выделять слои, микроритмы, горизонты, пачки, макроритмы, зоны, серии, группы.

Вместе с тем нельзя отрывать понимание таксономической иерархии расслоенных пород от представлений об их генезисе. К примеру, высказанные идеи об образовании магматической расслоенности в результате зонной плавки вещества (Ярошевский, 1970) или под влиянием полимеризационных процессов в магматических расплавах (Кормилицин, Мануйлова, 1972) никак не могут объяснить четкого разделения вещества на слои; к тому же известно, что ни зонная плавка, ни полимеризация не ведут к разделению вещества на слои. И даже если бы подобное было возможно, то в этом случае нельзя было бы отождествлять слои магматических пород с осадочными (по признаку текстурного сходства), и применение приставки "псевдо" было не столько оправданным, сколько необходимым.

Высказывая мнение о тождественности расслоенности магматических пород слоистости осадочных, мы воздерживаемся от употребления слова "псевдо" применительно к расслоенным магматическим породам. Это объясняется следующим. Предлагаемое нами объяснение образования расслоенности в результате магматического замещения боковых пород с трансформацией всех текстурных признаков замещаемых пород свидетельствует на первый взгляд о правомерности применения слова "псевдо". Однако если магматическую расслоенность рассматривать как текстурную копию с оригинала (текстуры боковых, и не только осадоч-

ных пород), то мы должны при этом исходить из соотношений между копией и оригиналом. Копия, как известно, повторяет все характерные признаки оригинала, и к этим признакам обычно не применяется какая-либо особая терминология, свидетельствующая об их вторичности, не говоря уже об их возможной ложности ("псевдо"). В то же время копия может иметь стилистические отклонения от оригинала, связанные прежде всего с техникой ее воспроизведения. Наше стремление не говорить о псевдооснове магматической расслоенности, хотя таковую совершенно нельзя отрицать, основано, таким образом, на иных предпосылках.

Последовательность пород (стратиграфия) в расслоенных сериях

Последовательность магматических пород в расслоенных сериях достаточно хорошо изучена во многих расслоенных интрузиях, поскольку она давала возможность намечать "пути" фракционирования магмы. Выделено несколько таких "путей", не считая их разновидностей.

"Путь" Феннера, как известно, объясняет дифференциацию магмы в интрузиях скаергаардского типа, когда вверх по разрезу расслоенные породы обогащаются железом, степень окисленности которого уменьшается. В этом "пути" дифференциации предполагается расщепление магмы на железистую и кислую, что обосновывается интрузиями, включающими в расслоенные серии феррогаббро и гранофиры (Рябченко, 1974). "Путь" Боуна намечает уменьшение содержания в магме магния и железа, хотя железо, относительно магния, накапливается. Этот "путь" характерен для серий базальт-риолит.

4162
Близок к нему "путь" Годлевского, установленный для некоторых интрузий норильского типа (Годлевский, Степанов, 1969). В этих интрузиях относительное обогащение железом верхних горизонтов расслоенных пород выражено слабо, к тому же очень слабо возрастает степень окисленности железа. Все "пути" дифференциации магмы предусматривают, что верхние горизонты расслоенных серий обогащаются SiO_2 и щелочами.

В основе "путей" дифференциации базальтовой магмы лежат непосредственные наблюдения за изменениями магнезиальности и железистости расслоенных пород, фемических минералов, состава плагиоклаза. Однако, как будет показано ниже, последовательность расслоенных пород и вариации состава минералов по разрезам значительно более разнообразны и не укладываются в выделенные "пути" дифференциации магмы.

Идеи дифференциации магмы породили мнение о том, что якобы в нижних частях расслоенных серий "преобладают ультрамафиты и почти отсутствуют габброиды, а в верхних частях разреза наблюдаются обратные соотношения крайних членов дифференциации" (Михайлов и др., 1976, с. 56). С этим мнением, однако, согласиться нельзя, потому что интрузии с подобным распределением ультрамафитов и базитов составляют лишь какую-то часть в обширном семействе расслоенных интрузий и не могут, естественно, служить эталоном для всего семейства. Ультрамафиты развиваются не только в нижних частях расслоенных серий, но и в средних и верхних, а в некоторых интрузиях распределены более или менее равномерно по разрезу. Приведем примеры таких интрузий.

Массив Осередок (Восточный Саян) имеет воронкообразную форму, приурочиваясь к ядру синклинали складки, образованной вулканогенно-осадочными отложениями (известняки, сланцы, вулканиты) кувайской серии протерозоя. Ультраосновные породы в массиве размещены как в нижней, так и в верхней части разреза (снизу вверх): 1) пироксениты оливиновые и оливинсодержащие; 2) габбро оливиновые и оливинсодержащие; 3) габбро нормальные и лейкократовые, реже диориты; 4) габбро оливиновые и троктолиты; 5) верлиты с прослоями габбро; 6) габбро оливиновые, троктолиты, реже габбро-нориты и пироксениты (Самсонов, 1975).

В Златогорском массиве (Казахстан) дуниты размещены в средней части разреза, который выглядит следующим образом (снизу вверх): 1) донная часть (эндоконтактовая зона. — С.Г.) — мелкозернистые габбро, габбро-нориты, кварцевые габбро; 2) нижняя зона, состоящая из двух серий: а) расслоенной — серпентинизированные, амфиболизированные перидотиты, пироксениты, нориты, габбро-нориты, б) норитовой — среднезернистые нориты, пироксениты; 3) средняя, или "критическая", зона, состоящая из двух горизонтов переслаивания: а) нижнего — лейкократовые и оливиновые нориты, перидотиты, пироксениты, троктолиты, анортозиты, нориты, оливиновые нориты, б) верхнего — дуниты, оливиновые нориты, нориты, плагиоклазовые перидотиты, плагиоклазовые пироксениты, оливиновые нориты, лейкократовые нориты; 4) верхняя зона — габбро-нориты. Дуниты в массиве залегают в виде линзы размером 2,5—1,5 км при мощности 700 м. К ним приурочены хромитовые вкрапленные руды, а в краевых частях тела развиваются вкрапленные медно-никелевые руды (Михайлов и др., 1976).

В Гитунской интрузии (Памир) ультрамафиты более или менее равномерно распределены по разрезу. Нижняя часть расслоенных пород здесь представлена габбро, анортозитовыми габбро с линзами и слоями перидотитов и меньше анортозитов, средняя — габбро, габбро-анортозитами, анортозитами с подчиненным количеством меланократовых пород, верхняя — существенно амфиболовыми габбро-анортозитами, анортозитовыми габбро, габбро с незначительным развитием ультрамафитов и анортозитов. Состав пород интрузии настолько выравнен по разрезу, что никакого направленного изменения их химического состава вкосте расслоенности не отмечается (Нарижнев, Стеблова, 1979).

В интрузии Застейд-II (Кольский полуостров) выделяются четыре комплекса пород, возможно, разновозрастных: 1) комплекс пироксенитов (частично перидотитов), 2) комплекс оливинитов, перидотитов, пироксенитов, плагиопироксенитов и габбро, 3) комплекс "верхних" пироксенитов, габбро, габбро-пегматитов, 4) комплекс жильных диабазов (Сахаров, 1960). Стратиграфическая последовательность пород в комплексе оливинитов следующая: "Верхние пачки залежей этого комплекса представлены более тяжелыми перидотитами и оливинитами, нижние — более легкими пироксенитами и плагиопироксенитами до габбро. Лишь самая нижняя (из вскрытых бурением) пачка залежей этого комплекса, а именно — пачка серпентинизированных перидотитов, имеющая явный эруптивный контакт с гнейсами, могла первоначально иметь удельный вес, равный удельному весу верхних перидотитов" (с. 116).

В Гушвельде чередующиеся слои, богатые оливином и магнетитом, присутствуют в верхних частях расслоенной серии, не говоря уже о том, что та часть разреза расслоенной серии, которая содержит магнетитовые пласты, включает слои и пласты троктолитов (Уиллемз, 1973а).

В базит-гипербазитовых интрузиях Ньюфаундленда (Канада) намечается приуроченность дунитов не к низам разреза, а к его средней части. Сводный разрез по двум массивам этого района выглядит следующим образом (снизу вверх): 1) базальные перидотиты (мощность 1000 м), расчлененные на лерцолиты (300 м), в основании которых наблюдаются вебстериты, и расслоенные гарцбургиты (700 м); 2) нижние перидотиты (2400 м), состоящие из расслоенных гарцбургитов со слоями дунитов и дайками пироксенитов и массивных гарцбургитов; 3) верхние перидотиты (2000 м), сложенные расслоенными гарцбургитами со слоями дунитов и массивными дунитами (150–600 м); 4) базальные габбро (300 м) – расслоенные габбро с полевошпатовыми дунитами, верлитами, троктолитами, габбро, оливиновыми габбро, анортозитами; 5) нижние габбро (1500 м); 6) верхние габбро (Girardeau, Nicolas, 1981).

Особо следует сказать об интрузиях, в которых нижние части сложены габброидами или пироксенитами, а верхние – ультрамафитами. Примером таких интрузий могут быть базит-гипербазитовые массивы Аллареченского и Ловноозерского районов Кольского полуострова (Яковлева, Яковлев, 1978; Минералогия..., 1981). Аллареченский никеленосный район расположен на северо-западной окраине Терско-Нотозерского антиклинория, сложенного гнейсами, гранитами, гранито-гнейсами и ультраосновными породами. В районе известно более 250 массивов гипербазитов, залегающих согласно с вмещающими породами. Размеры массивов сравнительно небольшие: длина их от десятков метров до 1–2 км, мощность – от нескольких метров до 200 м. Наиболее крупные массивы сложены оливинитами, средние – перидотитами, частью оливинитами, мелкие – пироксенитами, реже перидотитами. Строение массивов характеризуется "перевернутостью": внизу, на контакте с вмещающими породами, обычно располагаются пироксениты, в средней части – перидотиты и верх разреза занимают оливиниты. Ловноозерский никеленосный район расположен на крайнем западе Кольского полуострова и сложен гнейсами, сланцами и гранулитами. В районе выявлено около 10 массивов, сложенных пироксенитами, перидотитами и габброидами. Массивы, залегая согласно с вмещающими породами, приурочены к участкам наиболее частой перемежаемости гнейсов и основных гранулитов (Борисова, 1980). Крупные интрузивы расслоены, и строение их опять же характеризуется "перевернутостью": сверху лежат оливиновые бесполевошпатовые породы, которые книзу сменяются вебстеритами и плагио вебстеритами, а последние – габбро-норитами и норитами. Мелкие интрузивы сложены в основном плагиопироксенитами (Яковлева, Яковлев, 1978). Однако детальные исследования базит-гипербазитовых массивов Ловноозерского района (Борисова, 1980) показывают, что их внутреннее строение более разнообразно. Во-первых, здесь действительно есть массивы (Южный Юнгес), сложенные сверху вебстеритами и плагио вебстеритами, переходящими книзу в габбро-нориты. Во-вторых, в некоторых массивах (Суэйнлагаш) оливиновые вебстериты слагают верхнюю

часть разреза и плагиовестериты — среднюю; те и другие содержат про-слои мелано- и мезократовых габбро-норитов; придонная часть сложена габбро-норитами. Однако в пределах каждой части разреза — верхней, средней и придонной — наблюдается переслаивание, характеризующееся уменьшением основности пород к лежащему боку. То есть в этих массивах "перевернутость" характерна не только для интрузива в целом, но и для его отдельных частей.

"Перевернутость" стратиграфии базит-гипербазитовых интрузий Аллареченского и Ловноозерского районов отмечается как таковая, однако генетические причины ее не обсуждаются. Подчеркивается лишь в сравнительном плане иной, "нормальный" характер стратиграфической последовательности расслоенных пород в аналогичных интрузиях Печенгского района, в которых внизу лежат дуниты и оливиниты и выше их пироксениты с габброидами (Горбунов, 1968; Яковлева, Яковлев, 1978).

Все эти примеры относятся к интрузиям базит-гипербазитового состава. Однако подобное же наблюдается в расслоенных габбро-сиенитовых интрузиях. В них, как это отметил Д.М. Орлов (1975), не установлено приуроченности ультраосновных пород к низам разрезов. Большей частью эти породы тяготеют к средним и верхним частям расслоенных серий.

"Нормальная" и "обратная" последовательность расслоенных пород отмечается, например, в габбро-сиенитовых протерозойских интрузиях Южной Гренландии, залегающих в гранитах и гранито-гнейсах (Parsons, Bitterfield, 1981). Магматические породы этих интрузий, имеющие облик осадочных пород, характеризуются весьма близким составом. Тем не менее последовательность пород в разных интрузиях различная. Так, в массиве Нунарсуит внизу лежат основные породы, сверху — существенно полевошпатовые. В массиве Клоккен наблюдается иное строение расслоенных пород: внизу лежат сиениты, сверху — пироксениты и фойиты.

Различное строение расслоенных пород отмечалось и ранее, но ему, как нам кажется, не придавалось петрогенетического значения. Так, Р. Перрэн и М. Рубо (1959), оспаривая правомочность идей дифференциации магмы, отмечали, что «в некоторых, так называемых "дифференцированных системах" основные породы покрывают кислые, что противоречит теории и гравитационному принципу» (с. 20). Они же указывали, кроме того, что в одних массивах анортозиты залегают на габбро, в других, наоборот, габбро на анортозитах. К сожалению, эти геологические факты, отмеченные Р. Перрэном и М. Рубо, насколько известно, в последующем сторонниками идеи дифференциации магмы не обсуждались.

Разнообразие строения расслоенных серий проявляется еще в том, что различные части серий одних и тех же интрузий имеют совершенно различную, порою прямо противоположную последовательность пород, что особенно противоречит модели фракционирования магмы, так как приходится допускать различные схемы предполагаемого фракционирования. Пожалуй, самым наглядным примером интрузий с различно построенными в разных частях разрезами расслоенных серий могут быть расслоенные лополитоподобные и пластообразные интрузии Кольско-

го полуострова и Северной Карелии (Зак, Юдин, 1971). Интрузии являются разновозрастными и относятся к габбро-анортозитовой формации. В целом ряде этих интрузий в нижних частях разрезов последовательность расслоенных пород такова: титаномагнетитовые оливиниты и троктолиты — габбро и габбро-нориты, а в центральных частях она прямо противоположная: плагиоклазиты и габбро-троктолиты, оливиниты, пироксениты — титаномагнетитовые руды. В связи с подобным строением расслоенных пород для нижних частей интрузивов намечается дифференциация магмы по "принципу Боуэна", для центральных частей — по "принципу Феннера".

Таким образом, разнообразие породных ассоциаций проявляется в расслоенных интрузиях прежде всего в полнотипности стратиграфической последовательности расслоенных пород. Каждая интрузия характеризуется своим, только ей присущим разрезом расслоенных пород. Единого типа расслоенных серий не существует даже для интрузий, весьма близких по набору породных ассоциаций.

Латеральная изменчивость расслоенных серий

Обычно внимание исследователей направлено на изучение стратиграфической последовательности пород в расслоенных сериях. Однако, как показано выше, такая последовательность характеризуется широким разнообразием и не отличается строгими закономерностями. Вместе с тем нами ранее (Гурулев, 1965) указывалось на фаціальную изменчивость серий или их отдельных частей по латерали. Подобная изменчивость, оказывается, присуща многим расслоенным массивам. В одних массивах она определяется выклиниванием стратиграфических горизонтов по простиранию, их выпадением из разреза в связи с изменением положения подошвы массива, в других — латеральной фаціальностью расслоенных пород.

Выклинивание стратиграфических горизонтов в связи с воздыманием подошвы интрузивов. Йоко-Довыренский массив, находясь во вторичном крутонаклонном залегании, представляет собою идеальный объект для изучения расслоенных пород от подошвы до кровли. При изучении массива выявляется, что наиболее полные разрезы расслоенных пород наблюдаются в его центральной части, менее полные — на флангах.

Разрез центральной части массива, составленный от подошвы до кровли, с включением нижней и верхней эндоконтактных зон, характеризуется следующими особенностями. Расслоенные породы подразделены на четыре горизонта (снизу вверх): оливинитовый, дунит-перидотитовый, троктолитовый и оливиновых габбро.

Оливинитовый горизонт (рис. 4) связан постепенным переходом с полевошпатовыми перидотитами нижней эндоконтактной зоны. В зоне перехода происходит увеличение содержания оливина за счет снижения доли плагиоклаза и пироксенов. Кроме того, оливин становится свободным от эпимагматического серпентина и образует в оливинитах прозрачные оливково-зеленые кристаллы. Оливиниты постоянно несут незначительную примесь плагиоклаза и биотита. Нижний слой оливинитов имеет мощность 120 м. Выше него наблюдается переслаивание оливинитов с дунитом.

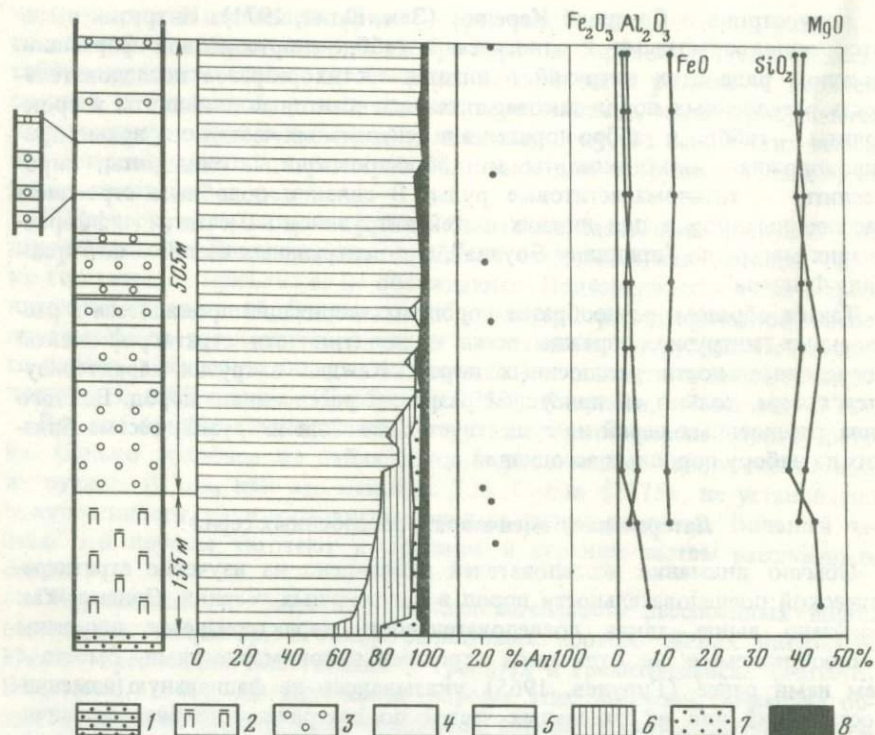


Рис. 4. Разрез нижней эндоконтактной зоны и оливинитового горизонта на горе Довырен

1 — песчаники; 2 — полевошпатовые перидотиты; 3 — оливиниты; 4 — дуниты; 5 — оливин; 6 — плагиоклаз; 7 — пироксены; 8 — биотит и рудные минералы

тами, которые полностью лишены плагиоклаза, и оливин в них замещен серпентином, вследствие чего породы приобретают черную и коричнева-то-черную окраску. Мощность горизонта определяется в 505 м. Его кровля проводится по самому верхнему слою оливинитов. Соотношение оливинитов и дунитов в горизонте по мощностям слоев примерно 1:1. Петрографический состав пород горизонта характеризуется резким преобладанием оливина. В базальном слое оливинитов заметно повышено содержание пироксенов и плагиоклаза. Плагиоклаз по составу определяется битовнитом. Колебание его состава по разрезу горизонта незначительное (80–83% анортита).

Петрографическая близость состава оливинитов и дунитов сказывается и в их петрохимическом составе: они характеризуются почти одинаковыми содержаниями главных петрогенных компонентов (табл. 2).

Дунит-перидотитовый горизонт ранее нами (Гурулев, 1965) выделялся как перидотитовый, что было обусловлено двумя причинами: во-первых, переходом пород по простираанию в перидотиты и, во-вторых, тем, что породы, содержащие от 5 до 15% пироксенов, относились к перидотитам. Если последнее ограничение снять и породы с содержанием пироксенов до 15% относить к дунитам, то по разрезу в центральной части

Таблица 2

Химический состав (в вес.%) оливинитов и дунитов оливинитового горизонта горы Довырен

Окисел	Оливиниты					Дуниты	
	8	14	19	24	35	28	38
SiO ₂	42,80	37,12	40,20	39,55	39,64	40,22	37,80
TiO ₂	0,15	0,03	0,06	Не обн.	Не обн.	0,07	Не обн.
Al ₂ O ₃	3,92	0,73	1,97	1,85	0,76	2,46	1,25
Fe ₂ O ₃	2,59	4,24	2,76	0,42	0,32	2,05	2,44
FeO	10,84	10,44	11,27	11,51	12,65	12,24	12,06
MnO	0,17	0,24	0,15	0,20	0,20	0,18	0,19
MgO	34,28	40,01	40,32	42,85	42,98	38,29	40,50
CaO	2,84	0,95	1,62	1,41	1,02	1,99	0,14
Na ₂ O	0,45	0,20	0,20	0,18	0,15	0,20	Не обн.
K ₂ O	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,07	0,06	Не обн.	"
P ₂ O ₅	0,05	0,05	0,05	Не обн.	Не обн.	0,04	0,06
п.п.п.	1,36	4,49	1,13	1,55	1,69	1,21	4,48
Сумма	99,45	98,70	99,72	99,59	99,47	99,46	98,92

Примечание: анализы выполнены в БГИ, аналитик Г.И. Буддаева.

Таблица 3

Химический состав (в вес. %) дунитов дунит-перидотитового горизонта горы Довырен

Окисел	Дуниты				Окисел	Перидотиты			
	43	49	54	69		43	49	54	69
SiO ₂	38,52	35,06	37,26	38,42	CaO	0,81	1,15	1,73	2,26
TiO ₂	0,11	Не обн.	Не обн.	0,06	Na ₂ O	Не обн.	0,18	0,29	Не обн.
Al ₂ O ₃	1,69	1,21	0,71	1,21	K ₂ O	"	0,04	0,05	"
Fe ₂ O ₃	2,14	5,13	5,73	3,53	P ₂ O ₅	0,06	Не обн.	Не обн.	0,04
FeO	11,82	6,31	6,57	9,02	п.п.п.	4,10	8,89	6,56	5,06
MnO	0,17	0,19	0,19	0,18	Сумма	99,43	99,79	99,22	99,57
MgO	40,01	41,63	40,04	38,78					

Примечание: анализы выполнены в БГИ, аналитик Г.И. Буддаева.

массива этот горизонт будет состоять почти нацело из энстатитсодержащих дунитов. В составе горизонта выделяются отдельные слои, относительно обогащенные клинопироксеном, — перидотиты, а также неправильные тела габбро-пегматитов. Местами в дунитах наблюдается сульфидная вкрапленность. В дунитах часто фиксируются ксенолиты шпинельфорстеритовых, шпинель-монтчеллитовых пород, клинопироксенов и бруситов. Общая мощность горизонта составляет 594 м.

Петрохимически дуниты горизонта аналогичны дунитам оливинитового горизонта (табл. 3). Встречающиеся слои перидотитов характеризуются низкой магнезиальностью (рис. 5).

Таблица 4

Химический состав (в вес.%) и формульные коэффициенты оливинитов из оливинитов, дунитов и перидотитов горы Довырен

Окисел и коэффициент	Оливиниты				
	10	19	29	42	474
SiO ₂	38,55	38,90	39,30	38,95	43,00
TiO ₂	0,01	0,02	0,01	0,01	0,07
Al ₂ O ₃	0,30	0,42	0,31	0,42	0,30
Fe ₂ O ₃	2,16	0,65	0,61	1,04	3,52
FeO	11,12	13,29	10,70	11,98	7,54
MnO	0,20	0,19	0,17	0,19	0,08
MgO	45,36	45,38	47,36	45,35	43,22
CaO	0,28	0,29	0,33	0,30	2,69
Si	0,98	0,98	0,98	0,99	1,04
Fe ³⁺	0,04	0,01	0,01	0,02	0,06
Fe ²⁺	0,24	0,28	0,22	0,25	0,15
Mg	1,72	1,78	1,77	1,71	1,57
f	14,0	14,0	11,5	13,6	11,8

Примечание: 10, 19, 29, 42 – пробы по разрезу центральной части Июко-Довырена, БГИ, аналитик Г.И. Булдаева; 474, 476–478, 480, 481, 2-Д – по М.И. Груднину (1979).

Различие дунитов и оливинитов петрографически выражено в том, что в последних постоянно наблюдается примесь плагиоклаза и биотита. Между тем оливины тех и других пород (табл. 4) характеризуются весьма близким составом и почти одинаковой железистостью. Из-за малого содержания в породах оливинитового и дунит-перидотитового горизонтов пироксенов было проанализировано только два клинопироксена, а именно: макроскопически черный клинопироксен нижнего, наиболее мощного слоя оливинитов оливинитового горизонта (табл. 5, ан. 8), и макроскопически зеленый клинопироксен (ан. 59) из слоя перидотитов в дунит-перидотитовом горизонте. Черный пироксен отличается от зеленого более высокой железистостью.

В оливинитах низов оливинитового горизонта присутствует роговая обманка, состав которой (см. табл. 5, ан. 8а) позволяет определить ее маложелезистым куммингтонитом. В этом же пласте оливинитов анализировался плагиоклаз, представленный битовнитом № 76.

Выше дунит-перидотитового горизонта залегает троктолитовый горизонт, расчлененный на четыре пачки (рис. 6). Пачка *a* сложена троктолитами, которые иногда переслаиваются тонкими (1–5 см) слоями анортозитов, за счет чего в породах выражена горизонтальная параллельная магматическая слоистость. Пачка *b* внизу сложена мезо- и меланократовыми троктолитами и оливиновыми габбро, включающими пласт дунитов, вверху – меланократовыми троктолитами, плагиоклазсодержащими дунитами, оливиновыми габбро, прорезанными иногда зонами эпи-

	Дуниты					Перидотиты
	476	477	478	480	2-Д	481
	41,50	39,50	39,40	40,30	37,20	40,50
	0,03	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	0,04
	0,25	0,10	0,10	”	2,84	0,10
	3,52	3,22	4,02	3,14	Не обн.	2,92
	9,88	9,70	8,62	8,80	14,46	8,26
	0,23	0,17	0,17	0,17	0,28	0,21
	43,54	46,11	46,28	46,12	43,73	46,52
	0,67	0,66	1,00	1,00	Не обн.	1,23
	1,03	0,98	0,98	0,99	0,94	1,00
	0,06	0,06	0,06	0,06	–	0,05
	0,21	0,20	0,19	0,18	0,32	0,17
	1,61	1,71	1,70	1,70	1,66	1,70
	14,3	13,2	13,1	12,8	16,3	11,4

магматических серпентинитов. Пачка *c* состоит из меланократовых троктолитов и оливиновых габбро. Пачка *d* начинается со слоя анортозитов, но в основном она сложена мезо- и меланократовыми оливиновыми габбро, оливиновыми габбро-норитами, анортозитами. Общая мощность троктолитового горизонта составляет 944 м.

Петрографический состав пород горизонта характеризуется высоким содержанием оливина. Во всех породах присутствует ромбический пироксен, но только в качестве примеси (1–3%). Внизу разреза клинопироксен наблюдается тоже в виде примеси, однако вверху его содержание достигает 10–20%. Плагиоклаз по разрезу представлен анортитом № 91–96, и только в зоне перехода от пачки *b* к пачке *c* его состав определяется битовнитом № 82–88. Рудные минералы в пачках *a* и *b* составляют постоянную акцессорную примесь, в пачках *c* и *d* они встречаются спорадически.

В верхней части разреза наблюдаются плагиоклазсодержащие дуниты и оливиниты, отличающиеся от троктолитов более высокой магnezальностью (табл. 6). Петрографически и петрохимически хорошо отбивается подошва пачки *c*.

Из пород троктолитового горизонта анализировались плагиоклазы, определяющиеся по составу битовнитами (табл. 7).

На троктолитовом горизонте согласно залегает горизонт оливиновых габбро, состоящий из трех пачек (рис. 7). Пачка *a* начинается пластом анортозитов мощностью 27 м, перекрытым пластом оливиновых габбро-

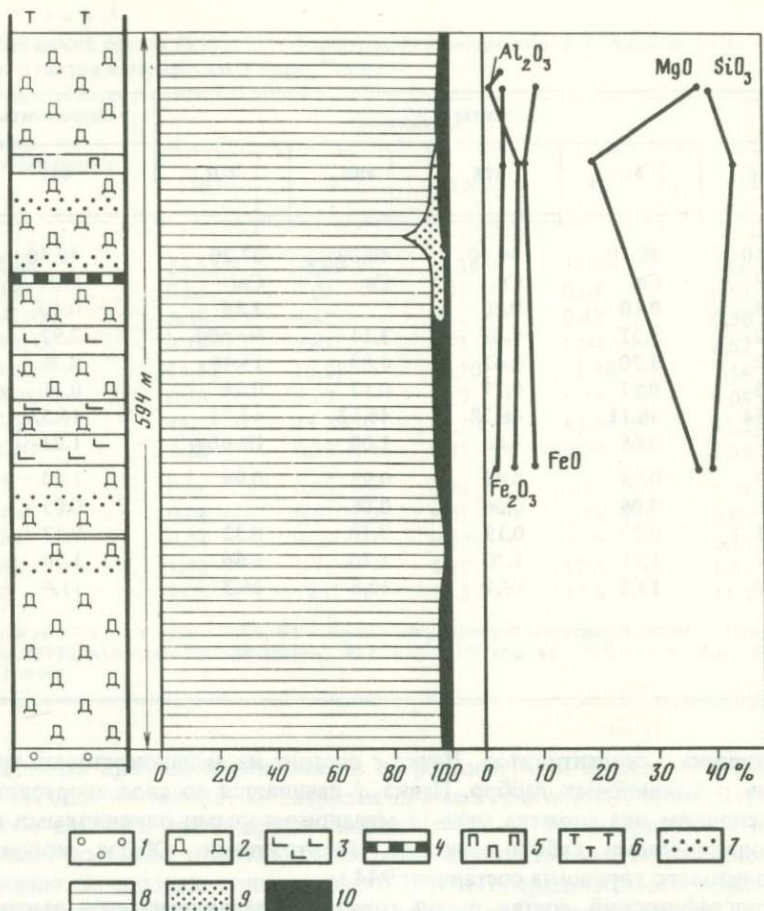


Рис. 5. Разрез дунит-перидотитового горизонта на горе Довырен

1 – оливиниты; 2 – энстатитсодержащие дуниты; 3 – дуниты с клинопироксеном; 4 – габбро-пегматиты; 5 – верлиты; 6 – троктолиты; 7 – сульфидная вкрапленность; 8 – оливин; 9 – клинопироксен; 10 – рудные минералы

норитов мощностью 100 м. Пачка *b* сложена оливиновыми габбро, порфиroidными оливиновыми габбро-норитами, анортозитами. Пачка *c* начинается с анортозитов, перекрытых выше пойкилоофитовыми оливиновыми габбро-норитами и габбро, которые венчают разрез расслоенных пород массива. Мощность горизонта оливиновых габбро составляет 682 м.

Петрографический состав пород горизонта оливиновых габбро испытывает начавшуюся в верхах предыдущего горизонта тенденцию к снижению количества оливина и возрастанию содержаний моноклинного пироксена и плагиоклаза. Содержание оливина относительно высоким (до 25–30%) и устойчивым сохраняется только в пачке *b*.

Высокое содержание в породах плагиоклаза обуславливает повышен-

Таблица 5

Химический состав (в вес.%) клинопироксенов (8, 59) и амфиболов (8а) из пород оливинитового и дунит-перидотитового горизонтов горы Довырен

Окисел	8	59	8а	Окисел	8	59	8а
SiO ₂	50,10	46,91	51,50	Na ₂ O	0,30	0,30	0,15
TiO ₂	0,34	0,45	0,16	K ₂ O	0,06	0,02	0,06
Al ₂ O ₃	3,20	5,31	1,80	P ₂ O ₅	0,02	He обн.	0,02
Fe ₂ O ₃	1,74	1,76	10,40*	Cr ₂ O ₃	—	0,58	—
FeO	3,76	1,57	—	п.п.п.	0,90	3,36	0,05
MnO	0,14	0,05	0,20	С у м м а	99,72	99,73	99,86
MgO	18,08	15,99	32,66	f	15,1	9,9	15,6
CaO	21,08	23,43	2,86				

Примечание: анализы выполнены в БГИ, аналитик Г.И. Булдаева.

*Сумма железа.

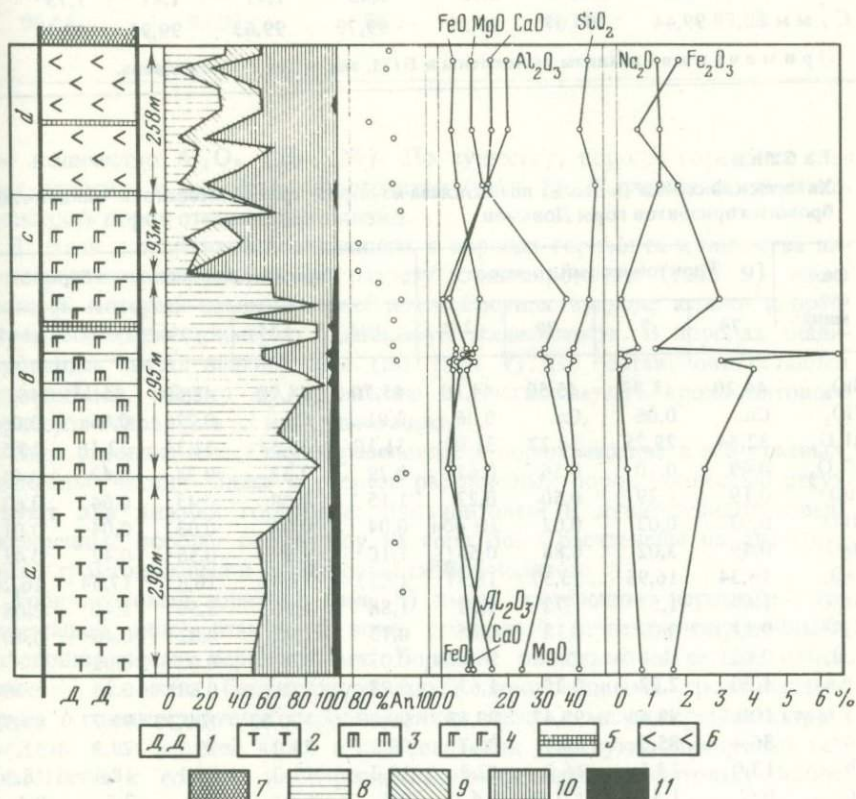


Рис. 6. Разрез троктолитового горизонта на горе Довырен

1 — дуниты; 2 — троктолиты; 3 — троктолиты, оливиновые габбро; 4 — троктолиты, плагиоклазсодержащие дуниты, оливиновые габбро; 5 — серпентиниты; 6 — оливиновые габбро и габбро-нориты, анортозиты; 7 — анортозиты; 8 — оливин; 9 — пироксены; 10 — плагиоклаз; 11 — рудные минералы и биотит

Таблица 6

Химический состав (в вес.%) пород троктолитового горизонта горы Довырен

Окисел	Троктолиты						
	71	75	80	86	89	97	102
SiO ₂	40,88	40,82	40,95	39,26	41,42	40,54	41,36
TiO ₂	0,02	Не обн.	Не обн.	0,01	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Al ₂ O ₃	14,54	12,42	7,69	8,55	11,06	14,81	13,13
Fe ₂ O ₃	1,60	0,72	1,26	1,15	0,67	1,39	1,25
FeO	8,17	9,88	10,68	10,57	9,88	8,47	9,12
MnO	0,13	0,15	0,18	0,16	0,16	0,14	0,16
MgO	23,26	27,80	31,50	31,60	28,52	22,50	25,85
CaO	9,32	6,53	4,13	4,37	5,44	7,31	6,54
Na ₂ O	0,65	0,58	0,40	0,60	0,69	0,88	0,66
K ₂ O	Не обн.	0,04	0,05	0,03	0,08	0,12	0,07
P ₂ O ₅	0,05	Не обн.	Не обн.	0,04	Не обн.	Не обн.	Не обн.
п.п.п.	0,82	1,13	2,75	3,45	1,71	1,81	1,73
Сумма	99,44	100,07	99,59	99,79	99,63	99,95	99,95

Примечание: анализы выполнены в БГИ, аналитик Г.И. Буддаева.

Таблица

Химический состав (в вес.%) плагиоклаза из пород троктолитового и оливин-габбрового горизонтов горы Довырен

Окисел, минал	Троктолитовый горизонт				Горизонт оливиновых габбро				
	74	75	79	265	108	134	137	141	145
SiO ₂	44,20	44,83	45,50	44,10	45,70	44,70	46,60	45,15	46,77
TiO ₂	Сл.	0,06	Сл.	0,06	0,01	Сл.	0,02	0,05	0,06
Al ₂ O ₃	32,64	29,25	34,22	31,99	31,10	30,54	31,31	32,10	30,55
Fe ₂ O ₃	0,49	0,10	0,56	0,67	0,29	2,33	0,34	0,43	0,45
FeO	0,19	1,29	0,50	0,27	1,15	1,08	0,43	0,64	0,63
MnO	0,03	0,02	0,02	Не обн.	0,04	0,08	0,03	0,04	0,01
MgO	0,49	3,02	0,88	0,55	1,10	2,37	0,58	0,42	0,41
CaO	19,34	16,95	15,57	18,51	17,57	13,42	16,85	17,54	16,20
Na ₂ O	1,69	1,53	1,72	1,62	1,88	1,96	2,50	2,40	2,08
K ₂ O	0,11	0,09	0,18	0,08	0,13	1,05	0,82	0,46	0,40
P ₂ O ₅	0,02	Не обн.	Сл.	Не обн.	0,03	0,29	0,02	0,02	-
п.п.п.	1,20	2,32	0,35	1,63	0,98	2,21	0,80	0,95	1,96
Сумма	100,34	99,46	99,47	99,48	99,69	100,03	100,30	99,77	99,52
Ap	86,4	85,0	83,0	86,7	80,5	75,0	79,7	79,3	81,3
Ab	13,0	13,5	16,0	12,9	19,3	19,0	19,9	18,4	18,3
Or	0,6	1,5	1,0	0,4	0,2	6,0	0,4	2,3	0,4

Примечание: анализы выполнены в БГИ, аналитик Г.И. Буддаева.

Плагиоклазодержащие дуниты и оливиниты

79	81	82	83	95
38,42	37,58	38,74	38,44	38,42
0,04	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,04
2,23	4,87	5,37	4,77	2,34
2,59	3,98	3,05	6,59	3,19
14,26	8,25	10,44	6,73	12,02
0,23	0,19	0,19	0,22	0,19
37,79	32,27	33,01	30,03	37,89
2,16	3,61	3,61	3,24	1,89
0,27	Не обн.	0,35	Не обн.	0,15
Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
0,05	0,04	0,05	0,04	0,06
1,52	8,21	4,12	9,73	2,89
99,56	99,00	98,93	99,79	99,08

ное количество Al₂O₃ (20–22%). По существу, породы горизонта следует относить к семейству анортозитов (табл. 8). Магнезиальность и железистость пород относительно низки.

В связи с заметным повышением в породах горизонта количества пироксенов анализировались по разрезу клинопироксены (табл. 9), железистость которых заметно колеблется. Сосуществующие клино- и ортопироксены имеют примерно одинаковую железистость. В породах анализировались также плагиоклазы (см. табл. 7). По составу они остаются битовинитами, однако по сравнению с плагиоклазами троктолитового горизонта основность их несколько ниже.

Иное строение имеет серия расслоенных пород массива в его краевых, фланговых частях. Здесь в разрезе расслоенных пород полностью отсутствуют два нижних горизонта: оливинитовый и дунит-перидотитовый. Расслоенные породы по разрезу на горе Иоко расчленены на два горизонта: троктолитовый и оливиновых габбро-норитов.

Троктолитовый горизонт (рис. 8) имеет постепенные переходы к нижележащей эндоконтактной зоне, сложенной серпентинизированными полевошпатовыми перидотитами. Горизонт расчленен на четыре пачки. Пачка *a* сложена биотитсодержащими пироксеновыми троктолитами. Пачка *b* характеризуется переслаиванием мезо- и меланократовых троктолитов, в ее верхней части в переслаивании участвуют оливиновые габбро. Пачка *c* состоит из переслаивающихся пойкилофитовых габбро-норитов, оливиновых габбро и троктолитов. В пачке *d* в переслаивании меланократовые троктолиты преобладают над оливиновыми габбро, пачка венчается пластом троктолитом мощностью 20 м. Мощность горизонта составляет 876 м.

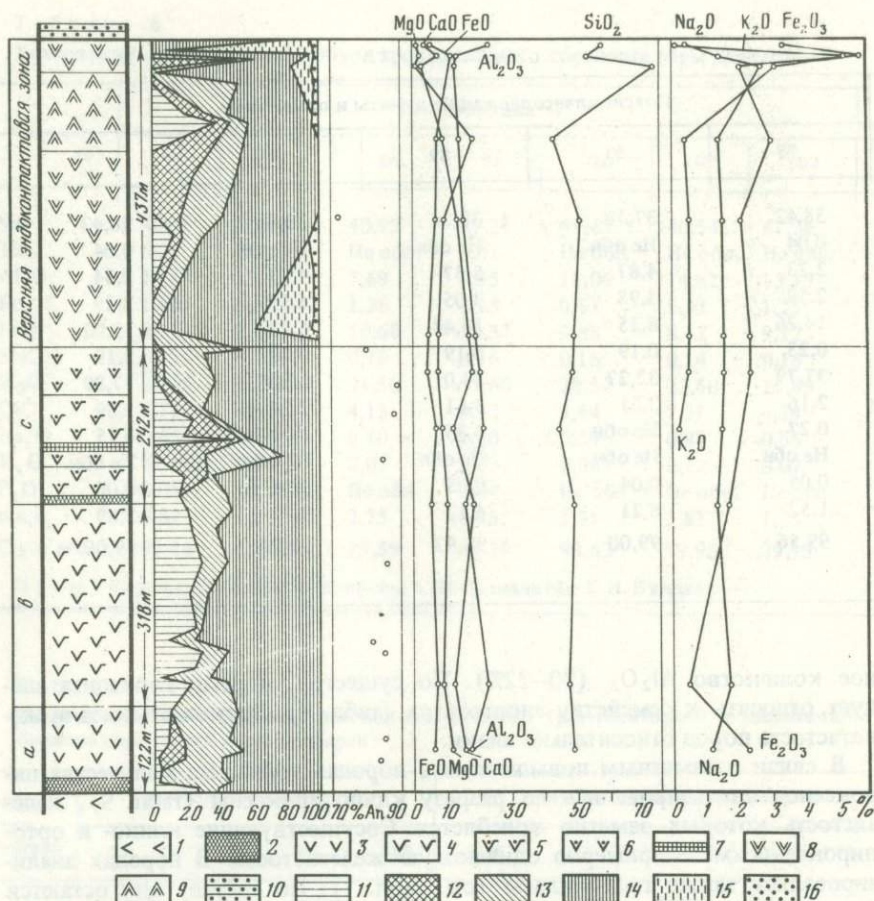


Рис. 7. Разрез горизонта оливиновых габбро и верхней эндоконтактовой зоны на горе Довырен

1 – оливиновые габбро и габбро-нориты, анортозиты; 2 – анортозиты; 3 – оливиновые габбро; 4 – оливиновые габбро-нориты, анортозиты; 5 – пойкилоофитовые оливиновые габбро-нориты, оливиновые габбро и габбро-нориты; 6 – пойкилоофитовые габбро-нориты; 7 – серпентиниты; 8 – офитовые пироксеновые габбро, биотит и кварцсодержащие; 9 – габбро-нориты, нориты, иногда с кварцем и биотитом; 10 – сланцы и песчаники; 11 – оливин; 12 – ромбический пироксен; 13 – моноклинный пироксен; 14 – плагиоклаз; 15 – кварц; 16 – биотит

По разрезу горизонта количество оливина в породах резко колеблется, что обусловлено частым переслаиванием меланократовых троктолитов с оливиновыми габбро-норитами и габбро. Суммарное содержание пироксенов не испытывает заметных колебаний, однако местами преобладает то ромбический, то моноклинный пироксен. Состав плагиоклаза по разрезу не меняется, его колебания незначительные – № 88–93. Местами породы содержат акцессорную примесь рудных минералов и биотита.

Петрохимически породы троктолитового горизонта характеризуются высокой магниальностью (табл. 10), однако в отличие от аналогично-

Таблица 8

Химический состав (в вес.%) пород горизонта оливиновых габбро горы Довырен

Окисел	Оливиновые габбро					Габбро-анортозиты				
	108	109	121	130	135	113	117	140	141	145
SiO ₂	46,34	49,27	47,92	46,34	48,64	46,18	48,32	43,02	44,05	47,48
TiO ₂	0,10	0,25	0,12	0,02	0,18	0,11	0,05	0,09	0,15	0,17
Al ₂ O ₃	10,56	13,96	16,16	15,75	15,13	20,19	19,66	20,07	18,08	19,35
Fe ₂ O ₃	1,21	1,18	2,23	1,02	1,65	1,84	0,72	0,94	1,52	2,32
FeO	7,45	4,79	6,17	6,72	5,06	4,89	4,64	6,97	7,60	4,03
MnO	0,16	0,15	0,14	0,12	0,14	0,15	0,11	0,10	0,13	0,11
MgO	18,62	9,78	11,08	13,49	9,43	9,63	8,76	14,25	14,82	6,86
CaO	12,94	15,98	15,02	12,12	17,12	15,80	15,41	11,28	9,78	17,00
Na ₂ O	0,58	1,68	1,20	1,06	1,30	1,27	1,28	1,02	1,06	1,44
K ₂ O	0,05	0,17	Не обн.	0,10	Не обн.	Не обн.	0,07	0,19	0,36	0,40
P ₂ O ₅	Не обн.	Не обн.	0,03	Не обн.	0,05	0,04	Не обн.	0,03	Не обн.	0,05
п.п.п.	1,73	2,52	0,14	2,47	0,77	0,28	1,00	2,17	2,02	0,95
Сумма	99,74	99,73	100,21	99,21	99,47	100,38	100,02	100,13	99,51	100,16

Примечание: анализы выполнены в БГИ, аналитик Г.И. Буддаева.

Таблица 9

Химический состав (в вес.%) пироксенов горизонта оливиновых габбро горы Довырен

Окисел	Моноклинные пироксены						Ромбический пироксен
	108	116	123	127	137	145	137
SiO ₂	50,00	50,20	50,45	49,65	51,00	51,06	52,45
TiO ₂	0,22	0,39	0,31	0,31	0,28	0,43	0,16
Al ₂ O ₃	6,08	2,99	4,69	5,29	3,40	2,49	3,11
Fe ₂ O ₃	0,60	1,58	1,08	1,83	0,90	0,80	1,00
FeO	5,90	6,10	7,03	5,67	6,82	1,06	10,90
MnO	0,16	0,21	0,19	0,18	0,19	0,21	0,25
MgO	16,40	15,59	16,04	16,40	16,45	15,55	24,53
CaO	18,98	21,10	19,24	19,39	18,26	19,21	4,77
Na ₂ O	0,92	0,27	0,31	0,33	1,63	0,34	1,36
K ₂ O	0,18	0,09	0,06	0,09	0,32	0,03	0,27
P ₂ O ₅	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02	Не обн.	0,03
п.п.п.	1,00	1,70	0,90	1,18	1,20	2,50	1,38
Сумма	100,45	100,25	100,32	100,34	100,47	99,68	100,21
f	19,0	14,8	22,9	21,4	21,6	5,2	20,7

Примечание: анализы выполнены в БГИ, аналитик Г.И. Буддаева.

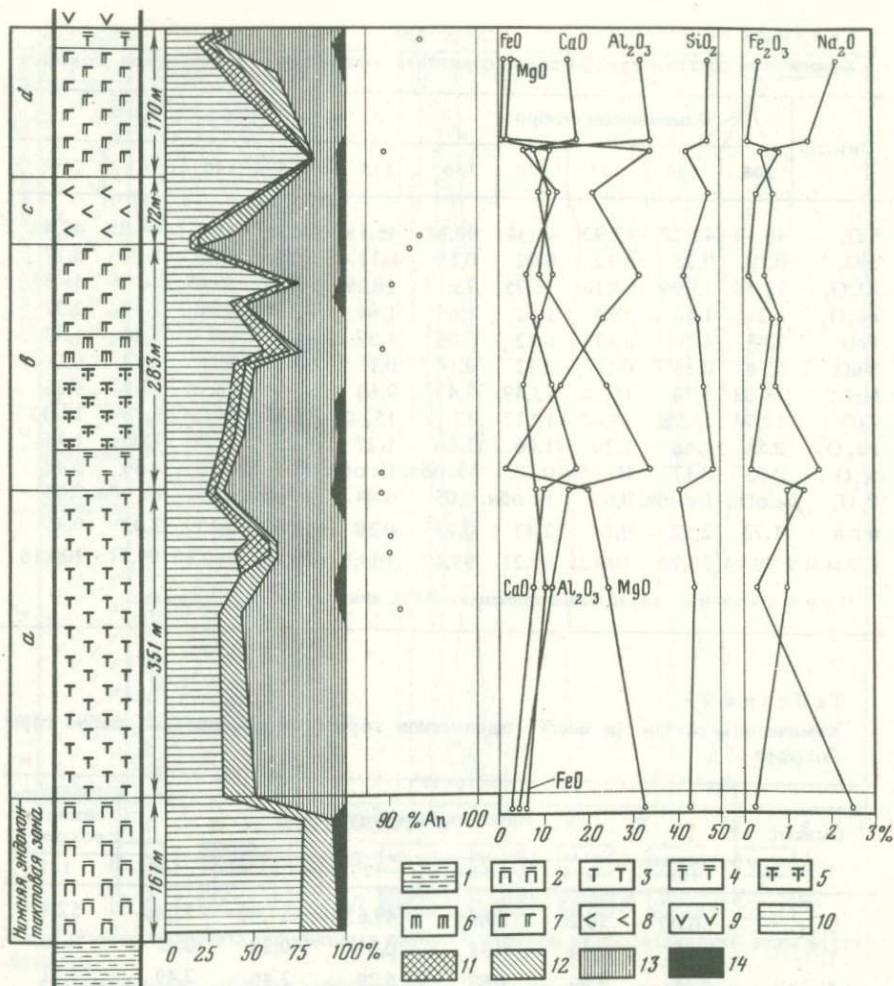


Рис. 8. Разрез нижней эндоконтактовой зоны и троктолитового горизонта на горе Июк

1 — сланцы; 2 — полевошпатовые перидотиты; 3 — пироксеновые биотитсодержащие троктолиты; 4 — троктолиты; 5 — пироксеновые троктолиты; 6 — переслаивание мелано- и мезократовых троктолитов; 7 — переслаивание троктолитов и оливниновых габбро; 8 — переслаивание пойкилоофитовых габбро-норитов, оливниновых габбро, троктолитов; 9 — переслаивание оливниновых габбро-норитов, крупнозернистых анортитовых габбро-норитов, анортозитов; 10 — оливин; 11 — ромбический пироксен; 12 — моноклинный пироксен; 13 — плагиоклаз; 14 — рудные минералы и биотит

го горизонта горы Довырен здесь отсутствуют плагиоклазсодержащие дуниты и оливиниты. В составе горизонта появляются высокоглинозистые породы — анортозиты, присутствующие в низах пачки *b* и в пачке *d*. Петрохимически хорошо выражены контакты пачек *a* и *b*, *c* и *d*, где резко изменяется состав пород.

— Горизонт оливниновых габбро-норитов (рис. 9) лежит согласно на пре-

Таблица 10

Химический состав (в вес.%) пород троктолитового горизонта горы Иоко

Окисел	Троктолиты		Оливиновые габбро				Анортозиты		
	191	196	179	183	189	195	185	197	200
SiO ₂	40,46	40,26	42,16	43,76	43,76	45,92	46,04	45,54	46,24
TiO ₂	0,03	сл.	0,10	0,10	0,05	0,05	0,03	сл.	0,03
Al ₂ O ₃	9,08	8,13	11,07	14,75	14,88	11,33	32,07	32,56	30,13
Fe ₂ O ₃	0,14	0,86	0,29	1,36	0,69	0,35	0,12	0,16	0,46
FeO	11,90	11,12	11,35	8,14	9,08	8,85	1,42	1,29	1,41
MnO	0,17	0,17	0,16	0,13	0,13	0,15	0,01	0,02	0,03
MgO	31,35	33,15	24,20	19,65	23,20	21,15	0,81	0,36	1,58
CaO	5,12	4,32	6,72	8,88	6,80	10,72	16,72	16,72	14,77
Na ₂ O	0,50	0,45	0,90	1,06	0,82	0,71	1,67	1,69	2,28
K ₂ O	0,04	0,08	1,93	0,18	0,04	0,09	0,15	0,13	0,13
P ₂ O ₅	0,02	0,32	0,04	0,05	0,04	0,02	0,04	0,03	0,03
п.п.п.	0,80	0,89	1,38	1,76	0,82	1,00	1,21	0,96	2,48
Сумма	99,61	99,75	100,30	99,82	99,84	100,34	100,29	99,46	99,57

Примечание: анализы выполнены в БГИ, аналитик Г.И. Булдаева.

дыдущем и расчленен на пять пачек. Пачка *a* представлена пластом, состоящим из переслаивания оливиновых габбро-норитов, крупнозернистых анортитовых габбро-норитов, анортозитов. Пачка *b* состоит из переслаивания средне- и крупнозернистых порфиroidных габбро-норитов и анортозитов. Пачка *c* представлена переслаивающимися пойкилоофитовыми габбро-норитами, оливиновыми габбро и троктолитами. Пачка *d* состоит из переслаивания пойкилоофитовых и порфиroidных габбро-норитов, анортозитов, оливиновых норитов. Пачка *e*, венчающая горизонт, сложена габбро-норитами и норитами, постепенно переходящими в безоливиновые породы верхней эндоконтактной зоны. Мощность горизонта составляет 728 м.

Состав пород горизонта характеризуется относительно низким содержанием оливина, довольно широким развитием пироксенов и плагиоклаза. Из пироксенов в низах горизонта преобладает моноклинный, а в самых верхах — ромбический. Плагиоклаз по разрезу горизонта представлен битовнитом № 86—90 (по оптическим данным), что подтверждено одним химическим анализом минерала, согласно которому определен битовнит № 86.

Количество Al₂O₃ в породах горизонта остается высоким (около 20%), постепенно снижаясь к его верхам. Подобную же тенденцию испытывают SiO₂, MgO (табл. 11).

Сравнивая разрезы Иоко-Довыренского массива в центральной и краевой его частях (рис. 10), необходимо отметить, что нижние горизонты центральной части массива к его флангам выклиниваются. В этом же направлении происходит постепенное (под углами 5—10°) отгибание по-

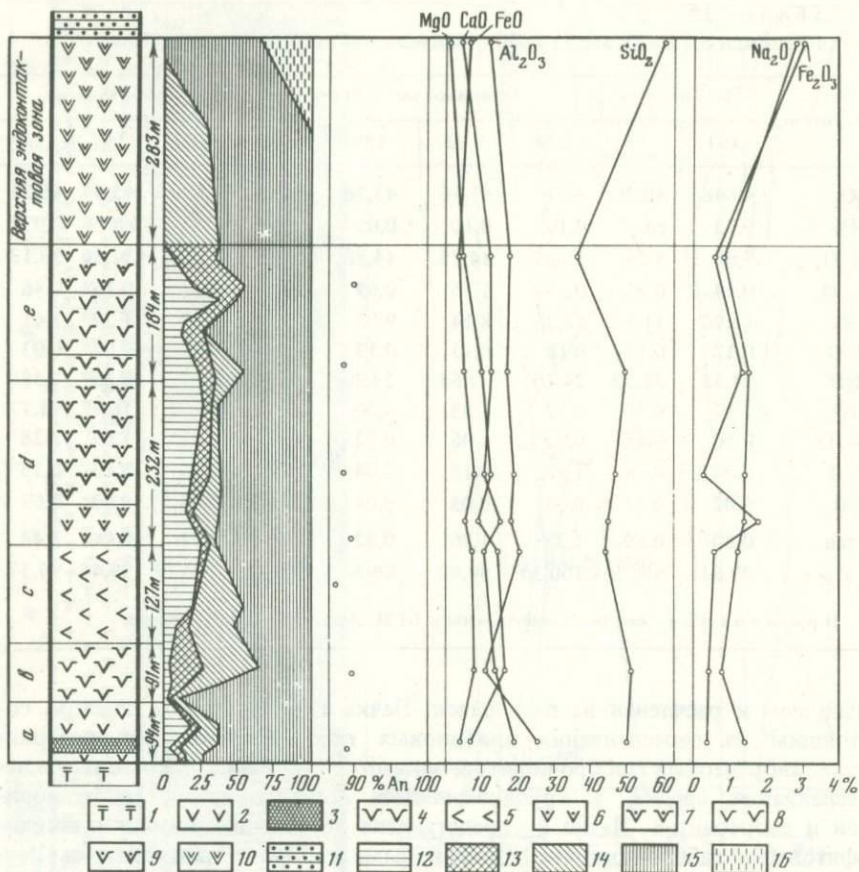


Рис. 9. Разрез горизонта оливиновых габбро-норитов и верхней эндоконтактовой зоны на горе Иоко

1 – троктолиты; 2 – переслаивание оливиновых габбро-норитов, крупнозернистых анортитовых габбро-норитов, анортозитов; 3 – габбро-пегматиты, анортитовые габбро, анортозиты; 4 – переслаивание порфиридных габбро-норитов, анортозитов, 5 – переслаивание пойкилоофитовых габбро-норитов, оливиновых габбро, троктолитов; 6 – переслаивание пойкилоофитовых пироксеновых и оливиновых габбро-норитов; 7 – переслаивание порфиридных и пойкилоофитовых габбро-норитов; 8 – переслаивание оливиновых норитов и габбро-норитов; 9 – пойкилоофитовые габбро-нориты, нориты; 10 – офитовые кварцсодержащие пироксеновые габбро; 11 – сланцы; 12 – оливин; 13 – ромбический пироксен; 14 – моноклинный пироксен; 15 – плагиоклаз; 16 – кварц и калишпат

дошвы интрузива к юго-востоку. Поэтому разрез г. Иоко является сокращенным и представленным только двумя верхними горизонтами – троктолитовым и оливиновых габбро. У нас нет необходимости обосновывать сопоставление этих двух горизонтов по вышеописанным разрезам, поскольку при детальном картировании массива эти горизонты непосредственно прослежены по простираению.

Изменчивость разрезов расслоенных пород в зависимости от воздымания подошвы массива отмечается также в Бушвельдском лополите.

Таблица 11

Химический состав (в вес.%) пород горизонта оливиновых габбро-норитов горы Ноко

Окисел	Габбро-нориты		Габбро-анортозиты			
	191	196	179	183	189	195
SiO ₂	50,02	49,06	47,00	43,88	44,48	45,80
TiO ₂	0,14	0,16	0,07	0,02	0,10	0,07
Al ₂ O ₃	10,64	16,61	23,81	20,50	18,34	18,96
Fe ₂ O ₃	0,41	1,36	0,31	0,57	1,71	0,30
FeO	7,75	5,36	3,25	7,44	5,71	7,70
MnO	0,19	0,13	0,06	0,10	0,12	0,11
MgO	15,55	9,74	5,91	13,75	8,97	11,88
CaO	13,44	12,16	16,56	11,04	14,56	11,39
Na ₂ O	0,77	1,54	1,32	1,22	1,40	1,40
K ₂ O	0,10	0,22	0,13	0,12	0,15	0,22
P ₂ O ₅	0,02	0,03	0,03	0,04	0,04	0,06
п.п.п.	0,92	3,29	1,00	1,28	4,39	1,63
Сумма	99,95	99,66	99,45	99,96	99,97	99,46

Примечание: анализы выполнены в БГИ, аналитик Г.И. Булдаева.

В разных частях этого крупнейшего на планете расслоенного интрузива обнаруживаются различия в структуре (Уэйджер, Браун, 1970). Комплекс расслоенных пород состоит из нескольких тел, имеющих блюдцеобразную или чечевицеобразную форму, в связи с чем мощность расслоенной серии максимальна в центральных частях — до 8 км (Уиллемз, 1973а) и даже 10 км (Sharpe, Shyman, 1980) и падает к краевым частям тел. Например, в районе Бетал она составляет всего лишь 1900 м (Buchanan, 1979).

С изменением мощности лополита меняются и разрезы расслоенных пород. В центральных частях тел наблюдаются наиболее полные разрезы, в которых расслоенная серия расчленена (рис. 11) на зоны (снизу вверх): базальную, критическую, главную и верхнюю (Уиллемз, 1973а). Там же, где мощность лополита сокращена, расслоенные породы, подразделяясь на зоны, обнаруживают иной петрографический состав. Так, в районе Бетал (Buchanan, 1979) выделены следующие зоны (снизу вверх): нижняя (базальная), зоны I, II, III и IV (рис. 12). Нижняя зона сложена перидотитами и пироксенитами, в верхах ее отмечаются боковые породы — сланцы и диабазы. Зона I состоит из анортозитов и мафических пегматитов, содержащих в значительных количествах пирит и пирротин. Зона II является переходной и представлена норитами и габбро. Зона III состоит из магнетитовых габбро, включающих анортозиты и шесть магнетитовых пластов. Зона IV сложена преимущественно диоритами, иногда в ее низах отмечаются анортозиты, а по разрезу насчитывается 11 магнетитовых залежей. В разрезе расслоенных пород района Бетал выпада-

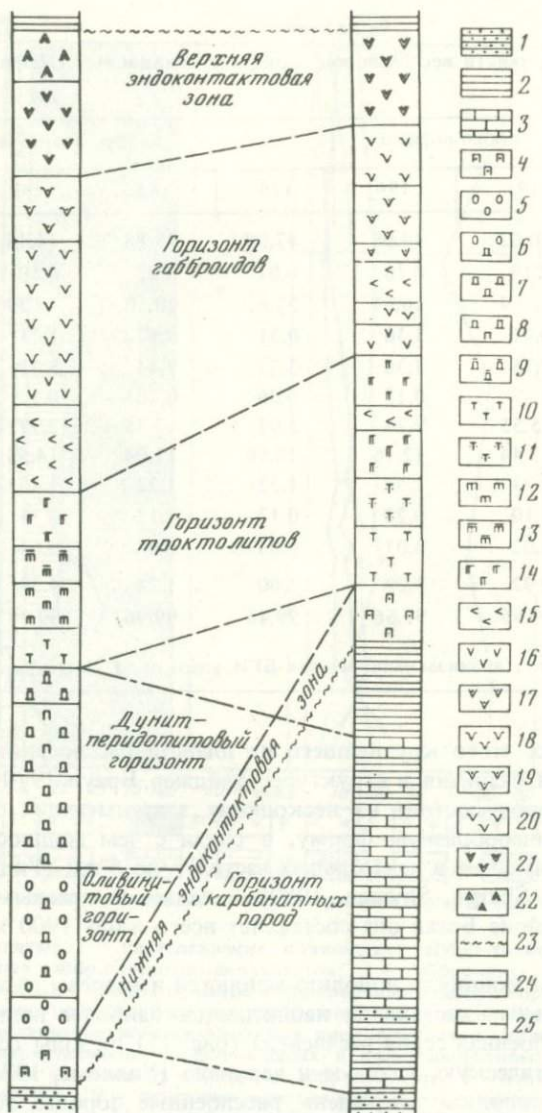


Рис. 10. Схема сопоставления разрезов центральной и краевой частей Иоко-Довыренского массива

1 — песчаники; 2 — сланцы; 3 — доломиты, известняки; 4 — полевшпатовые перидотиты; 5 — оливиниты; 6 — переслаивание оливинитов и дунитов; 7 — дуниты; 8 — переслаивание дунитов и перидотитов; 9 — энстатитсодержащие дуниты; 10 — троктолиты; 11 — пироксеновые троктолиты; 12 — троктолиты, оливиновые габбро, 13 — троктолиты, плагиоклазсодержащие дуниты, оливиновые габбро; 14 — оливиновые габбро, габбро-нориты; 15 — оливиновые габбро; 16 — переслаивание оливиновых габбро-норитов, анортитовых габбро, анортозитов, 17 — переслаивание пойкилоофитовых пироксеновых и оливиновых габбро-норитов; 18 — переслаивание порфиоровидных габбро-норитов и анортозитов; 19 — переслаивание порфиоровидных и пойкилоофитовых габбро-норитов; 20 — переслаивание оливиновых габбро-норитов и норитов; 21 — офитовые пироксеновые габбро, биотит- и кварцсодержащие; 22 — габбро-нориты, нориты, иногда с кварцем и биотитом; 23 — подошва массива; 24 — границы расслоенных магматических пород; 25 — границы, указывающие на литологические корреляции с вмещающей толщей

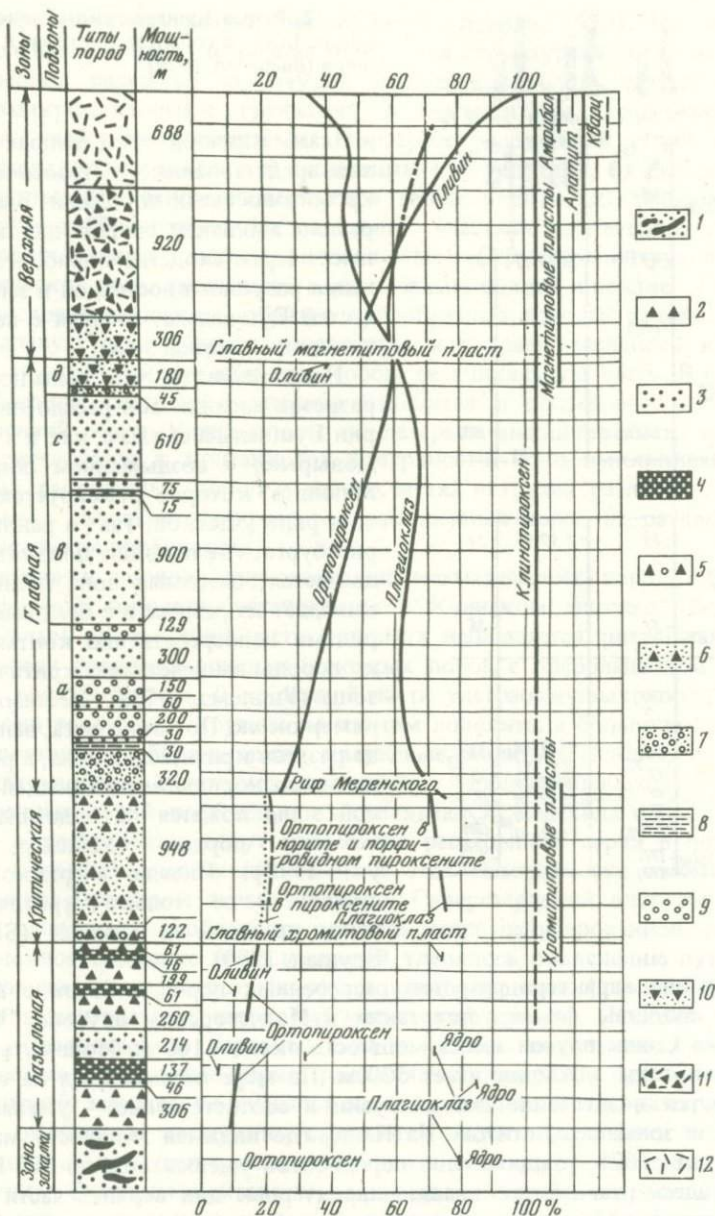
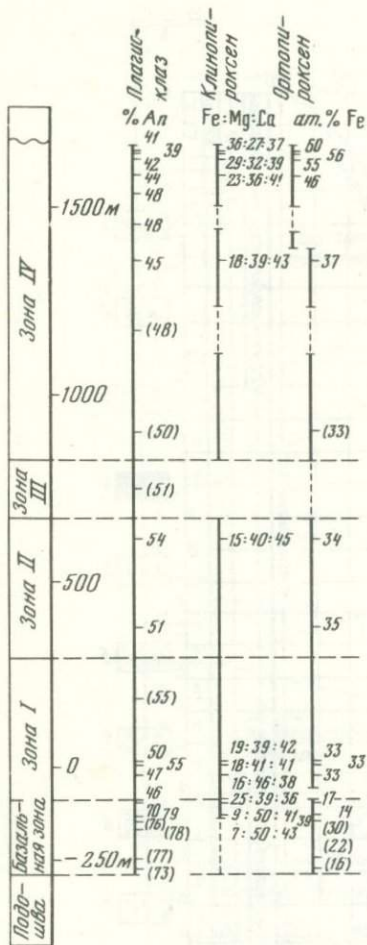


Рис. 11. Разрез раслоенной серии и состав минералов Бушвельдского лополита (Уиллемс, 1973а)

1 – гиперит и включения кварцита; 2 – пироксениты; 3 – нориты; 4 – перидотиты; 5 – полевошпатовые пироксениты; 6 – нориты в переслаивании с пироксенитами и анортозитами; 7 – пятистые нориты; 8 – игольчатые нориты; 9 – нориты, анортозитовые габбро; 10 – габбро; 11 – ферродиориты, троктолиты, анортозиты, магнетиты; 12 – ферродиориты

Рис. 12. Разрез Бушвельдского лополита в районе Бетал и состав плагиоклаза и пироксенов (Buchanan, 1979)



ют самые нижние зоны полных разрезов, представленные ультраосновными хромитоносными породами. Весь разрез по эволюции состава пироксенов имеет черты сходства с наиболее мощными разрезами восточной и западной частей Бушвельда, начиная с верхней половины главной зоны.

Надо полагать, что выпадение из разрезов нижних зон расслоенной серии Бушвельда связано, как и в Иокон-Довырене, с воздыманием подошвы лополита, которое фиксируется в целом ряде участков. Так, в районе Мариесбурга, где подошва лополита воздымается, базальная зона полностью выпадает из разреза и с боковыми породами непосредственно контактируют породы вышележащей критической зоны (Уиллемз, 1973а). Местами, например около Потчатарарюса, выпадает из разреза критическая зона, в результате чего породы вышележащей главной зоны ложатся на подстилающие боковые породы (Уэйджер, Браун, 1970). Иногда в разрезе отсутствует не только критическая зона, но даже и главная (Sharpe, Snyman, 1980)

Изменение характера разрезов расслоенных пород в связи с воздыманием подошвы фиксируется также в Мончегорском плутоне. В своей части Сопчи плутон имеет мощность около 1100 м. Мощность перидотитовой зоны здесь достигает 500 м. По мере перемещения на восток наблюдается воздымание дна интрузии и соответственно — уменьшение мощности зоны перидотитов. На Ньюде, где видимая мощность массива 430 м (скв. 767), толщина слоя перидотитов уменьшается до 50—120 м, причем здесь развиты ассоциации, характерные для верхней части перидотитового слоя, т.е. отсутствуют дуниты. Еще дальше на восток, на горе Поаз, оливинсодержащие породы полностью исчезают и разрез начинается с бронзитов (Шарков, 1980, с. 29). Вероятно, такая же особенность проявлена в структуре массива Главного хребта Мончи, где оливинсодержащие породы, как считает Е.В. Шарков, тяготеют к наиболее глубоким частям магматической камеры.

Выклинивание горизонтов расслоенных пород отмечается в интрузиве Кивакка (Северная Карелия). Геологическая структура интрузива

характеризуется внутренней анизотропией (Лавров, 1979). Вместе с тем в отдельных участках интрузива отмечается структурная согласованность расслоенной серии со структурой вмещающей толщи, представленной плагиомикроклиновыми гранитами и мигматитами, плагиогнейсо-гранитами, гнейсо-гранодиоритами. В разрезе расслоенной серии выделяются зоны (снизу вверх): а) оливиниты и перидотиты, б) пироксениты, в) нориты, г) равномернозернистые габбро-нориты, д) неравномернозернистые габбро-нориты. На отдельных участках наблюдаются придонные габбро-нориты (эндоконтактная зона). Структура интрузива — цилиндрическое тело, залегавшее первоначально полого и позднее — наклонно. Расслоенные породы, образуя дугообразные полосы, падают к северо-западу. Такое падение сохраняется и у северо-западного контакта интрузии, который представляет собою ее апикальную часть. В связи со своеобразной структурой массива находится и последовательность зон расслоенной серии. Нижние зоны по латерали выклиниваются, при этом они притыкаются к контактовой поверхности. Из-за выклинивания зон разрезы расслоенных пород в разных частях интрузии различны. Однако детального сопоставления разрезов расслоенных пород из разных участков массива не проводилось.

Различия в порядке переслаивания магматических пород, объясняемые формой лополита, установлены в Киинском массиве (Восточное Забайкалье). В западной части лополита наблюдается ритмичная смена по разрезу ультраосновных и основных пород с преобладанием последних в верхах разреза. В восточной части ультраосновных пород немного, и они тяготеют к крутым контактам лополита, а большую часть разреза составляют габбро-диориты, кварцевые диориты (Лесняк и др., 1980).

В интрузивах с пологовоздымающейся подошвой горизонты и зоны расслоенных серий постепенно выклиниваются, переходя в эндоконтактные породы. Иначе ведут себя зоны расслоенных серий в лополитах с крутыми боковыми контактами. В этих массивах они имеют тупые окончания. Примером этому является Скаергаардский интрузив, в котором данная его особенность осталась непроанализированной, поскольку основное внимание исследователей уделялось объяснению путей кристаллизации эндоконтактных пород при допущении фракционирования магмы в центральных частях магматической камеры (Уэйджер, Браун, 1970). Геологическая карта массива и разрезы показывают, что пологопадающая расслоенная серия, подходя, например, к крутому западному контакту массива, не изменяет своего залегания. Все зоны серии, имея тупые окончания, постепенно сменяются эндоконтактными породами.

Подобные же структурные соотношения между расслоенной серией и крутым боковым контактом выражены у Чинейского массива. Они проявлены здесь только в южной его части, являющейся одним из боков интрузивного тела. Другой бок массива находился, по-видимому, в северной его части, которая оказалась поднятой по крупному субширотному сбросу и эродированной. В южном боку массива расслоенные габброиды, заключающие пласты и горизонты титаномагнетитовых руд и структурно согласованные с расслоенностью ксенолиты боковых пород, постепенно переходят в эндоконтактные породы, развитые у крутого секущего контакта. Вся расслоенная серия примерно на одинаково

вом расстоянии от контакта тупо обрывается, сменяясь массивными доритами эндоконтактовой зоны.

Фаціальность расслоенных серий. В ряде базит-гипербазитовых интрузий в расслоенных сериях магматических пород, занимающих центральные части интрузивов и отделенных от вмещающих пород эндоконтактовыми зонами, обнаруживается изменение петрографического состава пород по латерали, по простиранию стратиграфических единиц.

В Бушвельдском интрузиве наибольшие изменения по латерали испытывает самая нижняя зона расслоенной серии — базальная. Во-первых, меняется по простиранию ее мощность — в восточной части массива она составляет 600 м, возрастая местами до 1500 м (Уэйджер, Браун, 1970). Во-вторых, по латерали изменяется последовательность расслоенных пород в зоне. Вопрос об изменчивости разрезов базальной зоны освещен Е. Камероном (Cameron, 1978). В восточной части массива, в районе Зварткопа, зона имеет мощность около 500 м. Она здесь сложена бронзититами с прослоями гарцбургитов и дунитов (рис. 13). В районе Уинтерфелда, Ягдлюста и Ростока мощность зоны увеличивается до 1800 м, т.е. более чем в 3 раза. Одновременно усложняется ее разрез. Она расчленяется здесь на четыре субзоны (снизу вверх): базальную, нижнюю бронзититовую, гарцбургитовую и верхнюю бронзититовую. В том и другом районе базальная зона перекрыта породами критической зоны, в частности маркирующим пластом хромититов Стелпорт. Сопоставление расслоенности базальной зоны указанных двух районов затруднительно. Только нижняя бронзититовая и гарцбургитовая субзоны еще могут найти аналогов в разрезе района Зварткопа, базальная и верхняя бронзититовая субзоны таких аналогов не имеют.

Критическая зона Бушвельда, перекрывающая базальную, обычно характеризуется выдержанностью по простиранию (Уэйджер, Браун, 1970). Тем не менее и в этой зоне последовательность расслоенных пород нарушается, что особенно заметно в северо-восточной, северо-западной и юго-восточной частях массива. Это прослеживается по характеру залегания хромититовых пластов. Большой частью они выдержаны по простиранию, однако на отдельных участках, по данным Ю.Н. Камерона и Дж. А. Десборо (1973), на коротких расстояниях изменяются характер границ пластов, их мощности, равно как и мощности разделяющих их слоев пустых пород. В хромититовых пластах отмечено изменение их химического состава по латерали, что выражено в увеличении содержаний окисного железа в хромитах по направлению от краев массива к его центру (Уэйджер, Браун, 1970). Хромиты различных участков массива различаются также величинами внутренней летучести кислорода, что предполагает вероятность различных температур их образования (Камерон, Десборо, 1973; Sneath, Klemm, 1978). Невыдержанность по простиранию на отдельных участках отмечается и для магнетитовых пластов (Уиллемз, 1973б).

В лополите Садбери отчетливо фиксируется латеральная фаціальность расслоенных пород. По совокупности геологических признаков и прежде всего структурно лополит и вмещающие его породы делятся на два участка: Нортрэйндж и Саутрэйндж (Сауч и др., 1973). К Нортрэйнджу относится большая северная часть лополита, в пределах которой он контактирует с гранитами и гранито-гнейсами архея, к Саутрэйнджу — юж-

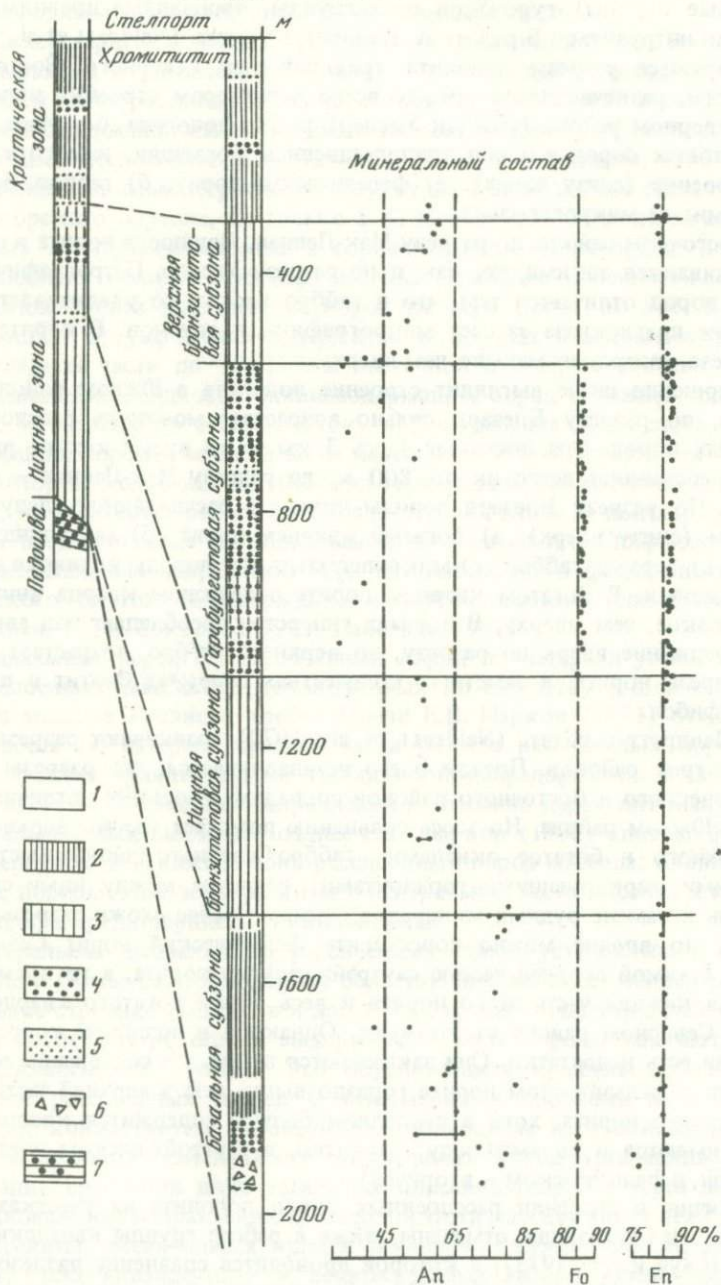


Рис. 13. Разрезы базальной зоны различных участков Бушвельдского лополита и минеральный состав пород (Cameron, 1978)

1 - нориты; 2 - полевшпатовые бронзититы; 3 - бронзититы; 4 - гарцбургиты; 5 - дуниты; 6 - ксенолитовые нориты; 7 - кварциты

ная часть, где лополит прорывает разнообразные отложения (вулканиты, осадочные породы) гуронской супергруппы, прорванные древними гранитными интрузиями. В работе А. Налдретта с соавт. (Naldrett et al., 1970) анализируются разрезы лополита трех районов: Северного, Восточного и Южного, различающихся прежде всего характером строения лополита.

В Северном районе (участок Уиснер) разрез лополита, без учета эндо-контактных пород и пород приподошвенной формации, имеет трехчленное строение (снизу вверх): а) фельзический норит; б) габбро, богатое окислами; в) микропегматит.

В Восточном районе, по разрезу Мак-Леннан, мощности норита и габбро выдерживаются такими же, как и по разрезу Уиснер. Петрографический состав пород отличается тем, что в габбро несколько увеличивается содержание плагиоклаза за счет микрографики и окислов. В норите, внизу разреза, гиперстена меньше, чем вверху.

Совершенно иначе выглядит строение лополита в Южном районе. Например, по разрезу Блезард сильно возрастает мощность расслоенных основных пород. Она достигает здесь 3 км, в то время как по разрезу Уиснер составляет всего около 800 м, по разрезу Мак-Леннан — около 900 м. По разрезу Блезард породы лополита расчленяются следующим образом (снизу вверх): а) богатый кварцем норит; б) саутрэйнджский норит; в) верхнее габбро; г) микропегматит. Все породы являются кварц-содержащими. В богатом кварцем норите содержание кварца внизу более высокое, чем вверху. В норитах гиперстен преобладает над авгитом, его содержание вверх по разрезу, до верхнего габбро, возрастает. В низах разреза нориты в заметных количествах содержат биотит и первичный амфибол.

А. Налдретт с соавт. (Naldrett et al., 1970) сравнивают разрезы указанных трех районов. Прежде всего устанавливается, что разрезы лополита Северного и Восточного районов совпадают. Большие отличия имеются в Южном районе. Но здесь сравнению помогает то, что верхнее габбро Южного и богатое окислами габбро Северного районов выступают хорошими маркирующими горизонтами; различие между ними сводится лишь к замене рудных минералов сфеном. Менее схожи разрезы ниже габбро, но вполне можно сопоставить фельзический норит Северного района с самой верхней частью саутрэйнджского норита, в то время как большая нижняя часть этого норита и весь объем богатого кварцем норита в Северном районе отсутствуют. Однако и в подобной корреляции разрезов есть недостатки. Они заключаются в том, что содержание микрографики в фельзическом норите гораздо выше, чем в верхней части саутрэйнджского норита, хотя в последнем больше содержится кварца. Различия имеются и по амфиболу: вероятно, в саутрэйнджском норите он первичен, в фельзическом — вторичен.

Различия в строении расслоенных пород лополита на участках Нор-трэйндж и Саутрэйндж отмечены также в работе группы канадских геологов (Сауч и др., 1973), в которой проводится сравнение разрезов Уиснер и Блезард. И если в работе Налдретта с соавторами существенные различия в строении расслоенных пород лополита не находят какого-либо объяснения, то в работе группы канадских геологов это объясняется тем, что лополит рассечен поздними субширотными разломами, в результате

проявления которых Саутрэйндж оказался самым нижним стратиграфическим горизонтом, выведенным ближе к поверхности.

В Скаргаардском массиве латеральная фациальность расслоенных пород выражена в увеличении основности плагиоклаза с запада на восток в верхней части расслоенной серии, а также в уменьшении в этом же направлении содержания магния в оливине и клинопироксене (Naslund, 1976).

Многими исследователями (Елисеев, 1953а,б; Образцова, 1983; и др.) подчеркивалась асимметричность структуры и анизотропия состава пород Мончегорского плутона, но только Е.К. Козлов (1953) отметил асимметричность в строении массива в горизонтальном направлении, хотя она ясно видна из геологических карт массива. Основные особенности латеральной фациальности расслоенных пород на горе Сопча, по Е.К. Козлову, следующие: "а) увеличение содержания в породах плагиоклаза от 1% в юго-западной части до 10–15% в восточной и северо-восточных частях; б) уменьшение мощности оливинсодержащих пород в нижней части массива с юго-запада на северо-восток; в) уменьшение числа слоев оливинсодержащих пород в верхней части массива в том же направлении" (с. 60–62). Автор исследования не объяснил горизонтальную изменчивость пород Сопчи, но в поздней работе он (Козлов, 1958) вновь ее подтвердил и высказал предположение об образовании ее в результате "дифференциации в горизонтальном направлении" (с. 8). Латеральную фациальность Мончегорского плутона подтверждают и другие исследователи (Докучаева, Шолохнев, 1974; Соколова, 1979; Савельев, 1981).

Фациальные переходы расслоенных пород по латерали установлены и в расслоенных массивах, расположенных по соседству с Мончегорским. Так, в массиве Главного хребта Мончи Е.В. Шарков (1971) отметил изменчивость по латерали средней части разреза расслоенных пород. Эта часть сложена трахитоидными габбро-норит-лабрадоритами и лабрадоритами, которые в западном направлении постепенно переходят в анхимономинеральные лабрадориты. Позднее Е.В. Шарков (1980) отметил фациальные переходы и в нижней зоне расслоенных пород массива: оливинсодержащие породы этой зоны развиты в центральной части массива и к краям переходят в среднезернистые габбро-нориты.

Латеральная фациальность расслоенных пород установлена в массиве Осередок (Алтае-Саянская горная область). Массив имеет концентрически-зональное строение (Поляков и др., 1974), причем концентры расслоенных пород по периметру его не выдержаны — часто породы залегают в виде выпукло-вогнутых чечевиц. Это обуславливает крайнюю изменчивость разрезов расслоенных пород. С вмещающими породами на отдельных участках контактируют пироксениты, оливиновые и безоливиновые габбро. Латеральная изменчивость расслоенных пород устанавливается на основании сравнения двух детальных описаний разрезов через массив в меридиональном направлении. В северной части массива внизу лежат клинопироксениты, сменяющиеся толщей оливиновых габброидов, включающей пласты габбро-перидотитов и лейкократовых габбро. Иначе начинается разрез в южной части: здесь внизу лежат лейкократовые оливиновые габбро с плагиоклазом низкой основности, включающие пласт габбро-троктолитов, а выше залегают оливиновые габбро с телами пироксенитов. Различия в порядке чередованности пород по разрезам подчеркиваются разным

количественным содержанием главных породообразующих минералов. Анализируя характер изменчивости разрезов расслоенных пород по простиранию, Г.В. Поляков с соавт. (1974) отмечают, что наиболее резкой изменчивостью, варьирующей в широком диапазоне от лабрадоритов и габбро-анортозитов через различные по меланократовости габбро до ультрабазитов, обладает средняя зона расслоенной серии. Объяснений происхождению латеральной изменчивости расслоенных пород не дается.

Кроме массива Осередок, в Алтае-Саянской горной области латеральная изменчивость расслоенных серий достаточно хорошо выражена в Канатикском (Поляков и др., 1974) и Патынском массивах (Орлов, 1975).

В Витимконском массиве (Средневитимская горная страна) изменчивость разрезов расслоенных пород отмечена М.И. Грудининым (1979). Она видна из анализа схемы геологического строения массива. Кроме того, она подтверждается приводимыми М.И. Грудининым разрезами по массиву, по которым устанавливаются существенные различия в порядке переслаивания пород. По разрезу р. Витимкон большей частью вскрыты мезократовые габброиды с небольшими обособлениями мелано- и лейкократовых. По разрезу Новая Якша — Большой Тузалинский мезократовые габбро перемежаются с габбро-пегматитами и пегматоидными габбро, а центральная часть массива сложена лейкократовыми габбро, габбро-анортозитами и анортозитами. Объяснений различиям в разрезах массива не дается.

В массиве Какулима (Гвинейско-Либерийский щит), который по характеру расслоенности подобен Великой Дайке (Владимиров и др., 1971), выделяются две зоны: ультраосновная (нижняя) и норитовая (верхняя). Нижняя зона мощностью более 500 м сложена дунитами, бронзититами, лерцолитами и меланократовыми оливиновыми норитами, которые образуют внутри зоны либо самостоятельные горизонты, либо линзуются. В зоне нижний горизонт сложен бронзититами. Выше их лежит сложно построенный горизонт меланократовых норитов. В нем трудно выделить слои, состоящие из одних пород, так как на коротких расстояниях наблюдаются переходы между бронзититами, лерцолитами, меланократовыми и нормальными норитами. В юго-западной части массива в этом горизонте преобладают бронзититы, лерцолиты и нориты, в северо-западной — оливиновые и меланократовые нориты, содержащие неправильной формы обособления бронзититов. В верхней зоне, сложенной меланократовыми оливиновыми и лейкократовыми норитами и микроноритами, а также порфировидными норитами, имеющими тонкую ритмичную слоистость, фациальной изменчивости не отмечено. Объяснений латеральных фациальных переходов исследователями не дается.

Латеральную фациальность расслоенных пород Талнахской трапповой интрузии описал И.А. Зотов (1979): "продуктивные интрузивы Талнаха характеризуются однообразной продольной зональностью, отмечающейся во всех магматических ветвях" (с. 118). Верхнеталнахский, в частности, интрузив можно представить, по мнению И.А. Зотова, "как пирог, корка которого сложена бессульфидными безоливиновыми (в меньшей степени оливинсодержащими) габбро-долеритами, а начинка — сульфидоносными оливиновыми и пикритовыми габбро-долеритами" (с. 119). Как подчеркивает И.А. Зотов, подобное зональное строение интрузивных массивов не находит объяснения с позиции механического способа внедрения магмы.

Оно, по его мнению, является отражением "эволюции состава магматических масс по мере их поступательного продвижения в терригенно-осадочной толще..., в результате магматического замещения, происходящего на фронте внедрения магм" (с. 119). И подобный механизм в общих чертах объясняет латеральную фаціальность трапповых интрузивов, однако И.А. Зотов усложняет его, привлекая механизм трансмагматических флюидов, которые якобы проходили сквозь периферические расплавы, возникшие при магматическом замещении боковых пород, и вызывали метаматматическое изменение периферических магм, приближая их состав к составу тыловых частей интрузии.

ЭНДОКОНТАКТОВЫЕ ЗОНЫ

При изучении Скаергаардского расслоенного массива были выделены краевые группы пород — боковая и верхняя, отличающиеся от расслоенных пород, хотя, судя по описаниям этого массива в сводке Л. Уэйджера и Г. Брауна (1970), в состав боковой краевой группы включались и расслоенные породы наряду с тонкозернистыми, закаленными. Исследования последних лет показывают, что краевая контактовая зона Скаергаарда сложена чередованием тонких полос габбро и оливинового габбро и должна быть отнесена к расслоенной серии. В породах зоны пикриты развиты в виде блоков (Hoover, 1978).

В других расслоенных интрузиях выделяются только нижняя и верхняя зоны, обычно называемые эндоконтактовыми. Боковые контактовые породы были описаны В.В. Слудкевичем (1975, 1978) в Шельтингском массиве (Сахалин). Однако последующие исследования (Бехтольд, Семенов, 1978) указывают, во-первых, на разновозрастность в массиве гипербазитов и габброидов, причем последние развиты преимущественно в краевых частях массива, из-за чего создается иллюзия краевой фации, и, во-вторых, на спорадическое проявление эндоконтактовых зон, в которых габбро переходят в долериты.

Е.В. Шарков (1980) пишет, что "особую важность имеет тот факт, что независимо от состава пород все интрузивы (расслоенные, — С.Г.) характеризуются однотипным строением, главными элементами которого являются конформные с контактами краевые серии, эволюционирующие от краев во внутрь, и автономные по отношению к контактам центральные серии, эволюционирующие снизу вверх" (с. 83). Он указывает, что подобная схема строения может быть распространена на большинство типов расслоенных плутонов. Подтверждая указанную схему строения расслоенных массивов, все же нельзя не отметить существования расслоенных интрузивов, в которых эндоконтактовые зоны либо не проявлены, либо выражены крайне слабо. К числу таких интрузивов могут быть отнесены многочисленные массивы, залегающие в отложениях нижнего протерозоя, — Чайский, Нюрундуканский, Холоднинский и др. Представляется, что подобные массивы есть и в других регионах. Общим для них является развитие расслоенных пород прямо у контактов с вмещающей толщей. Предположительно можно утверждать, что развитие эндоконтактовых зон — функция глубины становления интрузивов; подобные зоны наиболее полно развиваются в гипабиссальных и приповерхностных условиях.

Поскольку боковые эндоконтактовые зоны с достаточной достоверностью не установлены ни в одном из расслоенных интрузивов, мы ограничимся характеристикой нижней и верхней зон. В петрогенетическом и металлогенетическом отношениях наибольшее значение имеет нижняя эндоконтактовая зона, от степени развития которой зависят явления ликвации и дифференциации магмы (в объемах этих зон), циркуляции постмагматических растворов. Со степенью развития нижней зоны связаны развитие и зрелость верхней эндоконтактовой зоны.

Нижняя эндоконтактовая зона

Расслоенные серии в гипабиссальных и приповерхностных интрузиях отделены от боковых вмещающих пород эндоконтактовыми зонами, сложенными магматическими породами, отличающимися по ряду признаков от пород расслоенной серии. Мощность нижних эндоконтактовых зон в отдельных массивах оценивается по-разному, что зависит не столько от критериев различения контактовых пород от расслоенных, сколько от объективных трудностей, обусловленных постепенностью перехода контактовых пород в расслоенные. По-разному мощность нижней эндоконтактовой зоны оценивалась, например, в Бушвельдском лополите (Уэйджер, Браун, 1970). Разные оценки мощности нижней эндоконтактовой зоны приводятся и для некоторых отечественных расслоенных массивов. Так, в Мончегорском плутоне Е.К. Козлов (1973) оценивает мощность зоны в пределах от 25–60 до 110–300 м. Е.В. Шарков (1980), включая плутон в состав Монче-тундровского массива, дает тем не менее иные значения мощности зоны — от 10–15 до 100–120 м.

Поскольку существуют расслоенные массивы без эндоконтактовых зон, в силу значительной глубины формирования, нижние эндоконтактовые зоны по мощности сильно варьируют. Можно привести значения мощности зон для отдельных массивов: Стиллуотер — 165 м, Бушвельд — 120 м, Кинглапейт — 700 м (Уэйджер, Браун, 1970), Маскоккс — 60–850 м (Шарков, 1980), Киинский — от 40–50 до 90 м (Лесняк и др., 1980), Июко-Довыренский — 150–160 м.

Строение нижних эндоконтактовых зон характеризуется прежде всего развитием закаленных пород, непосредственно контактирующих с боковыми породами. В Июко-Довырене установлено, что развитие зон закалки определяется литологией боковых пород. Зоны обычно проявлены на контактах со сланцами и представлены диабазовыми порфиритами, габбро-диабазами и мелкозернистыми габбро, постепенно переходящими в полевошпатовые перидотиты. Петрографические и петрохимические характеристики этих пород приводились нами ранее (Гурулев, 1965), поэтому обратим внимание лишь на то, что в диабазовых порфиритах часто обнаруживаются реликтовые участки (ксенолиты) измененных сланцев. Такие участки сложены плагиоклазом и пироксеном с примесью биотита, гидроокислов железа и пелита. Местами их достаточно много, в силу чего породы приобретают микробрекчиевую текстуру. Контакты массива с карбонатными породами, вскрывающиеся на обоих флангах массива, не несут зон закалки. Здесь с доломитами, обнаруживающими изменения (развитие форстерита), обычно контактируют полевошпатовые перидотиты. Нако-

нец, на контактах с кварцевыми песчаниками интрузивные породы представлены офитовыми габбро.

Зоны закалки характерны также для сопровождающих массив габбро-перидотитовых силлов. Поскольку последние залегают, как правило, в сланцевых пластах, зоны закалки в них представлены диабазовыми порфиритами и габбро-диабазам.

Заметим, что противоречивые сведения имеются о зонах закалки в силлах, сопровождающих Бушвельдский лополит, — одни исследователи подтверждают их развитие (Frick, 1973), другие утверждают, что зоны закалки в силлах отсутствуют (Grant et al., 1981).

В структурной ассоциации с зонами закалки иногда развивается сульфидное оруденение, но оно, как правило, размещено в магматических породах, перекрывающих зону закалки. В Иоко-Довырене сульфидное вкрапленное оруденение несут полевошпатовые перидотиты. В Норильских интрузиях сульфидное оруденение сосредоточено в такситовых габбро-долеритах и габбро, имеющих все признаки основных пегматоидов (Золотухин и др., 1975). В перидотит-пироксенит-габбровых силлах архейского комплекса Дир-Лейк (США, Миннесота) зона закалки структурно распадается на три части. В нижней части развит разнотекстурированный базальт, в средней — базальт с характерным скелетным спинифексоподобным актинолитом по моноклинному пироксену, в верхней — базальт с сульфидным оруденением (Ripley, 1979).

В гипабиссальных и приповерхностных интрузиях в зонах закалки появляются обычно такие характерные породы, как диабазовые порфириты, отмечающиеся в Бушвельде, Иоко-Довырене, Норильске. В интрузиях, сформировавшихся в несколько более глубинных условиях, в составе закалочных пород присутствуют только диабазы. Характерным примером в этом отношении является Мончегорский плутон, где в самом низу нижней эндоконтактной зоны развиты диабазы, непосредственно контактирующие с вмещающими породами. В диабазах, по сравнению с породами эндоконтактной зоны, резко уменьшается размер минеральных зерен, плагиоклаз выделяется не в виде таблиц, а в виде лейст, и всегда присутствует биотит (Козлов, 1973).

Состав пород нижних эндоконтактных зон, если исключить закалочные породы, в каждом отдельно взятом массиве довольно близок. Так, в Иоко-Довыренском массиве в нижней эндоконтактной зоне развиты полевошпатовые перидотиты и оливиновые габбро-норлиты, значительно меньше распространены биотит-оливиновые габбро, офитовые безоливиновые габбро, пегматоидные габбро. В целях выяснения условий формирования эндоконтактной зоны необходимо обратить внимание на геологическое положение офитовых и пегматоидных габбро.

Офитовые габбро часто развиваются вблизи контакта массива с кварцевыми песчаниками. Например, на Озерном участке, где массив контактирует с ороговикованными, существенно кварцевыми песчаниками, разрез эндоконтактной зоны начинается с диабазовых порфиритов, которые сменяются офитовыми габбро, постепенно переходящими в полевошпатовые перидотиты. На участке Рыбачьем офитовые габбро, переходящие иногда в пегматоидные габбро и габбро-пегматиты, развиты на контактах с ксенолитами кварцевых песчаников. Офитовые габбро в эндоконтактной

зоне развиты также вне пространственной связи с боковыми породами. Так, по кл. Халькопиритовому в полевошпатовых перидотитах представлены офитовые габбро в виде тел неправильной формы. Контакты между породами характеризуются постепенным переходом. Все эти соотношения между офитовыми габбро и другими контактирующими с ними породами — с одной стороны, полевошпатовыми перидотитами и, с другой, песчаниками вмещающей толщи — свидетельствуют, на наш взгляд, о структурной зависимости в размещении этих пород от ксенолитов песчаников. Блоки офитовых габбро в полевошпатовых перидотитах нужно рассматривать, видимо, как габброизированные ксенолиты песчаников. В связи с этим необходимо отметить, что офитовые габбро развиваются также в сопровождающих массив силлах, иногда слагая их полностью или частично, вместе с полевошпатовыми перидотитами. Силлы, полностью сложенные офитовыми габбро, обычно залегают в сланцево-песчаниковых породах эндокской свиты и, как правило, в удалении от массива. В сложных по составу силлах офитовые габбро развиваются в их центральных частях. Так, в силле по кл. Центральному они выходят в обнажениях и вскрыты скважинами на глубине.

На основании разреза по этому силлу высказывалось мнение (Гурулев, 1965) о магматической расслоенности силлов, подстилающих Иоко-Довыренский массив. Однако вся совокупность фактов, связанных с геологическим положением офитовых и пегматоидных габбро, не позволяет поддерживать это мнение.

Офитовые габбро, не содержащие оливина, в эндоконтактной зоне часто переходят в оливиновые габбро, в которых наряду с пироксеном в заметных количествах появляется оливин, но соответственно снижается количество плагиоклаза.

Вариации в составе пород нижней эндоконтактной зоны Иоко-Довырена (табл. 12) обусловлены в основном двумя причинами: контаминированностью магмы веществом боковых пород и кристаллизацией (появление зон закалки). Влияние постороннего материала сказывается в появлении пород, относительно обогащенных SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , Na_2O , K_2O . Этим же влиянием объясняется появление в породах биотита. Общая насыщенность эндоконтактной зоны щелочами по сравнению с породами расслоенной серии выражается в более высоких величинах отношений $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ и $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$, отображающих содержание щелочей в зависимости от содержания Al_2O_3 как наиболее инертного компонента в магматическом процессе. Эти величины наиболее высоки для офитовых габбро и полевошпатовых перидотитов, по крайней мере, в несколько раз выше, чем в расслоенных породах (табл. 13).

Повышение отношения $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ в расплавах создает благоприятные условия для концентрации CaO , что выражено, в частности, в увеличении содержаний в породах клинопироксена и плагиоклаза. Среднее содержание в оливиновых габбро-норитах и полевошпатовых перидотитах эндоконтактной зоны клинопироксена достигает 11,6, а плагиоклаза — 18,0 об.% (из 15 подсчетов).

Из пород нижней эндоконтактной зоны Иоко-Довырена анализировались клино- и ортопироксены (табл. 14). Железистость клинопироксенов (ан. 4,666д) невысока ($f = 14,1-16,5$) и сравнима с железистостью клино-

Таблица 12

Химический состав (в вес.%) пород нижней эндоконтактовой зоны Иoko-Довырена

Оксид	1 (n = 1)	2 (n = 6)	3 (n = 3)	4 (n = 19)	5 (n = 3)
SiO ₂	46,06	53,45	46,45	41,81	47,31
TiO ₂	0,12	0,96	0,41	0,23	0,48
Al ₂ O ₃	11,16	15,25	9,65	5,55	10,32
Fe ₂ O ₃	1,52	2,18	2,21	3,03	2,84
FeO	7,96	7,80	7,82	8,06	7,88
MnO	0,13	0,16	0,19	0,15	0,18
MgO	20,72	8,16	19,62	30,46	18,12
CaO	6,72	5,52	8,15	3,99	9,04
Na ₂ O	1,21	0,98	0,76	0,33	1,03
K ₂ O	0,43	0,56	0,74	0,17	0,62
Cr ₂ O ₃	—	—	0,14	0,05	—
P ₂ O ₅	0,02	0,18	0,07	0,07	0,04
SO ₃	—	0,11	0,51	—	0,44
CO ₂	—	—	0,25	—	—
H ₂ O+	3,43	4,58	2,72	6,10	1,61
H ₂ O-	0,07	0,11	0,19	—	0,09
Ni	—	—	0,11	—	—
Сумма	99,55	100,00	100,00	100,00	100,00

Примечание: 1 — диабазовый порфирит, 2 — габбро-диабазы, 3 — габбро, 4 — оливковые габбро-нориты и полевошпатовые перидотиты, 5 — офитовые габбро.

Таблица 13

Отношения K₂O/Al₂O₃ и (K₂O + Na₂O)/Al₂O₃ в породах Иoko-Довырена

Породы	Число анализов	K ₂ O/Al ₂ O ₃	(K ₂ O + Na ₂ O)/Al ₂ O ₃
Габбро-диабазы	7	0,038	0,111
Габбро, в том числе офитовые	8	0,075	0,149
Биотит-полевошпатовые перидотиты	12	0,071	0,147
В целом по породам эндоконтактовой зоны	27	0,061	0,136
Расслоенные породы	27	0,016	0,122
В целом по массиву	54	0,038	0,129

пироксенов из расслоенных пород. Несколько выше ($f = 17,7-20,0$) железистость ортопироксенов (ан. 4а, 5).

Породы нижней эндоконтактовой зоны, особенно полевошпатовые перидотиты, постоянно серпентинизированы, местами полностью превращены в серпентиниты. Серпентинизация характеризуется равномерным распределением в породах серпентина, замещающего оливин и пироксены, в то

Таблица 14

Химический состав (в вес.%) пироксенов нижней и верхней эндоконтактных зон Йоко-Довырена

Окисел	Клинопироксены			Ортопироксены		
	4	666д	152	4а	5	167
SiO ₂	50,15	51,57	43,15	52,82	52,05	51,55
TiO ₂	0,31	0,32	0,33	0,31	0,31	0,33
Al ₂ O ₃	2,96	3,66	9,18	2,25	2,23	3,84
Fe ₂ O ₃	2,14	0,87	2,67	1,24	0,84	0,96
FeO	4,10	4,25	9,90	9,24	9,76	11,56
MnO	0,16	—	0,16	0,24	0,22	0,23
MgO	18,30	17,02	17,00	28,92	29,08	24,85
CaO	20,30	21,68	9,64	2,96	2,86	4,01
Na ₂ O	0,25	0,20	1,10	0,14	0,15	0,73
K ₂ O	0,06	0,04	0,23	0,09	0,09	0,18
P ₂ O ₅	0,04	—	0,02	0,04	0,03	0,02
п.п.п.	1,35	0,06	7,00	1,87	1,88	—
Сумма	100,12	99,67	100,38	100,12	99,50	100,34
f	16,5	14,1	29,6	20,0	17,7	22,6

Примечание: анализы выполнены в БГИ: 666д — аналитик Н.Н. Гурулева, остальные — аналитик Г.И. Булдаева.

время как по плагиоклазу развиты пелит, карбонат и эпидот. В полевошпатовых перидотитах эндоконтакта содержание серпентина, пелита, карбоната и эпидота достигает 40% объема, оно не снижается ниже 4%. О содержании постмагматических минералов в породах свидетельствуют также средние значения H₂O⁺, которые достигают 4,48 вес.% (из 30 анализов).

Эндоконтактная зона сочленяется с расслоенными породами внутренних, центральных частей массива путем постепенных переходов (если только эти сочленения не осложнены разрывной тектоникой), что характерно для подобных зон и других расслоенных массивов (Уэйджер, Браун, 1970; Козлов, 1973).

В Мончегорском плутоне нижняя эндоконтактная зона, если исключить диабазы зоны закалки, сложена норитами, оливиновыми норитами, габбро-норитами, кварцевыми и кварц-биотитовыми норитами, габбро-норитами, полевошпатовыми перидотитами, полевошпатовыми оливиновыми пироксенитами, полевошпатовыми пироксенитами (Козлов, 1973). Для зоны в целом характерно увеличение количества плагиоклаза к ее низам, развитие жил габбро-норит-пегматитов и диорит-пегматитов, изменчивость и разнообразие состава пород и их структур, развитие преимущественно гипидиоморфно-зернистых структур, неравномерное распределение сульфидов. Породы эндоконтактной зоны характеризуются несколько повышенной щелочностью, что видно из величин K₂O/Al₂O₃ и (K₂O + Na₂O)/Al₂O₃, вычисленных по данным Е.К. Козлова, — 0,032 и 0,154 соответ-

венно, в то время как для пород всего плутона те же величины равны 0,027 и 0,137.

В Чинейском габброидном массиве эндоконтактовая зона сложена роговообманковыми габбро, заметно обогащенными щелочами, окисью алюминия и железом. Местами в зоне появляются кварц- и калишпатсодержащие разности габброидов.

Нижняя эндоконтактовая зона может быть выражена и в силлах. В частности, в трапповых силлах района Норильска в качестве эндоконтактовой зоны могут рассматриваться такситовые габбро-долериты.

Верхняя эндоконтактовая зона

Верхняя эндоконтактовая зона в расслоенных массивах обычно бывает мощнее нижней. Как и в случае с нижней эндоконтактовой зоной, существуют неопределенности в вопросе отнесения пород к верхней эндоконтактовой зоне. Так, Л. Уэйджер и Г. Браун (1970) в Скаергаарде относят к верхней краевой группе расслоенные породы мощностью до 2 км, с чем трудно согласиться, тем более что в массиве не установлена кровля. В Садбери к верхней эндоконтактовой зоне следует относить микропегматиты. В Июко-Довырене мощность верхней эндоконтактовой зоны составляет 280—400 м; зона сложена в основном кварцсодержащими пироксеновыми габбро, реже габбро-норитами и норитами. Относительно выделения верхней эндоконтактовой зоны в Бушвельдском лополите нет единогласия. Одни исследователи относят красные граниты и перекрывающие их гранофиры к приконтактовой фации расслоенного плутона (Rhodes, 1975; Салоп, 1977); другие полагают, отмечая рвущие контакты гранитов с расслоенными породами, что граниты и гранофиры не входят в структуру расслоенного плутона (Уэйджер, Браун, 1970; Уиллемз, 1973а).

Характерной особенностью верхней эндоконтактовой зоны расслоенных интрузивов является более кислый состав ее пород и появление микрографических сростаний плагиоклаза и кварца; в общем виде состав зоны изменяется в сторону гранитоидных пород. Это видно из сравнения средних составов пород нижней и верхней эндоконтактовых зон Июко-Довырена (табл. 15). Из пород верхней эндоконтактовой зоны Июко-Довырена анализировались клино- и ортопироксен (см. табл. 14, ан. 152 и 167). Оказывается, что железистость пироксенов здесь заметно выше, чем в породах нижней эндоконтактовой зоны и расслоенной серии.

Т а б л и ц а 15

Химический состав (в вес.%) пород нижней (1) и верхней (2) эндоконтактовых зон Июко-Довырена

Окисел	1 (n = 16)		Окисел	2 (n = 4)		Окисел	1 (n = 16)		2 (n = 4)	
SiO ₂	41,91	47,92	FeO	7,65	5,55	Na ₂ O	0,44	0,80		
TiO ₂	0,29	0,44	MnO	0,18	0,12	K ₂ O	0,41	1,41		
Al ₂ O ₃	6,79	18,70	MgO	27,73	8,20	H ₂ O ⁺	5,15	0,08		
Fe ₂ O ₃	3,68	1,22	CaO	5,04	12,05	P ₂ O ₅	0,05	0,03		

Для ряда расслоенных интрузивов (Бушвельд, Садбери и др.) характерно развитие в верхних эндоконтактных зонах гранитоидных пород, комагматов породам этих интрузивов. В ряде интрузивов наблюдается заметное раскисление пород верхней эндоконтактной зоны, хотя породы в целом остаются основными. К числу таких интрузивов относится и Иоко-Довыренский.

Верхние эндоконтактные зоны расслоенных интрузий формируются под влиянием процессов метамагматизма (Коржинский, 1973). На их формирование оказывают существенное влияние следующие факторы: состав внедряющейся магмы, состав замещенных магмой пород, длительность и интенсивность магматического замещения, характер диффузионной внутрикамерной дифференциации магмы.

КСЕНОЛИТЫ

Ксенолиты представляют группу характерных образований, довольно распространенных в телах расслоенных интрузивов, однако совершенно незаслуженно малоизученных. Ксенолиты боковых и магматически преобразованных пород отмечались во многих расслоенных интрузиях: в массивах Кольского полуострова (Иванова, 1953; Козлов, 1958; Старицына, 1960; Богачев и др., 1963), в Чинейском габброидном (Лебедев, 1962а, б), в Кизирском габбро-сиенитовом (Лебедев, Богатиков, 1963), в дунит-троктолитовых массивах Становика (Щека, 1969), в анортозитах Джугджура (Мошкин и др., 1967), в Дулутском массиве и в Скаергаарде (Уэйджер, Браун 1970), в Бушвельдском лополите (Biljon, 1949; Уиллемз, 1973а). Весьма насыщены ксенолитами трапповые интрузии Сибирской платформы (Юдина, 1965; Золотухин, Васильев, 1967; Феоктистов, 1972; Золотухин и др., 1975; Зотов, 1979; Зотов и др., 1979).

То, что ксенолиты боковых пород широко распространены в расслоенных интрузиях, не является чем-то исключительным. Столь же часто ксенолиты встречаются, например, в гранитах (Борисов, 1963; Питчер, 1972). Они зафиксированы в щелочных интрузивах (Горстка, 1971). Ксенолиты составляют характернейший структурно-вещественный элемент кимберлитовых тел. Часть их здесь представлена неизменными боковыми породами, другая часть — породами фундамента (граниты, габбро, кристаллические сланцы, грейсы, эклогиты, гранулиты), третья — глубоко преобразованными породами (гранатовыми лерцолитами, шпинелевыми перидотитами). Наибольший интерес вызывает третья группа ксенолитов, которая рассматривается большинством исследователей в качестве мантийных образований, хотя есть и мнения об их коровом генезисе (Ковальский, Никишов, 1969). Ксенолиты широко распространены в базальтах. Обзор представлений о генезисе ксеногенных включений в базальтах, выполненный И.М. Волоховым (1972), показывает, что ксеногенная природа включений никем не оспаривается, различия взглядов сводятся только к пониманию того, откуда — из мантии или из вмещающих боковых пород — они происходят. Ксенолиты выносятся и в лавах современных вулканов, где их коровое происхождение в некоторых случаях доказывается вполне убедительно (Масуренков, Комкова, 1978).

Ксенолиты в качестве структурного элемента привлекались, насколько

известно, только при изучении гранитоидных интрузий, в которых по ксенолитам выделяются теневые структуры, некогда присущие вмещающим интрузию породам (Питчер, 1972). В расслоенных интрузиях ксенолитам до наших исследований не уделялось достаточного внимания.

Ксеногенные образования, как один из характерных признаков, привлекались нами для объяснения генезиса магматической расслоенности в Иоко-Довыренском массиве, где было установлено распределение ксенолитов в виде просвечивающей структуры, трассирующей в интрузии горизонт карбонатных пород вмещающей толщи (Гурулев, 1965, 1979а). Ксеногенные образования Чайского массива нами рассматривались в связи с формированием определенных петрографических типов магматических пород и объяснялись, как и в Иоко-Довыренском массиве, проявлением процессов магматического замещения (Гурулев, Самбуев, 1967).

Во всех расслоенных габбро-перидотитовых и габброидных массивах Северного Прибайкалья установлены ксенолиты пород, то преобразованные магмой, то совершенно неизменные. Состав ксенолитов разнообразен; он определяется, с одной стороны, литолого-петрографическим составом тех толщ, в которых размещены интрузии, и, с другой — составом магмы, вызывающей их преобразование. На рассмотрении процессов преобразования ксенолитов мы остановимся в гл. 3, здесь же обратим внимание на особенности структурного положения и размещения ксенолитов.

Размеры ксенолитов в расслоенных интрузивах сильно изменчивы: от желваков в 2–3 см до крупных с поперечником в 100–150 м. Иногда встречаются и более крупные. Так, площадь ксеногенного тела серпентинитов в Чайском массиве достигает 7 км². В Чинейском габброидном массиве некоторые ксенолиты карбонатных пород имеют длину до 1 км. В массиве Луккулайсваара (Карелия) некоторые ксенолиты достигают размеров 1,5×0,3×0,8 км, хотя наиболее распространены ксенолиты размером (50–100)×(5–15) м (Интрузивные..., 1976). Мелкие желваковые ксенолиты целыми колониями развиваются возле крупных. В этом случае магматические породы, включающие ксенолиты, приобретают вид псевдобрекчий.

Большинству ксенолитов расслоенных интрузий присуща уплощенная, плитообразная форма, но встречаются ксенолиты и угловатой, неправильной формы, например ксенолиты доломитов и метасоматитов по ним в Иоко-Довыренском массиве. Встречаются также ксенолиты, залегающие в виде пластов, участвующих в согласном переслаивании с магматическими породами. Ксенолиты такой формы, сложенные амфиболитами и кварцевыми песчаниками, отмечались, например, в габброидах Нюрундуканского массива. Ксенолиты-пласты фиксировались также в Кааламском массиве габброидов и плагиогранитов Карелии (Интрузивные..., 1976), в анортозитовых массивах Джугджур (Мошкин и др., 1967).

Вопросам генезиса различных включений в магматических породах посвящены многочисленные исследования, о чем можно судить по обзорным работам (Goodspeed, 1948; Борисов, 1963; Волохов, 1972). Генетической классификации их посвящены единичные работы. Так, Г.Гудспид (Goodspeed, 1948; Гудспид, 1950) включил в интрузивных породах подраздел на ксенолиты, гомеогенные включения и скиалиты. Ксенолиты в свою очередь делятся на эпиксенолиты — фрагменты вмещающих пород, отторг-

нутые от кровли или прилегающих стенок, и гипоксенолиты — включения, вынесенные магмой со значительных глубин. Гомогенные (родственные) включения могут иметь одинаковое происхождение с эпи- и гипоксенолитами и быть одинакового состава с включающей их изверженной породой, отличаясь от нее структурой, или одинакового состава и структуры. Под скиалитами понимаются включения, значительно переработанные магмой; от них остаются лишь "тени", намечающие форму некогда существовавших ксенолитов.

Нами (Гурулев, 1965) предложено различать также ксенолит-реликты, под которыми понимаются реликтовые участки исходных пород, сохраняющиеся в ксенолитах.

С иных позиций подходит к классификации ксенолитов О.М. Борисов (1963), предлагая подразделять их по степени преобразования магмой. По этому критерию в гранитоидных породах выделяются четыре типа ксенолитов, связанных взаимопереходами, а именно: 1) перекристаллизованные, 2) орговикованные или фельдшпатизированные, 3) базифицированные и (или) гранитизированные, 4) шпильки растворения.

Наибольшего внимания, на наш взгляд, заслуживает классификация Г. Гудспида. Эта классификация находила применение в ряде геолого-петрографических работ по расслоенным интрузиям. В частности, ее придерживаются А.П. Лебедев и О.А. Богатиков (1963) при характеристике ксенолитов Кизирского расслоенного массива.

ПРОСВЕЧИВАЮЩИЕ СТРУКТУРЫ

Одной из характерных, но, к сожалению, мало освещенной в литературе особенностью внутренней структуры расслоенных интрузивов являются просвечивающие структуры. Они характеризуются сочетанием магматических и вмещающих пород (преобразованных магмой), сохраняющих структурное положение, присущее вмещающей толще. К числу таких структур относятся прежде всего просвечивающие горизонты осадочных пород вмещающей толщи, фиксируемые размещением ксенолитов, и складки в магматических породах, выделяемые по участвующим в переслаивании ксенолитам. Ранее нами (Гурулев, 1979а) в число просвечивающих структур включались также некоторые текстурно-геологические признаки магматических пород (несогласия, "рытвины" и "кочки", крупнобрекчиевидная текстура и т.п.). Думается, что эти признаки целесообразнее рассмотреть при характеристике магматической расслоенности, несмотря на то что генезис этих в высшей степени примечательных геологических образований, без всякого сомнения, связан с унаследованием их от вмещающих пород.

Просвечивающая, тeneвая структура выделяется в Июко-Довыренском массиве по ксенолитам карбонатных и апокарбонатных пород. Ксенолиты приурочены к дунит-перидотитовому горизонту центральной части массива и, при выклинивании горизонта, к нижней эндоконтактной зоне. В целом полоса ксенолитов структурно продолжает горизонт карбонатных пород ондокской свиты, который выходит в подошвенной части массива на его флангах, когда подошва интрузива начинает воздыматься. В апокарбонатных метасоматитах часто фиксируется полосчатость, унаследованная

от боковых пород. Эта полосчатость имеет северо-восточное простирание и крутое залегание, т.е. она совершенно согласна с магматической расчлененностью и слоистостью вмещающей толщи ниже подошвы интрузива. Ее унаследованность от слоистости карбонатных пород доказывается прямыми наблюдениями: в полосчатых диопсидитах иногда отмечаются реликты незамещенных углисто-андалузитовых сланцев и реликты графита, образованного при замещении таких сланцев по углисто-веществу и распределенного по определенным полоскам — слоям диопсидовых пород.

Просвечивающую структуру, на наш взгляд, создает критический горизонт Мончегорского плутона (Елисеев, 1953б; Иванова, 1953; Шарков, 1980). Этот горизонт наблюдается в верхней части расслоенных пород, сложенной норитами. Он состоит из тонкого переслаивания (до 23 слоев) норитов и пироксенитов, в том числе с сульфидной минерализацией. Среди этих пород обнаруживаются своеобразные шпинель-кордиеритовые породы — сэдбериты и тонкополосчатые перидотиты, залегающие согласно с подстилающими и перекрывающими норитами. На природе сэдберитов и тонкополосчатых перидотитов высказаны различные точки зрения. Одни исследователи считают их ксенолитами преобразованных боковых пород, что наиболее вероятно, другие также считают их ксенолитами, но приуроченными к определенным слоям течения магмы (Иванов, 1953), третьи — образованиями дополнительной интрузивной фазы (Шарков, 1980).

К числу просвечивающих структур можно отнести в Мончегорском плутоне также "рудный пласт" Сопчи (Шарков, 1980). Этот двухметровый выдержанный горизонт сложен тонкорасслоенными (миллиметры — первые сантиметры) гарцбургитами и дунитами, содержащими вкрапленность сульфидов. Горизонт залегает в бронзититах. Как в кровле, так и в его подошве наблюдаются угловатые обломки перидотитов, заключенные в бронзититах. По данным В.С. Докучаевой (1978), угловатые, неправильные блоки-включения представлены исключительно дунитами. Относительно их происхождения мнения исследователей расходятся, но ближе к истине, на наш взгляд, стоит Е.К. Козлов (1973), рассматривающий их как ксеногенные образования более ранней интрузивной фазы. В тонкорасслоенных породах наблюдаются сложные изгибы, мелкие складки типа складок волочения, линейные текстуры и другие особенности подобного типа, свидетельствующие о мобильном материале интрузии. Аналогом "рудного пласта" является согласная линза дунитов мощностью до 180 м в западной части массива. Кроме того, аналогичные породы отмечаются на северо-восточном склоне горы Сопчи. "По-видимому, некогда все эти породы представляли собой единый горизонт" (Шарков, 1980, с. 32).

В массиве Луккулайсвара (Карелия) многочисленные ксенолиты в различной степени преобразованных боковых пород являются основными элементами его внутренней структуры. Они представляют собою плито- и линзовидные тела размером до $1,5 \times 0,3 \times 0,8$ км. Залегание их вполне закономерное: они сосредоточены в двух полосах шириною 150—400 м, прослеживающихся из краевой в центральную часть массива, где обе полосы сливаются в одну. В полосах и зонах ксенолиты залегают согласно, имея крутое падение (Интрузивные..., 1876).

Описанные просвечивающей структуры, правда без подробной петрографической характеристики ксенолитных пород, дают В.В. Золотухин и

Ю.Р. Васильев в трапповой интрузии Норильск-II. В одной из апофиз интрузии по ручью Ивакина они отмечают изобилие брекчированных и оплавленных ксенолитов, представленных песчаниками, конгломератами и графитизированным каменным углем. "Размерность ксенолитов колеблется в очень широких пределах — от долей сантиметра до огромных отторженцев пластов осадочных пород с прослоями каменного угля, которые в виде крупных брекчированных глыб, составляющих единый пласт (разрядка наша. — С.Г.), следятся по простиранию на протяжении 150—170 м при мощности до 5—8 м. Элементы залегания ограничивающих поверхностей и внутренней слоистости таких крупных ксенолитов совпадают с элементами залегания контактов дайки и с общим направлением планпараллельности в ней, установленной микроструктурным анализом" (Золотухин, Васильев, 1967, с. 39). Количество ксенолитов в дайке-апофизе интрузии Норильск-II достигает 50% объема магматической камеры.

Просвечивающие структуры характерны, на наш взгляд, для Бушвельдского лополита, где их можно наметить по размещению ксенолитов боковых пород. Так, в базальной зоне массива выделяется подзона хендрикс-плаатского норита, которая в Восточном Трансваале, протягиваясь на 50 миль, замещается смельтерскопскими кварцитами. В этой подзоне наблюдаются многочисленные ксенолиты карбонатных пород и кварцитов. В карбонатных породах установлены метаморфические минералы: оливин, монтичеллит, акерманит, диопсид, фассаит, апатит, шпинель, гранат, ксантофиллит, везувиан. Характерно, что и в других частях лополита ксенолиты кварцитов в изверженных породах располагаются на простираниях кварцитовых горизонтов трансваальской системы (Уиллемз, 1973а).

В интрузиве Эверара (Австралия) расслоенные породы (мощностью 200 м) состоят из нижней оливин-бронзититовой и верхней пироксенитовой зон. В верхней зоне вдоль южного контакта массива выделяются два вертикальных тонкослоистых горизонта (мощностью до 5 м), сложенных чередующимися ортопироксенитами. Распространенность горизонтов контролируется положением расслоенных гранулитов, вмещающих интрузив (Goode, 1977).

В расслоенных породах различных интрузивов часто фиксируются складки. Однако к числу просвечивающих структур следует относить только те из них, в которых участвуют в виде ксенолитов боковые породы. Наиболее яркий пример подобной структуры дает Чайский массив, в котором установлено центриклинальное окончание синклинальной складки. Складка выявляется как по трахитоидности габброидов, так и по форме ксенолитов и их слоистости. Шарнир складки склоняется к северо-востоку под углом 40—65° (Гурулев, Самбуев, 1967).

Складки, относящиеся к категории просвечивающих структур, фиксировались также в Нюрундуканском массиве. В верховьях ручья Бол. Душкачанка среди габбро-норитов, обладающих трахитоидностью, вскрывается тело светлых лейкократовых роговообманковых габбро, содержащих мелкие ксенолиты аплитовидных гранитов, по которым можно определить, что лейкогаббро образовались в результате замещения гранитов. Лейкогаббро приурочены к ядру антиклинальной складки со сложными по конфигурации крыльями (Гурулев, 1979а, рис. 5). Если юго-восточное крыло, несмотря на дополнительную изогнутость по простиранию, падает к юго-

востоку, то северо-западное крыло вблизи замка падает к северо-западу, а затем, выгибаясь, — к юго-востоку. Складка, таким образом, определяется как антиклинальная, изоклинальная. Ось складки простирается по аз. СВ 30—40°. Северо-западное крыло ее нарушено поздним сбросом.

Складки с участием в них магматических и осадочных пород установлены в Бушвельдском массиве. Среди многочисленных фрагментов (ксенолитов) вмещающих пород есть и такие, в которых (например, фрагмент М'Фатлеле) повторяются складки отложений трансваальской системы (Уиллемз, 1973а).

Складчатые формы отмечаются в расслоенных породах многих основных и ультраосновных массивов (Елисеев, 1953б; Тейлор, Нобл, 1963), но им не уделяется внимания при объяснении генезиса магматической расслоенности.

К просвечивающим структурам следует также отнести совместное участие магматических и вмещающих пород в переслаивании, которое сочетается в расслоенных сериях с переслаиванием исключительно магматических пород. В этом плане интересным представляется участие в переслаивании ксенолитов разного состава. Так, в Чайском массиве, на водоразделе рек Чай и Левое Огненьдо, среди габброидов попеременно встречаются уплощенные ксенолиты сланцев и гипербазитов, причем с теми и другими габброиды имеют реакционные соотношения. При замещении сланцев формируются пласты безоливиновых габбро-норитов, при замещении гипербазитов — пласты оливиновых габбро и габбро-норитов. В Ньюндуканском массиве, по ручью С. Бракочекар, в роговообманковых габбро фиксируется маломощное, согласное с трахитоидностью габбро тело гранитов, с контактов замещенное лейкократовыми габбро. Здесь же в габбро наблюдается выклинивающий пласт очковых гнейсов, характерных для унгдарской свиты нижнего протерозоя Северного Прибайкалья.

В Бушвельдском массиве отмечен факт переслаивания норитов с кварцитами. Например, "кварцитовый слой мощностью около 50 футов образует основание хендриксплаатского норита с несколькими перерывами на расстоянии 7 миль или более по простираению" (Уиллемз, 1973а, с. 11).

В Скаергаардском массиве, в расслоенной серии и верхней эндоконтактной зоне, отмечаются ксенолиты кислых гнейсов вмещающей толщи. Кроме того, здесь же "установлены параллельные расслоенности прожилок средних и кислых пород, которые считаются продуктами переплавления и гибридизации материала серых гнейсов" (Уэйджер, Браун, 1970, с. 141).

В комплексе Ивреа-Вербано (Италия), состоящем из перидотитов расслоенной серии (пироксениты, габбро-нориты, анортозиты), однородных габбро и "диоритов", в расслоенной серии в виде слоев и линз залегают метапелиты и другие осадочные породы, относящиеся к отложениям вмещающей толщи (Garuti et al., 1980).

Участие пластов и слоев вмещающих метаморфических пород в расслоенных комплексах магматитов часто фиксируется в анортозитовых массивах и сопровождающих их зонах анортозитизации (Мошкин и др., 1967).

Просвечивающие структуры, таким образом, выступают одним из характернейших элементов внутренней структуры расслоенных интрузивов. Проявление их прямо указывает на участие вмещающих толщ в формировании интрузивов.

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ МАГМЫ С БОКОВЫМИ ПОРОДАМИ

При изучении расслоенных интрузий обнаруживаются как явления контактового воздействия магмы на боковые породы, так и многочисленные ксенолиты, в различной степени преобразованные магмой или растворами, с нею связанными. Контактново-измененные породы и ксенолиты дают богатую информацию, отвечающую на злободневные петрогенетические вопросы: формирование магматической расслоенности, чередуемость пород в расслоенных сериях, латеральная изменчивость расслоенных пород, геохимические особенности пород, распределение по разрезу руд магматической стадии формирования и др.

На явления взаимодействия магмы с боковыми породами для самых разных магматических пород указывали многие исследователи, в том числе и геологи русской и советской школы. Здесь нет необходимости останавливаться на историческом обзоре. Лишь кратко можно отметить основные моменты этой проблемы.

Большое значение процессам ассимиляции боковых пород придавал Ф.Ю. Левинсон-Лессинг (1955). Он полагал, что магма занимает не предшествующие свободные пространства, а сама их создает в процессе интрузии, что интрузия магмы может совершаться как путем вытеснения, так и путем замещения минеральной массы боковых пород. По мнению Ф.Ю. Левинсон-Лессинга, замещение имеет место и при обрушении кровли (гипотеза Барреля и Дэли) и тем более при растворении магмой боковых пород (гипотеза Черульфа и Мишель-Леви).

Большое значение явлениям взаимодействия магмы с боковыми породами придавал Д.С. Белянкин (1956), призывавший изучать их совместно с явлениями контактового взаимодействия в искусственных расплавах. Д.С. Белянкин (1958) был убежден в том, что "на контактах мы наблюдаем не возбуждающие никаких сомнений превосходные признаки протекающих здесь некогда оживленных петрогенетических реакций". (с. 470). По его мнению, ассимиляция магмой боковых пород объясняет разнообразие петрохимических типов магматических горных пород, ассимиляционные процессы еще в больших масштабах характерны для глубин земной коры, для очагов "актуального петрогенезиса" (с. 467).

О взаимодействии магмы с боковыми породами, в том числе и с ксенолитами этих пород, достаточно подробно писал А.Н. Заварицкий (1955).

По его мнению, следует различать родственный гибризм и ксеногибризм. Родственный гибризм происходит в результате усвоения магмой вещества других магматических пород. Он подразделяется на паулопостумный и мультипостумный. При паулопостумном гибризме магма ассимилирует породы того же комплекса, отделенные небольшим промежутком времени от внедряющей магмы. При мультипостумном гибризме магма ассимилирует магматические породы, образовавшиеся задолго до ее внедрения. Оба вида гибризма подразделяются на нормальный и обратный. При нормальном гибризме кислая магма ассимилирует основные породы, при обратном — основная магма усваивает кислые

породы. Под ксеногибридизмом понимается ассимиляция магмой осадочных пород.

Зависимость развития магматических систем от вмещающей среды признавалась В.А. Николаевым (1955). Он полагал, что "взаимодействие магмы с вмещающими породами существенно влияет на ее вещественный состав" (с. 98), но оговаривался, что физико-химический анализ такого взаимодействия затруднен из-за разнообразия возникающих условий и открытого характера системы.

Следует подчеркнуть, что при обсуждении проблемы взаимодействия магмы с боковыми породами высказывались мысли о превалирующем участии в петрогенезисе магматических пород процессов плавления. Однако идеи о плавлении боковых пород, особо развиваемые некогда при обсуждении генезиса гранитов, в значительной мере утратили своих сторонников. И хотя плавление вещества имеет место, петрологическое значение его остается незначительным. В частности, еще Дж. Седергольм, отводивший первостепенную роль в петрогенезисе взаимодействию магмы с боковыми породами, склонялся к убеждению, что при этом твердые породы не столько плавятся, сколько растворяются (см.: Рестолл, 1949). В проблеме гранитизации на смену представлениям о плавлении боковых пород (анатексисе) со временем пришли взгляды о широком развитии процессов ассимиляции, от которых зависят как типы магматических пород, так и их металлогенетическая специализация (Абдуллаев, 1964).

Главенствующая роль процессам взаимодействия магмы с боковыми породами отводится также в концепциях, которые рассматривают петрогенезис щелочных магматических пород. Так, А.А. Конев (1981) полагает, что одним из главных факторов разнообразия пород щелочных массивов является взаимодействие расплава с веществом земной коры.

Взаимодействие магмы с боковыми породами сказывается на формировании зон контактово-измененных пород и в преобразовании ксенолитов. Если контактово-измененные породы образуются путем замещения боковых пород отделяющимися от магмы растворами, имеющими, возможно, трансмагматическую природу, то ксенолиты большей частью подвергаются непосредственному воздействию со стороны внедряющегося расплава. По боковым и контактово-измененным породам на раннемагматическом этапе создаются формации метасоматитов, связанных петрографически, с одной стороны, с составом боковых пород, а с другой — с составом внедряющейся магмы. Наибольшую значимость для петрологии расслоенных пород имеет, на наш взгляд, именно этап раннемагматического преобразования боковых пород, поэтому метасоматическим формациям раннемагматической стадии мы уделим максимальное внимание.

КОНТАКТОВО-ИЗМЕНЕННЫЕ ПОРОДЫ

Контактные процессы в основных, в том числе трапповых, интрузиях фиксируются и изучаются уже сравнительно давно (Ревердатто, 1970). Более редки примеры изучения контактовых образований крупных расслоенных интрузий. Г.М. Саранчина (1936) охарактеризовала контактовые метасоматиты Патынского массива. Позднее их кратко описал также С.С. Ильенко (1960), подчеркнувший их связь с определенными литологи-

ческими типами боковых пород. Тилли (Tilley, 1951) дал описание контактовых мраморов расслоенного массива Куиллин¹ (остров Скай, Внутренние Гебриды). Позднее контактово-измененные породы описывались в расслоенных массивах Северного Прибайкалья (Гурулев, 1965; Гурулев, Самбуев, 1967). Контактные породы фиксировались, но, к сожалению, не изучались, в ряде расслоенных массивов Алтае-Саянской горной области (Орлов, 1975). Ореол контактово-измененных пород установлен около Бушвельдского лополита (Уиллемз, 1973а). В последнее время обнаружены контактовые породы в расслоенных массивах Стилуотер и Дулут (США), но изучались здесь лишь породы, возникшие в результате метаморфизма отложений железорудной формации архейского возраста (Vanniman et al., 1980).

Особо следует сказать о контактовых породах, формирующихся в ореоле трапповых интрузий. Они изучались сравнительно давно (см., например: Ревердатто, 1970), однако их образование объяснялось, как правило, постмагматическими процессами. В последние годы среди этих образований установлены контактово-метасоматические породы магматической стадии, что позволяет говорить о проявлении магматического замещения, вызванного магмой, насыщенной летучими (Зотов, 1979; Зотов и др., 1979). Вместе с тем в экзоконтактовом ореоле трапповых интрузий присутствуют породы, сложенные низкотемпературными минеральными ассоциациями (Золотухин и др., 1975), образовавшимися, несомненно, из гидротерм. Все это создает объективные трудности для понимания генезиса контактовых пород и обуславливает существование различных взглядов на условия их формирования. Вероятно, следует признать, что контактово-измененные породы в приповерхностных и гипабиссальных интрузиях формируются в результате замещения боковых пород как гидротермами, так и непосредственно магматическим расплавом, причем соотношение между продуктами того и другого типа метасоматоза может быть различным, в зависимости прежде всего от глубины становления интрузива, состава магмы и состава замещаемых пород.

Работами Д.С. Коржинского и Н. Боуэна был намечен физико-химический подход к изучению контактово-измененных пород. Этот подход развивается и ныне (Коржинский, 1947 и др.; Жариков, 1959 и др.; Шабынин, 1973 и др.; Перцев, 1977; и др.). На его основе, с учетом Р-Т-условий, строятся петрологические классификации контактовых пород (Ревердатто, 1970). Н. Боуэном были выделены ступени декарбонатизации, сначала 11, затем 13 ступеней, по числу тех контактовых минералов, которые метасоматически образуются по известковым вмещающим породам.

Необходимо вместе с тем констатировать, что при изучении контактовых пород важно различать образования экзо- и эндоконтактовые. Формирование тех и других, их минеральные парагенезисы предопределяются глубиной становления интрузивов. Кроме того, процессы взаимодействия магмы с ксенолитами имеют специфические особенности, выражающиеся в формировании широкой гаммы метасоматитов (например, формации апокарбонатных магнезиальных скарнов), которые по парагенезисам не

¹ Первоначально Тилли связывал контактовый метаморфизм не с основными породами, а с гранитами.

всегда укладываются в границы определенных фаций. В связи с этим предлагается отделять контактово-измененные породы, развивающиеся непосредственно на контактах интрузивных тел, от метасоматических пород ксенолитов. Среди последних всегда встречаются породы, аналогичные приконтактовым, но они обычно занимают здесь особое структурное положение, встречаясь либо в центральных частях крупных ксенолитов, либо в мелких блоках-включениях среди метасоматитов раннемагматической стадии. Различение контактово-измененных пород и пород ксенолитов, преобразованных в раннемагматическую стадию, имеет принципиальное значение для понимания генезиса интрузивов.

Контактово-измененные породы абиссальной фации глубинности

В Северном Прибайкалье в контактовом ореоле расслоенных интрузий, залегающих в нижнепротерозойском структурном этаже, установлены ультраосновные мигматиты (Самбуев, 1967; Гурулев, Самбуев, 1967). Особенности приконтактовой мигматитовой зоны заключаются в следующем. С массивом, сложенным в этой части пироксенитами, контактируют метаморфизованные песчаники и конгломераты, превращенные при метаморфизме в кварц-плагиоклаз-гранатовые кристаллические сланцы. От пироксенитов в толщу сланцев ответвляются инъекции, замещающие и мигматизирующие боковые породы. В тыловой части зоны, в пироксенитах, порою остаются от вмещающих пород ксенолиты, значительно измененные под воздействием магмы. Мигматизация распространяется на расстоянии 10–15 м от контакта. При этом состав неосом изменяется. Вблизи контакта они сложены пироксенитами, состоящими из авгита с примесью роговой обманки, кальцита, хлорита, рудного минерала. Затем, по мере удаления от контакта, они становятся роговообманково-пироксеновыми, причем однозначно устанавливается развитие авгита по роговой обманке: он либо в виде минерала-гостя начинает замещать ее крупные кристаллы, либо образует по ним почти полные псевдоморфозы с сохранением их реликтов. Роговообманково-пироксеновые неосомы сменяются роговообманковыми и, наконец, роговообманково-плагиоклазовыми. В наиболее удаленных от контакта неосомах новообразованиями являются роговая обманка и плагиоклаз. Последний образуется по серицит-альбит-эпидотовым агрегатам, содержащим иногда кальцит. По направлению к контакту возрастает степень кристалличности плагиоклаза: его кристаллы увеличиваются в размере, все более приобретают таблитчатую форму, в них появляются полисинтетические двойники.

Сравнение составов исходных пород, пород неосом и, наконец, пироксенитов краевой части массива (Гурулев, Самбуев, 1967) показывает, что при мигматизации происходит привнос SiO_2 , MgO и FeO и вынос CaO и Al_2O_3 .

В пироксенитах вблизи контакта ксенолиты сложены мигматизированными породами со значительным количеством неосом. При этом текстурно-морфологические особенности неосом свидетельствуют о том, что начальные стадии замещения боковых пород следует определять как мигматизацию. Это разрушает прежние представления Седергольма (см.: Рестолл, 1949) о том, что мигматитов основного состава не существует.

Аналогичное замещение (габброизацию в виде мигматитов) описал И.А. Тарарин (1979) на контакте Юрчикского габброидного массива с плагиогнейсами ганальской свиты (Камчатка). В зоне мигматизации здесь образуются высокотемпературные породы. Непосредственно у контакта сформированы биотит-гиперстен-плагиоклазовые и гранат-кордиеритовые нориты офитовой структуры. В удалении от контакта они сменяются породами, образованными в результате переплавления гнейсов, — гранат-гиперстен-кордиеритовыми эндербитами, которые контактируют с мигматизированными гнейсами. В зоне замещения повышается основность пород. Магматическое замещение в контакте интрузии ведет к приближению состава замещаемых пород к составу внедряющей магмы. Судя по продуктам замещения, Юрчикский интрузив формировался в условиях абиссальной фации глубинности.

Контактово-измененные породы гипабиссальной и приповерхностной фаций глубинности

Ореолы экзоконтактовых пород в гипабиссальных и приповерхностных интрузиях проявлены неравномерно, что объясняется, вероятно, не столько литологическими, сколько структурными факторами. Парагенезисы контактовых пород во многом зависят от литологии замещаемых пород. Примером контактово-измененных пород гипабиссальной фации глубинности могут быть контактовые породы Иоко-Довыренского массива, приповерхностной фации — контактовые породы Талнаха.

В Иоко-Довыренском массиве, образовавшемся в гипабиссальных условиях, экзоконтактовые породы формируются по карбонатным и песчано-сланцевым породам ондокской свиты. Среди карбонатных пород встречаются как доломиты, так и известняки с содержанием MgO не более 3 вес.% (Гурулев, 1965), а также довольно широко развиты кремнисто-карбонатные породы (табл. 16).

По карбонатным породам в экзоконтакте, а также в центральных частях крупных ксенолитов формируются офикальциты, серпентин-бруситовые породы и брусититы. Следует отметить, что к офикальцитам относятся серпентинсодержащие разновидности измененных карбонатных пород, в которых серпентин развивается как по карбонату, так и по кристаллам форстерита, образуя по ним полные псевдоморфозы. В серпентин-бруситовых породах брусит развит в пластинчатых кристаллах, создающих вместе с шестоватыми кристаллами кальцита и волокнистого серпентина войлокоподобный агрегат, в котором сохраняются реликты пелитоморфного карбоната. Брусититы образуют сложную сетку метасоматических жил, приуроченных в замещаемых породах к трещинам и плоскостям наслонения. Брусит здесь пластинчатый, он имеет следующий состав (в вес.%): SiO_2 — 0,60; TiO_2 — не обн.; Al_2O_3 — 0,20; Fe_2O_3 — 0,29; FeO — 0,20; MnO — 0,03; MgO — 68,54; CaO — 0,35; Na_2O — 0,01; K_2O — 0,01; $+H_2O$ — 30,13; Cr_2O_3 — 0,02; P_2O_5 — 0,01; сумма 100,39; ИЗК, аналитики Л.В. Комаров, Т.А. Лахно. Изредка среди карбонатных пород в экзоконтактовом ореоле массива встречаются жилообразные метасоматические тела, сложенные параллельношестоватыми кристаллами кальцита и тонковолокнистым белым хризотил-асбестом. Все эти породы характеризуются значительными вариациями

состава и прежде всего SiO_2 , MgO (Гурулев, 1965), что объясняется как различиями в составе замещаемых карбонатных пород, так и различной интенсивностью и масштабом замещения.

Н.Н. Перцев и Л.И. Шабынин (1979), изучив серпентин-бруситовые породы и брусиниты в ксенолите по кл. Белому, выделяют среди них бруситы, состоящие из пластинчатого брусита с редким спутанно-волоконистым серпентином, и бруситы из крупнозернистых агрегатов брусита характерной текстуры — в разрезе в виде луковицы или кочана капусты. В последних среди псевдоморфоз брусита по периклазу развит серпентинизированный форстерит. В брусите здесь встречаются также магнетит и шпинель. Генезис этих бруситов, по мнению Н.Н. Перцева и Л.И. Шабынина, наиболее загадочен. Они должны были формироваться по магнезитовым или бруситовым породам с образованием в том и другом случае периклазовых или форстерит-периклазовых пород, которые позднее бруситизировались.

На наш взгляд, выяснение генезиса бруситов должно опираться на признание не одного этапа образования брусита, а нескольких. Можно наметить следующие стадии образования брусита: а) гидротермальную домагматическую; б) постмагматическую; в) позднюю гидротермальную. Следует обратить внимание на первую стадию. При гидротермальном метасоматозе домагматической стадии образование бруситовых и серпентин-бруситовых пород происходит по доломитам, что подтверждается развитием пластинчатого брусита, замещающего карбонатную массу. Как известно (Винклер, 1979), при контактовом метаморфизме, в условиях высоких температур и низких давлений, доломит распадается на смесь $\text{MgO} + \text{CO}_2 + \text{CaCO}_3$, и при удалении CO_2 , когда его мольная доля близка к нулю, доломит и вода реагируют с образованием брусита.

Песчано-сланцевые породы ондокской свиты в зоне контактового ореола Июко-Довыренской интрузии преобразуются в низкотемпературные роговики. Первичные осадочные породы представлены кварцевыми и гранатовыми песчаниками, гравеллитами, кварц-серицитовыми, альбит-эпидотовыми, углистыми и андалузит-углистыми сланцами, петрографическая и петрохимическая характеристика которых давалась ранее (Гурулев, 1965). Метасоматические роговики образуются на отдельных участках контакта, со стороны как лежащего, так и висячего бока массива. Мощность зон ороговикования иногда достигает 300 м. Роговики состоят из кварца, серицита, биотита, хлорита, причем наиболее часто из новообразований развит серицит, что свидетельствует о том, что ороговикование большей частью развивается под воздействием растворов перераспределяющих вещество боковых пород. В роговиках нередко развита сульфидная минерализация, представленная пирротинном, пиритом, халькопиритом, пентландитом.

Ороговикование протекает как в массе пород с образованием пятен роговика в замещаемой породе, так и по трещинам. Характерной чертой ороговикования пород является сохраняющаяся текстура исходных замещаемых пород.

Трапловые интрузии Сибирской платформы сопровождаются ореолами контактово-измененных пород, наиболее изученных в Талнахской интрузии (Золотухин и др., 1975; и др.). Ореолы контактово-измененных пород здесь достигают мощности 150–200 м. Они развиты неравномерно по периметру интрузии, мощность ореольных зон обычно не коррелирует,

Таблица 16

Химический состав (в вес.%) карбонатных и кремнисто-карбонатных пород он-докской свиты (по материалам А.Г. Крапивина)

Окисел	Известняки				Доломиты	
	525	651	788	57/7	864	947
SiO ₂	0,26	2,88	4,02	7,96	4,84	1,64
TiO ₂	0,03	0,03	0,05	—	0,06	0,03
Al ₂ O ₃	0,15	0,72	0,71	2,10	1,03	0,74
Fe ₂ O ₃	0,36	0,43	0,72	1,05	1,02	0,81
FeO	0,11	0,34	0,22	—	0,03	Не обн.
MnO	0,01	0,03	0,01	—	0,05	0,01
MgO	1,70	1,70	0,71	1,46	17,56	23,05
CaO	54,05	52,27	52,80	47,78	32,20	33,78
Na ₂ O	0,22	0,20	0,25	—	0,14	0,15
K ₂ O	0,02	0,03	0,13	0,03	0,05	0,16
P ₂ O ₅	0,13	0,02	0,07	0,20	Не обн.	Не обн.
п.п.п.	43,19	41,74	40,45	39,33	43,12	39,75
Сумма	100,36	100,49	100,26	99,21	100,30	100,22

Таблица 16 (окончание)

Окисел	Кремнисто-карбонатные породы				
	851	993	1057	407	1136
SiO ₂	48,46	44,46	15,42	26,22	41,26
TiO ₂	0,62	0,07	0,05	0,35	0,02
Al ₂ O ₃	8,41	0,98	1,40	4,00	0,75
Fe ₂ O ₃	2,05	0,87	1,16	0,45	1,81
FeO	2,66	0,67	0,48	0,76	1,71
MnO	0,16	0,13	0,05	0,02	0,10
MgO	12,62	11,32	6,59	20,26	10,44
CaO	22,79	16,32	37,96	29,12	17,80
Na ₂ O	0,14	0,13	0,11	0,22	0,12
K ₂ O	0,17	0,08	0,12	0,89	0,04
P ₂ O ₅	Не обн.	Не обн.	0,09	Не обн.	0,12
п.п.п.	1,73	24,98	36,73	18,03	26,00
Сумма	100,28	100,28	100,36	100,45	100,32

как и в Июко-Довырене, с мощностью интрузии. Замечено, что контактово-измененные породы наиболее развиты вокруг фронтальной, близповерхностной части интрузии, в то время как к корневым ее частям мощность зон метасоматитов уменьшается. Среди контактово-измененных пород часто развиты псевдобрекчии, в которых блоки исходных неизмененных пород располагаются в массе метасоматита. Наряду с этим развиты мета-

	Доломиты					Кремнисто-карбонатные породы	
	989	506	682	710	713	57/20	57/72
	3,28	2,76	4,14	0,50	4,20	11,32	15,10
	0,05	0,06	0,04	0,07	0,14	—	—
	1,14	1,44	0,25	0,23	0,53	0,80	2,68
	1,54	0,51	0,80	1,19	0,91	0,78	0,42
	0,94	0,71	0,59	0,97	4,84	—	—
	0,17	0,05	0,03	0,18	0,27	—	—
	20,04	20,85	21,18	21,28	18,24	15,73	17,82
	28,45	28,90	28,48	29,58	27,42	30,41	26,48
	0,12	0,18	0,18	0,16	0,19	—	—
	0,12	0,02	0,08	0,12	0,02	0,02	0,03
	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,25	Не обн.
	44,24	44,92	44,58	46,10	42,98	40,31	37,47
	100,39	100,52	100,50	100,53	100,05	99,62	100,00

	Кремнисто-карбонатные породы					
	413	498	504	652	739	822
	30,20	20,52	22,24	27,10	19,70	21,30
	0,05	0,08	0,08	0,24	0,24	0,05
	0,96	0,91	1,43	1,09	3,02	1,65
	2,12	0,67	0,56	2,24	1,02	1,15
	0,42	0,42	1,24	6,12	0,68	0,71
	0,06	0,06	0,08	0,35	0,03	0,06
	13,93	21,10	16,86	9,53	23,13	9,37
	20,17	26,40	22,38	22,21	24,02	31,27
	0,11	0,17	0,20	0,16	0,13	0,13
	0,06	0,04	0,03	0,09	0,09	0,05
	0,11	0,23	0,05	0,21	Не обн.	Не обн.
	29,52	29,85	34,65	30,66	28,39	34,33
	100,38	100,55	100,39	100,24	100,45	100,38

соматиты, переслаивающиеся с неизмененными породами, что свидетельствует об избирательности метасоматических преобразований. Устанавливается зависимость состава метасоматитов от исходного материала. Так, по песчаникам, алевролитам, аргиллитам развиты щелочные кремнекислые метасоматиты, по мергелям — магнезиально-известковистые, по доломитам и известнякам — магнезиально-известковистые скарны и скарноиды.

Кроме того, в размещении контактово-измененных пород вокруг интрузии наблюдается грубая зональность. По мере приближения к интрузии выделяются следующие зоны: 1) внешняя зона слабо измененных пород; 2) фронт ранних метасоматитов; 3) зона ранних метасоматитов; 4) фронт скарнирования; 5) зона скарнов; 6) послескарновые метасоматиты.

В.В. Золотухин с соавт. (1975) в контактово-измененные породы включают, несомненно, большую группу пород, особенно скарнов, развивающихся в теле интрузии и относящихся, вероятно, к магматическому этапу (Зотов и др., 1979), а также породы, образованные в результате постмагматического изменения габбро-долеритов. Если все эти породы исключить и рассматривать в группе пород раннемагматической и позднемагматической стадий, то непосредственно в составе контактово-измененных пород окажутся контактовые роговики и серпентиновые, серпентин-хлоритовые и карбонатные метасоматиты.

Контактные роговики отвечают в основном пироксен-роговиковой температурной фации. По песчаникам и алевролитам образуются кварцевые и кварц-полевошпатовые роговики; по аргиллитам — породы, состоящие из плагиоклаза, слюд, кварца, гиперстена, магнетита, калишпата и кордиерита; по мергелям — существенно пироксеновые роговики с плагиоклазом, слюдами, шпинелью, ангидритом, кальцитом и магнетитом.

Существенно серпентиновые, серпентин-хлоритовые и карбонатные метасоматиты развиваются по карбонатным породам. Среди карбонатных метасоматитов отмечаются серпентин-бруситовые и бруситовые апери-клавовые породы, а также тальк-карбонатные породы.

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ РАННЕМАГМАТИЧЕСКОЙ СТАДИИ

Ксенолиты вмещающих пород, попадая в магматические расплавы, претерпевают изменения, ход которых направлен в сторону приближения состава ксенолитов к составу внедряющейся магмы. Подобная направленность процессов взаимодействия магмы с ксенолитами боковых пород отмечается не только в основных интрузиях, но и в интрузиях другого состава, например в гранитоидных (Борисов, 1963; Соболев, 1976), хотя для последних эта направленность не столь проста. Изучение контактовых зон и ксенолитов гранитоидных массивов показывает, что вмещающие породы сначала десилицируются и базифицируются, а затем уже подвергаются гранитизации (Рейнольдс, 1950).

Степень преобразования ксенолитов во многом зависит от реакционной способности замещаемых пород, определяемой их литологическим составом. Одни породы реагируют с магмой и замещаются ею довольно быстро, не образуя метасоматических пород, другие — медленнее, образуя широкую гамму метасоматитов и создавая в теле интрузии гомеогенные включения. Породную ассоциацию ксенолитов и гомеогенных включений, состоящую из неизмененных вмещающих пород и метасоматитов по этим породам, предлагается называть ксенолитной ветвью.

В ксенолитах большей частью представлены метасоматические породы. В связи с этим следует сказать о методах петрохимического изучения метасоматических пород. При изучении Чайского массива нами (Гурулев, Самбуев, 1967) применялся метод Т. Барта, по которому рассчитываются

привнос и вынос компонентов на основании сравнения составов пород. Однако этот метод, примененный к конкретным примерам системы "ксенолит—магматит", дает противоречивые результаты в силу значительной вариации составов ксенолитов. Кроме того, составы метасоматитов из ксенолитов вместе с составами вмещающих и магматических пород выносились на диаграмму А.Н. Заварицкого, где сравнивались средние составы пород, хотя, как известно, эта диаграмма предназначена только для изучения изверженных пород. Аналогичным образом, вынося на диаграмму А.Н. Заварицкого составы метасоматитов и магматических пород, поступают В.В. Золотухин с соавт. (1975) при изучении Талнахской интрузии. Таким образом, диаграмма А.Н. Заварицкого может применяться для петрохимического различения метасоматических и магматических пород.

Еще большие возможности дает применение диаграмм, на которые выносятся составы метасоматитов и магматитов по содержанию отдельных окислов (в молекулярных количествах). Такие диаграммы ранее применялись для изучения петрохимического состава щелочных метасоматитов (Кушев, 1972). Аналогичные диаграммы с выносом на их состав метасоматитов, осадочных пород, вмещающей толщи и магматических пород Талнахской интрузии, применяют В.В. Золотухин с соавт. (1975).

На основании изучения метасоматитов раннемагматической стадии, залегающих в ксенолитах среди расслоенных пород интрузий Северного Прибайкалья, выделяются следующие формации метасоматитов: 1) магнезиальных скарнов, 2) пироксен-плаггиоклазовых роговиков, 3) пироксени-тов, 4) роговообманково-соссюритовых пород. Каждая формация связана с определенными типами боковых пород, от литологического состава и реакционной способности которых зависит развитие метасоматитов определенного формационного типа.

Внедряющиеся магматические расплавы реагируют и взаимодействуют также с менее распространенными типами исходных боковых пород, замещение которых ведет к образованию метасоматитов, однако последние в силу тех или иных причин остаются недостаточно изученными. Поэтому мы кратко рассмотрим примеры взаимодействия основной магмы с углерод-, ангидрит- и солесодержащими породами.

Формация магнезиальных скарнов

Взаимодействие основной магмы с карбонатными, преимущественно доломитовыми, породами приводит к формированию магнезиальных скарнов, формация которых, связанная с расслоенными интрузиями, впервые установлена в Июко-Довыренском массиве (Гурулев, 1965; Гурулев и др., 1974). Главной особенностью этого взаимодействия является то, что замещаемые породы имеют более высокую основность, чем внедряющаяся магма. Это предопределяет формирование магнезиальных скарнов в ксенолитной ветви и ультраосновных магматических пород, заключающих ксенолиты. Для процессов скарнообразования характерно большое петрографическое разнообразие метасоматитов, что вызвано, на наш взгляд, относительно слабой реакционной способностью карбонатных пород, обусловленной тем, что СаО является более сильным основанием, чем MgO.

Наиболее полно апокарбонатная ксенолитная ветвь изучена в Иокон-Довыренском массиве. Породы в ксенолитах здесь характеризуются закономерным изменением состава в зависимости от интенсивности процессов магматического замещения.

В крупных ксенолитах карбонатных пород, размещенных на сравнительно небольшом удалении от контакта массива с горизонтом карбонатных пород вмещающей толщи (кл. Белый), краевые части сложены диопсидовыми метасоматитами, а центральные — гидротермально-измененными породами: серпентин-брусит-доломитовыми, серпентин-бруситовыми, брусититами. Породы центральных частей этих ксенолитов аналогичны контактово-измененным породам, поэтому их характеристику мы опускаем. Заметим лишь, что гидротермально-измененные породы фиксируются также либо в самостоятельных ксенолитах (в центральных частях массива), либо в виде мелких реликтов среди апокарбонатных метасоматитов.

Кроме гидротермально-измененных пород, в ксенолитах фиксируются метасоматиты магматической стадии, представленные диопсидовыми, пироксен-оливиновыми, шпинель-монтichelлитовыми и шпинель-форстеритовыми породами. Этот ряд метасоматитов размещен в массиве зонально: названная последовательность наблюдается в направлении от контактов массива к его центральной части. Кроме того, в ксенолитах наблюдаются авгититы, брусититы и серпентин-бруситовые породы.

Диопсидовые породы наблюдаются в самостоятельных ксенолитах, иногда образующих серии сближенных тел, а также слагают внешние, краевые части крупных карбонатных ксенолитов. Ксенолиты диопсидовых пород тяготеют к контактам массива с горизонтом карбонатных пород. В одном из крупных ксенолитов по кл. Белому диопсидовые породы развиты внутри ксенолита в виде жилообразных тел, но здесь диопсид представлен голубыми и ярко-зелеными разновидностями. В ксенолитах по кл. Разломному, кроме мелких скиалитов серпентин-бруситовых пород, в диопсидитах отмечены реликтовые прослои андалузит-углистых сланцев, характерных для вмещающей толщи в удалении от массива (Гурулев, 1965). Здесь же, по кл. Разломному, в диопсидитах отмечались прослои, обогащенные реликтовым графитом, расположение которого намечает прослой углистого сланца в карбонатной породе, подвергшейся замещению. Реликтовые прослои андалузит-углистых сланцев и реликтовый графит в диопсидитах свидетельствуют о том, что диопсидиты образовались в результате замещения не только карбонатных пород, но и углистых и андалузит-углистых сланцев, залегающих прослоями в карбонатных породах.

В метасоматических телах диопсидитов, сложенных голубым и зеленым диопсидом (кл. Белый), наблюдаются скиалиты темно-серого кварца. Они представлены блоками неправильной формы, возле которых развиваются рой мелких блоков (рис. 14), а также полосами и лентами, напоминающими жилообразные тела. В скиалитах развит, по данным рентгеноструктурного анализа (ИЗК, аналитик З.Ф. Ущиповская), кварц без какой-либо примеси тридимита или кристобалита (пробы отбирались из краевых и центральных частей скиалита). Кроме того, в этом же ксенолите отмечались в доломитах крупные (20 × 40 см в поперечнике)

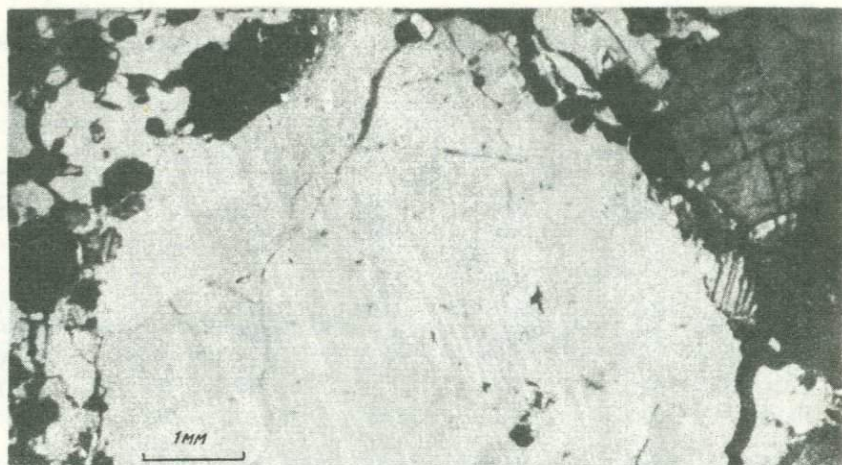


Рис. 14. Кварцевый ксенолит-реликт округлой формы в диопсидовом скарне. Николи +

скелеты водорослей, наполовину замещенные голубым и зеленым диопсидом. Как отмечалось ранее (Гурулев, 1965), скелеты водорослей характерны для карбонатных пород олокитской серии.

Диопсидовые породы Июко-Довыренского массива сложены преимущественно диопсидом, состав которого близок к теоретическому составу чистого диопсида (Гурулев, 1965; Гурулев и др., 1965; Перцев, Шабынин, 1979). Для них характерна различная степень зернистости. В криптозернистых разновидностях часто сохраняются реликты пелитоморфного карбоната. В полосчатых разновидностях диопсидитов соседствующие полосы, наследующие слоистость замещенных пород, сложены диопсидом различной степени зернистости. Цвет минерала широко варьирует, он может быть белым, розовато-серым, грязно-серым. В жиллообразных метасоматических телах в одном из ксенолитов по кл. Белому диопсид представлен разновидностями голубого и зеленого цвета. Отождествление голубого диопсида из Июко-Довырена (Гурулев и др., 1965), равно как и из других массивов (Бозин, 1977; Конев, Самойлов, 1974; Пятов, Шелковников, 1977), с фиолетовым виоланом из Сен-Марселя (Италия) ошибочно. В итальянском виолане, представляющем смесь диопсида и омфацита, отмечается высокое содержание окислов: соответственно Al_2O_3 — 2,56 и 10,45%, Fe_2O_3 — 1,16 и 5,34%, Na_2O — 1,58 и 7,65%, MnO — 1,23 и 1,13% (Bondi et al., 1978; Mottana et al., 1979). Голубые же диопсиды из местонахождений Сибири по химическому составу, оптическим и рентгенометрическим данным характеризуются исключительной стабильностью (табл. 17). Они близки к диопсиду стехиометрического состава или искусственному. С голубым диопсидом ассоциирует зеленый. Он характеризуется следующими параметрами кристаллической решетки: $a = 9,71(1) \text{ \AA}$, $c = 8,89(1) \text{ \AA}$, $c = 5,23(1) \text{ \AA}$, $\beta = 105,63^\circ$, $V = 435 \text{ \AA}^3$ (ИЗК, аналитик З.Ф. Ущуповская), весьма близкими параметрам голубых диопсидов.

В голубом и зеленом диопсиде Июко-Довырена отсутствует хром

Таблица 17

Химический состав (в вес. %), оптические свойства и параметры кристаллической решетки голубых диопсидов Сибири

Оксид, параметр	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	55,09	54,54	54,02	53,40	53,20	53,72
TiO ₂	—	0,05	0,03	0,05	0,11	—
Al ₂ O ₃	0,57	Не обн.	0,26	0,75	0,50	0,24
Fe ₂ O ₃	—	0,48	0,14	—	0,17	0,66
FeO	0,07	Не обн.	0,10	0,04	0,07	0,14
MnO	0,02	0,02	Сл.	0,004	0,02	0,02
MgO	18,78	18,77	18,83	19,42	17,82	17,95
CaO	25,35	26,13	25,15	26,29	26,52	25,97
Na ₂ O	0,22	0,10	0,08	0,03	0,05	0,08
K ₂ O	0,02	Сл.	0,07	—	0,10	0,06
P ₂ O ₅	0,02	Не обн.	0,02	0,01	0,02	—
V ₂ O ₅	—	—	—	—	0,07	—
SO ₃	—	—	—	—	0,02	—
H ₂ O ⁺	0,30	0,60	—	0,72	—	—
H ₂ O ⁻	—	—	—	0,03	—	—
п.п.п.	—	—	1,01	—	0,95	0,93
Сумма	100,44	100,69	99,71	100,75	99,62	99,95
Ng	1,698	—	—	1,698	1,698	1,694
Np	1,670	—	—	1,670	1,668	1,664
cNg(°)	38	—	—	38	38	36–38
2V(°)	58	—	—	57	58–59	58
a(Å)	9,72 (1)	9,74 (1)	—	—	9,75	—
b(Å)	8,90 (1)	8,90 (1)	—	—	8,93	—
c(Å)	5,25 (1)	5,25 (1)	—	—	5,26	—
β(Å)	105,75	105,75	—	—	—	—
V(Å)	437	438	—	—	—	—

Примечание. 1 — голубой диопсид Иоко-Довыренского массива (Гурулев и др., 1965); 2, 3 — голубые диопсиды Тажерана (Конев, Самойлов, 1974); 4–6 — диопсиды Кузнецкого Алатау: 4 — голубой из Андатского массива (Гурулев и др., 1965), 5 — голубой из Андатского массива, 6 — бледно-голубовато-зеленый Иттаюского месторождения (Бозин, 1977).

(табл. 18), но заметно повышено содержание ванадия, особенно в зеленом, что позволяет относить этот диопсид к лавровиту. Количество пятиоксида фосфора выше в белом диопсиде, нежели в голубом и зеленом.

Причины окраски голубых диопсидов остаются невыясненными. А.Н. Платонов (1976), исследовавший спектры светопоглощения и установивший у голубого диопсида (местонахождение неизвестно) полосу поглощения, близкую к таковой вивианита, что, между прочим, устанавливалось и ранее (Гурулев и др., 1965), объясняет окраску электронным взаимодействием Fe²⁺ и Fe³⁺, как это и принято для железосодержащих минералов. Иные причины указываются для искусственных голубых диопсидов, полученных из хромсодержащих расплавов. Здесь окраска объяс-

Таблица 18

Содержание (в %) Cr, V и P₂O₅ в скарнах и диопсидах Иокко-Довырена

Элемент	Скарны		Диопсиды		
	с голубым диопсидом	с зеленым диопсидом	голубой	зеленый	белый
Cr*	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	—
V*	0,10	0,18	0,059	0,27	—
P ₂ O ₅ **	—	—	0,024	0,007	0,065

*Количественный спектральный анализ: предел обнаружения Cr — 0,002%, V — 0,001% (ИЗК, аналитик В.А.Русаков). **Химический анализ (БГИ, аналитик Н.Н.Гурулева).

няется переходом ионов хрома из шестерной координации в четвертую (Ikeda, Yagi, 1972, 1977; Schreiber, 1977).

В качестве минералов-примесей в диопсидовых породах наблюдаются волластонит, монтичеллит, зеленый гроссуляр¹, гидrogроссуляр, куспидин, везувиан, акерманит². Кроме того, устанавливаются псевдоморфозы по мелилиту и мервиниту, хотя сами эти минералы не фиксировались (Перцев, Шабынин, 1979).

В диопсидовых породах иногда отмечается зональность. Вокруг кварцевых скиалитов, размещенных в скарнах с голубым диопсидом, обычно развита зона волластонита, сменяющаяся диопсидовой. Правда, вокруг аналогичных скиалитов в скарнах с зеленым диопсидом такой зоны не фиксируется. Иногда зональность создается за счет интенсивности процессов замещения серпентин-бруситовых пород и доломитов, когда в этих породах формируется зона с вкрапленностью окрашенного диопсида. Зональность выражена также в постепенной смене голубого диопсида зеленым.

Ближе к центральной части массива в ксенолитах наблюдаются пироксен-оливиновые метасоматиты, отвечающие составу перидотитов (верлитов). В них проявлена тонкая полосчатость. Она обусловлена как изменяющимся количественным соотношением в полосках оливина и авгита, так и различной зернистостью минералов. Полосчатость подчеркивается также распределением зерен кальцита, выполняющего интерстиции между кристаллами оливина и авгита. Микроструктура метасоматитов панидоморфно-зернистая, характеризующаяся соотношением одновременного роста минералов. Породы иногда содержат вкрапленность сульфидов, местами они серпентинизированы.

В пироксен-оливиновых метасоматитах наблюдаются мелкие тела верлитов массивной текстуры. Между метасоматитом и верлитом контакты резкие — то согласные, то секущие. В контактах развиты маломощные (1–2 см) реакционные зоны зеленых авгитов. Все эти породы характеризовались ранее с привлечением петрографических и петрохимических

¹ Находка Л.А. Цой.

² Определен Н.Н. Перцевым.

данных (Гурулев, 1965; Гурулев и др., 1974), поэтому здесь можно ограничиться лишь констатацией некоторых положений. Устанавливается реликтовая природа кальцита, что свидетельствует об образовании метасоматитов по карбонатным породам. Верлиты, представляющие, несомненно, магматическую выплавку вследствие процессов магматического замещения, по составу весьма близки пироксен-оливиновому метасоматиту. Несмотря на близость состава, породы различаются микроструктурой (в верлите — пойкилитовая структура) и степенью зернистости минералов. Так, в метасоматите размер зерен оливина колеблется от 0,1 до 0,5 мм, составляя в среднем 0,26 мм (90 определений), в верлитах — от 0,3 до 2,1 мм, в среднем 0,85 мм (80 определений), т.е. кристаллы оливина в верлитах в 3,3 раза крупнее кристаллов оливина в метасоматитах.

Сравнение составов метасоматитов, верлитов и реакционных авгититов показывает, что при замещении из ксенолита выносятся SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , а в ксенолит из магмы привносятся TiO_2 , MnO , MgO , Cr_2O_3 . При замещении окисное железо переводится в закисное, поскольку суммарные молярные количества этих окислов в породах остаются одинаковыми. Это свидетельствует о восстановительных условиях замещения. Состав авгититов заметно отличается от состава метасоматитов и верлитов. В них заметно повышено содержание Al_2O_3 , CaO , Na_2O , Cr_2O_3 , что обусловлено, вероятно, кристаллохимической способностью пироксенов "вбирать" примеси (Куковский, 1979).

Шпинель-монтчеллитовые породы слагают небольшие ксенолиты в центральной части массива, ассоциируя с ксенолитами шпинель-форстеритовых пород. В породах отмечается тонкая полосчатость, обусловленная распределением по полоскам шпинели (10–15%) и монтчеллита (85–90%). Петрохимически породы были охарактеризованы ранее (Гурулев и др., 1974).

Шпинель-форстеритовые породы наблюдаются в ксенолитах размером до 20 м в поперечнике, залегающих в дунитах центральной части массива. Ксенолиты по форме разнообразны: неправильные, округлые, пластинчатые (рис. 15). По форме и залеганию последних устанавливается их северо-восточное простирание и крутое, близкое к вертикальному, падение. Шпинель-форстеритовые породы сложены темно-зеленой шпинелью (15–20%) и форстеритом (75–80%), а также второстепенными минералами: кальцитом, лейкоксенизированным сфеном, магнетитом, бруситом, серпентином. Среди этих пород отмечаются, по сообщению В.А. Чабаненко, разности с кнебелитом, который определен по низкому углу оптических осей ($2V = +50^\circ$). В породах с кнебелитом заметно повышено содержание MnO — 1,37%. В шпинель-форстеритовых метасоматитах выражена тонкая полосчатость, фиксируемая на выветрелых поверхностях и обусловленная послойным распределением шпинели и оливина, определяющих панидиоморфно-зернистую структуру, характеризующуюся соотношением одновременного роста кристаллов. В породах часто наблюдаются неправильной формы скиалиты серпентинизированных доломитов, в которых отмечено развитие кристаллов форстерита. Такие скиалиты характеризуются высоким содержанием кремнезема, в них по сравнению с доломитами повышено количество глинозема (табл. 19).

Авгититы установлены в центральной части массива в верхах перидо-

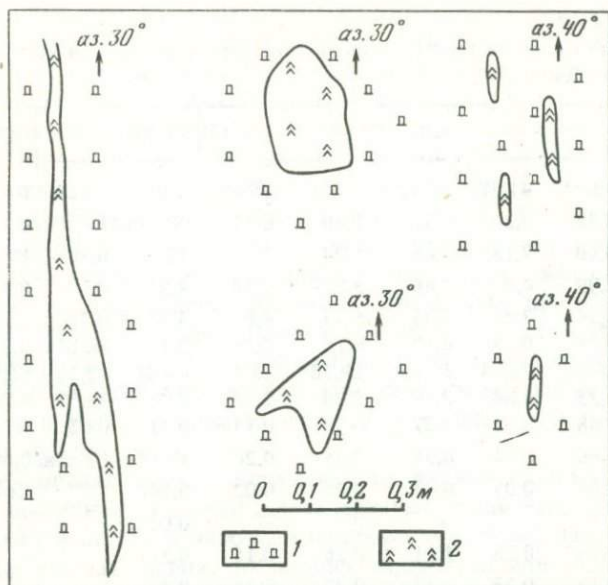


Рис. 15. Ксенолиты шпинель-форстеритовых метасоматитов (2) в дунитах (1)

тит-дунитового горизонта. Они залегают в перидотитах в виде уплощенного тела мощностью около 3 м. Возле тела авгититов наблюдаются сначала мелкие блоки, сложенные авгитом, а затем отдельные вкрапленники зеленого авгита в перидотите. Авгит характеризуется низкой железистостью.

Бруситы и серпентин-бруситовые породы залегают в ксенолитах среди дунитов и перидотитов центральной части массива. Ксенолиты имеют резкие контакты с вмещающими их породами. Бруситы — это плотные черные, иногда красновато-бурые породы, в которых лишь изредка просматривается полосчатость. Серпентин-бруситовые породы полосчатые, в них черные бруситовые слои чередуются в правильном двучленном ритме с зелеными серпентиновыми. В них часто наблюдаются крупные кристаллы магнетита. Кроме того, Н.Н. Перцев и Л.И. Шабынин (1979) отмечают в породах шпинель и петельчатый форстерит, замещающийся серпентином.

В ксенолитах бруситов наблюдаются прожилки (обычно не выходящие за пределы ксенолита) белого крупнокристаллического брусита. Этот брусит отличается от черного брусита ксенолита чистотой (см. табл. 19).

Генезис бруситов и серпентин-бруситовых пород загадочен, что подтверждают и исследования Н.Н. Перцева и Л.И. Шабынина (1979). Ранее нами высказывалось мнение о формировании этих пород в стадию низкотемпературного гидротермального метасоматоза, предшествовавшего плавлению пород. Основанием этому служила разнозернистая структура пород в соседствующих слоях-полосах, унаследованная, как предполагалось, от высокотемпературного метасоматита — пироксен-оливинового или шпинель-форстеритового (Гурулев, 1965). Н.Н. Перцев и Л.И. Шабынин склоняются к мнению об образовании бруситов и сер-

Таблица 19

Химический состав (в вес.%) шпинель-форстеритовых скарнов и брусита из ксенолитов Йоко-Довырена

Оксид	272	273	285	286	287	3224	682	204	6786
SiO ₂	42,94	41,21	38,62	41,03	38,66	27,80	40,20	0,88	—
TiO ₂	0,32	0,30	0,25	0,40	0,17	Не обн.	Не обн.	0,13	0,04
Al ₂ O ₃	6,40	7,15	4,68	5,84	4,85	15,70	6,56	Не обн.	Не обн.
Fe ₂ O ₃	2,99	4,05	5,66	5,05	6,54	4,91	0,75	0,51	''
FeO	8,34	7,84	5,55	5,33	4,62	4,77	0,72	0,36	''
MnO	0,18	0,19	0,12	0,16	0,13	0,10	Не обн.	0,03	0,01
MgO	28,02	28,84	32,36	29,78	33,35	40,83	12,26	65,96	70,26
CaO	5,35	4,64	2,19	4,00	2,18	0,70	33,71	0,80	0,07
Na ₂ O	0,68	0,60	0,27	0,53	0,15	0,11	0,02	Не обн.	—
K ₂ O	0,66	0,44	0,38	0,55	0,26	Не обн.	Не обн.	0,08	—
P ₂ O ₅	0,03	0,03	0,03	0,04	0,02	0,04	—	Не обн.	—
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	0,02	—	—	—
SO ₃	0,26	0,28	1,01	0,26	0,15	0,31	—	—	—
H ₂ O—	0,19	0,23	0,37	0,27	0,45	0,31	—	—	—
H ₂ O+	3,34	3,66	8,42	7,12	9,11	4,02	5,57	30,85	30,09
Сумма	99,70	99,46	99,54	100,09	100,19	99,31	99,79	99,60	100,46

Примечание: 272, 273, 285—287, 3224 — скарны, 682 — скиалит доломита, 204, 6786 — черный и белый бруситы, аналитики А.А. Цыренова, Г.С. Гормашова, Н.Н. Гурулева, Е.А. Давыденко.

пентин-бруситовых пород в результате контактового метаморфизма (метасоматизма) первоначально магнетитовых или первоначально бруситовых пород, залегающих во вмещающей толще. Однако в последней такие породы не установлены.

Для понимания генезиса бруситовых пород, как представляется, важен факт нахождения серпентин-бруситовых пород и бруситов в крупных ксенолитах доломитов. В серпентин-бруситовых породах темно-серый брусит образует округлые выделения (псевдоморфозы по периклазу) размером до 1,5 см, а серпентин распределен между ними, образуя характерную петьчатую структуру. В прослоях бруситов брусит представлен иным морфологическим типом — пластинчатыми кристаллами. В связи с этим представляется более вероятным связывать генезис бруситов и серпентин-бруситовых пород, залегающих в ксенолитах, с гидротермальными контактово-измененными бруситовыми и серпентин-бруситовыми породами, образовавшимися по доломитам. Процесс формирования пород может быть представлен в такой схеме: доломит — аподоломитовый брусит (серпентин-бруситовая порода) — периклазовая порода (форстерит-периклазовая) — брусит (серпентин-бруситовая порода).

Формация магнетиальных скарнов в Йоко-Довыренском массиве образуется в результате замещения карбонатных пород, в составе которых

инертным компонентом выступает СаО. Диаграммы, показывающие зависимость содержаний соответствующих окислов пород от содержания СаО (рис. 16), указывают на различную миграционную способность компонентов на разных стадиях магматического замещения. Формирование офикальцитовых пород не приводит к существенному изменению баланса вещества. На этой стадии заметен лишь привнос из магмы SiO_2 и MgO . На раннемагматической стадии, которая начинается с формирования диопсидитов, устанавливается привнос SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , но диопсидиты по магнезиальности даже уступают офикальцитам, что обусловлено, с учетом привноса SiO_2 , затруднительным выносом из замещаемых пород СаО. Вынос из ксенолитов достигает максимума при формировании пироксен-оливиновых, шпинель-монтichelлитовых и шпинель-форстеритовых пород. Эти породы обеднены СаО, в них меньше по сравнению с диопсидитами SiO_2 , столько же или даже немного больше Al_2O_3 , намного больше FeO и MgO . Содержание щелочей в породах не изменяется, оставаясь очень низким.

В магнезиальных скарнах типоморфными являются оливин и пироксен, особенно последний, которые характеризуют различные стадии метасоматоза ксенолитов. Если пироксен появляется в самые начальные стадии магматического замещения, то оливин характерен для заключительных, завершающихся плавлением ксенолитов. В этой последовательности и дадим краткую характеристику минералов.

Пироксены из магнезиальных скарнов, в основном из диопсидитов, характеризовались ранее (Гурулев, 1965; Гурулев и др., 1965). Состав их не отличается постоянством. Обращает внимание прежде всего неравномерное распределение Al_2O_3 — от 0,57 до 8,05%. Причина этого заключается, на наш взгляд, не в привносе Al_2O_3 магмой, а во влиянии на состав пироксенов ксенолитов состава вмещающих пород, по которым образуются метасоматиты. Помимо карбонатных пород, в скиалитах среди диопсидитов, как уже отмечалось, находятся углистые и углисто-андалузитовые сланцы, содержание Al_2O_3 в которых достигает 13,6%. Окись глинозема содержится и в карбонатных породах вмещающей толщи — от 0,23 до 3,64%.

В пироксенах изменчиво также содержание MgO и СаО, меняется соотношение между окисным и закисным железом. Возможно, отношения между содержаниями СаО и MgO , Fe_2O_3 и FeO являются наиболее значимыми показателями степени интенсивности метасоматоза карбонатных пород.

Для сравнения состава пироксенов из магнезиальных скарнов Иокко-Довырена с пироксенами магматических пород, в том числе и из других расслоенных массивов, а также с пироксенами других формационных групп составы пироксенов пересчитывались на кристаллохимические формулы по обычному методу — на основе 6 атомов кислорода. Затем вычислялись коэффициенты и параметры, принятые в работе Н.Л. Добрецова и др. (1971).

Сравнение моноклиновых пироксенов из ксенолитов Иокко-Довырена с пироксенами различных формационных групп (табл. 20) показывает, что они заметно отличаются от среднего состава моноклиновых пироксенов пироксенитов: в них меньше Ti , низки железистость и щелочность,

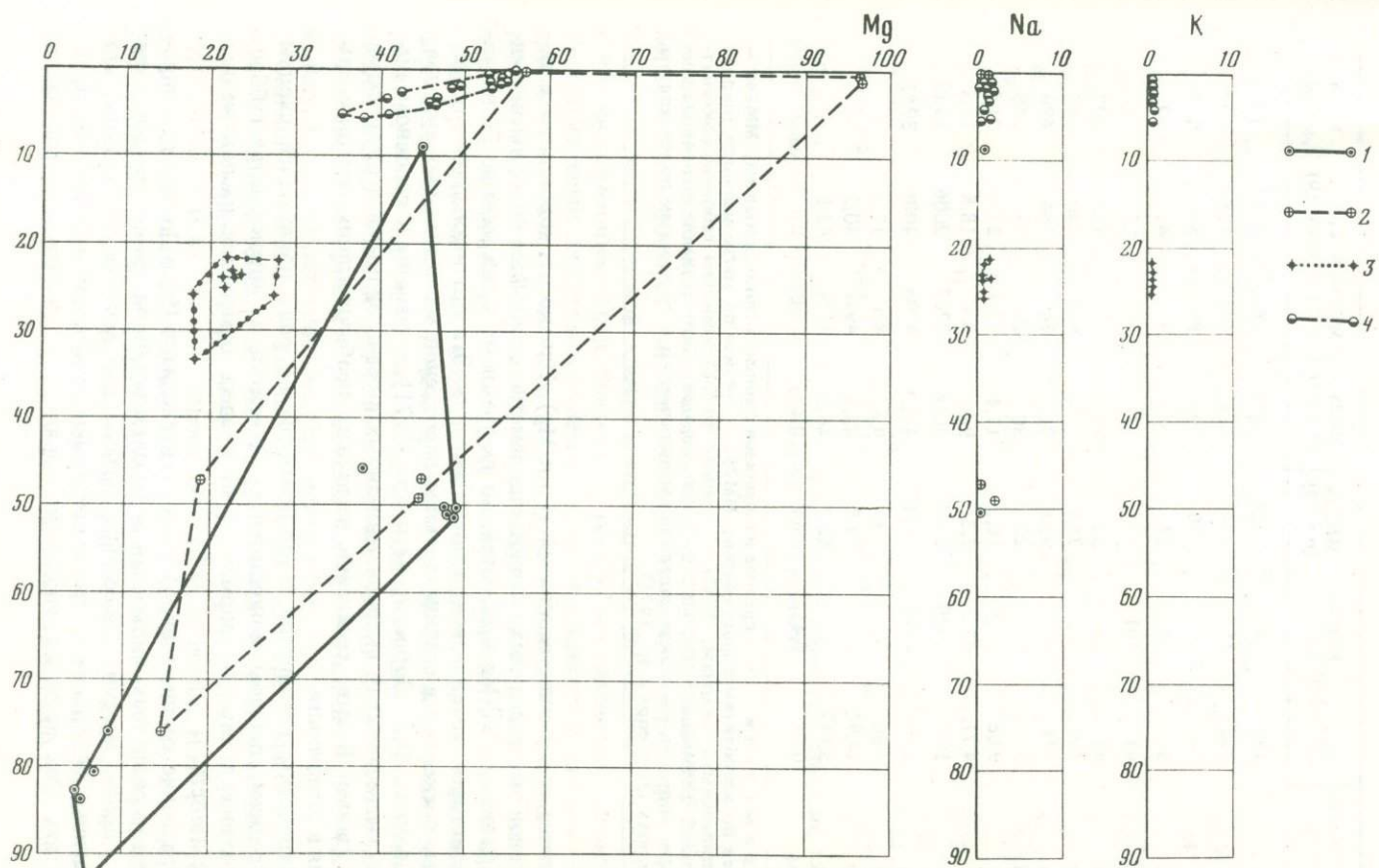
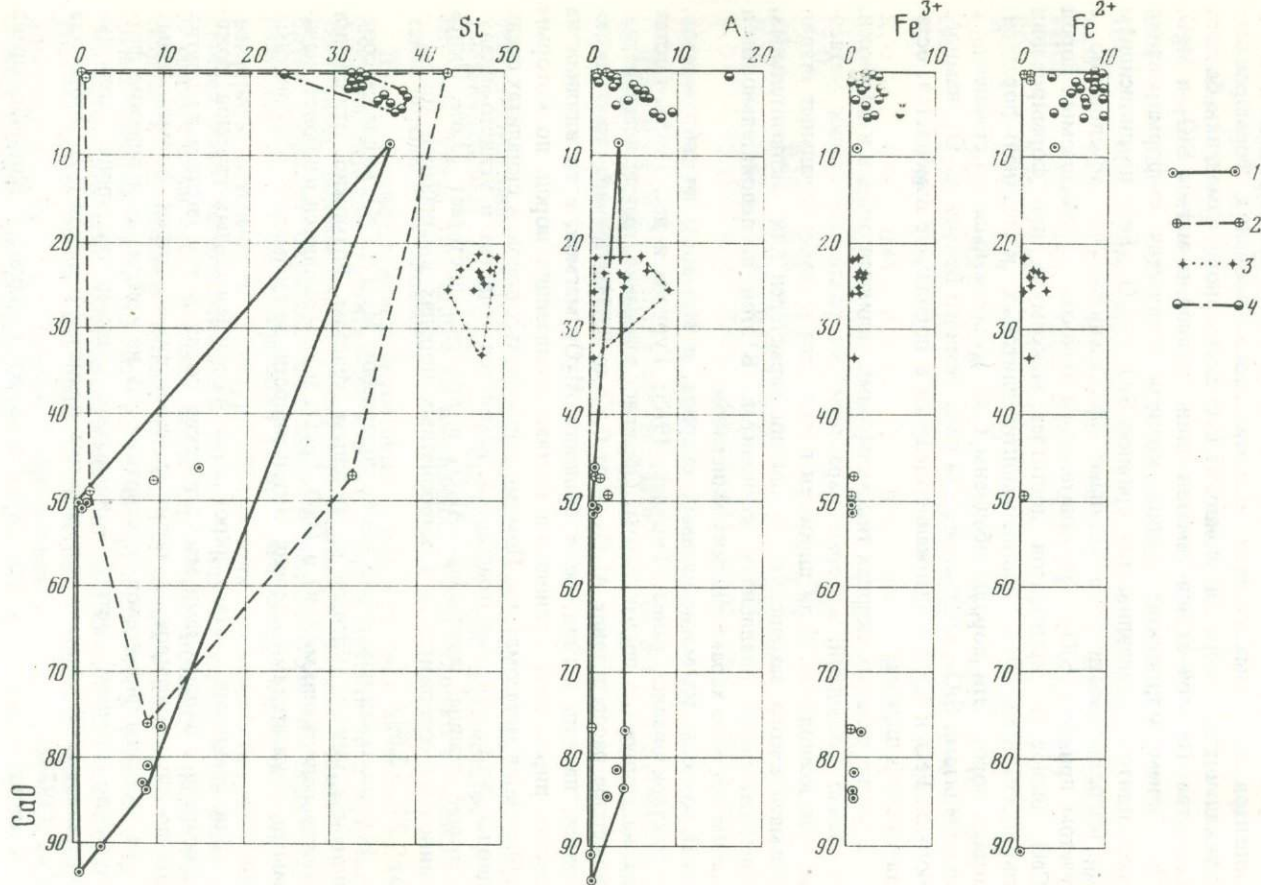


Рис. 16. Вариационные парные диаграммы окислов магнезиальных скарнов Июко-Довыренского массива (в мол. %)
 1 — доломиты, известняки; 2 — офикальциты; 3 — диопсидиты; 4 — шпинель-форстеритовые породы

Т а б л и ц а 20

Состав моноклинных пироксенов диопсидовых пород Июко-Довырена и других групп пород

Компонент, параметр	1 (n= 8)	ММ24г (n = 3)	ММ25а (n = 22)	МИ2а (n = 13)	МГ1 (n = 17)	МГ2 (n = 19)	МГ3а (n = 4)
Si	1881	1830	1726	1871	1881	1787	1893
Al _{IV}	106	165	274	125	118	213	110
Al _{VI}	33	27	106	29	86	89	174
Ti	5	48	24	9	9	41	22
Fe ³⁺	48	101	89	87	35	93	61
Fe ²⁺	43	110	52	85	77	163	127
Mg	888	800	742	857	923	740	747
Ca	991	847	990	911	780	784	690
Na + K	38	82	20	30	59	78	148
f	9,08	21,3	16,5	17,4	13,9	27,4	21,8
f [*]	4,71	15,2	7,2	9,6	8,4	18,8	14,5
Σ ₁	1926	2020	2025	2016	2007	2006	1980
Σ ₂	3914	4015	4026	4012	4006	4006	3983
$\overline{\text{Fe}}$	4,60	—	8,8	9,6	8,5	17,2	—
$\overline{\text{Mg}}$	44,92	—	39,0	43,8	49,6	40,2	—
$\overline{\text{Ca}}$	50,42	—	52,2	46,6	41,9	42,6	—
K _{ок}	0,34	0,45	0,64	0,495	0,307	0,371	—

П р и м е ч а н и е: 1 — среднее из анализов диопсида Июко-Довырена; ММ24г — среднее по ксенолитам пироксенитов; ММ25а — среднее по магнезиальным (пироксен-шпинелевым) скарнам; МИ2а — среднее по пироксенитам габбро-пироксенит-дунитовой формации; МГ1, МГ2 и МГ3а — среднее соответственно по оливин-шпинелевым нодулям, плагиоклазсодержащим включениям и гранатовым пироксенитам в базальтах (Добрецов и др., 1971).

но выше содержание оснований (Са и Mg). Однако от моноклинных пироксенов магнезиальных скарнов они заметно отличаются более высокими содержаниями Si, Mg и щелочей, но по-прежнему в них меньше Ti, низка железистость, заметно ниже глиноземистость. Эти различия вполне объяснимы, поскольку в средние составы пироксенов магнезиальных скарнов, приводимые Н.Л. Добрецовым и др. (1971), включены в основном анализы магнезиальных скарнов, связанных с гранитоидными и щелочными интрузиями. В этом сравнении несколько необычны лишь заметные различия в щелочности.

Пироксены ксенолитов Июко-Довырена по ряду показателей сходны со средним составом моноклинных пироксенов из пироксенитов габбро-пироксенит-дунитовой формации, но и здесь отмечается их пониженная железистость.

Сравнение составов пироксенов из ксенолитов Июко-Довырена с пироксенами различных включений в базальтах, обычно рассматривающихся как породы мантии, вынесенные базальтовой магмой, показывает, что различия между ними не так существенны, как это можно было бы предполагать. Эти различия такого же порядка, что и между пироксенами

Т а б л и ц а 21

Химический состав (в вес.%) карбонатных пород из вмещающей толщи и ксенолитов Чинейского массива

Оксид	Боковые породы		Ксенолиты		
	173	137	20	18	131
SiO ₂	0,94	3,82	5,30	5,48	36,26
TiO ₂	0,01	0,01	0,02	0,01	0,09
Al ₂ O ₃	0,32	0,79	0,79	0,79	5,15
Fe ₂ O ₃	0,37	—	1,77	3,59	5,40
FeO	0,29	0,76	0,72	1,43	4,78
MnO	0,04	0,05	0,07	0,07	0,03
MgO	4,42	3,58	22,33	57,47	25,27
CaO	51,48	51,25	33,26	3,76	12,59
Na ₂ O	0,02	—	0,08	—	—
K ₂ O	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02
P ₂ O ₅	—	—	—	—	0,20
п.п.п.	41,50	39,14	35,60	27,32	9,44
Сумма	99,40	99,41	99,95	99,94	99,23

П р и м е ч а н и е: 173, 137 — известняки. 20 — доломит, 18 — бруситит, 131 — скарны (анализы выполнены в БГИ, аналитик Г.И. Булдаева).

вышерассмотренных групп. Они заключаются в том, что пироксены ксенолитов Июко-Довырена меньше содержат Ti, менее глиноземисты. Ксенолиты в магматической камере изменяются от диопсидитов до существенно форстеритовых пород, близких по составу к оливинитам и дунитам. Об относительно быстром изменении состава ксенолитов в расплаве свидетельствуют эксперименты по растворимости минералов в базальтовых расплавах (Кутолин и др., 1976), показавшие, что включенный в расплав пироксен эволюционирует в сторону состава перидотита. Хотя на основании результатов этих экспериментов сделан вывод о существенно пироксенитовом и эклогитовом составе верхней мантии, все-таки эксперименты более подтверждают изменение состава включений в магматической камере, нежели подобное изменение при гипотетическом и маловероятном транспереносе пород верхней мантии сначала по подводящему каналу, а затем по латерали в магматической камере.

Оливин из ксенолитов шпинель-форстеритовых пород характеризуется низкой железистостью, что подтверждается как оптическими данными, так и химическим анализом (в вес. %): SiO₂ — 43,49; FeO — 6,89; MgO — 49,32; CaO — 0,30; $f = 6,8$ (проба 065, БГИ, аналитик Н.Н. Гурулева, из анализа вычтено количество Al₂O₃ и эквивалентное ему количество FeO в соответствии с формулой герцинита). Железистость форстерита вдвое меньше железистости оливинов из оливинитов и дунитов (см. табл. 4).

Следует отметить, что в массиве ксенолиты различной степени изменения залегают в разных по составу магматических породах. Диопсидиты

большей частью развиты в полевошпатовых перидотитах, пироксен-оливиновые породы — в верлитах, шпинель-монтичеллитовые и шпинель-форстеритовые породы — в дунитах.

Ксенолиты карбонатных пород отмечаются также в других расслоенных массивах — в Бушвельдском (Уиллемз, 1973а), Чайском (Гурулев, Самбуев, 1967), Чинейском (Лебедев, 1962а, б; Конников, 1979), в интрузивах Болгарии (Иванова-Панайотова, 1971). Изученность их остается еще слабой. В Чинейском массиве в ксенолитах наблюдаются как известняки, так и доломиты (табл. 21). По доломитам здесь формируются бруситы и магнезиальные скарны. В интрузивах Болгарии замещению подвергаются карбонатные породы самой различной степени магнезиальности — от слабодоломитовых мраморов (MgO от 3,2 до 9,2%) до доломитов. Магнезиальные скарны, формирующиеся на магматическом этапе, образуются в зависимости от магнезиальности вмещающих и интрузивных пород. При высокой магнезиальности тех и других наблюдаются хорошо развитые зоны скарнов, при низкой — магнезиальные скарны проявлены слабо или даже не образуются (Иванова-Панайотова, 1971).

Формация пироксен-плаггиоклазовых роговиков

Эта формация характерна для расслоенных интрузивов, которые залегают в песчано-сланцевых отложениях и, естественно, содержат ксенолиты песчаников и сланцев. Генетическая связь формации с последними доказывается непосредственным развитием роговиков в виде оторочек в краевых частях крупных ксенолитов песчаников и сланцев. Степень магматического преобразования ксенолитов различна, в силу чего в одних и тех же интрузивах встречаются ксенолиты, совсем не затронутые магматической переработкой, и ксенолиты высокотемпературных роговиков.

Ксенолиты песчаников и сланцев встречаются в расслоенных интрузивах самой разной глубинности формирования — в гипабиссальных и приповерхностных, в абиссальных. Они часто наблюдались также в лавах древних и современных вулканов.

Рассмотрим примеры взаимодействия магм и лав основного состава с ксенолитами песчаников и сланцев.

В базальтовых лавах вулкана Этны (Италия) излияния 1886 г. установлены ксенолиты песчанистых пород. Базальт более интенсивно взаимодействовал не с крупными, а с мелкими ксенолитами. Взаимодействие ускорялось с увеличением зернистости ксенолитной породы. Кварц ксенолита плавился. При неполном плавлении зерна кварца оказывались включенными в стекловатую массу. По границе ксенолита создавалась кайма из новообразований альбита, пироксена авгитового состава и волластонита. В самом ксенолите фазы кремнезема (кварц, тридимит, кристобалит) распределены зонально, количество кристобалита увеличивается к краевой части ксенолита. Взаимодействие базальтовой магмы с ксенолитом перерастало во взаимодействие ее с кремнистым расплавом, образующимся в результате плавления ксенолитов. При этом проявлялись в условиях избытка свободной энергии диффузионные процессы, в результате чего происходила миграция элементов из базальтового в кремнистый расплав, подчинявшаяся градиентам концентрации элементов (Ferla et al., 1978).

В ряде случаев при взаимодействии магмы со сланцами и песчаниками отмечены факты образования сосуществующих расплавов. Так, в контактовых зонах небольших габбро-диоритовых интрузий в Северных Вогезах (Франция) наряду с контактовым метаморфизмом и формированием роговиков установлено образование кремнисто-калиевой "лейкосомы", способной отделяться от роговиков. Взаимодействие магмы с "лейкосомой" приводит к формированию пород с парагенезисом роговая обманка-биотит-плаггиоклаз № 40-25 — рудные минералы, в то время как магма дает парагенезис клинопироксен-плаггиоклаз № 75-55 (Leterrier, 1978).

В расслоенных интрузиях насыщенность пород ксенолитами сланцев и песчаников бывает достаточно высокой. Так, в Бушвельде фиксируются довольно крупные ксенолиты (фрагменты) осадочных пород. Некоторые из них сложены разнообразными породами. Например, во фрагменте, вскрытом в районе Крокодиловой реки, содержится "полный разрез трансваальской системы вплоть до дааспортского кварцита" (Уиллемз, 1973а). Ксенолиты песчаников отмечаются также в хромированных породах критической зоны (Уиллемз, 1973б).

Ксенолиты сланцев и песчаников, широко представленные в расслоенных интрузиях Байкальской горной области, залегают в габброидах часто ролями, состоящими из отдельных близрасположенных пластинчатых тел, имеющих, как правило, одинаковую структурную позицию и согласующихся с расслоенностью габброидов.

Контакты габбро с ксенолитами большей частью согласные и реже секущие. Некоторые ксенолиты имеют тупые окончания. Иногда от пластинчатых ксенолитов отходят в сторону габбро выступы, тупо оканчивающиеся, иногда габбро вдается в ксенолит (рис. 17). Мельчайшие ксенолиты сланцев часто фиксируются под микроскопом.

Состав пород ксенолитов зависит от состава вмещающих толщ, подвергавшихся замещению. Наиболее пестры по составу ксенолиты тех расслоенных интрузий Байкальской горной области, которые залегают в отложениях нижнего протерозоя, что можно видеть на примере ксенолитов Нюрундуканского массива (табл. 22). Однако не только составом исходных пород определяется состав ксенолитов, а и степенью их габброизации. Отметим, что среди ксенолитов Нюрундукана фиксируются породы со значительным (до 24,35%) содержанием глинозема.

В Иоко-Довыренском массиве ксенолиты сланцев и песчаников часто фиксируются в эндоконтактных зонах. Наибольший интерес вызывают, естественно, ксенолиты, залегающие в расслоенных породах. При сравнительно высокой насыщенности ксенолитами дунит-перидотитового горизонта вызывало удивление отсутствие ксенолитов в вышерасположенных расслоенных габброидах. Однако сейчас ксенолиты установлены и здесь. Студенники Института геохимии и аналитической химии им. В.В. Вернадского наблюдали ксенолиты песчаников на г. Иоко в нижней части троктолитового горизонта. В шлифах из пород ксенолитов, любезно предоставленных Е.В. Коптевым-Дворниковым, определяются алевропесчаники и кварцевые песчаники на кварцевом цементе.

Ксенолиты песчаников часто фиксируются в Чинейском габброидном массиве. Они представлены породами разной, но в общем невысокой

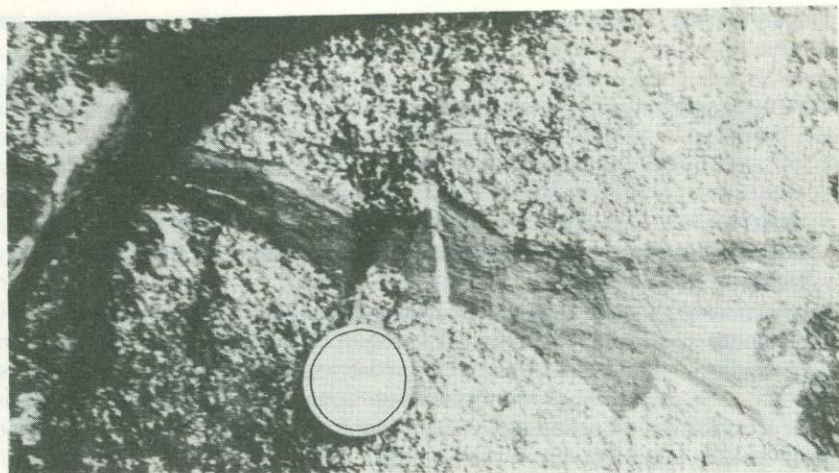


Рис. 17. Ксенолит сланца (темно-серое) в габбро Ньюрундуканского массива

глиноземистости. Некоторые их разновидности относятся к карбонатсодержащим. Иногда в них повышено содержание суммарного железа. Следует также отметить, что в песчаниках вмещающей толщи тоже фиксируются разности с высоким содержанием железа (табл. 23).

Ксенолиты песчаников и сланцев Чайского массива характеризовались нами ранее (Гурулев, Самбуев, 1967). Поэтому отметим лишь те общие закономерности, которые раскрывают сущность процессов взаимодействия магмы с боковыми породами: 1) при замещении сланцев часто образуются породы типа кыльмитов характерной текстуры, в рисунке которой сохраняются реликты сланца; кроме того, в ксенолитах вблизи контакта с магматической породой фиксируются габбровые неосомы; 2) при замещении песчаников и сланцев образуются нормальные, роговообманковые, кварцсодержащие габбро, а также габбро-нориты с характерным красновато-бурым плагиоклазом; 3) по сланцам и песчаникам в ксенолитах формируются высокотемпературные роговики, состоящие из плагиоклаза и авгита.

Вместе с тем в Чайском массиве отмечаются случаи перехода роговиков в пироксениты. Так, на уч. Надежда многочисленные ксенолиты сланцев, залегающие в оливиновых габбро-норитах, превращены, с одной стороны, в пироксен-плагиоклазовые роговики, переходящие в мелкозернистые габбро, залегающие блоками (форма которых наследуется от формы ксенолита) в габбро-норитах, и, с другой — в пироксениты, образующие сначала оторочки вокруг роговика, а затем залегающие блоками в габбро-норите. Пироксениты образуются по карбонатсодержащим сланцам.

В контактовом ореоле Чайского массива Ф.П. Леснов (1972) указывает также кордиерит- и гранатсодержащие роговики, однако появление роговиков с этими минералами, скорее всего, объясняется составом исходных пород, среди которых действительно отмечаются кордиеритовые и гранатовые метаморфические сланцы, нежели контактовым воздействием габброидной магмы.

Т а б л и ц а 22

Химический состав (в вес.%) сланцев и песчаников из ксенолитов Ньюрундукана

Окисел	2009б	2013а	2029	2048б	2153а	345а	610
SiO ₂	48,14	54,30	51,36	47,96	46,70	48,00	51,66
TiO ₂	0,80	0,67	0,72	1,49	0,88	1,02	1,66
Al ₂ O ₃	13,60	24,35	19,01	16,40	17,05	16,39	16,17
Fe ₂ O ₃	2,61	1,61	3,21	1,96	3,74	3,07	0,50
FeO	9,00	1,69	5,64	8,89	7,15	6,79	9,62
MnO	0,19	0,08	0,25	0,14	0,18	0,20	0,17
MgO	9,44	1,27	4,38	0,94	10,45	8,40	8,94
CaO	13,04	8,27	8,52	12,02	10,31	11,80	8,08
Na ₂ O	1,31	4,70	4,60	1,70	1,04	2,35	1,64
K ₂ O	0,13	0,62	0,54	0,29	0,16	0,25	0,62
P ₂ O ₅	0,04	0,06	0,25	0,04	0,03	0,04	0,10
п.п.п.	1,09	0,11	0,12	0,03	0,77	1,03	0,13
H ₂ O	—	2,46	1,49	0,51	1,27	0,16	Не обн.
SO ₃	—	—	—	—	—	0,28	0,19
С у м м а	99,42	100,19	100,09	100,67	99,73	99,62	99,48

П р и м е ч а н и е: анализы выполнены в Северо-Байкальской экспедиции объединения "Бурятгеология", аналитики И.А. Викулова, В.И. Шитова.

Т а б л и ц а 23

Химический состав (в вес. %) песчаников из ксенолитов Чинейского массива

Окисел	Боковые породы				Ксенолиты				Окисел	Боковые породы				Ксенолиты			
	96		19		34		44			96		19		34		44	
SiO ₂	48,00	40,96	51,90	53,24	CaO	10,12	38,43	17,02	17,02								
TiO ₂	0,18	0,09	0,27	0,32	Na ₂ O	1,77	0,08	2,16	1,53								
Al ₂ O ₃	14,01	2,07	10,37	7,66	K ₂ O	4,71	0,08	0,42	1,05								
Fe ₂ O ₃	13,30	0,87	1,78	3,37	P ₂ O ₅	0,03	0,13	0,04	—								
FeO	1,83	1,27	5,06	2,08	п.п.п.	0,80	2,76	1,88	1,60								
MnO	0,02	0,04	0,13	0,20	С у м м а	100,27	99,31	100,28	99,63								
MgO	5,50	12,53	9,25	11,06													

П р и м е ч а н и е: анализы выполнены в БГИ, аналитик Г.И. Булдаева.

Общие петрохимические особенности ксенолитов песчаников, сланцев и габброизированных роговиков Чайского массива отражены на диаграммах (рис. 18, см. вкл.), построенных для главных породообразующих элементов в отношении их к суммарному железу. Оказывается, что роговики попадают в поле составов исходных пород по содержанию в них алюминия, щелочей и железа, в то время как по степени магнезиальности и кальциевости они отвечают как составу исходных пород, так и сос-

таву габброидов, их заключающих. Следует отметить, что состав пироксенитов, образующихся при мигматизации боковых пород, отличается от последних более высоким содержанием магния, закисного железа и натрия. Замещаемые породы содержат в заметных количествах кальций, что позволяет еще раз подтвердить возможность образования в формации роговиков метасоматических пироксенитов по карбонатсодержащим породам.

Ксенолиты сланцев и песчаников размещены в габброидах, поле составов которых имеет более узкие интервалы по кремнекислотности (по сравнению с замещаемыми породами). В габброидах повышено содержание магния. Однако по кальцию, алюминию и щелочам они мало отличаются от замещаемых пород.

Роговики по песчано-сланцевым породам широко представлены в траповых интрузиях Норильска. По данным И.А. Зотова (1979), пироксеновые роговики в Талнахской интрузии слагают пачки многометровой мощности. Интенсивность ороговикования возрастает по мере приближения к интрузии. Существенно пироксеновые породы развиты также в ксенолитах внутренних частей интрузии. Пироксеновые роговики постепенно переходят в плагиоклаз-пироксеновые и приближаются по составу к безоливиновым долеритам. Развитие плагиоклаза в роговиках принимает различные формы: то образуются одиночные футлярообразные кристаллы, наполненные мелкими кристаллами пироксена, то появляются игольчатые кристаллы, распределенные пятнами. Состав пироксена значительно варьирует по глиноземистости, однако железистость остается постоянной. Вариации в глиноземистости пироксена зависят от состава роговиков: в мало- и высокоглиноземистых роговиках развиты соответственно мало- и высокоглиноземистые пироксены. Общая глиноземистость роговиков определяется, надо думать, составом исходных пород.

Нельзя не отметить и не подчеркнуть одну из главнейших особенностей роговиков в ксенолитах — их постепенный переход в габбро, сохраняющие иногда роговиковую структуру, и вообще в габброиды, приобретающие облик типичных магматических пород. Такие габброиды часто фиксируются среди расслоенных пород. Так, в горизонте оливиновых габбро Июко-Довырена отмечались полосы и линзы мощностью 0,1—0,2 м мелкозернистых оливиновых габбро. В массиве Луккулайсваара наблюдаются мелкие и крупные (плитообразной формы, шириною до 0,3 км) ксенолиты, сложенные микрогаббро-норитами офитовой структуры. Ксенолиты ассоциируют в массиве с ксенолитами дупироксен-плагиоклазовых роговиков и амфибол-пироксен-плагиоклазовых сланцев (Интрузивные..., 1976).

Развитие габброидов в ксенолитах, залегающих в близких по составу породах габброидного состава, ассоциация этих ксенолитных пород с роговиками, иногда весьма сложного состава, — все это затрудняет генетическую интерпретацию взаимоотношений между породами, особенно с позиций ортодоксальных представлений о магматизме.

Примером подобного могут служить взаимоотношения между габброидами, устанавливаемые в одном из наиболее изученных расслоенных массивов нашей страны — Мончегорском. По данным И.С. Бартенева и В.С. Докучаевой (1975), в этом массиве среди меланократовых и оливиновых

норитов встречаются своеобразные изометричные тела, неоднородные по составу пород и сложению. По размеру тела достигают нескольких десятков метров в поперечнике. Контакты их с норитами отчетливые, без зон закалки. От тел в нориты иногда отходят апофизы. В породах тел выражена трахитоидность, которая у контактах тел подчиняется их залеганию и в удалении от них совпадает с направлением трахитоидности во вмещающих норитах. Тела сложены двумя группами пород: а) мезо- и лейкократовыми норитами и габбро-норитами и б) шпинель-плагиоклаз-кордиерит-гиперстеновыми, шпинель-плагиоклаз-гиперстен-кордиеритовыми и шпинель-плагиоклаз-гиперстеновыми породами. Наиболее распространены нориты и габбро-нориты, характеризующиеся габбровой и габбро-офитовой микроструктурой. Они состоят из плагиоклаза (№ 45–64), железистого бронзита или гиперстена (25–36% ферросилита), авгита, иногда кварца и шпинели, вторичных – актинолита, хлорита, биотита. Породы второй группы встречаются среди норитов и габбро-норитов в виде обособленных неправильной формы, линз и слоев, часто занимающих центральные части тел. Породы мелко- и тонкозернистые, микроструктура их гранобластовая, пойкилобластовая, фибробластовая. Главные минералы в породах – кордиерит и гиперстен, второстепенные – плагиоклаз и шпинель.

И.С. Бартнев и В.С. Докучаева (1975) сравнивают состав норитов и габбро-норитов из вышеуказанных тел с составом норита по Заварицкому, отмечая их повышенную глиноземистость и щелочность, но, к сожалению, не дают сравнений с составом меланократовых и оливиновых норитов, в которых они залегают. Приводимые исследователями химические анализы пород позволяют заключить, что нориты и габбро-нориты отличаются от меланократовых и оливиновых норитов пониженным содержанием кремнезема и повышенной железистостью. Весьма своеобразен состав пород второй группы. Эти породы характеризуются высоким содержанием глинозема при пониженных значениях кремнезема, окиси кальция и щелочей. Они по облику, минеральному и химическому составу близки роговикам зоны экзоконтакта массива. Состав их по реконструкции, в соответствии с диаграммами Предовского, попадает в область осадочных пород пелитового состава.

Взаимоотношения, столь необычные для нормально-магматических пород, участие в сложении тел пород, близких роговикам, приуроченность именно к этим породам сульфидного оруденения (так называемый "критический" горизонт массива) – все это определяет повышенный интерес геологов, изучающих Мончегорский массив, к рассматриваемым образованиям, на генезис которых высказывались различные точки зрения. Однако И.С. Бартнев и В.С. Докучаева приходят к выводу, что шпинель-плагиоклаз-кордиерит-гиперстеновые, шпинель-плагиоклаз-гиперстен-кордиеритовые и шпинель-плагиоклаз-гиперстеновые породы следует рассматривать как перекристаллизованные и десилицированные ксенолиты метаосадочных пород, а мезо- и лейкократовые нориты и габбро-нориты – как гибридные образования.

Таким образом, по песчано-сланцевым породам в раннемагматическую стадию образуется формация высокотемпературных роговиков. Габброизация пород ведет в конечном счете к созданию пород, имеющих типичный магматический облик с развитием офитовых и пойкилоофитовых

структур. При этом габброиды, близкие к высокотемпературным роговикам, сохраняют от них структурные элементы, близки к ним по химическому составу, наследуют форму ксеногенных тел. Однако проблема заключается в установлении условий формирования габброидов ксеногенных тел и габброидов, заключающих эти тела. Высокотемпературные роговики являются продуктами твердофазовых обменно-метасоматических реакций между магмой и боковой породой. Кажется, что это неоспоримо. Но тогда вполне уместны вопросы: как образованы габброиды ксеногенных тел? Не являются ли они продуктами твердофазовых реакций между магмой и боковой породой? Где граница между твердофазовыми реакциями и появлением магматических расплавов? Ответы на эти вопросы имеют первостепенное значение для магматической геологии. Анализ фактического материала по ксенолитам показывает, что, несмотря на сохранение габброидами ксеногенных тел реликтов структуры роговиков, на некоторую близость состава и на унаследование формы тел, габброиды существенно отличаются от роговиков прежде всего структурно — в них доминируют габбровая и офитовая структуры; это позволяет утверждать, что они кристаллизовались из расплава, но в этом расплаве заметную долю составляли минералы, образованные в раннемагматическую стадию в результате твердофазовых реакций.

Формирование магматических пород мы рассмотрим в одной из последующих глав. Здесь же мы обращаемся к вопросам исключительно магматическим, так как они неразрывно связаны с проблемой петрологии метасоматических формаций, создаваемых при магматическом замещении боковых пород. Без уяснения и понимания условий формирования метасоматитов нельзя приблизиться к пониманию генезиса гибридных пород, имеющих, с одной стороны, облик и черты магматических пород, а с другой — признаки замещенных осадочных пород, проявляющиеся в трансформированных текстурах и особенностях состава метасоматитов. Распространенность метасоматитов и пород, сочетающих черты магматитов и замещенных пород, в расслоенных интрузиях значительна. Однако их выделение и изучение осложняются как из-за отсутствия разработанных критериев их различения, так и вследствие укоренившихся убеждений о фазности внедрения магматических расплавов.

Формация пироксенитов

Формация пироксенитов характера для интрузий, содержащих ксеногенные тела ультрабазитов. Ксенолиты серпентинитов, серпентинизированных дунитов и перидотитов, а также метасоматитов раннемагматической стадии, образованных по этим породам, в Северном Прибайкалье встречаются только в тех интрузиях, которые, являясь абиссиальными образованиями, входят в состав нижнего структурного этажа докембрия, прорывая отложения нижнего протерозоя. Они характерны для многих массивов, но наиболее полно изучены в Чайском, поскольку здесь к ним частично приурочено медно-никелевое сульфидное оруденение. Появление их объясняется тем, что толща отложений нижнего протерозоя прорвана гипербазитовыми интрузиями этого же возраста, которые предложено

выделить из муйского интрузивного комплекса в самостоятельный интрузивный комплекс — яршинский (Гурулев, Самбуев, 1967).

В связи с тем, что породы яршинского комплекса оказываются включенными в виде ксенолитов в интрузивные массивы довыренского комплекса, важное значение приобретает характеристика гипербазитов, размещенных в толще нижнепротерозойских отложений. Этот вопрос рассматривался на примере Авкитского гипербазитового массива, размещенного в структуре Холоднинского колчеданно-полиметаллического месторождения (Гурулев, Трунева, 1974; Трунева и др., 1979), а также на примере Душкачанского и Яршинского гипербазитовых массивов. Ксеногенные тела гипербазитов изучались также в Нюрундуканском и Кивильевском массивах (Гурулев и др., 1980).

Изучение гипербазитовых массивов показывает, что они сложены не только дунитами, но и другими породами. Например, в Авкитском гипербазитовом массиве наблюдаются апоперидотитовые серпентиниты, ассоциирующие с амфиболовыми породами, к которым иногда приурочено сульфидное медно-никелевое оруденение; серпентиниты характеризуются низкими значениями f (табл. 24). В Кивильевском габбро-перидотитовом массиве в ксеногенных телах, кроме дунитов, фиксируются перидотиты, в том числе полевошпатовые, к которым приурочено хромитовое оруденение. Вблизи Чайского массива в небольших линзовидных телах залегают полевошпатовые перидотиты. Все это позволяет говорить о петрографическом разнообразии гипербазитов, подвергавшихся магматическому замещению, и о вероятной их принадлежности самостоятельному магматическому комплексу.

Петрохимическую обособленность ксеногенных гипербазитов от габброидов отметили также Ф.П. Леснов (1972) и Э.Г. Конников (1978), но, несмотря на это, они рассматривали гипербазиты в качестве ранней фазы довыренского комплекса. Позднее, правда, Ф.П. Леснов отстаивал уже точку зрения о гипербазитах как более ранних, по сравнению с габброидами, интрузивных образованиях. Что касается выводов Э.Г. Конникова, то они сделаны без рассмотрения конкретного материала по ксеногенным гипербазитам и по массивам гипербазитовой формации, развивающимся в непосредственном окружении северобайкальских перидотитовых интрузий. Если принять во внимание анализы гипербазитов (в основном серпентинитов из гипербазитовых массивов, например Авкитского, расположенного в единой зоне с Чайским массивом: см. табл. 24), то можно видеть, что гипербазиты характеризуются низкими значениями f . Такие же низкие значения этого показателя характерны для гипербазитов ксеногенных тел. Вместе с тем и здесь иногда обнаруживаются, особенно в крупных ксенолитах, серпентиниты с высокими значениями f , соответствующими значениям коэффициента Хесса для гипербазитовой формации. Все это, вероятно, объясняется тем, что гипербазитовая формация нижнего протерозоя Байкальской горной области неоднородна. Это предположение подтверждается геохимическими исследованиями. Так, О.М. Глазунов (1981) выделяет два геохимических типа гипербазитов: железистый и магнезиальный. Для первого типа коэффициент Хесса обычно меньше 5, а для второго — более 5. Гипербазиты железистого типа развиты в Прибайкалье, известны также в Чехословакии и

Таблица 24

Химический состав (в вес.%) гипербазитов гипербазитовой формации нижнего протерозоя и из ксеногенных тел габбро-перидотитовых массивов Северного Прибайкалья

Оксид	Гипербазитовая формация							
	Авкитский массив							
	75	80	20	21	22	23	1563	3110
SiO ₂	36,96	37,22	40,40	39,00	39,64	41,26	38,14	44,19
TiO ₂	0,46	0,76	0,07	0,14	Сл.	0,20	0,03	0,03
Al ₂ O ₃	3,74	5,71	1,77	1,19	3,22	5,40	1,02	1,48
Fe ₂ O ₃	4,88	4,11	4,49	3,80	2,95	5,14	5,07	2,37
FeO	11,71	12,21	2,87	2,59	3,81	7,41	3,52	3,48
MnO	0,26	0,15	0,18	0,13	0,10	0,21	0,14	0,14
MgO	31,42	29,91	44,26	39,78	43,68	29,03	42,09	37,40
CaO	4,15	3,14	1,16	1,39	Не обн.	4,67	0,07	0,59
Na ₂ O	0,23	0,13	0,03	0,02	0,12	0,65	0,25	0,23
K ₂ O	0,06	0,05	0,04	0,02	Не обн.	0,47	Не обн.	Не обн.
P ₂ O ₅	0,08	0,15	—	—	—	0,02	0,02	0,02
V ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	Сл.	0,01	0,11	0,18	0,47	—	—	—
SO ₃	1,91	2,28	—	—	—	—	Сл.	0,06
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O+	3,64	4,38	4,44	11,85	—	4,86	9,29	9,57
H ₂ O-	0,34	0,16	0,13	0,38	5,56	Не обн.	0,36	0,12
Cl	—	—	—	—	—	—	—	—
F	—	—	—	—	—	—	—	—
CoO	0,03	0,04	—	—	—	—	0,01	0,01
NiO	—	—	—	—	0,45	—	0,25	0,22
Сумма	99,87	100,42	99,95	100,48	100,45	99,32	100,51	100,13
f	3,4	3,3	11,4	11,7	12,0	4,2	9,2	11,9

Скандинавии. Гипербазиты магнезиального типа характерны для Восточного Саяна, Урала, Средневилимской горной страны (Парамский и Шаманский массивы), МНР и других регионов. Наши данные по петрохимии гипербазитов нижнего протерозоя полностью подтверждают схему геохимических типов гипербазитов О.М. Глазунова. Все это опровергает мнение Э.Г. Конникова о петрохимическом родстве ксеногенных гипербазитов с заключающими их габброидами.

При изучении ксенолитов гипербазитов в Чайском массиве установлено широкое развитие по ним метасоматитов, которые здесь представлены актинолититами, диааллагитами, вебстеритами, ортопироксенитами. В апосерпентинитовых метасоматитах сохраняются ксенолиты исходных пород — серпентинитов. В габброидных породах, образующихся по серпентинитам и их метасоматитам, также наблюдаются ксенолиты этих по-

	Ксеногенные тела				
	Кивильевский массив				
	610	612	611	591	КВ-13
	39,08	38,64	40,30	40,16	40,32
	0,05	0,05	0,03	0,22	0,12
	2,60	1,94	10,30	6,21	9,25
	2,34	3,30	3,70	4,50	1,69
	11,45	13,70	8,45	7,90	9,34
	0,19	0,23	0,17	0,14	0,15
	39,62	38,56	27,66	28,20	31,70
	1,24	0,56	4,97	2,83	4,32
	0,23	0,20	0,78	0,26	0,55
	0,20	0,20	0,26	0,22	0,04
	0,03	0,04	0,04	0,07	0,03
	0,02	0,02	0,01	0,03	0,01
	0,50	0,45	0,21	0,10	1,18
	Не обн.	Не обн.	0,06	Не обн.	Не обн.
	0,15	0,11	0,45	0,45	—
	2,02	1,56	2,32	8,65	0,42
	0,05	0,04	0,14	0,13	0,20
	0,04	0,02	0,03	0,01	—
	0,09	0,04	0,08	0,05	+
	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
	0,19	0,16	0,13	0,10	0,11
	99,95	99,71	99,65	99,79	99,45
	5,2	4,1	4,1	4,2	5,2

род. Местами скопления ксеногенных блоков серпентинитов, имеющих в сечениях форму с прямолинейными внешними границами, создают структуру брекчии замещения, которая принимается часто за эруптивную брекчию. Переходы между ксенолитом и магматической породой постепенные: в серпентините сначала появляются метакристы ортопироксена, переходящие постепенно в прожилковую зону, которая сменяется магматической породой.

Замещение гипербазитов приводит к формированию метасоматитов следующего ряда (в порядке повышения температур образования): актинолититы, диааллагиты, вебстериты, энстатититы. В совокупности эти породы образуют метасоматическую формацию, которую мы предлагаем называть пироксенитовой. Как и предыдущие формации — магнезиальных скарнов и роговиков, пироксенитовая формация характеризуется

Таблица 24 (окончание)

Окисел	Ксеногенные тела							
	Левомамский массив		Чайский массив					
	41	63	803а	449	534	629	2272а	2273
SiO ₂	40,94	37,82	34,40	36,19	39,42	34,20	35,98	39,98
TiO ₂	0,19	0,06	Сл.	0,12	He обн.	0,34	0,27	0,27
Al ₂ O ₃	4,44	4,90	0,65	1,81	8,30	6,32	3,17	2,74
Fe ₂ O ₃	3,21	3,87	14,45	9,34	4,37	8,23	8,07	6,36
FeO	4,74	4,60	2,09	1,94	5,25	14,34	3,82	5,95
MnO	0,20	0,11	0,15	0,09	0,12	0,19	0,14	0,20
MgO	28,93	34,62	36,76	37,19	28,90	14,53	36,66	33,42
CaO	8,17	0,07	0,41	0,47	4,38	5,08	0,43	1,87
Na ₂ O	0,34	0,82	He обн.	He обн.	0,27	0,43	0,25	0,20
K ₂ O	0,12	0,26	0,10	0,07	0,15	He обн.	0,13	0,10
P ₂ O ₅	0,02	0,02	0,10	0,03	0,24	0,02	0,14	0,14
V ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	0,65	0,43	—	—	—	—	—	—
SO ₃	0,14	0,05	0,20	0,20	0,35	3,98	0,11	0,82
CO ₂	—	—	0,24	—	—	—	—	—
H ₂ O+	8,81	12,49	10,90	12,29	8,09	11,65	10,47	8,05
H ₂ O-	0,15	0,41	—	—	—	—	—	—
Cl	—	—	—	—	—	—	—	—
F	—	—	—	—	—	—	—	—
CoO	0,01	0,01	—	—	—	—	—	—
NiO	0,16	0,13	0,14	—	—	—	—	—
Сумма	100,78	100,20	100,59	99,74	99,84	99,31	99,64	100,10
f	6,7	7,6	4,2	6,4	5,6	1,4	5,9	5,1

Примечание: анализы пород гипербазитовой формации: 75,80 — С.А. Гурулеву, М.Ф. Труневой (1974), остальные — из материалов В.А. Чабаненко; Кивильевского массива — по С.А. Гурулеву и др. (1980); Левомамского массива — из ма-

прежде всего неравномерностью развития. Наиболее полно — от актинолититов до энстантититов — она развита в Чайском массиве, но только лишь на юго-западном окончании крупного ксеногенного тела гипербазитов. Другие контакты этого ксеногенного тела осложнены развитием зон только диаллагитов. В других массивах Северного Прибайкалья метасоматиты по гипербазитам представлены только диаллагитами. Например, широкое поле (около 1,5 км²) диаллагитов картируется в Орканиканском массиве. Меньше развиты диаллагиты в Нюрундуканском массиве.

Метасоматическая формация пироксенитов отмечается в базит-гипербазитовых интрузивах других регионов. Так, в Корякско-Камчатской складчатой области пироксениты (клинопироксениты, вебстериты, энстатиты) развиваются в результате магматической переработки габброидами более древних интрузий гипербазитов, и их генезис объясняется с пози-

Ксеногенные тела

Чайский массив

	2066а	2093б	2502б	3084	3084а	2282г	2282з
	41,88	41,02	39,91	32,90	31,70	35,72	38,42
	0,49	0,25	0,34	0,07	0,29	0,30	0,37
	11,12	7,45	6,60	1,95	3,15	2,26	3,03
	2,18	4,81	8,96	8,98	11,71	4,16	3,30
	11,06	7,58	7,56	4,72	7,23	11,25	10,07
	0,28	0,24	0,25	0,11	0,11	0,22	0,20
	23,03	26,41	27,37	38,39	32,49	36,03	36,76
	6,69	6,48	4,34	0,54	0,96	1,04	1,87
	0,78	0,76	0,47	0,03	0,19	He обн.	0,50
	0,22	Сл.	0,16	0,02	0,07	0,26	He обн.
	0,05	0,05	0,02	—	—	0,16	0,16
	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	2,05	1,27
	—	—	—	—	—	—	—
	1,24	4,52	3,56	10,60	9,36	6,22	4,66
	0,06	0,17	0,17	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	—	—
	99,08	99,74	100,71	98,04	98,56	99,67	100,61
	3,1	3,9	6,0	5,3	3,2	3,5	5,0

териалов В.П. Софронова; Чайского массива: 3084, 3084а — из материалов Н.Н. Шишкина, остальные — по С.А. Гурулеву, К.С. Самбуеву (1967).

ций гипотезы магматического замещения (Велинский, 1979). Формация пироксенитов присуща интрузиям габбро-пироксенит-дунитовой формации Урала. Относительно генезиса уральских пироксенитов нет единых воззрений, но нельзя не отметить, что метасоматический способ образования пироксенитов признается многими исследователями (Фоминых и др., 1967, 1974; Морковкина, 1967; Фоминых, 1974; Иванов, 1976; Колесник, 1976; Булыкин, 1977; Гаврилова, 1977; и др.).

В формации пироксенитов наибольшим развитием пользуются диаллагиты, реже встречаются вебстериты, бронзититы и энстатиты, весьма редки роговообманковые породы — либо в виде актинолитовых (Гурулев, Самбуев, 1967), либо пироксен-паргаситовых (Велинский, 1979) жил. В уральских массивах амфиболы (иногда в парагенезисе со шпинелью) приурочены к периферии клинопироксенитовых зон (Колесник, 1976).

Т а б л и ц а 25

Средние химические составы (в вес.%) пород пироксенитовой формации

Окисел	Чайский массив			Корякско-Камчатская складчатая область		
	Клинопироксениты	Вебстериты	Ортопироксениты	Клинопироксениты	Вебстериты	Ортопироксениты
	(n = 2)	(n = 5)	(n = 6)	(n = 32)	(n = 6)	(n = 11)
SiO ₂	46,91	48,77	49,33	47,83	51,50	53,96
TiO ₂	0,67	0,54	0,43	0,28	0,09	0,03
Al ₂ O ₃	6,06	6,05	5,39	3,99	2,87	0,85
Fe ₂ O ₃	1,94	2,30	1,85	2,87	1,68	1,27
FeO	5,64	7,41	9,01	4,76	8,45	7,70
MnO	0,15	0,15	0,20	0,16	0,15	0,20
MgO	18,08	22,14	25,53	18,06	23,60	31,75
CaO	16,80	8,35	5,10	17,65	9,43	1,41
Na ₂ O	0,25	0,82	0,88	0,45	0,29	0,09
K ₂ O	0,06	0,10	0,08	0,25	0,08	0,04
P ₂ O ₅	0,11	0,03	0,07	0,06	0,03	0,03
Cr ₂ O ₃	—	—	—	0,26	0,28	0,53
SO ₃	1,19	0,84	1,40	—	—	—
NiO	—	—	—	0,02	0,02	0,05
H ₂ O	—	—	—	0,30	0,10	0,35
п.п.п.	2,52	0,21	0,21	3,21	1,40	2,60
С у м м а	100,38	99,07	99,48	100,07	99,97	100,86

П р и м е ч а н и е: анализы пироксенитов Корякско-Камчатской складчатой области по В.В. Велинскому (1979).

В распределении метасоматитов намечается зональность. Так, в Чайском массиве гипербазиты последовательно замещаются диаллагитами, вебстеритами, энстатитами. Иную последовательность намечает В.В. Велинский (1979) в интрузиях Корякско-Камчатской складчатой области: в контакте с габброидами развиты диаллагиты, а далее они сменяются вебстеритами, ортопироксенитами и пироксен-паргаситовыми жилами. В массивах Урала вокруг дунитовых ксеногенных ядер обычно развиты клинопироксениты, сменяющиеся по направлению к контактам массивов породами плагиоклаз-пироксенового состава — тылаитами (Колесник, 1976).

В некоторых уральских массивах петрографическое разнообразие пироксенитов характерно для разных частей массивов и обусловлено как различием в составе серпентинизированных дунитов, по которым они метасоматически развиваются, так и интенсивностью процессов метасоматоза (Гаврилова, 1977).

Пироксениты Чайского массива химически охарактеризованы в работах С.А. Гурулева, К.С. Самбуева (1967) и Ф.П. Леснова (1972). Средние составы пород даны в табл. 25. Пироксениты Чайского массива во многом

Таблица 26

Химический состав (в вес.%) моноклинных пироксенов пироксенитовой формации

Окисел	Чайский массив				1	2
	231	313	25816	Л-11а		
SiO ₂	49,10	49,54	49,70	49,60	49,67	51,40
TiO ₂	0,76	0,58	1,31	0,90	0,89	0,24
Al ₂ O ₃	4,75	5,20	5,21	5,57	5,19	3,53
Fe ₂ O ₃	1,75	2,69	4,00	1,57	2,51	1,14
FeO	4,56	2,79	7,18	3,83	4,60	2,89
MnO	0,17	0,15	0,24	0,12	0,17	0,10
MgO	17,10	16,90	14,96	17,04	16,58	17,22
CaO	18,98	18,73	14,12	18,89	17,76	22,45
Na ₂ O	0,78	0,75	0,72	—	0,56	0,41
K ₂ O	0,13	0,12	0,15	—	0,10	0,03
P ₂ O ₅	Не обн.	0,08	0,07	—	0,04	0,06
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	0,40
H ₂ O ⁺	1,70	1,72	2,47	1,83	1,93	0,30
H ₂ O ⁻	—	—	—	0,80	—	0,95
NiO	—	—	—	0,05	—	Не обн.
Сумма	99,78	99,25	100,13	99,47	100,00	—
f	16,8	14,3	28,7	14,7	12,6	11,2

Примечание: 231, 313, 25816 — клинопироксены из диаллацитов и вебстеритов (БГИ, аналитик В.А. Иванова); Л-11а — клинопироксен из вебстеритов (по Ф.П. Леснову, 1972); 1 — средний (из 4 анализов) состав моноклинных пироксенов из пироксенитов Чайского массива; 2 — средний (из 10 анализов) состав моноклинных пироксенов из пироксенитов Корякско-Камчатской складчатой области (Велинский, 1979).

аналогичны пироксенитам габбро-перидотитовых массивов Корякско-Камчатской области (Велинский, 1979), но больше содержат титана, алюминия, натрия.

Типоморфными минералами пород пироксенитовой формации являются клино- и ортопироксен.

Клинопироксен, по наблюдениям в метасоматитах Чайского и Оркаликанского массивов, является наиболее ранним образованием, хотя в ряде разрезов по метасоматическим зонам отмечается развитие ортопироксена непосредственно по серпентинитам. Клинопироксен в метасоматитах пироксенитовой формации представлен авгитом с довольно высоким содержанием Al₂O₃ (табл. 26); причем высокое содержание глинозема довольно устойчиво в клинопироксенах Чайского массива, в то время как в клинопироксенах из пироксенитов Корякско-Камчатской складчатой области содержание глинозема заметно ниже. Клинопироксены пироксенитов Чайского массива содержат повышенные количества титана.

Ортопироксен в Чайском массиве развивается в виде изолированных самостоятельных вкрапленников в замещаемых серпентинитах, а также входит в состав вебстеритов, ортопироксенитов, гарцбургитов, оливиновых

Т а б л и ц а 27

Химический состав (в вес.%) ромбических пироксенов пироксенитовой формации

Окисел	313	221	231	232	105	159	195	222	1	2
SiO ₂	53,34	50,00	50,70	54,90	54,80	52,00	49,90	52,60	51,90	54,60
TiO ₂	0,28	0,65	0,54	0,47	0,55	0,60	0,47	0,55	0,51	0,06
Al ₂ O ₃	2,98	3,06	3,33	3,47	3,23	3,19	3,19	2,35	3,08	2,55
Fe ₂ O ₃	2,60	2,14	0,72	1,92	2,07	1,98	2,27	1,36	1,87	1,34
FeO	6,10	9,88	8,75	7,78	7,90	8,74	6,46	10,41	8,18	8,47
MnO	0,20	0,26	0,22	0,20	0,20	0,20	0,21	0,22	0,21	0,21
MgO	30,30	25,58	27,83	28,52	30,26	29,28	31,22	28,03	28,66	30,45
CaO	2,00	3,92	3,04	3,36	2,32	2,72	2,24	2,74	3,12	1,38
Na ₂ O	0,66	0,42	1,73	0,40	0,40	0,37	0,33	0,34	0,58	0,08
K ₂ O	0,38	0,14	0,12	0,13	0,12	0,13	0,10	0,25	0,17	0,04
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,27
P ₂ O ₅	0,06	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	—	0,02
п.п.п.	1,46	2,88	2,67	1,24	0,83	0,50	3,00	1,25	1,72	—
С у м м а	100,36	99,53	99,65	99,39	99,68	99,71	99,39	99,60	100,00	100,00
f	13,4	20,5	16,1	14,5	15,3	16,7	13,2	18,9	16,2	15,2

П р и м е ч а н и е: 313–222 – ромбические пироксены из пироксенитов Чайского массива (БГИ, аналитик А.А. Цыренова); 1 – средний (из 8 анализов) состав ромбических пироксенов из пироксенитов Чайского массива; 2 – средний (из 9 анализов) состав ромбических пироксенов из пироксенитов Корякско-Камчатской области (Велинский, 1979).

габбро-норитов. В пироксенитах он представлен бронзитом, железистость которого в среднем составляет 16,2% (табл. 27). Он заметно обогащен кальцием, титаном и щелочами. Во многом ему близок по составу ортопироксен из пироксенитов базит-гипербазитовых массивов Корякско-Камчатской складчатой области, определяемый магнезиальным бронзитом (Велинский, 1979).

Пироксенитовая формация базит-гипербазитовых массивов характеризуется тем, что в пироксенитах появляется примесь оливина и плагиоклаза, вследствие чего намечается переход от пироксенитов к породам, отвечающим по составу верлитам, лерцолитам, гарцбургитам. Однако в этих породах, как установлено в Чайском массиве (Гурулев, Самбуев, 1967; Леснов, 1972), пироксениты часто наблюдаются в виде ксенолитов, что позволяет рассматривать группу пород перидотитового состава в качестве магматических образований.

Выделение пироксенитов в метасоматическую формацию обусловлено многочисленными данными, свидетельствующими об образовании этих пород в результате замещения дунитов. Тем самым подтверждается метасоматический способ образования пироксенитов, ранее намечаемый многими исследователями, начиная с А.Н. Заварицкого (1932). Различия в представлениях исследователей о генезисе пироксенитов сводятся лишь к разной оценке факторов, вызывающих метасоматоз. Однако и здесь прежнее представление Н.Л. Боузона об образовании пироксенитов при

взаимодействии оливина с остаточной межзерновой жидкостью находят все меньше сторонников. В противовес ему развиваются представления о внешних факторах, обеспечивающих метасоматоз. В качестве таких факторов выступают более молодые гранитные интрузии, глубинные восходящие растворы, метаморфические процессы. Нам представляется, что более правильна точка зрения о магматическом замещении, вызываемом внедряющейся габброидной магмой (Гурулев, Самбуев, 1967; Велинский, 1979; Леснов, 1980; и др.).

Следует сказать, что в пироксенитах, как и в любой другой метасоматической формации, довольно изменчив состав минералов. С.И. Гаврилова (1977), подробно рассмотревшая минералогию пироксенитов массива Пай-Ер на Полярном Урале, отмечает изменчивость состава клино- и ортопироксенов из пироксенитов. Состав минералов меняется как в пределах разных типов пироксенитов, так и в каждом типе. Отмечены его вариации даже в пределах одного минерального зерна. То же самое характерно для клинопироксенов скарнов магматического этапа Талнахской интрузии (Зотов, 1979).

Крайне выраженные вариации состава минералов пироксенитов вызывают значительные расхождения в коэффициентах распределения тех или иных элементов в минералах, что влечет за собой противоречивость данных о физико-химических условиях образования пород, получаемых на основе анализа особенностей состава минералов (Гаврилова, 1977).

Метасоматические пироксениты формируются также при замещении амфиболитов, однако в таких случаях в пироксенитах выражены переходы к плагиоклазсодержащим метасоматитам и к существенно амфиболовым породам.

В Северном Прибайкалье ксенолиты амфиболитов фиксируются только в массивах, залегающих в нижнепротерозойских толщах. В составе последних амфиболиты распределены неравномерно: они встречаются либо в виде спорадически развитых согласных тел, либо слагают значительные части разрезов этих толщ. Они часто гранитизированы.

Первичная магматическая природа амфиболитов устанавливается на основании геологических и петрографических данных. В амфиболитах часто можно видеть ксенолиты осадочно-метаморфических пород. В центральной части Баргузинского хребта, в междуречье Светлой и Намамы, в амфиболитах установлены ксенолиты карбонатных пород намаминской свиты нижнего протерозоя. По северо-западным отрогам этого же хребта, в бассейне р. Кабаньей, в амфиболитах, вблизи их контакта с кристаллическими сланцами, наблюдаются плоские, пластинообразные ксенолиты сланцев.

Амфиболиты образовались в результате регионального метаморфизма, который протекал на фоне гранитизации пород под влиянием внедрявшихся гранитов муйского интрузивного комплекса. Некоторые тела амфиболитов, залегающие в сланцевых толщах, метаморфизму подверглись только в краевых частях, где они представлены гранат-пироксен-роговообманковыми породами, в то время как центральные части сложены нерассланцованными крупнозернистыми габбро-норитами. Кроме того, габбро-нориты фиксируются в редко встречающихся дайковых телах, секущих толщу кристаллических сланцев.

В амфиболитах наблюдаются иногда мелкие блоки первичных пород, не затронутые региональным метаморфизмом и гранитизацией и обнаруживающие состав роговообманкового габбро с характерной габбровой микроструктурой.

Амфиболиты по парагенетическим ассоциациям главных породообразующих минералов подразделяются на следующие разновидности: 1) гранат-пироксен-амфибол-плаггиоклазовые, 2) гранат-амфибол-плаггиоклазовые, 3) амфибол-плаггиоклазовые. Иногда в них присутствуют биотит, калишпат, кварц, вторичные минералы. В амфибол-плаггиоклазовых разновидностях обнаруживаются две разновидности роговой обманки: а) бурая, магматическая, более ранняя, б) зеленая, метаморфическая, поздняя. Если первая по оптическим данным относится к обыкновенной роговой обманке, то вторая определяется актинолитом. С бурой роговой обманкой иногда сростаются лейстовидные кристаллы плаггиоклаза, по которым намечаются реликты первично оцитовых микроструктур.

Ксенолиты осадочно-метаморфических пород, теньевые блоки габброидных пород, реликты минералов и микроструктур типично магматических пород — все это, без сомнения, свидетельствует о первично-магматической природе амфиболитов. Первоначально, по-видимому, это были приповерхностные интрузии базальтоидов нижнего протерозоя, позднее подвергшиеся региональному метаморфизму и гранитизации. Природа амфиболитов не всегда получает однозначное объяснение, даже в тех случаях, когда амфиболиты фиксируются в ксенолитах, залегающих в габброидах довыренского комплекса. Так, Э.Г. Конников (1978) рассматривает амфиболиты в качестве пород первой фазы довыренского комплекса, отмечая их залегание в виде ксенолитов в габброидах. Однако с этих позиций необъяснимым остается как широкое развитие амфиболитов вне пределов развития интрузий довыренского комплекса, их инъецирование гранитами, так и присутствие амфиболитов в виде ксенолитов в гипербазитах яршинского комплекса. Некоторые авторы считают амфиболиты метаморфизованными габброидами довыренского комплекса, но и это мнение входит в противоречие с фактами присутствия амфиболитов в ксенолитах среди массивных и не затронутых каким-либо метаморфизмом габброидов. Есть еще мнение о том, что амфиболиты являются породами верхней мантии нижнего протерозоя (Клитин и др., 1975), но оно не может объяснить сохранение в амфиболитах теньевых блоков первичных пород с магматическими структурами и развитие в них ксенолитов первично-осадочных пород, не затронутых глубоким метаморфизмом.

Столь же многообразны взгляды исследователей на природу амфиболитов других регионов. Так, на генезис амфиболитов Урала, с толщами которых пространственно связаны базит-гипербазитовые интрузии, включающие амфиболиты в виде ксенолитов, высказываются различные точки зрения. Однако внимания заслуживает, на наш взгляд, мнение А.Т. Зверева и Г.М. Лобановой (1973) о первично-магматической природе амфиболитов, что устанавливается прежде всего по присутствию в них ксенолитов песчаников.

В раннем докембрии Станового хребта проявления основного магматизма представлены экструзиями и интрузиями габброидов, которые в резуль-

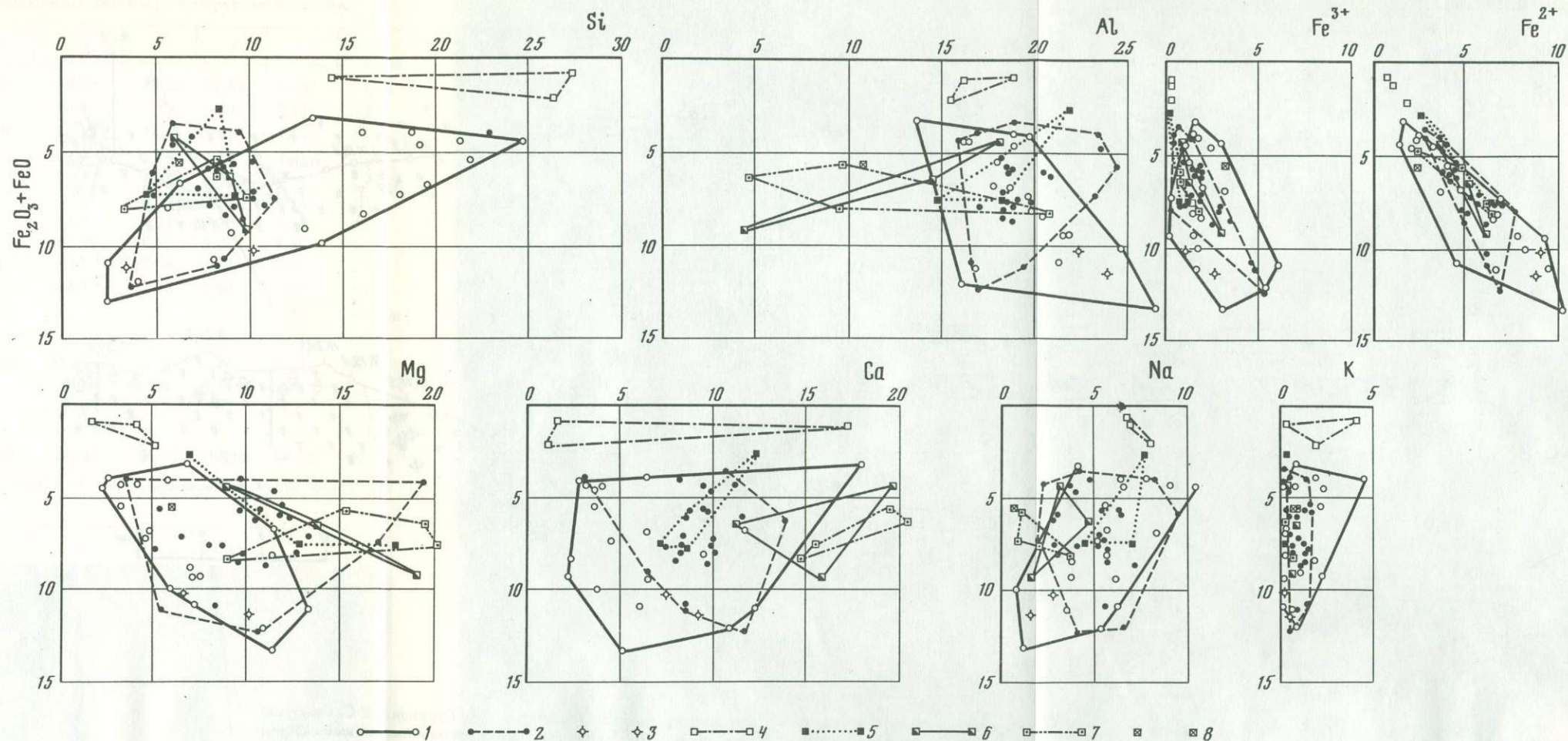


Рис. 18. Вариационные парные диаграммы окислов для формации роговиков и апогранитных метасоматитов Чайского массива (в мол. %)
 1 – сланцы, песчаники; 2 – габбро; 3 – роговики; 4 – граниты; 5 – соскюритово-роговообманковые породы; 6 – лейкогаббро; 7 – пироксениты и роговообманковые метасоматиты; 8 – гнейсы и метаморфизованные конгломераты

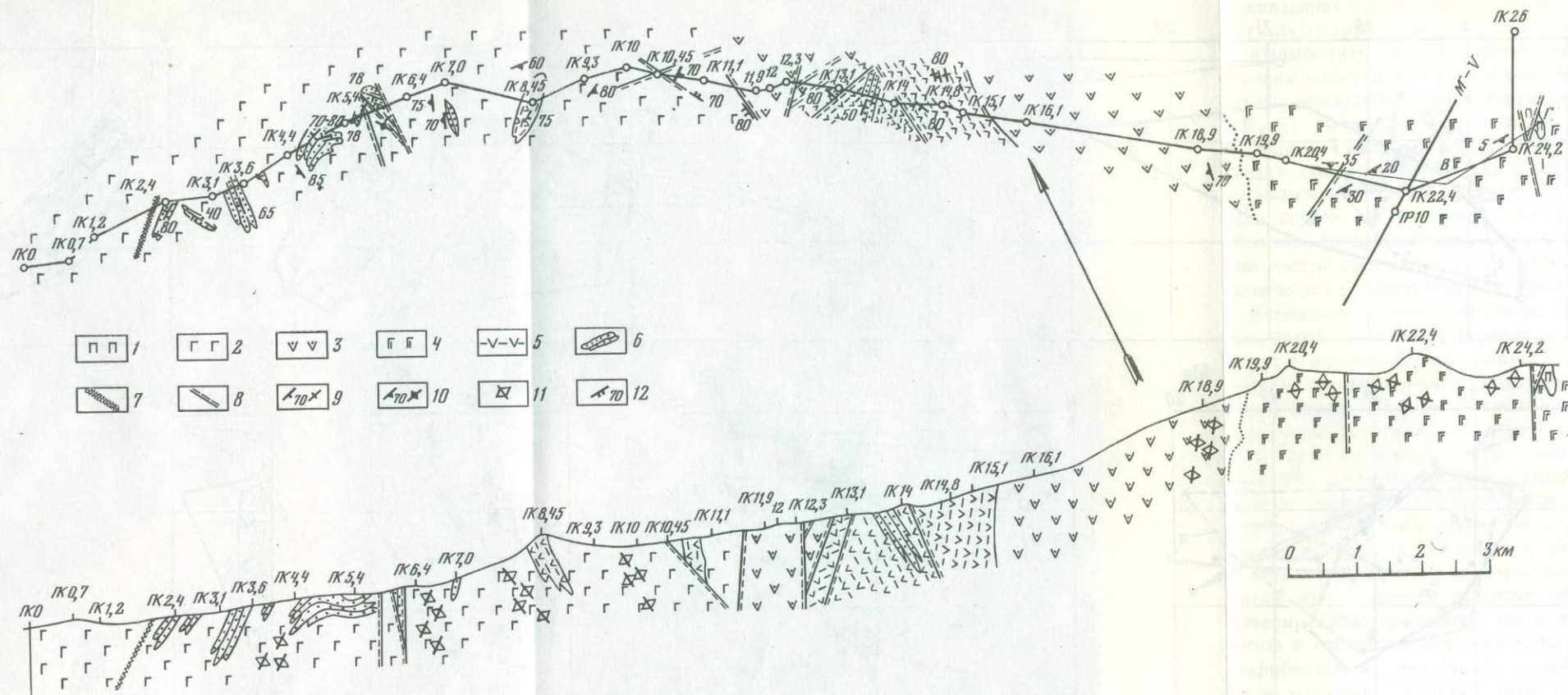


Рис. 19. Геологический план и разрез Ньюрундуканского массива по кл. Средний Бракочекар (составили С.А. Гурулев и К.С. Самбуев)
 1 – перидотиты; 2 – среднезернистые мезократовые роговообманковые габбро; 3 – крупнозернистые роговообманковые габбро; 4 – габбро-пегматиты; 5 – амфиболиты; 6 – метаморфизованные песчаники; 7 – сульфидное оруденение; 8 – разрывные нарушения; 9 – элементы залегания слоистости; 10 – элементы залегания магматической расслоенности; 11 – то же (в разрезе); 12 – элементы залегания плоскостей разрывных нарушений

Таблица 28

Химический состав (в вес.%) амфиболитов раннего докембрия Прибайкалья

Окисел	142	150	277	1	2	3	4	5
SiO ₂	50,41	56,51	54,28	50,83	49,22	52,41	41,61	51,22
TiO ₂	1,57	0,84	0,64	0,64	1,19	0,80	2,15	0,64
Al ₂ O ₃	15,14	15,83	15,49	18,19	14,83	19,13	19,43	20,00
Fe ₂ O ₃	2,51	2,25	3,83	2,67	5,76	2,70	3,12	3,14
FeO	10,09	6,46	8,69	6,11	5,54	5,72	8,75	6,19
MnO	0,34	0,36	0,33	0,14	0,21	0,15	0,18	0,19
MgO	4,74	2,99	6,19	5,89	5,23	6,00	4,63	5,65
CaO	8,76	6,45	6,38	10,31	8,63	9,01	8,60	8,72
Na ₂ O	3,00	3,50	2,85	3,12	2,98	3,32	3,09	2,19
K ₂ O	0,69	1,55	0,05	0,60	1,68	0,56	0,91	0,25
P ₂ O ₅	0,17	0,26	0,04	—	—	—	0,56	Не обн.
SO ₃	0,24	0,14	0,03	—	—	—	—	0,05
H ₂ O	0,11	0,06	Не обн.	0,27	0,39	0,17	0,23	0,25
п.п.п.	2,16	1,75	1,21	1,30	4,31	0,51	1,60	1,12
NiO	Сл.	Сл.	Сл.	—	—	—	—	—
CoO	0,01	Сл.	0,01	—	—	—	—	—
Сумма	101,19	99,75	101,01	100,07	99,97	100,08	99,86	99,56

Примечание: анализы 142, 150, 277 — из материалов В.А. Чабаненко, 1—5 — по Л.И. Сальпу (1967).

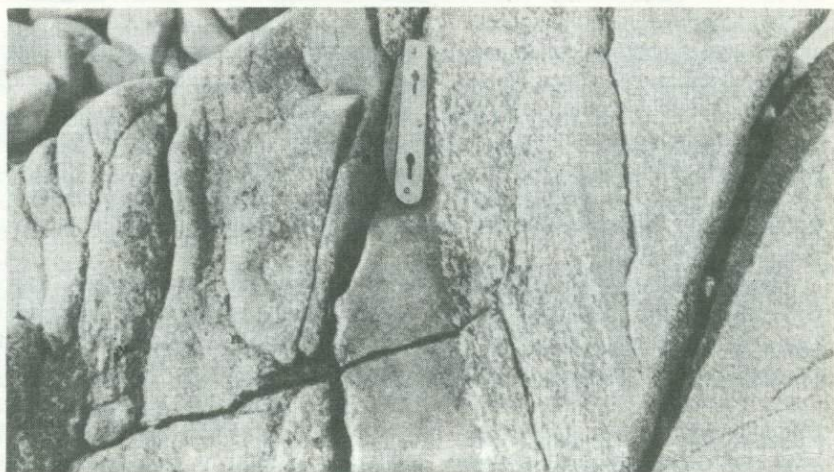


Рис. 20. Габброизированные ксенолиты амфиболитов в габбро Бираканского массива

Таблица 29

Химический состав (в вес.%) амфиболитов из ксенолитов расслоенных массивов Северного Прибайкалья

Окисел	Нюрундуканский массив								
	2009	2028а	122	169	2522	2518в	2502в	2504	2505а
SiO ₂	46,32	46,00	45,00	50,10	45,65	44,12	49,92	42,72	48,19
TiO ₂	1,83	1,77	0,66	0,94	0,23	2,07	0,36	0,51	1,08
Al ₂ O ₃	16,01	17,12	12,53	18,87	11,34	16,68	3,92	5,34	16,23
Fe ₂ O ₃	3,27	4,81	2,08	4,92	3,72	5,40	3,52	4,87	1,39
FeO	8,55	9,20	8,69	5,94	8,26	8,08	11,09	6,61	9,34
MnO	0,25	0,13	0,27	0,15	0,27	0,25	0,34	0,23	0,25
MgO	8,91	5,06	14,99	4,39	16,15	6,79	23,75	25,96	8,83
CaO	10,51	8,88	9,64	8,30	10,48	10,23	4,34	9,85	11,57
Na ₂ O	3,30	4,16	2,35	3,91	1,60	3,20	0,14	0,78	2,55
K ₂ O	0,32	1,18	0,25	0,36	0,43	0,70	0,08	0,10	0,32
P ₂ O ₅	0,05	0,22	0,03	0,04	0,05	0,42	0,04	0,04	0,05
SO ₃	0,03	—	0,04	—	0,26	0,07	0,43	0,15	0,11
п.п.п.	0,76	0,45	1,90	0,19	0,89	1,26	1,67	2,96	0,31
H ₂ O	—	—	—	1,32	0,05	0,08	0,05	0,12	0,06
Сумма	101,02	98,98	99,39	99,43	98,41	98,37	99,65	99,51	99,18

Примечание: анализ пород выполнен в объединении "Бурятгеология", аналитики: Нюрундукан — М.И. Калинина, Кабаний — И.А. Викулова, В.И. Шитова.

тате метаморфизма превращены в амфиболиты, выделяемые в майскоджанский комплекс. Ксенолиты амфиболитов наблюдаются в более поздних анортозитовых интрузиях (Щека, 1969).

Амфиболиты, развитые в отложениях раннего докембрия Прибайкалья, характеризуются низкой магнезиальностью (табл. 28), но в них повышены глиноземистость и титанистость. Повышение щелочности и кремнекислотности пород обусловлено их гранитизацией, проявляющейся в развитии обильных инъекций.

Форма ксенолитов амфиболитов в габброидах расслоенных интрузий большей частью пластообразная. Часто также встречаются мелкие пластины и линзы амфиболитов (рис. 19, см. вкл.), ассоциирующие с аналогичными реликтовыми линзами гранитного состава. Иногда ксенолиты представляются телами неправильной формы, создающими характерную текстуру брекчии замещения. Отдельные неправильные блоки амфиболита расчленяются ветвящимися жилками габбро на фрагменты. Контакты амфиболитов с габбро, как правило, согласные, и лишь изредка встречаются косо-секущие, причем с характерной зазубренностью, позволяющей допускать, что магматический расплав имел тенденцию к послойному замещению боковых пород. Реальность этого допущения подтверждается тем, что иногда, как в Бираканском массиве, пластино- и линзообразные ксенолиты амфиболитов оказываются частично габброизированными и "просвечивают" в габбро (рис. 20).

	Кабаний массив									
	17а	105	121	171	160	2518	343а	587а	557	634
46,30	44,82	44,28	50,76	44,76	47,47	45,90	49,84	48,52	47,58	48,31
3,66	1,47	3,37	1,16	1,12	1,48	1,50	0,69	2,24	1,82	1,57
15,76	13,93	14,56	16,14	12,70	15,79	16,66	17,97	18,15	16,99	18,24
3,99	1,90	4,62	2,04	2,36	2,88	4,69	2,48	8,23	2,26	1,39
11,71	8,80	11,15	7,79	7,94	7,97	7,65	5,18	5,75	7,61	10,43
0,20	0,19	0,24	0,20	0,20	0,24	0,22	0,12	0,11	0,19	0,25
5,19	10,13	7,68	7,23	15,60	8,83	8,59	7,61	4,86	7,96	4,34
8,78	13,66	8,86	8,97	9,91	11,39	10,82	11,17	5,83	10,83	6,79
3,50	2,40	3,20	3,35	1,10	2,70	2,60	1,62	3,28	1,61	1,42
0,68	0,50	0,66	0,60	0,33	0,25	0,25	0,48	0,16	0,16	0,04
0,55	0,20	0,23	0,02	0,04	0,06	0,10	0,14	0,06	0,24	0,83
Сл.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,28	0,37	Не обн.	0,89	0,05	0,67	4,91
Не обн.	1,22	0,80	1,15	4,26	0,62	0,60	2,15	2,52	1,64	2,13
"	Не обн.	—	—	—	—	—	0,13	0,05	Не обн.	0,22
100,32	99,22	99,46	99,44	99,44	100,05	99,58	100,34	99,76	99,56	100,65

Ксенолиты амфиболитов залегают, как правило, в роговообманковых габбро с молочно-белым плагиоклазом, т. е., как и в предыдущих ксенолитных ветвях, устанавливается соответствие состава ксенолитов составу магматической породы, в которой размещены ксенолиты.

Обильные ксенолиты амфиболитов наблюдаются в Нюрундуканском и Кабаньем массивах. Состав амфиболитов из ксенолитов этих массивов (табл. 29) характеризуется заметным разнообразием, значительно отличающимся от амфиболитов вмещающих толщ. Это разнообразие обусловлено, по-видимому, как различиями в составе амфиболитов, вовлекаемых в процессы магматической переработки, так и неравномерностью габброизации ксенолитов. С последним определенно можно связать повышение магнезиальности и, в некоторых случаях, железистости пород. Заметно высокими остаются в породах глиноземистость и титанистость, сохраняется также повышенная щелочность.

Ксенолиты амфиболитов наблюдаются в Кааламском габброидном массиве в Южной Карелии (Интрузивные..., 1976), залегающем в гнейсах и сланцах ладожской и сортавальской серий нижнего протерозоя. Массив сложен пироксен-роговообманковыми габбро, местами метаморфизованными. В нем фиксируется большое количество ксенолитов боковых пород, варьирующих по составу, в силу чего некоторые исследователи относят их к первой интрузивной фазе. Ксенолиты распространены по всему объему интрузива. Форма их либо неправильная, либо пластовая. По мере удаления

Т а б л и ц а 30

Химический состав (в вес.%) амфиболитов вмещающей толщи и ксенолитов Кааламского массива (Интрузивные..., 1976)

Окисел	Вмещающая толща		Ксенолиты			
	1711	1711/1	1707	1886/3	3005/4	3006/1
SiO ₂	50,22	49,16	48,24	47,16	51,76	47,64
TiO ₂	0,55	0,78	1,02	0,66	0,65	0,78
Al ₂ O ₃	6,31	7,84	12,36	16,06	15,73	16,46
Fe ₂ O ₃	1,22	1,62	1,76	2,78	1,38	2,00
FeO	7,18	8,28	10,20	8,12	7,76	9,27
MnO	0,19	0,18	0,22	0,22	0,14	0,19
MgO	13,90	14,25	10,18	9,23	7,32	7,56
CaO	17,38	14,96	11,96	12,02	9,80	10,86
Na ₂ O	0,91	0,84	1,99	1,97	3,01	2,52
K ₂ O	0,51	0,64	0,54	0,71	1,00	0,68
H ₂ O	0,10	0,10	0,10	0,05	0,15	0,19
п.п.п.	1,65	1,40	1,52	1,43	1,41	1,94
С у м м а	100,11	100,03	100,09	100,41	100,11	100,09

от контактов к центру массива меняется состав ксенолитов: они все более становятся сопоставимыми с включающими их габброидами. Ксенолитные амфиболиты характеризуются повышенным содержанием титана и глинозема (табл. 30). У них высока железистость. Сравнение состава ксенолитных амфиболитов с составом амфиболитов из вмещающей толщи, вероятно, не может дать удовлетворительного объяснения тому, что амфиболиты вмещающей толщи оказываются малоглиноземистыми, но с более высоким содержанием оснований. Причина этого заключается, по-видимому, в недостаточно представительной (две пробы) характеристике амфиболитов вмещающей толщи.

Ксенолиты амфиболитов в расслоенных интрузиях часто не претерпевают значительных изменений, подвергаясь лишь слабому ороговиканию. Однако в отдельных случаях фиксируются мощные и глубокие по интенсивности преобразования реакционные зоны. Так, в анортозитовом массиве Луча (Становой хребет) по ксенолитам амфиболитов образуются мощные (2–3 м) зоны пегматоидных такситовых габбро с керсутитом и железистым оливином (Шека, 1969). В Ньюрундуканском массиве изредка вокруг ксенолитов амфиболитов наблюдаются реакционные оторочки плагиоклазсодержащих пироксенитов, состав которых, по единичным анализам, сильно варьирует (табл. 31), однако для пород характерна обогащенность титаном и железом. Пироксениты по составу имеют определенные черты сходства с титаносными пироксенитами Гусевгорского месторождения на Урале, приуроченного к габбро–пироксенитовому массиву, залегающему в толще амфиболитов (Фоминых и др., 1967, 1977).

Характеризуя пироксениты, пространственно связанные с ксенолитами амфиболитов, следует отметить, что их развитие и распространение в габброидных массивах предопределено, на наш взгляд, составом заме-

Т а б л и ц а 31

Химический состав (в вес.%) пироксенитов Ньюрундукана и Гусевогорского месторождения на Урале

Оксид	Ньюрундукан		Гусевогорское месторождение						
			безрудные		рудные				
	590	с-66д	53	57	6	21	25	26	27
SiO ₂	48,44	41,38	45,50	48,15	40,54	41,58	39,52	38,30	39,36
TiO ₂	0,86	3,14	0,40	0,36	0,78	0,82	1,29	1,58	1,25
Al ₂ O ₃	8,60	12,49	2,72	2,60	1,69	2,86	4,17	5,61	4,61
Fe ₂ O ₃	3,85	12,63	3,26	2,98	15,04	13,69	11,80	14,96	13,10
FeO	7,18	8,84	9,46	5,94	3,47	7,75	11,00	8,24	10,33
MnO	0,21	0,20	0,08	0,04	0,14	0,07	0,12	0,13	0,15
MgO	12,42	7,86	10,19	17,22	13,53	14,40	13,35	12,69	13,47
CaO	14,25	11,17	18,36	20,68	18,39	18,81	17,63	18,21	17,33
Na ₂ O	0,75	1,30	—	—	—	—	—	—	—
K ₂ O	0,38	0,14	—	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0,04	0,02	—	—	—	—	—	—	—
V ₂ O ₅	—	—	сл.	0,01	0,06	0,04	0,12	0,15	0,15
Cr ₂ O ₃	—	—	0,12	0,21	0,03	0,04	0,09	0,01	0,02
SO ₃	2,12	не обн.	—	—	—	—	—	—	—
п.п.п.	1,37	0,64	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,47	99,81	100,15	99,13	100,36	100,48	99,19	100,29	100,36

Примечание: анализы 590, с-66д выполнены в объединении "Бурятгеология", аналитик М.И. Калинина; остальные — по В.Г. Фоминых и др. (1977).

щаемых ортоамфиболитов. В Северном Прибайкалье ортоамфиболиты претерпели интенсивную гранитизацию, в результате которой понижена их общая основность и повышены глиноземистость и щелочность. Подобное изменение состава амфиболитов не создает благоприятных условий для широкого развития пироксенитов.

В пироксенитах фиксируются сосуществующие клинопироксены, различающиеся рядом свойств. Так, в пироксенитах Качканарского рудного поля (Фоминых и др., 1967, 1977) сосуществуют бледно- и темно-зеленые клинопироксены. Бледно-зеленые клинопироксены наблюдаются в крупных кристаллах, трещины в которых заполнены темно-зеленым пироксеном. Пироксены различаются составом: в бледно-зеленом мало алюминия, титана и железа, но зато повышены магнезиальность и хромистость.

Формация роговообманково-соссюритовых метасоматитов

В расслоенных интрузиях Байкальской горной области часто фиксируются соссюритовые габро, обычно содержащие роговую обманку. Довольно широкие поля таких пород выделяются в тех интрузивах, которые залегают в гранито-гнейсовых толщах нижнего протерозоя. Здесь же отмечаются ксенолиты гранитоидов и гнейсов, метасоматически измененных до

чисто сосюритовых и роговообманково-сосюритовых пород. Пространственная и генетическая связь сосюритосодержащих метасоматитов с гранитоидами и гнейсами очевидна, что позволяет выделить эти метасоматиты в качестве самостоятельной формации.

Ксенолиты гранитоидных пород в Северном Прибайкалье встречаются только в трех расслоенных массивах, которые размещены в образованиях нижнего протерозоя. Нами (Гурулев, Самбуев, 1967) такие ксенолиты ранее фиксировались и изучались в габброидах Чайского массива. Наиболее распространены они в Нюрундуканском и Кабаньем массивах, встречаются также в габброидах мыса Тонкого на Байкале. Следует сказать, что рассматриваемые ксенолиты вследствие значительной измененности могут приниматься за метасоматиты постмагматической стадии и описываться обособленно от магматических пород. Тем не менее ксенолиты гранитов фиксировались в ряде габброидных массивов. Так, в троктолитах габбро-анортозитового массива Лукинда (Становой хр.) отмечались ксенолиты гнейсо-гранитов (Шека, 1969). Довольно свежие ксенолиты наблюдались в габброидах Ударнинского габбро-сиенитового массива в Кузнецком Алатау (Довгаль и др., 1977). Единичные находки ксенолитных блоков фиксировались в слюдяных перидотитах (Franks et al., 1971) и базальтах (Le Maitre, 1974), причем в том и другом случае отмечены не только процессы изменения ксенолитов, но и их частичное плавление с образованием стекла.

Ксенолиты гранитоидных пород в северобайкальских расслоенных интрузивах по размерам сравнительно невелики — в Нюрундуканском массиве самые крупные из них достигают в длину 6–10 м при ширине 1,5–2 м и имеют пластинообразную форму, согласную с направлением магматической расслоенности. Ксенолитные полосы и линзы гранитов часто ассоциируют с аналогичными полосами амфиболитов. Кроме того, граниты остаются в габброидах, сохраняя свою первоначальную жильную форму (рис. 21). Многочисленны также мелкие, быстро выклинивающиеся линзы, неправильные тела гранитов (рис. 22).

Наряду с гранитами в Нюрундуканском и Кабаньем массивах в ксенолитах встречаются очковые гнейсы, характерные для вмещающих толщ нижнего протерозоя Северного Прибайкалья. Очковые гнейсы сложены в основном плагиоклазом с незначительной примесью кварца, биотита, калишпата, хлорита.

Ксенолиты в расслоенных интрузивах остаются в результате замещения магмой гранитоидов муйского интрузивного комплекса нижнего протерозоя. В Байкальской горной области в этот комплекс, по Л.И. Салопу (1967), входят, кроме вулканических пород и ультрабазитов, плагиоклазовые и микроклин-плагиоклазовые граниты. Они образуют в толщах нижнего протерозоя согласные пластовые тела, участвуя в образовании складчатых форм. В составе гранитов выделяются два типа: существенно плагиоклазовый и микроклин-плагиоклазовый. Оба типа гранитов тесно связаны и переходят один в другой.

Поскольку в таких массивах, как Нюрундуканский и Кабаний, в ксенолитах отмечаются преимущественно плагиоклазовые гранитоиды, мы основное внимание уделим плагиоклазовому типу муйских гранитов. По Л.И. Салопу, эти граниты состоят преимущественно из плагиоклаза и квар-

Рис. 21. Реликтовые тела измененных гранитоидов (белое) в габбро Ньюн-
дуканского массива



Рис. 22. Ксенолиты гранитоидов (белое)
и габбро Ньюндуканского массива



ца. Калиевый полевой шпат либо отсутствует совсем, либо встречается в виде незначительной примеси. В небольшом количестве в гранитах отмечаются биотит и роговая обманка. Из вторичных минералов развиты хлорит, серицит, эпидот, карбонат, лейкоксен, гётит, пирит. Акцессории представлены сфеном, ортитом, монацитом, апатитом. В гранитах широко проявлен катаклаз. По химическому составу плагиограниты муйского

Таблица 32

Химический состав (в вес.%) плагриогранитов муйского комплекса нижнего протозоя

Окисел	31	32	33	34	3157
SiO ₂	62,00	74,62	77,60	74,35	72,90
TiO ₂	0,78	0,07	0,16	0,45	0,30
Al ₂ O ₃	17,82	12,46	11,68	12,70	13,21
Fe ₂ O ₃	2,93	1,36	1,54	2,37	2,50
FeO	2,82	0,93	0,97	1,29	2,82
MnO	0,10	0,06	0,05	0,03	0,11
MgO	1,90	0,39	0,44	0,85	0,81
CaO	6,21	2,13	1,79	1,71	3,71
Na ₂ O	3,78	3,72	4,65	5,21	3,60
K ₂ O	0,51	2,98	0,44	0,33	0,50
P ₂ O ₅	0,30	0,18	—	—	0,08
SO ₃	—	—	—	—	0,14
H ₂ O	0,12	0,10	0,17	0,24	0,12
п.п.п.	1,10	0,84	0,54	0,92	0,60
Сумма	100,38	99,86	100,03	100,45	101,40

Примечание: 31–34 – граниты различных районов Прибайкалья (по Л.И. Сапогу, 1967); остальные анализы – граниты бассейна Гасан-Дякита, Северное При-

	143	285	3227	427	1506	96	530
	65,03	72,88	77,12	74,57	54,56	49,98	51,07
	0,26	0,09	0,06	0,28	1,21	0,73	2,16
	16,40	12,58	11,61	12,20	16,23	21,98	14,80
	0,50	1,47	1,48	3,30	4,54	3,54	5,20
	3,19	2,33	1,46	2,60	5,57	3,27	7,00
	0,13	0,17	0,13	0,17	0,22	0,18	0,27
	1,61	1,18	0,85	0,20	3,06	2,35	2,86
	2,10	4,21	1,65	3,33	6,32	8,27	5,92
	6,13	3,60	4,70	4,00	4,49	4,63	4,50
	3,05	0,33	0,60	Сл.	1,48	1,20	2,00
	0,04	0,04	0,01	0,06	0,57	0,36	1,12
	0,01	0,01	0,01	0,11	—	0,08	0,46
	0,08	Не обн.	Не обн.	0,04	Не обн.	0,05	0,11
	1,61	0,83	0,41	0,12	1,12	2,16	1,83
	100,14	99,67	100,09	101,01	99,37	99,18	99,30

байкалье (из материалов В.А. Чабаненко; 1506, 96, 530 – контаминированные разновидности).

Таблица 33

Химический состав (в вес.%) гранитоидных пород из ксенолитов

Окисел	Нюрундуканский массив				Кабаний массив			
	2048 г	2094	2094в	2117	25а	44	44а	86
SiO ₂	51,04	50,72	50,68	50,40	68,02	74,84	77,00	53,34
TiO ₂	0,15	0,10	Сл.	0,13	0,52	0,37	0,36	0,24
Al ₂ O ₃	25,35	26,91	26,91	27,57	15,40	11,59	11,07	25,86
Fe ₂ O ₃	0,94	1,05	0,91	0,89	0,32	0,65	1,00	1,05
FeO	1,18	0,86	0,98	1,00	2,78	1,08	0,83	0,50
MnO	0,08	0,10	0,04	0,08	0,03	0,01	0,02	0,20
MgO	2,10	1,32	1,66	1,25	1,19	0,28	0,15	0,67
CaO	13,60	11,67	11,78	12,72	3,89	1,24	1,20	9,56
Na ₂ O	5,00	5,20	4,14	4,40	5,00	3,80	3,10	4,60
K ₂ O	Сл.	1,03	1,02	0,59	1,50	4,10	3,95	1,40
P ₂ O ₅	0,08	0,05	0,03	0,05	0,19	0,13	0,14	0,09
п.п.п.	1,32	0,01	—	2,07	0,61	1,24	1,01	1,73
SO ₃	0,07	—	—	—	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
H ₂ O	—	—	2,19	1,59	Не обн.	0,03	Не обн.	Не обн.
Сумма	101,04	99,02	100,16	100,81	99,45	99,33	99,83	99,24

Примечание: анализы выполнены в объединении 'Бурятгеология': 2048 г, 2094, 2094в, 2117 – аналитик М.И. Калинина; 25а, 44, 44а, 86, 88 – аналитик В.И. Шитова; 356а, 124, 148, 217, 446, 118, 344 – аналитик К.И. Томшина.

Кабаний массив								
	88	356а	124	148	217	446	118	344
	76,16	68,42	73,66	65,32	72,12	60,50	50,76	52,40
	0,25	0,18	Не обн.	0,46	0,02	0,75	0,43	0,26
	13,18	15,57	13,83	16,73	14,62	18,86	24,96	26,15
	0,17	2,08	1,14	0,96	0,93	0,88	1,39	1,68
	1,14	2,29	0,79	3,07	1,57	3,16	2,03	1,26
	0,01	0,07	0,03	0,06	0,04	0,04	0,08	0,08
	0,37	1,16	0,87	1,64	0,16	2,60	2,50	1,60
	1,26	2,66	1,24	3,55	2,03	6,00	10,54	10,79
	3,20	5,10	3,35	5,00	5,35	4,50	4,00	5,20
	2,40	0,70	4,00	1,35	1,75	1,30	0,36	Не обн.
	0,09	0,14	0,01	0,02	0,01	0,14	0,02	0,04
	1,00	1,06	0,51	1,33	0,83	0,94	1,45	1,00
	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,28	0,24	—	0,92	Не обн.
	Не обн.	0,19	0,14	0,10	Не обн.	—	—	—
	99,23	99,43	99,43	99,77	100,37	99,67	99,44	99,46

Таблица 34

Химический состав (в вес. %) очковых гнейсов из ксенолитов Нюрундуканского массива

Окисел	2012б	2012в	2012г	2013в	Окисел	2012б	2012в	2012г	2013в
SiO ₂	47,26	47,47	45,88	49,20	CaO	9,82	9,78	11,30	8,52
TiO ₂	0,80	1,18	0,30	1,44	Na ₂ O	0,48	2,59	1,58	3,20
Al ₂ O ₃	22,81	15,22	19,05	19,90	K ₂ O	0,01	0,23	0,22	0,64
Fe ₂ O ₃	2,53	4,55	3,47	2,32	P ₂ O ₅	0,03	0,05	0,02	0,28
FeO	3,77	8,07	4,87	3,30	H ₂ O ⁻	1,86	0,49	0,10	0,15
MnO	0,05	0,15	0,07	0,10	п.п.п.	3,28	1,88	3,30	7,88
MgO	7,58	8,60	9,71	2,71	Сумма	100,28	100,25	99,87	99,64

Примечание: анализы выполнены в объединении "Бурятгеология", аналитики М.И.Калинина и И.А. Викулова.

комплекса характеризуются резким преобладанием натрия над калием (табл. 32).

Близки по составу к исходным породам ксенолиты гранитоидных пород, встречающиеся в расслоенных интрузиях. Большой частью это кислые породы (табл. 33). Для них характерно высокое содержание глинозема, что связано с замещением преимущественно полевошпатовых пород. Глинозем в породах ксенолитов сосредоточен в плагиоклазе и продуктах его изменения. Однако высокая глиноземистость проявляется не всегда, в некоторых разновидностях пород содержание глинозема опускается до 11–15%. Породам присуща высокая щелочность, причем натрий, за редким исключением, преобладает над калием.

Наблюдаемые в габброидах Нюрундукана ксенолиты очковых гнейсов представлены породами с заметно пониженным, по сравнению с гранитами и их метасоматитами, содержанием кремнекислоты (табл. 34). Они обогащены титаном и железом, заметно высоко в них содержание глинозема, сосредоточенного в плагиоклазе и слюдах — мусковите и биотите.

Несмотря на значительную измененность гранитов в ксенолитах, в них наблюдаются реликты первичных пород, представленные микрографическим сростанием кварца и плагиоклаза, антипертитом, крупными кристаллами мусковита, реликтовыми кристаллами граната.

При изучении ксенолитов Чайского массива (Гурулев, Самбуев, 1967) установлено, что габброизации здесь подвергались гранитные пегматиты, что определяется по реликтам кварца и калишпата, по крупным кристаллам мусковита, по реликтам антипертита. Замещение гранитоидов начинается с низкотемпературного метасоматоза, в результате которого образуются существенно сосюрит-пелитовые породы. В пелите иногда отмечаются мельчайшие новообразования эпидота. Сосюрит-пелитовые агрегаты различаются в зависимости от того, по каким минералам они образуются: при замещении плагиоклаза возникают существенно сосюритовые агрегаты, при замещении мусковита — пелитовые с примесью бурых гидроокислов железа. Вторая стадия габброизации выражается в новообразовании роговой обманки, метакристы которой формируются на основе существенно пелитовых агрегатов.

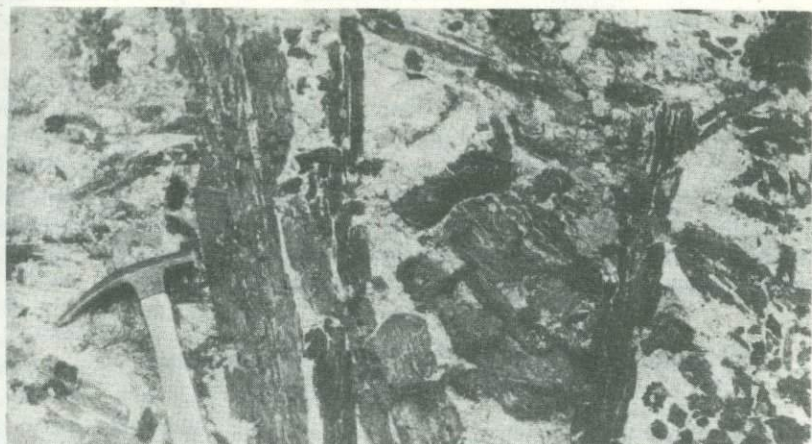


Рис. 23. Кристаллы роговой обманки из габбро-пегматитов Лево-Мамского массива

Роговообманковые породы с существенным содержанием соссюрита составляют особую группу пород, определяемых как соссюритовые габбро. Эти породы по способу образования являются метасоматическими и должны выделяться в особую формацию. Для них характерно развитие метакристаллов роговой обманки в соссюритовой массе. Метакристаллы иногда достигают крупных размеров: так, в Лево-Мамском массиве фиксировались породы, в которых кристаллы роговой обманки имеют длину до 1,0–1,5 м (рис. 23). Замечено, что крупные метакристаллы роговой обманки появляются тогда, когда замещению подвергаются гранитные пегматиты. Этот эмпирический факт позволяет заключить, что замещаемый субстрат влияет на состав образующихся габброидов не только wesentlichно, но и структурно. Метакристаллы роговой обманки, как правило, включают неправильные участки, сложенные соссюритом. По составу

Т а б л и ц а 35

Химический состав (в вес. %) роговой обманки и плагиоклаза из роговообманково-соссюритовых пород

Окисел	404	2275	2275б	Окисел	404	2275	2275б
SiO ₂	40,45	47,16	65,60	CaO	10,86	11,40	3,55
TiO ₂	4,32	1,92	Не обн.	Na ₂ O	2,77	1,39	10,53
Al ₂ O ₃	11,90	7,85	19,25	K ₂ O	1,25	0,06	0,17
Fe ₂ O ₃	5,86	13,17	Не обн.	P ₂ O ₅	0,07	—	—
FeO	7,33			H ₂ O ⁻	—	0,03	0,04
MnO	0,23	0,22	Не обн.	п.п.п.	2,48	—	—
MgO	12,72	12,30	0,10	С у м м а	100,24	—	99,14

Примечание: 404, 2275 — роговые обманки, штольня № 1, Чайский массив; 2275б — соссюритизированный плагиоклаз, штольня № 1, Чайский массив. Аналитики: 404 — В.А. Иванова (БГИ); 2275, 2275б — И.П. Власова (Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО АН СССР).

роговая обманка относится к обыкновенной, к подгруппе кальциевых амфиболов (табл. 35). Обращает внимание высокое содержание в ней титана. Сосюритизированные плагиоклазы и сосюритовые агрегаты из роговообманково-сосюритовых пород не отличаются, естественно, постоянством состава и не отражают состава первичных плагиоклазов замещаемых пород. Судя по многим признакам, они в той или иной мере насыщены материалом, поступавшим из магмы. Вместе с тем в некоторых анализах (см. ан. 22756) устанавливается высокое содержание натрия при относительно низкой глиноземистости и кальциевости, что позволяет говорить о постепенном замещении первичных плагиоклазов сосюритом, состав которого имеет тенденцию к повышению основности.

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ МАГМ С УГЛЕРОД-, АНГИДРИТ- И СОЛЕСОДЕРЖАЩИМИ ПОРОДАМИ

Вышерассмотренные метасоматические формации раннемагматической стадии образуются при взаимодействии магм с широко распространенными породами. Однако многочисленны факты взаимодействия магм с породами, встречающимися нечасто и, главное, имеющими специфический состав. Взаимодействие здесь имеет свои особенности, оно ведет к образованию метасоматитов, которые при более систематическом изучении могут быть выделены в особые формации.

Взаимодействие магм с углесодержащими породами и углями. Контактное воздействие магматических расплавов на углистые породы и каменные угли рассматривались во многих работах. В магматических породах фиксировались и ксенолиты углистых пород и углей.

Вопрос о влиянии траптовых интрузий на каменные угли рассмотрен, например, В.В. Казариновым (1979), который на примере угленосных отложений Норильского района показал зависимость степени образования углей от удаленности угольных пластов от интрузий. Установлено, что преобразование угля начинается на расстоянии, равном двум мощностям пластообразной интрузии. Теплового воздействию больше подвергаются угли, расположенные над интрузией.

Процесс образования углей сводится к их дебитуминизации и зависит от ряда факторов, в том числе от литологического состава пород, вмещающих угли. Наиболее преобразуются угли, залегающие в глинистых осадках, наименее — в песчаниках.

Контактное воздействие траптовых интрузий на каменные угли неоднократно отмечалось при изучении интрузий района Норильска. Так, М.Н. Годлевский с соавт. (1962) рассмотрели примеры преобразования углей в контактах с дайками и пластовыми интрузиями. Установлено, что угли преобразуются в антрациты (при 350–550°С), натуральный кокс (600–900°С) и графит (700–1100°С).

Процесс контактового метаморфизма углей сводится к их пиролизу, в результате которого возгоняются летучие, а уголь графитизируется (Вдовыкин, 1979). Возможно, что с процессом возгонки связано образование в угле, контактово-измененном возле интрузий, субмикроскопических полостей, заполненных газом (Константинова, 1978). Более определенно об этом говорится в работе Г.П. Вдовыкина с соавторами (1981). По

общему содержанию газов в траппах и вмещающих их породах установлено, что траппы в значительных количествах ассимилировали углерод вмещающих пород, который в виде углеводородов сосредоточен во включениях в минералах, особенно в оливине и пироксенах.

Редкие случаи фиксации ксенолитов каменного угля в основных интрузиях дают противоречивые результаты. Так, Е.И. Тараканова (1956) описала ксенолиты бурого угля в базальтах, прорывающих угленосные отложения Тургайской впадины. В ксенолитах отмечено высокое насыщение их базальтовым материалом, повышающим зольность, и летучими. Особенно трудно объяснимо содержание летучих. Возможно, это объясняется быстрым охватом ксенолита магмой.

Ксенолиты углей, сохраняясь в виде пластов, имеющих прежнее залегание, фиксируются в траппах Норильска (Лихачев, 1965; Тарасов, 1976). Здесь они часто развиты в лейкократовых габбро. Отмечается графитизация каменного угля в ксенолитах, однако в целом процессы изменения угля в ксенолитах остаются неизученными.

Влияние интрузий на породы, содержащие рассеянное органическое вещество, газы и нефть, можно рассмотреть на примере трапповых интрузий Сибирской платформы. На рассеянное в осадочных породах органическое вещество это влияние сказывается прежде всего в его метаморфизации, достигающей стадии тощих и даже антрацитовых углей (Богородицкая, 1963). При изучении влияния трапповых интрузий на органическое вещество нижнекембрийских пород Иркутского нефтегазоносного бассейна установлено (Одинцова, Дробот, 1973), что масштабы этого влияния находятся в прямой зависимости от мощности интрузивных силлов и литологии вмещающих пород. При этом был выведен коэффициент влияния, выражавшийся через отношение мощности пород, в которых сказывается воздействие интрузии, к мощности силла. Зоны влияния интрузий расширяются при увеличении в разрезе доли каменной соли и, наоборот, уменьшаются, если в разрезе повышается доля карбонатов.

Различное влияние интрузий на вмещающие породы определяется, видимо, не столько литологией пород, сколько составом содержащегося в них органического вещества. Так, изучение степени изменения рассеянного органического вещества в палеозойских отложениях Тунгусской синеклизы показало, что преобразование органического вещества происходит быстрее, если оно заключено в карбонатных породах, нежели в том случае, когда оно заключено в глинистых породах. В карбонатных породах органическое вещество начинает преобразовываться на расстоянии, превышающем мощность интрузии в 2–2,5 раза, в глинистых — всего лишь в 0,5–1 раза. Очевидно, что сапропелевое вещество в карбонатных осадках более чувствительно к тепловому воздействию, чем гумусовое — в глинистых (Казаринов, 1979).

Органическое вещество под воздействием интрузий подвергается пиролизу, в результате которого образуются газы и элементарный углерод (Вдовыкин, Иванов, 1979). В породах Иркутского амфитеатра, например, установлено, что по направлению к трапповым интрузиям повышается, за счет потери летучих, отражательная способность органического вещества (Аммосов и др., 1980). Подобное повышение отражательной способности витринита установлено в сланцах мелового возраста вблизи пластовой инт-

рузии базальтов в районе Зеленого мыса (Baker et al., 1978). Слабое изменение органического вещества, выражающееся лишь в повышении его отражательной способности, объясняется удаленностью изучаемых объектов от интрузии. Как показывает исследование колонок океанических осадков у северо-западного побережья Африки, эффект температурного воздействия проявляется лишь на расстоянии 2–3 м от диабазового силла (Erdman, Schorno, 1978). Вероятно, по мере увеличения глубины становления интрузии интенсивность воздействия магматического расплава должна возрастать, поскольку с глубиной увеличивается и поток астеносферного тепла (Аммосов и др., 1980).

Возле интрузий происходит возгонка органических соединений, выраженная в том, что легкие углеводороды улетучиваются, а само органическое вещество все более обогащается углеродом. В осадках Восточной Атлантики возле интрузии базальтов в органическом веществе резко уменьшается отношение Н/С, в нем понижается, в связи с летучестью, количество легких изотопов углерода и водорода, оно обогащается ароматическими углеводородами (Simoneit et al., 1978).

Возле интрузий отмечено также образование нефтеподобных экстрактов и газов за счет метаморфизации органического вещества вмещающих интрузию пород. Так, при изучении керна осадочных пород океанического дна вблизи диабазового силла установлено более высокое содержание нефтеподобного экстракта вблизи подошвы силла (до 3 м), чем в удалении от него (Dow, 1978). В меловых осадках района Зеленого мыса влияние интрузии выразилось в изменении компонентного и изотопного состава газовой фазы вещества. В газе, образованном под влиянием пластовой интрузии базальтов, содержится больше этана и тяжелых углеводородов (Baker et al., 1978).

В связи с возможностью образования нефтеподобных экстрактов и газов под воздействием интрузий интересен вопрос о масштабах этого процесса и его возможной роли в образовании нефтегазовых залежей и месторождений. Однако суждения по этому вопросу разноречивы. Наряду с мнением о незначительных масштабах такого процесса, не ведущего к образованию скоплений газа и нефти (Dow, 1978), высказываются мнения о его возможной значительной роли в газонефтеобразовании (Туаев, 1962; Феоктистов, 1978; Аммосов и др., 1980).

Заслуживают внимания взгляды Н.П. Туаева (1962), установившего связь признаков нефтеносности с петрологическими процессами и, в частности, с процессами метасоматического замещения магмой осадочных толщ. Развивая идею биопирогенеза нефти, он отмечает факты трансформации осадочных пород триаса Зауралья, богатых органическим веществом, в порфириты и базальты и насыщения битумом пород, прилегающих к зонам магматизации. Часть битумов при этом остается в порфиритах и базальтах.

Для характеристики процессов взаимодействия магмы с органическим веществом А.П. Туаев привлекает хорошо изученные процессы искусственного коксования углей и перегонки сланцев. Им намечены определенные фазы пиролиза органического вещества в процессе магматического замещения осадочных пород. В начальную фазу происходит пиролиз легко возгоняемых соединений, в результате чего отделяются фрак-

ции асфальтового ряда в виде легко конденсируемых флюидов, содержащих лишь незначительное количество трудно конденсируемых газов парафинового ряда. Во вторую фазу выделяются парафинистые фракции, представленные слабо конденсируемыми флюидами. Третья фаза протекает в высокотемпературных условиях, когда осадочные породы в результате интенсивного магматического замещения начинают расплавляться. Одновременно с этим происходит пиролиз трудно возгоняемого графитизированного органического вещества, продуктами которого являются тощие газы. Четвертая, заключительная, фаза протекает при дифференциации образовавшегося расплава. В эту фазу металлоорганические соединения в графитизированном органическом веществе подвергаются расщеплению на металл и углерод. В расплаве создается избыток свободного углерода, что определяет восстановительную среду. Часть углерода путем пневматолитиза удаляется в экзоконтактную зону, осажаясь в трещинах и пустотах пород в виде графита. Углерод под воздействием водорода гидрогенизируется и образует сухой газ.

Интрузии воздействуют и на ранее созданные нефтяные залежи. Это воздействие изучается в связи с возможной, частичной или полной, эрозией залежей со стороны интрузий. Есть мнение, что трапловые интрузии Сибирской платформы не оказывали отрицательного влияния на ранее сформированные нефтяные и газоконденсационные залежи (Казаринов, 1979). Вместе с тем установлено, что по мере приближения к интрузии в залежах происходит снижение плотности нефти, в ней повышается содержание метановых углеводородов по сравнению с нафтеновыми (Минский, 1975).

В целях изучения влияния интрузий разработана математическая модель взаимодействия базальтовых интрузий с нефтяными залежами (Меламед, Ревердатто, 1978). В этой модели принимается, в частности, схема деструктивного преобразования нефти, подобная схеме теплового крекинга, с образованием в ходе реакций легких нефтяных фракций, участвующих в конвективном теплопереносе, и тяжелых (битумы, смолы, асфальтены и пр.), сохраняющихся в залежи. Процесс преобразования нефти предлагается называть метаморфизмом нефтесодержащих пород.

Изучение вулканических областей показывает, что лавы и выбрасываемые вулканами магматические продукты часто взаимодействуют не только с осадками, но и с образованиями, существенно состоящими из органики, — деревьями, почвами и т.п. Деревья попадают в лавовые потоки или погребаются пирокластами. Известны разрезы вулканитов с сериями горизонтов лав и пирокластов, содержащих включенные остатки деревьев или "слепки" с них (Шрок, 1950).

При погружении дерева в горячий пирокластический материал происходит его полное или частичное сгорание. В пирокластах обнаруживаются следы сгорания. Так, хорошо сохранившийся обугленный ствол дерева с корнями в пирокластах Курофудзи (Япония) сопровождается "ископаемым дымом" — пигментацией пирокластов продуктами горения. От ствола дерева вверх отходят многочисленные вертикальные трубочки, протягивающиеся к верхней поверхности потока пирокластов (Mimura et al., 1975). Вероятно, по этим трубочкам удалялись газы — продукты горения дерева.

В лавовом потоке дерева, оставаясь на месте произрастания, углефицируются, превращаются в древесный уголь. При полном сгорании образуются полости (Шрок, 1950; Lockwood, Williams, 1978), указывающие на первоначальное положение стволов деревьев. Такие полости называются "слепками" с деревьев. Считается, что они образуются в результате формирования вокруг ствола дерева оболочки из закаленных пород под влиянием возгоняемого из древесины сока. "Слепки" образуются как по деревьям, устоявшим в лавовом потоке и связанным с почвой, на которой они произрастали, так и по деревьям или их остаткам, перемещенным лавовым потоком (Шрок, 1950). Как "слепки", так и явления, сопровождающие их образование (борозды и швы ниже по течению лавы и др.), выступают критериями оценки возраста и направления движения лавовых потоков, особенно в тех случаях, когда деревья остаются на месте произрастания.

Вместе с тем при последующей денудации лавовых потоков, в которых наблюдаются "слепки" с деревьев, обнаруживаются стволы деревьев, полностью замещенных базальтовой магмой. Такие стволы хорошо препарируются при денудации, однако следов взаимодействия базальтовой магмы с деревом в них не обнаруживается (Lockwood, Williams, 1978).

Взаимодействие магм с ангидритсодержащими породами и ангидритами. Подобное взаимодействие пока известно только в трапповых интрузиях Сибирской платформы и наиболее хорошо изучено в интрузиях района Норильска. По ангидритсодержащим породам и ангидритам, встречающимся в составе отложений девона, здесь развиваются пироксен-ангидритовые и существенно гранатовые с ангидритом метасоматиты (Золотухин и др., 1975). Пироксен-ангидритовые метасоматиты состоят из метакристаллов ангидрита, карбоната и клинопироксена, в них также отмечены пренит и сульфиды. Существенно гранатовые с ангидритом метасоматиты состоят из граната, метакристаллов ангидрита, выделений магнетита и сульфидов.

Взаимодействие магм с соледержащими породами и солями. Соле-содержащие породы и каменные соли, входящие в состав отложений, в которых размещаются интрузии, также подвергаются воздействию магмы. На Сибирской платформе отмечено, что соли возле трапповых интрузий превращены в шпатовые разности, а местами, где трапповые sill залегают в солях нижнего кембрия, они в виде ксенолитов включены в sill (Вдовыкин, 1979).

В траппах Сибирской платформы выявлены дендритовидные кристаллы клинопироксена. Она отмечаются и в базальтовых покровах. Характеризуя необычные формы клинопироксена и обсуждая их генезис, В.В. Рябов с соавт. (1977) намечают, правда предположительно, генетическую связь пород Микчандского базальтового покрова, содержащих дендритовидный клинопироксен, с мощными залежами каменных солей в отложениях девона, которые могли сыграть определенную роль в формировании пород с необычным по форме кристаллов пироксеном.

Достаточно хорошо изучены взаимоотношения магматических пород, обычно залегающих в форме даек, с соленосными отложениями палеозоя Украины (Ляшкевич, Марушкин, 1980). Здесь отмечены случаи контактового воздействия даек на соли и расплавления галита в зоне контакта. Дайки щелочных базальтоидов равномерно насыщены галитом (до 4–10%). В породах появляется ярко-красная роговая обманка, содержащая много-

численные вроски галита, которые можно рассматривать как эвтектические прорастания. Роговая обманка, освобожденная путем вытяжек от включений галита, близка по составу к керсутиту, отличаясь несколько пониженным содержанием титана и повышенной магнезиальностью. И хотя высказывается мнение об образовании роговой обманки из силикатного расплава, а галита, ассоциирующего с хлоритом и анальцимом, — из постмагматических растворов (Ляшкевич, Марушкин, 1980), неоспоримым остается то, что магма при внедрении испытывала контаминацию и предельно насыщалась хлором, что предопределило засоление магматических пород.

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ МАГМЫ С БОКОВЫМИ ПОРОДАМИ

Изучение метасоматических формаций раннемагматического этапа показывает, что наиболее полные серии метасоматитов формируются при замещении боковых пород, состав которых контрастирует с составом магмы. Замещение зависит также от реакционной способности боковых пород. Образующиеся в результате магматического замещения метасоматические формации (формации магнезиальных скарнов, роговиков, пироксенитов, роговообманково-сосюритовых пород) характеризуются последовательным приближением состава метасоматитов к составу внедряющейся магмы. Эта закономерность имеет, по нашему мнению, всеобщее значение. Общий ход последовательного приближения раннемагматических метасоматитов к составу внедряющейся магмы иногда нарушается из-за особенностей механизма взаимодействия магмы с боковыми породами. Так, при замещении пикритовой магмой доломитов формируются все более ультраосновные разности метасоматитов и в конечном счете выплавляются дуниты. Это связано, очевидно, с тем, что магнезий доломитов не способен растворяться в пикритовой магме, ювенильно насыщенной магнием, и остается на месте, обуславливая формирование ультраосновных метасоматитов.

Последовательное приближение состава ксенолитов к составу магматических пород, их заключающих, отмечалось также в гранитоидных интрузиях (Рейнольдс, 1950; Борисов, 1963).

Метасоматиты раннемагматической стадии в ряде случаев закономерно размещаются в структуре интрузивов. В Йоко-Довырене это выражено в латеральной изменчивости ксенолитов от контактов интрузии к ее центральной части. При этом обнаруживается симметричность в распределении ксенолитов метасоматитов: как у северо-восточного, так и у юго-западного контакта у подошвы лакколита развиваются сначала диопсидиты, затем пироксен-оливиновые метасоматиты и далее, в центральной части, шпинель-монтichelлитовые и шпинель-форстеритовые. В Чайском массиве в ксенолите серпентинитов сначала развиты диаллагиты, которые сменяются вебстеритами и энстатитами, переходящими в гарцбургиты и полевошпатовые перидотиты. Подобная зональность в размещении метасоматитов связана с интенсивностью и глубиной преобразования магмой боковых пород. Этим, в частности, обусловлено и то, что в ряде расслоенных интрузий от их контактов в направлении центральных частей снижается количест-

во ксенолитов, уменьшается их размерность. В этом же направлении заметно увеличивается степень преобразования (габброизации) ксенолитов. Иногда ксенолиты превращаются в мелкозернистые габброиды, имеющие типично магматические структуры.

Формирование некоторых метасоматических формаций раннемагматического этапа определяется исключительно составом боковых пород. Это вполне очевидно на примере формации магнезиальных скарнов, которая образуется по доломитам в самых различных по составу интрузиях: основных, щелочных, гранитоидных (Жариков, 1959; Конев, Самойлов, 1974).

Вместе с тем магнезиальные скарны могут формироваться при замещении некарбонатных пород. Так, Гриффин (Griffin, 1971) отмечает реакционные зоны магнезиальных метасоматитов в контакте перидотитов с пироксеновыми гнейсами. А.И. Гончаренко (1976) описал магнезиальные скарны в контактах габброидов с более древними альпинотипными габброидами.

Выделенная впервые Д.С. Коржинским (1955) формация магнезиальных скарнов, формирующихся по доломитам в магматическую стадию, таким образом, существенно расширяется. Конкретные формационные типы магнезиальных скарнов, связанных с интрузиями, будут зависеть как от состава замещаемых пород, так и от состава внедряющейся магмы. Факторами, определяющими развитие магнезиальных скарнов, выступают также степень магматического замещения пород, зернистость и трещиноватость пород (Шабынин, 1974).

Характерно, что в породах всех метасоматических формаций проявляется полосчатость, которая, несомненно, трансформирована от замещаемых пород, что особенно убедительно и без сомнения доказывается на примере аподоломитовых магнезиальных скарнов (Шабынин, 1974).

Структурно-вещественные взаимоотношения ксенолитов с магматическими породами показывают, что на раннемагматическом этапе, до кристаллизации расплавов, ксенолиты подвергаются магматическим преобразованиям. Чем контрастнее состав ксенолитов и магмы, тем быстрее идет преобразование, растворение и в конечном счете уничтожение ксенолита. Подобная же эмпирическая закономерность фиксируется в гранитоидных интрузиях, в которых более часто встречаются ксенолиты кислого состава, нежели основного (Борисов, 1963). Она в физико-химическом отношении выражается в том, что ксенолиты, содержащие компоненты, которыми заметно насыщена внедряющаяся магма, растворяются и замещаются гораздо медленнее и труднее других. В основной магме медленнее всего замещаются ксенолиты вмещающих пород, насыщенных основаниями (известняки, доломиты, ультрабазиты); в гранитоидной — породы, насыщенные кремнекислотой. Магматический расплав растворяет и усваивает прежде всего твердое вещество, состоящее из компонентов, не достигающих в расплаве пределов насыщения. В связи с этим можно выделить ряды ксенолитных пород по степени их реакционной способности, намечаемые на основании частоты встречаемости ксенолитов и продуктов их преобразования. О.М. Борисов для гранитоидов намечает следующий ряд (в порядке уменьшения реакционной способности): кварциты, песчаники, кислые вулканогенные породы, песчано-слан-

цевые отложения, вулканогенные породы среднего и основного состава, карбонатные образования. Аналогичный ряд можно наметить в расслоенных интрузиях Байкальской горной области: карбонатные породы, ультрабазиты, амфиболиты, гранитоиды, песчано-сланцевые породы, песчаники.

Физико-химические условия взаимодействия магмы с боковыми породами должны определяться конкретно для каждой метасоматической формации, однако образованию метасоматитов раннемагматической стадии предшествует, как правило, гидротермальный метасоматоз. При метасоматозе по доломитам образуются офикальциты, по серпентинитам — актинолититы, по гранитоидам — пелитоморфные метасоматиты. Гидротермальное замещение подготавливает породы к замещению их магмой, что еще раз подтверждает высказанное выше положение о последовательном преобразовании боковых пород. Под этот принцип последовательности подпадают и органические составляющие горных пород: угли, нефти, рассеянное органическое вещество, древесина. Преобразование органического вещества в конечном итоге сводится к обособлению труднорастворимого углерода, представленного большей частью графитом.

Физико-химические условия взаимодействия магмы с боковыми породами исследовались неоднократно. Они теоретически достаточно подробно разработаны для условий контактового метаморфизма при отделении от магмы газово-жидких растворов. Однако, как это справедливо подчеркивает В.В. Ревердатто (1970), выделение из расплава на магматическом этапе значительных объемов растворов возможно лишь в особых благоприятных условиях и большей частью в кислых магмах, чем в основных. Поэтому этапу кристаллизации непосредственно предшествует гранитизация — в случае кислых магм, образование скарнов, особенно магнезиальных, — в случае основных магм. Эти процессы, по мнению В.В. Ревердатто, являются следствием не конвективного, а кондуктивного способа переноса тепла от магмы к вмещающей породе, и они должны рассматриваться обособленно от физико-химических условий метаморфизма непосредственно в контактовых зонах интрузий. С этим нельзя не согласиться. Но вместе с тем нельзя и не заметить, что процессы магматического этапа теоретически остаются слабо разработанными. Попытки же объяснить магматическое (расплавное) взаимодействие с позиций гипотезы сквозьмагматических растворов, на наш взгляд, входят в противоречие с фактическим геолого-петрографическим материалом, который свидетельствует о существовании и взаимодействии сухих расплавов.

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОГИИ РАССЛОЕННЫХ ПОРОД

Принято считать, что магматические породы являются образованиями, возникшими в результате кристаллизации магмы. Это суждение, красной нитью проходящее через множество петрографических работ, основано на предположении о независимом развитии магматических систем от внешней среды. Однако это предположение ошибочно, так как широкое развитие в интрузиях ксенолитов боковых пород, проявление экзоконтактового метаморфизма и выраженность раннемагматической стадии переработки ксеногенного материала свидетельствуют об активном взаимодействии магмы с внешней средой и о влиянии этой среды на эволюцию магмы.

Влияние боковых пород на магматические расплавы и в конечном счете на магматические породы сказывается прежде всего на особенностях минералогии пород. Поэтому здесь будут рассмотрены вариации состава породообразующих минералов, сосуществующие и ксеногенные минералы и особенности их состава, черты наследования в породообразующих минералах.

ВАРИАЦИИ СОСТАВА ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ

Принято считать, что состав главных породообразующих минералов в разрезах расслоенных пород изменяется, постепенно эволюционируя, в зависимости от условий кристаллизации магматических расплавов и, следовательно, от положения пород в разрезах. Подобное изменение состава минералов, названное скрытой расслоенностью (Уэйджер, Браун, 1970), впервые обнаружено в Скаергаардской интрузии, где состав главных породообразующих минералов постепенно изменяется по разрезу расслоенных пород. Однако внимательное рассмотрение этого вопроса приводит к выводу о более разнообразном характере изменения состава минералов. Л.Уэйджер и Г.Браун (1970) отметили расслоенные интрузивы (Рамский), в которых скрытая расслоенность не проявляется, т.е. по разрезу расслоенных пород состав породообразующих минералов почти не изменяется. Наряду с такими интрузивами есть расслоенные массивы, в которых состав минералов изменяется совершенно по иной схеме, чем в Скаергаарде. Наконец, есть массивы, в которых состав породообразующих минералов изменяется в одной их части по одной схеме, в другой — совершенно по иной. Подобные "нарушения" закономерностей, намеченных в основном по Скаергаарду, отмечались и ранее (например, в Бушвельде), но они находили объяснение в предположении повторного внедрения интрузий, хотя никакими другими, геологическими или петрологическими, фактами последнее не доказывалось. Схемы изменения состава породообразующих минералов по разрезам расслоенных пород, намеченные в основном по Скаергаарду и некоторым другим расслоенным массивам, возведены в ранг закономерностей, проявляющихся якобы во всех расслоенных интрузиях (Феоктистов, 1978; Лавров, 1979; и др.). На самом деле состав породообразующих минералов в расслоенных породах изменяется более разнообразно. Это разнообразие и будет показано ниже. Оно вы-

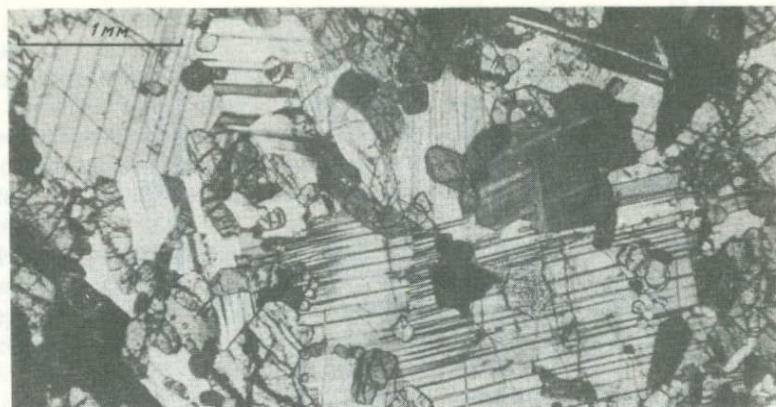


Рис. 24. Сдвойникованные кристаллы плагиоклаза, включающие мелкие зерна пироксенов. Габбро-нориты Чайского массива. Николи +

зывает трудности в плане генетической интерпретации, хотя несомненно, что скрытая расслоенность связана с общим петрографическим и петрохимическим составом пород, с типом строения расслоенных серий.

Плагиоклаз. В расслоенных основных породах плагиоклаз является характерным минералом, состав которого служит важным признаком, указывающим на их петрогенезис. Он присутствует в породах в таблитчатых кристаллах, зональных или незональных. Идиоморфные лейстовидные кристаллы его часто включены в пироксены, что определяет развитие в породах офитовых и пойкилоофитовых структур. Наиболее ранняя генерация плагиоклаза представлена мелкими кристаллами (микролитами), обычно включенными в пироксены. Зональные кристаллы плагиоклаза имеют, как правило, основное ядро и кислые внешние каймы. Изредка плагиоклаз наблюдается в виде относительно крупных пойкилокристаллов (рис. 24), в которые включены мелкие кристаллы пироксена или роговой обманки.

Состав плагиоклаза изменяется в зависимости от его структурного положения. Например, Б.В. Олейников с соавт. (1973) приводят изменение состава зонального плагиоклаза, включенного в виде пойкилитовых вростков в пироксен, из траппов Ыгытинской интрузии. Ядро лейст плагиоклаза, заключенных в моноклинный пироксен, имеет основной состав (№ 82). Внешние зональные каймы тех концов лейст, которые включены в пироксен, отвечают составу № 67–65, а такие же каймы других концов лейст, расположенных вне кристаллов пироксена, являются более кислыми — № 58–46 и даже № 36–20. Подобные вариации состава плагиоклаза определяются, как это отмечают Б.В. Олейников и др., условиями кристаллизации магмы.

При анализе изменения состава плагиоклаза по разрезам расслоенных пород обычно эталоном выступает Скаергаардский интрузив, в плагиоклазе которого, большей частью незональном, обнаруживаются довольно значительные колебания состава (рис. 25) — от № 69 в самом нижнем горизонте (имеется в виду вскрытая часть массива) до № 34 в верхах расслоенной серии (Уэйджер, Браун, 1970).

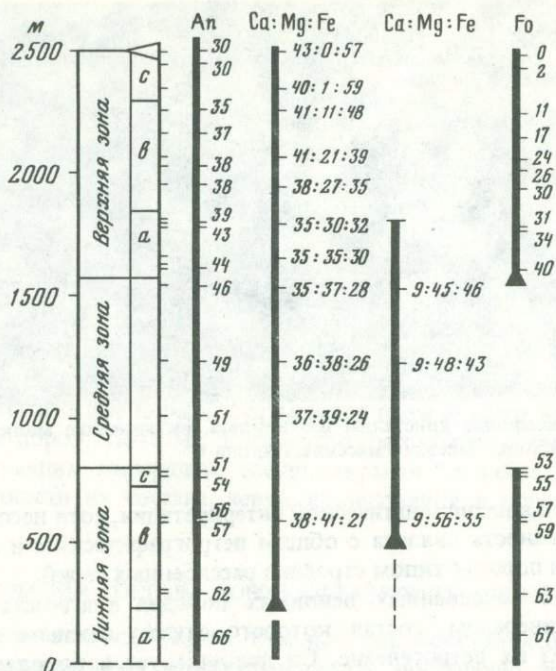


Рис. 25. Изменение состава породообразующих минералов по разрезу расслоенной серии Скаергаарда (Уэйджер, Браун, 1970)

По такой же схеме (см. рис. 11) изменяется состав плагиоклаза в расслоенной серии Бушвельда — от № 85 в базальной зоне до № 60 в верхах главной зоны. Здесь даже подсчитано, что изменение основности плагиоклаза на 25% соответствует изменению мощности расслоенной серии на 600 м. В самых верхах верхней зоны изменение состава плагиоклаза по разрезу происходит еще быстрее, и плагиоклаз соответствует № 35. Быстрое раскисление плагиоклаза в верхах верхней зоны предположительно связывается с ассимиляцией магмой эпикрустальных пород (фельзитов, лептитов и др.), насыщенных щелочами (Уиллемз, 1973а). Следует отметить, что ранними исследованиями устанавливалось постоянство состава плагиоклаза в отдельных зонах массива (Уэйджер, Браун, 1970), однако детальные исследования этого не подтверждают. Так, в породах базальной зоны, где ранее определялся плагиоклаз № 78–80, Камерон (Cameron, 1978) установил заметную и незакономерную вариацию состава плагиоклаза (см. рис. 13).

В Бушвельде на участках с сокращенной мощностью расслоенной серии (район Бетал) изменение состава плагиоклаза по разрезу происходит не постепенно, а циклически, от зоны к зоне. К тому же большая часть разреза характеризуется одинаковым составом плагиоклаза. Так, породы нижней (базальной) зоны содержат битовнит № 70–78. В вышележащей зоне I плагиоклаз заметно кислее — лабрадор № 50–55, что выдерживается также в двух вышележащих зонах — II и III. В самой верхней зоне IV со-

став плагиоклаза снизу вверх по ее разрезу изменяется от № 50 до № 41, испытывая некоторые колебания (см. рис. 12).

В расслоенном массиве Главного хребта Мончи (Кольский полуостров) по четырем поперечным разрезами изучено изменение состава главных породообразующих минералов (Шарков, 1971). Плагиоклаз вверх по разрезу этого массива раскисляется следующим образом: № 78–80 в габбро-норитях, № 76–67 в лабрадоритах, № 63 в крупнозернистых лабрадоритах.

Рассмотренные примеры, число которых можно было бы увеличить, позволяют сделать вывод о том, что понижение основности плагиоклаза вверх по разрезу расслоенных пород происходит в каждом расслоенном массиве по-своему. В одних массивах диапазон изменения состава плагиоклаза достаточно велик: 35%An в Скаергаарде, 50%An в Бушвельде; в других не столь значителен: 17%An в массиве Главного хребта Мончи, 20%An в Джугджурском анортозитовом массиве (Ленников, Соляник, 1978); в третьих крайне незначителен — например в Садбери. Непостоянен также градиент изменения состава плагиоклаза, отнесенный к мощности расслоенной серии. Так, в Бушвельде на 100 м расслоенных пород плагиоклаз изменяется на 4%An, в массиве Пайн-Хилл (Калифорния) заметно больше — до 10%An (Springer, 1980).

Наряду с интрузивами, в которых состав плагиоклаза изменяется (вверх по разрезу он становится кислее), есть интрузивы без существенного изменения состава плагиоклаза. К их числу прежде всего должен быть отнесен Рамский расслоенный массив (Шотландия). Рассмотренные породы массива расчленены на 15 ритмов. Каждый ритм начинается с существенно оливиновых пород, переходящих вверх по разрезу в существенно полевошпатовые. Состав плагиоклаза по разрезу изменяется в довольно узком интервале — от № 88 до № 84, в отдельных случаях снижаясь до № 78. Изменения состава происходят "довольно неправильно": в отдельных мощных ритмах западной части массива они имеют характер "закономерных", т.е. по разрезу ритма плагиоклаз слегка раскисляется, в других ритмах состав минерала остается постоянным. Причину этого Л. Уэйджер и Г. Браун (1970) усматривают в возможности повторного внедрения свежих порций магмы.

Слабое проявление скрытой расслоенности (особенно по плагиоклазу) в Рамской интрузии не находило удовлетворительного объяснения с точки зрения модели фракционирования базальтовой магмы. К тому же в ранних работах состав плагиоклаза определялся по оптическим данным. В связи с этим в последнее время выполнены исследования с характеристикой состава плагиоклаза на микроанализаторе (Dunham, Wadsworth, 1978). В качестве объектов для сравнительного изучения выбраны ритм *b* в юго-западной части массива и ритм 10 — в восточной. Составы плагиоклаза по разрезам этих ритмов (рис. 26) указывают, во-первых, на очень слабое их изменение, во-вторых, на заметные различия в порядке изменения состава минерала в ритмах различных частей массива. Последнее, в частности, выражено в том, что ниже ритма 10 плагиоклаз столь же основной, что и в ритме 10, в то время как ниже ритма *b*, в ритме *a*, плагиоклаз заметно изменяет свой состав. Таким образом, и современные исследования подтверждают очень слабые вариации состава плагиоклаза в тех

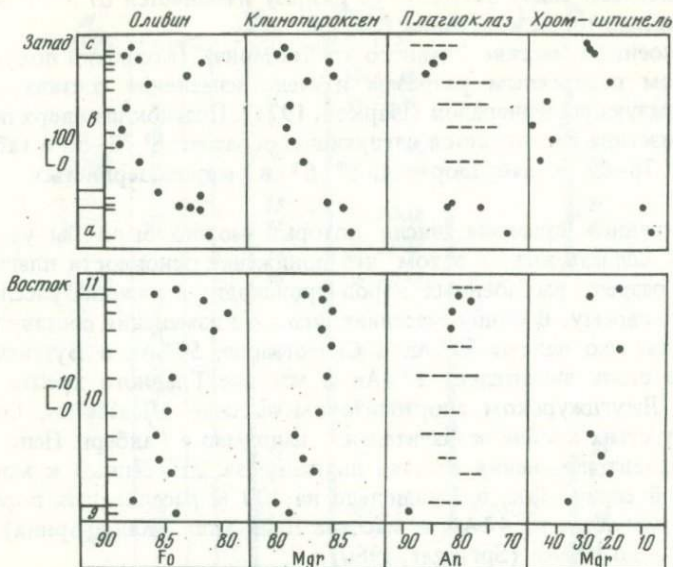


Рис. 26. Вариации состава породообразующих минералов в различных участках Рамского массива (Dunham, Wadaworth, 1978)

или иных единицах расслоенной серии Рамского массива и различия этих вариаций в разных его частях.

К числу интрузивов, в которых плохо выражена скрытая расслоенность по плаггиоклазу, относится Иоко-Довыренский. Наше изучение двух опорных разрезов по массиву показало весьма слабую вариацию состава плаггиоклаза. По разрезу центральной части массива (см. рис. 4–7) плаггиоклаз, по оптическим данным, в оливинитовом горизонте варьирует от № 79 до № 83, причем намечается слабое подкисление его вверх по разрезу горизонта. В троктолитовом горизонте, перекрывающем оливинитовый и дунит-перидотитовый (без плаггиоклаза) горизонты, плаггиоклаз варьирует от № 79 до № 93. При этом кислые разности битовнита приходятся на пачку, сложенную меланократовыми троктолитами и плаггиоклазсодержащими дунитами, т.е. породами, более меланократовыми по сравнению с породами нижней части разреза горизонта. В самых верхах горизонта плаггиоклаз представлен № 89, как и в самых низах его. В вышележащем горизонте оливиновых габбро состав плаггиоклаза изменяется от № 95 до № 85, причем последний наблюдается в самом верху разреза. Таким образом, по разрезу центральной части интрузива состав плаггиоклаза варьирует сравнительно незначительно, оставаясь основным битовнитом или анортитом. Незначительные колебания состава плаггиоклаза по разрезу центральной части массива подтверждаются данными микрорентгеноспектрального анализа, согласно которым состав плаггиоклаза изменяется от № 85–88 в троктолитах до № 82 в оливиновых габбро (Миронов и др., 1980). Что касается понижения основности плаггиоклаза в меланократовых габброидах, то аналогичное явление отмечено Ф.П. Лесновым и Э.Л. Прудовским

(1976), подчеркнувшими, что это противоречит принципу Боуэна, лежащему в основе представлений о кристаллизационно-гравитационной дифференциации магмы. Подобное же фиксируется в расслоенных габброидах Кизирского массива. Оно имеет место, по-видимому, также в массиве Осередок, что предполагается на основании положительной корреляции основности плагиоклаза с содержанием в породах оливина (Поляков и др., 1974).

По разрезу на горе Иоко, в краевой части Иоко-Довыренского массива, в самом нижнем троктолитовом горизонте состав плагиоклаза изменяется от № 93 до № 89, причем намечается вверх по разрезу очень слабое повышение его основности. В горизонте оливиновых габбро-норитов вариации в составе плагиоклаза выражены еще слабее — от № 86 до № 88, причем по разрезу горизонта состав минерала практически не меняется (см. рис. 8, 9).

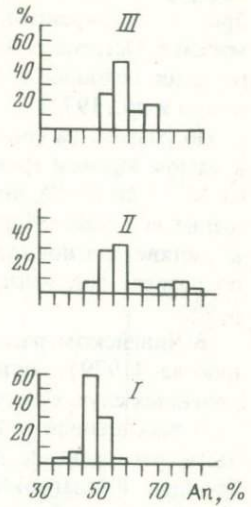
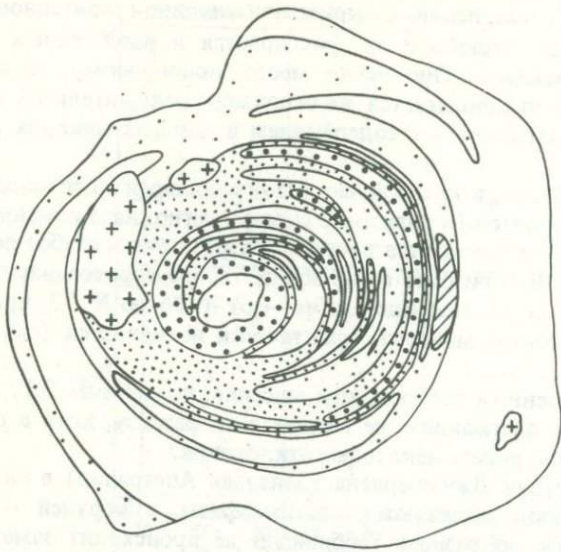
В Чинейском расслоенном габброидном массиве, по данным Э.Г. Конникова (1979), состав плагиоклаза не меняется по разрезу, хотя в определенных случаях можно видеть некоторые отклонения.

В расслоенной интрузии Джимберлана (Западная Австралия) в нижней части расслоенных пород выделяются ультрамафиты, в верхней — габброиды. В плагиоклазе по разрезу габброидов не происходит заметных колебаний состава, и только лишь у контакта с ультраосновными породами резко повышается его основность (Campbell, Borley, 1974).

Кроме вышерассмотренных двух типов расслоенных интрузивов, из которых в одном по разрезу происходит значительное раскисление плагиоклаза, а в другом — состав его по разрезу почти не меняется, есть расслоенные массивы с обратной схемой вариации состава плагиоклаза — в расслоенных породах плагиоклаза по разрезу повышается свою основность. Надо заметить, что если интрузивы с неизменяющимся составом плагиоклаза по разрезу вызывают затруднения у сторонников модели фракционирования базальтовой магмы при объяснении генезиса расслоенных пород, то еще большие трудности должны вызвать расслоенные интрузивы, в которых основность плагиоклаза повышается снизу вверх.

Примеров таких массивов не так много, но важно то, что они есть. В массиве Осередок в нижних частях разреза плагиоклаз заметно кислее, чем в верхних, что видно как из карты распределения плагиоклаза разной основности по площади массива, так и из частоты встречаемости плагиоклаза различного состава (рис. 27) в разных зонах расслоенной серии (Поляков и др., 1974). Повышение основности плагиоклаза вверх по разрезу в этом массиве Г.В. Поляковым с соавторами констатировалось как таковое, но не объяснялось. И только в работе А.П. Кривенко и др. (1980) дается объяснение этому явлению. В частности, предполагается, что раскисление плагиоклаза нижних частей расслоенной серии обусловлено термодиффузией щелочей из расплава в сторону контактовых зон, которые являются участками охлаждения.

Наконец, следует отметить расслоенные интрузии, в которых состав плагиоклаза по разрезу претерпевает сложные изменения. Так, в Кизирской интрузии основность плагиоклаза по разрезу снизу вверх уменьшается, но эта тенденция осложняется целым рядом отступлений. Так, породы с наиболее основным плагиоклазом хотя и развиты преимущественно



1 2 3 4 5 6

Рис. 27. Распределение плагиоклаза различной основности в массиве Осередок и по зонам расслоенной серии (Поляков и др., 1974)

1 - 45-50% An; 2 - 51-55% An; 3 - 56-60% An; 4 - более 60% An; 5 - граниты; 6 - ксенолиты вмещающих пород; зоны: I - нижняя, II - средняя, III - верхняя

в нижней части разреза, но тяготеют не к самым его низам, а примерно ко второй снизу четверти разреза. В нижней же четверти состав плагиоклаза близок к среднему по массиву в целом, а в зоне, непосредственно примыкающей к контакту с вмещающими породами, основность плагиоклаза уменьшается еще сильнее. В верхней части разреза преимущественно развиты породы с пониженной основностью плагиоклаза, но наряду с этим встречаются пачки пород с более основным плагиоклазом" (Поляков и др., 1974, с. 53). Подобное распределение плагиоклаза различной основности в Кизирском массиве подтверждает также Д.М. Орлов (1975).

Необычно распределение плагиоклаза различной основности в интрузии Кивакка (Лавров, 1979). Несмотря на то что в разрезе расслоенных пород ультрамафиты лежат внизу, наиболее основной плагиоклаз № 76-77 приурочен к средней части разреза, к пироксенитам и норитам. Как книзу, так и кверху по разрезу основность плагиоклаза уменьшается.

В интрузии Стиллуотер (США) плагиоклаз габброидных расслоенных пород (мощностью до 4,5 км), лежащих выше ультрамафитов, изменяет свой состав по разрезу следующим образом. В нижней зоне, сложенной норитами и габбро-норитами с пластами троктолитов и пироксенитов, он представлен битовнитом № 82-83 (по средним значениям), постепенно раскисляющимся до битовнита № 75. В основании вышележащей средней зоны, сложенной анортозитами с двумя субзонами оливинсодержащих пород, развит битовнит № 80, который выше, до средней части нижней субзоны оливинсодержащих пород, раскисляется до битов-

нита № 75, но в верхах той же субзоны основность минерала вновь повышается до № 80. Далее основность плагиоклаза испытывает по разрезу средней зоны попеременные колебания в сравнительно узком интервале значений анортитовой составляющей — от № 80 до № 73. В основании верхней зоны, сложенной габбро-норитами с базальной субзоной троктолитов, плагиоклаз представлен битовнитом № 77, который вверх по разрезу постепенно раскисляется до лабрадора № 62. Можно также заметить, что в разрезе расслоенной серии массива наиболее основные плагиоклазы наблюдаются в норитах, не содержащих оливин (McCallum et al., 1980).

Разнообразные вариации распределения плагиоклаза разного состава по разрезам расслоенных пород характерны для трапповых интрузий. Для траппов Сибирской платформы общую закономерность подметил А.М. Виленский (1967), указавший, на примере интрузий севера Сибирской платформы, на возможность выделения по признаку изменения состава плагиоклаза трех групп интрузий, а именно: а) интрузии, в которых состав плагиоклаза по разрезу не меняется (интрузии Второй Порог, Нижний I и др.); б) интрузии, в которых основность плагиоклаза по разрезу уменьшается (интрузии Кулюмбинская, Рудная и др.); в) интрузии, в которых основность плагиоклаза снизу вверх по разрезу увеличивается (интрузия Галельская и др.). Вполне возможно, что подобные вариации в составе плагиоклаза характерны и для трапповых интрузий южных районов Сибирской платформы. Во всяком случае, здесь наряду с интрузиями, в которых вверх по разрезу плагиоклаз раскисляется, есть интрузии с совершенно иным распределением плагиоклаза. Так, Б.М. Владимиров (1962) отметил, что в нижней части разреза Падунского силла, в троктолитовых и такситоофитовых диабазах, плагиоклаз соответствует лабрадору № 60, затем он раскисляется до андезина № 40–50, что в разрезе приходится на диабаз-пегматиты и офитовые диабазы, и в верхней части разреза его основность повышается до битовнита № 70–75. Г.Д. Феоктистов (1974) в Усольском силле установил очень слабую изменчивость плагиоклаза по разрезу, в пределах № 57–60. Л.Н. Ключанский (1974) в Нерюндинском силле нашел, что нормативный плагиоклаз несколько повышает свою основность в нижней и верхней частях разреза и, наоборот, уменьшает — в средней части.

Особо следует сказать о составе плагиоклазов по разрезу Толстомысовского силла, исследованных оптическими методами с удовлетворительным контролем химическими анализами (Феоктистов и др., 1975). По разрезу (сверху вниз) сначала идет плагиоклаз № 63, ниже он сменяется плагиоклазом № 46, затем постепенно основность минерала возрастает до № 70, и у нижнего контакта силла она несколько снижается — № 67. Столь же незакономерные колебания состава плагиоклаза отмечены, по оптическим данным, в Абанском и Усольском силлах. Тем не менее авторы работы сравнивают вариации состава плагиоклазов в силлах с порядком изменения состава этого минерала в Скаергаардском интрузиве, что представляется не совсем оправданным, поскольку в Скаергаарде основность плагиоклаза по разрезу изменяется постепенно, без каких-либо скачков.

Таким образом, вариации состава плагиоклаза в разрезах расслоенных пород разнообразны. В одних интрузивах плагиоклаз вверх по разрезу значительно и довольно закономерно раскисляется, в других — не изменяет

или мало изменяет свой состав, в третьих, наоборот, повышает свою основность, в четвертых претерпевает сложные изменения. Естественно, говорить о каких-либо закономерностях изменения состава плагиоклаза и, следовательно, скрытой расслоенности в этих условиях не приходится, как в равной мере неправомерно распространять закономерности вариации состава минерала, установленные в одном интрузиве, на все расслоенные интрузии вообще.

Интересным представляется рассмотрение вопроса о вариации основности плагиоклаза в интрузиях, где установлена латеральная фациальность расслоенных серий. Однако и в этих интрузиях проявляется разнообразие в изменчивости состава плагиоклаза по простиранию расслоенных серий или их таксономических единиц. В одних интрузиях при изменении разрезов расслоенных серий состав плагиоклаза в сходных таксономических единицах не меняется. Примером таких интрузий может служить Иокко-Довыренский интрузив, в котором состав плагиоклаза по различным разрезам, как показано выше, остается постоянным. В других интрузиях наблюдаются заметные различия в составе плагиоклаза от разреза к разрезу. Так, в дололите Садбери по составу плагиоклаза различаются между собой, хотя и не очень контрастно, не только Северный и Южный участки, но и близрасположенные разрезы в пределах этих участков. На Северном участке по разрезу Страткона (Naldrett et al., 1970) в фельзитическом норите и обогащенном окислами габбро состав плагиоклаза изменяется от № 68 до № 45, по разрезу Мак-Леннан в фельзитическом норите — от № 61 до № 54. Такая же картина наблюдается в разрезах Южного участка. По разрезу Блезард в обогащенном кварцевом норите, саутрэйнджском норите и верхнем габбро состав плагиоклаза изменяется от № 63 до № 51 (есть одно определение — № 72); по разрезу Норт-Стар в тех же породах — от № 64 до № 42.

Крайне сложные вариации основности плагиоклаза характерны для Патынского габбро-анортозитового массива (Орлов, 1975). Как уже отмечалось, в массиве проявлена латеральная изменчивость разрезов расслоенных пород. В нем в контакт с вмещающими породами приведены различные стратиграфические уровни расслоенной серии. В этих условиях распределение плагиоклаза различной основности не подчиняется единой закономерности: оно меняется от разреза к разрезу. В северо-западной части массива основность плагиоклаза снизу вверх по разрезу возрастает. Наиболее кислый плагиоклаз — кислый лабрадор и основной андезин — наблюдается внизу разреза. Основность плагиоклаза повышается до № 80. И только в самом верху расслоенных пород намечается некоторое ее уменьшение. В юго-западной части массива плагиоклаз различной основности иначе распределен по разрезу. Внизу наблюдается плагиоклаз максимальной основности — № 82. Далее вверх по разрезу плагиоклаз представлен лабрадором, но и здесь отмечается увеличение его основности до лабрадор-битовнита на коротком (100–150 м) отрезке разреза. В самом верху разреза вновь намечается раскисление плагиоклаза — до лабрадора и даже андезина. При столь сложном характере изменения основности плагиоклаза по разрезам массива Д.М. Орлов все-таки намечает основную тенденцию в вариациях состава плагиоклаза, а именно: основность плагиоклаза вверх по разрезу увеличивается (с. 98).

Изменчивость состава плагиоклаза по площади расслоенных пород установлена в массиве Большой Таскыл (Алтае-Саянская горная область), который сложен расслоенными габбро и сиенитами.

Оливин. В расслоенных породах оливин образует идиоморфные кристаллы, которые, судя по многим признакам, выделялись при кристаллизации магмы первыми. В некоторых расслоенных породах наряду с крупными идиоморфными отмечаются мелкие кристаллы, иногда заключенные в кристаллы ортопироксена и обнаруживающие одинаковую оптическую ориентировку, что свидетельствует о частичном растворении и резорбции магмой ранних выделений оливина (Гурулев, 1965). В троктолитах массива Стиллуотер наблюдаются амебоидальные выделения оливина (McCallum et al., 1980). В оливине пикритов расслоенной дайки Сьюисниш (Шотландия) отмечены своеобразные сферические структуры, сложенные клинопироксеном и реже плагиоклазом (Parslow, 1976).

Состав оливина по разрезу расслоенных серий в одних интрузиях претерпевает изменения, в других — нет.

В целом ряде расслоенных интрузивов (Скаергаард, Бушвельд, Иокон-Довырен и др.) по разрезу расслоенных серий железистость оливина повышается (см. рис. 11). Однако характер изменения железистости материала в разных массивах не имеет общей закономерности и относится к сиенит-габбровой формации (Кривенко и др., 1980). В той части массива, где преобладают оливиновые, керсутитовые и нормальные габбро и где выражена расслоенность от лейкократовых пород типа анортозитов до меланократовых типа рудных плагиоперидотита, границы пород с плагиоклазом разного состава оказались секущими по отношению к слоистости и трахитоидности габброидов (рис. 28). На основании подобного распределения плагиоклаза по площади массива А.П. Кривенко с соавторами делают вывод о том, что не только состав плагиоклаза, но и состав расслоенных пород изменяется по их простиранию.

Своеобразно распределяется плагиоклаз различной основности в базит-гипербазитовых интрузиях Ловноозерского района (Кольский полуостров), которые, как отмечалось выше, характеризуются обратным, "перевернутым" соотношением габброидов и гипербазитов. Общих закономерностей в распределении плагиоклаза в габброидах и перекрывающих их гипербазитах не установлено. В одних массивах состав плагиоклаза в тех и других породах одинаков (массив Юнгес), в других — плагиоклаз большей основности характерен для габбро-норитов (Южный Юнгес), в третьих — основность минерала повышается в направлении от габбро-норитов к плагиовестеритам (Суэйнлагаш). В вестеритах плагиоклаз большей частью представлен лабрадором, реже — битовнитом. В габброидах две трети плагиоклаза относятся к битовниту и лишь одна треть — к лабрадору, однако именно здесь наблюдается наибольший разброс по составу — от андезина № 45 до битовнита № 82. В.В. Борисова (1981), из работы которой взяты эти сведения, считает плагиоклаз первично-магматическим минералом, претерпевшим частичную перекристаллизацию в процессе регионального метаморфизма, который и обусловил якобы незакономерное изменение его состава в породах. Так, в нижней части разреза Скаергаарда состав оливина изменяется от Fa_{33} до Fa_{41} , в верхней — от Fa_{40} до Fa_{100} (Уэйджер, Браун, 1970). В базальной зоне Бушвельда развит почти чистый

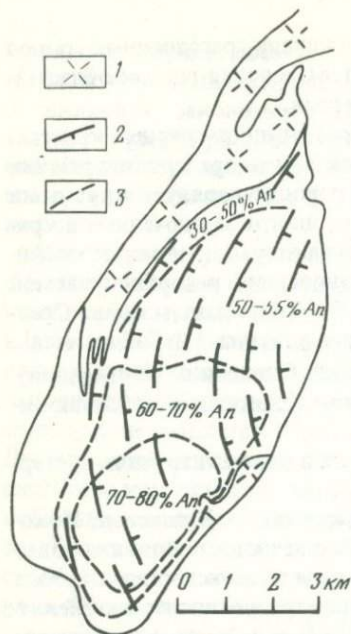


Рис. 28. Распределение плагиоклаза различной основности в массиве Б. Таскыл (Кривенко и др., 1980)

1 — граниты; 2 — залегание расслоенности и трахитоидности; 3 — границы зон с плагиоклазом различной основности

форстерит (Fa_{5-70}), а в верхах расслоенной серии состав оливина приближается к чистому фаялиту (Уиллемз, 1973а). В Иоко-Довыренском массиве оливин по составу меняется от Fa_{12} до Fa_{20} (Мионов и др., 1980), т.е. его железистость остается относительно невысокой и диапазон ее изменения невелик. В траптовых интрузиях Сибирской платформы состав оливина изменяется, повышается железистость, в самых различных вариациях, что связывается с составом исходной магмы (Виленский, 1967).

Следует отметить, что в некоторых массивах, где установлено изменение

состава оливина по стратиграфической вертикали, в отдельных зонах расслоенной серии состав минерала остается стабильным. Так, в Бушвельде нижняя зона расслоенной серии в восточной части интрузива расчленена на четыре подзоны: базальную, нижнюю бронзититовую, гарцбургитовую и верхнюю бронзититовую, по разрезу которых содержание форстеритовой молекулы в оливине остается постоянным (Cameron, 1978).

Наряду с этим есть расслоенные массивы, в которых железистость оливина вверх по разрезу расслоенных пород уменьшается. Прежде всего следует назвать Рамский расслоенный массив, в котором железистость оливина уменьшается по разрезу довольно незначительно — в восточной части в пределах Fa_{16-14} , в западной — от Fa_{18} до $Fa_{14,5}$ (Уэйнджер, Браун, 1970), т.е. оливин в массиве является маложелезистым, несмотря на повышенную меланократовость расслоенных пород.

Слабое и не всегда постепенное уменьшение железистости оливина фиксируется в массиве Стиллуотер (в его расслоенных габброидах). В нижней части зоны габброидов отмечен оливин с 29% фаялита, а вверху этой же зоны — с 25% фаялита. В средней зоне в оливинсодержащих породах происходят значительные и незакономерные колебания железистости минерала — от 26 до 37% фаялита; колебания отмечаются здесь даже в соседствующих слоях. В основании верхней зоны расслоенных пород оливин содержит 27% фаялитовой молекулы (McCallum et al., 1980).

В массиве Осередок в низах разреза железистость оливина максимальная (25–55%), в средней зоне она уменьшается до 20–45%, а вверху разреза еще меньше — 25–35% (Поляков и др., 1974). Подобное распределение в массиве оливина различной железистости отметил также Д.М. Самсонов (1975), подчеркнувший, что это явление не отвечает условиям кристаллизационно-гравитационной дифференциации магмы.

В Патынском массиве наиболее высокие содержания оливина наблюдаются в верхней зоне расслоенной серии, где он более сосредоточен в низах зоны. Вообще для массива характерна приуроченность оливина к лейкократовым разновидностям габбро. Породы с оливином наименьшей железистости развиты в основании верхней зоны. Как вниз по разрезу, в нижней зоне, так и вверх железистость оливина возрастает. Вместе с тем устанавливается асимметрия в распределении оливина разного состава: в породах одного стратиграфического горизонта железистость оливина возрастает при приближении его к контактам массива (Орлов, 1975).

В Кизирском габбро-анортозитовом массиве наиболее железистые оливины развиты преимущественно в нижней и верхней частях расслоенной серии. Проявление оливинов повышенной железистости внизу разреза объясняется близостью контакта массива с вмещающими породами (Орлов, 1975).

Трапповые интрузии Сибирской платформы обычно характеризуются увеличением железистости оливина вверх по разрезу. При этом для интрузий разного состава присущи различные диапазоны вариаций железистости минерала. Так, в интрузиях щелочноземельной ветви содержание фаялита в оливине изменяется снизу вверх от 14–15 до 35%, в интрузиях щелочной ветви — от 35–50 до 75%, в нерасслоенных интрузиях — от 30 до 55% (Виленский, 1967).

Повышение железистости оливина вверх по разрезу установлено также в траппах юга Сибирской платформы (Феокистов и др., 1975). Оно считается вполне закономерным, несмотря на то что в отдельных горизонтах трапповых тел отмечаются колебания железистости минерала в большую или меньшую сторону. Вариации состава оливина по разрезам сравниваются с таковыми в Скаергарде, хотя логически сравнения не оправданы, так как в последнем состав оливина изменяется в его нижней части по одной схеме, в верхней — по другой.

Интересные закономерности в распределении оливина разной железистости выявлены в трапповом силле Делакхари (Деккан, Индия), имеющем мощность 200 м и сложенном долеритами, петрографический состав которых тождествен оливиновому толеиту (Sen, 1980). В силле, кроме нижней и верхней эндоконтактовых зон, выделяются три зоны: богатая оливином, центральная и верхняя, различающиеся количественными соотношениями оливина, плагиоклаза, авгита и пижонита, окислов железа и титана, кварца, щелочного полевого шпата, апатита. По отношению Fe/Mg оливин в каждой зоне претерпевает большие изменения. В эндоконтактовых зонах железистость минерала колеблется в диапазоне 33–65%, что на 15% выше, чем в среднем траппе Деккана. В богатой оливином, центральной и верхней зонах центральной части силла железистость оливина соответственно равна 24–54%, 40–63 и 50–95%, т.е. в среднем (поскольку составы оливина в зонах перекрываются) железистость минерала повышается к верхам разреза.

Вместе с изменением железистости минерала меняются морфологические особенности его кристаллов. Магнезиальные оливины, развитые в богатой оливином и центральной зонах, представлены крупными идиоморфными кристаллами, а железистые — скелетными. Отмечая непрерывное выделение оливина из магмы, сформировавшей силл Делакхари, Сен

считает тем не менее возможным объяснить вариации состава оливина по разрезу силла фазовым внедрением магмы.

Пироксены. В расслоенных сериях обнаруживаются значительные вариации состава пироксенов. Хотя пироксены по кристаллохимическим особенностям и способны к включению посторонних примесей, уподобляясь в этом отношении "корзине для петрологического мусора" (Куковский, 1979), вариации в составе их в расслоенных породах, надо думать, объясняются теми же причинами, что и вариации состава других минералов.

В Скаергаарде отмечается постепенное изменение состава авгита снизу вверх по разрезу от $\text{Ca}_{12} \text{Mg}_{48} \text{Fe}_{10}$ до $\text{Ca}_{47,5} \text{Mg}_{0,4} \text{Fe}_{57,1}$ с постепенным замещением в минерале магния кальцием и железом (Уэйджер, Браун, 1970). Аналогичная картина наблюдается в разрезе интрузии Джимберлана (Campbell, Berley, 1974). В этом массиве в бронзититах, лежащих на оливиновых породах, клинопироксен является маложелезистым, но по разрезу его железистость постепенно увеличивается. Еще более резко она возрастает в основании габбровой зоны, лежащей выше бронзититов, однако к верхам зоны она увеличивается все-таки ненамного и только в самых верхах зоны снижается.

Сложнее дело обстоит с железистостью клинопироксена в лополите Садбери (Naldrett et al., 1970). На Северном участке лополита состав авгита в самых низах фельзического норита незначительно изменяется, но выше по разрезу, в верхней половине разреза фельзического норита, в богатом окислами габбро и в микропегматите железистость его постепенно увеличивается. Иная картина устанавливается в разрезах Южного участка. В норите, обогащенном кварцем, железистость авгита не изменяется, а в вышерасположенном саутрэйнджском норите она несколько снижается, либо оставаясь далее постоянной по разрезу этого норита (разрез Блезард), либо понижаясь (разрез Норт-Стар). Таким образом, для лополита Садбери нельзя наметить какой-либо единой закономерности в эволюции моноклинных пироксенов по разрезам расслоенных пород. В разных участках лополита железистость авгита претерпевает различные вариации. Нельзя не признать, что эти вариации находят аналогию в вариациях петрографического состава пород по латерали.

В Патынском габбро-анортозитовом массиве авгит различной железистости распределяется так же, как оливин различной железистости. Наименее железистые авгиты здесь характерны для низов верхней зоны расслоенных пород, их железистость возрастает как вниз, так и вверх по разрезу. Вместе с возрастанием содержания закисного железа в авгитах увеличивается содержание титана, алюминия, марганца (Орлов, 1975).

Есть интрузии, в которых железистость клинопироксена снизу вверх по разрезу возрастает, однако плавное изменение состава минерала нарушается на границах петрографических зон. Наиболее ярко, по-видимому, это выражено в интрузии Джимберлана (Campbell, Borley, 1974). На контакте бронзититовой и габброидной зон железистость клинопироксена несколько ниже, чем в близлежащих породах той и другой зоны. Кроме того, на этом контакте в клинопироксене резко возрастает содержание алюминия, хрома, титана.

В интрузии Норильск — I установлено, что состав клинопироксена, особенно по содержанию Fe, Mg и Ca, не меняется по разрезу (Генкин и

др., 1970), что противоречит взглядам о фракционировании магмы и накоплении Fe в поздних ее дифференциатах. Позднее было показано, что в разрезах интрузий Норильск-1 и Талнах составы клинопироксена и плагиоклаза изменяются по величинам отношений $(Ca+Na+K)/Al$ и Si/Al (Рябов, 1974). Исследования минералов на микрозонде в Талнахском, Мантуровском и Имангдинском интрузивных массивах подтвердили слабые вариации железистости клино- и ортопироксенов по разрезам. В то же время они обнаружили, что состав клинопироксенов увязывается с общим составом магматических пород: авгиты наименьшей железистости характерны для пикритовых, такситовых и оливинсодержащих габбро-долеритов; железистые авгиты развиты в габбро и габбро-диоритах, тяготеющих к кровле силлов; авгиты из кварцсодержащих габбро-долеритов более глиноземисты и с более высоким содержанием волластонитовой молекулы. Установлено, что в вышеназванных интрузиях пироксены характеризуются закономерными вариациями железистости, глиноземистости, щелочности. Они по вариациям состава сравнимы с пироксенами расслоенных массивов типа Садбери, но отличаются от пироксенов массивов типа Скаергаарда и Бушвельда (Дистлер и др., 1976).

Основной лейтмотив работ, рассматривающих железистость клинопироксенов трапповых интрузий Норильского района, сводится, как ни странно, к поискам различий в составе минерала по разрезам расслоенных пород с целью объяснить этим дифференциацию магмы. Такой подход, к сожалению, зачастую маскирует истинное положение, заключающееся в том, что вариации железистости клинопироксена не остаются постоянными даже в пределах одного интрузивного тела: они то ослабевают, нивелируясь полностью, то возрастают и становятся заметными. Вероятно, подобное может выявиться и в других расслоенных интрузиях.

Ромбический пироксен в породах расслоенных интрузий представлен двумя разновидностями — первичным, выделившимся из расплава на ранних этапах протокристаллизации, и инверсионным, образовавшимся за счет распада пикронита. В некоторых интрузиях кристаллы ромбического пироксена зональны. Крупные кристаллы ромбического пироксена часто включают идиоморфные кристаллы оливина, образуя пойкилитовую структуру, весьма характерную для магматических расслоенных пород.

Состав ортопироксена в расслоенных сериях изменяется совершенно аналогично составу клинопироксена. В таких расслоенных интрузиях, как Скаергаард, Бушвельд, Джимберлана, его железистость возрастает вверх по разрезу. Однако и здесь наблюдаются исключения. Так, по разрезу базальной зоны Бушвельда железистость ортопироксена практически остается постоянной, имея слабо выраженную тенденцию даже к снижению в верхах зоны (Самегон, 1978).

В Садбери железистость ортопироксена, как и клинопироксена на Северном участке, возрастает по разрезу, а на Южном — проявляется различно — в кварцевом норите она не изменяется, в саутрэйнджском норите либо снижается, либо остается постоянной.

В Талнахской трапповой интрузии наименее железистые ортопироксены характерны для средней части разреза (пикритовые габбро-долериты). Ниже и выше по разрезу железистость ортопироксена возрастает (Золотухин и др., 1975).

Принято считать, что составы сосуществующих минералов из пород расслоенных интрузий отражают эволюцию (дифференциацию, фракционирование) магмы. Они привлекаются для определения температур и давлений среды образования горных пород. Подобные подходы вполне были бы оправданы, если только устанавливались бы строгие закономерности в изменении составов минералов. К сожалению, такие закономерности не проявляются, в чем можно убедиться как по вариациям состава породообразующих минералов, о чем речь шла выше, так и по вариациям в диапазонах изменения составов сосуществующих минералов.

Оливин – плагиоклаз. Эта пара минералов из пород расслоенных интрузий рассмотрена впервые Л. Уэйджером и Г. Брауном (1970) на примере расслоенной серии Скаергаарда. Они установили полную корреляцию в изменении состава плагиоклаза и оливина, вместе с тем отметив некоторые отклонения от правильной зависимости, которые, по их мнению, имеют важное значение.

В.С. Соболев (Заварицкий, Соболев, 1961) отметил, что в сибирских траппах состав оливина изменяется быстрее состава плагиоклаза и что подобное явление наблюдается в некоторых расслоенных интрузиях (Скаергаард), будучи типичным для магматических комплексов платформ. В интрузиях складчатых областей намечается иная тенденция: быстрее происходит изменение состава плагиоклаза, нежели железистости фемических минералов.

Более быстрое изменение железистости оливина, нежели основности плагиоклаза, действительно наблюдается в ряде расслоенных интрузий (рис. 29). Хотя эта тенденция и выдерживается, тем не менее различия в диапазонах изменения железистости оливина и основности плагиоклаза весьма существенны. В одних интрузиях железистость оливина невысока, в то время как плагиоклаз, ассоциирующий с оливином, имеет высокую основность, в других, особенно в Скаергаарде, Бушвельде, железистость оливина достигает максимальных значений при сосуществующем плагиоклазе сравнительно пониженной основности. Различен и диапазон изменения минералов в интрузиях. В этом отношении выделяется Скаергаард, где наиболее широк диапазон изменения составов оливина и плагиоклаза. Он еще более значителен в габбро-сиенитовой интрузии Инч (Шотландия). Кроме того, есть интрузии, в которых изменения железистости оливина и основности плагиоклаза очень незначительны. К тому же в ряде интрузий отмечаются сложные незакономерные колебания состава оливина и плагиоклаза, в связи с чем приходится намечать определенные области, в пределах которых изменяется состав минералов. Для одних интрузий эти области узки, для других – расширены, однако важно то, что они не совпадают, что свидетельствует о широком спектре колебаний состава оливина и плагиоклаза.

Ф.П. Леснов и Э.Л. Прудовский (1976), рассмотревшие составы породообразующих минералов в базит-гипербазитовых интрузиях Западного Забайкалья, по сравнительно небольшому числу сосуществующих пар оливин–плагиоклаз из пород Маринкина и Чайского массивов отметили отсутствие функциональной связи между составами этих минералов.

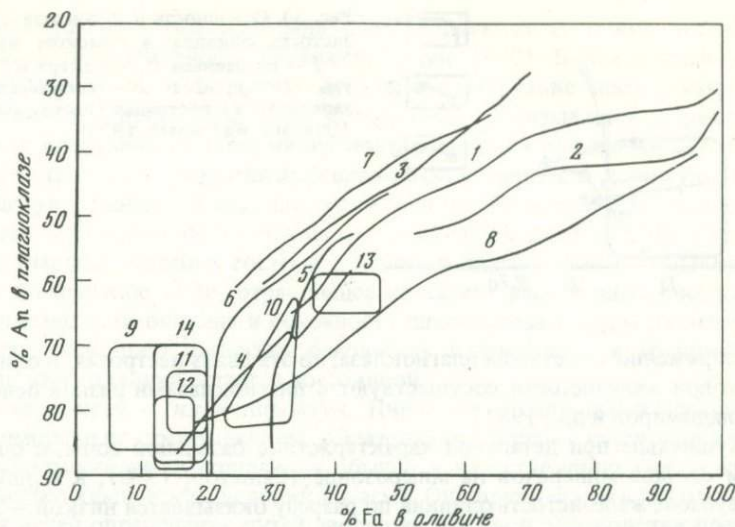


Рис. 29. Изменение основности плагиоклаза и железистости оливина в расслоенных сериях различных массивов

1 - Скаергаард; 2 - Бушвелд; 3 - Киглапейт; 4 - Куиллин (Уэйджер, Браун, 1970); 5 - Булкинский; 6 - Патынский; 7 - Кизирский (Поляков и др., 1974); 8 - Инч; 9 - Стиллуотер; 10 - Кэйп-Эдвард-Холм; 11 - Белхелви; 12 - Рамский; 13 - Дулут (Уэйджер, Браун, 1970); 14 - Иокко-Довырен

Значительные вариации в соотношениях железистости оливина и основности плагиоклаза установлены в расслоенных интрузиях Алтае-Саяна. Так, взаимосвязь составов оливина и плагиоклаза не отличается строгостью в расслоенных породах Патынского и Кизирского массивов. В Патынском массиве с плагиоклазом № 50 сосуществует оливин с 35–50% фаялитовой молекулы, с плагиоклазом № 60 – оливин с содержанием 23–40% фаялита, с плагиоклазом № 70 – оливин с 23–35% фаялита. В интервале битовнита в породах массива (а также в габброидах Булкинского интрузива) вообще отсутствует функциональная зависимость между основностью плагиоклаза и железистостью оливина (Орлов, 1975). В Кизирском массиве с гялосидеритом ассоциирует плагиоклаз от андезина №36 до лабрадора № 62. При этом замечено, что в меланократовых породах выражена тенденция к ассоциации железистого оливина со сравнительно основным плагиоклазом, в лейкократовых породах, наоборот, – тенденция к ассоциации менее железистого оливина со сравнительно кислым плагиоклазом. В массиве Осередок хотя и устанавливается корреляция между составами оливина и плагиоклаза, но она не является "жесткой", так как в породах, содержащих плагиоклаз одинакового состава, железистость оливина меняется в широких пределах (Поляков и др., 1974). Нарушения функциональной зависимости между составами сосуществующих оливина и плагиоклаза Д.М. Орлов объясняет по-разному: то предположительно выделением из магмы избыточного плагиоклаза, то тем, что "кристаллизационная дифференциация была не единственным процессом, определившим пестроту состава пород" (с. 76).

В Максутском габброидном плутоне (Казахстан) состав оливина меня-

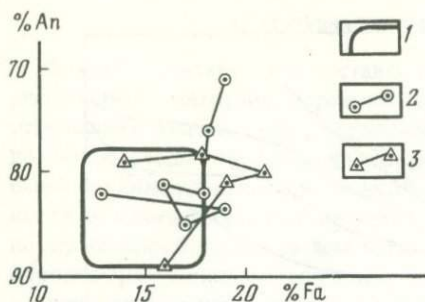


Рис. 30. Основность плагиоклаза и железистость оливина в Рамском массиве
 1 — по данным Л. Уэйджера и Г. Брауна (1970); 2 и 3 — соответственно западная и восточная части массива (Dunham, Wadsworth, 1978)

ется сопряженно с составом плагиоклаза, но эта связь нестрогая, и оливины одинаковой железистости сосуществуют с плагиоклазами разной основности (Владимиров и др., 1981).

В Бушвелде при детальной характеристике базальной зоны, с определением состава минералов на микрозонде (Cameron, 1978), в гарцбургитовой субзоне железистость оливина по разрезу оказывается низкой — 3–5% фаялитовой молекулы, в то время как состав ассоциирующего плагиоклаза изменяется от № 30 до № 52 (см. рис. 11), причем незакономерно по разрезу.

В Рамском массиве при детальной характеристике ритмов в его разных частях обнаруживается несколько более широкое колебание железистости оливина и основности плагиоклаза (Dunham, Wadsworth, 1978), чем это устанавливалось по оптическим данным с контролем редкими химическими анализами (Уэйджер, Браун, 1970). При этом составы минералов изменяются незакономерно (рис. 30). Отсутствует единый порядок выделения минералов по разрезу ритмов: в западной части массива в основании ритма выделяются кислый битовнит и оливин с железистостью около 20%, в восточной — основной битовнит и оливин с железистостью 16%.

Незакономерно изменяются составы плагиоклаза и оливина в массиве Кэйп-Эдвард-Холм (Гренландия), причем здесь слои с повышенной основностью плагиоклаза или железистостью оливина сменяются слоями, в которых эти показатели понижаются. К тому же для расслоенных пород массива характерно сосуществование зональных кристаллов плагиоклаза (иногда с обратной зональностью) с оливином разной железистости (Уэйджер, Браун, 1970).

В массиве Стиллуотер проанализированы составы оливина и плагиоклаза в оливинсодержащих породах средней зоны расслоенной серии габброидов. В пачке расслоенных пород мощностью около 800 м сделано 13 измерений состава сосуществующих пар минералов. При этом устанавливается незакономерное сочетание оливина и плагиоклаза различного состава. Снизу вверх по разрезу сосуществуют минералы такого состава (соответственно содержание фаялита в оливине и анортита в плагиоклазе, %): 31–78, 26–77, 31–77, 26–75, 28–80, 26–78, 26–77, 26–76, 36–76, 29–75, 31–77, 28–76, 27–76 (McCallum et al., 1980).

Незакономерные колебания в составе оливина и плагиоклаза характерны для тонкорасслоенных пород Дулутского габбро-анортозитового массива (США), причем диапазоны колебаний составов того и другого минерала

остаются узкими; оба минерала характеризуются средними значениями железистости и основности (Уэйджер, Браун, 1970). Более детально составы оливина и плагиоклаза в Дулутском интрузиве проанализированы Уайбленом и Мореем (Weiblen, Morey, 1980). Оказывается, в различных участках интрузива составы минералов изменяются по-разному. Только на двух участках из восьми они проявляют закономерность, похожую на скаергаардскую, однако здесь, по сравнению со Скаергаардом, плагиоклаз является несколько более основным — от № 50 до № 80. На остальных шести участках массива составы оливина и плагиоклаза укладываются в узкое компактное поле, отражающее незначительность диапазона изменения железистости оливина и основности плагиоклаза, причем на отдельных участках несколько понижена основность плагиоклаза, в то время как железистость оливина остается постоянной.

Ортопироксен — клинопироксен. Пироксен в силу своей способности к полиморфным превращениям, образованию твердых растворов и включению примесей рассматриваются обычно в качестве индикаторов изменения физико-химических условий в магме. Они привлекались и привлекаются для целей определения путей эволюции магмы и обоснования представлений о ее фракционировании.

Эволюцию состава пироксенов подробно рассмотрел А.М. Виленский (1967) не только в трапповых интрузиях Сибирской платформы, но и в ряде расслоенных интрузивов других регионов (Скаергаард, Ред Хилл, Бушвельд, Стиллоутер). Пироксены подразделяются на четыре типа: первичный ортопироксен, образующийся в результате реакций между оливином и расплавом; инверсионный вторичный ортопироксен по пижониту; богатые Са авгиты (более 25%) и, наконец, бедные Са титанавгиты. В зависимости от развития тех или иных пироксенов расслоенные интрузии подразделяются на четыре типа: полипироксеновые — развиты все разновидности пироксенов (интрузии Норильск I, Нижний I, Стиллоутер, Скаергаард, Ред-Хилл), трехпироксеновые — развиты авгит, титанавгит и инверсионный ортопироксен (интрузии Второй Порог, Нижний II, Верхне-Горбиачинская), двухпироксеновые — развиты первичный ортопироксен и авгит (интрузии Нижне-Томбинская, Велингма, Аламджахская — западный комплекс, Анакитская), однопироксеновые — развит только авгит (интрузии Вавукан, Улахон, Вава, траппы Тунгусского бассейна, Холомалахская, Аламджахская — восточный комплекс, траппы Подкаменной Тунгуски). Каждый тип интрузий подразделяется на магнезиальный и железистый подтипы (в однопироксеновом типе также безоливиновый подтип). Подобная классификация расслоенных интрузий, конечно, недостаточна, поскольку она учитывает только количественные соотношения между пироксенами и не принимает во внимание состава пироксенов по разрезам расслоенных пород, не говоря уже о том, что при этом игнорируются составы и эволюция других типоморфных минералов — оливина, плагиоклаза. Но и эта классификация выявляет ряд особенностей расслоенных интрузивов, свидетельствующих о нарушениях в "закономерностях" намеченных путей дифференциации базальтовой магмы. В частности, А.М. Виленский (1967) подметил, что нельзя проводить аналогию в образовании таких интрузий, как Скаергаард и Аламджахская, что у Норильской интрузии много общего со Скаергаардом в том плане, что при боль-

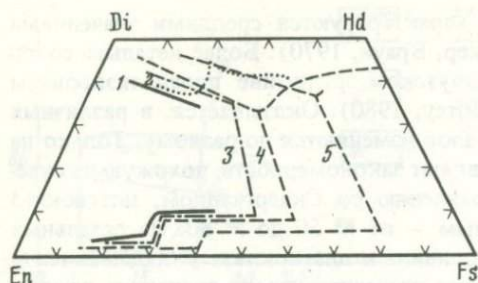


Рис. 31. Эволюция состава пироксенов (Campbell, Borley, 1974)

1 — Джимберлана; 2 — Садбери; 3 — Скаергаард; 4 — Бушвельд; 5 — Бьеркрем-Сонгдал

ших различиях в химическом составе пород близким является соотношение между разновидностями пироксенов.

В ряде расслоенных интрузий как ромбические, так и моноклинные пироксены закономерно изменяют свои составы по разрезам расслоенных серий, о чем говорилось выше. Именно эти интрузии, в первую очередь Скаергаард, Бушвельд, Садбери, рассматриваются по эволюции химизма пироксенов в качестве примеров фракционирования магмы. Однако если обратиться к анализу сосуществующих пироксенов в этом типе интрузий, то можно видеть широкие вариации их составов. Моноклинные пироксены изменяют состав от диопсида до геденбергита, ромбические — от почти чистого энстатита до гиперстена с содержанием ферросилитовой молекулы не меньше 20%. Эволюция состава пироксенов в расслоенных интрузиях привлекается для доказательства фракционирования магмы и показывается обычно на диаграмме $Fs-En-Di-Ne$ или $Ca-Mg-Fe$. Наиболее полно такая диаграмма представлена в работе Кампбелла и Борлей (Campbell, Borley, 1974). На ней изображены составы пироксенов следующих интрузий: Джимберлана, Садбери, Скаергаард, Бушвельд, Бьеркрем-Сонгдал (рис. 31). Диаграмма показывает, во-первых, различия в составах пироксенов из различных интрузий, во-вторых, различные диапазоны изменения состава пироксенов, хотя следовало бы ожидать почти полного сходства состава минералов из-за близости состава магмы, и, в-третьих, почти полное "заполнение" области возможных вариаций состава минералов. Различия в эволюции химизма пироксенов, на примере Скаергаарда и Бушвельда, отмечали Л.Уэйджер и Г. Браун (1970) и обращали внимание на различное положение на диаграмме $Ca-Mg-Fe$ начальных и конечных точек кривых, а также на различную форму этих кривых (с. 388).

В интрузиях с постепенно меняющейся по разрезу железистостью пироксенов существуют на отдельных участках нарушения общего "закономерного" хода изменения состава минералов. Примером этого может быть Бушвельд. Даже по данным немногочисленных измерений состава минералов, приходящихся на значительный по мощности разрез, устанавливаются отклонения в ходе изменения состава пироксенов. Так, при характеристике скрытой расслоенности восточной части массива Л. Уэйджер и Г. Браун (1970) указывают в средней части критической зоны несколько более железистые ортопироксен и клинопироксен, нежели в самых верхах этой зоны, хотя к верхам разреза железистость того и другого возрастает. Такие же отклонения в составе пироксенов отмечаются в разрезе расслоенных пород массива в районе Бетал (Buchanan, 1979). Так, в основании I зоны

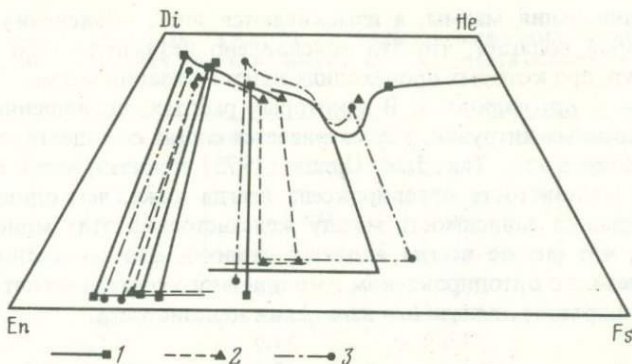


Рис. 32. Эволюция состава пироксенов различных частей Бушвельдского лополита (Buchanan, 1979)

1 — восточная часть лополита; 2 — западная часть; 3 — район Бетал

железистость орто- и клинопироксена значительно выше, чем в нижележащей базальной зоне и в вышележащих расслоенных породах. Пироксены аналогичной железистости устанавливаются почти в самых верхах расслоенной серии.

Необычные колебания железистости пироксенов объясняются изменениями в магме летучести кислорода. Отклонения в ходе изменения состава пироксенов по разрезу в Бушвельде фиксировались также на контакте критической зоны с главной и в верхах главной зоны.

Различия в вариациях состава пироксенов устанавливаются также в отдельных интрузиях, в их различных частях. Пироксены из восточной и западной частей Бушвельда (Buchanan, 1979) значительно различаются по составу (рис. 32). Так, отношение Mg/Fe в сосуществующих минералах восточной части лополита значительно выше, чем в западной. Пироксены из района Бетал ближе стоят к пироксенам восточной части лополита, хотя здесь возрастание Mg/Fe более характерно для моноклиновых пироксенов, нежели для ромбических. Ранее высказывалось мнение, что расхождение в значениях Mg/Fe пироксенов обусловлено понижением температуры солидус, что вызывает формирование более магнезиальных пироксенов. Однако Буханан склонен связывать это с различиями в давлении и температуре, при которых кристаллизовалась магма.

В некоторых интрузиях устанавливается различный порядок изменения состава орто- и клинопироксена по разрезу. Так, в интрузии Кивакка железистость ортопироксена постепенно увеличивается снизу вверх, а железистость авгита в базальной зоне более высока, чем в перекрывающих ее породах, хотя выше по разрезу она начинает возрастать (Лавров, 1979).

Составы пироксенов из расслоенных серий тех интрузий, где диапазон изменения состава минералов невелик, занимают на диаграмме $Ca-Mg-Fe$ узкие области, например пироксены из расслоенных пород интрузии Кивакка (Лавров, 1979) или из пород Талнахской трапповой интрузии (Золотухин и др., 1975), и, естественно, совпадают с составами некоторых пироксенов из интрузий с широким диапазоном изменения состава минералов. Для объяснения близости составов пироксенов уже не привлекается идея

фракционирования магмы, а ищутся иные объяснения. Например, М.М. Лавров полагает, что это обусловлено незначительным интервалом температур, при которых происходила кристаллизация магмы.

Оливин — ортопироксен. В некоторых работах, посвященных петрологии расслоенных интрузий, рассматривается состав сосуществующих оливина и ортопироксена. Так, Д.М. Орлов (1975) показал, что в Булкинской интрузии железистость ортопироксена всегда ниже, чем оливина. И хотя устанавливается зависимость между железистостью этих минералов, окзывается, что она не всегда является строгой. Это выражено в том, что в парагенезисе с ортопироксеном того или иного состава может встречаться оливин с широким диапазоном изменения железистости.

КСЕНОГЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ

В породах расслоенных интрузий наблюдаются реликтовые минералы, имеющие ксеногенное происхождение. Они остаются либо от замещаемых пород, либо от ксенолитов, преобразованных в раннемагматическую стадию. Присутствие их в магматических породах обусловлено закономерным процессом физико-химической дезинтеграции боковых пород в магме.

Реликтовые минералы характерны для магматических пород самых разных по составу интрузий. В породах Чайского габбро-перидотитового массива в виде реликтовых, ксеногенных минералов отмечались кварц, апатит, в медно-никелевых рудах этого же массива — молибденит (Гурулев, Самбуев, 1967), пентландит, пирротин и магнетит — в совместных агрегатах (Трунева и др., 1979). Ксеногенное происхождение породообразующих минералов доказывается для пород базит-гипербазитовых интрузий ряда регионов (Агафонов и др., 1978; Пинус и др., 1979; Велинский, 1979).

Ксеногенные минералы установлены также в интрузиях иного состава. В гранитоидах в качестве ксеногенных, остающихся от ксенолитов боковых пород при их механической дезинтеграции магмой, фиксируются следующие минералы: апатит, циркон, кварц, кислый плагиоклаз, биотит, калиевый полевой шпат, магнетит, ставролит, кордиерит и др. (Борисов, 1963). В чарнокитоподобных гранитоидах Зайсанской складчатой области (Ермолов и др., 1979) реликтовые (ксеногенные) минералы установлены в породах как вулканического ритма, так и плутонического. В последних, в частности, в числе ксеногенных фиксируются оливин, орто- и клинопироксен, гранат. В гранитах рапакиви, входящих на Восточно-Европейской платформе в единую формацию с анортозитами (Биркис, 1980), устанавливается унаследованная от анортозитов минеральная ассоциация, занимающая второстепенное положение и представленная плагиоклазом андезин-лабрадорного состава, оливином, клинопироксеном, ортопироксеном, ильменитом.

Кратко рассмотрим особенности ксеногенных минералов, характерных для основных расслоенных интрузий.

Оливин. В базит-гипербазитовых интрузиях, для которых характерны ксеногенные тела гипербазитов, габброизация приводит к формированию магматических пород ультраосновного и основного состава, имеющих вторичное происхождение. В этих породах комплекс породообразующих

Таблица 36

Средний химический состав (в вес. %) первичных и вторичных оливинов в базит-гипербазитовых интрузиях Корякско-Камчатской складчатой области (Велинский, 1979)

Оксид	Первичный		Вторичный		
	1 (n = 9)	2 (n = 13)	1 (n = 6)	2 (n = 7)	
SiO ₂	40,71	41,09	41,15	40,54	
TiO ₂	0,03	0,03	0,10	0,12	
Al ₂ O ₃	0,10	0,14	0,27	0,54	
Fe ₂ O ₃	Не обн.	0,72	Не обн.	Не обн.	
FeO	7,85	7,84	9,50	11,25	
MnO	0,09	0,10	0,16	0,18	
MgO	49,91	49,28	45,93	43,78	
CaO	Не обн.	Не обн.	1,82	2,48	
Na ₂ O	0,03	0,03	0,06	0,13	
K ₂ O	0,03	0,05	0,04	0,06	
Cr ₂ O ₃	0,05	0,05	0,03	0,11	
P ₂ O ₅	0,04	0,06	0,14	0,16	
NiO	0,25	0,39	0,13	0,09	
CoO	0,02	0,02	0,01	0,02	
H ₂ O	0,35	0,30	0,40	0,45	
П.п.п.	0,87	0,92	1,79	1,93	
<u>Fe</u>					
Fe + Mg	100%	8,14	9,01	10,39	12,43
<u>Ca</u>					
Ca + Mg	100%	—	—	2,70	3,78

Примечание: 1 — оливин из дунитов, 2 — оливин из перидотитов.

минералов формируется в результате наследования и преобразования ксеногенных пород. Некоторые минералы (оливин, орто- и клинопироксен) при этом сохраняются от ксенолитов. Оливин в рассматриваемых интрузиях образуется либо в результате процессов десерпентинизации (Гурулев, Самбуев, 1967; Леснов, 1972; Агафонов и др., 1978), либо в результате диффузионного преобразования оливина первичных (ксеногенных) пород (Велинский, 1979). В последнем случае оливин выступает как минерал реликтовый.

Первичный оливин в породах базит-гипербазитовых интрузий Корякско-Камчатской складчатой области (Велинский, 1979) встречается в дунитах и перидотитах, залегающих в виде ксенолитов в габброидах. Для него характерна изометрическая форма зерен. Он обычно рассечен сеткой прожилков лизардита. Зерна его sdвойникованы. По составу он определяется форстеритом с содержанием в среднем от 6 до 9% фаялита (табл. 36).

Вторичный оливин представлен двумя разновидностями — высокомагнезиальным форстеритом с содержанием от 3 до 5% фаялита и хризолитом с содержанием 12–15% фаялита. Рысокомагнезиальный форстерит образу-

ется за счет дегидратации серпентина. Хризолит в породах развивается совместно с первичным оливином, обнаруживая признаки вновь образованного минерала.

Различия между первичными и вторичными оливинами доказываются химическими анализами (см. табл. 36), причем в хризолите обнаруживается присутствие таких элементов, как кальций, алюминий, титан, щелочи, фосфор, не характерных для оливинов. Хризолит отличается и по параметрам кристаллической решетки.

Сонахождение во вторичных дунитах и перидотитах первичного и вторичного оливинов предопределяет широкие пределы колебаний состава оливина этих пород. К сожалению, В.В. Велинский (1979) не оценивает количественное содержание в породах первичного оливина, остающегося в качестве реликтового (ксеногенного) минерала от замещаемых первичных гипербазитов.

Ксеногенные оливины интрузий Корякско-Камчатской складчатой области отличаются от магматических также низкой железистостью (рис. 33), хотя поля составов тех и других частично перекрываются. Такими же отличительными признаками характеризуются оливины ксенолитов и магматических пород других интрузий. Наиболее контрастны по железистости оливины ксенолитов и габбро-долеритов Талнаха, причем для оливинов габбро-долеритов характерна среда с повышенной общей щелочностью.

Ортопироксен. По тем же признакам, что и оливин, в интрузиях Корякско-Камчатской складчатой области выделяются первичный и вторичный ортопироксены. В интрузиях ортопироксены встречаются в дунитах, пироксенитах, перидотитах и габбро (Велинский, 1979).

Первичные ортопироксены характерны для перидотитов. Они представлены энстатитом с содержанием ферросилитового компонента от 3 до 9%.

Вторичные ортопироксены встречаются в дунитах и пироксенитах. Их железистость варьирует в широких пределах — от энстатитов с 5% ферросилита до бронзитов с 18% ферросилита, хотя в целом преобладают бронзиты со средним содержанием ферросилита около 12%. Вторичные ортопироксены отличаются от первичных морфологически, а также вхождением в кристаллическую решетку минерала алюминия в шестерной координации.

Клинопироксен. Реликтовые клинопироксены, сосуществующие с интертеллурическими клинопироксенами, распространены довольно широко. Они отмечены в Йоко-Довырене, в трапповых интрузиях Сибирской платформы, в интрузиях Корякско-Камчатской складчатой области.

В верхней части дунит-перидотитового горизонта Йоко-Довыренского массива наблюдаются разновидности дунитов и перидотитов, содержащие бутылочно-зеленый клинопироксен, ассоциирующий с буровато-черным клинопироксеном. Бутылочно-зеленый клинопироксен развит как отдельно в перидотитовых слоях в виде равномерных вкраплений, так и в подобных же слоях вокруг ксенолитов авгитов, сложенных таким же зеленым авгитом. Составы этих пироксенов близки (табл. 37). Их железистость низка и сравнима с железистостью диопсидов из ксенолитов диопсидитов, развитых в краевых частях массива. Они по этому параметру заметно отличаются от клинопироксенов расслоенных пород и пород эндоконтактной

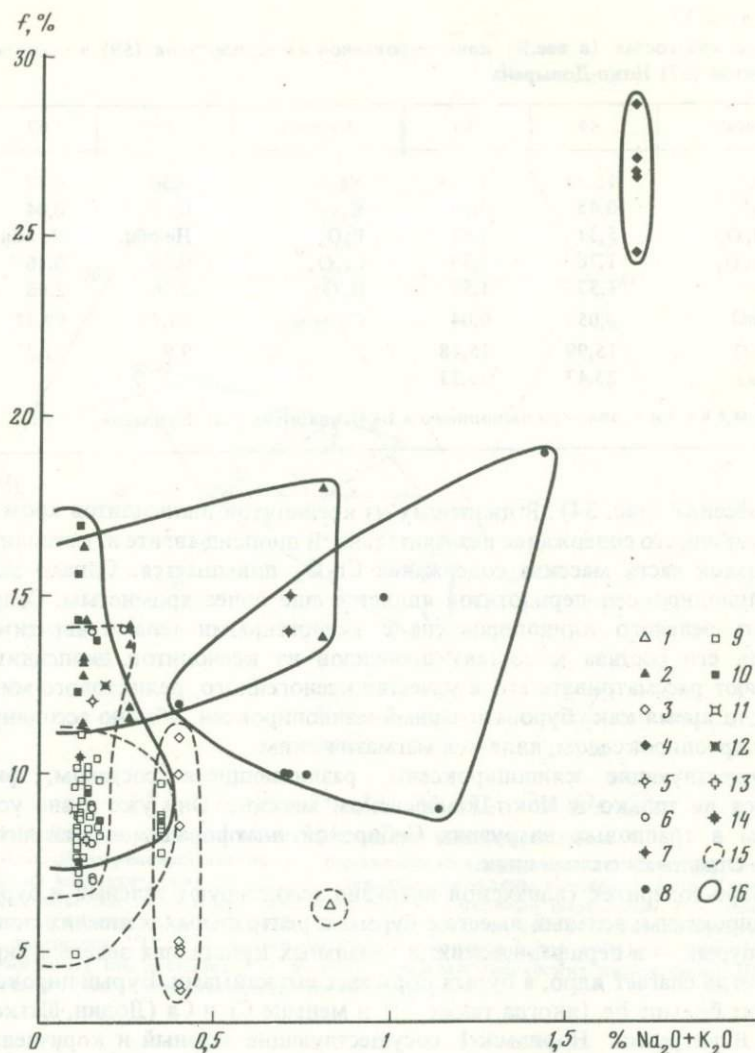


Рис. 33. Диаграмма железистость оливинов – щелочность пород

Июко-Довыренский массив: 1 – оливин шпинель-форстеритовых скарнов; 2 – оливин оливинитов и дунитов. Талнахский интрузив (Зотов, 1979): 3 – оливин шпинель-форстеритовых скарнов; 4 – оливин габбро-долеритов, заключающих ксенолиты скарнов. Чайский массив (Леснов, 1972): 5 – оливин ксеногенных дунитов, по оптическим данным; 6 – то же, по данным химического анализа; 7 – оливин перидотитов, по оптическим данным; 8 – то же, по данным химического анализа. Интрузии Корякско-Камчатской складчатой области (Велинский, 1979); 9 – первичные оливины; 10 – вторичные оливины; средние составы: 11 – первичных оливинов перидотитов, 12 – вторичных оливинов перидотитов, 13 – первичных оливинов дунитов, 14 – вторичных оливинов дунитов; 15 – поле составов оливинов ксеногенных и из ксенолитов; 16 – поле составов магматических оливинов

Таблица 37

Химический состав (в вес.%) клинопироксенов из перидотитов (59) и ксенолита авгитов (67) Иоко-Довырена

Окисел	59	67	Окисел	59	67
SiO ₂	46,91	47,43	Na ₂ O	0,30	0,17
TiO ₂	0,45	0,59	K ₂ O	0,02	0,04
Al ₂ O ₃	5,31	5,81	P ₂ O ₅	Не обн.	Не обн.
Fe ₂ O ₃	1,76	2,39	Cr ₂ O ₃	0,58	0,26
FeO	1,57	1,57	H ₂ O ⁺	3,36	2,66
MnO	0,05	0,04	С у м м а	99,73	99,47
MgO	15,99	15,18	f	9,9	12,2
CaO	23,43	23,33			

Примечание: анализы выполнены в БГИ, аналитик Г.И. Булдаева.

зоны массива (рис. 34). В диопсидах из ксенолитов диопсидитов хром отсутствует или его содержание незначительно. В диопсид-авгите из ксенолитов центральной части массива содержание Cr₂O₃ повышается. Однако зеленый клинопироксен перидотитов является еще более хромистым. Спряженность зеленого клинопироксена с ксеногенными телами авгитов, близость его состава к составу диопсидов из ксенолитов диопсидитов позволяют рассматривать его в качестве ксеногенного, реликтового минерала, в то время как буровато-черный клинопироксен, обычно ассоциирующийся с ортопироксеном, является магматическим.

Сосуществующие клинопироксены, различающиеся составом, фиксируются не только в Иоко-Довыренском массиве. Они уже давно установлены в трапповых интрузиях Сибирской платформы, залегающих в песчано-сланцевых отложениях.

В габбро-долеритах Талнахской интрузии ассоциируют зеленый и бурый клинопироксены: зеленый вместе с бурым в центральных и нижних зонах силла, бурый — в периферических. В зональных кристаллах зеленый пироксен всегда слагает ядро, а бурый обрастает его каймами. Бурый пироксен содержит больше Fe (иногда также Ti) и меньше Cr и Ca (Додин, Шатков, 1971). В интрузии Норильск-1 сосуществующие зеленый и коричневый клинопироксены различаются цветом, показателями преломления, содержанием Fe и Cr — в коричневых больше FeO и меньше, в 5–7 раз, Cr (Генкин и др., 1970). И.Я. Некрасов и Н.С. Горбачев (1978) указывают, что в интрузиях норильского типа клинопироксен является бурым или зеленым, при этом они отмечают приуроченность зеленого пироксена к породам такситового горизонта, его повышенную хромистость и пониженную железистость по сравнению с бурым пироксеном (в зеленом содержится 0,5–0,7 вес.% Cr₂O₃ и 3–5% FeO, в буром соответственно 0,1 и 7–9%), хотя по составу других породообразующих окислов обе разновидности клинопироксена близки между собой.

В последнее время сосуществующие клинопироксены подробно изучены в габбро-долеритах Мантуровской и Накохозовской трапповых интрузий, расположенных в Имангдинском рудном узле (Золотухин, Щедрин,

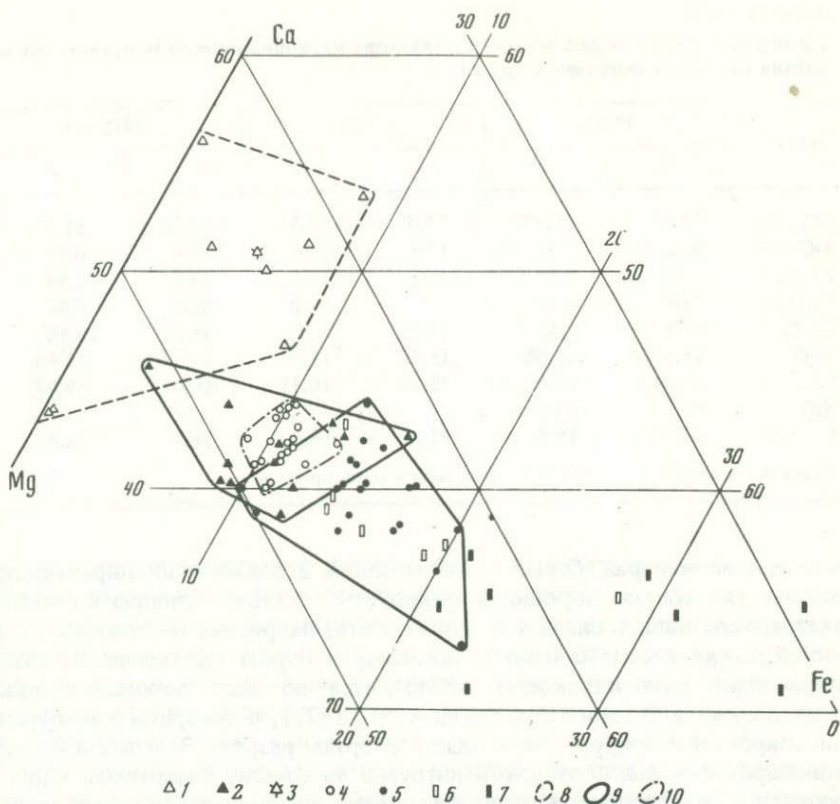


Рис. 34. Диаграмма составов сосуществующих клинопироксенов

Иоко-Довыренский массив: 1 – пироксены из ксенолитов диопсидитов; 2 – пироксены из магматических пород; 3 – зеленые пироксены из перидотитов. Галнахский, Накохозовский и Мантуровский массивы: 4 – зеленые пироксены, 5 – темные пироксены (Додин, Шатков, 1971; Золотухин, Щедрин, 1977). Толстомысовский ситл: 6 – пироксены "1", 7 – пироксены "2" (Феоктистов и др., 1975), 8 – поле составов ксеногенных пироксенов; 9 – поле составов магматических пироксенов; 10 – поле составов зеленых пироксенов трапповых интрузий

1977; Золотухин и др., 1977). Интрузии имеют форму пологих залежей, косо-секущих вмещающие глинисто-карбонатные отложения среднего девона. В интрузиях, особенно в их верхних частях, вскрыты ксенолиты роговиков и скарнов. В габбро-долеритах обеих интрузий обнаружены зеленая и бурая разновидности клинопироксена, состав которых наиболее изучен в габбро-долеритах Мантуровской интрузии. Зеленый клинопироксен здесь содержит больше Cr (десять доли %) и меньше Fe и Ti. Общая железистость зеленых пироксенов колеблется в пределах 15–22%, в то время как коричневых – в пределах 23–35% (табл. 38). Наиболее максимальные содержания Ca характерны для зеленых пироксенов. Обе разновидности клинопироксена различаются также по величинам отношений $Si/(Al-Ti)$, $Si/(Al-Cr)$, $Si/(Al-Cr)/Ti$. Интересно отметить тот факт, что зеленый пироксен в породах Мантуровской интрузии определяется как

Таблица 38

Химический состав (в вес. %) сосуществующих клинопироксенов Мантуровской интрузии (по В.В. Золотухину и др., 1977)

Оксид	39/212		39/221		39/234,5	
	1	2	1	2	1	2
SiO ₂	52,52	51,97	52,05	51,51	51,20	51,37
TiO ₂	0,55	0,41	1,08	0,34	0,70	0,51
Al ₂ O ₃	1,22	2,54	1,95	1,75	1,64	2,54
Cr ₂ O ₃	0,09	0,92	—	0,60	0,09	0,74
Fe ₂ O ₃	8,78	6,55	14,65	6,28	9,27	6,50
MgO	15,89	15,80	15,30	15,98	16,14	16,40
CaO	19,04	20,11	15,46	20,33	18,09	19,93
NiO	0,05	0,01	—	—	—	—
f	23,7	18,8	35,0	18,0	24,3	18,4

Примечание: 1 — бурый, 2 — зеленый клинопироксен.

более ранний минерал, бурый — как поздний. Зеленый клинопироксен по особенностям состава хорошо коррелирует с составом оливина и ортопироксена, чего нельзя сказать о буром, хотя, например, содержание Cr в ортопироксене весьма близко к таковому в буром пироксене. Зеленые (хромистые) клинопироксены наблюдаются во всех породах разреза Мантуровской интрузии (Золотухин и др., 1977), в то время как бурые клинопироксены приурочены к низам и верхам разреза. Зеленый и бурый клинопироксены Накохозовской интрузии по составу аналогичны клинопироксенам Мантуровской интрузии, однако здесь диапазон общей железистости минералов несколько уже — для зеленого 19–20%, для бурого 24–33% (Золотухин, Щедрин, 1977).

Сосуществующие клинопироксены, различающиеся составом, отмечены также в трапповых интрузиях юга Сибирской платформы. Так, в Толстомысовском силле клинопироксены были подразделены на две фракции по удельному весу: легкие светлоокрашенные и тяжелые темноокрашенные, буроватые (Феоктистов и др., 1975). Легкие и светлые клинопироксены, приуроченные к низам силла, содержат больше Mg и Ca и меньше Fe, чем тяжелые буроватые. В легких пироксенах отмечены повышенные содержания Cr₂O₃, NiO по сравнению с тяжелыми. В последних, однако, повышено содержание TiO₂ и CoO. Легкие пироксены отличаются также некоторыми особенностями кристаллической решетки: в них параметр *b*, характеризующий зависимость кристаллической решетки от состава минералов, по значению меньше, чем у тяжелых буроватых пироксенов.

Петрогенетическое значение сосуществующих клинопироксенов трапповых интрузий, различающихся составом и имеющих одинаковые характеристики (зеленые — хромистые, темные — железистые и титанистые), широко не обсуждалось. Лишь В.В. Золотухин с соавторами (1977) определенно полагают, что составы клинопироксенов обусловлены процессами кристаллизационной дифференциации магмы. Однако с этим утверждением трудно согласиться, ибо невозможно представить, каким образом из одно-

	39/287		39/290		39/293	
	1	2	1	2	1	2
	51,74	53,37	51,41	50,40	50,90	52,83
	0,69	0,53	1,02	0,45	0,91	0,45
	1,67	2,81	1,64	2,37	1,34	1,52
	0,09	0,88	—	0,76	—	0,69
	8,53	6,43	10,20	6,95	12,39	7,05
	15,89	16,87	15,00	15,68	14,88	16,98
	19,30	19,88	17,94	19,94	16,91	19,52
	0,05	—	0,04	—	—	—
	23,1	17,5	27,6	19,9	31,7	18,8

го и того же магматического расплава могли выделяться минералы одного вида, но столь существенно различающиеся составом.

Сосуществование в магматических породах разновидностей минерала объясняется, на наш взгляд, тем, что одна разновидность является ксеногенной, а другая, обычно более железистая, — магматической. Присутствие в породах зеленых маложелезистых диопсид-авгитов обусловлено незавершенностью процессов взаимодействия магмы с боковыми породами.

В целях проверки предположения о ксеногенном происхождении одного из сосуществующих в породах клинопироксенов (зеленого хромистого) нами предпринято сравнение их составов с составом клинопироксенов из метасоматических пород. Зеленый клинопироксен из перидотитов Июко-Довыренского массива на диаграмме Fe—Mg—Ca попадает в поле пироксенов из ксенолитов (см. рис. 34). В то же время составы пироксенов расслоенных и эндоконтактных пород этого же массива сдвинуты несколько в направлении повышения магнезиальности.

Такое же сравнение можно провести в отношении клинопироксенов из сибирских траппов. Например, в работе И.А. Зотова (1979) приведены составы клинопироксенов из метасоматитов Талнаха. Оказывается, что клинопироксены метасоматических роговиков, образованных по песчаноглинистым породам, обладают высокой железистостью (28–33%); у них железистость даже выше, чем у пироксенов пикритовых габбро-долеритов (18–19%), контактирующих с роговиками. Только в монтичеллитовых магнезиальных скарнах, образованных по карбонатным породам, присутствуют клинопироксены с низкой железистостью (3,42%); клинопироксены контактирующих со скарнами габбро-долеритов имеют высокую железистость (28–29%). Эти данные, на наш взгляд, подтверждают, во-первых, ксеногенную природу зеленого клинопироксена и, во-вторых, говорят о возможном апокарбонатном образовании зеленого клинопироксена. Если допустить о ксеногенности зеленого клинопироксена справедливо, то темный клинопироксен следует определять как магматический. Об этом

Т а б л и ц а 39

Средний химический состав (в вес. %) клинопироксенов из различных пород базит-гипербазитовых интрузий Корякско-Камчатской складчатой области (Велинский, 1979)

Окисел	1 n = 4	2 n = 10	3 n = 8	4 n = 9	5 n = 5
SiO ₂	51,16	51,40	50,53	50,70	51,34
TiO ₂	0,13	0,24	0,40	0,08	0,39
Al ₂ O ₃	2,54	3,53	2,37	2,40	3,99
Fe ₂ O ₃	0,38	1,14	0,86	1,17	1,43
FeO	2,86	2,89	3,75	1,95	3,13
MnO	0,05	0,10	0,11	0,09	0,11
MgO	19,69	17,22	18,92	19,72	16,22
CaO	20,92	22,45	21,52	19,93	12,76
Na ₂ O	0,35	0,41	0,35	0,39	0,65
K ₂ O	0,02	0,03	0,03	0,06	0,01
Cr ₂ O ₃	0,79	0,40	0,25	0,85	0,59
P ₂ O ₅	0,06	0,06	0,02	0,12	0,03
NiO	He обн	He обн.	0,03	0,05	0,02
CoO	0,03	Сл.	0,01	0,07	0,01
П.п.п	1,40	0,95	1,60	1,85	—
H ₂ O ⁻	0,60	0,30	0,35	0,24	—
$\frac{Fe}{Fe + Mg}$ 100%	8,31	11,17	12,63	7,85	12,57
$\frac{Ca}{Ca + Mg}$ 100%	43,39	49,23	43,55	42,66	48,93

П р и м е ч а н и е: 1 — пироксеносодержащие дуниты, 2 — пироксениты, 3 — верлиты, 4 — лерцолиты, 5 — габбро (пирогмагматические).

свидетельствуют нарастание его на кристаллы зеленого и поздняя кристаллизация.

Первичные и вторичные клинопироксены установлены в породах базит-гипербазитовых интрузий Корякско-Камчатской складчатой области (Велинский, 1979).

Первичные клинопироксены характерны для дунитов, залегающих в ксенотитах. Они обычно резко ксеноморфны по отношению к другим породообразующим минералам. Железистость их низка.

Вторичные клинопироксены наблюдаются в перидотитах и пироксенитах, причем здесь резко отличаются по составу клинопироксены лерцолитов от клинопироксенов верлитов и пироксенитов (табл. 39). В лерцолитах клинопироксен представлен двумя морфологическими разновидностями: идиоморфными кристаллами, степень идиоморфизма которых сопоставима с идиоморфизмом ортопироксенов, и крупными зернами неправильной формы с "заливами" и отростками, облекающими кристаллы оливина и ортопироксена. В последнем случае породы приобретают пойкилитовую структуру, что скорее всего свидетельствует о магматической природе второй разновидности клинопироксена, в то время как первая разно-

видность является реликтовой, ксеногенной. В перцолитах клинопироксены имеют невысокую железистость, в них повышено содержание серебра.

Клинопироксены верлитов и пироксенитов отличаются повышенными концентрациями TiO_2 , FeO и CaO , что определяет их высокую железистость и известковистость, а также сказывается на параметрах кристаллической решетки. В них повышено содержание галлия, ванадия, циркония, свинца, иттрия, иттербия.

Следует отметить, что клинопироксен из габбро, которые В.В. Велинским рассматриваются как парамагматические, по составу аналогичен клинопироксенам верлитов и пироксенитов (см. табл. 26).

Говоря о сосуществующих клинопироксенах в магматических породах, нельзя не отметить, что две группы клинопироксенов, состав которых сильно варьирует, установлены в габброидах, содержащихся в виде обломков в лунном грунте (Свешникова и др., 1980).

В связи с этим же вопросом следует указать на сообщения о пироксенах разного состава в шлакоситаллах, которые получают при специальном отжиге шлаков. Как сообщают Т.Н. Кешишян в соавт. (1975), в шлакоситалле фиксируются два пироксена: диопсид и клиноэнстатит. Оба пироксена находятся в тесном срастании, образуя подобие полисинтетических двойников. Кроме пироксенов, в шлакоситалле обнаруживаются две шпинели: хромовая красно-бурого цвета и магнетит черного цвета. Исследователи не высказывают суждений относительно последовательности образования пироксенов, но в отношении шпинели определенно говорят, что одна ее разновидность присутствует первоначально в стекле, другая образуется при термической обработке шлака. Данный пример указывает на возможность существования минералов одного вида с несколько различающимся составом в широком температурном поле.

Кварц. Этот минерал характерен для группы кварцсодержащих габбро, заключающих обычно ксенолиты песчаников и сланцев. Ксеногенное происхождение кварца в этих габбро признается многими исследователями.

Кварцсодержащие габбро, включающие ксенолиты песчаников и сланцев, обычно бедны щелочами и содержат повышенные количества глинозема, тем самым намечаются переходы к габбро-анортозитам. При изучении зон перехода от ксенолитов кварц-роговообманковых сланцев к кварцсодержащим габбро в Чайском массиве (Гурулев, Самбуев, 1967) фиксировались постепенные изменения минералов ксенолита: кристаллизация плагиоклаза по сосюриту, роговой обманки по хлориту, регенерация метаморфогенной роговой обманки. При этом кварц претерпевает рекристаллизацию: его зерна укрупняются. В габбро, заместившем сланец, фиксировались также линзовидные обособления кварца явно реликтового генезиса. Скорее всего, реликтовыми являются также ксеноморфные зерна кварца (рис. 35), часто встречающиеся в габброидах. В связи с этим следует заметить, что в гранитах, несущих явные признаки замещения осадочных пород, кварц характеризуется значительными вариациями объемного веса (Анфимов, 1977), что противоречит представлению о кристаллизации всего кварца только из магмы.

О том, что кварц при замещении претерпевает не только перекристаллизацию, но и переплавление, свидетельствуют результаты изучения ксеногенных кварцевых включений (содержащих молибденит) в кварцсодер-



Рис. 35. Ксеноморфные зерна кварца (белое) в роговообманковых габбро. Чайский массив. Николи+

жащих габбро Чайского массива (Гурулев, Самбуев, 1967). Возле включений ксенолитов в габбро отмечаются относительно крупные кристаллы зонального плагиоклаза и кварца, содержащие вросстки идиоморфных кристаллов роговой обманки. Подобная пойкилитовая структура габбро свидетельствует, несомненно, о переплавлении кварцевых ксенолитов и о последующей кристаллизации кварца из гибридного расплава.

НАСЛЕДСТВЕННЫЕ ЧЕРТЫ МИНЕРАЛОВ

Породообразующие минералы пород расслоенных интрузий часто наследуют черты и свойства минералов тех пород, которые подвергаются замещению, или минералов, формирующихся в раннемагматическую стадию. Они в известной мере являются полигенными или гетерогенными, как это отмечает В.В. Велинский (1979) для вторичных минералов метасоматических пород базит-гипербазитовых интрузий Корякско-Камчатской складчатой области.

Вопрос о наследственных чертах минералов является новым, поскольку ранее описывались лишь отдельные примеры наследования черт замещенных минералов, а значение принципа наследования в кристаллогенезе со всей полнотой показано только в 1981 г. А.П. Хомяковым и Н.П. Юшкиным. Тем более он нов для породообразующих минералов магматических пород, хотя иногда в петрологических работах подчеркивается унаследованность общих особенностей минерального состава одних магматических пород от других, более ранних по времени внедрения (Биркис, 1980).

А.П. Хомяков и Н.П. Юшкин (1981) полагают, что наследственность является универсальным свойством кристаллических систем и что наследование характерно для всех кристаллогенетических процессов. "В цепи последовательной смены поколений кристаллов каждое последующее поколение наследует определенные признаки кристаллов предыдущего поколения" (с. 1231). С позиций кристаллогенетического наследования

предшествующие ("предки") и новообразованные ("потомки") кристаллы можно сопоставлять и различать по двум признакам: 1) конституционному подобию (родству) и 2) относительному времени существования (по пространственно-временному отношению). По первому признаку выделяются: конституционно аналогичные (1а), подобные (1б), чужеродные (1в) кристаллы. По второму признаку выделяются: кристаллы, сосуществующие с растущими и не изменяющиеся в процессе роста (2а); кристаллы, сосуществующие с растущими и изменяющиеся или уничтожающиеся в результате роста новообразованных (2б); существовавшие ранее кристаллы, полностью исчезнувшие к моменту зарождения новообразованных (2в). Генетические связи новообразованных кристаллов с предшествующими подразделены на четыре типа: а) нарастание новообразованного кристалла на предшествующий, б) замещение новообразованным кристаллом предшествующего, в) превращение исходного кристалла в новообразованный, г) переход из одного кристаллического состояния в другое через относительно долгоживущие некристаллические состояния — раствор, расплав, пар и др. Наследственная информация в кристаллах может быть сведена к четырем типам: а) вещественной (наследование химического состава, включая все типы примесных компонентов); б) структурной (наследование структурного типа организации вещества, включая дефектность структур и другие особенности реальных кристаллов), в) морфологической (наследование внешней формы, анатомических особенностей, элементов внутренней и внешней симметрии); г) качественной (наследование физических и химических свойств кристаллов, окраски, особенностей люминесценции, механических свойств и т.д.). Наиболее полно наследственная информация сохраняется в конституционно-аналогичных кристаллических "потомках".

В породах расслоенных интрузий признаки наследственной информации выражены, на наш взгляд, достаточно полно. Укажем несколько примеров этого, полагая, что целенаправленные исследования могут в последующем значительно дополнить эти примеры.

В базит-гипербазитовых интрузиях, где габброизации подвержены ультрабазиты, новообразование оливина происходит либо путем регенерации его за счет дегидратации серпентина, либо путем замещения (перекристаллизации) оливина ультрабазитов. В первом случае, как это показал В.В. Велинский (1979), образуются высокомагнезиальные оливины, что подтверждено и проведенным этим же исследователем экспериментом. Суть эксперимента заключалась в следующем. Кусочки чистого серпентина, заключенные в порошок из габбро-норита, подвергались нагреванию. При этом установлено, что первые кристаллы оливина появляются уже при температуре 900°С. Во втором случае, когда во вновь образованных породах сохраняются реликты первичного оливина, ассоциирующие с вновь образованными кристаллами этого же минерала, новообразованный оливин наследует полностью конституцию первичного оливина, однако состав его претерпевает некоторые изменения. Так, в породах Наранского массива (МНР) резко понижается железистость вторичных оливинов, в них меньше становится никеля, кальция, но повышается содержание марганца (Агафонов и др., 1978; Пинус и др., 1979). В породах интрузий Корякско-Камчатской складчатой области вторичные

оливины, представленные субкальциевыми хризолитами, отличаются от первичных оливинов замещаемых пород повышенной железистостью, с которой коррелирует кальциевость минерала, причем, кроме кальция, в нем присутствуют алюминий, щелочи, титан и фосфор, не характерные обычно для оливинов (Велинский, 1979). Степень замещения (перекристаллизации) первичных оливинов весьма неодинакова в разных участках замещаемых пород, что подчеркивается неравномерным распределением хризолита, разными количественными соотношениями его с первичным оливином пониженной железистости.

В Июко-Довыренском массиве оливин из дунитов и оливинитов, вероятно, образуется в результате перекристаллизации оливина шпинель-форстеритовых метасоматических пород. Его железистость при этом, как уже отмечалось, возрастает.

Наследственную информацию в расслоенных породах несут также ортопироксены и клинопироксены. Для тех и других отмечено, во-первых, сосуществование первичных (реликтовых) и новообразованных генераций. В Талнахской трапповой интрузии установлено, что клинопироксены ранней генерации (зеленые) обрастают каймами новообразованного буровато-черного клинопироксена (Лодин, Шатков, 1971). Как в сибирских траппах, так и в перидотитах Июко-Довырена зеленые клинопироксены ранней генерации являются хромистыми, в то время как бурые и черные клинопироксены поздней генерации железистые. В связи с этим нельзя не обратить внимание на то, что зональные клинопироксены из пород оливин-базальтовой, щелочно-базальтоидной и трапповой формаций изменяют свой состав по одной схеме: ядра зональных кристаллов более хромистые, в то время как в каймах кристаллов возрастает железистость и, соответственно, падает хромистость (Рябов, 1978).

Следует сказать о том, что реликтовый (ксеногенный) зеленый клинопироксен в перидотитах Июко-Довырена наследует конституцию от клинопироксена диопсидитов раннемагматической стадии, залегающих в виде ксенолитов. В то же время он отличается повышенной хромистостью, что, видимо, связано с диффузионным привнесом хрома из замещающего расплава.

В расслоенных породах черты унаследованности отмечаются в плагиоклазах, особенно в плагиоклазах габбро-анортозитов, залегающих в гранитоидах или сохраниющих их ксенолиты. В таких габбро-анортозитах плагиоклазы отличаются прежде необычной окраской: сиреневой, сиренево-фиолетовой, розовой, буровато-красной, коричневой, иногда серой и темно-серой. Такие же плагиоклазы отмечаются в габбро-норитах, замещающих кварцсодержащие песчаники.

Окрашенные плагиоклазы довольно широко распространены в расслоенных интрузиях. Они отмечаются в Садбери (Naldrett et al., 1970), а также в Каларском и Джугджурском анортозитовых массивах. Темно-серые с красноватым оттенком плагиоклазы характерны для пород основных интрузий Кольского полуострова, где они развиты в интрузиях, прорывающих гнейсы кольской серии нижнего протерозоя, и неизвестны в интрузиях, прорывающих среднепротерозойские осадочно-вулканогенные толщи (Федотов, Федотова, 1979). Плагиоклазы основных пород Кольского полуострова "запылены" тонким веществом и рассматриваются как "замутненные".

В окрашенных плагиоклазах из пород северобайкальских интрузивов часто наблюдаются реликтовые участки белого цвета, сложенные тонким пелитовым материалом, в массе которого появляются окристаллизованные зерна эпидота. Подобные же включения эпидота отмечаются в плагиоклазах из пород лополита Садбери; они местами, особенно в зоне верхнего габбро и в микропегматите, переполняют кристаллы минерала, придавая им замутненный вид (Naldrett et al., 1970). Однако включения в плагиоклазах могут быть и иного состава. В плагиоклазах из основных пород Кольского полуострова они представлены выделениями магнетита (Федотов, Федотова, 1979), в плагиоклазах из габбро-анортозитов анортозит-рапакивигранитной формации — титаномagnetитом, магнетитом, гематитом (Анортозит-рапакивигранитная формация. . . , 1978).

Окрашенные плагиоклазы формируются в результате замещения гранитоидных пород. На первых этапах замещения сохраняются еще сосюритизированные кислые плагиоклазы гранитоидов, о чем можно судить по составу такого плагиоклаза из пород Чайского массива (см. табл. 35, анализ 22756). Заметно отличаются от них сосюритизированные плагиоклазы из сосюритовых габбро — в них появляется закисное и окисное железо, повышается основность. Сиреневые плагиоклазы по данным химического состава и рентгенометрии относятся к типу "низких" плагиоклазов с упорядоченной структурой, к единой группе по щелочности (Леснов, Прудовский, 1976).

Относительно генезиса окрашенных плагиоклазов, включающих пелитоморфное вещество и лишь иногда кристаллические фазы, высказывались различные точки зрения. Так, пылевидное вещество считалось продуктом распада твердых растворов; высказывались также мнения о том, что запыленность плагиоклазов тонким веществом происходит под влиянием термального метаморфизма или под влиянием диффузии постороннего вещества (Федотов, Федотова, 1979). Современные исследователи объясняют замутненность окрашенных плагиоклазов выделением вещества из решетки минерала (Анортозит-рапакивигранитная формация. . . , 1978; Федотов, Федотова, 1979). Однако Налдретт с соавт. (Naldrett et al., 1970) замутненность и засоренность плагиоклазов из пород лополита Садбери связывают с влиянием гидротермальных процессов.

Глава 5

МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ КАК ПРОДУКТЫ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ МАГМЫ С БОКОВЫМИ ПОРОДАМИ

Взаимодействие магмы с боковыми породами оказывает глубокое влияние на состояние и состав самой магмы. Этим явлением можно объяснить экологию магматического процесса, если под этим понимать воздействие вмещающих пород не только на механизм внедрения магмы, но и на ее состояние и состав. Боковые породы оказывают воздействие и тогда, когда магма прошла начальные стадии развития магматического процесса, где еще температуры сравнительно незначительны, и тогда, когда формируются расплавы, сохраняющие структурные построения замещенных

боковых пород, и тогда, когда магматический расплав полностью гомогенизирован — и структурно, и химически. Влияние вмещающих пород сказывается также на составе постмагматических продуктов.

Влияние процессов взаимодействия магмы с боковыми породами на вещественный состав расслоенных интрузий до наших исследований рассматривалось в работах Сандберга (Sandberg, 1926) и Бильджона (Billjon, 1949). Оба исследователя работали в районе Бушвельдского лополита. Сандберг пришел к выводу о формировании основных магматических пород в результате замещения осадочных пород под влиянием гранитной магмы, внедрявшейся по способу диапира. Он, в частности, отмечал, что по доломитам преторийской серии образуются нориты, постепенно сменяющиеся гранитами. Позднее работавший Бильдзон обнаружил в краевой части лополита многочисленные фрагменты (ксенолиты) пород преторийской серии и установил структурные факты "упирания" магматических пород в осадочные. Он полагал, что вмещающая толща под влиянием газов-минерализаторов трансформировалась в магматические породы. Только по структурным признакам Бильдзон намечал двучленные комплексы магматических и осадочных пород, взаимосвязанных по происхождению. Так, он выделял следующие пары магматических и осадочных пород: а) магнетитовые пласты и известняки, б) нориты и кварциты, в) кварцевые нориты и кварциты, г) анортозиты и полевошпатовые роговики. Бильдзон отмечал также, что хромитовый и платиновый горизонты Бушвельда соответствуют известковым пластам преторийской свиты. Подобное сопоставление осадочных и магматических пород вызвало критику, потому что, за редким исключением (Бильдзон писал, например, о постепенном переходе кварцитов в фельзиты, а последних — в нориты), вещественные доказательства петрологической взаимозависимости магматических пород от состава замещаемых не раскрывались и не анализировались.

Характеристика ксенолитных ветвей в расслоенных массивах Северного Прибайкалья, приведенная выше, в значительной мере восполняет пробел по вещественному доказательству взаимодействия магмы с боковыми породами. Поэтому в данной главе будут рассмотрены текстурные особенности магматических пород, вопросы происхождения магматической расслоенности, особенности петрологии и геохимии магматических пород, указывающие на взаимодействие магмы с боковыми породами.

ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЧЕСКОЙ РАССЛОЕННОСТИ

Магматическая расслоенность — чередование слоев и пластов магматических пород. Этот признак является основным, выделяющим расслоенные интрузии из всего многообразия магматических образований. Вместе с тем именно происхождение чередования магматических слоев, составляющих в совокупности расслоенные серии, до сих пор не объяснено однозначно.

Отстаивая взгляд об унаследовании расслоенности от замещающихся пород и, следовательно, взгляд на нее как на копию, "проявляющуюся" в магматическом расплаве, мы обращаем внимание на определенную связь магматической расслоенности с проявлением и развитием в магматических породах ксенолитов боковых пород. Вещественные и структурные парал-

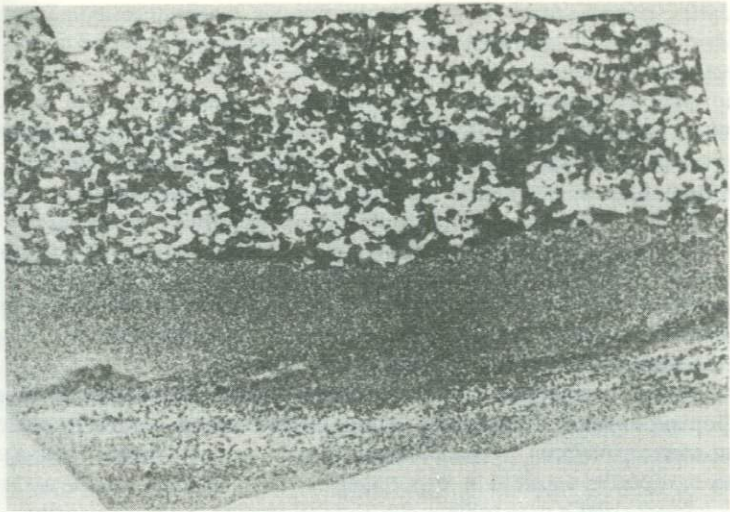


Рис. 36. Начальный этап габброизации боковых пород. Чайский массив

лели между боковыми и магматическими породами так глубоко, как нам представляется, ранее не рассматривались. Более того, в такой постановке, за редким исключением, вопрос и не формулировался.

Изучение текстурных особенностей магматической расслоенности показывает (Гурулев, 1965; Goode, 1976), что к характеристике магматической расслоенности вполне приложима терминология, применяемая при изучении осадочных пород. Более того, структурно-текстурные типы магматической расслоенности находят полное отображение в соответствующих типах, которые подвергаются магматическому замещению. Здесь речь идет не о том эмпирическом признаке сходства магматических расслоенных пород с породами осадочными, выявляющемся с "первого взгляда", а об отображении в магматических породах многочисленных особенностей структурно-текстурной матрицы замещаемых пород.

В расслоенных интрузивах мезоабиссальной и абиссальной глубинности формирования часто обнаруживаются мелкие сателлитные тела, сопровождающие главное интрузивное тело и образующие вместе с силлоподобными сателлитными ответвлениями от него, о которых речь шла выше, его структурную "бахрому". В таких телах отчетливо наблюдаются признаки замещения боковых пород, проявляющиеся в пятнистом характере развития новообразованных пород, в постепенности развития этих пород — от вкрапленников и мелких инъекций до неосом с их расплывчатыми контактами и границами (рис. 36). И не менее характерной особенностью этих тел является то, что в них проявляется магматическая расслоенность. Она выражена не четкими слоями, а полосами, обогащенными то светлым, то темным компонентом породы, и трахитоидностью. Полосчатость и трахитоидность пород находятся в полном согласии с полосчатостью и трахитоидностью замещающих пород. И происхождение их в таких мелких телах трудно объяснить иначе, как не унаследованностью, трансформацией от

замещаемых пород. Аналогичные структурные особенности наблюдаются в мелких зонах анортозитизации, сопровождающих габбро-анортозитовые интрузивы (Жданов, 1966; Мошкин и др., 1967).

Аналогичная сопряженность полосчатости и трахитоидности с соответствующими структурными элементами замещаемого субстрата фиксируется и на контактах сателлитных тел с ксенолитами, что наиболее ярко проявляется при замещении (габброизации) песчано-сланцевых пород. Отмечаются аналогичные явления и при замещении ортоамфиболитов. Так, в Бираканском массиве фиксировали зоны мелких тонких габбровых инъекций во вмещающий ортоамфиболит. Эти зоны сменяются обычно роговообманковыми и роговообманково-пироксеновыми габбро (с титаномagnetитом) с ксенолитами — реликтами ортоамфиболита, по-прежнему иссеченными гиббровыми инъекциями.

При изучении различных по геолого-структурному положению и глубинности формирования интрузивов ярко проявляются отличительные особенности магматической расслоенности. В общем виде можно сказать, что насколько хорошо слоиста и стратифицирована вмещающая толща, настолько же расслоен и стратифицирован залегающий в ней интрузив. В Северном Прибайкалье это видно при сравнительном изучении, с одной стороны, Иоко-Довыренского массива и, с другой, — интрузивов, залегающих в образованиях нижнего протерозоя.

В Иоко-Довыренском массиве, залегающем в слоистых осадочно-вулканогенных отложениях позднего докембрия, наиболее распространенным типом магматической расслоенности является тип горизонтальной параллельной слоистости. Значительно реже встречаются пачки магматических пород с косой расслоенностью. Такие же типы слоистости и в таком же количественном соотношении наблюдаются во вмещающей толще, о чем мы ранее (Гурулев, 1965) говорили достаточно подробно, приводя характеристику и магматических, и вмещающих пород.

В расслоенных массивах, залегающих в толщах нижнепротерозойских кристаллических сланцев и ортоамфиболитов, прорванных гипербазитами и гранитами, горизонтальная параллельная расслоенность тоже встречается часто, но она здесь имеет ряд характерных отличительных особенностей. Прежде всего обращает внимание то, что контакты магматических слоев здесь, в отличие от пород Иоко-Довырена, не отличаются резкостью, большей частью один слой постепенно переходит в другой. Другая особенность заключается в том, что в переслаивании часто участвуют мезо- и лейкократовые слои, причем последние имеют тенденцию к выклиниванию. Лейкократовые слои, судя по реликтам пород, являются образованиями, возникшими в результате замещения гранитных инъекций, пронизывавших либо кристаллические сланцы, либо ортоамфиболиты. Среди лейкократовых габбро встречаются разновидности, в которых слои намечаются не совсем отчетливо, не имея четких контактов с соседними. Вместе с тем в лейкократовых габбро фиксируются реликтовые (ксеногенные) участки, сложенные преимущественно сосюритизированным плагиоклазом. Форма этих участков разнообразна: неправильные по конфигурации блоки, полосовидные выделения, слои.

Все это является прямым, на наш взгляд, доказательством трансформированной природы магматической расслоенности.

В расслоенных сериях тонкая ритмичная слоистость иногда наблюдается в пачках, которые переслаиваются столь же мощными пластами массивных пород. Объяснение такого переслаивания вызывает затруднения с позиции гипотезы магматической кумуляции (McCallum et al., 1980), но вполне приемлемо с позиции гипотезы магматического замещения, поскольку в осадочных толщах часто встречаются ритмично-слоистые пачки, перемежающиеся с пластами осадочных пород, лишенными слоистости. Подобное сочетание расслоенных и нерасслоенных массивных магматических пород встречается не только вкрест простирания расслоенности, но и по ее простиранию. Вообще оказывается, что магматическая расслоенность никогда не выражена по всему объему интрузива. Более того, она развита участками, порою занимающими гораздо меньшие объемы и располагающимися в значительных полях нерасслоенных массивных пород. Пожалуй, впервые это было отмечено в Скаергаарде (Уэйджер, Браун, 1970), однако этому обстоятельству не уделялось и не уделяется особого внимания. Вместе с тем, если быть точными, надо признать, что мы имеем дело не с расслоенными, в строгом и абсолютном значении этого термина, интрузиями, а с расслоенно-массивными. Последнее подчеркивает ограниченный характер развития в интрузиях типично расслоенных пород.

Магматическая расслоенность исчезает при переходе расслоенных серий в эндоконтактные зоны. Это известно во многих интрузивах. Однако в данном случае речь идет о переходе расслоенных пород в массивные, нормально-кристаллические в пределах расслоенных серий.

Наличие участков массивных пород иногда объясняется допущением возможности условий застойности в магматическом расплаве (Уэйджер, Браун, 1970). Однако наблюдения за ксенолитами, в их соотношениях с магматическими породами, позволяют говорить о том, что расслоенность при трансформации имеет тенденцию к стиранию, уничтожению. Естественно, она быстрее стирается и растворяется в случае наиболее быстрого замещения боковых пород. К этому выводу можно прийти при изучении участков полосчатых габбро в Нюрндуханском массиве. Такие полосчатые участки, сохраняющие реликтовые прослои амфиболитов и гранитов, сменяются массивными габбро не только вкрест простирания полосчатости, но и по ее простиранию.

В расслоенных сериях нередко встречаются пачки, сложенные косо-слоистыми магматическими породами. Такие породы отмечены в Скаергаарде, в расслоенных интрузиях Восточного Саяна (рис. 37). В Июко-Довыренском массиве косо-слоистые оливиновые габбро и троктолиты наблюдаются в самых низах троктолитового горизонта, перекрывающего дунит-перидотитовый горизонт. Они фиксируют, на наш взгляд, структурное несогласие, существовавшее в основании песчано-сланцевого горизонта ондокской свиты, перекрывавшего горизонт карбонатных пород.

В расслоенных сериях иногда фиксируются структурные несогласия между соседствующими пачками магматических пород. Наиболее полно и впечатляюще подобные несогласия проявлены, на наш взгляд, в расслоенной серии Бушвельда. Здесь, в горизонте Меренского, фиксируются "рытвины" и "кочки". "Рытвины" — блюдцеобразные прогибы, "кочки" — куполообразные поднятия горизонта (рифа) Меренского. Они

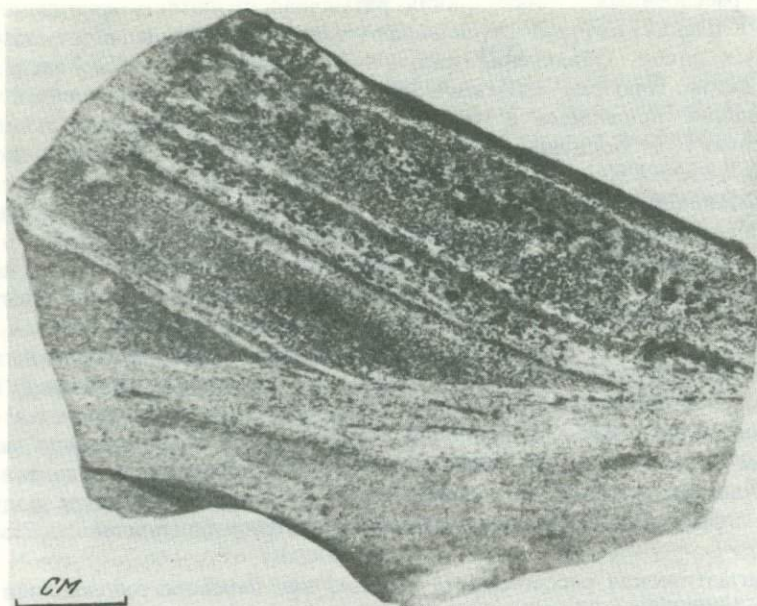


Рис. 37. Косо-слоистые оливковые габбро. Дугдинский массив (Восточный Саян). Из коллекции А.С. Механошина

развиты на всем протяжении горизонта, встречаясь в хромитовых пластах верхней, средней и нижней групп горизонта. Иногда они отмечаются в вышележащем рифе Бастрад. Ниже "рытвин" и "кочек" в разрезе расслоенных пород не отмечаются соответственные син- или антиклинальные структуры. Разрез нижней части рифа Меренского несколько различается в "рытвинах" и вне их. В "рытвинах" риф начинается, как и вне их, с пегматоидного пироксенита, содержащего платиноиды и сульфиды, но в "рытвинах" хромитовая полоса выражена лучше (Каузинс, 1973).

"Рытвины" и "кочки" объясняются перерывом во внедрении магмы, сформировавшей подстилающие риф Меренского породы, и магмы, сформировавшей сам риф (Каузинс, 1973), но это объяснение, на наш взгляд, входит в противоречие с другими фактами, касающимися геологии рифа Меренского. Эти факты следующие. Во-первых, в основании рифа Меренского намечается несогласие, выраженное в том, что в одних участках он перекрывает различные по мощности хромитоносные пласты критической зоны (мощность последних фиксируется по одному четко прослеживаемому хромитовому горизонту). Во-вторых, в районе рудника Рустенбург в основании рифа залегает слой из сфероидальных "валунов" грубозернистого пироксенита, заключенных в анортозитовом пласте. "Валуны" размером от 2,5 до 30 см и более длинной осью ориентированы по напластованию.

"Рытвины" и "кочки", несогласное залегание рифа, "валуны" в его основании — все это результат отображения, на наш взгляд, в магматических породах структурных несогласий, существовавших в отложениях транс-

ваальской системы еще до внедрения магмы, сформировавшей Бушвельдский лополит. В свете такого предположения заслуживает внимания указание Бильджона (Biljon, 1949) о формировании хромитового и платинового горизонтов за счет известковых пластов преторийской свиты. Эта свита сложена сланцами, кварцитами, лавами, изредка доломитами. Для ее разреза характерно присутствие большого количества ожелезненных прослоев и пластов, местами разрабатывающихся как железные руды. В свите намечается несколько несогласий. Во-первых, она лежит либо на доломитах, либо на железистых кварцитах доломитовой свиты и в основании начинается с конгломератов, что свидетельствует о ее возможном несогласном залегании. Во-вторых, в основании кварцитов Онгелук прослеживается горизонт конгломератов мощностью 3—6 м. В-третьих, в толще Магалисберг кварцитовый горизонт, перекрывающий сланцы и иногда перекрытый сланцами, мергелями и известняками, содержит пакки косо-слоистых осадков и очень часто расщепляется по простирацию на три или четыре самостоятельных слоя, что свидетельствует о локальных несогласиях в разрезе толщи Магалисберг (Дю Тойт, 1957). Все это соответствует тому, что наблюдается в расслоенных породах Бушвельдского лополита, особенно в рифе Меренского.

Расслоенные магматические породы часто образуют складки, иногда совместно с ксенолитами, по форме аналогичные таковым из вмещающих толщ. К числу таких складчатых структур следует отнести также корытообразные структуры (Уэйджер, Браун, 1970) или полосы понижений (Irvin, Stoesser, 1978) Скаергаардского массива.

Среди расслоенных магматических пород тех массивов, которые залегают в Северном Прибайкалье в нижнепротерозойских отложениях, встречаются сочленяющиеся блоки разно ориентированных расслоенных пород, между которыми отсутствуют какие-либо трещины. Габброиды блоков представляют единый монолит (Гурулев, 1979а, рис. 10). Подобное сочленение блоков расслоенных пород мы объясняем трансформацией в магматические породы тектонически нарушенных до внедрения магмы блоков вмещающей толщи. Подобные блоки разно ориентированных расслоенных пород известны, например, в Скаергаардском массиве, где происхождение их объясняется эрозионными явлениями в магматической камере и сползанием их со стороны краевых частей камеры (Уэйджер, Браун, 1970).

Интересными представляются соотношения между расслоенными габбро и габбро-норитами, с одной стороны, и лейкократовыми роговообманковыми габбро — с другой, в Ньюрундуканском массиве. Контакт тела лейкогаббро с расслоенными породами картируется как косо-секущий по отношению к расслоенности габбро и габбро-норитов. На контакте наблюдаются маломощные ответвления от лейкогаббро в расслоенные габбро и габбро-нориты (Гурулев, 1979а, рис. 7). В этих ответвлениях трахитоидность, проявляющаяся в ориентированности кристаллов роговой обманки, направлена поперек ответвления и совпадает с трахитоидностью расслоенных габброидов. Все эти необычные структурные соотношения интерпретируются нами как результат трансформации интрузивного контакта, осложненного серией даек-ответвлений, нижнепротерозойских гранитов, залежавших в толще кристаллических сланцев. Правомерность

подобной интерпретации подтверждается тем, что в лейкогаббро наблюдаются ксенолиты гранитов, а в расслоенных габбро и габбро-норитах — ксенолиты кристаллических сланцев.

В Ньюрундуканском массиве в роговообманковых габбро встречаются неправильные блоки оливиновых габбро-норитов с характерным красновато-бурым плагиоклазом. Подобные соотношения опять же интерпретируются нами как результат трансформации — в данном случае магма замещала ортоамфиболиты (с образованием по ним роговообманковых габбро), содержащие блоки-ксенолиты песчаников (с образованием по ним оливиновых габбро-норитов). Подобные блоки-ксенолиты песчаников в ортоамфиболитах наблюдались во вмещающей толще, в которой залегает Ньюрундуканский массив.

МАГМАТИЧЕСКАЯ РАССЛОЕННОСТЬ И КСЕНОЛИТЫ

Для объяснения происхождения магматической расслоенности весьма важны факты непосредственного перехода слоистости или директивных структур ксенолитов в расслоенность и трахитоидность магматитов. Такие переходы установлены во многих массивах. Так, возле шпинель-монтицеллитовых и шпинель-форстеритовых ксенолитов в Иокко-Довыренском массиве включающие эти ксенолиты дуниты и перидотиты часто содержат шпинель, зерна которой располагаются цепочкой, которые структурно продолжают полоски шпинели в ксенолите. Это же отмечают Н.Н. Перцев и Л.И. Шабынин (1979), указывая на неравномерное распределение шпинели в магматической породе, "сгустками в участках с контурами, напоминающими переработанные ксенолиты". Подобное распределение шпинели позволило указанным исследователям предположить, что "ассимиляционные магматические процессы при образовании горизонта ультраосновного состава играли весьма существенную роль" (с. 93).

В Ньюрундуканском массиве, в его центральной части, наблюдались ксенолиты гнейсовидных гнейсо-гранитов, размещенные в габбро-лабрадоритах. Магматическая трахитоидность последних наследуется от гнейсовидности гнейсо-гранитов. Полоски габбро-лабрадоритов, обогащенные пироксеном, располагаются прямо на продолжении полосок гнейсо-гранита, обогащенных слюдами. На продолжении полосок гнейсо-гранита, сложенных белым сосюртитизированным плагиоклазом, обычно располагаются слои лабрадорита, состоящие из сиреневого лабрадора. Переход минералов в двух смежных рядах — слюда-пироксен и сосюртитизированный плагиоклаз-лабрадор — происходит довольно быстро, но в том и другом случае он укладывается в общую схему минералообразования при магматическом замещении ксенолитов гранитоидных пород, которая рассматривалась выше.

В этом же массиве возле ксенолитов амфиболитов наблюдались случаи перехода сланцеватости амфиболитов в трахитоидность роговообманковых габбро. В последнем заметно повышается степень зернистости, особенно увеличиваются по размеру кристаллы роговой обманки (Гурулев, 1979а, см. рис. 7). Контакт между амфиболитом и габбро в этом случае является секущим. Возле него в габбро отмечаются мелкие ксенолиты амфиболита, ориентированные параллельно контакту.

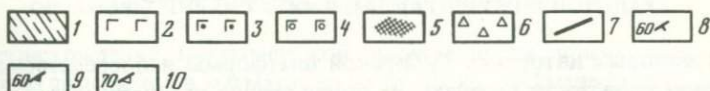
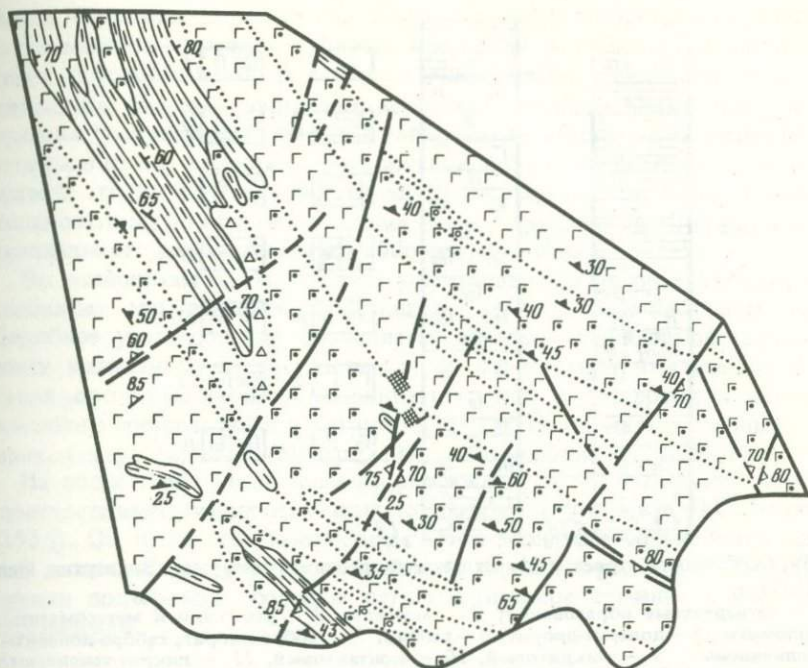


Рис. 38. Схема геологического строения одного из участков Чайского массива по правобережью Огиендо (по В.П. Софронову и И.И. Мошкину)

1 — биотитовые, биотит-роговообманковые сланцы харгитуйской свиты; 2 — роговообманковые габбро; 3 — габбро-нориты и габбро; 4 — оливиновые габбро и габбро-нориты; 5 — сульфидная минерализация; 6 — габбро брекчиевидной текстуры; 7 — разрывные нарушения; 8 — элементы залегания слоистости; 9 — элементы залегания магматической расчлененности; 10 — элементы залегания плоскостей разрывных нарушений

В расчлененных массивах картируются также крупные ксенолиты вмещающих пород, на продолжении которых располагаются определенные пласты габброидов (рис. 38). Причем подобные соотношения между ксенолитами и пластами магматических пород сравнительно давно описаны в краевой части Бушвельда (Biljon, 1949). Такие же структурные соотношения между ксенолитами и разрезами расчлененных магматических пород очень часто фиксируются в трапových интрузиях Сибирской платформы. Можно было бы привести многочисленные примеры этого, однако ограничимся только одним, а именно сопоставлением двух смежных разрезов по Имангдинской интрузии (рис. 39). По одному разрезу в теле интрузии вскрыты ксеногенные тела мергелей с роговиками и метасоматитами, а по другому, на продолжении ксеногенного тела, — переслаивающиеся габбро-долериты: оливинсодержащие, оливиновые, безоливиновые (Золотухин, Щедрин, 1977).

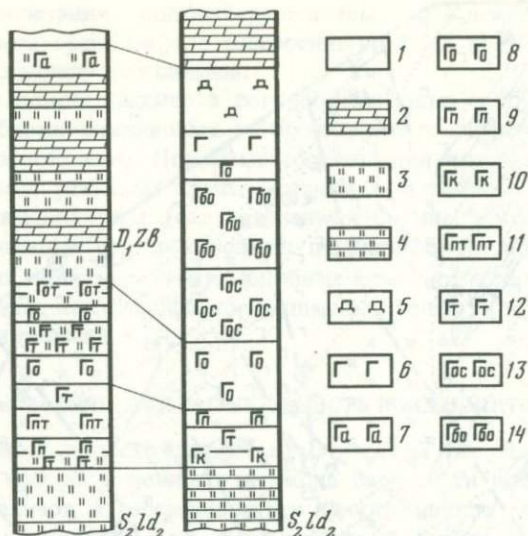


Рис. 39. Особенности строения Имандинской трапповой интрузии (Золотухин, Щедрин, 1977)

1 — четвертичные образования; 2 — мергели; 3 — роговики и метасоматиты; 4 — доломиты; 5 — долерит-диорит; 6 — габбро; 7 — габбро-диорит; габбро-долериты; 8 — оливиновый, 9 — пикритовый, 10 — контактовый, 11 — пикрит-такситовый, 12 — такситовый, 13 — оливинсодержащий, 14 — безоливиновый

В трапповых интрузиях Сибирской платформы непосредственное унаследование слоистости вмещающих пород траппами отмечалось А.А. Меняйловым (1962). Он писал: "Остаточная слоистость вмещающих пород особенно хорошо проявляется в оторочках около даек и секущих массивов. Она направлена перпендикулярно к контакту дайки или массива, но совпадает со слоистостью часто горизонтально залегающих вмещающих осадочных пород (массив Ербогачен). Около пластовых залежей диабазов слоистость в их оторочках хорошо проявляется в случае соприкосновения пластовых залежей диабазов с тонкослоистыми вмещающими породами (Братск, Падун на Ангаре и др.)" (с. 154). А.А. Меняйлов отмечал также непосредственный переход слоистости вмещающих пород в слоистость эндоконтактовых и жильных пород кимберлитовых тел. Так, он подметил, что кимберлитовая жила Великан «несет черты строения вмещающих пород — слоистость, в особенности подчеркнутую сохраненным слоем (мощностью 5 мм) угля и битуминозного вещества, протягивающегося из вмещающей осадочной породы в эндоконтактовую зону... В эндоконтактовой зоне наблюдается ясная полосчатая текстура с той же самой "волнистостью" или параллельностью, что и вмещающая порода» (с. 93).

Примеры непосредственного структурного перехода слоистости вмещающих пород в магматическую расслоенность все-таки редки, потому что большей частью магматические породы формируются в структурном согласии с вмещающими породами или их ксенолитами. Это подтверждается и более частым развитием пластинообразных ксенолитов. Вместе с тем среди ксенолитов обнаруживаются и такие, у которых полностью сохра-

няется первичная форма пласта. Например, среди габброидов Ньюнрундуканского массива встречаются пласты кварцитов, залегающие согласно с пластами роговообманковых габбро и оливиновых габбро-норитов. Пласты кварцитов, фиксировавшиеся в верховьях Среднего Бракочекара, левого притока Ньюнрундукана, вместе с габброидами участвуют в складчатости, выходя в крыле антиклинальной складки, что свидетельствует о замещении магмой толщ, испытавших складчатость. Пласт кварцитов сохранился только потому, что его габброизация была затруднена, в то время как заключающие его песчаники легко габброизировались.

По ксенолитам метасоматитов устанавливается последовательное унаследование магматическими породами слоистости вмещающих пород. Подобное унаследование проявляется также в структурной согласованности магматической расслоенности со слоистостью вмещающих пород. Такая согласованность устанавливается как в расслоенных интрузиях основного состава, так и в интрузиях других типов — гранитоидных, щелочных, ультраосновных (Менерт, 1971; Слободской, 1971; Питчер, 1972).

На постепенное унаследование расслоенности магматических пород от слоистости вмещающих осадочных неоднократно указывал Д.С. Белянкин (1956). Он писал, что "контактным путем возникает большинство шпировых и полосатых структур изверженных горных пород" (с. 467). Д.С. Белянкин подчеркивал большое петрогенетическое значение континентальных явлений.

ОРГАНИЧЕСКИЕ ОСТАТКИ В МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОДАХ

На происхождение магматической расслоенности яркий свет проливают факты замещения в магматических расплавах окаменелостей.

В магматических породах встречаются окаменелости, представляющие остатки различной флоры и фауны. Нередко такие окаменелости сохраняют свою первичную структуру, несмотря на то что замещены новым веществом. Сведения о замещении окаменелостей магматическим материалом можно найти в работах Н.П. Туаева (1962), Н.П. Малаховой (1967), Н.П. Малаховой и Р.Г. Язевой (1977), Е.В. Силантьева (1977) и др. Окаменелости с сохранившейся формой установлены в разных магматических породах: гранитах, гранодиоритах, гипербазитах, они часты в эффузивах.

Весьма важным моментом является то, что при замещении окаменелостей сохраняется их внутренняя структура. Так, в слюдястом перидотите из палеозойских образований Теннесси (США) обнаружен стебель лилии. Перидотит так заместил скелет лилии, что в нем сохранился даже центральный канал стебля, не испытавший каких-либо механических деформаций. Подобное замещение стебля лилии обусловило предположение, что перидотитовая магма внедрялась при очень низкой температуре (Малахова, 1967). Сохранность внутренней структуры раковин брахиопод отмечается в гранитах Урала. Стенки раковин замещены типоморфными минералами гранита: биотитом, мусковитом, полевым шпатом, кварцем, причем чередующиеся слои их различаются только тем, что в одних из них развит темно-бурый биотит, в других — светлый мусковит (Малахова, Овчинников, 1969). Кроме брахиопод, в гранитах Урала установлены фораминиферы (Малахова, Язева, 1977). Хорошо сохранившиеся раковины фо-

раминифер обнаружены на Урале также в базальтах (Малахова, 1977; Силантьев, 1977).

Сохранение структуры окаменелостей в магматических породах — частое явление. Поэтому, обобщая эти явления, Н.П. Малахова (1967) пишет: "Твердые части организмов, раковины и скелеты утрачивают первоначальный кальцитовый состав, замещаются комплексом минералов, сохраняя, однако, детали внутреннего строения, их форму, которая оконтуривается тектином или каким-либо минералом" (с. 37).

При воздействии магмы на различные организмы, окаменелые или неокаменелые, обнаруживаются, как и при замещении растительных остатков, случаи, когда организм не подвергается замещению. Особенно часто это отмечается в лавовых потоках. Так, в основании базальтового потока в бассейне р. Гранд-Кули (США) была обнаружена пустота, в которой находились кости носорога. Гипсовый слепок пустоты дал фигуру носорога. Некоторые кости обнаруживают слабое воздействие на них лавы — они несут следы обжига (Малахова, 1967).

Включение скелетов организмов в магматические породы, их преобразование магмой не находят удовлетворительного объяснения. Так, Н.П. Малахова (1967) настойчиво проводит мысль о том, что породы, в которых наблюдаются скелеты организмов, являются псевдомагматическими (метасоматитами) и что они образовались "холодным" путем. Из подобного предположения вытекает вывод о возможности замещения скелетов организмов только "холодной" магмой или даже псевдомагмой (поскольку речь идет о псевдомагматических породах). Ошибочность подобного вывода становится очевидной, если признать, что "нормальная", "горячая" магма способна к широкому спектру замещений подобно любым другим растворам, у которых это свойство неоспоримо.

ОСОБЕННОСТИ ПЕТРОЛОГИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Петрология расслоенных магматических пород в общих чертах изучена в расслоенных интрузиях достаточно хорошо. Однако само понимание петрологии включает рассмотрение генетических вопросов. С этих позиций петрология расслоенных пород изучена весьма подробно, особенно с точки зрения формирования их в результате фракционирования магмы или ее кристаллизационно-гравитационной дифференциации. Петрологические особенности расслоенных пород, свидетельствующие об образовании их в результате взаимодействия магмы с боковыми породами, никем, насколько нам известно, не рассматривались.

Магматические породы обычно рассматриваются как нормальные кристаллизаты магматических расплавов. Применительно к расслоенным интрузиям наиболее распространено мнение о внедрении и кристаллизации магмы как саморазвивающейся системы, которая, подчиняясь термодинамическим факторам, эволюционирует, создавая все петрографическое разнообразие магматических пород. Считается, что магматическая система подчиняется фактору фракционирования, т.е. последовательному выделению из расплава минеральных фаз. Все разновидности гипотез, отображающих идею фракционирования магмы, рассматривались ранее (Ярошевский, 1970; Маалое, 1978; Шариков, 1980).

Широкое развитие в расслоенных интрузиях ксенолитов, проявление контактового метасоматоза не только ставят в критическое положение идею фракционирования магмы, но и, что не менее важно, выдвигают необходимость рассматривать магматические породы в качестве гибридных образований, возникших при взаимодействии магмы с определенными боковыми породами.

Факты ассимиляции магмой боковых пород различного состава фиксируются уже давно. И даже признается роль ассимиляции в петрогенезисе. Однако в связи с тем, что при петрологических исследованиях не всегда представляется возможным оценить масштабы процессов ассимиляции, их петрогенетическое значение, по существу, игнорируется.

В этих условиях важное значение приобретает постановка вопроса о возможности различения в магматических породах вещества корового, заимствованного, с одной стороны, и вещества магматического, ювенильного, мантийного — с другой. Иными словами, петрография пород должна быть не описательной, формальной, а по мере возможности генетической. Следует сказать, что попытки подобного подхода уже делались. Например, А.А. Ефимов (1966) ставит вопрос о возможности выделения первичных и вторичных дунитов. В.В. Велинский (1979) тоже выделяет первичные и вторичные дуниты, а также предлагает различать в сложных гипербазит-базитовых интрузиях ортомагматические габброиды, образовавшиеся путем кристаллизации из магмы, и парамагматические, возникшие за счет взаимодействия магмы основного состава с ультраосновным материалом гипербазитовых массивов. Еще больше оснований ставить подобные вопросы применительно к расслоенным интрузиям, так как в них наиболее часто наблюдаются породы, аналогичные по составу и, с точки зрения описательной петрографии, относимые к одному и тому же типу, но находящиеся в различном структурном положении относительно друг друга. Так, в Иоко-Довыренском массиве это тонкополосчатые перидотиты в массивных перидотитах, в Садбери — нориты в норитах и т.д. Вероятно, подобные парагенетические ассоциации одинаковых пород вообще характерны для магматического процесса, и дело сводится, по существу, к известному тезису Рида — граниты и граниты.

При изучении локализации ксенолитов в расслоенных массивах устанавливается структурно-генетическая связь ксенолитов определенного состава с определенными типами магматических пород. Так, ксенолиты сланцев, песчаников и габброизированных роговиков, как правило, размещены в габбро и габбро-норитах; ксенолиты гранитов и гранитных пегматитов — в лейкократовых габбро и габбро-пегматитах; ксенолиты серпентинитов — в гарцбургитах, полевошпатовых перидотитах и оливиновых габбро-норитах. Таким образом, определенным петрохимическим типам вмещающих пород соответствуют определенные петрохимические типы магматических пород. Однако процесс замещения магмой исходных пород нельзя представлять упрощенно и сводить к простой схеме (например, доломит — дунит). Продукты стадийного развития процесса свидетельствуют о постепенном приближении исходных пород к породам магматическим. И чем больше различий в составах исходных пород и магмы, тем затруднительнее протекает магматическое замещение, тем разнообразнее серии метасоматических пород.

Развитие метасоматитов зависит от интенсивности процессов замещения. Так, в Июко-Довыренском массиве ближе к контактам располагаются диопсидовые метасоматиты, в то время как пироксен-оливиновые, шпинель-форстеритовые и шпинель-мونتцеллитовые апокарбонатные метасоматиты размещены в центральных, наиболее удаленных от контактов частях массива. Такая же зависимость устанавливается А.А. Меняйловым (1962) при анализе структурного положения ксенолитов боковых пород в кимберлитовых трубках. Отмечая факт образования ультраосновных пород за счет метасоматической переработки карбонатных пород, этот исследователь приводит интересные примеры размещения ксенолитов в кимберлитах. В трубке "Сытыканская", прорывающей известняки, возле контакта в кимберлите развиты ксенолиты известняков, а ближе к центру трубки — ксенолиты плагиоклаз-пироксеновых пород и кимберлитов ("кимберлит в кимберлите"). С интенсивностью процессов замещения может быть связано размещение ксенолитов в Кааламском массиве габброидов и плагиогранитов (Интрузивные..., 1976). Обильные ксенолиты пластообразной формы в массиве изменяют свой состав в зависимости от положения относительно контактов массива. В приконтактных частях массива ксенолиты представлены вмещающими породами — глиноземистыми гнейсами и сланцами, амфиболовыми сланцами, в центральных ксенолиты сопоставимы по составу с включающими их габброидами, однако на диаграмме плагиоклаз — темноцветы поле составов ксенолитов хотя и совпадает с полем составов заключающих их габброидов, но все-таки несколько смещено в сторону темноцветных минералов. Обращает на себя внимание и то, что как ксенолиты, так и габброиды обогащены алюминием, последние принадлежат высокоглиноземистому базальту. Одинаков и состав породообразующих минералов — плагиоклаза и роговой обманки — в ксенолитах и габброидах.

Вместе с тем нельзя не отметить примеры развития ксенолитов разного состава в одних и тех же магматических породах, что на первый взгляд опровергает выдвинутый тезис о соответствии составов ксенолитов и магматитов. Подобные примеры установлены в Чайском массиве. Полосовидные тела габброидов здесь заключают то крупные ксенолиты серпентинитов, развитых в оливиновых габбро-норитах, то сланцев — в нормальных габбро или безоливиновых габбро-норитах. Наряду с крупными ксенолитами встречаются и относительно мелкие — сланцевые среди оливиновых габбро-норитов и серпентинитовые среди нормальных габбро и безоливиновых габбро-норитов. Однако подобное сочетание ксенолитов разного состава объясняется тем, что во вмещающей толще мелкие тела серпентинитов размещались среди сланцев и, наоборот, тела сланцев — среди серпентинитов. А состав магмы во многом определяется составом реагирующей с ней среды, поэтому мелкие тела серпентинитов среди сланцев будут замещаться основной магмой, в то время как мелкие тела сланцев среди серпентинитов — ультраосновной. Следует также учитывать и то обстоятельство, что магма могла еще не прореагировать или слабо прореагировать с мелкими телами, имеющими иной состав, чем окружающие породы.

Таким образом, развитие определенных типов магматических пород определяется процессами замещения магмой боковых пород. Поэтому группы или совокупности магматических пород, связанных пространствен-

но и генетически с ксенолитами определенной ксенолитной ветви и меняющих свой состав в зависимости от интенсивности процессов магматического замещения, предлагается рассматривать в качестве гомологического ряда. Гомологический ряд связан с ксенолитными ветвями, он является естественным их продолжением. По этой причине так или иначе при характеристике гомологического ряда должны рассматриваться исходные породы, подвергавшиеся замещению, или их ксенолиты. В связи с этим в гомологическом ряду предлагается объединять исходные породы, их метасоматиты и магматические породы (Гурулев, 1981).

Петрографический состав пород в гомологических рядах может быть разнообразен, поскольку магматическое замещение определяется как составом замещаемых пород, так и составом самой магмы. В Иоко-Довырене замещение карбонатных пород приводит к формированию гомологического ряда из полевошпатовых перидотитов, оливинных габбро-норитов, перидотитов и дунитов. В других интрузиях, где состав магмы был иным, при замещении карбонатных пород формируются гомологические ряды магматитов иного состава.

Гомологические ряды магматитов характеризуют в целом степень магматической зрелости пород.

При современном уровне исследований, когда еще в достаточной мере не раскрыты связи между магмой и вмещающими породами, когда петрология магматических пород базируется исключительно на представлениях о замкнутой магматической системе, способной к саморазвитию под влиянием внутренних физико-химических сил, выявление и выделение полных гомологических рядов весьма затруднено и не всегда возможно. В нижеследующем описании магматических пород будет уделено внимание гомологическим рядам, выделяемым в расслоенных интрузиях Байкальской горной области, в связи с тем, что расслоенные интрузии данной области в петрографическом и петрохимическом аспектах охарактеризованы достаточно подробно (Гурулев, 1965; Грудинин, 1965, 1979; Гурулев, Самбуев, 1967; Леснов, 1972; Конников, 1978; и др.).

Ультраосновные гомологические ряды

Изучение габбро-перидотитовых интрузий Северного Прибайкалья показало, что ультраосновные магматические породы формируются при замещении магмой только двух типов пород — карбонатных осадочных и гипербазитовых изверженных. Первый тип магматического замещения нами изучался в Иоко-Довыренском массиве, второй — в Чайском. Формирующиеся при этом гомологические ряды магматитов отличаются прежде всего различной петрологической направленностью. Это выражено в том, что при замещении карбонатных пород создаются крайние члены ультраосновных пород — дуниты, при замещении гипербазитов тенденция направлена в сторону формирования основных пород.

Дунит-перидотитовый горизонт Иоко-Довырена. Петрография и петрохимия пород этого горизонта рассмотрены достаточно подробно (Гурулев, 1965; Грудинин, 1965, 1979). По латерали состав пород в горизонте изменяется по схеме: дунит — верлит — полевошпатовый перидотит, хотя по стратиграфической вертикали эти породы переслаиваются друг с другом:

Таблица 40

Средний химический и нормативный составы (в %) пород дунит-перидотитового горизонта Июко-Довырена

Оксид	1 (n=4)	2 (n=5)	3 (n=4)	Минал	1 (n=4)	2 (n=5)	3 (n=4)
SiO ₂	42,08	40,65	38,81	Or	0,56	—	—
TiO ₂	0,22	0,33	0,04	Ab	1,04	4,21	1,55
Al ₂ O ₃	6,05	5,01	4,33	Ap	15,47	11,45	7,70
Fe ₂ O ₃	5,68	4,58	4,33	Di	Wo	2,88	4,32
FeO	7,82	8,97	8,76		En	2,29	3,43
MnO	0,27	0,19	0,19		Fs	0,26	0,40
MgO	32,60	33,95	41,74	Hy	En	16,54	5,55
CaO	4,55	4,34	1,56		Fs	2,09	0,66
Na ₂ O	0,09	0,53	0,20	Ol	Fo	43,15	53,00
K ₂ O	0,12	—	0,02		Fa	6,07	7,58
P ₂ O ₅	0,02	0,02	0,02	Mt	8,28	6,74	6,18
Cr ₂ O ₃	0,19	0,35	—	Il	0,46	0,61	0,15
NiO	0,15	0,26	—	Cm	0,67	0,90	—
S	0,16	0,82	—	Sp	—	—	3,28
Сумма	100,00	100,00	100,00	Pr	0,24	1,15	—
M _{py}	3,43	3,50	3,85				

Примечание: 1 — полевшпатовые перидотиты, 2 — перидотиты, 3 — дуниты.

в центральной части массива дуниты с верлитами (а также с лерцолитами), в краевых — верлиты с полевшпатовыми перидотитами.

В рассматриваемом гомологическом ряду изменение петрохимического состава пород выражено прежде всего в соотношении оснований — CaO и MgO (табл. 40). С вытеснением из расплава CaO, заимствованного при замещении из карбонатных пород, мольная доля MgO все время возрастает. Одновременно с этим усиливается восстановительный характер среды, что выражено в снижении доли Fe₂O₃ и повышении FeO. Петрохимические изменения пород расплавов раскрываются в значениях пироксенового модуля (M_{py}), который отражает кислотно-основные характеристики расплава (Хан и др., 1969; Хан, Стороженко, 1975). Повышение значений M_{py} от полевшпатовых перидотитов к дунитам свидетельствует об изменении строения расплава, о его упрощении за счет перехода комплексных анионов типа каркасных силикатов к простым анионам типа кольцевых и цепочечных силикатов.

В скарнах и дунит-перидотитах последовательность формирования направлена в сторону повышения магнезиальности, что выражено в смене пироксеновых и оливин-пироксеновых ассоциаций существенно оливиновыми. Здесь отчетливо проявляется соответствие составов раннемагматических образований и магматитов. Состав диопсидовых пород по степени их магнезиальности и кремнекислотности (рис. 40) находится ближе к составу полевшпатовых перидотитов, в которых размещены диопсидовые породы. Полностью совпадают составы шпинель-форстеритовых скарнов и дунитов. Последовательное приближение составов метасоматитов и магматитов позволяет говорить о магматической зрелости магматитов, степень

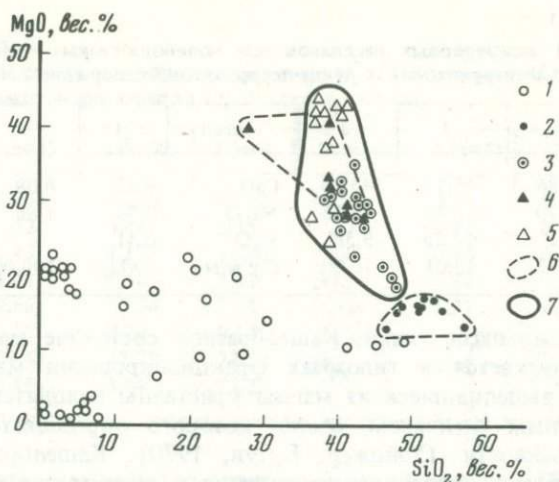


Рис. 40. Диаграмма составов ксенолитных и магматических пород в ультраосновном гомологическом ряду Иоко-Довырена

1 — исходные карбонатные и кремнисто-карбонатные породы; 2 — диопсидовые скарны; 3 — полевошпатовые перидотиты; 4 — шпинель-форстеритовые скарны; 5 — дуниты; 6 — поле составов ксенолитных пород; 7 — поле составов магматических пород

которой наиболее высока в дунитах, в то время как полевошпатовые перидотиты магматически менее зрелые, так как несут заметную долю ассимилированного материала.

Оливин дунитов (и оливинитов) наследует особенности оливина скарнов. В связи с этим можно высказать предположение о формировании его не из расплава, а в стадию раннемагматического метасоматоза. Это положение подтверждают петрографические данные. Оливин в дунитах и оливинитах представлен округлыми изометричными кристаллами, включенными в скелетные пойкилокристы ортопироксена, клинопироксена и плагиоклаза (в оливинитах); кристаллы оливина обнаруживают следы растворения, они нередко распадаются на зерна, имеющие одинаковую оптическую ориентировку. Среднее содержание нормативного оливина составляет в дунитах 80,04% (см. табл. 40). Эту цифру, с известным приближением, можно принять как показатель объема твердой фазы, образованной метасоматическим путем и находившейся в расплаве, который по объему (около 20%) резко уступал ей.

Таким образом, ультраосновные породы Иоко-Довыренского массива являются гетерогенными. Оливин в них образован в результате метасоматических реакций, протекавших на раннемагматическом этапе в твердой фазе. Другие породообразующие минералы кристаллизовались из межзернового расплава. К моменту окончательной кристаллизации магматическая система имела состояние кашеобразной смеси твердых кристаллов оливина и межзернового расплава.

Представления о кашеобразном состоянии расплавов, содержащих то или иное количество твердой фазы, широко привлекаются в петрологии для объяснения генезиса магматических пород, но обычно считается, что образование подобного расплава происходит в глубинных условиях и он

Таблица 41

Состав (в %) межзерновых расплавов для полевошпатовых перидотитов (1), перидотитов (2) и дунитов (3) дунит-перидотитового горизонта Иоко-Довырена

Окисел	1	2	3	Окисел	1	2	3
SiO ₂	52,86	48,18	43,30	CaO	8,22	8,08	9,96
Al ₂ O ₃	15,79	17,62	19,16	Na ₂ O	0,24	1,86	1,28
FeO	2,61	11,25	9,58	K ₂ O	0,31	—	0,13
MgO	19,97	13,01	16,60	С у м м а	100,00	100,00	100,00

внедряется в этом состоянии. Кашеобразное состояние магматических расплавов допускается в гипотезах фракционирования магмы, когда считается, что выделившиеся из магмы кристаллы находятся в равновесии с остаточным расплавом, состав которого определяется степенью закристаллизованности (Уэйджер, Браун, 1970). Кашеобразное состояние магматических расплавов допускается в гранитоидных интрузиях, образовавшихся в результате анатексиса пород земной коры. Считается, что эти интрузии никогда не существовали в виде полностью жидких магм, а представляли собою состоящую из различных пропорций плагиоклаза, амфибола и биотита смесь кристаллов, суспензированную в гранитном расплаве (Рингвуд, 1981). Этот взгляд мы и разделяем, полагая, что твердая фаза (смесь кристаллов минералов) создается метасоматически на раннемагматическом этапе, который постепенно перерастает в собственно магматическую стадию, когда появляется в замещаемых породах межзерновая жидкая фаза.

К твердой фазе на этапе формирования дунитов и оливинитов Иоко-Довырена следует относить акцессории и оливин, при формировании перидотитов и полевошпатовых перидотитов, кроме того, клинопироксен в количестве, соответствующем содержанию волластонитовой молекулы. Отнесение к твердой фазе не только оливина, но и частично клинопироксена оправдано тем, что в породах наблюдаются ксенолиты, сложенные не только форстеритом, но и клинопироксеном (авгититы, диопсидиты, пироксен-оливиновые породы).

Составы ассоциирующих с твердой фазой расплавов (табл. 41) рассчитывались по нормативному составу соответствующих пород, из которого исключались молекулы оливина и волластонита.

Составы возникающих межзерновых расплавов нельзя отождествлять с составом исходной магмы, вызывающей замещение, поскольку они, очевидно, зависят от процессов, протекающих в раннемагматическую стадию.

Габбро-перидотитовые породы Чайского массива. Габбро-перидотитовые магматические породы, входящие в состав расслоенного комплекса Чайского интрузива, формируются в результате замещения гипербазитов нижнепротерозойского яршинского интрузивного комплекса. Ксеногенные тела этих пород многими исследователями рассматривались в качестве пород ранней фазы расслоенного комплекса. Эту точку зрения последовательно проводил Ф.П. Леснов (1972), позднее (Леснов, 1973; Леснов и др., 1973) изменивший ее и защищавший уже идеи о ксеноген-

Таблица 42

Средний состав (в вес. %) гарцбургитов (1), полевошпатовых перидотитов (2) и оливиновых габбро-норитов (3) Чайского массива

Окисел	1 (n=5)	2 (n=2)	3 (n=4)	Окисел	1 (n=5)	2 (n=2)	3 (n=4)
SiO ₂	49,94	40,25	42,02	Na ₂ O	0,37	0,54	0,88
TiO ₂	0,52	0,44	0,35	K ₂ O	0,12	0,13	0,18
Al ₂ O ₃	3,43	4,17	10,90	P ₂ O ₅	0,14	0,12	0,07
Fe ₂ O ₃	1,42	4,52	2,51	SO ₃	0,88	0,54	1,94
FeO	9,66	13,34	7,52	H ₂ O+	1,37	4,33	3,36
MnO	0,25	0,20	0,15	С у м м а	100,00	100,00	100,00
MgO	29,45	27,78	22,50	Мрy	3,11	2,68	3,21
CaO	2,45	3,64	7,62				

ности дунитов, что вызвало критику с нашей стороны (Гурулев, 1974). В настоящее время Ф.П. Леснов (1980) предлагает выделять расслоенные интрузии, включающие ксенолиты гипербазитов, в особый полигенный тип интрузий, признавая тем самым ксеногенную природу гипербазитов. Можно лишь только заметить, что нет необходимости в выделении полигенных расслоенных интрузий, потому что все интрузии содержат ксенолиты боковых пород, и, как излагалось выше, не только гипербазитов.

Расслоенные габброидные интрузии с ксеногенными телами гипербазитов распространены довольно широко. Они известны во многих регионах нашей страны. В Северном Прибайкалье наиболее изучена из интрузий подобного типа — Чайская. При замещении гипербазитов габброидной магмы здесь сформированы довольно широкие поля пироксенитов, которые, судя по развитию их в ксеногенных телах, следует, скорее всего, относить к метасоматической формации. К этапу собственно магматическому здесь относятся гарцбургиты, полевошпатовые перидотиты и оливиновые габбро-нориты, составляющие единый гомологический ряд.

Петрография и петрохимия этих пород охарактеризованы достаточно полно (Гурулев, Самбуев, 1967; Леснов, 1972). Если анализировать средние составы пород (табл. 42), то выявляются следующие особенности. Гарцбургиты характеризуются высоким содержанием кремнезема, что обусловлено значительным развитием ортопироксена. По содержанию кремнезема они близки к вебстеритам, образующимся при замещении серпентинитов. Полевошпатовые перидотиты и оливиновые габбро-нориты отличаются низким содержанием кремнезема, но более высокой глиноземистостью и щелочностью. Петрохимические различия между гарцбургитами, с одной стороны, и полевошпатовыми перидотитами и оливиновыми габбро-норитами — с другой, находят объяснение в структурной сопряженности этих групп пород с определенными типами ксенолитов. Гарцбургиты обычно развиваются в результате замещения серпентинизированных дунитов, полевошпатовые перидотиты и оливиновые габбро-нориты — серпентинизированных полевошпатовых перидотитов, развитых в мелких линзовидных телах за пределами Чайского массива во вмещающей сланцевой толще. Промежуточными продуктами магматического преобразования являются породы метасоматической формации пироксенитов. Так, в груп-

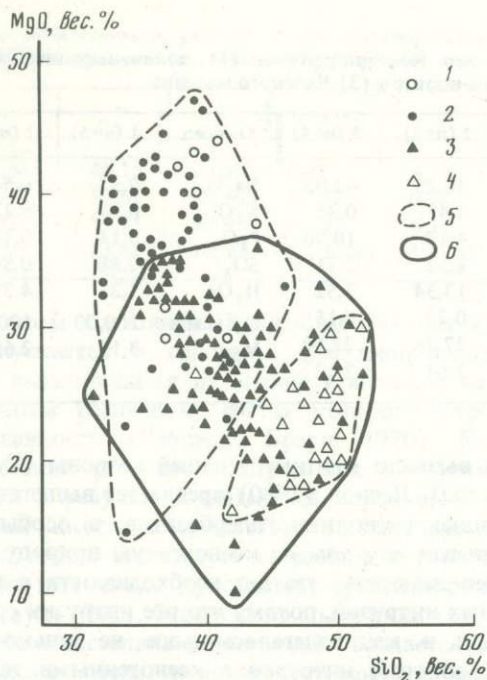


Рис. 41. Диаграмма составов исходных, ксенолитных и магматических пород ультраосновного гомологического ряда Чайского массива (Гурулев, Самбуев, 1967; Леснов, 1972)

1 — дуниты гипербазитовой формации нижнего протерозоя; 2 — ксеногенные дуниты; 3 — перидотиты; 4 — пироксениты; 5 — поле составов ксенолитных пород; 6 — поле составов магматических пород

ле дуниты — пироксениты — перидотиты пироксениты по магнезиальности и кремнекислотности отличаются от исходных и ксенолитных дунитов. Перидотиты этой группы менее магнезиальны, чем ксенолитные дуниты, однако поле их составов на диаграмме $MgO - SiO_2$ перекрывает поле составов ксенолитных дунитов лишь частично и поле составов пироксенитов полностью (рис. 41).

Анализ многочисленных примеров связи магматитов с ксенолитами (Гурулев, Самбуев, 1967) показывает, что замещение обусловлено дифференциальной фильтрацией компонентов из магмы, зависящей от состава замещаемых пород. В серпентинизированных дунитах алюминий сосредоточен в клинопироксене, поэтому сюда из магмы способен диффундировать только кремнезем, вызывая ортопироксенизацию породы, на фоне которой протекают процессы регенерации оливина. Иную картину можно наблюдать при замещении серпентинизированных полевошпатовых перидотитов. Наличие в замещаемых породах "затравки" в виде псевдоморфоз соссюрита по плагиоклазу первичных перидотитов обуславливает диффузию из магмы кремнезема, окиси кальция и окиси алюминия.

Показательно то, что магматические породы данного гомологического ряда различаются значениями пироксенового модуля, который оказыва-

ется наиболее высоким для оливиновых габбро-норитов; это свидетельствует, на наш взгляд, о большей магматической зрелости этих пород, приближающихся, по-видимому, к составу внедряющейся магмы.

При формировании магматических пород по замещаемым дунитам и перидотитам происходит регенерация оливина. Новообразованный оливин формируется по реликтовому оливину первичных пород, оставшемуся от серпентинизации, и по серпентину. Явления регенерации оливина встречаются и в других массивах Байкальской горной области (Леснов, Якимов, 1970). Они характерны также для базит-гипербазитовых интрузий других регионов (Велинский, 1979).

Кроме оливина, в результате процессов регенерации формируется ортопироксен, в кристаллах которого остаются включенными мелкие блоки, сложенные серпентином, а также игольчатые и звездчатые кристаллы тремолита. В ортопироксене включены и округлые кристаллы регенерированного оливина, иногда сростки их. Сростки бывают не только моно-, но и полиминеральными: вместе с оливином в них отмечаются мелкие кристаллы ортопироксена и клинопироксена (Гурулев, Самбуев, 1967).

Моно- и полиминеральные сростки трудно объяснимы с позиций нормальной кристаллизации пород из расплава, поскольку неизвестны силы, способные вызвать слипание (синнейсис) кристаллов (Dowty, 1980). Однако с точки зрения метасоматического образования перидотитов сростки кристаллов получают объективное объяснение — они образуются при регенерации близрасположенных псевдоморфоз серпентина по оливину в замещаемых дунитах.

В ортопироксене гарцбургитов, особенно вблизи их контакта с вебстеритами, наблюдаются включения авгита, по оптическим данным одинакового с авгитом вебстеритов.

В связи с тем, что в гарцбургитах присутствуют в виде включений низкотемпературные минералы (серпентин, тремолит, хлорит и др.), следует сказать о правиле полярности В.Н. Лодочникова (1955). Оно заключается в том, что именно в перидотитах, сложенных минералами, почти лишенными окиси алюминия и щелочей, наблюдаются низкотемпературные минералы, богатые окисью алюминия и щелочами, — эпидоты, хлориты, корунды, альбиты, щелочные амфиболы. Подобные парагенезисы объясняются В.Н. Лодочниковым тем, что постмагматические растворы по составу являются полярными по отношению к магне. Однако реликтовый характер ряда низкотемпературных минералов позволяет дать иное объяснение рассматриваемым парагенезисам, а именно: низкотемпературные минералы являются ксеногенными, заимствованными из вмещаемых пород. Вместе с тем подобное решение вопроса не исключает и объяснения, выдвинутого В.Н. Лодочниковым, поскольку тот же низкотемпературный минеральный парагенезис характерен для замещаемых дунитов, где он сформирован в результате постмагматического преобразования дунитов.

Аналогичная ассоциация ультраосновных пород описана В.В. Велинским (1979) в базит-гипербазитовых интрузиях Корякско-Камчатской складчатой области. Среди дунитов и перидотитов этих интрузий выделяются первичные и вторичные. Первичные разновидности дунитов и перидотитов принадлежат более ранним гипербазитам, которые замещаются поздними габброидами. Замещение приводит к формированию, во-первых, метасома-

Таблица 43

Средний химический состав (в вес.%) первичных (1) и вторичных (2) гипербазитов из базит-гипербазитовых интрузий Корякско-Камчатской складчатой области (по В.В. Велинскому, 1979)

Окисел	Дуниты		Гарцбургиты		Лерцолиты	
	1 (n = 16)	2 (n = 7)	1 (n = 31)	2 (n = 9)	1 (n = 19)	2 (n = 5)
SiO ₂	39,36	36,54	40,72	42,73	40,37	41,28
TiO ₂	0,03	0,03	0,04	0,06	0,09	0,10
Al ₂ O ₃	0,79	1,41	1,08	2,60	1,90	1,80
Fe ₂ O ₃	2,97	4,40	2,81	2,99	2,54	4,31
FeO	5,93	6,30	4,90	9,20	5,11	8,24
MnO	0,11	0,17	0,13	0,20	0,13	0,23
MgO	44,82	44,49	41,21	34,62	29,69	34,10
CaO	0,50	1,16	0,53	1,61	1,66	1,79
Na ₂ O	0,07	0,08	0,12	0,09	0,14	0,10
K ₂ O	0,06	0,04	0,06	0,06	0,03	0,04
P ₂ O ₅	0,03	0,04	0,03	0,05	0,07	0,07
Cr ₂ O ₃	0,52	1,31	0,42	0,56	0,27	0,28
NiO	0,24	0,22	0,25	0,08	0,17	0,08
$\frac{Fe}{Fe + Mg}$ 100%	8,34	11,76	9,21	16,31	9,48	16,68

титов, к которым относятся верлиты и пироксениты, и, во-вторых, вторичных дунитов и перидотитов. В отличие от первичных для вторичных дунитов характерны широкие колебания состава оливина, который сформирован в результате процессов регенерации за счет оливина и серпентина первичных дунитов. Вторичные перидотиты, гарцбургиты и лерцолиты образованы в результате энстатитизации серпентинизированных дунитов и первичных гарцбургитов.

Петрохимический состав первичных и вторичных дунитов и перидотитов различен (табл. 43). Различия выражаются в том, что вторичные разновидности пород являются более железистыми и соответственно менее магниальными. В них повышено содержание кальция, хрома, марганца. Во вторичных дунитах и гарцбургитах повышено также содержание алюминия. Вторичные породы характеризуются резким выносом никеля.

Петрохимические различия между первичными и вторичными породами, как отмечает В.В. Велинский, близки к тем, которые отличают пироксениты и верлиты (метасоматиты) от дунит-лерцолитов, хотя и имеют свою специфику. Все это является подтверждением того, что вторичные породы причинно связаны с теми же процессами, которые обусловили формирование метасоматитов.

Весь геолого-петрографический материал, характеризующий взаимоотношения габброидов с ксеногенными телами гипербазитов, с включением метасоматической формации пироксенитов, указывает на магматическое замещение габброидной магмой гипербазитов. На ранних стадиях этого замещения взаимодействие проходило в твердой фазе, без участия расплава или сопутствующих ему растворов, в основном путем диффузионного

замещения или регенерации первичных минералов ксеногенных пород. Петрографические особенности пироксенитов (в состав которых включаются и верлиты) свидетельствуют о твердофазовом образовании таких минералов, как оливин, орто- и клинопироксен. Окончательная кристаллизация пород происходила из смеси твердых минералов и образовавшейся межзерновой жидкой фазы.

Основные гомологические ряды

По объемам магматических пород в расслоенных интрузиях первое место занимают ряды, в составе которых участвуют габброиды, габбро-анортзиты и анортзиты. Эти три группы пород мы и рассмотрим.

Габброиды. Габброиды формируются при замещении разнообразных исходных пород. Они по признаку связи с определенными ксенолитными ветвями могут быть подразделены на следующие группы: апопесчано-сланцевые и апоамфиболитовые.

Апопесчано-сланцевые габброиды. В расслоенных массивах Байкальской горной области не всегда устанавливается пространственная связь габброидов с ксенолитами песчаников и сланцев, что объясняется относительно быстрым замещением этих пород. Но в ряде массивов (Нюрундуканский, Чайский, Чинейский) такая связь проявлена очень хорошо, что позволяет судить о петрологических особенностях магматического замещения. Соотношения ксенолитов песчаников и сланцев с габброидами в Чайском массиве характеризовались ранее (Гурулев, Самбуев, 1967). Поэтому здесь мы приведем соответствующие данные по Нюрундуканскому и Чинейскому интрузивам.

Габбро и габбро-нориты Нюрундуканского массива, ассоциирующие с ксенолитами песчаников и сланцев, являются безоливиновыми. Главными породообразующими минералами в них выступают плагиоклаз, орто- и клинопироксен, бурая роговая обманка. С этими минералами часто ассоциируют клиноциозит, эпидот, хлорит, зеленая роговая обманка, обычно считающиеся постмагматическими (Конников, 1978). Аксессуары представлены титаноматитом и ильменитом.

Сравнение состава этой группы габброидов (табл. 44) с составом ксенолитов (см. табл. 22) показывает, что ясной картины в балансе вещества не наблюдается.

Замещение песчано-сланцевых пород приводит к формированию в ряде массивов кварцсодержащих габбро, ксеногенное происхождение кварца в которых признается многими исследователями. Кварцсодержащие габбро, как и вообще все габбро, комагматичные породам апопесчано-сланцевой ксенолитной ветви, бедны щелочами и содержат повышенные количества глинозема, намечая тем самым переходы к габбро-анортзитам. При изучении зон перехода от ксенолитов кварц-роговообманковых сланцев к кварцсодержащим габбро в Чайском массиве (Гурулев, Самбуев, 1967) фиксировались постепенные изменения минералов ксенолита: переход сосюрита в окристаллизованный плагиоклаз, замещение хлорита роговой обманкой, регенерация метаморфогенной роговой обманки. При этом отмечалась рекристаллизация кварца с укрупнением его зерен. В габбро, заместившем сланец, фиксировались также линзовидные обособления

Таблица 44

Химический состав (в вес. %) габбро и габбро-норитов Нюрундукана, ассоциирующих с ксенолитами песчаников и сланцев

Окисел	2010	2048в	2135	345	576	610б
SiO ₂	51,52	48,36	46,56	47,76	49,56	51,56
TiO ₂	0,80	0,32	0,36	0,43	1,88	1,17
Al ₂ O ₃	16,37	16,12	14,35	18,62	19,64	17,33
Fe ₂ O ₃	2,91	1,54	2,24	5,02	2,47	1,22
FeO	7,03	5,09	5,40	6,59	6,34	8,33
MnO	0,23	0,10	0,16	0,16	0,19	0,11
MgO	6,77	11,99	15,26	7,25	4,35	5,58
CaO	10,77	14,27	12,13	11,18	9,19	9,47
Na ₂ O	2,62	1,30	0,94	2,00	1,01	2,18
K ₂ O	0,33	0,79	0,28	0,14	0,77	0,42
P ₂ O ₅	0,04	0,03	0,03	0,03	0,13	0,37
SO ₃	—	—	—	0,27	1,95*	0,53
П.п.п.	0,12	0,13	1,02	0,62	2,81	1,14
Сумма	100,28	100,04	98,73	100,34	100,29	99,84
М _{рy}	2,53	2,83	2,90	2,64	2,48	2,53

Примечание: анализы выполнены в БГИ, аналитики Н.Н. Гурулева, Н.Г. Роголева;

* В сумме анализа не учитывалось.

кварца реликтового происхождения. К реликтовым следует, видимо, отнести и ксеноморфные зерна кварца, часто встречающиеся в кварцосодержащих габбро (см. рис. 35).

Заметим, что на ксеногенное происхождение кварца в магматических породах могут указывать значительные вариации объемного веса минерала, как это установлено в гранитах, сформировавшихся в результате замещения осадочных пород (Анфимов, 1977).

При габброизации кварц не только остается в магматических породах как реликтовый, ксеногенный минерал, но и претерпевает плавление. Об этом свидетельствует структура габбро возле ксеногенных кварцевых блоков, содержащих включения молибденита, как это установлено в Чайском массиве (Гурулев, Самбуев, 1967). В габбро здесь отмечаются относительно крупные кристаллы зонального плагиоклаза и зерна кварца, причем тот и другой минерал содержит вроски идиоморфных кристаллов роговой обманки. Подобная пойкилитовая структура формировалась в результате кристаллизации гибридного расплава.

Следует сказать подробнее о троктолитовом горизонте Иоко-Довыренского массива, сформировавшемся по горизонту кварцевых песчаников и песчаных алевролитов, среди которых, по-видимому, встречались и карбонатсодержащие разности, близкие к доломитам. В составе горизонта выделяются две группы пород: троктолиты и плагиоклазсодержащие дуниты с оливинитами. Средние химические составы их приведены в табл. 45.

К твердой фазе в данном случае следует отнести оливин и клинопироксен в объеме волластонитовой молекулы. Межзерновые расплавы, составы

Таблица 45

Химический и нормативный (в %) составы пород троктолитового горизонта Иоко-Довырена

Окисел	1 (n = 7)	2 (n = 5)	Минерал	1 (n = 7)	2 (n = 5)	
SiO ₂	40,95	38,61	Or	—	—	
TiO ₂	0,01	0,01	Ab	5,36	1,11	
Al ₂ O ₃	11,80	3,96	An	30,17	10,60	
Fe ₂ O ₃	1,15	3,92	Wo	0,72	1,97	
FeO	9,59	10,41	Di	En	0,51	1,49
MnO	0,15	0,20	Fs	0,13	0,28	
MgO	27,44	34,45	Hy	En	—	8,50
CaO	6,29	2,92	Fs	—	1,67	
Na ₂ O	0,64	0,15	Ol	Fo	48,10	56,62
K ₂ O	0,06	—	Fa	13,35	11,87	
P ₂ O ₅	0,01	0,05	Mt	1,66	5,89	
П.п.п.	1,91	5,32				
Сумма	100,00	100,00				

Примечание: 1 — троктолиты (среднее из 7 анализов), 2 — плагиоклаз-содержащие дуниты и оливиниты (среднее из 5 анализов).

Таблица 46

Состав (в %) межзерновых расплавов для троктолитов (1) и плагиоклазсодержащих дунитов и оливинитов (2) троктолитового горизонта Иоко-Довырена

Окисел	1	2	Окисел	1	2
SiO ₂	46,93	51,36	CaO	16,72	8,92
Al ₂ O ₃	33,17	17,65	Na ₂ O	1,80	0,67
FeO	0,28	4,46	K ₂ O	0,17	—
MgO	0,93	16,94	Сумма	100,00	100,00

которых рассчитаны по нормативному составу пород за вычетом твердой фазы (табл. 46), существенно различаются для каждой группы пород, что связано, по-видимому, с неточным определением объема твердой фазы. Возможно, что не оправдано отнесение оливина полностью к твердой фазе. Отчасти в пользу такой возможности говорят петрографические наблюдения. Они показывают, что оливин в породах образует крупные идиоморфные кристаллы, часто находящиеся в сростках друг с другом. Иногда встречаются столь же крупные (до 1,3 мм в поперечнике) кристаллы, включающие мелкие таблички sdвойникового плагиоклаза. Кроме того, оливин наблюдается в мелких резорбированных, с неровными краями зернах, которые расположены между таблицами. И, наконец, иногда в кристаллах плагиоклаза наблюдаются мелкие округлые зерна оливина. Все это свидетельствует о том, что часть оливина кристаллизуется из межзернового расплава. Однако количественно учесть этот оливин невозможно, в связи с чем и происходит искажение состава межзерновых расплавов. Перевод части нормативного оливина в состав приведет к повышению его железистости и магнезиальности.

Апоамфиболитовые габброиды. По амфиболитам, развитым в Северном Прибайкалье в составе образований нижнего протерозоя, формируются роговообманковые (преимущественно меланократовые) и пироксеновые габбро, иногда безоливиновые габбро-нориты, а также меланократовые габбро-пегматиты с вкрапленностью ильменита. К этому же гомологическому ряду следует отнести рудные габбро (с ильменитом) и магнетит-ильменитовые руды, проявления которых известны в Слюдинском, Нюрундуканском, Бираканском массивах.

В породах этого гомологического ряда типоморфными минералами выступают клинопироксен, плагиоклаз, роговая обманка.

Петрохимический состав пород (табл. 47) непостоянен, что связано, несомненно, с заметными вариациями состава замещающихся амфиболитов, обусловленными тем, что ортоамфиболиты неравномерно инъецированы гранитами.

Значительная насыщенность ортоамфиболитов гранитным материалом предопределяет появление среди габброидов этой группы разновидностей с высоким содержанием глинозема, весьма близких по составу к габбро-анортозитам. Породы имеют невысокую магнезиальность и повышенную железистость. Как никакая другая группа габброидов, они несут повышенные содержания окиси титана.

Сравнение состава габброидов этого гомологического ряда с сосуществующими с ними ксенолитами амфиболитов (см. табл. 29) показывает, что состав их определяется составом замещающихся пород. Это же отмечено в некоторых массивах Карелии (Ингузевские..., 1976). Так, в ксенолитах амфиболитов и в габброидах Кааламского массива отмечаются

одинаковые по составу плагиоклазы и роговые обманки с одинаковым углом оптических осей.

Оказывается, составы габброидов, заключающих ксенолиты амфиболитов, не так существенно отличаются от состава замещаемых пород. В Нюрундуканском и Кабаньем массивах габброиды заметно более магнезиальны, чем амфиболиты. В Кааламском массиве выражена иная тенденция — габброиды по магнезиальности либо тождественны амфиболитам, либо даже несколько менее магнезиальны (рис. 42). Из всех вмещающих пород, какие нами рассмотрены, именно амфиболиты наиболее близки к составу внедряющихся габброидных магм.

Повышенная титаноносность амфиболитов обуславливает повышенную рудную вкрапленность ильменита в интрузивных породах.

Габбро-анортозиты и анортозиты. Расслоенные интрузии, как правило, включают габбро-анортозиты и анортозиты, проблема происхождения которых не менее интересна, чем других магматических пород. При анализе структурного положения габбро-анортозитов и анортозитов в расслоенных сериях и их взаимоотношений с ксенолитами оказывается, что они формируются при замещении самых различных по составу пород, порою не содержащих совершенно глинозема.

Габбро-анортозиты и анортозиты Йоко-Довырена. Расслоенные породы, входящие в состав горизонтов троктолитового и оливиновых габбро, образовались, по нашему мнению, в результате замещения песчано-сланцевых пород. Однако ксенолиты этих пород в них не фиксируются, за исключением одного случая обнаружения в низах троктолитового горизонта на г. Йоко ксенолитов алевро-песчаников и кварцевых

Таблица 47

Химический состав (в вес. %) габбро (по амфиболитам) Нюрундукана

Окисел	2002	2009а	2010а	173	2518
SiO ₂	51,58	44,33	53,04	46,87	47,47
TiO ₂	1,48	3,72	0,85	1,13	1,48
Al ₂ O ₃	14,01	15,90	21,56	17,42	15,79
Fe ₂ O ₃	3,73	3,36	1,58	2,47	3,76
FeO	8,55	11,13	4,05	7,21	7,97
MnO	0,32	0,22	0,05	0,17	0,24
MgO	3,58	6,73	3,52	7,64	8,83
CaO	9,43	9,29	8,96	10,16	11,39
Na ₂ O	3,40	3,10	4,46	2,50	2,70
K ₂ O	0,90	0,48	0,32	0,64	0,25
P ₂ O ₅	0,28	0,05	0,06	0,24	0,06
SO ₃	0,12	0,02	—	0,26	0,37
П.п.п.	0,94	0,76	0,12	1,72	0,62
Сумма	99,27	100,32	98,58	99,23	100,05
М _{рy}	2,51	2,72	2,43	2,67	2,74

Примечание: 2002, 2009а, 2010а, 2097 — объединение "Бурятгеология", аналитики М.И. Калинина и И.А. Видулова; 173, 151, 576а, 634а — БГИ, аналитик Н.Н. Гурулева; 2518, 2502г, 2505 — БГИ, аналитик Н.Г. Роголева.

	2097	2502г	2505	151	576а	634а
	50,62	44,58	45,48	47,42	46,16	49,66
	0,40	0,28	0,90	2,41	1,98	2,70
	10,18	9,78	19,31	20,56	18,32	21,21
	2,12	2,98	4,17	1,81	2,55	2,40
	8,32	10,99	5,84	5,26	5,32	4,74
	0,27	0,27	0,13	0,03	0,16	0,12
	14,60	22,09	7,95	5,28	7,29	3,69
	9,52	6,73	12,20	10,30	13,35	9,03
	0,94	1,10	1,54	3,30	1,50	3,35
	0,30	0,24	0,20	1,65	0,75	0,28
	0,02	0,05	0,03	0,10	0,05	0,14
	1,02	0,15	0,85	Не обн.	0,93	0,05
	2,03	0,80	1,01	2,18	2,52	2,06
	100,40	98,96	99,61	100,17	100,81	99,30
	2,80	3,17	2,69	2,72	2,67	2,43

песчаников на кварцевом цементе, включенных в оливиновые габбро. Появление этих ксенолитов обусловлено, по-видимому, близостью здесь троктолитового горизонта к подошве массива, от которой он отделен лишь нижней эндоконтактной зоной.

Габбро-анортозиты наиболее характерны для верхнего горизонта оливиновых пород. Здесь они образуют пласти с довольно высоким содержанием глинозема. Габбро-анортозиты, существенно состоящие из плагиоклаза и содержащие из темноцветов либо оливин, либо ортопироксен, вскрываются на г. Иоко. Содержание глинозема в них достигает 30–33%.

Габбро-анортозиты, по нашему мнению, образованы при замещении углито-серицитовых сланцев, слагающих верхний экзоконтакт массива и встречающихся в ксенолитах в породах верхней эндоконтактной зоны. Как показывают анализы пород этих ксенолитов, они содержат до 20–22% глинозема.

В расслоенных габброидах Иоко-Довырена встречаются также анортозиты, на структурном положении которых следует остановиться подробнее.

В низах троктолитового горизонта отмечаются прослои анортозитов мощностью до 10–15 см, создающие с троктолитами обычную магматическую расслоенность. Однако анортозитовые слои часто выклиниваются, на продолжении их появляются мелкие неправильные анортозитовые блоки. Слои деформируются, от них ответвляются быстро выклинивающиеся апофизы (рис. 43). Здесь же, в низах троктолитового горизонта, встречаются тела анортозитов неправильной формы, имеющие постепенные переходы к троктолиту или оливиновому габбро (Гурулев, 1965).

Взаимоотношения между породами в этом случае определить трудно, но, судя по заливам и затекам габброидов в анортозитовые тела, можно думать, что габброиды замещали анортозит (вернее, габброидный расплав замещал анортозитовый).

По разрезу выше, в горизонте оливиновых габбро, отмечаются блоки, сложенные габбро и габбро-анортозитами. Размеры блоков небольшие — до 10–15 см в поперечнике, однако встречаются блоки размером и до 4–5 м в поперечнике. Форма блоков разнообразная: большей частью округлая, шаровидная, иногда остроугольная, неправильная. Мелкие блоки иногда встречаются совместно с полосовидными и прожилковидными выделениями того же состава. Контакты с габброидами постепенные, но выделяются довольно отчетливо, особенно на выветрелых поверхностях. Насыщенность габброидов блоками анортозитов различная: то они встречаются спорадически, то образуют колонии. Строгая приуроченность анортозитовых блоков к определенным типам пород не отмечена, но в то же время выявляется, что они преимущественно наблюдаются в лейко- и мезократовых разновидностях габброидов.

В горизонте оливиновых габбро, кроме блоков, отмечаются дайковые тела анортозитов, секущие габброиды. В дайках анортозитов наблюдаются иногда захваченные участки — ксенолиты габброидов. Анортозиты в дайках переходят в габбро-пегматиты, когда в них появляются крупные кристаллы клинопироксена, а также сульфиды.

Рис. 42. Диаграмма составов ксенолитных и магматических пород основного гомологического ряда апоамфиболитовых габброидов

Нюрундуканский массив: 1 — амфиболиты, 2 — габброиды. Кабаний массив: 3 — амфиболиты, 4 — габброиды. Кааламский массив (Интрузивные... 1976): 5 — амфиболиты, 6 — габброиды

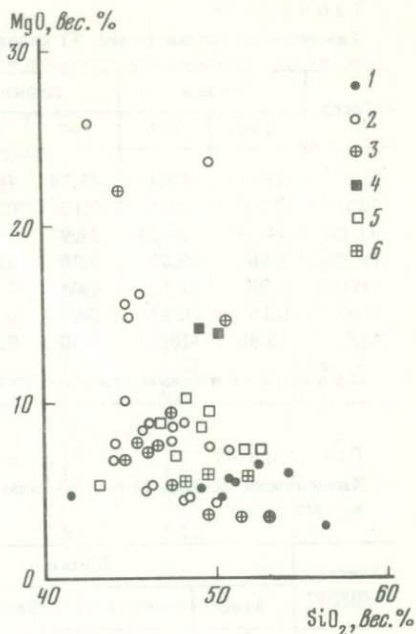
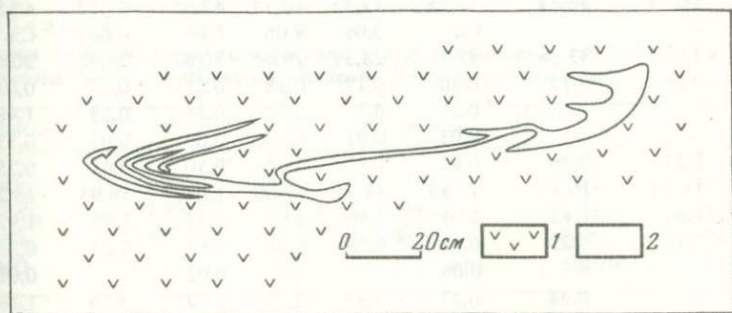


Рис. 43. Тела анортозитов (2) сложной конфигурации в оливиновых габбро (1) Июко-Довыренского массива



Таким образом, положение анортозитов в расслоенной серии Июко-Довырена оказывается сложным. Они, во-первых, образуют слои, участвуя в магматической расслоенности, во-вторых, наблюдаются в виде тел, напоминающих ксенолиты, с постепенными контактами с заключающими их габброидами, но с явлениями замещения их последними, в-третьих, формируют отдельные блоки, а также их колонии и, в-четвертых, прожилками и дайками рассекают габброиды, обнаруживая переходы в габбро-пегматиты.

Как показывают химические составы пород (табл. 48), в блоках большей частью залегают габбро с относительно высокой магнизиальностью, что, вероятно, нужно рассматривать как результат габброизации анортозитовых прослоев. В дайках породы по составу ближе к анортозитам, однако глиноземистость их невелика.

Таблица 48

Химический состав (в вес. %) анортозитов из блоков и даек горы Довырен

Окисел	Блоки		Дайки		Окисел	Блоки		Дайки	
	104	125	107	126		104	125	107	126
SiO ₂	46,64	47,46	45,78	46,58	CaO	14,48	12,14	15,93	11,12
TiO ₂	0,20	0,05	0,10	0,12	Na ₂ O	1,21	1,13	1,17	1,68
Al ₂ O ₃	14,34	16,24	21,97		K ₂ O	Не обн.	0,08	Не обн.	0,33
Fe ₂ O ₃	1,86	0,83	0,70	0,41	P ₂ O ₅	0,04	Не обн.	0,03	0,03
FeO	6,00	7,22	4,03	7,75	П.п.п.	1,22	1,18	1,09	2,20
MnO	0,15	0,13	0,09	0,10	Сумма	100,26	100,34	99,46	99,53
MgO	13,86	13,88	9,90	7,24	M _{py}	3,08	2,88	2,81	2,68

Примечание: анализы выполнены в БГИ, аналитик Г.И. Буддаева.

Таблица 49

Химический состав (в вес. %) плагиоклаза блоков и даек анортозитов Иoko-Довырена

Окисел, минерал	Блоки				Дайки			
	3193	4033	86	127	104	116	268	209
SiO ₂	46,73	46,64	45,25	49,35	40,77	47,65	47,13	47,54
TiO ₂	—	—	Сл.	0,06	0,06	0,05	0,06	Сл.
Al ₂ O ₃	32,22	33,36	32,41	28,39	29,74	30,87	29,90	30,67
Fe ₂ O ₃	0,66	0,72	0,40	0,17	0,18	0,51	0,25	0,03
FeO	—	—	0,21	0,71	0,59	0,35	0,59	1,40
MnO	—	—	0,03	0,01	Не обн.	0,03	0,01	0,13
MgO	0,32	0,36	0,43	1,17	0,41	0,50	0,41	0,75
CaO	16,73	16,49	17,88	14,95	17,00	15,45	16,95	15,28
Na ₂ O	1,54	1,43	2,09	1,96	2,55	2,32	1,96	1,92
K ₂ O	0,19	0,05	0,13	0,29	0,24	0,63	0,27	0,23
P ₂ O ₅	—	—	0,06	—	—	0,02	—	0,01
П.п.п.	0,17	0,94	0,77	2,37	2,26	1,09	2,56	1,18
Сумма	100,11	99,99	99,96	99,43	99,80	99,47	100,09	99,14
Ап	85,8	86,5	84,5	80,2	90,3	76,2	82,2	81,6
Аб	14,1	13,5	15,9	17,9	9,6	10,2	16,4	17,4
Ог	0,1	—	0,6	1,9	0,1	3,6	1,4	1,0

Примечание: анализы выполнены в БГИ: 3191, 4033 — аналитик Н.Н. Гурулева; 86, 127, 104, 116, 268 — аналитик А.А. Цыренова, 209 — материалам В.А. Чабаненко.

Плагиоклазы из пород блоков и даек близки по составу — это битовниты № 76–90 (табл. 49). Они аналогичны плагиоклазам из анортозитов, залегающих слоями (см. табл. 7).

Горизонт оливиновых габбро сложен двумя группами пород: оливиновыми габбро и габбро-анортозитами, составы которых приведены в табл. 50. Средние составы межзерновых расплавов, рассчитанные по нормативному составу пород за вычетом твердофазовых минералов — оливина

Таблица 50

Химический и нормативный (в %) составы пород горизонта оливиновых габбро Иоко-Довырена

Окисел			Минал			
	1 (n = 5)	2 (n = 5)		1 (n = 5)	2 (n = 5)	
SiO ₂	47,85	45,79	Or	—	1,13	
TiO ₂	0,13	0,11	Ab	9,60	10,10	
Al ₂ O ₃	14,36	19,46	Ap	34,49	47,68	
Fe ₂ O ₃	1,46	1,47	Di	Wo	16,54	9,19
FeO	6,07	5,63		En	11,43	6,31
MnO	0,14	0,12	Hy	Fs	3,75	2,14
MgO	12,53	10,86		En	6,85	2,14
CaO	14,69	13,85	Ol	Fs	2,28	0,67
Na ₂ O	1,16	1,21		Fo	9,31	13,42
K ₂ O	0,06	0,20	Ol	Fa	3,32	4,96
P ₂ O ₅	0,02	0,02		Il	0,31	0,15
П.п.п.	1,53	1,28	Mt	2,12	2,11	
Сумма	100,00	100,00				

Примечание: 1 — оливиновые габбро (среднее из 5 анализов), 2 — габбро-анортозиты (среднее из 5 анализов).

Таблица 51

Состав (в %) межзерновых расплавов для оливиновых габбро (1) и габбро-анортозитов (2) горизонта оливиновых габбро Иоко-Довырена

Окисел	1	2	Окисел	1	2
SiO ₂	51,40	49,22	CaO	10,17	13,72
Al ₂ O ₃	21,33	28,13	Na ₂ O	1,72	1,75
FeO	4,60	2,17	K ₂ O	0,09	0,29
MgO	10,69	4,71	Сумма	100,00	100,00

и клинопироксена в объеме волластонитовой молекулы, приведены в табл. 51.

Габбро-анортозиты и анортозиты широко представлены во многих расчлененных массивах. При изучении краевой части Бушвелда Бильдзон (Bildzon, 1949) фиксировал переход осадочных пород в магматические, в частности, полевошпатовых роговиков (по песчаникам и сланцам) в анортозиты.

В расчлененных габброидах массивов Скаергаард и Килглапейт отмечают блоки анортозитов и лейкогаббро. Для объяснения их происхождения выдвинуто предположение о суспензионном их образовании в вязком расплаве и всплывании (флотации), что обосновывается экспериментами с глицериновыми жидкостями (Irvine, 1980).

В габброидах Дулутского массива иногда наблюдаются мелкие пятнистые сегрегации плагиоклаза, напоминающие по форме мелкие блоки анортозитов. Кроме того, здесь же отмечены дайки анортозитов с теньевыми структурами ксенолитов габброидов (McCallum et al., 1980).

В мезократовых оливиновых габбро Максутского массива отмечаются включения лейкократовых оливиновых габбро, имеющие форму ксенолитов, но рассматривающиеся в качестве более ранней магматической фазы (Владимиров и др., 1981).

В трапзовых интрузиях района Норильска известны лейкократовые габбро, близкие по составу к анортозитам. Они здесь рассматривались многими исследователями (Годлевский, 1959; Золотухин, 1964; Лихачев, 1965; Тарасов, 1976; и др.). Наиболее подробные сведения о залегании и взаимоотношении их с другими породами сообщает А. В. Тарасов (1976), по материалам которого мы и приводим характеристику лейкократовых габбро интрузий этого района. Эта характеристика интересна прежде всего в генетическом плане, так как в норильских интрузиях наиболее полно изучено взаимоотношение лейкократовых габбро, с одной стороны, с метасоматическими роговиками, образованными по осадочным породам, и с другой — с магматическими породами.

Лейкократовые габбро преимущественно залегают блоками в оливинбиотитовых габбро-долеритах, но они встречаются и среди других пород интрузии. Фиксируется их развитие вокруг ксенолитов роговиков, образованных по вмещающим интрузию породам, а также в виде оторочек возле ксенолитов лабрадорových порфиритов.

Блоки лейкогаббро имеют изометричную или неправильную форму, иногда они уплощены. Размеры их изменчивы — до 10–15 см в поперечнике. Переходы к оливиновым габбро-долеритам — постепенные. Для многих блоков характерна зональность. В состав блоков входят следующие минералы: плагиоклаз, пироксен, роговая обманка, оливин, магнетит, сульфиды, иногда кварц.

Лейкогаббро часто залегают также в виде линейно-полосчатых образований в тех же оливиновых габбро-долеритах. Эти образования представляют тонкие полосы или прожилки мощностью до 10 см, чередующиеся с оливиновыми габбро-долеритами пятнистой текстуры. Лейкократовые прожилки иногда выходят из оливиновых габбро-долеритов в пикритовые. В некоторых из них обнаруживается зональное строение.

Отмечается ассоциация пород, содержащих блоки лейкогаббро, с породами атакситовой текстуры и с повышенным содержанием плагиоклаза, приближающимися по облику к лейкогаббро.

В пикритовых габбро-долеритах блоки лейкогаббро иногда залегают участками, очертания которых либо четкие, либо расплывчатые. В последнем случае они как бы "просвечивают" среди пикритов.

От крупных блоков лейкогаббро в пикритовых габбро-долеритах иногда ответвляются прожилковидные образования, заливами вдающиеся в габбро-долериты. Соединяясь друг с другом, они охватывают участки пикритовых габбро-долеритов, образуя подобие брекчий, но уже с блоками габбро-долеритов. Иногда останцы таких габбро-долеритов имеют теневые, "просвечивающие" очертания.

Породы с блоками лейкогаббро залегают в теле интрузий в виде горизонтов, разделенных прослоями пикритовых и троктолитовых габбро-долеритов. Важно отметить факты структурного сопряжения горизонтов пород, содержащих блоки лейкогаббро, с ксенолитами роговиков. Такую сопряженность А. В. Тарасов (1976) описывает следующим образом: «... в юж-

ном карьере рудника "Угольный ручей" был обнаружен ксенолит сильно ороговикованной (осадочной?) породы размером 0,4 X 0,2 м совместно лейкократовым габбро. Контакт лейкогаббро с роговиком резкий, однако по роговику параллельно контакту развиваются тонкие (до 1,5 см) лейкократовые прожилки, состоящие из мелких зерен сильно измененного основного плагиоклаза. Контакт роговика с пикритовым габбро-долеритом резкий, но при этом в пикритах отмечается приконтактная зона мощностью 1—2 см мелкозернистого строения, подобная контактовой зоне в пикритах при их непосредственном залегании на подстилающих породах. Контакт лейкогаббро с пикритовым габбро-долеритом нечеткий; переходная зона от массивного лейкогаббро к пикритам характеризуется развитием густо расположенных мелких (до 1,5 см) блоков плагиоклазового состава, отчего пикриты имеют пеструю текстуру. Интересно также, что по простиранию ксенолита роговиков в месте его исчезновения развита зона, насыщенная лейкократовыми блоками и постепенно переходящая в пикритовые габбро-долериты с более редкими блоками плагиоклазового состава. Вся зона окружающих пикритовых габбро-долеритов насыщена мелкими блоками основного плагиоклаза. Таким образом, в данном случае установлена резкая граница пикрита с ксенолитом роговиков и постепенные переходы лейкократового габбро через зону такситовых габбро-долеритов к пикритам, максимальное развитие лейкократовых блоков около ксенолита, пересечение его прожилковидными скоплениями основного плагиоклаза» (с. 158—159).

При подобных взаимоотношениях пород, содержащих блоки лейкогаббро, с ксенолитами роговиков А. В. Тарасов (1976) делает совершенно правильный вывод о гибридно-матасоматической природе лейкократовых габбро, образовавшихся, по его мнению, как за счет ксенолитов осадочных пород, так и за счет пикритовых габбро-долеритов. Однако с последним заключением исследователя, относительно образования лейкогаббро по пикритам, согласиться невозможно. Ведь количество блоков лейкогаббро максимально вблизи ксенолита роговиков, на удалении же число их в пикритах резко падает, что, несомненно, свидетельствует о магматической переработке лейкогаббро пикритовой магмой. Отсюда неверен, на наш взгляд, и вывод о том, что в целом процесс преобразования ранних пород интрузии идет по пути магматического замещения и превращения их в лейкократовые габбро (габброизация или лейкократизация, по А. В. Тарасову).

Таким образом, рассмотрение геологического положения габбро-анортозитов и анортозитов (или пород, близких им) в различных интрузиях показывает, что образование габбро-анортозитов при внедрении пикритовой магмы происходит по породам, содержащим повышенные количества глинозема. Об этом, в частности, свидетельствует сопряженность горизонта оливиновых габбро Йоко-Довыренского массива с той частью разреза ондокской свиты, которая сложена кварц-полевошпатовыми песчаниками, кварц-серицитовыми, углистыми и углисто-андалузитовыми сланцами, обычно содержащими 13—15 вес. % глинозема (Гурулев, 1965). Замещение идет через образование в раннемагматическую стадию существенно плагиоклазовых пород роговиковой структуры. Оно приводит к формированию анортозитового расплава, сосуществующего с

оливин-базальтовым, причем оба расплава имеют тенденцию к смесимости и выравниванию состава, при условии постоянного привноса вещества из питающих магматических очагов, до состава оливинового базальта. Кристаллизоваться начинает раньше оливин-базальтовый расплав. При этом камеры анортозитового расплава испытывают деформацию — пластообразная их форма существенно нарушается. Местами происходит выжимание (фильтр-прессинг) анортозитового расплава, при этом последний обнаруживает признаки магматической агрессивности, раззедая и ассимилируя только что закристаллизовавшиеся оливиновые габброиды. Уклонение состава анортозитов в сторону лейкогаббро обусловлено в основном двумя причинами: составом замещаемых пород и степенью контаминации позднее кристаллизующегося анортозитового расплава материалом оливиновых габброидов.

Блоки анортозитов в расслоенных габброидах Иоко-Довырена рассматриваются нами как расплавные пузыри, которые были оторгнуты от анортозитовых слоев и флотировались сквозь магму в сторону кровли, перенося в верхнюю эндоконтактную зону отработанное, избыточное вещество, получающееся в процессе магматического замещения.

Габбро-анортозиты Чинейского массива. Магма, сформировавшая Чинейский габброидный массив, имела толеитовый состав. Вследствие этого произошло формирование габбро-анортозитов по карбонатным породам.

В Чинейском массиве выражена отчетливая парагенетическая и структурная связь ксенолитов с определенными петротипами магматических пород. Ксенолиты здесь представлены двумя разновидностями: песчано-сланцевыми и карбонатными. Ксенолиты песчаников и сланцев ассоциируют с габброидами, включающими пласты титаномагнетитовых руд, ксенолиты карбонатных пород и скарнов по ним — с габбро-анортозитами. Пласты габброидов и габбро-анортозитов находятся во взаимном переслаивании (рис. 44), входя в единую серию расслоенных магматических пород.

Замещение магмой карбонатных пород, особенно доломитов и доломитовых известняков, приводит к образованию магнезиальных скарнов, наблюдающихся в массиве в многочисленных ксенолитах. Вокруг ксенолитов скарнированных пород развиты оторочки (мощностью 0,5—0,8 м) лейкократовых лабрадоритов с незначительной примесью темноцветов. Лабрадориты иногда наблюдаются в виде округлых блоковых выделений, включены в габбро-анортозит. Они, по-видимому, остаются в габбро-анортозите после полного растворения магмой самого ксенолита.

Габбро-анортозиты отличаются от габбро и габбро-норитов высоким содержанием плагиоклаза, текстурами (пятнистость вследствие развития крупных кристаллов лабрадора) и петрохимически (высоким содержанием глинозема). Они характеризуются низкой магнезиальностью, но заметно обогащены железом (табл. 52). Глиноземистость их относительно невысока — от 20,91, до 26,71%. В связи с тем, что главный породообразующий минерал пород — плагиоклаз — представлен лабрадором и андезином, в них высоко содержание щелочей, особенно натрия. Нельзя не отметить и повышенную титанистость габбро-анортозитов, что свидетельствует о первично-магматическом источнике титана во всех породах и рудах Чинейского массива.

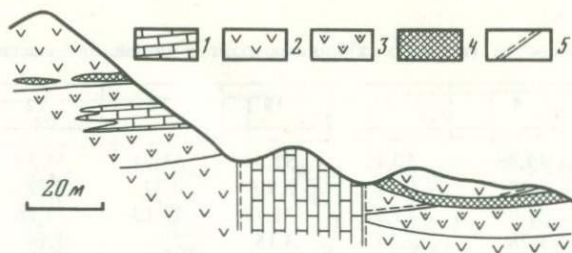


Рис. 44. Разрез Чинейского массива по восточному склону горы Магнитной

1 — карбонатные породы; 2 — габбро и габбро-нориты; 3 — габбро-анортозиты; 4 — титаномагнетитовые руды; 5 — разрывные нарушения

Габбро-анортозиты по гранитоидным породам. Габбро-анортозиты, заключающие ксенолиты гранитоидов, развиты в тех расслоенных интрузиях Северного Прибайкалья, которые залегают в образованиях нижнего протерозоя. Наиболее развит этот гомологический ряд в Нюрундуканском и Кабаньем массивах, спорадически — в Слюдинском и Чайском. Источником повышенных концентраций глинозема в породах являются боковые вмещающие породы: граниты, гранито-гнейсы, очковые полевошатовые гнейсы. Это устанавливается как по присутствию ксенолитов этих пород, так и по пространственно-структурной сопряженности габбро-анортозитов с толщами гранитов и гранито-гнейсов нижнего протерозоя. Такая сопряженность наиболее ярко проявлена в Кабаньем массиве, где габбро-анортозиты развиты в той части массива, которая контактирует с гранито-гнейсовой толщей, в то время как габброиды нормальной глиноземистости занимают другую часть интрузива, размещенную в амфиболитах.

Габбро-анортозиты, образующиеся по гранитоидам, являются, как правило, лейкократовыми. Содержание темноцветов здесь невелико — 10–15%. Состав пород варьирует от роговообманково-соссюритовых габбро до безоливиновых габбро-норитов и лабрадоритов. Петрохимически породы характеризуются повышенными концентрациями глинозема (табл. 53). В них высоко содержание щелочей, особенно натрия. Характерно также повышенное содержание титана.

Главными пороодообразующими минералами габбро-анортозитов являются плагиоклаз, роговая обманка, ортопироксен. В соссюритовых габбро плагиоклаз заменяется соссюритом — агрегатом пелита, альбита, эпидота. Акцессорные минералы представлены сфеном, цирконом, титаномагнетитом, рутилом.

В габбро-анортозитах рассматриваемого типа типоморфными минералами являются роговая обманка и плагиоклаз. Роговая обманка, как и в роговообманково-соссюритовых породах, часто соответствует по составу керсутиту. Вместе с тем отмечаются роговые обманки с низким содержанием титана или совсем без него (табл. 54), причем они приходятся на габброиды титаноносного Слюдинского массива (Конников, 1978).

Плагиоклазы в габбро-анортозитах, как уже отмечалось, характеризуются необычными окрасками, чем они отличаются от молочно-белых плагиоклазов габбро-анортозитов, формирующихся по песчано-сланце-

Таблица 52

Химический состав (в вес.%) габбро-анортозитов Чинейского массива

Оксид	4	8	19	21	22	24
SiO ₂	49,96	50,42	51,54	53,04	51,58	50,76
TiO ₂	0,88	0,58	0,90	0,07	0,72	0,43
Al ₂ O ₃	21,95	25,01	21,77	22,13	21,26	22,49
Fe ₂ O ₃	3,28	2,34	3,15	1,92	3,16	2,82
FeO	4,68	3,84	4,94	4,40	4,40	4,42
MnO	0,08	0,06	0,09	0,08	0,08	0,08
MgO	1,59	1,18	1,76	1,76	1,75	2,31
CaO	9,15	9,98	7,87	7,10	9,13	10,19
Na ₂ O	3,97	4,04	4,04	4,64	3,97	4,12
K ₂ O	1,07	1,00	1,67	1,65	1,51	1,15
P ₂ O ₅	0,06	0,09	0,12	0,21	0,13	0,12
П.п.п.	2,72	0,84	2,12	2,08	1,58	1,08
Сумма	99,39	99,38	99,97	99,68	99,27	99,79
Мру	2,34	2,32	2,34	2,33	2,37	2,42

Примечание: анализы выполнены в БГИ, аналитик Г.И. Булдаева.

	40	50	60	133	119	2	3
	51,26	50,62	51,44	52,70	51,16	52,68	51,40
	0,85	1,10	0,55	0,47	0,59	0,68	0,74
	20,91	22,18	21,56	26,71	23,11	22,65	22,65
	2,95	3,09	2,26	2,10	2,33	1,94	3,07
	4,94	4,94	4,13	2,12	2,05	3,32	4,09
	0,09	0,08	0,24	0,04	0,04	0,09	0,08
	1,64	1,72	2,29	0,71	0,68	1,51	1,70
	8,84	10,87	10,87	9,28	12,76	9,66	9,16
	4,04	3,41	4,04	3,86	4,28	3,55	3,73
	1,63	0,87	0,78	0,50	0,67	1,19	1,19
	0,78	0,02	0,10	0,09	0,06	0,08	0,09
	1,80	0,92	1,07	0,92	2,18	2,01	1,33
	99,73	99,37	99,33	99,50	99,91	99,36	99,23
	2,38	2,41	2,43	2,28	2,38	2,34	2,36

Таблица 53

Химический состав (в вес.%) габбро-анортозитов по гранитоидным породам

Оксид	Нюрундуканский массив				Кабаний массив		
	2013д	2048е	2094а	2094г	74а	83	С-40
SiO ₂	54,99	50,78	47,38	49,40	49,78	46,06	51,00
TiO ₂	0,38	0,03	0,24	0,15	0,36	0,22	0,42
Al ₂ O ₃	24,13	26,49	20,62	27,10	23,67	19,72	19,64
Fe ₂ O ₃	1,43	0,90	0,68	0,79	1,24	1,33	3,44
FeO	1,18	1,57	4,28	1,74	3,09	6,14	2,35
MnO	0,09	Сл.	0,07	0,22	0,13	0,09	0,15
MgO	1,30	2,55	7,56	3,32	5,08	9,99	7,11
CaO	8,55	11,91	12,59	9,24	8,33	9,55	11,54
Na ₂ O	4,90	0,68	2,56	3,54	4,70	3,00	2,65
K ₂ O	0,92	0,13	0,22	0,52	1,10	0,50	0,63
P ₂ O ₅	0,05	Сл.	0,06	0,02	0,13	0,09	0,02
П.п.п.	0,03	4,69	0,30	0,72	2,08	2,70	1,24
H ₂ O ⁻	1,30	1,01	3,90	2,84	Не обн.	Не обн.	0,12
Сумма	99,25	100,64	100,46	99,60	99,69	99,39	100,19

Примечание: анализы выполнены в объединении "Бурятгеология"; 2013д, 2048е, 2094а, 2094г — аналитики М.И. Калинина и И.А. Викулова; 74а, 83, С-40,

Кабаний массив							
	С-44	С-118	344	348е	354	356б	356в
	51,96	50,76	52,40	51,74	46,30	43,48	44,54
	0,13	0,43	0,26	0,73	0,44	0,44	0,31
	20,58	24,96	25,15	21,63	21,44	18,68	21,37
	3,44	1,39	1,68	2,41	2,59	2,15	2,43
	2,07	2,03	1,26	2,39	3,86	5,54	4,63
	0,11	0,08	0,08	0,12	0,10	0,12	0,18
	4,44	2,50	1,60	3,96	8,14	12,56	8,56
	5,23	10,54	10,79	10,31	11,16	10,77	10,96
	5,50	4,00	5,20	4,00	2,00	1,30	1,70
	2,35	0,36	Не обн.	0,25	0,25	0,72	1,10
	0,02	0,02	0,04	0,03	0,04	0,04	0,06
	3,90	1,45	1,00	2,03	3,22	3,20	3,14
	0,08	—	—	—	—	—	—
	99,39	99,44	99,46	99,60	99,54	99,49	99,72

С-44 — аналитик В.И. Шитова; С-118, 344, 348е, 354, 356б, 356в — аналитики М.С. Коннова и И.А. Викулова.

Таблица 54

Химический состав (в вес. %) роговых обманок габбро-анортозитов

Окисел	1692а	С-127	г-108	Окисел	1692.в	С-127	г-108
SiO ₂	44,55	50,10	47,70	CaO	10,30	18,25	10,47
TiO ₂	5,28	0,32	Не обн.	Na ₂ O	—	0,53	0,72
Al ₂ O ₃	11,40	4,87	11,75	K ₂ O	—	0,02	Сл.
Fe ₂ O ₃	17,16	1,87	Сл.	P ₂ O ₅	—	0,22	Сл.
FeO		7,18	6,60	П.п.п.	—	1,71	4,56
MnO	0,30	0,21	0,16	f	0,25	—	—
MgO	10,44	14,35	18,41	Сумма	99,68	99,63	99,76

Примечание: 1692а — роговая обманка из габбро, Чайский массив (химлаборатория Института геохимии им. А.П. Виноградова, аналитик И.П. Власова); С-127, г-108 — роговые обманки из габбро Слюдинского и Кивильевского массивов (по Э.Г. Конникову, 1978).

вым и карбонатным породам. Плаггиоклазы данной группы габбро-анортозитов по окраске сходны с плаггиоклазами так называемых автономных анортозитовых массивов.

При замещении ксенолитов гранитных пегматитов формируются габбро-пегматиты (Гурулев, Самбуев, 1967, 1968), сложенные клинопироксеном, плаггиоклазом, роговой обманкой. Наблюдения показывают, что габбро-пегматиты никогда не залегают в виде ясно выраженных жил или даек. Обычная форма их залегания — неправильные тела с постепенными переходами к вмещающим габброидам (рис. 45). Они встречаются также в виде мелких неправильных тел. Степень кристалличности пород меняется, от габбро-пегматитов с их гигантозернистой структурой наблюдаются переходы к крупнозернистым габбро, форма залегания которых — неправильные тела — сохраняется.

Габбро-пегматиты ассоциируют с определенными типами пород. С одной стороны, они развиваются совместно с породами гранитного состава,



Рис. 45. Неправильные тела габбро-пегматитов в мелкозернистых габбро. Ньюрундуканский массив

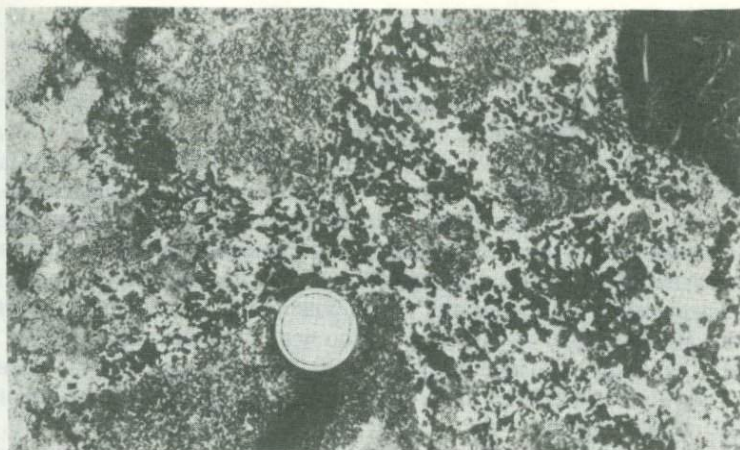


Рис. 46. Крупно- и мелкозернистые роговообманковые габбро. Ньюрундуканский массив

с другой — с мелкозернистыми роговообманковыми и пироксеновыми габбро, в которых устанавливаются ксенолиты амфиболитов. Крупнозернистые габбро и габбро-пегматиты замещают граниты и гранит-пегматиты, мелкозернистые габбро-амфиболиты. Иногда наблюдаются блоки мелко- и среднезернистых габбро в крупнозернистом габбро и габбро-пегматите (рис. 46), трансформированные при замещении эруптивной брекчии амфиболит-гранитоидного состава. Ассоциация габбро-пегматитов с гранитоидными породами и мелкозернистыми габброидами отмечается во многих расслоенных массивах, однако генезис пород трактуется с позиций отщепления от магмы жильных дериватов асхистового или диасхистового направления эволюции (Шарков, 1981).

Образование габбро-пегматитов путем замещения гранитных пегматитов доказывается характером перехода от гранитоидов к габбро-пегматитам, а также приуроченностью гранитов к центральным частям габбро-пегматитовых сегрегаций, развитием габбро-пегматитов в виде неправильных тел или сегрегаций, постепенными контактами их с габброидами, зависимостью распространения определенных типов габбро-пегматитов от состава вмещающих пачек габброидов или гипербазитов, т. е. целым комплексом признаков, характерных для многих расслоенных массивов (Шарков, 1981; Симонов, 1981).

ГЕОХИМИЯ ПРОЦЕССОВ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ МАГМЫ С БОКОВЫМИ ПОРОДАМИ

Геохимическое распределение в расслоенных интрузиях петрогенных и малых элементов анализировалось во многих работах (Уэйджер, Браун, 1970; Глазунов, 1975, 1981; Кравченко, 1977; и др.), однако исключительно под углом зрения идеи магматической дифференциации. Попытку отойти от подобного, ставшего традиционным анализа геохимии расслоенных интрузий предпринял О.М. Глазунов, рассмотревший некоторые

особенности геохимии габброидных пород в зависимости от процессов контаминации магмы. Так, определенно устанавливается заимствование магмой из боковых пород серы и фосфора — в Иоко-Довыренском массиве, калия и натрия — в массиве Осередок, калия, циркония, рублидия, лития и ниобия — в габбро-сиенитовых интрузиях (Глазунов, 1979, 1981). Вместе с тем совершенно очевидно, что петро- и геохимические особенности магматических пород определяются типом и составом магмы, ее насыщенностью теми или иными элементами, что устанавливается уже на самых первых этапах геохимических исследований, когда привлекаются качественные и полуколичественные методы анализа вещества. Геохимическое опробование магматических и вмещающих пород различных расслоенных массивов Северного Прибайкалья доказывает это со всей очевидностью. Это же подтверждают целенаправленные исследования. Так, выявление в расслоенных массивах региона продуктов взаимодействия магмы с боковыми породами поставило задачу поисков возможных источников металлов (Ni, Co, Cu) в боковых породах. В качестве таковых источников рассматривались углистые и углисто-андалузитовые сланцы с пирит-пирротиновой минерализацией из разреза ондокской свиты, развитые в подошве Иоко-Довыренского массива, и кристаллические сланцы с пирротиновой минерализацией из разреза харгитуйской свиты, распространенные в верховьях р. Чай, в 15–20 км к юго-востоку от Чайского массива. Содержания Ni, Co, Cu в тех и других сланцах оказались весьма низкими, порою на уровне кларковых и ниже, не заслуживающими внимания с точки зрения возможных первоисточников металлов в магматических породах расслоенных интрузий.

Следовательно, для подавляющего большинства элементов магматической источник остается вне всякого сомнения. Вместе с тем для ряда элементов определенно устанавливается заимствование их из боковых пород. Последнее наиболее убедительно раскрывается при анализе распределения в магматических породах расслоенных интрузий изотопов тех или иных элементов.

Изотопия серы

Во многих интрузиях по ряду признаков, в том числе по изотопным соотношениям, устанавливается заимствование серы магмой из вмещающих пород (Виноградов, Гриненко, 1964; В.А. Гриненко, Л.Н. Гриненко, 1974; Рипп и др., 1975; Гурулев и др., 1979; Sasaki, 1969; Wetzel, 1978; Boyd, Mathiesen, 1979; Ripley, 1979; Papunen, Makela, 1980; и др.).

Наиболее яркими примерами обогащения магматических пород утяжеленной серой из вмещающих толщ являются интрузии Маскокк и трапповые интрузии района Норильска.

Распределение серы в интрузии Маскокк подробно изучено Сасаки (Sasaki, 1969). Все магматические породы интрузии заметно обогащены тяжелым изотопом — средняя величина δS^{34} в них составляет около +5‰. Вмещающие интрузию метаосадочные породы (песчаники, доломиты), метавулканыты (базальты) и лежащие под ними гранитные породы основания тоже заметно обогащены тяжелым изотопом серы. При этом обнаруживается коррелятивная зависимость изотопных соотношений в магматических породах эндоконтактной зоны массива от литологии вмещающих пород. В магматических породах, контактирующих с метаосадочными по-

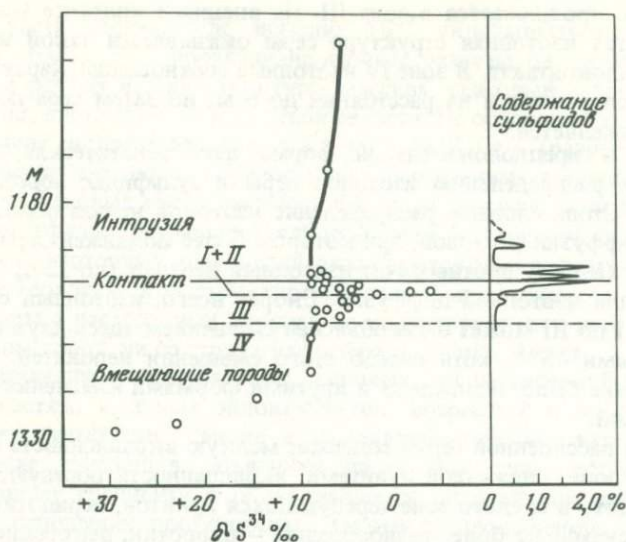


Рис. 47. Вариации изотопов серы в контактовой зоне интрузии Маскокк (Sasaki, 1969)

родами, $\delta S^{34} \geq 9,0\text{‰}$; в породах, контактирующих с гранитоидами, $\delta S^{34} \leq 9,0\text{‰}$. Изотопы серы во вмещающих породах имеют широкую вариацию $-\delta S^{34}$ от $-4,0$ до $+30\text{‰}$. Непосредственные определения изотопов серы во вмещающих породах, за пределами зоны влияния интрузии, показывают, что в метаосадочных породах δS^{34} равно $+5,0\text{‰}$, в метавулканитах $+2,6\text{‰}$, в гранито-гнейсах и гранодиоритах $+5,0-5,6\text{‰}$. Заметно также обогащены тяжелым изотопом серы сульфиды в породах подводящей (питающей) дайки ($\delta S^{34} \geq 9,0\text{‰}$), контактирующей опять же с осадочными породами и вулканитами. Изотопные распределения серы в породах интрузива Маскокк, по мнению Сасаки, обусловлено, без сомнения, взаимодействием магмы с боковыми породами.

В южной части массива Маскокк изучалось распределение изотопов серы в сульфидах контактовых пород, причем сульфиды отбирались из разрезов, пересекающих контактовую зону и уходящих во вмещающие породы на расстояние до 90 м от контакта. В эндоконтактовых породах сульфиды представлены в основном пирротином, реже наблюдаются пентландит, кубанит, халькопирит. Вмещающие породы — это аспидные сланцы и гранито-гнейсы, в которых величина $\delta S^{34} \leq 9,0\text{‰}$. В самой контактовой зоне изотопные соотношения более сложны. Здесь выделяются по минералогическим признакам и изотопной структуре четыре зоны (рис. 47).

В зоне I (мощностью до 2,5 м) сульфиды вмещающей породы слегка обогащены S^{32} , а δS^{34} изменяется от $+4,0$ до $+8,2\text{‰}$, составляя в среднем $+6,6\text{‰}$. Минералогически сульфиды этой зоны аналогичны сульфидам из эндоконтакта интрузии. В зоне II изотопные соотношения неожиданно меняются: сера сначала облегчается (до $-3,8\text{‰}$), затем снова утяжеляется. В зоне сульфиды представлены, как и ранее, пирротинном, пентландитом, кубанитом и халькопиритом, но пентландит и кубанит не так обильны (не более $2-3\text{‰}$). Сульфиды здесь мелкозернисты. Утяже-

ление серы продолжается в зоне III. На внешнем контакте зоны (в 15 м от контакта) изотопная структура серы оказывается такой же, что и в породах эндоконтакта. В зоне IV изотопные соотношения, характерные для III зоны, сохраняются на расстоянии до 6 м, но затем сера постепенно и сильно утяжеляется.

Сасаки в предположительной форме дает генетические объяснения подобному распределению изотопов серы в сульфидах пород контактовой зоны. Столь сложное распределение изотопов нельзя объяснить механизмом диффузии изотопов, при котором более подвижен легкий изотоп. Такому механизму противоречит изотопный перепад (до 12‰), слишком большой для изотопной диффузии. Скорее всего, изотопный состав серы в зонах с I по III может быть объяснен смешением здесь двух видов серы с различными δS^{34} , хотя способ этого смешения непонятен. Возможно, что смешение было осложнено и другими формами изменения изотопных соотношений.

Породы расслоенной серии содержат мелкую вкрапленность сульфидов. В нижней зоне, сложенной дунитами, вкрапленность образуют пирротин и пентландит; в средней зоне чередующихся дунитов, перидотитов и пироксенитов сульфиды более разнообразны — пирротин, пентландит, кубанит, халькопирит; в верхней зоне габброидов по всему разрезу встречается только халькопирит, в то время как кубанит, пирротин и пирит развиты соответственно только в ее нижней, средней и верхней частях. В общем содержание сульфидов повышается к верхам расслоенных пород. В верхней части расслоенной серии наблюдаются два тонких хромитовых слоя, обогащенных сульфидами.

Изотопные соотношения серы сульфидов расслоенных пород изменяются от +1,1 до +10,4‰, однако по данным большинства анализов они укладываются в пределы от +3 до +7‰, составляя в среднем +5,2‰. Все породы расслоенной серии подразделены на пять главных групп, занимающих определенное стратиграфическое положение (снизу вверх): а) богатые оливином породы (дунит, перидотит, полевошпатовый перидотит), б) пироксениты (оливиновый клинопироксенит, ортопироксенит, вебстерит, полевошпатовый вебстерит, пикритовый вебстерит), в) хромитовые слои, г) габбро (габбро, гранофировые габбро), д) гранофиры. В этих группах пород δS^{34} имеет следующие средние значения: +4,2, +6,0, +6,1, +5,7 и +4,9‰. Таким образом, средняя величина изотопного соотношения для богатых оливином пород примерно на 1–2‰ меньше, чем в вышележащих расслоенных породах. Кроме того, несколько самых легких изотопных определений падает на богатые оливином породы. В то же время именно на эти породы приходятся высокие значения δS^{34} . Такие широкие (до 7‰) диапазоны изотопных соотношений скорее всего связаны, по мнению Сасаки, с комплексной (полигенной) историей формирования расслоенных пород, чему более отвечает гипотеза последовательного внедрения магм.

Изотопные отношения серы сульфидов расслоенных пород часто не увязываются с петрографическим составом переслаивающихся пород. В северной части массива Маскоккс отобранные пробы из 10 дифференцированных по составу слоев показали узкие значения δS^{34} — в пределах от +2,9 до +4,9‰. Подобное постоянство изотопных отношений, но с более высоким содержанием тяжелой серы, наблюдается в четырех различных слоях в

восточной части массива, где значения δS^{34} укладываются в интервал от +5,3 до +6,0‰. Эти проанализированные разрезы расслоенных пород находятся в разных частях структуры массива: северный разрез ближе к оси интрузии, восточный — к краевой ее части. На основании этого определяется наличие систематического л а т е р а л ь н о г о (разрядка наша. — С.Г.) изменения изотопных соотношений в расслоенных породах. В общем сульфиды из боковых частей расслоенной серии содержат больше тяжелой серы, чем сульфиды центральной, ядровой части расслоенной серии, в силу чего контуры изотопных отношений оказываются дискордантными по отношению к геологической структуре массива. Таким образом, отношение изотопов серы в расслоенных породах не коррелирует ни с петрографическим составом пород, ни со стратиграфией расслоенных пород.

В направлении от центральных, ядровых зон расслоенной серии к ее боковым частям, к зонам эндоконтактов, возрастает в породах также содержание сульфидов. Ранние исследователи подобное неравномерное распределение сульфидов объясняли диффузией серы, подчинявшейся температурному градиенту в охлаждающемся интрузивном теле. Однако изотопные отношения противоречат такому предположению, так как в условиях температурного градиента более легко диффундирует легкий изотоп. И если бы подобная диффузия происходила, то обогащенными тяжелым изотопом оказались центральные части интрузии.

Изотопная структурная картина в интрузии Маскоккс однозначно не объяснена Сасаки. Он высказал по поводу ее происхождения два предположения: а) вся сера интрузии происходит из мантии, но какие-то процессы изотопного фракционирования вызывали увеличение в поднимающейся магме тяжелой серы; б) по крайней мере, часть серы пришла в интрузию из вмещающих пород, с которыми взаимодействовала магма. На наш взгляд, второе предположение более правдоподобно.

В трапповых интрузиях района Норильска установлена значительная обогащенность магматических пород тяжелой серой, связанная с заимствованием серы из вмещающей толщи (Виноградов, Гриненко, 1964; В.А. Гриненко, Л.Н. Гриненко, 1974), что установлено путем сравнительного анализа распределения изотопов серы в соответствующих группах пород.

Исследование распределения изотопов серы (Коваленкер и др., 1974) в рудах месторождений Талнахского рудного узла показало латеральную изменчивость изотопных отношений, зависящую от глубины залегания интрузивного тела и связанных с ним медно-никелевых руд. Фронтальные, близповерхностные участки интрузии содержат меньше тяжелого изотопа серы, чем более глубинные участки. Так, Талнахское месторождение, размещенное во вмещающих породах тунгусской серии, обогащено тяжелой серой, по сравнению с метеоритным стандартом, на 9,3‰, а Октябрьское, размещенное в отложениях девона, на глубинах от 400 до 1500 м от современной поверхности, — на 11,6‰, т.е. в сульфидах последнего месторождения сера тяжелее в среднем более чем на 2,3‰. Такие же изотопные соотношения выдерживаются в одноименных минералах из этих месторождений: средние значения δS^{34} для пирротинов Талнахского и Октябрьского месторождений соответственно равны +7,97 и +10,54‰, для халькопиритов +8,07 и +11,33‰, для пентландитов +8,77 и +11,54‰, для кубанитов +8,22

и +11,97‰. При этом отмечено утяжеление серы в минералах поздних стадий кристаллизации.

Распределение изотопных отношений по площади Талнахского и Октябрьского меторождения показывает, что оно связано с глубиной становления интрузии. Во фронтальной части интрузива сера относительно обеднена тяжелым изотопом по сравнению с прикорневой частью. Это объясняется большой миграционной способностью легкого изотопа серы, накапливающегося в передовой, фронтальной части внедряющейся колонны магмы (Коваленкер и др., 1974).

И.А. Зотов (1979), интерпретируя данные Л.Н. Гриненко и др. по распределению изотопов в сульфидных медно-никелевых рудах и габбро-долеритах, отмечает подобную же латеральную зависимость изотопных отношений по разрезам всей трапповой интрузии Талнаха. По его интерпретации, во фронтальных ветвях интрузии δS^{34} в среднем равна 10,6‰, а в тыловых частях -13,9‰. Однако в самом непосредственном контакте с ангидрит-содержащими породами габбро-долериты заметно обогащены тяжелым изотопом - до 12,4‰. В связи с этим интересно отметить и тот факт, что ангидриты заметно теряют тяжелую серу ($\delta S^{34} = 16,4 \pm 0,6‰$), попадая в околоинтрузивный метаморфический ореол, по сравнению с ангидритами неметаморфизированных осадков ($\delta S^{34} = 19,1 - 23,49‰$). Таким образом, можно констатировать, что, начиная с ореола контактово-измененных пород, сера ангидритов, а затем и сера, заимствованная из них магматическим расплавом, заметно облегчается, но в центральных, тыловых частях интрузии она все-таки утяжеляется. Объясняя эту картину изотопных отношений в Талнахской интрузии, И.А. Зотов полагает, что "пространственное разделение изотопов в магме происходило с участием флюидной фазы, которая находилась в равновесии с ликвидационными каплями сульфидных расплавов" (с. 125). Он также высказывает мнение о том, что подобная структура изотопных соотношений могла сформироваться в условии потока сквозь магму сильно восстановленных флюидов, которые обогащались тяжелым изотопом по мере продвижения от тыловой части интрузии к фронтальной, где они разгружались от серы, которая входила в новообразованные сульфиды.

Таким образом, распределение изотопов серы по латерали в Талнахской интрузии не имеет однозначного объяснения. Не исключено, что структура изотопных соотношений серы здесь может найти и более простое объяснение - в зависимости от изотопных отношений серы вмещающих пород. Глубокие горизонты интрузии размещены в палеозойских отложениях, более верхние - в отложениях пермотриаса. А эти отложения, как известно, различаются изотопными отношениями серы.

Заимствование доказывается и данными анализов изотопов серы в ксенолитах и заключающих их рудах. Так, нами по материалам полевых работ 1975 г. в районе Норильска проанализированы изотопы серы в ксенолите роговика из пород тунгусской серии, в приконтактной части сплошной руды с ксенолитом и в сплошной руде в удалении (до 5 см) от ксенолита. Изотопные отношения оказались следующими (δS^{34} , в ‰): ксенолит (халькопирит) + 9,7, приконтактная часть (пирротин) + 8,49 и (халькопирит) + 9,05, сплошная руда (в халькопирите) + 6,66. Распределение изотопов серы в этом случае показывает, что на сравнитель-

но небольшом удалении от ксенолитов, из которых заимствовалась, несомненно, сера, происходит заметное снижение в сульфидах доли тяжелого изотопа. Причины такого резкого изменения изотопных отношений не ясны.

Рассмотренные примеры распределения изотопов серы в расслоенных интрузиях, прорывающих вмещающие осадочные породы с заметно утяжеленной коровой серой, показывают, что сера в значительной мере заимствуется из боковых пород, что возможно только в условиях ассимиляции этих пород магмой. По расчетам М.Н. Годлевского (1967), в трапповых интрузиях района Норильска содержится до 30–40% коровой серы.

Примером взаимодействия магматических расплавов с вмещающими породами, содержащими сравнительно облегченную серу, приближающуюся к метеоритному стандарту, являются расслоенные интрузии Северного Прибайкалья. Изотопные отношения серы в сульфидах этих интрузий впервые были исследованы А.П. Виноградовым и Л.Н. Гриненко (1964) на материале из Июко-Довыренского массива. Они отметили близость изотопных отношений метеоритному стандарту, подчеркнув возможность частичного заимствования серы из вмещающих пород. Позднее распределение изотопов серы анализировалось в ряде работ (Рипп и др., 1975; Гурулев и др., 1979). Наиболее полно этот вопрос рассмотрен в статье С.А. Гурулева с соавт. (1979), в которой опубликованы основные данные по изотопии серы в расслоенных интрузиях региона. Мы кратко осветим основные выводы этой работы, дополнив их некоторыми сведениями по распределению изотопов серы вокруг ксенолитов боковых пород.

Поскольку в расслоенных габброидных интрузиях, прорывающих отложения нижнего протерозоя, присутствуют ксенолиты гипербазитов, анализировалось распределение изотопов серы в Абкитском гипербазитовом массиве, размещенном в колчеданосных отложениях нижнего протерозоя (Холоднинское колчедано-полиметаллическое месторождение). Сера в сульфидах колчедано-полиметаллических руд значительно утяжелена (δS^{34} до +29,10 в пиритах, до +15,7‰ в пирротинах). В сульфидах медно-никелевых руд гипербазитов тоже заметно обогащение тяжелым изотопом — δS^{34} изменяется от +1,0 до +3,6‰, но не в таком масштабе, как в колчеданно-полиметаллических рудах. Гипербазитовый расплав заимствовал серу из колчеданосных отложений, но частично освобождался от тяжелого изотопа в силу проявления кинетического эффекта.

В Чайском расслоенном интрузиве состав серы в сульфидах медно-никелевых руд в целом близок метеоритным отношениям — δS^{34} изменяется от -1,75 до +1,70‰, составляя в среднем -0,07. Однако в распределении изотопов серы в различных типах руд выявляется ряд особенностей. В сплошных рудах, включающих ксенокристаллы пирита, отношение изотопов в пирите приближено к метеоритному — в среднем +0,08‰. Эти отношения в пирротинах, которые относятся к более позднему парагенезису, смещены в сторону обогащения тяжелым изотопом — δS^{34} до +1,26‰, что свидетельствует о накоплении тяжелого изотопа серы в сульфидах фронтальных частей зоны магматического замещения. Отчасти такой вывод подтверждается тем, что в брекчиевидных медно-никелевых рудах вкрапленного типа изотопные отношения близки к

метеоритным — δS^{34} изменяется от $-0,32$ до $-0,70\%$. Намечается зональное распределение изотопов серы, совпадающее со структурной зональностью в распределении медно-никелевых руд. В центральных частях зон и залежей медно-никелевых руд находятся сплошные руды, сменяющиеся последовательно сидеронитовыми, брекчиевидными, прожилково-вкрапленными и вкрапленными, в которых сера сульфидов постепенно облегчается. Замечено, что в этих же рядах медно-никелевых руд изменяется их силикатная составляющая — от ультраосновной до основной, габброидной.

В сульфидах Июко-Довыренского массива состав серы близок к метеоритному. В отложениях ондокской свиты, которые прорывает данный интрузив, установлены полиметаллические руды гидротермального происхождения. Сульфиды и барит из этих руд сильно обогащены тяжелым изотопом — до $+19,9\%$. Это оруденение по возрасту моложе никеленосного интрузива, и оно не влияло на изотопные характеристики интрузива. Кроме того, в отложениях ондокской свиты установлены колчеданные (пирит-пирротинные) руды, которые иногда встречаются в интрузиве в виде ксенолитов. Эти руды претерпели региональный метаморфизм. Изотопные отношения серы в них близки к метеоритному стандарту. Аналогичные отношения фиксируются и в ксенолитах колчеданных руд. Таким образом, толща отложений ондокской свиты, которая подвергалась магматической переработке при формировании расслоенного интрузива, характеризовалась изотопными отношениями серы, очень близкими к метеоритному стандарту.

Сульфиды медно-никелевых руд Июко-Довыренского массива имеют значения δS^{34} от $-0,50$ до $+1,05\%$, т.е. отношение изотопов колеблется в довольно узком интервале, составляя в среднем $+0,32\%$.

Изотопные отношения серы в сульфидах Чайского и Июко-Довыренского массивов показывают независимость в распределении от глубины становления интрузивов и геотектонических условий их формирования. Оказывается, в никеленосных гипербазитах сера сульфидов более обогащена тяжелым изотопом, нежели в сульфидах расслоенных интрузий. Это связано с конкретными условиями становления интрузий. Гипербазитовая магма внедрялась в отложения, обогащенные тяжелой коровой серой, а габбро-перидотитовые интрузии позднего докембрия размещались в метаморфизованных отложениях, в которых сера сульфидов значительно облегчена и приближена к метеоритной. При магматическом заимствовании такая сера существенно не изменяла изотопные отношения во внедряющейся магме.

Весьма интересен вопрос о вариациях изотопных отношений серы в соседствующих слоях магматических пород. В магматических слоях интрузии Маскокс и интрузии Норильска не отмечено больших колебаний изотопных отношений. И все-таки есть примеры широких вариаций этих отношений. Они выявлены в эфлогитовых массивах ЧССР (Гриненко и др., 1980). В полосчатых ультраосновных породах здесь обнаружены вариации изотопного состава серы в полосах (слоях) разного состава — от $+1,2$ до $+22,9\%$, что, по мнению исследователей, позволяет говорить о контаминации магмы коровым материалом и о метасоматическом способе формирования интрузивов.

Изотопия кислорода

Изотопные отношения кислорода проанализированы Х.П. Тейлором в Скаергаардском расслоенном интрузиве и породах, вмещающих его. Интрузивное тело массива пересекает, как известно, несогласный контакт платобазальтов, в основании которых наблюдаются осадочные породы, с докембрийскими гнейсами. Изотопы кислорода анализировались преимущественно в плагиоклазах. Распределение изотопных характеристик по площади массива показывает, что породы с "нормальным" для изверженных пород значением $\delta^{18}\text{O} = +6\text{‰}$ характерны для северо-западной части массива, в то время как породы остальной части массива имеют пониженные значения $\delta^{18}\text{O}$ — вплоть до $+1\text{‰}$. "Изолиния, отвечающая $\delta^{18}\text{O} = +6\text{‰}$, совпадает с проекцией несогласного контакта между базальтами и гнейсами на дневную поверхность. Изотопный состав кислорода в образцах всех плагиоклазов, отобранных с более высоких уровней интрузива от изолинии $\delta^{18}\text{O} = +6$, характеризуется различной степенью обеднения изотопом ^{18}O , причем в целом величины $\delta^{18}\text{O}$ проявляют тенденцию к неуклонному понижению по мере движения вверх (к югу)" (1977 с. 252).

В связи с подобным распределением изотопов кислорода по площади массива интересными представляются данные по изотопам кислорода во вмещающих породах. Оказывается, что северо-западная часть массива, где значения $\delta^{18}\text{O}$ больше $+6$, контактирует с гнейсами, в которых $\delta^{18}\text{O}$ (по валовым пробам) изменяется в пределах от $+6,6$ до $+8,1\text{‰}$, т.е. породы достаточно утяжелены ^{18}O . В то же время остальная часть массива контактирует с осадочными породами и базальтами, в которых $\delta^{18}\text{O}$ (по валовым пробам) заметно низки — от $-0,1$ до $+2,9\text{‰}$. Таким образом, намечается определенная корреляционная связь изотопных характеристик, с одной стороны, магматических и, с другой — вмещающих пород. Эта же связь вырисовывается при анализе изотопных отношений по четырем разрезам через интрузив (рис. 48): один из них проходит в нижней части интрузива, залегающей в гнейсах, другой — в зоне контакта базальтов и гнейсов, остальные характеризуют верхние части интрузива, где вмещающими породами являются базальты. "Разница изотопного состава в образцах из различных разрезов вполне очевидна" (Тейлор, 1977, с. 249). Основные особенности распределения изотопных характеристик по разрезам заключаются в следующем: « 1) вариации величин $\delta^{18}\text{O}$ весьма беспорядочны, и, как правило, резкие изменения $\delta^{18}\text{O}$ наблюдаются на небольших горизонтальных отрезках, особенно это относится к контактовым зонам верхних частей интрузива; 2) образцы из более высоких разрезов систематически обеднены изотопом ^{18}O по сравнению с более глубинными образцами, в особенности в непосредственной близости от краевых зон интрузива; 3) изотопный состав плагиоклаза из самого глубокого разреза повсюду характеризуется практически "нормальным" для изверженных пород значением $\delta^{18}\text{O} = +6$ » (там же, с. 250).

К этому следует добавить, что в нижней части разреза расслоенной серии присутствуют гранофиры, значения $\delta^{18}\text{O}$ которых идентичны таковым гнейсов, что вызывает предположение об образовании гранофириров в результате частичного плавления гнейсов (Taylor, Forester, 1979).

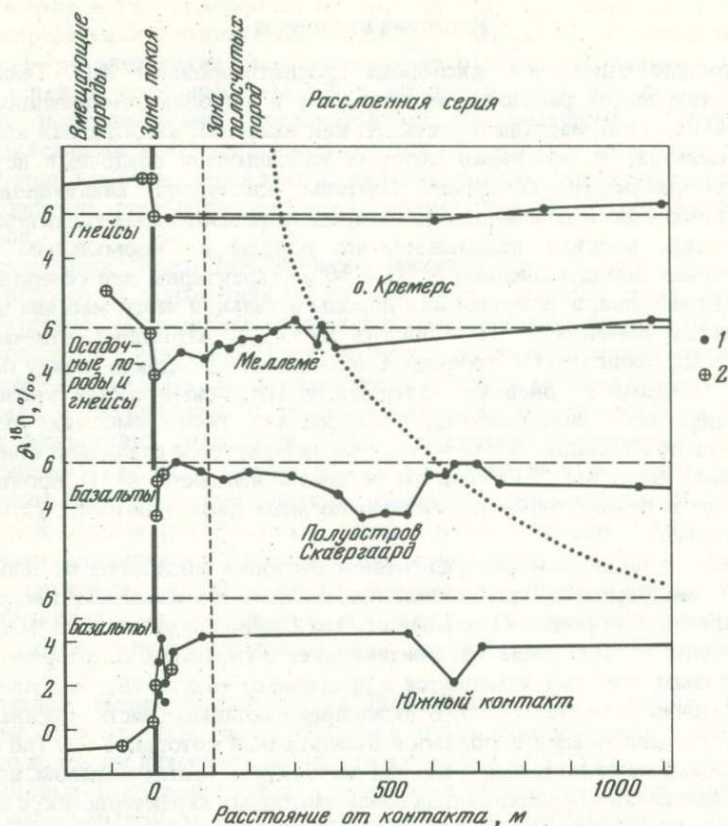


Рис. 48. Вариации изотопов кислорода плагиоклазов (1) и горных пород (2) по разрезу Скагердского массива (по Тейлору, 1977)

Таким образом, в массиве устанавливается корреляционная связь изотопных характеристик по кислороду магматических и вмещающих пород. Такая же связь намечается по изотопам водорода (Taylor, Forester, 1979). К сожалению, Х.П. Тейлор не придает этой связи какого-либо значения и объясняет изотопные отношения конвекцией метеорно-гидротермальных вод в период после внедрения магмы, отвергая непосредственную смешиваемость метеорных вод с магмой. Подобное объяснение изотопной картины по кислороду в Скагердском интрузиве наталкивается, на наш взгляд, на ряд противоречий. В частности, породы массива свежи и лишены вторичного изменения, что является серьезным препятствием предлагаемому механизму изотопного сдвига в сторону обогащения пород легким изотопом. Этот механизм, намечаемый по распределению в массиве значений отношения D/H, требует уже допущения проникновения метеорных вод на глубину 6–10 км, т.е. в область распространения гнейсов (Taylor, Forester, 1979).

Корреляционная связь изотопных характеристик магматических и вмещающих пород Скавргаарда позволяет высказать мнение о возмож-

ности формирования изотопной структуры по кислороду, а также по водороду в результате процессов магматического замещения боковых пород.

Необычно высокие, выходящие за пределы общепринятых значений для нормально-магматических пород изотопные отношения кислорода установлены в Иоко-Довыренском массиве (Устинов и др., 1980). Изотопный состав кислорода анализировался в мономинеральных фракциях оливина, плагиоклаза, клино- и ортопироксена. Для оливинов характерны устойчивые изотопные отношения кислорода по всему разрезу массива, и значения этих отношений весьма высоки — $\delta^{18}\text{O}$ от +8,1 до +9,2‰. Близки к этому изотопные отношения в плагиоклазе дунитов (оливинитов — С.Г.): $\Delta^{18}\text{O}_{\text{P1-O1}} = +0,5\text{‰}$. Гораздо ниже они в плагиоклазе троктолитов, оливиновых габбро и оливиновых габбро-норитов: $\Delta^{18}\text{O}_{\text{P1-O1}}$ от -3,0 до -3,5‰. И вновь повышаются значения изотопных отношений в безоливиновых габбро-норитах — $\delta^{18}\text{O} = +8,8\text{‰}$. Изотопные кислородные отношения в клинопироксене, как и в плагиоклазе, не отличаются устойчивостью. Так, в клинопироксене из троктолитов, оливиновых габбро и оливиновых габбро-норитов они близки к таковым плагиоклаза — $\Delta^{18}\text{O}_{\text{P1-Cpx}} = +0,7\text{‰}$, а в безоливиновых габбро-норитах заметно ниже, чем для плагиоклаза, — $\Delta^{18}\text{O}_{\text{P1-Cpx}} = +5,5\text{‰}$.

Высокое содержание тяжелого кислорода в минералах Иоко-Довырена В.И. Устинов с соавт. объясняют особенностями состава первичной магмы, поскольку невозможно для свежих пород массива «найти вероятные вторичные процессы, ведущие к существенному "утяжелению" кислорода первичных минералов» (1980, с. 57). Тем не менее они допускают возможность привлечения вторичного изменения для объяснения дефицита тяжелого изотопа кислорода в плагиоклазе и клинопироксене троктолитов, оливиновых габбро и оливиновых габбро-норитов, хотя вряд ли целесообразно делать подобное допущение, так как при этом логически непонятной остается неподверженность вторичному изменению здесь же присутствующего оливина, сохраняющего высокое изотопное отношение. На наш взгляд, высокие изотопные отношения кислорода в минералах массива определяются не первичным составом магмы, а относительной незавершенностью процессов магматического замещения карбонатно-терригенных отложений ондокской свиты. Они в определенной мере унаследованы от замещенных осадочных пород, для которых (особенно для карбонатных морских осадков) характерны высокие значения $\delta^{18}\text{O}$.

В связи с высокими значениями $\delta^{18}\text{O}$ в минералах Иоко-Довырена, отличающимися от $\delta^{18}\text{O}$ нормально-магматических пород, следует подчеркнуть, что в расслоенных интрузиях так называемый изотопный сдвиг может быть выражен не только в сторону понижения значений $\delta^{18}\text{O}$, как это наблюдается в Скаергаарде (Тейлор, 1977), но и в сторону повышения значений $\delta^{18}\text{O}$. Нельзя не заметить и того, что в интрузиях сосуществуют породы как с одинаковыми, так и с различающимися характеристиками изотопных отношений в минералах. Последнее устанавливалось еще в Скаергаарде, где обеднение изотопом ^{18}O плагиоклаза относительно пироксена носит дифференцированный характер. Оно выражено также в Иоко-Довырене.

С точки зрения влияния процессов контаминации магмы на изотопные характеристики магматических пород весьма интересным представляется вопрос о вариациях изотопных отношений в контактово-метасоматических породах. Однако систематических исследований, насколько известно автору, в этом направлении не проводилось, а единичные работы, естественно, не могут обрисовать картину во всей ее полноте, но тем не менее укажем эти работы.

В контактовом ореоле Кия-Шалтырского габбро-сиенитового массива (Кузнецкий Алатау) анализировались изотопные отношения кислорода и углерода неизменных вмещающих известняков и скарнированных известняков (Родыгина, Голышев, 1981). В неизменных известняках значения $\delta^{18}\text{O}$ высокие — от +15,6 до +19,7‰ и значения $\delta^{13}\text{C}$ — в пределах от -0,01 до +0,03‰. Эти значения в контактовом ореоле изменяются по-разному. В контакте с габбро $\delta^{18}\text{O}$ снижается до +11,6, а $\delta^{13}\text{C}$ изменяется в сторону увеличения легкого углерода — от -0,26 до -0,42‰. В контакте с уртитамы значения $\delta^{18}\text{O}$ остаются такими же высокими, как и в неизменных известняках, а $\delta^{13}\text{C}$ изменяется то в сторону утяжеления (от +0,01 до +0,22), то в сторону облегчения (от -0,14 до -0,17) углерода.

Особенности изотопных отношений кислорода и углерода при процессах скарнирования доломитов исследованы С.М. Александровым и др. (1980). В исследование включались исходные породы (доломиты), периклазовые и бруситовые мраморы, кальцифиры, скарны, т.е. весь комплекс контактово-метасоматических образований, характеризующих последовательные стадии преобразования доломитов. Исходные доломиты имеют величны $\delta^{18}\text{O}$ от +17,6 до +20,3‰ и $\delta^{13}\text{C}$ от -1,2 до -1,5‰. При разложении доломита на периклаз и кальцит значения $\delta^{18}\text{O}$ остаются в пределах от +7,6 до +10,4 и $\delta^{13}\text{C}$ от -4,3 до -6,0. Образование силикатов существенно не меняет $\delta^{18}\text{O}$ (от +10,9 до +14,1), в то время как $\delta^{13}\text{C}$ сдвигается еще больше — от -5,8 до -7,6. Полное замещение доломита силикатами (образование диопсидового скарна) ведет к заметному облегчению углерода ($\delta^{13}\text{C}$ до -9,6‰) при сохранении утяжеленного кислорода ($\delta^{18}\text{O}$ = +12,9‰). Облегчение изотопов углерода и кислорода при скарнировании доломитов исследователи связывают не с уходом CO_2 и гидроксильных групп из системы при взаимодействии силикатного расплава с карбонатными породами, как это предполагалось ранее, а с участием в процессах преобразования доломитов привнесенного вещества с аномальным изотопным составом.

Подобное же постепенное облегчение изотопов кислорода отмечено в скарнах Тажеранского щелочного массива, где значения $\delta^{18}\text{O}$ последовательно уменьшаются в ряду доломит — бруситовый мрамор — шпинель-форстеритовый кальцифир — шпинель-фассаитовый скарн, сохраняясь в интрузивной породе на несколько более высоком уровне, чем в скарне (Брандт и др., 1980).

Изотопия стронция и неодима

Геохимия изотопов стронция в магматических породах, в том числе и в расслоенных базит-гипербазитовых, рассматривалась в ряде обобщающих работ (Фор, Пауэлл, 1974; Глазунов, 1975, 1979, 1981).

Базальты океанов, наиболее вероятные аналоги мантийных расплавов, обычно имеют низкие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, укладывающиеся в узкие пределы вокруг среднего значения, равного 0,7037 (Фор, Пауэлл, 1974). Однако и здесь обнаруживаются некоторые особенности, указывающие на возможность смешения базальтовой магмы с сиалическим материалом. Так, на Гавайях в базальтах отмечена обратная корреляция между $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и K/Rb , предположительно обусловленная контаминацией родительской магмы пелагическими осадками.

Базальты континентальных областей обнаруживают значительные отклонения от величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, характерной для океанических базальтов. Эти отклонения наблюдаются как в сторону изотопного утяжеления (долериты Антарктиды и Тасмании, Южной Африки, Южной Америки), так и в сторону облегчения (базальты и долериты Земли Королевы Мод в Антарктиде). Увеличение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в вулканических породах обуславливает необходимость прибегать либо к признанию геохимических аномалий в мантии (обогащение ее Rb , U и Th), либо к допущению в широких масштабах процессов контаминации магм. Если первое из этих альтернативных предположений ничем не может быть доказано, то второе, наоборот, находит веские доказательства. Одно из таких доказательств, как считают Г. Фор и Дж. Пауэлл, заключается в корреляционной зависимости соотношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и содержания в базальтах SiO_2 . В базальтовых потоках от подошвы к кровле эти величины уменьшаются. Влияние процессов ассимиляции корового материала на геохимические особенности вулканитов доказывается также распределением неодим-стронциевых изотопных отношений (Thirlwall, 1982).

В расслоенных интрузиях установлено не только своеобразие отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, но и не всегда одинаковое распределение самого элемента в расслоенных породах. Так, О.М. Глазунов (1981) отметил различную стронциеносность основных пород разных районов Саяно-Байкальской горной области. Аномально высокое содержание стронция свойственно габброидам Северного Прибайкалья, а минимальное — габброидам Восточного Саяна. Кроме того, он обратил внимание на неодинаковое распределение элемента по разрезам расслоенных серий. Если в таких интрузивах, как Стилуотер и Скаергаард, содержание стронция увеличивается от нижних горизонтов к верхним, то, например, в массиве Осередок наблюдаются два максимума концентрации стронция, один из которых приходится на диоритоиды эндоконтакта и другой — на рудные габброиды центральной части массива.

Распределение стронция в расслоенных интрузивах приобретает важное значение в связи с тем, что Г. Фор и Дж. Пауэлл (1974) на основании изучения изотопных отношений в вулканических и интрузивных породах районов Бак-Хилл и Таскотал-Меса (США) наметили линейную зависимость между $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и общим содержанием стронция: чем меньше в породах стронция, тем выше отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. И если бы подобная зави-

симость выдерживалась во всех расслоенных интрузиях, то она явилась бы важнейшим критерием, доказывающим фракционирование магмы. На самом деле эта зависимость существенно нарушается. Так, по данным О.М. Глазунова (1981), она выдерживается только в габбро-диабазам и габбро-амфиболитах, в то время как в породах габбро-пироксенитовой и габброидах гипербазитовой формаций отсутствует.

В расслоенных габбро-норит-перидотитовых ассоциациях отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ изменяются в пределах от 0,703 до 0,712, оставаясь для многих из них не отличимыми от таковых главной массы базальтов (Фор, Пауэлл, 1974). О.М. Глазунов (1981) показал, что распределение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ зависит от формационного типа пород. Наиболее высокими величинами $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ среди магматических основных пород Саяно-Байкальской горной области обладают древние габбро-амфиболиты и габбро-диабазы (0,7126–0,7136), затем идут габбро стратифицированных массивов (0,7065–0,7096) и основные породы габбро-пироксенитовой формации (0,7043–0,7054). Вместе с тем в расслоенных интрузиях отмечаются случаи контрастного распределения изотопов стронция. Так, в массиве Инч (Шотландия) наряду с высокими значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (порядка 0,712) отмечаются и низкие (0,703). В гранофирах Скаергарда эти величины более низки, чем в главной массе габброидов. Колебания в величинах $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отмечены также в Бушвельде (Фор, Пауэлл, 1974), в габбро гипербазитовой формации Саяно-Байкальской горной области – в одних случаях высокие (0,7070–0,7091), в других низкие – 0,7056 (Глазунов, 1981). Значительные неоднородности в величинах $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ обнаружены в сиенитах, гранитах, габбро-диоритах и основных включениях Вермонта в США (Foland, Lesser, 1978).

Разнородные величины изотопных отношений стронция характерны также для пород расслоенных серий. Так, в Дулутском интрузиве анализировались на изотопы стронция анортозиты по скважине глубиной 700 м. Выделены три зоны, причем одна из них, в интервале глубин 230–420 м, имеет значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ порядка 0,70443, а две другие – ниже и выше по разрезу – в среднем 0,70500 (Grant, Molling, 1981). В интрузиве Калка колеблющиеся значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ выявлены как по отдельным зонам (нижней норитовой и оливиновых габбро) внутри расслоенной серии (Gray, Goode, 1981), так и по разрезу в целом через массив (Gray, et al., 1981). В последнем случае интересным представляется сопоставление величин $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ с отношениями $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (табл. 55). При постоянном отношении изотопов неодама, типичном для континентальных базальтов, стронциевое первичное отношение остается повышенным, что объясняется ассимиляцией магмой вмещающих пород (гранулитов), для которых $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,710\text{--}0,715$. Количество ассимилированных магмой гранулитов оценивается в 25%.

Отклонения величин $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ магматических пород от средних значений этих же величин океанических базальтов, высокие отношения и, наконец, вариации этих отношений в определенных группах пород (формационных типах) и отдельных интрузивах – все это может быть объяснено либо особенностями состава мантийных магм, либо широкими масштабами процессов контаминации. Как справедливо замечают Г. Фор и Дж. Пауэлл (1974), без учета контаминации магм сиалическим материа-

Таблица 55

Изотопные отношения в магматических и вмещающих породах интрузии Калка (Gray et al., 1981)

№ пробы	Порода	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
155	Вебстерит	0,1951	0,51109	0,0810	0,70857
154	"	0,2140	0,51101	0,0330	0,70883
147	"	0,2233	0,51096	0,0235	0,70777
410	Оливиновое габбро	0,1973	0,51107	0,0165	0,70791
136	" "	0,2127	0,51107	0,0146	0,70718
135	Габбро-норит	0,2128	0,51110	0,0146	0,70771
128	"	0,1828	0,51095	0,0222	0,70784
204	Норит	0,1785	0,51105	0,0231	0,70755
201	Габбро-норит	0,1660	0,51107	0,0140	0,70662
199	Габбро-анортозит	0,1771	0,51115	0,0077	0,70533
193	Анортозит	0,1726	0,51106	0,0067	0,70491
1443	Гранулит	0,1359	0,51104	0,964	0,7102
203	Гнейсо-гранит	0,1149	0,51100	6,976	0,7157

лом нельзя говорить о составе мантийного вещества. Однако в определении масштабов контаминации встречаются значительные трудности, обусловленные прежде всего неизученностью механизмов этих процессов. Г. Фор и Дж. Пауэлл предлагают несколько механизмов: 1) ольная ассимиляция, 2) взаимодействие магмы с вмещающими породами, 3) селективная миграция радиогенного стронция (в условиях взаимодействия магмы с вмещающими породами), 4) изотопные равновесия как следствие изотопного обмена или равновесия между гидратированной магмой и вмещающими породами.

Интересными и заслуживающими пристального внимания в свете изложенного материала по изотопии кислорода, стронция и неодима представляются взгляды Х.П. Тейлора (Taylor, 1980) об учете как эффекта ассимиляции вещества боковых пород, так и эффекта фракционной кристаллизации магмы. По мнению этого исследователя, в изверженных породах весьма часто проявляется положительная корреляция величин $\delta^{18}\text{O}$ и первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, обусловленная ассимиляцией магмой коровых пород с высокой концентрацией изотопов ^{18}O и ^{87}Sr . При ассимиляции изотопный состав контролируется как составом ассимилируемых пород и магмы, так и условиями равновесия в системе расплав-раствор и поведением открытой системы, в которой происходит кристаллизация. Х.П. Тейлором рассчитаны кривые изотопного "смешивания", отвечающие суммарному проявлению процессов ассимиляции и фракционной кристаллизации.

Изотопия аргона, неона и гелия

В некоторых расслоенных интрузиях или в месторождениях, связанных с ними, изучались изотопы аргона, неона и гелия. Так, в сэдберитах (шпинель-кордиеритовых породах), залегающих в виде ксенолитов в

норитах критического горизонта Мончегорского плутона, установлены содержания избыточного ^{40}Ar , не связанного генетически с ^{40}K . Избыточный ^{40}Ar , как избыточный He (до $0,1 \text{ см}^3/\text{г}$), концентрируется в кордиерите, а при его перекристаллизации — в хлорите. Кроме того, в сэдберитах обнаружены завышенные по сравнению с атмосферой изотопные отношения $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ — до значений 10,7 (в атмосфере 9,85), т.е. сэдбериты содержащие повышенные концентрации ^{20}Ne . Для объяснения происхождения в сэдберитах избыточных содержаний ^{20}Ne и аргона предложено четыре гипотезы. Из них при анализе наиболее достоверной признается та, которая объясняет изотопные распределения захватом кристаллизовавшимися сэдберитами первичного и радиогенного неона. Сэдбериты захватили неон древней атмосферы, заключенный в древних осадочных породах, способных сорбировать атмосферные газы. При внедрении магмы в эти породы атмосферные газы сохранились в сэдберитах (Верховский, Шукомонов, 1975).

Изучение изотопного состава гелия и аргона в газах, захваченных медно-никелевыми рудами Мончегорского и Ловноозерского месторождений, показывает, что газы образовались в условиях земной коры при изоляции атмосферы. Вклад мантийной составляющей оценивается величиной около 1% (Пушкарев и др., 1980).

Глава 6

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РАССЛОЕННЫХ ИНТРУЗИЙ

Несомненным представляется положение о том, что петрогенетические концепции, объясняющие условия формирования расслоенных интрузий, должны базироваться на полном и всестороннем учете геолого-петрографических, геохимических и минералогических особенностей расслоенных интрузий и рудных месторождений, генетически связанных с ними, а также на экспериментальном материале, их подтверждающем. К сожалению, нельзя не констатировать того, что далеко не всегда геологические особенности интрузий учитывались и учитываются в петрогенетических концепциях. Более того, есть гипотезы, объясняющие механизмы формирования расслоенных интрузий, в которых закономерности геологии и петрологии расслоенных интрузий совершенно не находят отражения.

В предыдущих главах были рассмотрены особенности внутренней структуры расслоенных интрузий, полнотипность расслоенных серий, явления взаимодействия магмы с боковыми породами, раскрываемые в контактовых взаимоотношениях магматических пород с вмещающими породами и их ксенолитами, особенности минералогии, геохимии и петрологии расслоенных магматических пород, свидетельствующие о взаимодействии магмы с боковыми породами. Выводы и положения, вытекающие из рассмотрения всех этих вопросов, как представляется, должны находить объяснение в петрогенетических концепциях, в конкретных гипотезах, раскрывающих механизмы и условия формирования расслоенных интрузий. Эти выводы и положения целесообразно повторить и, возможно, несколько разъяснить.

1. Устанавливается чрезвычайное разнообразие расслоенных интрузий в

петрографическом и петрохимическом плане. Разнообразие интрузий могло бы не привлекать пристального внимания, если бы для различных по геологической истории развития и геотектоническому устройству регионов были характерны интрузии какого-либо одного типа. В том-то и заключается вопрос, что в одном и том же регионе существенно меняется состав интрузий.

2. Разрезы расслоенных серий в интрузиях политипны. Широко распространенный взгляд о залегании ультраосновных пород в нижних частях интрузий и основных — в верхних следует признать ошибочным. Ультраосновные породы в ряде интрузий действительно приурочены к их низам, но в других интрузиях они сосредоточены в средних частях расслоенных серий. Есть интрузии с совершенно обратным расположением ультраосновных и основных пород: первые занимают верхние, а вторые — нижние части магматических камер.

3. Для расслоенных серий интрузий характерна латеральная изменчивость.

4. Для породообразующих минералов расслоенных пород отсутствуют единые схемы вариаций их состава по разрезам расслоенных серий. Вариации состава минералов разнообразны.

5. В расслоенных интрузиях выражены эндоконтактные зоны, отделяющие расслоенные серии от вмещающих толщ. Развитие эндоконтактных зон, лишенных магматической расслоенности, зависит от размеров магматической камеры и глубины ее заложения. Наиболее полно эндоконтактные зоны проявлены в габиссальных и приповерхностных интрузиях.

6. Расслоенные интрузии сопровождаются контактово-измененными породами. В них заметные объемы приходятся на ксенолиты боковых пород. При этом намечается соответствие состава ксенолитов составу магматических пород, в которых они залегают. При магматическом преобразовании ксенолитов формируются определенные формации метасоматических пород — магнезиальных скарнов, пироксенитов, высокотемпературных роговиков.

7. В магматических породах фиксируются различные генерации одного и того же минерала, в одной из которых обнаруживаются черты ксеногенного происхождения.

8. Магматическая расслоенность унаследована от вмещающих пород, что доказывается ее последовательным развитием в ксенолитах магматически преобразованных пород и непосредственным переходом в магматические породы.

9. В расслоенных интрузиях по ксенолитам вмещающих пород картируются просвечивающие структуры, намечающие пространственно-структурную связь и сопряженность определенных таксономических единиц расслоенных серий с литолого-стратиграфическими подразделениями вмещающих толщ.

10. Геохимия изотопов серы, кислорода, стронция и других элементов в расслоенных интрузиях указывает на значительную контаминацию магмы вмещающими породами.

Эти выводы и положения, вытекающие из геолого-петрографических исследований расслоенных интрузий, должны быть основой любой петрогенетической гипотезы, рассматривающей механизмы внедрения магмы и условия формирования расслоенных интрузий.

Гипотезы формирования расслоенных интрузий весьма разнообразны.

Все их вызвал к жизни феномен самой магматической расслоенности, но не только он. Далеко не второстепенное значение имело то обстоятельство, что с расслоенными магматическими породами связаны разнообразные руды, представляющие особую экономическую ценность. Поэтому рассмотрение генезиса и механизмов внедрения расслоенных интрузий всегда было связано как с научно-познавательным интересом, так и с экономическими требованиями.

Обзоры гипотез происхождения расслоенных магматических пород (Ярошевский, 1970; Шарков, 1980) позволяют наметить следующие их основные группы:

1. Гипотезы о фракционировании магмы, для объяснения которого привлекаются различные механизмы, а именно: диффузионный обмен в жидкости, переохлаждение расплава, периодическое отделение газовой фазы, различная способность минералов к зародышеобразованию, гравитационное осаждение минералов, гравитационно-кинетическое осаждение минералов в текущей жидкости, гравитационное разделение фаз под влиянием пульсирующих магматических токов, попеременная кристаллизация субэвтектических фаз (на основе представлений о зонном плавлении), кристаллизация по схеме металлургических отливок. Сюда же следует отнести представления о формировании расслоенности в результате направленной кристаллизации расплава при его конвективном перемешивании (Пушкарев, Скиба, 1981).

2. Гипотеза ликвации магмы с последующей кристаллизационной дифференциацией ликватов (Маракушев, 1979, 1981; Маракушев и др., 1981).

3. Гипотетическая дифференциация магмы на глубине и ее внедрение в расслоенном виде.

4. Гипотеза повторных внедрений магмы.

5. Метасоматоз по системе параллельных трещин.

6. Метаморфизм первично-осадочной толщи.

7. Магматическое замещение вмещающих пород.

У нас нет особой необходимости подробно рассматривать эти гипотезы, ибо, как мы полагаем, связь каждой из них с выше рассмотренными выводами и положениями является единственным и справедливым мерилем их правдоподобия. И подобная связь, как нам представляется, с самой выгодной стороны характеризует только одну гипотезу — магматического замещения боковых пород, которую мы далее и будем обосновывать. Вместе с тем нельзя не сказать о том, что из всех вышеперечисленных гипотез наибольшей популярностью пользовалась и пользуется гипотеза фракционирования магмы. Однако и она в последнее время все больше стала встречать возражений и критических замечаний. Именно об этом следует сказать подробнее с единственной целью — оттенить кризисное положение гипотезы фракционирования магмы.

Гипотеза фракционирования магмы и кумулятивного осаждения в ней кристаллов наибольшего развития достигла в трудах Л. Уэйджера (Уэйджер, Браун, 1970). Она основывалась на известных опытах Г. Боуэна с силикатными расплавами. В опытах расплавы выдерживались в течение разных отрезков времени при температурах, обеспечивающих существование в них лишь ограниченного числа кристаллов. После выдержки расплавы закалились и исследовались. При этом обнаруживалось, что на дне тигля скапливаются оседающие кристаллы оливина (при соответствующем составе

расплава). Л. Уэйджер обратил внимание на микроструктуры расслоенных пород, которые характеризуют различную последовательность выделения минералов из магмы. Это наблюдение в совокупности с результатами опыта Боуэна и легло в основу гипотезы фракционирования магмы и осаднения в ней кристаллов.

Кумулятивная гипотеза получила широкое распространение, несмотря на многочисленные факты, противоречащие ей.

Прежде всего следует указать на то, что в опытах Боуэна не получена магматическая расслоенность. Количество кристаллов оливина, оседающих в расплаве и концентрирующихся на дне тигля, кверху постепенно уменьшается. При этом не создается слоев. Следовательно, осаднением кристаллов в расплаве можно объяснить лишь частные случаи изменчивости магматических пород, но только не магматическую расслоенность, характеризующуюся не только многократным повторением слоев, но и контрастностью составов пород в слоях. В связи с этим следует также подчеркнуть, что в опыте Боуэна объясняется осаднение оливина, в то время как природная обстановка требует объяснения осаднения кристаллов всех минералов, слагающих расслоенные породы. Опыты, например, не доказывают кумуляцию из расплава кристаллов такого распространенного минерала, как плагиоклаз (Campbell, 1978).

В противоречие с кумулятивной гипотезой входят также геологические и петрографические факты и наблюдения. Но прежде чем приводить эти факты, следует сказать, что Л. Уэйджер и Г. Браун (1970) настоятельно подчеркивали необходимость дальнейшего изучения расслоенных интрузий и выявления в них всех особенностей, которые могли бы проливать свет на их происхождение. Они, в частности, писали: "В настоящее время полезнее подчеркивать различия, а не общие черты массивов" (с. 519). В тех случаях, когда выявлялись существенные отличия расслоенных массивов от стандартных, уже описанных в литературе, оказывалось, что эти отличительные признаки не укладываются в "прокрустово ложе" идеи фракционирования. Так, Н.П. Михайлов с соавторами (1966), подчеркнув неравномерное распределение ультраосновных пород в разрезе Златогорского массива, обратили внимание на то, что подобное строение разреза массива не может быть объяснено "простым гравитационным фракционированием". Они склонились к мнению о сложности и длительности дифференциации магмы, отказавшись, однако, от анализа этого процесса.

Факты, противоречащие кумулятивной гипотезе, приводит Кампбелл (Campbell, 1978), основывающий свои возражения на данных изучения магматического комплекса Джимберлан. Ряд особенностей строения расслоенных интрузий этого комплекса не может быть объяснен кумулятивной гипотезой, а именно: 1) обратное нормальному, ритмическое чередование плагиоклаз-пироксеновых слоев, при котором легкий плагиоклазовый слой располагается в основании ритма, а тяжелый пироксеновый слой — вверху его; 2) сортировка кристаллов в ритмах несовершенна; 3) структура слоев в краевых частях расслоенной серии неотличима от структуры слоев центральных частей этой серии; 4) распределение главных структурных типов пород, а также минералов в разрезе расслоенных пород противоречит основной идее кумуляции.

Не увязываются с идеей фракционирования магмы и составы сосущест-

вующих минералов, особенно оливина и плагиоклаза. Эту неувязку подчеркнули, например, Ф.П. Леснов и Э.Л. Прудовский (1976), отметившие отсутствие прямой функциональной зависимости между магнезиальностью оливина и основностью плагиоклаза, какую следовало бы ожидать, исходя из известного принципа Боуэна.

Противоречат идее кумулятивного осаждения из расплава кристаллов и данные по гранулометрической характеристике минералов расслоенных пород — зерна разных минералов не являются гидравлически эквивалентными (Шарков, 1972; Шарков, Васьяковский, 1973). Примеры несовпадения гранулометрических характеристик минералов многочисленны. Они относятся к слоям различных пород. Они проявляются и в рудных слоях. Так, в хромитоносных пластах интрузии Маскоккс пироксен и оливин часто намного крупнее зерен хромита. Они, несмотря на большую плотность хромита, должны были осаждаться из магмы со скоростью, в 10–100 раз превышающей скорость осаждения хромита. Такие же соотношения между хромитом и оливином устанавливаются в интрузии Стиллуотер. Эти соотношения характерны для стратиформных интрузий. Вместе с тем в интрузии Маскоккс наблюдаются хромитовые слои, в которых и возле которых оливин представлен очень мелкими зёрнами. Лишь некоторые из этих зерен могли иметь скорость осаждения, близкую к скорости осаждения хромита (Ирвайн, Смит, 1973).

Кумулятивной гипотезе противоречат и геохимические данные. Так, исследование изотопов Sr в различных магматических породах показывает их неоднородный характер распределения с разным первоначальным соотношением Sr^{87}/Sr^{86} . На этом основании делается вывод о невозможности объяснить разнообразие магматических пород моделью простой фракционной кристаллизации (Foland, Lesser, 1978). Не увязывается с кумулятивной гипотезой неоднородное распределение в слоистых породах изотопов серы, что установлено, например, в интрузии Маскоккс. На основании этого делается вывод о формировании расслоенных пород в результате повторных внедрений магмы (Sasaki, 1969). Кумулятивным фракционированием нельзя объяснить структурную картину распределения изотопов серы в Норильских интрузиях (Зотов, 1979).

В последнее время для объяснения генезиса расслоенных интрузий предлагаются представления, вытекающие из особенностей кристаллизации отливок из искусственных расплавов. Наиболее полное выражение эти представления получили в работе Е.В. Шаркова (1980). Суть их сводится к перенесению условий кристаллизации отливок, особенно промышленных, получаемых путем заполнения расплавом какой-либо полости, на природные объекты. При кристаллизации отливок создается зональность, обусловленная прежде всего тем, что расплав начинает кристаллизоваться от относительно холодных стенок. Зоны, состоя из кристаллов одного состава или из агрегата разных кристаллов, различаются формой, размерами и ориентировкой кристаллов, но отнюдь не их составом. При этом они формируются от всех стенок отливок — горизонтальных и вертикальных, нижних и верхних.

Гипотеза отливок не может объяснить следующие геологические особенности расслоенных интрузий: 1) приуроченность ультрамафитов не только к прогнутым частям интрузий, но и к средним и верхним; 2) выклинивание горизонтов по латерали, их фациальность; 3) различия в составе пород

нижней и верхней эндоконтактных зон. Исходя из представлений о кристаллизации отливок, в расслоенных интрузиях следовало бы ожидать распространение наиболее ранних кумулятов (допустим, тех же ультрамафитов) по всему периметру интрузии, переход горизонтальной расслоенности центральных частей интрузива в вертикально залегающие у боковых стенок расслоенные породы, как это показано Е.В. Шарковым на схеме строения затвердевающей интрузии (с. 23), одинаковое строение интрузий от любых контактов к их центру. А всего этого как раз и не наблюдается в реальных расслоенных интрузиях.

Не находит геологического подтверждения и идея ликвации магмы с последующей кристаллизационно-гравитационной дифференциацией ликватов. Например, в Бушвельде под рифом Меренского выделяется так называемый валунный горизонт, в котором развиты кварцевые нориты со сфероидальными выделениями из ортопироксена, биотита и амфибола. Казалось бы, легче всего представить кристаллизацию подобных пород из ликвировавшей жидкости, распавшейся на несмешивающиеся силикатные расплавы. Однако ряд признаков противоречит этому, в силу чего допускается к объяснению столь необычных пород механизм "сфероидальной агломерации", при котором в частично закристаллизованную магму вводится под влиянием процессов контаминации "связующая жидкость" (Lee, Sharpe, 1979).

Анализ природных парагенезисов очень часто не укладывается в намечаемые на основе диаграмм состояния магматических расплавов схемы эволюции магмы. И таких случаев достаточно много, они рассматриваются как "отклонения" от ожидаемой последовательности кристаллизации. Кроме подобных "отклонений", существуют физико-химические барьеры, препятствующие возможности столь широкого и зачастую произвольного варьирования переходами одной системы в другую, как это делается сторонниками гипотезы отливок (Шарков, 1980).

Гипотеза отливок, при всем громадном опыте человечества в металлургии, не подтверждена экспериментально. При кристаллизации расплавов, искусственных или синтетических, не получена модель магматической расслоенности. В этом заключается, на наш взгляд, главный недостаток рассматриваемой гипотезы. Кроме того, как нами (Гурулев, 1978в, 1979а) отмечалось ранее, в металлургии, опыт которой в данном случае привлекается, в настоящее время существуют методы литья расплавов не только в заранее подготовленные пустотелые (если не считать воздуха) формы, но и в модели, изготовленные из твердого, хотя и пористого, вещества (Степанов и др., 1976). В этих методах литья расплавы взаимодействуют с модельным твердым веществом, газифицируя его и усваивая из него часть компонентов.

Предлагая объяснять механизм внедрения магмы, формирующей расслоенные интрузии, с помощью модели кристаллизующейся отливки, исследователи делают, на наш взгляд, плохую услугу петрологии магматических пород, уводя ее от решения вопросов взаимодействия магмы с теми боковыми породами, в которые она внедряется.

ПРИЛОЖИМОСТЬ ГИПОТЕЗЫ МАГМАТИЧЕСКОГО ЗАМЕЩЕНИЯ К ОБЪЯСНЕНИЮ ГЕНЕЗИСА РАССЛОЕННЫХ ИНТРУЗИЙ

Гипотеза магматического замещения, выдвинутая Д.С. Коржинским (1952) для объяснения генезиса гранитоидных пород и позднее примененная самим автором и другими исследователями для объяснения генезиса магматических пород среднего, щелочного, основного и даже ультраосновного состава, вполне приложима к объяснению генезиса расслоенных интрузий. Но в этом случае она нуждается в существенном дополнении. Как известно, в основе гипотезы Д. С. Коржинского лежит предположение о взаимодействии боковых пород с флюидом, выделяющимся магмой и проходящим сквозь нее в виде потока растворов и газов-минерализаторов. Этот флюид преобразует боковые породы и даже плавит их, превращая в магматические расплавы.

Против гипотезы магматического замещения Д.С. Коржинского высказывались и высказываются возражения. Мы обратим внимание на ряд чисто геологических обстоятельств, не увязывающихся с этой гипотезой.

Во-первых, широкие и универсальные функции сквозьмагматических флюидов приходят в противоречие с масштабами развития измененных пород. В расслоенных интрузиях такие породы развиты не повсеместно на всех их контактах, а спорадически. Такое же спорадическое развитие измененных пород характерно для ксенолитов — последние нередко сложены породами, не претерпевшими никакого изменения. Иную картину следовало бы ожидать, исходя из исключительно флюидного режима магматического замещения. В этом случае объемы метасоматических пород должны были бы быть соизмеримыми с объемами магматических масс или даже превосходить их, поскольку выплавление магматических расплавов возможно только при длительном и глубоком преобразовании боковых пород.

Во-вторых, в метасоматических околоинтрузивных ореолах доля минералов, содержащих флюиды (не в виде механических включений, а в кристаллической структуре), в общем незначительна. Наоборот, в этих ореолах преобладают минералы, характерные для "сухих" систем. В той же формации магнезиальных скарнов Июко-Довырена преобладают такие минералы, как периклаз, оливин, клинопироксен, монтичеллит, шпинель. Гораздо меньшие объемы занимают здесь породы, состоящие из минералов, содержащих кристаллизационную воду (серпентин, брусит). При условии преобладающего значения флюидного замещения объемы пород, слагаемых этими двумя группами минералов, должны были бы быть совершенно иными — либо равными, либо породы, содержащие минералы с кристаллизационной водой, должны даже преобладать.

Изучение расслоенных интрузий, особенно ксенолитов в них, привело нас к убеждению, что гипотеза магматического замещения вполне приложима к объяснению генезиса этих интрузий, если только в ней в качестве главного механизма рассматривать не флюидное (растворное) замещение, а расплавленное замещение, или магмометасоматоз (Гурулев, 1965). Флюидное замещение имеет место в магматическом процессе, но масштабы его проявления несоизмеримо ограничены. Проявление флюидного замещения, или гидротермального догматического метасоматоза, предшествует магмометасоматозу, когда магматические расплавы непосредственно взаимодействуют с

боковыми породами и продуктами гидротермального доагматического метасоматоза.

Поскольку механизмы флюидного (растворного) замещения достаточно хорошо изучены, основное внимание мы уделим обоснованию магмометасоматоза и его экспериментальному подтверждению, предварив, правда, это кратким рассмотрением гидротермального метасоматоза и примеров его проявления в магматическом процессе.

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЙ МЕТАСОМАТОЗ ДОАГМАТИЧЕСКОЙ СТАДИИ

То, что внедрению магмы предшествует гидротермальная стадия преобразования боковых пород, подготавливающая их к замещению магмой, отмечалось, например, Ф.Н. Шаховым (1960) в связи с гранитоидными интрузиями. По мнению исследователя, схема образования контактовых роговиков и гранитоидов выглядит следующим образом: региональный метаморфизм (рассланцевание, перекристаллизация, метасоматоз) → контактовый метаморфизм (перекристаллизация, метасоматоз, роговики) → зоны гибридных магм → гранитные магмы → (ритмическая пульсационная) кристаллизация и уход летучих → застывание плутона.

Проявление гидротермального метасоматоза доагматической стадии отмечалось и выделялось не только в расслоенных габбро-перидотитовых интрузиях, но и в интрузиях гипербазитовой формации (Гурулев и др., 1971; Гурулев, Шагжиев, 1973).

В расслоенных интрузиях внедрению магмы предшествует гидротермальное изменение боковых пород за счет флюидов (в основном растворов), возгоняемых магмой из боковых пород. То, что эти флюиды, скорее всего, имеют не магматическое происхождение, доказывается не повсеместным развитием ореола контактово-измененных пород, резким сужением этого ореола в интрузиях мезоабиссальной зоны.

Под влиянием гидротерм, возгоняемых магмой, формируются альбит-серцитовые и хлоритовые сланцы, бруситовые, серпентин-бруситовые роговообманково-альбитовые породы. Гидротермальный метасоматоз обуславливает также сосюритизацию ксенолитов гранитов. Гидротермальное происхождение всех этих пород не вызывает сомнений. Следует лишь особо сказать об изменении гранитов. Минералы гранитов подвергаются интенсивной пелитизации, в результате чего образуются породы, состоящие из пелитоморфного вещества. Подобные преобразования твердого вещества под диффузионным действием (по эффекту Ребиндера) флюидов Г.Л. Поспелов (1972) называет диспергитным метасоматозом, подчеркивая, что рабочим раствором, взаимодействующим с твердым веществом, может быть не только вода, но и эвтектические расплавы, возникающие при контактном плавлении. То, что подобные преобразования твердых веществ вызываются и растворами, и расплавами, доказывается экспериментально. Так, альбититы в натрово-карбонатных растворах при температуре 290° С и давлении 300 бар "интенсивно разрушаются с образованием пелитоморфной массы, в которой вначале появляются единичные мелкие бурые зерна жадеита, переходящие к периферии образца в более крупные прозрачные призматические "кристаллы" (Свириденко и др., 1977, с. 162). Пелитоморфные агрегаты образуются и под влиянием диффузионных процессов со стороны распла-

вов. Так, в сухих гранитных расплавах кальцит и доломит преобразовываются сначала в пелитоморфную массу, в которой и происходит реакционное скарное минералообразование. По-разному реагируют с гранитным расплавом диопсид и оливин. Диопсид буреет и частично подвергается аморфизации, а оливин с краев осветляется и обогащается мелкой сыпью магнетита (Летников и др., 1978).

МАГМОМЕТАСОМАТОЗ

Процессы воздействия магмы на боковые породы учитываются в петрогенезисе магматических пород, но обычно разногласия у геологов вызывают масштабы и последствия этого воздействия. В дело изучения метасоматитов значительный вклад внесен советскими исследователями (Заварицкий, 1932; Успенский, 1955; Виноградская, 1957, 1962; Вахромеев, 1958; Юдин, 1959; Меняйлов, 1962; Мошкин и др., 1967; Юдина, 1965; Москалева, 1965; Ефимов, Ефимова, 1967; Золотухин, Васильев, 1967; Пospelов, Павлов, 1967; Морковкина, 1967; Слободский, 1971; Фоминых, 1974; Иванов, 1976; Зотов, 1979; и др.). В идею магматического замещения полностью вписываются представления о сульфуризации магмы под влиянием заимствованной из боковых пород серы. Заимствование серы магмой из вмещающих толщ доказывается как геологически и геохимически, так и экспериментально (Налдретт, Каллеруд, 1971; Альмухамедов и др., 1975; Альмухамедов, Медведев, 1977; Медведев, Альмухамедов, 1978).

Общезвестны экспериментальные работы по доказательству магматического замещения в расплавах с участием воды (Зарайский, 1969; Жариков и др., 1971; Летников и др., 1978; и др.). Опыты по доказательству магматического замещения в сухих расплавах немногочисленны. Прежде всего следует обратить внимание на экспериментальные работы Л.Н. Овчинникова (1961; Овчинников, Меттих, 1958; Овчинников, Максенов, 1962), носившие рекогносцировочный характер. Эксперименты по взаимодействию силикатных расплавов с твердыми породами позволили сделать вывод о том, что "метасоматические процессы, сопровождающие магматическую стадию, имеют широкое распространение". При этом установлен "интенсивный биметасоматический обмен компонентами (магматический метасоматоз) с образованием реакционных зон и одновременным обособлением рудного вещества". При взаимодействии, например, базальтового расплава с известняком происходит не валовое, а дифференциальное перемещение компонентов. В известняк из расплава выносятся железо, а также элементы-примеси: никель, кобальт, титан, хром, медь, свинец и др. Часть вещества, в том числе металлы, выносятся из расплава в газовой фазе (Овчинников, Максенов, 1962, с. 34–35).

Интенсивный взаимообмен компонентами, главным образом диффузионно, происходит также в гранитных расплавах с помещенными в них кальцитом, доломитом, а также с силикатами — диопсидом, оливином (Летников и др., 1978).

Явления замещения экспериментально исследовались нами в железо-углеродистых расплавах — чугунах и сталях как простых двухкомпонентных системах, выполняющих роль модельных систем. Результаты экспериментов публиковались в литературе (Гурулев, 1978а, б, 1979б, 1980). Прежде

чем излагать основные результаты этих экспериментов, следует сказать о том, что металлургические процессы и технологии довольно широко привлекаются для объяснения геологических явлений (Хан и др., 1969; Лапухов, 1972; Коваленко, 1977; и др.), в том числе и для объяснения условий формирования расслоенных интрузий (Шарков, 1980; Lee, Sharpe, 1979; и др.).

Наши опыты по взаимодействию железоуглеродистых расплавов (чугун, сталь) с твердым веществом (пенополистирол, дерево, древесный уголь и др.) преследовали цель экспериментального доказательства магмометасоматоза (расплавленного замещения), при котором в расплавы и продукты их последующей кристаллизации трансформируются структурно-текстурные особенности твердого вещества. Опыты основывались на описанном А.П. Карпинским (1930) примере псевдоморфического замещения в домне чугуном обломка дерева с сохранением в чугуне текстуры дерева: годичных колец, сердцевинных лучей. Этот пример рассматривался Г.Л. Поспеловым (1973) как одно из доказательств специфических условий метасоматоза. Чугун, описанный А.П. Карпинским, содержал аномально высокое количество углерода — 9,01%. Заметим, что по диаграмме состояния железоуглеродистых расплавов максимальное содержание в них растворенного углерода не превышает 6,67% (Лахтин, 1977). Чугуны с высоким содержанием углерода (до 8,9%) отмечены, например, в изделиях Латвии (Антейн, 1976), однако способы получения их остаются загадочными. Опытные данные по растворению в расплаве железа графита указывают на ограниченную растворимость углерода даже при высоких температурах — 1550–1800°C (Вертман, Самарин, 1969).

Таким образом, в описанном А.П. Карпинским чугуне можно видеть два феномена: сохранение текстуры дерева и высокое содержание углерода. Поскольку наши опыты преследовали получение трансформированной текстуры исходного твердого вещества, сначала скажем кратко о втором феномене. Для получения чугунов с высоким содержанием углерода требуются, видимо, особые условия литья или получения расплавов. Эти особые условия, на наш взгляд, создаются при взаимодействии расплавов с твердым веществом. Об этом, в частности, свидетельствуют опыты С.Т. Конобеевского, получившего раствор железа в графите путем прокаливания порошка с графитом при 2000°C (см.: Вертман, Самарин, 1969). А.К. Антейн (личное сообщение) полагает, что чугуны с высоким содержанием углерода, установленные в изделиях Латвии, получались в домне при попадании туда древесного угля.

Опыты по взаимодействию железоуглеродистых расплавов с твердым веществом производились в период, когда в металлургии был открыт и теоретически обоснован (Степанов и др., 1976) метод литья расплавов по газифицируемым моделям из пенополистирола. Они показали (Гурулев, 1978а, 1979б, 1980), что в чугуне сохраняются оболочки гранул пенополистирола, трансформированные в расплав и продукты его кристаллизации в результате замещения более плотных и, следовательно, с более высоким содержанием углерода оболочек гранул перлитом, в то время как ядро гранул занимают феррит и графит. Идентичность гранул пенополистирола и "гранул" чугуна доказывается их одинаковым средним размером. Чугун со структурой из перлитных "гранул" неизвестен в металлургии.

В опытах по заливке пенополистироловых моделей расплавом стали наблюдаются кучные скопления перлита, которые ранее отмечались и описывались в качестве "темных" пятен. Выделения перлита в стали (для них нами предложено название "гломеробласты") образуются по более плотным участкам пенополистирола и распределяются в расплаве в зависимости от плотностей неоднородности модельного материала (Гурулев, 1980).

Одновременно мы пытались получить трансформированную в расплав текстуру дерева. В этих целях модели из дерева и древесного угля заливались расплавами чугуна и стали. И только в опытах с модельным древесным углем, разогретым перед заливкой до температуры примерно 800°C , расплав стали прореагировал с углем. Модельный материал был замещен расплавом с образованием: 1) перлитных полос по углю; 2) реликтов древесного угля, имеющих вытянутую (по структуре дерева) форму; 3) ледебуритных оторочек вокруг реликтовых включений угля (Гурулев, 1979б). В данном опыте текстура древесного угля не трансформировалась в расплав; причину можно видеть в том, что модели заливались расплавом среднеуглеродистой стали; вероятно, заливка подобных моделей углеродистой сталью или чугуном может дать трансформированную текстуру дерева. Несомненно, что по древесному углю образована перлитная зона отливки. Формирование ледебуритной зоны вокруг реликтов угля связано, на наш взгляд, с ретроградным вскипанием расплава, перенасыщенного возле реликтов частичками угля и уже растворенным, избыточным углеродом. Данный опыт имитирует почти полностью формирование расслоенной интрузии: расслоенные породы в ее центральных частях (перлит), просвечивающие структуры и ксенолиты (реликты угля), эндоконтактные зоны (ледебуритная зона).

Исследование продуктов взаимодействия железоуглеродистых расплавов с модельным материалом позволило наметить механизм взаимодействия с твердым веществом, что в значительной мере было обусловлено относительно простой двухкомпонентной системой, причем один из компонентов — углерод — входит как в состав расплава, так и в состав твердого вещества. Ранее науглероживание расплава за счет модельного материала (при литье методом газифицируемых моделей из пенополистирола) объяснялось либо диффузией углерода из газовой фазы (Шуляк, 1971), либо образованием на зеркале металла из газовой фазы твердого пироуглерода, за счет которого создается насыщенный пограничный слой, обеспечивающий, в соответствии с законом Нернста, диффузию углерода в расплав (Степанов и др., 1976). По нашему мнению, вхождение углерода из твердого вещества в расплав предопределено диффузионным замещением ионами железа термостойчивых углеродных комплексов, которые образуются при термодеструкции пенополистирола на основе углеродных группировок бензольного кольца. Этот же механизм проявляется в случае литья стали по разогретому древесному углю, который в данном опыте представляет собою термостойчивые углеродные комплексы, подготовленные к взаимодействию с расплавом особой технологией модельного материала.

Проявление термостойчивых углеродных комплексов и сохранение ими структуры исходного твердого вещества наблюдаются у многих веществ при их глубокой термообработке: древесного и костяного угля (Уббеллоде, Льюис, 1965), органических веществ, из которых получают углеродные волокна (Конкин и др., 1978).

Термоустойчивые углеродные комплексы диффузионно замещаются железом с образованием промежуточных продуктов реакции, в состав которых входит цементит. Образование этих продуктов подпадает под общий принцип последовательности превращений в расплавах соединений, выдвинутый А.А. Байковым (см. Кожевников, Водопьянов, 1977).

Явления диффузионного замещения продуктов разложения модельного материала с сохранением в расплаве и продуктах его кристаллизации структурно-текстурных особенностей твердого вещества предлагается называть расплавленным замещением. Оно тождественно магматическому замещению, отличаясь, возможно, только более простыми механизмами диффузионного вхождения ионов железа в углеродные комплексы. Магмометасоматоз по механизмам, надо полагать, более разнообразен как из-за сложного состава силикатных расплавов, так и в силу различной реакционной способности природных твердых веществ, подвергающихся замещению. Однако в том и другом случае важное значение приобретают строение расплавов в предкристаллизационной период и роль в них твердого вещества.

Многие геологи высказывают мнение, что столь широко допускаемое участие процессов магматического замещения в петрогенезисе магматических пород не оправдано из-за развития в интрузиях зон закалки, выступающих якобы в качестве буфера, сдерживающего процессы замещения. А.А. Маркушев (1979б), отмечая кажущуюся противоречивость этого вопроса, полагает тем не менее, что из этого противоречия можно найти выход, если допустить образование полостей путем растворения вмещающих пород флюидными потоками. Нам кажется, что можно обойтись и без этого допущения. Дело в том, что закаленные породы в контактах формируются не на этапе развивающегося процесса внедрения магмы, когда она замещает и растворяет боковые породы, интенсивно взаимодействуя с ними, а на этапе кристаллизации магмы, когда внедрение уже завершено и энергетические ресурсы интрузии исчерпаны. Замещение и образование закаленных пород оказываются, таким образом, разорванными во времени, вследствие чего развитие закаленных пород не может выступать в качестве какого-либо препятствия, ограничивающего магматическое замещение.

ПРЕДКРИСТАЛЛИЗАЦИОННЫЕ ЯВЛЕНИЯ В РАСПЛАВАХ

Переход вещества из твердого состояния в жидкое и обратно характеризуется предпереходными явлениями (Френкель, 1975; Темкин, 1966; Булгадаев, 1976), ведущими к появлению пластических (Уэструм, Мак-Каллаф, 1967; Астон, 1967) и жидких (Чистяков, 1966; Чандрасекар, 1980) кристаллов, обеспечивающих структурные упорядочения в расплавах в предкристаллизационный период.

Переходя к освещению экспериментального материала, свидетельствующего о появлении структурных упорядочений в силикатных расплавах в предкристаллизационный период, следует прежде всего отметить сохранение упорядоченных структурных многоатомных единиц в расплаве кремнезема, обладающего большой вязкостью в силу значительной энергии межатомной связи Si—O (Алесковский, 1978). Существование структурных единиц подтверждается опытом получения различающихся стекол из кристобалита и кварца. Из расплава в стекло переходят целые блоки

кристаллических решеток, срастающихся друг с другом неупорядоченно. Как показывают рентгенограммы стекла, размер подобных блоков-кристаллитов не превышает 7\AA , т.е. они меньше удвоенного параметра элементарной ячейки в решетке кристаллического кремнезема. Структурное искажение в стеклах из кристобалита и кварца незначительно: разница в их энергии не превышает 1%.

В расплавах кремнезема в предкристаллизационный период возникают предзародышевые группы, размер которых при снижении температуры с 1980 до 1270°C увеличивается с 90 до 250\AA (Августинник, 1960).

Сохранение в расплавах в предкристаллизационный период структурных упорядочений, причем аналогичных той кристаллической структуре, из которой выплавлялся расплав, было отмечено при изучении стекол, полученных из расплавов разных минералов (Алесковский, 1978). Это же установили при исследованиях структуры расплавов, полученных из диоксида и сподумена (De Wys, 1960). Вблизи точки плавления в расплавах с помощью рентгеноскопии и электронной микроскопии полученных стекол установлены слабо ориентированные цепочки. Они имеют следующую длину: в расплаве диоксида 500\AA , в расплаве сподумена 1000\AA . Ширина их в том и другом случае одинакова — 25\AA . Отмечено, что ориентированные цепочки группируются в более крупные линейные элементы. Преемственность структурных мотивов, с одной стороны, расплава и, с другой — продуктов его кристаллизации устанавливается также в шлакосодержащих ситаллах пироксенового состава (Жунина и др., 1976).

Представляют большой интерес исследования предкристаллизационных явлений в расплавах базальтового состава. Такие исследования выполнены на искусственных расплавах с привлечением метода ИК-спектроскопии и рентгеноскопии стекол, закаленных при определенных температурах (Буровский, 1975; Буровский и др., 1975). ИК-спектры поглощения определялись в стеклах, отобранных через интервалы 50 – 100°C при плавлении и кристаллизации базальта. Плавление базальта происходило в интервале 1100 – 1150°C . При 1100°C спектры поглощения начинают изменяться, в них уменьшаются по интенсивности полосы поглощения. При 1150°C спектр становится диффузионным и соответствует спектру стеклообразного состояния, однако при этой температуре отмечено колебание связей $\text{Me}-\text{O}$ в шпинельной фазе. Дальнейшее повышение температуры не меняет характера спектра, но смещение полос поглощения свидетельствует об уменьшении степени полимеризации кремнекислородных комплексов. При 1210°C установлено присутствие полианионных комплексов, характерных для плагиоклазов. Кристаллизация базальтового расплава, по составу аналогичного базальту, подвергнутому плавлению, происходила при 1000 – 1220°C . По изменению полос поглощения отмечено появление шпинели (магнетита) при температуре 1140°C , $\text{Si}-\text{O}-\text{Si}$ линии пироксена обнаруживаются при 1120°C . Пробы закаленных стекол, отобранные при плавлении и кристаллизации базальта, одновременно подвергались рентгенофазовому анализу. Плавление, начинающееся при 1100°C , постепенно приводит к уменьшению кристаллов пироксена, и при температуре 1130°C пироксен полностью разрушается, а магнетит еще сохраняется в виде суспензии. Полностью однородный базальтовый

расплав образуется только при 1350°C. Кристаллизация его показывает, что от температуры 1600°C вплоть до 1120°C расплав не содержит кристаллических образований (на рентгенограммах отсутствуют пики пироксена и магнетита).

Таким образом, в предкристаллизационный период в расплавах проявляется жидкокристаллическое состояние вещества, позволяющее говорить о "кристаллизационной памяти" (Хан и др., 1969).

"Кристаллизационная память" хорошо проявляется у искусственных базальтовых расплавов. "Вследствие склонности силикатных расплавов к перегреву в них даже после расплавления и нагрева выше температур ликвидуса сохраняются определенные структурные упорядочения, являющиеся наследственными по отношению к дальнему кристаллохимическому порядку в структурах твердых силикатов, подвергнутых плавлению" (Хан и др., 1969, с. 70). "Кристаллизационная память" сохраняется лишь до температуры 1300°C; выше этого температурного интервала происходит гомогенизация расплава и "кристаллизационная память" уменьшается или даже полностью исчезает. Состояние расплава, когда он сохраняет структуру твердого вещества, из которого он выплавлен, предлагается называть структурированным.

Современные представления о строении жидкостей рассматривают образование в них в предкристаллический период структурных блоков, известных под названием "рои" или "сиботаксисы" (Овчинников, 1959). Эти блоки представляют собою элементы кристаллических решеток вещества, которые постепенно заполняются катионами, предвзя кристаллическую структуру будущего твердого тела. Не исключено, что при температурной растянутости стадий пластических и жидких кристаллов эти блоки могут наследовать структуру того вещества, которое претерпело магматическое замещение. Заполнение структурных блоков расплава катионами в металлургии предлагают назвать "кристаллосборкой" (Глаголев и др., 1966), отмечая этот путь при кристаллизации медеплавильных шлаков.

При ионном строении силикатных расплавов, по аналогии со шлаками (Есин, Гельд, 1962), структурная упорядоченность предкристаллизационного периода выражается в сочетании ионов-сеткообразователей (Si^{4+} , V^{3+} , P^{5+} и др.) и ионов-сеткоразрушающих, или модификаторов (Na^{1+} , Ca^{2+} , Mg^{2+} и др.), что ведет к появлению комплексных анионов, на основе которых возникают полимерные группировки (Тарасов, 1959). От типа анионных группировок зависит строение кристаллизующихся минералов (Белов, 1962).

Таким образом, важное значение приобретает то состояние расплава, которое характеризуется пластическими и жидкими кристаллами, упорядоченной внутренней структурой, приближающейся к структуре твердого вещества, внутренней структурированностью. Такие структурированные расплавы, по-видимому, имеют место в природе. Их температурные интервалы существования возрастают, надо полагать, с увеличением давления. Структурированные расплавы способны удерживать в силу проявления "кристаллизационной памяти" структуру тех твердых веществ, которые были ими замещены. Расплавному структурированию должна способствовать полимеризация молекул расплава, геологическое

значение которой для формирования полосчатых комплексов подчеркнуто В.С. Кормилицыным и М.М. Мануйловой (1972), хотя, очевидно, полимеризации молекул расплава нельзя придавать решающего значения в образовании расслоенных пород. На ограниченную роль полимеризации в генезисе расслоенных пород указывает большая способность к полимеризации кислых расплавов, чем основных (Нарсеев, 1964), а также факты деполимеризации расплава с повышением его температуры (Шербина, 1972).

Структурированные расплавы, отображающие условия предкристаллизационного состояния вещества, имеют важное значение как для формирования магматических пород, особенно для трансформации структуры замещаемых пород, так и для рудообразования (Шипулин, 1968). Последнее предопределяется тем, что металлы, связанные с магмой и удерживаемые ею на всех стадиях своего существования, подчиняются в своем распределении возникающим в магме структурам и регулируются при осаждении физико-химическими параметрами магмы.

Магмометасоматоз, таким образом, протекает в температурном интервале между температурой плавления пород и температурой гомогенизации расплава. Эти температуры достаточно высоки, но и при них в силу замечательного свойства расплавов, называемого "кристаллизационной памятью", сохраняются все структурные свойства замещенных пород.

РОЛЬ ТВЕРДОГО ВЕЩЕСТВА В РАСПЛАВАХ

Формирование магматических пород предопределяется как составом внедряющейся магмы, так и составом реагирующих с ней пород. В этих условиях важное значение приобретает реакционная способность твердых веществ по отношению к силикатным расплавам. Факты неравномерного размещения ксенолитов в расслоенных интрузиях явно указывают на различия в реакционной способности пород. В Йоко-Довыренском массиве песчаники и сланцы замещаются магмой быстрее карбонатных пород.

О том, что боковые породы имеют различную способность к реакциям с магмой, впервые, пожалуй, писал Х.Рид (1950) по отношению к остаткам боковых пород в гранитах, которые (остатки) он предложил называть резисторами. Слабое взаимодействие карбонатных пород с гранитной магмой отмечал Ескола (Eskola, 1950).

Реакционная способность пород зависит от ряда факторов: 1) энергетического состояния частиц в кристаллах минералов; 2) наличия дефектов в кристаллических решетках минералов; 3) наличия в кристаллах полостей (трещин спайности, каналов, тектонических трещин и т.п.); 4) структуры и пористости пород; 5) внутренней энергии всей породы; 6) энергии активации растворения; 7) химического состава пород. Влияние этих факторов на реакционную способность пород неодинаково.

Реакционная способность твердого вещества во многом зависит от энергии активации растворения, которой отводится важная роль в системах с искусственными расплавами (Торопов и др., 1964; Хан и др., 1969). Устойчивость соединений в расплавах, как показывает изучение условий кристаллизации шлаков в системе CaO-MgO-FeO-SiO_2 , определяется природой химической связи и падает в ряду α -кварц — авгит — клинофер-

росилит — магнетит в связи с убыванием ковалентных и возрастанием ионных химических связей (Кручинин и др., 1975). Эксперименты по взаимодействию сухих силикатных расплавов (металлургических шлаков) с магнезитовыми, доломитовыми и форстеритовыми огнеупорами показывают, что расплавы внедряются в огнеупоры путем капиллярной инфильтрации по порам, сопровождающейся диффузией ионов, химическими реакциями на поверхности зерен огнеупора, избирательным растворением и осаждением компонентов, собирательной перекристаллизацией соединений и другими превращениями (Перепелицын, 1981).

Реакционная способность боковых пород и растворимость в расплавах минералов и горных пород интересуют также геологов и петрографов. Например, А.А. Куденко (1972) отводит определяющую роль энергии активации растворения боковых пород при внедрении гранитоидной магмы. Сведения о растворимости минералов в гранитоидных магмах систематизированы О.М. Борисовым (1963). По степени устойчивости к растворению им намечен ряд, включающий более 30 минералов. В базальтовом расплаве определялась растворимость оливина, пироксена и граната (Кутюлин и др., 1976), причем определенно установлены существенные различия в их растворимости. Различно реагируют с расплавами и горные породы, что экспериментально показал Н.А. Храмов (1980) путем погружения песчаников и аргиллитов в лаву Толбачинского вулкана.

Затрачиваемая на растворение боковых пород энергия составляет значительную величину. Она может на определенной глубине сравняться с величиной поступающей энергии, вследствие чего замещение и расплавление прекратятся (Тихонов и др., 1972).

Реакции расплава с твердым веществом ведут к образованию биметасоматических продуктов в основном диффузионным путем. Диффузия ускоряется, особенно в силикатах, с повышением температуры, находясь в зависимости от различий в температурах образования и плавления минералов твердой фазы; роль твердофазных взаимодействий в геологических процессах должна быть заметной (Ткаченко и др., 1975).

Продукты взаимодействия сохраняют структуру исходного твердого вещества благодаря проявлению "кристаллизационной памяти". В них переходят и сохраняются также неоднородности исходного вещества. В этом отношении показательны примеры, ранее уже приводимые нами (Гурулев, 1979б), по опытной отливке чугунов по пенополистироловым моделям различной плотности; содержание углерода в чугуне коррелирует с плотностью модели и, следовательно, с содержанием в ней углерода.

Еще одной особенностью преобразования твердого вещества в расплавах является последовательное изменение и приближение его состава к составу расплава. Об этом свидетельствует вышеприведенный материал по характеристике метасоматических формаций. О последовательном изменении состава ксенолитов, об "уподоблении" их магматическим породам пишет О.М. Борисов (1963), характеризуя ксенолиты гранитоидных интрузий. Такое же последовательное превращение соединений установлено, как отмечалось, в искусственных расплавах.

Надо полагать, что последовательность превращений соединений в расплавах является частным проявлением закона Оствальда о химических превращениях. О всеобщности закона Оствальда и подчинении ему

закономерностей геохимических процессов писал А.Е. Ферсман (1952). Закон Оствальда гласит: "...при переходе из какого-либо состояния в более устойчивое выбор останавливается не на наиболее устойчивом при данных обстоятельствах, а на наиболее близлежащем, т.е. на том, которое может быть достигнуто с наименьшей затратой энергии" (Ферсман, 1952, с. 743). Отмечая сложность природных процессов и кратковременное проявление в них равновесных состояний, А.Е. Ферсман возражал против гипотез (в частности, гипотезы Гольдшмидта), основывающихся на правиле фаз Гиббса. Он полагал, что химические превращения минералов полностью объяснимы законом Оствальда, и отмечал такие превращения и преобразования минералов не только в условиях метаморфизма и выветривания, но и в условиях проявления магматических процессов. Промежуточные продукты преобразований А.Е. Ферсман предлагал называть "мутабильными соединениями".

О МЕХАНИЗМАХ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ РАСПЛАВОВ С ТВЕРДЫМ ВЕЩЕСТВОМ

Различная реакционная способность веществ, зависящая от их состава и структуры, предопределяет различные механизмы взаимодействия расплавов с твердым веществом. О сложном разнообразии механизмов при различных превращениях минералов писал А.Е. Ферсман (1952), указывая, что в одних случаях превращение может ограничиваться постепенным изоморфным замещением отдельных элементов или групп, в других — постепенным отщеплением боковых цепей, в третьих — более глубоким распадом вещества.

На основании изучения взаимодействия магмы с боковыми породами и их ксенолитами, с привлечением результатов экспериментальных исследований, можно в настоящее время говорить о нескольких механизмах взаимодействия, которые кратко рассматриваются ниже.

Газифицирование твердого вещества и образование термоустойчивых комплексов. Этот механизм расплавного взаимодействия полностью проявляется, как уже говорилось, при взаимодействии железоуглеродистых расплавов с органическими веществами. Он имеет, по всей вероятности, место и в природных процессах. Во всяком случае, его можно предполагать в случае замещения магмой карбонатных пород, что подтверждается экспериментально. Как показывают опыты по взаимодействию сухих гранитных расплавов с кальцитом и доломитом, разложение карбонатов начинается с их диссоциации. Наиболее высокая реакционная способность отмечается у доломита. При 1000°C доломит распадается на MgCO_3 и CaCO_3 . Если CaCO_3 оказывается устойчивым при давлении CO_2 1000 атм, то MgCO_3 диссоциирует с образованием периклаза. "Различная устойчивость кальциевого и магниевого карбоната создает гетерогенную сложную картину взаимодействия, в которой просматриваются фрагменты кальциевой и доломитовой системы расплав — карбонат" (Летников и др., 1978, с. 26).

Необходимо отметить, что реакционная способность меняется у одного и того же соединения в зависимости от способа его получения. Введение в гранитные расплавы MgCO_3 и MgO обеспечивает, при диссоциации первого, реакцию взаимодействия расплава с MgO , однако энергия активации образования соответствующих соединений на базе MgO , получившегося

при диссоциации $MgCO_3$, ниже, чем у химически чистого MgO , что и определяет его более высокую реакционную способность (Летников и др., 1978).

В опытах с гранитными расплавами подчеркивается большая вероятность диффузионного замещения CaO и MgO , остающихся после диссоциации карбонатов. Как показывает петрохимия гомологического ряда полевошпатовые перидотиты — верлиты — дуниты Йоко-Довырена, образованного по карбонатным породам, "кристаллосборка" минералов происходит в строгой зависимости от соотношения в остающемся "каркасе" CaO и MgO . В случае заметного содержания CaO в магматическом расплаве и продуктах его кристаллизации появляются алюмосиликаты, поскольку кристаллохимически, после насыщения метасиликатных молекул клинопироксенов, CaO связывается в молекуле плагиоклаза. В случае преобладающего развития MgO формируются породы с островными силикатами (оливин). Эти примеры характеризуют особенности замещения карбонатных пород пикритовой, достаточно магнезиальной магмой.

Иная картина наблюдается при замещении карбонатов базальтоидной магмой. В этом случае, как видно на примере габбро-анортозитов Чинейского массива, окись кальция, остающаяся после диссоциации карбонатов, диффузионно замещается алюмосиликатами. Щелочи (натрий), кремнезем и глинозем как бы стягиваются из всего объема магмы к фронту замещения карбонатов. Подобное явление диффузионного перемещения глинозема из одной зоны в другую отмечено в метасоматических процессах Д.С. Коржинским (1947) и названо им "избирательным стяжением глинозема".

Избирательное "стяжение" компонентов — характерный, вероятно, признак магматического замещения, еще мало раскрытый и познанный. Он обусловлен, несомненно, тем, что породы, через которые идет внедрение (инфильтрация) магмы, обладают различными фильтрационными свойствами, и этот "фильтр" определяет состав формирующихся магматических пород.

Интересно отметить, что эксперименты по ассимиляции базальтовым расплавом известняков в условиях давления в 25 кбар и содержания воды до 1–2 вес. % показывают повышение ликвидуса контаминированного базальта по сравнению с "чистым", неконтаминированным, на 100–150°C (Геншафт, Салтыковский, 1974).

Внедрение жидкой фазы по границам зерен твердого вещества. Этот механизм предлагается А.В. Перцовым с соавт. (1982). Он обеспечивает высокую скорость преобразования твердого вещества и однородность его метасоматической переработки. На основании экспериментов по взаимодействию искусственных расплавов галлия и индия с цинком разработаны основы кинетики процесса. В общем виде кинетика внедрения жидкой фазы в твердое вещество определяется механическими напряжениями в твердом веществе, температурой, предшествующей механической и химической обработкой твердого вещества, составом жидкой и твердой фазы. Внедрение жидкой фазы по границам зерен приводит в конечном итоге к растворению твердого вещества и сдвигу границы существования твердой фазы.

На внедрение жидкой фазы по границам зерен твердого вещества значительное влияние должна оказывать вязкость внедряющихся расплавов, поскольку диффузия вещества при течении жидкой фазы определяется вязким сопротивлением. По новейшим данным, вязкость ультраосновных и основных расплавов при высоких температурах весьма низка (1—9 пуаз) по сравнению с вязкостью кислых расплавов, у которых она поднимается до 200—300 пуаз (Иванов, Штенгельмейер, 1982).

Низкая вязкость способствует инфильтрации ультраосновных и основных расплавов, что обеспечивает протекание реакций взаимодействия в объеме замещаемых пород.

Диспергирование твердого вещества. Под влиянием термического воздействия магмы или выделяющихся из нее растворов некоторые твердые вещества превращаются в диспергиты (Поспелов, 1972, 1973), приобретающие высокую реакционную способность к обменно-метасоматическим реакциям. Как показывают петрографические материалы по ксенолитам расслоенных интрузий Северного Прибайкалья, диспергированию подвергаются породы, сложенные силикатами (плагноклаз, мусковит), способными к широкому изоморфным замещениям. Однако процесс диспергирования, в соответствии с эффектом Ребиндера, проявляется и в относительно простых веществах. Диспергирование подтверждено экспериментально — при взаимодействии расплавов с различными кристаллическими веществами (Свириденко и др., 1977; Летников и др., 1978).

В природных условиях по диспергитам — пелитовым и сосюритовым апогранитным породам — образуются роговообманковые и пироксеновые габбро. Намечается последовательность преобразования диспергита: превращение его сначала в окристаллизованный эпидот, а затем и в метакристаллы роговой обманки. При этом наблюдается значительное отставание в кристаллизации плагноклаза. Поэтому группу роговообманково-сосюритовых пород мы склонны больше рассматривать в составе гибридных, скарновых пород, нежели магматических.

Плавление. Данный механизм наблюдается только у одного минерала — кварца, а также у терригенных кварцсодержащих пород (Золотухин и др., 1975; Зотов, 1979; Сульфидные..., 1981). Склонность кварца к плавлению, вероятно, объясняется его инертностью к диффузионным процессам. Плавлению способствует присутствие воды.

Плавление приводит к формированию сосуществующих, слабо смешивающихся расплавов, в которых диффузионные процессы более облегчены, чем в твердом веществе. Факты, указывающие на смешение магм, приводит В.С. Попов (1981), изучивший вулканы Кавказа. Он, в частности, утверждает, что растворение в магмах ксенолитов боковых пород должно приводить к формированию разного состава магм и их возможному смешению.

Диффузионный массоперенос. Явления диффузионного массопереноса занимают важное место в магматическом процессе. Это один из главных механизмов взаимодействия магмы с твердым веществом боковых пород, проявляющийся самостоятельно, а также сопровождающий все выше-рассмотренные механизмы. Он устанавливается как геолого-петрологическими (Москалева, 1965; Судовиков, 1967; Морковкина, 1967; и др.), так и экспериментальными исследованиями (Летников и др., 1978). Здесь

рассматривается самостоятельное проявление диффузии в твердые боковые породы, не подготовленные к замещению ни газифицированием, ни диспергированием, ни плавлением.

Диффузия вещества из магмы предопределяется энергетическим состоянием частиц в кристаллах минералов боковых пород, наличием в них дефектов и полостей, пористостью и структурными особенностями боковых пород, их водонасыщенностью. Миграция вещества осуществляется, по-видимому, в ионной форме. В случае если боковые породы относительно водонасыщены, то диффузия приводит к околоконтактовому гидротермальному преобразованию боковых пород.

Под влиянием диффузии вещества из магмы в боковых породах образуются вкрапленники отдельных минералов, состав которых не зависит от содержания воды. Например, в карбонатных породах формируются мелкие округлые кристаллы оливина, в некоторых случаях псевдоморфно замещенные серпентином или бруситом в постмагматическую стадию. Совершенно изолированные вкрапленники энстатита и реже лабрадора образуются в серпентинитах при габброизации (Гурулев, Самбуев, 1967; Гаврилова, 1977; Велинский, 1979).

Процесс образования в боковых породах изолированных вкрапленников минералов, характерных для магмы, отмечен и при других типах взаимодействия магмы с боковыми породами. Так, широко известно формирование изолированных вкрапленников калишпата в боковых породах, контактирующих с гранитами (Судовиков, 1967; Менерт, 1971), где оно получило название "явление двойного включения" (Рид, 1950; Перрэн, Рубо, 1950).

Образование вкрапленников необходимо объяснить именно ионной диффузией вещества в боковые породы потому, что по всем признакам этот процесс сходен с формированием вкрапленников различных минералов в футеровке или подинах доменных и мартеновских печей при металлургическом процессе (Белянкин, 1956; Басьяс, 1966; Брон, 1966). В металлургии, например, известно, что огнеупорные материалы сохраняют долгое время первичные текстурные и структурные свойства, но постепенно изменяют свой состав не в результате проникновения (внедрения) расплава, а в результате миграции по твердому, но интенсивно нагретому огнеупору химических элементов из расплава. Процесс ведет к созданию зональности в огнеупоре, а также к образованию в нем при магнезиальной среде вкрапленников, форстерита (Белянкин, 1956; Грищенко, Кудрявцева, 1966). Изменение огнеупоров в результате миграции (диффузии) элементов из расплавов способствует проникновению в твердую, сильно нагретую среду и самого расплава (Стрелов и др., 1975). Ионная диффузия возрастает с температурой и давлением, она зависит также от электрической подвижности ионов (Лазарус, Нахтриб, 1966).

При диффузии возможно проявление так называемого адсорбционного эффекта понижения прочности (эффект Ребиндера), заключающегося в значительном понижении сопротивляемости твердых тел деформации и разрушению в результате физической адсорбции поверхностно-активных веществ из окружающей среды (Ребиндер, 1979). Такими веществами выступают различные кислоты, спирты, расплавы металлов. Атомы (молекулы) поверхностно-активных веществ проникают в твердое веще-

ство путем диффузии по дефектам кристаллической решетки. Твердое вещество под влиянием диффузии теряет прочность, оно обнаруживает склонность к самопроизвольному диспергированию на блоки, крупность которых зависит от характера распределения дефектов в кристаллической решетке твердого вещества.

Проявление адсорбционного эффекта устанавливается при взаимодействии искусственных расплавов с твердым веществом. В металлургии этот эффект иногда именуется "раскливающим действием" расплава (Хан и др., 1969). "Раскливающее действие" расплава проявляется вслед за диффузией и под ее непосредственным воздействием. Механизм диффузионного процесса здесь представляется в такой последовательности: диффузия высокоподвижных катионов из расплава в решетку растворяющегося твердого вещества; разрыв связи $Me-O$ в решетке вследствие поляризации и искажения электронного облака связи; соединение образовавшейся свободной связи атома металла решетки с немостиковым кислородом комплексного аниона расплава и повторение этого процесса с соседними атомами; отделение комплекса от решетки и переход его в расплав. Диффузия ведет к возникновению трещин в растворяющемся твердом веществе, что способствует дальнейшему отщеплению от твердого вещества отдельных кристаллов и блоков, которые погружаются в расплав и растворяются в нем (Хан и др., 1969, с. 19).

Процесс диффузии ионов из расплава в твердое вещество, исходя из современных представлений о строении расплавов, объясняется следующим образом. Важное значение в этом процессе приобретают катионы-модификаторы (Na, K, Ca, Mg), которые в отличие от более устойчивых сеткообразующих катионов (Si, B, P, и др.) проникают в кристаллическую решетку твердого вещества и там поляризуют окружающие атомы. Вследствие поляризации связь между атомами, более сильная в твердом веществе, чем в жидкости, ослабляется и становится одинаковой с силой взаимодействия атомов в расплаве. Все это в совокупности приводит к разрушению твердого вещества и его растворению в расплаве (Хан и др., 1969).

Важно подчеркнуть, что в этом процессе скорость и направленность реакций диффузии и растворения зависят как от природы растворяющегося материала, так и от природы реагирующего расплава. Установлено, что силикатные расплавы по-разному взаимодействуют с твердыми кислотными и основными окислами.

Ионная диффузия развивается в зависимости от проницаемости горных пород и минералов. Она наиболее легко осуществляется по поровым и межзерновым пространствам породы, о чем свидетельствует полосовидное развитие новообразованных минералов (например, оливина в карбонатных породах). При миграции ионы используют также дефекты кристаллических решеток минералов. Наиболее легко диффундируют, при прочих равных условиях, те ионы, у которых энергия связи с анионом примерно такая же, что и у катиона и аниона минерала (Летников, Кузнецов, 1972). Характер путей миграции диффундирующих ионов в горных породах и минералах и подвижность ионов определяют их дифференциальную подвижность, выражающуюся для разных сред в более быстром возникновении одних и отставании других ионов. Это выражается, в частности,

в том, что в карбонатных породах формируются вкрапленники оливина, в замещаемых серпентинитах — вкрапленники то гиперстена, то лабрадора.

Сульфуризация расплавов. Взаимодействие магм и искусственных расплавов с минералами и породами, содержащими серу, приводит к появлению сульфидных или сульфидно-силикатных расплавов, сосуществующих с чисто силикатными. Процесс сульфуризации приводит к эстрагированию металлов из растворенного состояния в силикатном расплаве и связыванию их в сульфидном расплаве.

ЯВЛЕНИЯ, СОПРОВОЖДАЮЩИЕ МАГМАТИЧЕСКОЕ ЗАМЕЩЕНИЕ

Магматическое замещение в конечном итоге ведет к формированию расплавов, лишенных каких-либо признаков структурированности. При этом имеют место такие явления, как дифференциация магмы, ретроградное вскипание ее в эндоконтактных зонах, отделение постмагматических растворов. Однако они не занимают главенствующего положения в петрогенезисе.

Дифференциация магмы. Нельзя не разделить мнения Д.С. Белянкина (1958) о том, что не дифференциация, а выравнивание состава магмы и боковых пород является ведущим процессом при формировании магматических пород. Вместе с тем невозможно исключить процессы, ведущие к разделению (дифференциации) магматического вещества. Еще в прошлом веке обратили внимание на необходимость рассмотрения вопросов диффузии вещества в магматической камере и его перемещения в виде газов, диффундирующих сквозь магму или в боковые породы. Диффузионные процессы в магме привлекались, например, французскими исследователями для объяснения генезиса гранитоидов. Диффузионные процессы обычно рассматривались как процессы термодиффузии, регулируемые правилом Соре или принципом Людвиг—Соре—Вантгоффа (Белянкин, 1958). Д.П. Григорьев (1964) на основании экспериментальных работ пришел к выводу о необходимости выделения в магматических системах двух возможных механизмов дифференциации: термодиффузионной и кристаллизационно-диффузионной. В обоих случаях важное значение имеют процессы диффузии вещества. Кристаллизационно-диффузионная дифференциация привлекается для объяснения генезиса симметрично построенных расслоенных траптовых интрузий Сибирской платформы (Альмухамедов и др., 1972).

Нам представляется, что, кроме диффузии газов, в магматической камере происходят также диффузионные процессы, ведущие к формированию обособленных сосуществующих и несмесимых расплавов. Поэтому предлагается процессы диффузии в газовой и расплавной фазах не обособлять, а рассматривать совместно.

Существенная часть ассимилированных магмой веществ входит в ее состав. Это вхождение тем более возрастает по масштабам, чем глубже располагается магматическая камера. В связи с этим в массивах, сформировавшихся в мезоабиссальных условиях, несколько кислее становится общий состав и меньше проявляются или даже совсем сокращены гидротермальные процессы до- и постмагматической стадий.

Другая часть ассимилированного магмой вещества диффундирует в

ней. Явления такой диффузии более характерны для гипабиссальных условий. Диффундирующие вещества, подчиняясь влиянию гравитационного поля, перемещаются в верхние части магматической камеры. Диффузия в магме может осуществляться разнообразными путями: ионно-молекулярным, газовым, жидкостным. Эти пути проявления диффузии могут быть совмещены. Поэтому представляется более целесообразным выделять: а) газовые пузыри; б) расплавные пузыри; в) диффузионные (ионно-молекулярные, газовые и жидкостные) потоки.

Газовые пузыри, возникающие при взаимодействии магмы с боковыми породами, как показывают эксперименты (Овчинников, Максенков, 1962; Жабин, Попов, 1971), направлены от зон контактов к верхним частям расплавной камеры, подчиняясь законам гравитационного поля. В газовой фазе здесь могут переноситься не только продукты реакций, но и заимствованные из боковых пород и магмы металлы. Газовые пузыри могут выносить в верхнюю эндоконтактовую зону и за пределы магматической камеры значительные количества вещества. Они влияют на формирование пород верхней эндоконтактовой зоны, но результаты этого влияния остаются не зафиксированными в непосредственных геологических объектах. С этой точки зрения роль газовых пузырей является в основном "каталитической".

Дифференциация магмы под влиянием выделяющихся из магмы газов и летучих иногда рассматривается только как результат полимеризации силикатной составляющей магмы (Нарсеев, 1964), что, конечно, является крайним взглядом на причины дифференциации магмы, но вместе с тем нельзя игнорировать явления полимеризации, которые могут усиливать поток диффундирующих сквозь магму газов.

Расплавные пузырьки порою отводятся значительная роль в дифференциации магмы. К расплавным пузырькам нами относятся блоки анортозитов в габброидах Июко-Довырена, Э.Г. Конниковым (1979) — аналогичные блоки в габброидах Чинейского массива. А.А. Маракушев (1979) считает, что анортозитовые блоки образуются в результате ликвации и представляют собою "жидкость в жидкости". С последним утверждением нельзя не согласиться, однако идее ликвации противоречит приуроченность анортозитов к ксенолитам. Скорее всего анортозитовая "жидкость" образуется в габброидной в результате магматического замещения и имеет тенденцию к смешению с последней.

Расплавные пузыри и расплавные включения довольно широко распространены в магматических породах (Ferguson, Currie, 1971; Бакуменко, 1972; Панина, Шацкий, 1973; Симонов, 1981; и др.). Вместе с тем нельзя не отметить, что роль их в дифференциации магмы остается еще во многом неясной, хотя некоторые исследователи эту роль считают чуть ли не главной. В этой связи можно упомянуть представления В.Н. Анфилогова (1977) о том, что в Скаергаарде феррогаббро и микропегматит, залегающие в верхах интрузии, образовались в результате захвата первичной магмой обломков серых гнейсов, которые плавилась, не смешиваясь с расплавом. Образующиеся капли (крупные) поднимались в верхнюю часть магматической камеры и формировали гранофиры, мелкие капли успевали смешиваться с расплавом и выделялись при кристаллизации в виде интерстициального гранофира в феррогаббро.

Движение расплавных пузырей и капель по сравнению с газовыми очень замедлено, но оно тоже, подчиняясь силам гравитации, направлено в сторону кровли магматической камеры.

В отличие от газовых и расплавных пузырей растворенные и диффундирующие в магме газы и растворы медленно фильтруются, и их действие проявляется в основном в постмагматическую стадию. Здесь, вероятно, точнее говорить о газовых системах, переходящих при снижении температуры в водные растворы. Эти газы и растворы формируют в магме потоки, направленные от нижних эндоконтактных зон, источников этих потоков, в сторону кровли. Большая часть диффундирующих газов, как и в случае газовых и расплавных пузырей, образуется в результате обменно-метасоматических реакций, идущих в зоне продвигающегося контакта магмы с боковыми породами.

Судьба заимствованных магмой в результате реакций и простого усвоения из боковых пород газов представляется различной. Часть из них остается в расплаве и удерживается в нем в относительном равновесии. Эти газы и растворы в последующем вызывают равномерную серпентинизацию магматических пород. Другая — и, видимо, большая — формирует диффундирующие через магму потоки.

Механизм диффузии газов сквозь магму достаточно сложен. Однако трудно допустить, что он ограничивался лишь обыкновенной диффузией. Видимо, важную роль играла термодиффузия, способствовавшая увеличению потока газовых частиц. Коэффициенты термодиффузии оцениваются обычно намного ниже коэффициентов самодиффузии, что видно из их соотношения (коэффициент Co_{re}), имеющего для растворов в жидкостях значение порядка $10^{-3} - 10^{-5}$ (Лыков, Михайлов, 1963). Вместе с тем необходимо отметить значительное усиление диффузии газов в расплавах с возрастанием температуры. В общем виде значения диффузии, зависящей обратно пропорционально от вязкости (внутреннего трения) расплава, претерпевают изменения при температурах размягчения и быстрого понижения вязкости расплава. Так, отмечено, что диффузия газов, в частности водорода, в кварцевом стекле заметно возрастает в интервале температур размягчения.

Коэффициент диффузии в этом случае функционально зависит от температуры и в интервале от 300 до 1000°С измеряется величинами порядка $10^{-5} - 10^{-6}$ см²/с. При этом предполагается, что эти цифры характеризуют диффузию сквозь размягченное кварцевое стекло молекулярного водорода Н₂, в то время как атомарный и ионизированный (Н, Н⁺) водород следует иным температурным зависимостям (Эйтель, 1962).

А.И. Альмухамедов с соавторами (1972), исследовав симметрично построенные трапповые интрузии, полагают, что диффузионные процессы в базальтовой магме определяются, помимо градиента температур и времени остывания системы, многими другими факторами. По мнению исследователей, во-первых, большое значение имеет температура кристаллизации соединений, концентрирующих ионы расплава, наиболее легко диффундируют "высокотемпературные" и "низкотемпературные" ионы; во-вторых, существенную роль играет полимеризация расплава, приводящая к образованию сложных комплексных ионов, имеющих высокую внутреннюю энергию, вследствие чего их миграция затруднена; в-третьих, определенное значение

имеют размеры ионов, по причине чего более легко диффундируют ионы с меньшим радиусом.

Диффузия газов и расплавов сквозь магму совершается на всех этапах деятельности магматического очага, она начинает затухать по мере окончания реакций взаимодействия в контактовых зонах, по мере наступления кристаллизации. Диффузия газов и расплавов не влияет на сформировавшуюся в расплаве структурированную зону, она сказывается лишь в эндоконтактных зонах. При этом в нижней эндоконтактной зоне преобладают и более легко удерживаются в равновесном состоянии с магмой пузыри и потоки, близкие по составу к магме. В то же время компоненты и газы, не равновесные с магмой, удаляются в верхнюю эндоконтактную зону. В этом заключается причина, что верхние части расслоенных массивов имеют состав, близкий или тождественный гранитоидам.

Одним из проявлений дифференциации магмы является ее ликвация. Как показывают эксперименты, расплавы ликвируют обычно на две несмешивающиеся жидкости. Ликвации способствует насыщенность расплавов растворами и газами-минерализаторами (Маракушев, 1979а; Феногенов, Емельяненко, 1980).

Ликвацией можно объяснить в расслоенных интрузиях тонкую ритмичную расслоенность, сосредоточенность сульфидов в нижних частях силлов и проявление здесь спинифекс-структур, сочетание в единых пластах и слоях рудных и безрудных (силикатных) составляющих (с постепенными переходами между ними), расслоение сульфидных залежей и т. п. Явления ликвации обычно проявляются в гипабиссальных и приповерхностных интрузиях, они весьма характерны для эффузивов. В связи с существенным влиянием на ликвацию флюидного режима магмы исключительный интерес вызывает изучение этого режима, а также генезис газовой-жидких включений в магматических породах. Крайние воззрения о ювенильности газовой-жидких включений и тем более об исключительно мантийном их происхождении вряд ли можно признать объективными, поскольку очевидно, что магма насыщается растворами и газами в процессе взаимодействия с боковыми породами. Это подтверждается большей насыщенностью ими гипабиссальных и приповерхностных интрузий, нежели мезоабиссальных и абиссальных. Кроме того, есть убедительные данные о связи газовой-жидких включений, представленных углеводородами, углекислотой и окисью углерода, с взаимодействием магмой углерода из боковых пород (Вдовыкин и др., 1981).

Ретроградное вскипание магмы. Кристаллизация магмы начинается при следующих условиях: а) прекращение массо- и теплопереноса через физико-химически открытую систему расплава; б) прекращение давления напора со стороны подводящих каналов. Первое условие приостанавливает и обрывает реакции замещения в контактовой зоне. Второе условие тоже ведет к существенным результатам, так как снятие давления "наноса" переводит систему расплава в состояние, когда давление определяется лишь величиной нагрузки вышележащей толщи.

Не исключено, что кристаллизация начиналась в расслоенной серии, где наиболее полно прошли процессы магматического замещения, в силу чего центральные части магматической камеры были очищены от постороннего материала, что подтверждается более низкими содержаниями в расслоенных породах серпентина и H_2O по сравнению с породами нижней эндокон-

тактовой зоны. Возможность именно такого порядка кристаллизации в магматических камерах допускал Д. Кеннеди (1957). Он считал, что, если "краевые части магмы насыщены водой, а центральные участки относительно обезвожены, кристаллизация расплава, очевидно, может начаться сперва в центральных частях. Хотя последние и нагреты сильнее, но ликвидус лежит при гораздо более высокой температуре для "сухих" участков, чем для "мокрых". Это подтверждают и уже упоминавшиеся нами опыты по контаминации магмы известняками, когда ликвидус базальтового расплава довольно существенно повышается (Геншафт, Салтыковский, 1974). К тому же в объеме магматической камеры расплавы содержали значительную долю вещества в твердой фазе, сформированного в стадию магмометасоматоза. Долю этого вещества учесть довольно трудно. Вышеприведенные расчеты для пород Иоко-Довыренского массива, конечно, приблизительны. Они основаны на предположении, что весь нормативный оливин и часть клинопироксена образованы в стадию магмометасоматоза. По этим расчетам получается, что соотношение между объемами твердой фазы и межзернового расплава колебались примерно в пределах от 1:1 до 4:1. Подобные соотношения различных фаз в кашеобразном расплаве не являются из ряда вон выходящими. Такие же соотношения устанавливаются, например, для излившихся лав. Так, базальты Камчатки временами содержат реликтовые минералы — хромдиопсид и форстерит, считающиеся реликтами среды магмообразования, объем которых может достигать 60% от объема лавы (Кутыев и др., 1981).

Кристаллизация силикатных расплавов ведет к последовательному выделению фаз из расплава, что обеспечивает неоднородность кристаллизатов, которая в значительной мере предопределена микрогетерогенностью самих расплавов. Разновременное выделение фаз часто трактуется как фракционирование магмы, на чем строятся далеко идущие в своих выводах концепции о происхождении расслоенных пород. Если обратиться к опыту металлургии (Лахтин, 1977), то подобная неоднородность кристаллизатов, известная как дендритная (внутрикристаллитная) ликвиация, формируется во всех частях слитка независимо от положения стенок камеры, в которой кристаллизуется расплав. При этом не создается даже какого-либо подобия расслоенности.

В эндоконтактных зонах к моменту кристаллизации наблюдается насыщение и пересыщение магмы материалом боковых пород, имеющим самое различное агрегатное состояние: твердое вещество, газы, диффундирующие частицы, растворы. Вследствие снятия давления "напора" и пересыщенности чужеродным материалом магма в этих зонах вскипает. Как известно (Кутателадзе, 1970), вскипание в жидкостях вызывается как перепадом или снятием давления, так и введением в перегретую жидкость инородных твердых или газовых тел. Оба эти условия в эндоконтактных зонах выдерживались. Вскипание магмы нужно классифицировать как ретроградное (Николаев, Доливо-Добровольский, 1961), сопровождающееся интенсивным выделением из системы летучих.

Ретроградное вскипание магмы в природных условиях — малоисследованный процесс. Оно, например, отмечено только в ультраосновных дайках при насыщении магмы H_2O и CO_2 (Ferguson, Currie, 1971). На наш взгляд, такое вскипание экспериментально доказывается при литье расплава стали

по нагретым моделям из древесного угля. Вокруг угля формируется ледобуритная зона, отличающаяся крупнокристалличностью (Гурулев, 1979б).

Отделение постмагматических растворов. В Саяно-Байкальской горной области представляется редкая возможность сравнения расслоенных интрузий, формировавшихся в разных условиях глубинности. Это сравнение во многих отношениях показательно, в том числе при оценке масштабов проявления постмагматической деятельности. При этом оказывается, что постмагматические растворы характерны для гипабиссальных и приповерхностных интрузий. Вторая особенность постмагматической деятельности выражена в ее зависимости от процессов магматического замещения в эндоконтактах, что раскрывается при изучении зон серпентинизации в Иоко-Довыренском массиве. В этом массиве зоны серпентинизации, рассекая расслоенные породы, не выходят за его пределы. Более того, они начинаются в верхах нижней эндоконтактной зоны сериями сближенных прожилков, которые по восстанию сочленяются в единую зону, мощность которой местами достигает 200—300 м.

Кроме наложенных зон, серпентинизация в Иоко-Довыренском массиве проявляется в полевошпатовых перидотитах нижней эндоконтактной зоны в виде серпентина, эпимагматически замещаемого силикаты (в основном оливин) с образованием по ним полных псевдоморфоз.

По нашему мнению, формирование серпентинизирующих растворов в магматической камере Иоко-Довыренской интрузии происходило по следующей схеме.

Зоны закалки в подошве магматической камеры при наступившей кристаллизации были быстро очищены от газов и растворов, поэтому породы этих зон, как правило, не серпентинизированы. Нижняя эндоконтактная зона очищалась гораздо медленнее от продолжавших диффундировать газов и растворов, которые здесь в дальнейшем, в постмагматическую стадию, вызывали равномерную серпентинизацию полевошпатовых перидотитов.

Поскольку породы расслоенной серии кристаллизовались ранее эндоконтактной зоны, растворы циркулировали в расслоенной серии по системам контракционных трещин и зон, создавая серии прожилков, жилы и, наконец, зоны серпентинизации.

Несколько позднее были серпентинизированы породы нижней эндоконтактной зоны, однако их серпентинизация протекала уже после того, как кристаллизовались не только силикатные, но и сульфидные расплавы, сосуществовавшие с ними. Последнее доказывается тем, что сульфидные медно-никелевые руды в большинстве своем по всем признакам являются образованиями магматическими (Денисова, 1961; Шишкин, 1963; Полферов, 1966; Гурулев, 1965).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Необходимость систематического изучения расслоенных интрузий обусловлена как загадочностью природного феномена магматической расслоенности, генезис которого до сих пор не имеет однозначного объяснения, так и приуроченностью к ним крупных рудных месторождений хрома, титана, меди, никеля, кобальта, благородных металлов.

Расслоенные интрузии характеризуются значительным петрографическим и петрохимическим разнообразием. Предметом нашего рассмотрения явились те из них, которые сложены преимущественно основными породами.

Систематизация материалов по расслоенным интрузиям показывает, что внутренняя структура их включает: а) расслоенные серии, состоящие из чередования слоев и пластов магматических пород; б) эндоконтактные зоны, отделяющие расслоенные серии от боковых пород; в) ксенолиты боковых пород, в различной степени преобразованные магмой и растворами, с нею связанными.

В расслоенных сериях, по отношению к которым обычно употребляется номенклатура таксонов, аналогичная таковой для осадочных пород, обнаруживается крайняя политипность строения. Широко распространено мнение о залегании в расслоенных интрузиях ультраосновных пород в низах разрезов и основных — вверху является ошибочным. Ультраосновные породы могут занимать средние и даже верхние части расслоенных серий. Кроме того, расслоенные серии обнаруживают латеральную изменчивость. Она выражена либо в выклинивании нижних горизонтов расслоенной серии вследствие воздымания подошвы интрузива, либо в виде фациального перехода по латерали одних пород в другие.

Эндоконтактные зоны, наиболее полно развитые в гипабиссальных и поверхностных интрузиях, характеризуются контаминированностью пород посторонним материалом, их массивностью (расслоенность отсутствует), развитием зон закалки у подошвы массива и, как правило, раскисленным составом пород в верхней эндоконтактной зоне.

Ксенолиты составляют характерный элемент внутренней структуры расслоенных интрузивов. Магматическое преобразование ксенолитов приводит к формированию определенных групп метасоматитов, объединяемых в метасоматические формации. Так, при замещении карбонатных пород образуется формация магниезальных скарнов, при замещении песчано-сланцевых пород — формация высокотемпературных пироксен-плаггиоклазовых роговиков, при замещении серпентинитов — формация пироксенитов.

Изменение состава породообразующих минералов в расслоенных породах характеризует так называемую скрытую расслоенность. Анализ материалов по составу таких породообразующих минералов, как оливин, плаггио-

клас, клино- и ортопироксен, показывает разнообразные тенденции изменения их состава по разрезам расслоенных серий. Столь же разнообразны вариации составов сосуществующих минералов. Кроме того, устанавливаются реликтовые минералы, в основном оливины и пироксены, остающиеся в качестве ксеногенных включений и свидетельствующие о вхождении в расслоенные породы вещества боковых пород.

Магматические породы расслоенных интрузий несут черты взаимодействия магмы с толщами вмещающих пород. Это выражено в закономерном размещении в интрузиях ксенолитов этих пород или их метасоматитов. По структурным совокупностям ксенолитов выделяются просвечивающие структуры, свидетельствующие о структурном "упирании" горизонтов и зон расслоенных серий в соответствующие стратиграфические единицы вмещающих толщ. Через ксенолиты в магматические породы трансформируется структурно-текстурная матрица вмещающих пород, что доказывает непосредственным переходом директивных структур ксенолитов в магматическую расслоенность. Последняя является копией структурно-текстурной матрицы боковых пород, в ней повторяются все особенности матрицы: слоистость осадочно-метаморфических пород (горизонтальная, косая и т. д.), стратиграфические и локальные несогласия в разрезах вмещающих толщ, обломочные и брекчиевидные текстуры пород (например, конгломератов, пород с ксенолитами), эруптивные контакты между осадочно-метаморфическими и интрузивными породами.

В самих расслоенных породах содержатся минералы как ксеногенного происхождения, так и минералы, образовавшиеся в раннемагматическую стадию в результате обменно-метасоматических твердофазовых реакций. Это позволяет предполагать, что расслоенные породы были сформированы из магмы, имевшей кашеобразную консистенцию. Объем твердой фазы в магме был довольно значительным.

О взаимодействии магмы с боковыми породами свидетельствуют также геохимические данные, в частности данные по распределению в расслоенных породах и сульфидных рудах изотопов серы, кислорода, стронция и др. Металлы выносились магмой, в то время как значительная часть серы заимствовалась из боковых пород. Сера производила сульфуризацию магмы с образованием сосуществующих сульфидных расплавов, в которые металлы экстрагировались из силикатного расплава.

Рассмотренный в работе материал по расслоенным интрузиям не может быть объяснен идеей фракционирования магмы, столь широко распространенной среди геологов и петрологов. Из всех гипотез, привлекающихся к объяснению главного феномена расслоенных интрузий — магматической расслоенности, наиболее правдоподобной оказывается гипотеза магматического замещения боковых пород. Впервые выдвинутая Д.С. Коржинским для объяснения генезиса гранитоидных масс, эта гипотеза широко применяется при объяснении становления и формирования самых разнообразных интрузий. Однако с одним из положений этой гипотезы — о широком и повсеместном участии в магматических системах трансмагматических флюидов (растворов) — согласиться нельзя. По нашим представлениям, участие флюидов (растворов) проявляется лишь в стадию гидротермального домагматического метасоматоза. Основной объем метасоматических реакций вызывается, на наш взгляд, непосредственным воздействием магмы, сухого сили-

катного расплава. Это воздействие — магмометасоматоз — (расплавное замещение) — широко проявлено как в природных, так и в искусственных расплавах.

Акцентируя внимание читателя на фактическом материале, доказывающем взаимодействие магм с боковыми породами, и на гипотезе магмометасоматоза, мы отнюдь не стремились отвергнуть, как это может показаться, какие-либо другие процессы, протекающие в магматических системах. Единственное, к чему мы стремились — это найти и определить соответствующее место разнородным и разнонаправленным процессам. С этих позиций следует особо подчеркнуть то обстоятельство, что процессы дифференциации магмы проявляются в магматических системах, но они протекают вслед за магматическим замещением. Их роль заметна, но не столь значительна, как это многим кажется. Нельзя отвергать и осаждение кристаллов в магме под влиянием гравитационного поля. Такое осаждение проявляется на этапе кристаллизации магмы и в основном в ограниченном круге приповерхностных интрузий. Оно ведет к созданию петрографических петрохимических неоднородностей в магматическом теле. Кроме этих процессов, для магматической системы характерно ретроградное вскипание магмы, проявляющееся в эндоконтактных зонах малоглубинных интрузий, формирование зон закалки в подошве опять же малоглубинных интрузий, отделение постмагматических растворов.

Предлагаемая для объяснения генезиса расслоенных интрузий гипотеза магмометасоматоза совершенно не обоснована физико-химически. Ее физико-химическое обоснование — дело будущих исследований. Можно лишь заметить, что подобного обоснования нельзя достичь с позиций изучения равновесных систем. Природные процессы — это неравновесные процессы, в которых равновесие либо вообще не достигается, либо достигается в исключительно редких случаях. В подавляющей массе, как это указывал А.Е. Ферсман (1952), природные процессы имеют характер постепенности и длительности. Состояние физико-химической системы в них меняется. По этой причине приложимость закономерностей, выявленных при изучении определенных физико-химических равновесий, оказывается незначительной. Заметим, что изучение процессов, совершающихся в неравновесных системах, представляет в экспериментальном плане определенные трудности.

Тем не менее в работе выражено стремление к экспериментальному подтверждению принятой гипотезы магматического замещения. Особое внимание уделено экспериментальным доказательствам магмометасоматоза. Как экспериментальный, так и материал, характеризующий преобразование ксенолитов в магматических породах, позволяет наметить механизмы магмометасоматоза, раскрытие и дальнейшее обоснование которых должно иметь важное значение для петрогенетических построений.

Наше исследование систематизирует исключительно геологический, петрографический и геохимический материал, возможность доступа к которому имеет каждый исследователь. Несмотря на такую общедоступность, этот материал крайне недостаточно привлекался к обсуждению чисто генетических вопросов. В определенной мере можно говорить о том, что он игнорировался. Подобное противоестественное положение создалось под влиянием многих причин. Приведем некоторые из них. Думается, что одной из причин выступала и выступает переоценка факта последовательного выде-

ления фаз из расплавов, всегда имеющего место, на основании чего строились далеко идущие выводы. Вторая причина, на наш взгляд, заключается в недостаточной обоснованности идеи магматического замещения геологическим материалом; собственно, можно сказать, что геологической основы идеи магматического замещения еще не создано.

Особенности геологического строения расслоенных интрузий свидетельствуют о взаимодействии магмы с боковыми породами, о влиянии внешней среды, в которую внедряется магма, поднимаясь из глубинных, мантийных или коровых очагов, на ее состав и состояние. В диалектических связях и зависимостях этой среды и магмы мы и должны рассматривать петрологию магматических масс.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Х.М.* Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями. — В кн.: Собр. соч. Ташкент, 1964, т. 3, с. 7—337.
- Абрамович И.И., Клушин И.Г.* Петрохимическая специализация магматизма палеозойских складчатых областей Сибири. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Сибири. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1974, т. II, с. 13—15.
- Августинчик А.И.* К вопросу образования кристаллической фазы из силикатного расплава. — В кн.: Стеклообразное состояние. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 115—120.
- Азафонов Л.В., Поспелова Л.Н., Баярхуу Ж.* Вторичные дуниты Наранского массива и их минералого-петрографические особенности. — В кн.: Материалы по петрологии и минералогии ультраосновных и основных пород. Новосибирск: Наука, 1978.
- Александров К.И., Берикболов Б.Р.* Особенности металлогении сложнодифференцированных габброидных интрузий. — В кн.: Геология, вещественный состав и закономерности размещения медных месторождений Казахстана. Алма-Ата: Казах. науч.-исслед. ин-т минерал. сырья, 1978, вып. 1, с. 32—40.
- Александров С.М., Устинов В.И., Гриценко В.А., Стрижов В.П.* Изотопное изучение особенностей процессов скарнирования доломитов и вторичных изменений метасоматитов. — В кн.: VIII Всесоюз. симпоз. по стабильным изотопам. М., 1980, с. 300—301.
- Алесковский В.Б.* Химия твердых веществ. М.: Высшая школа, 1978. 256 с.
- Альмухамедов А.И., Медведев А.А.* Сульфуризация — один из возможных механизмов формирования сульфидных медно-никелевых месторождений. — Докл. АН СССР, 1977, т. 236, № 4, с. 969—973.
- Альмухамедов А.И., Медведев А.А.* Геохимия серы в процессах эволюции основных магм. М.: Наука, 1982. 147 с.
- Альмухамедов И.А., Медведев А.А., Перфильева Л.П., Тарова В.К.* Экспериментальное исследование растворимости серы в базальтовых расплавах. — В кн.: Эксперимент в минералогии и петрографии. М.: Наука, 1975, с. 52—55.
- Альмухамедов А.И., Смирнова Н.П., Корнаков Ю.Н.* Возможная роль диффузии в процессах дифференциации базальтовой магмы in situ. — Геология и геофизика, 1972, № 3, с. 38—47.
- Аммосов И.И., Горшков В.И., Грешишников Н.П.* Палеотемпературы преобразования нефтеносных отложений. М.: Наука, 1980. 110 с.
- Анортозит-рапакивигранитная формация (Восточно-Европейская платформа) / Д.А. Великославинский, А.Б. Биркис, О.А. Богатиков и др. Л.: Наука, 1978, 284 с.
- Антейн А.К.* Черный металл в Латвии. Рига: Зинатне, 1976. 212 с.
- Анфилогов В.Н.* Структурная эволюция расплавов и генетические ряды магматических пород. — Докл. АН СССР, 1977, т. 237, № 4, с. 915—918.
- Анфилов Л.В.* Статистическое изучение объемных весов зерен кварца из метасоматических гранитоидов. — В кн.: Органические остатки и проблематические образования в метаморфических породах Урала. Свердловск, 1977, с. 145—148.
- Астон Дж.* Пластические кристаллы. — В кн.: Физика и химия твердого состояния органических соединений. М.: Мир, 1967, с. 477—510.
- Бакуменко И.Т.* Петрологические аспекты изучения включений расплавов в минералах. — В кн.: Доклады сов. геологов на XXIV сессии Междунар. геол. конгресса. Проблема 2. М.: Наука, 1972, с. 128—135.
- Балькин П.А., Богнибов В.И., Поляков Г.В.* Габбро-монцодиорит-диоритовая формация Восточного Забайкалья и Верхнего Приамурья. — В кн.: Магматические комплексы Восточной Сибири. Новосибирск: Ин-т геологии и геофизики, 1979, с. 3—32.
- Барт Т.Ф.* Идеи о взаимоотношении осадочных и изверженных пород. — Геохимия, 1962, № 4, с. 296—299.

Бартенев И.С., Докучаева В.С. Геолого-структурные особенности и условия образования месторождения Нюд-П. — В кн.: Основные и ультраосновные породы Кольского полуострова и их металлогения. Апатиты, 1975, с. 144—158.

Басьяс И.П. Микроструктуры и некоторые свойства подлин мартезовских печей. — В кн.: Эксперимент в технической минералогии и петрографии. М.: Наука, 1966, с. 181—186.

Белов Н.В. Кристаллохимические основы минералогии и технологии силикатов с крупными катионами. — Тр. VI совещ. по экспер. и техн. минер. и петрогр. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 7—22.

Белякин Д.С. Избр. труды. М.: Изд-во АН СССР, 1956, т. 1. 520 с.; 1958. Т. 2. 468 с.

Бехтольд А.Ф., Семенов Д.Ф. Новые данные о составе и структуре Шельтингского габбро-перидотитового плутона (о. Сахалин). — Докл. АН СССР, 1978, т. 243, № 2, с. 445—448.

Биркис А.П. Анортозит-гранитная формация Восточно-Европейской платформы: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1980. 55 с.

Богачков О.А., Биркис А.П. Анортозитовые провинции СССР и их минерало-петрохимические особенности. — В кн.: Анортозиты СССР. М.: Наука, 1974, с. 5—20.

Богачев А.И., Зак С.И., Сафронова Г.П., Инина К.А. Геология и петрология Елетьозерского массива габброидных пород Карелии. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 160 с.

Богачев А.И., Лавров М.М. Магматические комплексы Северо-Карельской синклинирной зоны Карелии. — В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л.: Наука, 1971, с. 184—190.

Богнибов В.И., Кривенко А.П., Вицина Т.Р., Балькин П.А. Апатитоносность котажского габбро-диорит-монцитового комплекса в Кузнецком Алатау. — В кн.: Геология, петрохимия и рудоносность магматических формаций. Новосибирск: Ин-т геологии и геофизики, 1978, с. 71—85.

Богородицкая Н.И. Метаморфизм рассеянного органического вещества в отложениях нижнего палеозоя Сибирской платформы. — Тр. ВНИГРИ, 1963, геохим. сб., № 8, с. 95—137.

Бозин А.В. О голубом диопсиде Кузнецкого Алатау. — В кн.: Минералы и горные породы Красноярского края. Красноярск, 1977, с. 39—43.

Борисов О.М. О взаимодействии кислой магмы с ксенолитами. — Зап. Кирг. отд-ния Всесоюз. минерал. о-ва.

Фрунзе: Изд-во АН КиргССР, 1963, вып. 4, с. 13—25.

Борисова В.В. Ультраосновные массивы северо-западной части гранулитового пояса Кольского полуострова. — В кн.: Магматические формирования и рудоносность базит-гипербазитов Кольского полуострова. Апатиты, 1980, с. 77—89.

Борисова В.В. Плагноклаз из ультраосновных-основных пород дифференцированных массивов зоны Юнгес — Суэинлагаш. — В кн.: Минералы и минеральные парагенезисы горных пород Кольского полуострова. Апатиты, 1981, с. 56—59.

Брандт С.Б., Брандт С.С., Конев А.А. К вопросу об изотопной кинетике кислорода в скарновом процессе. — Докл. АН СССР, 1980, т. 251, № 6, с. 1481—1485.

Брон В.А. О рекристаллизации периклаза в системе $MgO-CaO-Fe_2O_3-(FeO)$ и минералообразование в подинах мартезовских печей. — В кн.: Эксперимент в технической минералогии и петрографии. М.: Наука, 1966, с. 175—180.

Булгадаев А.В. Исследование предплавления и предкристаллизации зонансным методом. — В кн.: Исследования в области физики конденсированного состояния вещества. Улан-Удэ, 1976, с. 3—40.

Булькин Л.Д. К минералогии и петрологии дунит-клинопироксенитовых комплексов в альбинопитных гипербазитах Урала (на примере Нураминского массива). — В кн.: Минералогия и геохимия гипербазитов Урала. Свердловск, 1977, с. 58—61.

Буровский Н.И. Исследование структурных превращений в петругрических расплавах и стеклах методом инфракрасной спектроскопии. — В кн.: Проблемы каменного литья. Киев: Наукова думка, 1975, с. 79—93.

Буровский Н.И., Куликов В.Д., Богатырева Ж.Д. ИК-спектроскопические исследования процессов кристаллизации стекол на основе лёсса. — В кн.: Проблемы каменного литья. Киев: Наукова думка, 1975, с. 97—102.

Вахромеев И.С. Этапы образования Ангаханского массива габбро-анортозитов. — Вестн. Вост.-Сиб. НТО. Чита, 1958, № 1, с. 8—12.

Вдовыкин Г.П. Трапповый магматизм на Байкитской антеклизе и сульфидная минерализация в долерите Поллугусского силла. — Докл. АН СССР, 1979, т. 244, № 3, с. 678—681.

Вдовыкин Г.П., Вишневецкий С.А., Жуйкова Т.Л., Зыкова П.Д. Газово-жидкие включения, состав газов и

содержание углерода в глубоководных трапповых силлах запада Тунгусской синеклизы Сибирской платформы. — Докл. АН СССР, 1981, т. 256, № 2, с. 452—456.

Вдовыкин Г.П., Иванов А.Г. Термическое воздействие трапповой магмы на вмещающие карбонаты на севере Алданской антеклизы. — Докл. АН СССР, 1979, т. 245, № 6, с. 1436—1439.

Велинский В.В. Альпийские гипербазиты переходных зон океан—континент. Новосибирск: Наука, 1979. 264 с.

Вертман А.А., Самарин А.М. Свойства расплавов железа. М.: Наука, 1969. 280 с.

Верховский А.Б., Шуколюков Ю.А. О возможном присутствии в сэдберидах Мончегорского плутона первичного неона Земли. — Докл. АН СССР, 1975, т. 222, № 3, с. 685—688.

Виленский А.М. Петрология интрузивных траппов севера Сибирской платформы. М.: Наука, 1967. 272 с.

Винклер Г. Генезис мемаморфических пород. М.: Недра, 1979. 328 с.

Виноградов А.П., Гриценко Л.Н. О влиянии вмещающих пород на изотопный состав серы рудных сульфидов. — Геохимия, 1964, № 6, с. 491—499.

Виноградская Г.М. О генезисе полосчатых дунитов-перидотитов западной полосы гипербазитов Урала. — Материалы ВСЕГЕИ. Новая сер., 1957, вып. 21, с. 23—31.

Виноградская Г.М. О генезисе некоторых оливиновых пород. — Докл. АН СССР, 1962, т. 87, № 5, с. 245—247.

Владимиров А.Г., Ермолов П.В., Кузбный В.С., Кузнецова А.И. Петрология пикрит-диабазовой формации Зайсанской складчатой системы. — В кн.: Петрология и петрохимия рудоносных магматических формаций. М.: Наука, 1981, с. 263—288.

Владимиров Б.М. Петрография Падунского и Маргудольского трапповых интрузивов. Иркутск, 1962. 152 с.

Владимиров Б.М., Твердохлебов В.А., Колесникова Т.П. Геология и петрография изверженных пород юго-западной части Гвинейско-Либерийского щита. М.: Наука, 1971. 243 с.

Волохов И.М. Обломки основных и ультраосновных пород в базальтах и кимберлитах — родственные включения или ксенолиты пород верхней мантии? Новосибирск: Наука, 1972. 72 с.

Гаврилова С.И. Петролого-минералогические особенности гипербазитов массива Пай-Ер (Полярный Урал). М.: Наука, 1977. 148 с.

Генкин А.Д., Дудыкина А.С., Телешова Р.Л. Некоторые данные о составе породообразующих пироксенов и

оливинов габбро-долеритового интрузива Норильск-1. — В кн.: Минералы базита в связи с вопросами петрогенезиса. М.: Наука, 1970, с. 40—55.

Генштафт Ю.С., Салтыковский А.Я. Изменение температуры плавления высокоглиноземистой базальтовой магмы при ее контаминации известняками. — В кн.: Физические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. Тбилиси, 1974, с. 161—162.

Герлинг Э.К., Шуколюков Ю.А., Кольцова Т.В. и др. Определение возраста основных пород по К/Аг-методу. — Геохимия, 1962, № 11, с. 931—938.

Глаголев А.А., Назорный А.А., Брагин Б.А. и др. Кристаллизация и свойства медеплавильных шлаков Казахстана. — В кн.: Эксперимент в технической минералогии и петрографии. М.: Наука, 1966, с. 41—45.

Глазунов О.М. Геохимия и петрология габбро-пироксенитовой формации Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1975. 202 с.

Глазунов О.М. Контаминация и рудоносность габброидной магмы в геохимическом аспекте. — В кн.: Контактные процессы и оруденение в габбро-перидотитовых интрузиях. М.: Наука, 1979, с. 108—124.

Глазунов О.М. Геохимия и рудоносность габброидов и гипербазитов. Новосибирск: Наука, 1981. 192 с.

Годлевский М.Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М.: Гостеолтехиздат, 1959, с. 68.

Годлевский М.Н. Источники оруденения, связанного с траппами Сибирской платформы. — В кн.: Петрология траппов Сибирской платформы. Л.: Недра, 1967, с. 43—51.

Годлевский М.Н., Кравцов Г.С., Сливко В.М. Вопросы теплообмена интрузива и вмещающих пород и контактовый метаморфизм углей вблизи трапповых интрузивов. — Геология и геофизика, 1962, № 2, с. 6—25.

Годлевский М.Н., Степанов В.А. Дифференциация базальтоидных интрузивов в зависимости от подвижности Fe_2O_3 и SiO_2 . — В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1969, т. 1, с. 22—36.

Гончаренко А.И. Магнезиальные скарны в альпийских гипербазитах Кузнецкого Алатау. — Докл. АН СССР, 1976, т. 228, № 6, с. 1423—1425.

Горбунов Г.И. Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. М.: Недра, 1968. 352 с.

Горстка В.Н. Контактная зона Хибинского щелочного массива. Л.: Наука, 1971. 100 с.

Григорьев Д.П. Опыт систематики и терминологии элементарных процессов магматической дифференциации. — В сб., посвященном акад. Д.С. Белянкину. М.: Изд-во АН СССР, 1964, с. 184—188.

Гриненко В.А., Гриненко Л.Н. Геохимия изотопов серы. М.: Наука, 1974. 274 с.

Гриненко Л.Н., Миловский А.В., Падера К. Содержания и изотопный состав серы в основных и ультраосновных породах из эфлогитовых массивов ЧССР. — В кн.: VIII Всесоюз. симпоз. по стабильным изотопам. М., 1980, с. 332—333.

Гришенков Е.Е., Кудрявцева Т.Н. Об изменении основных огнеупоров после службы в канальных индукционных печах при плавке никеля. — Тр. Вост. ин-та огнеупоров. М.: Metallurgia, 1966, вып. 6, с. 79—83.

Грудинин М.И. Петрография Нюрндунканского и Довыренского габбро-перидотитовых массивов (Северное Прибайкалье). — В кн.: Петрография Восточной Сибири. М.: Наука, 1965, т. III, с. 5—112.

Грудинин М.И. Базит-гипербазитовый магматизм Байкальской горной области. Новосибирск: Наука, 1979. 157 с.

Гудсид Г.Е. Происхождение гранитов. — В кн.: Проблема образования гранитов. М.: Изд-во иностр. лит., 1950, с. 229—270.

Гурулев С.А. Магматическое замещение осадочных пород как начальная стадия формирования Июко-Довыренского перидотитового массива. — Тр. П совещ. по металлогении Саяно-Байкальской горной области. Улан-Удэ, 1964, с. 49—54.

Гурулев С.А. Геология и условия формирования Июко-Довыренского габбро-перидотитового массива. М.: Наука, 1965. 122 с.

Гурулев С.А. Явления замещения в расплавах. — Докл. АН СССР, 1978а, т. 238, № 1, с. 203—206.

Гурулев С.А. Железоуглеродистые расплавы как аналоговые модели магм. — Докл. АН СССР, 1978б, т. 242, № 2, с. 408—411.

Гурулев С.А. К генезису расплосных основных интрузивных комплексов типа Бушвельдского. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978в, № 8, с. 19—31.

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

Гурулев С.А. Условия трансформа-

ции структурных и текстурных свойств твердых веществ в железоуглеродистые расплавы. — В кн.: Литье по газифицируемыми моделям. Киев, 1979б, с. 111—118.

Гурулев С.А. Процесс науглероживания чугунов и стальных отливок при литье по газифицируемыми моделям. — Литейн. пр-во, 1980, № 6, с. 21—22.

Гурулев С.А. Ксенолиты и магматическая расслоенность основных интрузий в связи с петрогенезисом. — В кн.: Петрология литосферы и рудоносность. Л., 1981, с. 116—117.

Гурулев С.А., Гурулева Н.Н., Трунева М.Ф. Магнезиальные скарны в Июко-Довыренском габбро-перидотитовом массиве (Северное Прибайкалье). — Докл. АН СССР, 1974, т. 214, № 3, с. 662—665.

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

Гурулев С.А., Костюк В.П., Мануйлова М.М., Рафиенко Н.И. О находке голубого диопсида в Сибири. — Докл. АН СССР, 1965, т. 163, № 2, с. 443—446.

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

Гурулев С.А., Самбуев К.С. Габброизация гранитных пегматитов в Чайском габбро-перидотитовом массиве. — Докл. АН СССР, 1968, т. 179, № 1, с. 143—146.

Гурулев С.А., Трунева М.Ф. Медно-никелевое сульфидное оруденение в структуре Холоднинского колчеданополиметаллического месторождения. — В кн.: Геология, магматизм и полезные ископаемые Забайкалья. Улан-Удэ, 1974, с. 83—89.

Гурулев С.А., Трунева М.Ф., Кавиладзе М.Ш., Мелашвили Т.А. Изотопный состав серы медно-никелевых месторождений Северного Прибайкалья в связи с процессами магматического замещения. — В кн.: Контактные процессы и оруденение в габбро-перидотитовых интрузиях. М.: Наука, 1979, с. 125—135.

Гурулев С.А., Шагжиев К.Ш. Геология и условия образования Парамского месторождения нефрита в Восточной Сибири. — В кн.: Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов. М.: Наука, 1973, с. 234—244.

Гурулев С.А., Шагжиев К.Ш., Самбуев К.С. Метасаматическая зональность северного окончания Шаманского массива. — В кн.: Минералого-геохимиче-

ские очерки Забайкалья. Улан-Удэ, 1971, с. 79–100.

Денисова М.В. Сульфидное медно-никелевое оруденение в одном из массивов основных и ультраосновных пород Байкальской складчатой области. — Тр. ВСЕГЕИ. Новая сер., 1961, т. 60, с. 37–46.

Дистлер В.В., Лапутина И.Т., Муравичка Г.Н., Гроховская Т.Л. Новые данные о составе пироксенов расплавленных трапповых интрузий. — Докл. АН СССР, 1976, т. 231, № 4, с. 949–952.

Добрецов Н.Л., Кочкин Ю.Н., Криевенко А.И., Кутюлин В.А. Породообразующие пироксены. М.: Наука, 1971. 452 с.

Довгаль В.Н., Широких В.А., Курмей А.Е. Возраст и формационное положение Ударинского габбро-сиенитового плутона в северной части Кузнецкого Алатау. — В кн.: Магматические формации Сибири. Новосибирск: Наука, 1977, с. 14–34.

Додин Д.А., Шатков В.А. О составе клинопироксенов Талнахской никеленосной интрузии (Норильский район). — Докл. АН СССР, 1971, т. 200, № 2, с. 435–438.

Докучаева В.С. Дуниты из интрузивов перидотит-габбро-норитового формационного типа в Мончегорском районе. — В кн.: Базит-гипербазитовый магматизм Кольского полуострова. Апатиты, 1978, с. 144–161.

Докучаева В.С., Шолохнев В.В. Новые данные по геологическому строению массива Нью-Поаз. — В кн.: Региональная геология, металлогения и геофизика. Апатиты, 1974, с. 88–95.

Дю Тойт А.Л. Геология Южной Африки. М.: Изд-во иностр. лит., 1957, 491 с.

Елисеев Н.А. Геологическое изучение Мончегорской никеленосной интрузии и задачи дальнейших исследований. — В кн.: Ультраосновные и основные интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения Мончи. М.: Изд-во АН СССР, 1953а, с. 5–14.

Елисеев Н.А. Мончегорский плутон. — В кн.: Ультраосновные и основные интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения Мончи. М.: Изд-во АН СССР, 1953б, с. 15–40.

Ермолов П.В., Кузубный В.С., Владимиров А.Г., Королук В.Н. Реликтовые минеральные парагенезисы чарнокитоподобных гранитоидов и их петрологическое значение. — Геология и геофизика, № 3, с. 78–87.

Есин О.А., Гельд П.В. Физическая химия пирометаллургических процессов. М.: Металлургия, 1962. Ч. 1. 308 с.

Ефимов А.А. Проблема дунита. — Сов. геология, 1966, № 5, с. 13–27.

Ефимов А.А., Ефимова Л.И. Кытлымский платиноносный массив. М.: Недра, 1967. 336 с.

Жабин А.Г., Попов В.С. Эксперимент по взаимодействию базальтового расплава со сплошными сульфидными рудами. — Геология рудн. месторождений, 1971, № 4, с. 88–91.

Жариков В.А. Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара. — Тр. ИГЕМ АН СССР, 1959, № 4. 372 с.

Жариков В.А., Зарайский Г.П., Стояновский Ф.М. Экспериментальное моделирование биметасоматической зональности. — Тез. докл. на Междунар. геохим. конгр. М., 1971, с. 116–117.

Жданов В.В. Метаморфизм и глубинное строение норит-диоритовой гранулитовой серии Русской Лапландии. М.: Наука, 1966. 67 с.

Жукина Л.А., Баранцева С.Е., Кстюкин Ю.М., Дашинский Л.Г. Минералообразование в процессе кристаллизации шлакосодержащего ситалла пироксенового состава. — В кн.: Эксперимент в области технического минералообразования. М.: Наука, 1976, с. 68–75.

Заварицкий А.Н. Перидотитовый массив Рай-Из на Полярном Урале. М.: 1932. 87 с.

Заварицкий А.Н. Изверженные горные породы М.: Изд-во АН СССР, 1955. 480 с.

Заварицкий А.Н., Соболев В.С. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 383 с.

Зак С.И., Юдин Б.А. Главнейшие титаноносные магматические формации Кольского полуострова и Северной Карелии. — В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л.: Наука, 1971, с. 140–147.

Зарайский Г.П. Экспериментальное моделирование диффузионной зональности при щелочном метасоматозе. — Докл. АН СССР, 1969, т. 184, № 6, с. 1409–1413.

Зверев А.Т., Лобанова Г.М. Природа габбро-амфиболитов Главного гипербазитового пояса Урала (на примере Кемпирсайского и Хабарнинского массивов). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 9, с. 53–66.

Золотухин В.В. Основные закономерности прототектоники и вопросы формирования рудосных трапповых интрузий (на примере Норильской). М.: Наука, 1964. 192 с.

Золотухин В.В., Васильев Ю.Р. Особенности механизма образования рудо-

носных трапповых интрузий северо-запада Сибирской платформы. М.: Наука, 1967. 231 с.

Золотухин В.В., Коленко В.Ф., Королук В.Н. Сосуществующие магматические минералы в породах Мантуровской дифференцированной интрузии. — В кн.: Материалы по генетической минералогии и петрологии. Новосибирск: Наука, 1977, с. 29—47.

Золотухин В.В., Рябов В.В., Васильев Ю.Р., Шатков В.А. Петрология Талнахской рудоносной дифференцированной трапповой интрузии. Новосибирск: Наука, 1975. 436 с.

Золотухин В.В., Щедрин Н.Ф. Дифференцированные интрузии Имандинского рудного узла (северо-запад Сибирской платформы). Новосибирск: Наука, 1977. 135 с.

Зотов И.А. Генезис трапповых интрузивов и метаморфических образований Талнаха. М.: Наука, 1979. 156 с.

Зотов И.А., Муравицкая Г.Н., Малов В.С. Магматическое замещение в контактах сульфидоносных трапповых интрузий. — В кн.: Контактные процессы и орудование в габбро-перидотитовых интрузиях М.: Наука, 1979, с. 63—84.

Зубкус Б.П. Габбро-плагиигранитная формация бассейна реки Кандат. — В кн.: Вопросы минералогии, петрографии и геохимии Красноярского края. Красноярск, 1975, с. 63—71.

Иванов О.К. Пироксениты дунитовых массивов платиноносного пояса Урала — продукт ассимиляции вмещающих толщ. — В кн.: Проблемы петрологии. Алма-Ата, 1976, с. 150—152.

Иванов О.К., Штенгельмейер С.В. Вязкость и температура кристаллизации расплавов ультрамафитов. — Геохимия, 1982, № 3, с. 330—337.

Иванова Т.Н. Структура массива Нюд-Поаз (Монче-Тундра). — В кн.: Ультраосновные и основные интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения Мончи. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1953, с. 81—111.

Иванова-Панайотова В.Г. О некоторых условиях образования магнезиальных скарнов в контактах основных интрузивных пород с карбонатными породами. — Acta Geol. Acad. Scient. Hung., 1971, t. 15, p. 13—16.

Ильенко С.С. Основные черты петрологии Патынского массива. — Геология и геофизика, 1960, № 14, с. 76—91. Интрузивные базит-ультрабазитовые комплексы докембрия Карелии. — Тр. Ин-та геологии Карел. фил. АН СССР. Л.: Наука, 1976, вып. 32, 164 с.

Ирвайн Т.Н., Смит К.Х. Первичные окисные минералы в расплавленной серии интрузива Маскок. — В кн.: Маг-

матические рудные месторождения. М.: Недра, 1973, с. 67—85.

Казаринов В.В. Изменения органического вещества палеозойских отложений Тунгусской синеклизы под влиянием траппов. — Сов. геология, 1979, № 10, с. 105—111.

Камерон Ю.Н., Десборо Дж.А. Условия залегания и особенности хромитовых месторождений восточной части Бушвельдского комплекса. — В кн.: Магматические рудные месторождения. М.: Недра, 1973, с. 27—42.

Карпинский А.П. О псевдоморфическом образовании серого чугуна по обломку дерева. — Докл. АН СССР, 1930, № 15, с. 391—392.

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

Кеннеди Д. О роли воды в магме. — В кн.: Земная кора. М.: Изд-во иностр. лит., 1957, с. 505—519.

Кешишян Т.Н., Курцева Н.Н., Егорова Л.С. К вопросу диагностики моноклиновых пироксенов в стеклокристаллических материалах. — В кн.: Эксперимент в области технического минералогического образования. М.: Наука, 1975, с. 37—38.

Клитин К.А., Домнина Е.А., Рыле Г.В. Строение и возраст офиолитового комплекса Байкало-Витимского поднятия. — Бюл. МОИП. Отд. геол. Нов. сер., 1975, т. 80, № 1, с. 82—94.

Ключанский Л.Н. Петрография и геохимия траппов Нерюндинского силла (бассейн среднего течения р. Ангары). — В кн.: Вопросы петрографии и минералогии основных и ультраосновных пород Восточной Сибири. Иркутск, 1974, с. 47—57.

Коваленкер А.В., Гладышев Г.Д., Носик Л.П. Изотопный состав серы сульфидов из месторождений Талнахского рудного узла в связи с их селеноносностью. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 2, с. 80—91.

Коваленко Л.Н. Кальциевый метасоматоз агломератов, офилюсованных известью и доломитом. — В кн.: Вопросы минералогии и геохимии эндогенных месторождений Алтае-Саянской области. Томск, 1977, с. 130—136.

Ковальский В.В., Никишов К.Н. Некоторые вопросы генезиса ксенолитов в кимберлитах. — В кн.: Ксенолиты и гомогенные включения. М.: Наука, 1969, с. 51—58.

Кожевников Г.Н., Водопьянов А.Г. Низшие окислы кремния и алюминия в электрометаллургии. М.: Наука, 1977. 144 с.

Козлов Е.К. Структурный анализ массива Сопча. — В кн.: Ультраосновные

и основные интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения Мончи. М.: Изд-во АН СССР, 1953, с. 59–86.

Козлов Е.К. О некоторых спорных вопросах геологического строения массива Сопчуайвенч (в Монче-тундре). — В кн.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1958, вып. 1, с. 7–24.

Козлов Е.К. Естественные ряды пород никеленосных интрузий и их металлогения на примере Кольского полуострова. Л.: Наука, 1973. 273 с.

Колесник Ю.Н. Высокотемпературный метасоматоз в ультраосновных массивах. Новосибирск: Наука, 1976. 240 с.

Колотилов Л.И., Горяев С.М. Сульфидное никелево-медное оруднение в гипербазитах и габброидах Казахстана. — В кн.: Геология, вещественный состав и закономерности размещения медных месторождений Казахстана. Алма-Ата: Казах. науч.-исслед. ин-т минерал. сырья, 1978, вып. 1, с. 142–156.

Конов А.А. Некоторые проблемы происхождения и рудоносности щелочно-габброидной и нефелин-сиенит-щелочно-габброидной ассоциаций Прибайкалья. — В кн.: Магматические формации складчатых областей Сибири, проблемы их происхождения, рудоносности и картирования: (Тез. докл.). Новосибирск, 1981, с. 249–250.

Конов А.А., Самойлов В.С. Контактный метаморфизм и метасоматоз в ореоле Тажеранской щелочной интрузии. Новосибирск: Наука, 1974. 247 с.

Конкин А.А., Куоряцев Г.И., Шетинин А.М. и др. Термо-, жаростойкие и негорючие волокна. М.: Химия, 1978. 423 с.

Конников Э.Г. Титаноносные габброиды докембрия Северного Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1978. 118 с.

Конников Э.Г. Геологическое строение и рудоносность Чинейского габброидного плутона. — В кн.: Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. Новосибирск: Наука, 1979, с. 130–151.

Константинова В. Изменения в вьзгляшата от Добруджанския бассейна под влияние на контактен метаморфизъм. — Годишн. Софийск. ун-т. Геол.-геогр. фак., 1978, т. 69, № 1, с. 279–289.

Коржинский Д.С. Биметасоматические флогопитовые и лазуритовые месторождения архея Прибайкалья. — Тр. Ин-та геол. наук. Петрогр. серия (№ 10). М.: АН СССР, 1947, вып. 29. 164 с.

Коржинский Д.С. Гранитизация как магматическое замещение. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 2, с. 56–69.

Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов. — В кн.: Основные

проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 335–456.

Коржинский Д.С. Метаматматические процессы. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 12, с. 3–6.

Кормилицын В.С., Мануйлова М.М. Неоднородности в составе и строении магматических пород и их генетическое значение. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1972, ч. 101, вып. 1, с. 62–66.

Кравченко С.М. Фракционирование малых элементов при дифференциации базитовых магм. М.: Наука, 1977. 220 с.

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

Кривенко А.П., Поляков Г.В., Богнибов В.И., Балыкин П.А. Габбро-монциоритовая формация Кузнецкого Алатау. — В кн.: Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. Новосибирск: Наука, 1979, с. 5–95.

Кручинин Ю.Д., Кручинина Л.П., Юдин И.А. Кристаллизация и минералообразование в расплавах и стеклах системы CaO-MgO-FeO-SiO_2 . — В кн.: Эксперимент в области технического минералообразования. М.: Наука, 1975, с. 79–82.

Куденко А.А. О связи между гранитоидными интрузиями и рудными месторождениями. — В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. М.: Наука, 1972, с. 22–25.

Куковский Е.Г. Беловский принцип строения силикатов и механизм их преобразования. — В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев: Наукова думка, 1979, вып. 13, с. 3–6.

Кутателадзе С.С. Основы теории теплообмена: Новосибирск: Наука, 1970. 660 с.

Кутюлин В.А., Агафонов Л.В., Чепуров А.И. Относительная устойчивость оливина, пироксенов и граната в базальтовой магме и состав верхней мантии. — Докл. АН СССР, 1976, т. 231, № 5, с. 1218–1219.

Кутыев Ф.Ш., Аникин Л.П., Васильченко В.И. и др. Металлы, интерметаллиды и мантийные минералы в базитах Камчатки. — В кн.: Самородное минералообразование в магматическом процессе. Якутск, 1981, с. 35–39.

Кушев В.Г. Щелочные метасоматиты докембрия. Л.: Недра, 1972. 189 с.

Лавров М.М. Гипербазиты и расслоенные перидотит-габбро-норитовые интрузии докембрия Северной Карелии. Л.: Наука, 1979. 136 с.

Лазарус Л., Нахтриб Н. Влияние высокого давления на диффузию. — В кн.:

Твердые тела под высоким давлением. М.: Мир, 1966, с. 55–85.

Лапухов А.С. О дифференциальной подвижности компонентов в футеровке доменной печи. — В кн.: Физическое и физико-химическое развитие магматогенных и рудных систем. М.: Наука, 1972, с. 318–331.

Лахтин Ю.М. Металловедение и термическая обработка металлов. М.: Металлургия, 1977. 408 с.

Лебедев А.П. Чинейский габбро-анортозитовый pluton (Восточная Сибирь). — Тр. Ин-та геол. руд. месторожд., петрографии, минералогии и геохимии АН СССР, 1962а, вып. 80. 73 с.

Лебедев А.П. Чинейский габбро-анортозитовый pluton (Восточная Сибирь). М.: Изд-во АН СССР, 1962б. 99 с.

Лебедев А.П. О классификации форм проявления базитового магматизма в земной коре. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1969, с. 30–35.

Лебедев А.П., Богатиков О.А. Петрология Кизирского габбро-сиенитового plutона (Восточный Саян). М.: Изд-во АН СССР, 1963. 152 с.

Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Избр. тр. М.: Изд-во АН СССР, 1955, т. IV. 447 с.

Ленников А.М., Солжаник А.Н. Химизм анортозитов Джугджур. — В кн.: Минеральные фации кристаллических пород. Владивосток, 1978, с. 25–72.

Леснов Ф.П. Геология и петрология Чайского габбро-перидотит-дуניתового plutона (Северное Прибайкалье). Новосибирск: Наука, 1972. 228 с.

Леснов Ф.П. Положение базит-гипербазитовых plutонов в структуре Западного Забайкалья и некоторые вопросы их петрологии. — В кн.: Геосинклинальные пояса Центральной Азии. Улан-Удэ, 1973, с. 177–179.

Леснов Ф.П. Ксенолиты гипербазитов в габброидах и вопросы генезиса полигенных базит-гипербазитовых plutонов. — В кн.: Мантийные ксенолиты и проблемы ультраосновных магм: (Тез. докл. Всесоюз. симпоз.). Новосибирск, 1980, с. 153–154.

Леснов Ф.П., Пинус Г.В., Велицкий В.В. Взаимоотношения ультраосновных пород и ассоциирующих с ними габброидов в складчатых областях. — В кн.: Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск: Наука, 1973, с. 44–56.

Леснов Ф.П., Прудовский Э.Л. Порообразующие минералы базит-гипербазитовых plutонов Западного Забайкалья. — В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск: Наука, 1976, вып. IX, с. 32–45.

Леснов Ф.П., Якимов Л.И. Первая находка регенерированных оливиновых пород в Северном Прибайкалье. — Геология и геофизика, 1970, № 11, с. 136–140.

Лесняк Н.М., Василенко В.Б., Блишник Т.М. Сравнительная петрохимия Кийского массива (Восточное Забайкалье). — В кн.: Многофазные физико-химические системы. Новосибирск: Наука, 1980, с. 110–130.

Летников Ф.А., Кузнецов К.Е. О проницаемости минералов для ионов при метасоматических процессах. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Л., 1972, с. 238.

Летников Ф.А., Медведев В.Я., Иванова Л.А. Взаимодействие гранитного расплава с карбонатами и силикатами. Новосибирск: Наука, 1978. 152 с.

Лихачев А.П. Роль лейкократового габбро в формировании рудоносных дифференцированных интрузий Норильского района: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1965. 17 с.

Лодочников В.Н. Главнейшие породообразующие минералы. М.: Госгеолтехиздат, 1955. 248 с.

Лыков А.В., Михайлов Ю.А. Теория тепло- и массопереноса. М.; Л.: Госэнергоиздат, 1963. 323 с.

Ляшкевич З.М., Марушкин А.И. О взаимодействии магматических пород с солью. — В кн.: Литология и геохимия соленосных толщ. Киев: Наукова думка, 1980, с. 132–138.

Малахова Н.П. Фауна в метаморфических породах Урала. Свердловск, 1967. 145 с.

Малахова Н.П. Органические остатки в эффузивовидных породах. — В кн.: Органические остатки и проблематические образования в метаморфических породах Урала. Свердловск, 1977, с. 101–136.

Малахова Н.П., Овчинников Л.Н. О находке органических остатков в гранитах Среднего Урала. — Докл. АН СССР, 1969, т. 188, № 1, с. 95–99.

Малахова Н.П., Язева Р.Г. Органические остатки, проблематические образования и петрография автохтонных метасоматических гранитоидов Южного Урала. — В кн.: Органические остатки и проблематические образования в метаморфических породах Урала. Свердловск, 1977, с. 14–94.

Мануйлова М.М., Васильковский Д.П., Гурулев С.А. Геология докембрия Северного Прибайкалья. М.; Л.: Наука, 1964. 226 с.

Маракушев А.А. Проблема генезиса расслоенных интрузивов. — В кн.: Контактные процессы и оруденение в

габбро-перидотитовых интрузиях. М.: Наука, 1979а, с. 5–29.

Маракушев А.А. Петрогенезис и рудообразование (геохимические аспекты). М.: Наука, 1979б. 264 с.

Маракушев А.А. Значение магматической ликвации в петрогенезисе и рудообразовании. — В кн.: Петрология литосферы и рудоносность. Л., 1981, с. 94–96.

Маракушев А.А., Иванов И.П., Римкевич В.С. Экспериментальное воспроизведение ритмичной магматической расчлененности. — Докл. АН СССР, 1981, т. 258, № 1, с. 183–186.

Масуренков Ю.П., Комкова А.А. Геодинамика и рудообразование в купольно-кольцевой структуре вулканического пояса. М.: Наука, 1978. 274 с.

Медведев А.Я., Альмухамедов А.И. Экспериментальное исследование сульфуризации базальтовых расплавов. — В кн.: Петрологические основы формирования сульфидных медно-никелевых месторождений и критерии их прогноза. Петрозаводск, 1978, с. 101–102.

Меламед В.Г., Реввердатто В.В. Модель контактового метаморфизма нефтесодержащих пород. — Докл. АН СССР, 1978, с. 242, № 5, с. 1155–1158.

Менерт К. Мигматиты и происхождение гранитов. М.: Мир, 1971. 328 с.

Меняйлов А.А. Туфы и кимберлиты Сибирской платформы и их происхождение. М.: АН СССР, 1962. 228 с.

Минералогия сульфидных медно-никелевых месторождений Кольского полуострова/Под ред. Г.И. Горбунова. Л.: Наука, 1981. 352 с.

Минский Н.А. Формирование нефтеносных пород и миграция нефти. М.: Недра, 1975. 288 с.

Миронов Ю.В., Ионов Д.А., Кривоплясов Г.С. и др. Строение Иоко-Довыренского дунит-троктолит-габбро-норитового расчлененного массива (Северное Прибайкалье). — Докл. АН СССР, 1980, т. 250, № 5, с. 1228–1232.

Михайлов Н.П., Шарков Е.В., Абрамсон М.Р. и др. Златогорский дифференцированный массив основных и ультраосновных пород в Северном Казахстане. — Сов. геология, 1966, № 10, с. 92–101.

Михайлов Н.П., Шарков Е.В., Орлов Д.М. Петрология и рудоносность стратиформных (расчлененных) мафит-ультрамафитовых интрузий. — В кн.: Магматизм и эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1976, с. 53–68.

Морковкина В.Ф. Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. М.: Наука, 1967. 280 с.

Москалева С.В. Химизм метасоматических превращений в дунито-пироксе-

нито-габбровой формации Урала. — Сов. геология, 1965, № 5, с. 38–56.

Мошкин В.Н., Дазелайская И.Н., Зленко Н.Д. Раннедокембрийские интрузивные образования хр. Джугджура и восточной части хр. Станового. — Тр. ВСЕГЕИ. Новая сер., 1967, № 122, с. 70–164.

Налдретт А., Каллеруд Г. Исследования медно-никелевых руд и вмещающих пород района Садбери. — В кн.: Экспериментальная петрология и минералогия. М.: Недра, 1971, с. 229–242.

Нарижнев В.В., Стеблова В.М. Первые сведения о расчлененной интрузии перидотит-анортозит-габбрового состава на Памире. — Сов. геология, 1979, № 1, с. 85–91.

Нарсеев В.А. Роль полимеризации в формировании расплавов и гидротермальном переносе вещества. — Вестн. АН КазССР, 1964, № 8, с. 42–49.

Некрасов И.Я., Горбачев Н.С. Физико-химические условия формирования дифференцированных интрузий и медно-никелевых руд норильского типа. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1978, вып. 7, с. 92–123.

Немцович В.М. Структура расчлененных основных интрузий Алтае-Саянской складчатой области. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Сибири. Томск, 1974, т. II, с. 52–53.

Николаев В.А. К вопросу о генезисе гидротермальных растворов. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 96–124.

Николаев В.А., Доливо-Добровольский В.В. Основы теории процессов магматизма и метаморфизма. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 337 с.

Образцова З.А. Структурно-петрологический очерк массива Ниттис-Кумужья-Травяная в Монче-тундре. — В кн.: Ультраосновные и основные интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения Мончи. М.: Изд-во АН СССР, 1953, с. 41–58.

Овчинников Л.Н. Некоторые вопросы магматогенного рудообразования. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 4, с. 3–9.

Овчинников Л.Н. О взаимодействии расплава базальта с известняком. — В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. М.: Изд-во АН СССР, 1961, т. 1, с. 94–115.

Овчинников Л.Н., Максенков В.Г. Экспериментальное изучение контактовых процессов. — В кн.: Экспериментальные исследования в области глубинных процессов. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 34–42.

Овчинников Л.Н., Меттих Л.И. Связь рудообразования с ассимиляцией по экспериментальным данным. — Тр. V совещ. по экспериментальной минералогии и петрографии. М.: Изд-во АН СССР, 1958, с. 68–75.

Одинцова Т.В., Дробот Д.И. Влияние трапповых интрузий на битуминозность вмещающих карбонатных пород на примере нижнего кембрия Иркутского нефтяного бассейна. — Геология нефти и газа. 1973, № 11, с. 37–41.

Олейников Б.В., Саввинов В.Т., Погудина М.М. Основные типы трапповых интрузивов среднепалеозойской и верхнепалеозойской-нижнепалеозойской трапповой формации зоны сочленения Тунгусской и Вилюйской синеклиз. — В кн.: Геология и геохимия базитов восточной части Сибирской платформы. М.: Наука, 1973, с. 4–75.

Орлов Д.М. Петрология расслоенных титаноносных интрузий Алтае-Саянской складчатой области. Л.: Недра, 1975. 200 с.

Панина Л.И., Шацкий В.С. Включения расплавов в магнетит-апатитовых породах карбонатитовой интрузии Есей. — Докл. АН СССР, 1973, т. 209, № 2, с. 455–457.

Перепелицин В.А. О моделировании рудообразования при воздействии поликомпонентных расплавов на минеральные продукты. — В кн.: Генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск, 1981, с. 39–40.

Перрэн Р., Рубо М.М. О гранитной проблеме. — В кн.: Проблема образования гранитов. М.: Изд-во иностр. лит., 1950, с. 13–50.

Перцев Н.Н. Высокотемпературный метаморфизм и метасоматизм карбонатных пород. М.: Наука, 1977. 256 с.

Перцев Н.Н., Шабынин Л.И. Скарновые, карбонатные и бруситовые ксенолиты Июк-Довыренского массива. — В кн.: Контактные процессы и оруденение в габбро-перидотитовых интрузиях. М.: Наука, 1979, с. 85–96.

Перцов А.В., Приймак А.Н. Кинетика процессов метасоматоза и метаморфизма в модельной системе. — В кн.: Динамические модели физической геохимии. Новосибирск: Наука, 1982, с. 78–84.

Петрография/Под ред. А.А. Маракушева, Т.И. Фроловой. М.: Изд-во МГУ, 1976, ч. 1. 384 с.

Пинус Г.В., Леснов Ф.П., Агафонов Л.В., Баярхуу Ж. Альпитипные гипербазиты Монголии и их металлогения. — Тр. Совмест. Сов.-Монгол. науч.-исслед. геол. экспедиции, 1979, № 30, с. 145–155.

Питчер У. Теневая стратифицирован-

ность в интрузивных гранитах. — В кн.: Механизм интрузий магмы. М.: Мир, 1972, с. 103–119.

Платонов А.Н. Природа окраски минералов. Киев: Наукова думка, 1976. 264 с.

Полферов Д.В. О соотношениях сульфидов и силикатов медно-никелевых руд. — Геология руд. месторождений, 1966, № 3, с. 49–62.

Поляков Г.В., Кривенко А.П., Орлов Д.М. и др. Дифференцированные габбровые интрузии каледонид Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1974. 132 с.

Попов В.С. Смещение магм при формировании новейших вулканитов Кавказа. — Вулканология и сейсмология, 1981, № 1, с. 3–14.

Поспелов Г.Л. Диспергиты и автодиспергация как важная проблема физики лито-, петро- и тектогенеза. — Геология и геофизика, 1972, № 12, с. 53–73.

Поспелов Г.Л. Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизмы метасоматоза. Новосибирск: Наука, 1973. 356 с.

Поспелов Г.Л., Павлов А.Л. О переходных явлениях от магматического к гидротермальному замещению (на примерах Ирбинского и Тейского железорудных полей Алтае-Саяна). — В кн.: Геология и генезис магнетитовых месторождений Сибири. М.: Наука, 1967, с. 47–65.

Пушкарев Ю.Д., Кравченко Э.В., Обухова Л.А. и др. Комплексное исследование медно-никелевых руд Кольского полуострова методами изотопной геохимии (Pb, S, Ne, Ar, Sr). — В кн.: VIII Всесоюз. симпозиум по стабильным изотопам в геохимии. М., 1980, с. 18–20.

Пушкарев Ю.Д., Скиба В.И. Физико-химическая природа расслоения интрузивных тел. — В кн.: Петрология литосферы и рудоносность. Л., 1981, с. 141–142.

Пятов О.И., Шелковников А.Д. Новые находки виолана в Восточном Саяне. — В кн.: Минералы и горные породы Красноярского края. Красноярск, 1977, с. 43–44.

Раст Н. Зарождение, подъем и становление магм. — В кн.: Механизм интрузий магмы. М.: Мир, 1972, с. 284–310.

Рейбиндер П.А. Понижение твердости при адсорбции поверхностно-активных веществ. Склерометрия и физика дисперсных систем. — Избр. труды. М.: Наука, 1979, с. 143–154.

Ревердатто В.В. Фации контактового метаморфизма. М.: Недра, 1970. 272 с.

Рейнгольдс Д.Л. Последовательность геохимических изменений, ведущих к

гранитизации. — В кн.: Проблема образования гранитов. М.: Изд-во иностр. лит., 1950, с. 108—187.

Рестолл Р. Проблема гранита. — В кн.: Проблемы образования гранитов. М.: Изд-во иностр. лит., 1949, с. 296—315.

Рид Х. Граниты и граниты. — В кн.: Проблема образования гранитов. М.: Изд-во иностр. лит., 1950, с. 306—337.

Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.

Рипп Г.С., Гурулев С.А., Грачев В.С. и др. Вариации изотопного состава серы в месторождениях Саяно-Байкальской горной области. — Докл. АН СССР, 1975, т. 225, № 3, с. 680—683.

Родыгина В.Г., Гольшев С.И. Изотопный состав углерода и кислорода карбонатсодержащих пород экзоконтактовой зоны Кыя-Шалтырского массива. — В кн.: Материалы по геохимии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1981, с. 109—111.

Рябов В.В. Плагноклазы и клинопироксены трапповых интрузий как индикаторы дифференциации магматического расплава. — Докл. АН СССР, 1974, т. 219, № 1, с. 197—200.

Рябов В.В. О некоторых особенностях поведения хрома и титана в магматических клинопироксенах различных формаций. — В кн.: Материалы по петрологии и минералогии ультраосновных и основных пород. Новосибирск: Наука, 1978, с. 119—133.

Рябов В.В., Бакуменко И.Т., Фоминных И.М. Дендритовидные мегакристаллы клинопироксенов в траппах Норильского района и некоторые вопросы их образования. — В кн.: Материалы по генетической минералогии и петрологии. Новосибирск: Наука, 1977, с. 47—74.

Рябенко А.А. Генезис железистых и кислых дифференциатов трапповых интрузий Сибирской платформы. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Сибири. Томск: Изд-во Томского ун-та, 1974, т. II, с. 59—60.

Савельев А.А. Структурное положение и тектонический режим становления ультрабазит-габбрового комплекса Главного хребта на Кольском полуострове. — Геотектоника, 1981, № 3, с. 24—40.

Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. М.: Недра, 1967, т. II. 654 с.

Салоп Л.И. Периодизация и корреляция докембрия Южных материков. Докембрий Африки. Л.: Недра, 1977. 305 с.

Самбуев К.С. Ультраосновные мигматиты в Чайском габбро-перидотито-

вом массиве. — Докл. АН СССР, 1967, т. 173, № 2, с. 428—431.

Самсонов Д.М. О составе и внутреннем строении расплоенных базитовых интрузий Булкинского комплекса (Восточный Саян). — В кн.: Вопросы минералогии, петрографии и геохимии Красноярского края. Красноярск, 1975, с. 58—63.

Саранчина Г.М. Комплекс нефелиномеллитов-монтицеллитовых пород массива Патына в районе Горной Шории. — Учен. зап. ЛГУ, 1936, № 9. Сер. геол. почв.-геогр., вып. 2. Земная кора, с. 23—31.

Сауч Р.Е., Подольский Т. и др. Сульфидные руды Садбери. Особенности их взаимоотношений с характерными, содержащими включения, фациями никеленосного эруптива. — В кн.: Магматические рудные месторождения. М.: Недра, 1973, с. 184—194.

Сахаров А.С. Ультраосновной массив Застейд-П. — В кн.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1960, вып. 3, с. 91—117.

Свешников К.И. Якутский массив расплоенных габброидов (Олекмо-Витимская горная страна). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 8, с. 32—38.

Свешников Е.В., Бозагииков О.А., Фрих-Хар Д.И. и др. Минералы лунного грунта, доставленные автоматической станцией "Луна-24". — В кн.: Космическая минералогия. Л.: Наука, 1980, с. 24—31.

Свириденко А.Ф., Смирнов А.А., Коваленко И.А. К генезису жадеитовых рудопроывлений Прибалхашья. — Тез. докл. III Всесоюз. симпозиум по метаморфизму. Свердловск, 1977, т. II, с. 161—162.

Свириденко В.Т., Кудрявцев Б.Е. Петрохимические особенности и рудоносность Чинейского лополита (Забайкальский север). — Геология и геофизика, 1976, № 10, с. 35—47.

Силантьев Е.В. Микроскопическое исследование известняков в зоне их метасоматического преобразования в "палеобазальты" (Южный Урал). — В кн.: Органические остатки и проблематические образования в метаморфических породах Урала. Свердловск, 1977, с. 137—144.

Симонов В.А. Условия минералообразования в негранитных пегматитах. Новосибирск: Наука, 1981. 169 с.

Ситдииков Б.С., Чайкин В.Г., Валеев Р.Н., Урасин М.А. Особенности траппового магматизма байкальского этапа активизации Восточно-Европейской платформы. — В кн.: Петрология и корреляция кристаллических комплексов

Восточно-Европейской платформы. Киев: Наукова думка, 1979, с. 99–101.

Слободской Р.М. Критерии механизма образования гранитоидных плутонов. Новосибирск: Наука, 1971. 173 с.

Слодкевич В.В. Шельтингский перидотит-пироксенит-норитовый расщепленный плутон Восточного Сахалина. — Докл. АН СССР, 1975, т. 222, № 4, с. 946–949.

Слодкевич В.В. Внутреннее строение и таксонометрические единицы расщепленных плутонов. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1978, ч. 107, вып. 1, с. 81–93.

Соболев Р.Н. О возрасте ксенолитов в гранитоидах формации малых глубин западной части Центрального Казахстана. — В кн.: Современные методики петрологических исследований. М.: Наука, 1976, с. 202–207.

Соколов В.А., Галдобина Л.П., Рылеев А.В. и др. Ятулийский вулканический комплекс Карелии. — В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л.: Наука, 1971, с. 178–183.

Соколова В.Н. Расслоенные интрузии Имандра-Варзугской зоны (Кольский полуостров). — Сов. геология, 1979, № 9, с. 70–83.

Старицына Г.Н. Массив основных и ультраосновных пород Федоровской тундры. — В кн.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова. М.; Л.: АН СССР, 1960, с. 50–90.

Степанов Ю.А., Гришин Д.С., Кирпиченко В.П. и др. Литье по газифицируемому моделям (основы теории и технологии). М.: Машиностроение, 1976. 224 с.

Стрелов К.К., Перепелицин В.А., Басьяс И.П. и др. Новые данные о минералообразовании при производстве и применении огнеупоров. — В кн.: Эксперимент в области технического минералообразования. М.: Наука, 1955, с. 152–159.

Судовиков Н.Г. Проблема рапакиви и позднеорогенных интрузий. М.; Л.: Наука, 1967. 118 с.

Сульфидные медно-никелевые руды норильских месторождений. М.: Наука, 1981. 235 с.

Тараканова Е.И. О ксенолитах угля в эффузивах. — Докл. АН СССР, 1956, т. 109, № 1, с. 195–196.

Тарарин И.А. Магматическое замещение на контакте габброидов и плагийнейсов в Говальском хребте Камчатки. — Докл. АН СССР, 1979, т. 247, № 1, с. 179–184.

Тарасов А.В. О механизмах формирования Норильской интрузии и связанных с ней сульфидных тел. — В кн.: Замещение и вторжение при магматиз-

ме и рудообразовании. Новосибирск: Наука, 1976, с. 123–276.

Тарасов В.В. Новые вопросы физики стекла. М.: Госстройиздат, 1969. 123 с.

Тейлор Х.П. Применение изотопии кислорода и водорода к проблемам гидротермального изменения вмещающих пород и рудообразования. — В кн.: Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М.: Мир, 1977, с. 213–298.

Тейлор Х.П., Нобл Дж.А. Происхождение ультраосновных комплексов Юго-Восточной Аляски. — Тр. XXI Междунар. геол. конгр. М.: Изд-во иностр. лит., 1963, вып. 2, с. 113–122.

Темкин Д.Е. О размытости границы кристалл-расплав. — В кн.: Рост и несовершенства металлических кристаллов. Киев: Наукова думка, 1966, с. 15–25.

Тихонов А.Н., Любимова Е.А., Власов В.К. Радиоактивная энергия и процессы расплавления в недрах Земли. — В кн.: Энергетика геологических и геофизических процессов. М.: Недра, 1972, с. 27–37.

Ткаченко Е.В., Жуковский В.М., Марков М.С. и др. О возможной роли твердофазных взаимодействий в геологических процессах. — Докл. АН СССР, 1975, т. 224, № 6, с. 1414–1416.

Торопов Н.А., Румянцев П.Ф., Филипович В.Н. О кинетике растворения CaO , $\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$, $2\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$ и SiO_2 в жидкой фазе цементного клинкера. — ЖФХ. 1964, т. 38, № 4, с. 974–978.

Трунева М.Ф., Гурулев С.А., Жмодик С.М., Огурцов А.М. Некоторые особенности генезиса сульфидных медно-никелевых руд Чайского месторождения. — В кн.: Контактные процессы и орудование в габбро-перидотитовых интрузиях. М.: Наука, 1979, с. 97–107.

Туаев Н.П. Проблема связи нефтеносности и рудоносности со сланцево-углеродистыми формациями допалеозоя и палеозоя Средней Азии, Кавказа и Южного Урала. — Тр. ВНИГРИ, 1962, вып. 190, сб. 7, с. 35–56.

Уббеллоде А.Р., Льюис Ф.А. Графит и его кристаллические соединения. М.: Мир, 1965. 256 с.

Уиллемз Дж. Геология Бушвельдского комплекса — крупнейшего месторождения мира. — В кн.: Магматические рудные месторождения. М.: Недра, 1973а, с. 7–26.

Уиллемз Дж. Ванадистые магнетитовые руды Бушвельдского комплекса. — В кн.: Магматические рудные месторождения. М.: Недра, 1973а, с. 129–150.

Успенский Н.М. О гипотезе гранитизации. — В кн.: Магматизм и связь

с ним полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 235—244.

Устинов В.И., Ярошевский А.А., Стрижов В.П., Суховерхов В.Ф. Изотопный состав кислорода породообразующих минералов Йоко-Довыренского дунит-троктолит-габбро-норитового массива (Северное Прибайкалье). — В кн.: VIII Всесоюз. симпозиум по стабильным изотопам. М., 1980, с. 56—58.

Уэйджер Л., Браун Г. Распоясанные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 552 с.

Уэструм Э., Мак-Каллаф Дж. Термодинамика кристаллов. — В кн.: Физика и химия твердого состояния органических соединений. М.: Мир, 1967, с. 9—160.

Федотов Ж.А., Федотова М.Г. Замутненные плагиоклазы в основных интрузивных породах Кольского полуострова. — В кн.: Минералы и парагенезисы минералов горных пород и руд. Л.: Наука, 1979, с. 111—120.

Феногенов А.Н., Емельяненко П.Ф. Первичные включения в оливинах распоясанных базит-гипербазитовых трапповых интрузивов северо-запада Сибирской платформы. — Докл. АН СССР, 1980, т. 255, № 6, с. 1467—1470.

Феоктистов Г.Д. Контактный метаморфизм песчано-глинистых пород вблизи трапповых силлов в южной части Сибирской платформы. М.: Наука, 1972. 100 с.

Феоктистов Г.Д. Усольский трапповый силл (юг Сибирской платформы). — В кн.: Вопросы петрографии и минералогии основных и ультраосновных пород Восточной Сибири. Иркутск, 1974, с. 36—46.

Феоктистов Г.Д. Петрология и условия формирования трапповых силлов. Новосибирск: Наука, 1978. 168 с.

Феоктистов Г.Д., Ушаповская З.Ф., Васильев Е.К. и др. Минералогия траппов юга Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1975. 88 с.

Ферман А.Е. По вопросу о генезисе минералов и их взаимных превращениях. — Избр. тр. М.: Изд-во АН СССР, 1952, т. 1, с. 739—750.

Фоминых В.Г. К минералогии скарнов Копанского массива. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Свердловск, 1974, с. 138—143.

Фоминых В.Г., Каплан В.Е., Глуших И.И. Связь физических свойств пород и руд Гусевгорского месторождения с их вещественным составом. — В кн.: Минералогия и геохимия гипербазитов Урала. Свердловск, 1977, с. 92—100.

Фоминых В.Г., Клевцов Е.И., Каплан В.Е. Геологическое строение и сос-

тав сосуществующих клинопироксенов и магнетитов пород и руд Евтюннинского месторождения. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Свердловск, 1974, с. 144—149.

Фоминых В.Г., Самойлов П.И., Максимов Г.С., Макаров В.А. Пироксены Качканара. Свердловск. 1967. 84 с.

Фор Г., Пауэлл Дж. Изотопы стронция в геологии. М.: Мир, 1974. 174 с.

Френкель Я.И. Кинетическая теория жидкостей. Л.: Наука, 1975. 592 с.

Хан Б.Х., Быков И.И., Кораблин В.П., Ладохин С.В. Затвердевание и кристаллизация каменного лития. Киев: Наукова думка, 1969. 125 с.

Хан Б.Х., Стороженко М.Б. Оценка технологических характеристик петругических расплавов при использовании пироксенового модуля. — В кн.: Проблемы каменного лития. Киев: Наукова думка, 1975, с. 22—35.

Хомяков А.П., Юшкин Н.П. Принцип наследования в кристаллогенезисе. — Докл. АН СССР, 1981, с. 256, № 5, с. 1129—1233.

Храмов Н.А. Об опытах плавления песчаников и аргиллитов в лаве Толбачинского извержения. — В кн.: Современный вулканизм и связанные с ним геологические, геофизические и геохимические явления (тез. докл. V Всесоюз. вулканолог. совещ.). Тбилиси: Мецнеуреба, 1980, с. 26.

Чандрасекар С. Жидкие кристаллы. М.: Мир, 1980. 344 с.

Чернышов Н.М., Чесноков В.С., Бочаров В.Л. Трапповая формация КМА — петрология и рудоносность. — В кн.: Петрология и корреляция кристаллических комплексов Восточно-Европейской платформы. Киев: Наукова думка, 1977, с. 74—76.

Чистяков И.Г. Жидкие кристаллы. М.: Наука, 1966. 127 с.

Шабалин Л.И. Последовательность кристаллизации рудных минералов из магматического расплава в титаномангнетитовых рудлах Чинейского массива. — В кн.: Генезис и перспективная оценка главнейших типов железорудных месторождений Сибири. Новосибирск, 1980, с. 78—82.

Шабалин Л.И. Формация магнезиальных скарнов. М.: Наука, 1973. 213 с.

Шабалин Л.И. Рудные месторождения в формации магнезиальных скарнов. М.: Недра, 1974. 288 с.

Шарков Е.В. О формационной характеристике интрузии габбро-норит-лабрадоритов Главного хребта Мончи и Мончегорского плутона (Кольский полуостров). — В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л.: Наука, 1971, с. 153—158.

Шарков Е.В. Некоторые гранулометрические характеристики пород расщелинных интрузий. — Зап. Вест. минерал. о-ва, 1972, ч. 101, вып. 6, с. 380–388.

Шарков Е.В. Петрология расщелинных интрузий. Л.: Наука, 1980, 184 с.

Шарков Е.В. Происхождение пегматитовых и жильных образований расщелинных интрузивов. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1981, ч. 110, вып. 2, с. 135–144.

Шарков Е.В., Васильковский Д.П. Новые данные об интрузии габбро-норит-лабрадоритов Главного хребта Мончи и Мончегорском плутоне (Кольский полуостров). — В кн.: Петрология и металлогения базитов. М.: Наука, 1973, с. 60–65.

Шахов Ф.Н. О происхождении гранитных и рудных месторождений. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 33–41.

Шилулин Ф.К. Интрузии и рудообразование. М.: Наука, 1963. 216 с.

Шишкин Н.Н. Медно-никелевое сульфидное оруденение в Иоко-Довыренском массиве основных и ультраосновных пород. — Тр. Проект. и науч.-исслед. ин-та "Гипроникель", 1963, вып. 16, с. 92–118.

Шрок Р. Последовательность в свитах слоистых пород. М.: Изд-во иностр. лит., 1950. 564 с.

Шуляк В.С. Метод литья по газифицируемому модели из пенополистирола. Киев, 1971. 68 с.

Шека С.А. Петрология и рудоносность никеленосных дунит-троктолитовых интрузий Станового хребта. М.: Наука, 1969. 134 с.

Щербина В.В. Новые данные по физико-химии силикатных расплавов. — В кн.: Проблемы минералогии и петрологии. Л.: Наука, 1972, с. 30–35.

Эйтель В. Физическая химия силикатов. М.: Изд-во иностр. лит., 1962. 1055 с.

Юдин М.М. Дуниты хребта Борус и их происхождение. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 2, с. 59–77.

Юдина В.В. Траппы и аподолеритовые метасоматиты реки Большой Батуобин (Сибирская платформа). М.: Наука, 1965. 142 с.

Яковлева А.К., Яковлев Ю.Н. Сравнительная характеристика ультраосновных пород Аллареченского и Ловно-озерского районов. — В кн.: Базит-гапербазитовый магматизм Кольского полуострова. Апатиты: Изд-во Кол. фил. АН СССР, 1978, с. 45–58.

Ярошевский А.А. О происхождении ритмических структур изверженных горных пород. — Геохимия, 1970, № 5, с. 468–474.

Baker E.W., Huang W.Y., Rankin J.G.

et al. Electron paramagnetic resonance study of thermal alteration of kerogen in deep-sea sediments by basaltic sill intrusion. — Init. Repts Deep Sea Drill. Proj. Wasb., 1978, vol. 41, p. 839–847.

Biljon S. The Transformation of the Pretoria Series in the Bushveld complex. — Trans. Geol. Soc. S. Afr., 1949, vol. 52, p. 5–78.

Bondi M., Mottana A., Kurat G., Rossi G. Cristallochimica del violano e della schefferite di St. Marcel (Valle d'Aosta). — Rend. Soc. Ital. di Miner. e Petrol., 1978, N 34 (1), p. 15–25.

Boyd R., Mathiesen C.O. The nickel mineralization of the Rana mafic intrusion, Nordland Norway. — Canad. miner., 1979, vol. 12, N 2, p. 287–298.

Mimura K., Kobayashi K., Maury R.C. Обугленное дерево и связанный с ним "ископаемый дым" в потоке пирокластов Курофудзи. — Bull. Volcanol. Soc. Jap., 1975, vol. 20, N 2, p. 79–86.

Mottana A., Rossi G., Kracher A., Kurat G. Violan revisited: Mn-bearing omphacite and diopside. — Tschermaks Mineral. und petrogr. Mitt., 1979, N 6, S. 187–201.

Naldrett A.J., Bray J.G., Gasparrini E.L. et al. Cryptic variation and the Petrology of the Sudbury Nickel Irruptive. — Econ. Geol., 1970, vol. 65, N 2, p. 122–155.

Nashund H.R. Mineralogical variations in the upper part of the Skaergaard intrusion, East Greenland. — In: Annu. Rept. Dir. Geophys. Lab. Carnegie Inst., 1975–1976. Wash., 1976, p. 640–644.

Papunen H., Makela M. Sulfur isotopes in Finnish nickel-copper occurrences. — Bull. Geol. Soc. Finl., 1980, N 52, p. 55–66.

Parslow G.R. The Suisnish layered dyke. — Miner. mag., 1976, vol. 40, N 315, p. 683–694.

Parsons I., Bitterfield A. Sedimentary features of the Ninassuit and Klokken syenites, S. Greenland. — J. Geol. Soc., 1981, vol. 138, N 3, p. 289–306.

Pattison E.F. The Sudbury sublayer. — Canad. Miner., 1979, vol. 17, N 2, p. 257–274.

Rhodes R.C. Bushveld granophyre in the Stavoren tin district, Transvaal. — Trans. Geol. Soc. S. Afr., 1975, vol. 78, N 1, p. 71–74.

Ripley E.M. Sulfide petrology of basal chilled margins in layered Sills of the archean Deer Lake complex, Minnesota. — Contr. Miner. Petrol., 1979, vol. 69, N 4, p. 345–354.

Buchanan D.L. A Combined Transmission Electron Microscope and Electron Microprobe Study of Bushveld Pyroxenes from the Bethal Area. — J. Petrol., 1979, vol. 20, N 2, p. 327–354.

- Cameron E.N. The lower zone of the eastern Bushveld complex in the olifants river through. - J. Petrol., 1978, vol. 19, N 3, p. 437-462.
- Campbell I.N. Some problems with the cumulus theory. - Lithos, 1978, vol. 11, N 4, p. 311-323.
- Campbell I.N., Borley G.D. The geochemistry of pyroxenes from the lower layered series of the Jemberlana Intrusion, Western Australia. - Contr. Miner. Petrol., 1974, vol. 47, N 4, p. 281-297.
- De Wys E.C. A thermodynamic analysis of the system anorthitakermanite. - Miner. mag., 1960, vol. 32, p. 640-643.
- Dow W.G. Contact metamorphism of kerogen in sediments from Leg 41: Cape Verde Rise and Basin. - Init. Repts Deep Sea Drill. Proj. Wash., 1978, vol. 41, p. 821-824.
- Dowty E. Synneusis reconsidered. - Contr. Miner. Petrol., 1980, vol. 74, N 1, p. 75-84.
- Dunham A.C., Wadsworth W.J. Criptic variation in the Rhum layered intrusion. - Miner. mag., 1978, N 323, p. 374-356.
- Erdman J.C., Schorno K.S. Geochemistry of carbon: Deep. Sea Drilling Project Leg 41. - Init. Repts Deep Sea Drill. Proj. Wash., 1978, vol. 41, p. 849-853.
- Eskola P. The nature of metamorphism in the processes of granitisation. - In: Intern. Congr., Rep. of the 18th sess. L., 1950, pt. III, p. 3-18.
- Ferguson J., Currie K.L. Evidence of liquid immiscibility in alkaline ultrabasic dikes at Callander Bay, Ontario. - J. Petrol., 1971, vol. 12, N 3, p. 561-686.
- Ferla P., Nuccio P.M., Valenza M. Fenomeni termohimici nell'interazione fra magma e xenolite arenacei nella lava etnea del 1886. - Miner. e petrogr. acta, 1978, N 22, p. 71-84.
- Foland K.A., Lesser R.P. Sr isotope relations among cogenetic intrusions and inclusions of the Ascutey Mountain complex, Vermont. - Geol. Surv. Open-File Rept., 1978, N 701, p. 119-120.
- Franks P.C., Bickford M.E., Wagner H.C. Metamorphism of Precambrian granitic xenoliths in a mica peridotite at Ros Dome, Woodson Country, Kansas. Pt. 2. Petrologic and mineralogic studies. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1971, vol. 82, N 10, p. 2869-2889.
- Frick C. The "Sill Phase" and the "Chill zone" of the Bushveld igneous Complex. - Trans. Geol. Soc. S. Afr., 1973, vol. 76, N 1, p. 7-14.
- Garuti G., Rivalenti G., Rossi A. et al. The Ivrea-Verbano mafic ultramafic complex of the Italian western Alps: discussion of some petrologic problems and a summary. - Rend. Soc. Ital. miner. e petrol., 1980, vol. 36, N 2, p. 717-749.
- Girardeau J., Nicolas A. The structures of the ophiolite massifs, Bay-of-Islands, Newfoundland: a model for the oceanic Crust and Upper Mantle. - Tectonophysics, 1981, vol. 77, N 1/2, p. 1-34.
- Goode A.D.T. Sedimentary structures and magma current velocities in the Kalka Layered Intrusion, central Australia. - J. Petrol., 1976, vol. 17, N 4, p. 546-558.
- Goode A.D.T. Vertical igneous layering in the Ewarara layered intrusion, central Australia. - Geol. Mag., 1977, vol. 114, N 5, p. 365-374.
- Goodspeed G.E. Xenoliths and skia-liths. - Amer. J. Sci., 1948, N 8, p. 546-619.
- Grant C.R., Davies G., Clubley-Armstrong A., McCarthy T.S. Sills associated with the Bushveld Complex, South Africa: an estimate of the parental magma composition. - Lithos, 1981, vol. 14, N 1, p. 1-16.
- Grant N.K., Molling P.A. A strontium isotope and trace element profile through the Partridge River Troctolite, Duluth complex, Minnesota. - Contr. Miner. Petrol., 1981, vol. 77, N 3, p. 296-305.
- Gray C.M., Cliff R.A., Goode A.D.T. Neodymium-strontium isotopic evidence for extreme contamination in a layered basic intrusion. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1981, vol. 56, p. 189-198.
- Gray C.M., Goode A.D.T. Strontium isotopic resolution of magma dynamics in a layered intrusion. - Nature, 1981, vol. 294, N 5837, p. 155-157.
- Griffin W.L. Mineral reactions at a peridotite-gneiss contact, Jotunheimen, Norway. - Miner. mag., 1971, vol. 38, N 296, p. 435-445.
- Hoover J.D. Petrologic features of the Skaergaard Marginal border group. - In: Annu. Rept. Dir. Geophys. Lab. Carnegie Inst., 1977-1978. Wash., 1978, p. 732-739.
- Ikeda K., Yagi K. Synthesis of kosmochlor and phase equilibria in the join $\text{CaMgSi}_2\text{O}_7\text{-NaCrSi}_2\text{O}_6$. - Contr. Miner. Petrol., 1972, vol. 36, p. 63-72.
- Ikeda K., Yagi K. Experimental study on the phase equilibria in the join $\text{CaMgSi}_2\text{O}_7\text{-CaCrCrSiO}_6$ with special reference to the blue diopside. - Contr. Miner. Petrol., 1977, vol. 61, p. 91-106.
- Irvine T.N. Magmatic density currents and cumulus processes. - Amer. J. Sci., 1980, vol. 280a, N 1, p. 1-58.
- Irvine T.N., Stoesser D.B. Structure of the Skaergaard trough bands. - In: Annu. Rept. Dir. Geophys. Lab. Carnegie Inst., 1977-1978. Wash., 1978, p. 725-732.
- Lee C.A., Sharpe M.R. Spheroidal pyroxenite aggregates in the Bushveld complex - a special case of silicate liquid immiscibility. - Earth and Planet Sci. Lett., 1979, vol. 44, N 2, p. 295-310.
- Le Maitre R.W. Partially fused granite blocks from Mt. Elephant, Victoria, Australia.

lia. - J. Petrol., 1974, vol. 15, N 2, p. 403-412.

Letierrier J. Aspects chimiques des interactions entre les magmas basiques et leur encaissant pelitique dans le plutonisme. - Bull. Soc. Geol. France, 1978, vol. 20, N 1, p. 21-28.

Lockwood I.P., Williams I.S. Lava flows and tree moulds as indicators of lava flow direction. - Geol. mag., 1978, vol. 115, N 1, p. 69-74.

Maaloe S. The origin of rhythmic layering. - Miner. mag., 1978, vol. 42, N 323, p. 337-345.

McCallum I.S., Raedeke L.D., Mathez G.B. Investigations of the Stillwater Complex: Pt I. Stratigraphy and structure of the banded zone. - Amer. J. Sci., 1980, vol. 280a, N 1, p. 59-87.

Sandberg C.G.S. On the Probable Origin of the members of the Bushveld igneous complex (Transvaal). - Geol. mag., 1926, vol. 63, p. 210-219.

Sasaki A. Sulphur isotope study of the Muskox intrusion, district of Mackenzie. - Geol. Surv. Canada, Dept Energy, Miner. Resos. 1969, p. 1-68.

Scheiber H.D. On the nature of synthetic blue diopside crystals: the stabilization of tetravalent chromium. - Amer. Miner., 1977, vol. 62, N 5/6, p. 522-527.

Sen G. Mineralogical variations in the Delakhari sill, Deccan Trap Intrusion, Central India. - Contr. Miner. Petrol., 1980, vol. 75, N 1, p. 71-78.

Sharpe M.R., Snyman I.A. A model for the emplacement of the eastern compartment of the Bushveld Complex. - Tectonophysics, 1980, vol. 65, p. 85-110.

Simoneit B.R.T., Brenner S., Peters K.E., Karlan I.R. Thermal alteration of Cretaceous black shale by basaltic intrusions in the Eastern Atlantic. - Nature, 1978, vol. 273, N 5663, p. 501-502.

Sneath R., Klemm D.D. Intrusive

oxygen fugacity measurements on chromites from the Bushveld Complex and their petrogenetic significance. - Contr. Miner. Petrol., 1978, vol. 67, N 2, p. 127-138.

Springer R.K. Geology of the Pine Hill intrusive complex, a layered gabbroic body in the western Sierra Nevada foothills, California: Summary. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1980, pt 1, vol. 91, N 7, p. 381-385.

Taylor H.P. The effect of assimilation of country rocks by magmag on $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ systematics in igneous rocks. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1980, vol. 47, N 2, p. 243-254.

Taylor H.P., Forester R.W. An oxygen and hydrogen isotope study of the Skaergaard intrusion and its country rocks: a Description of a 55-M. Y. old fossil hydrothermal system. - J. Petrol., 1979, vol. 20, N 3, p. 355-358.

Thirlwall M.F. Systematic variation in chemistry and Nd-Sr isotopes across a Caledonian calc-alkaline volcanic arc: implications for source materials. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1982, vol. 58, N 1, p. 27-50.

Tilley C.E. The zoned contact-skarms of the Broadford area, Skye: A study of boron-fluorine metasomatism in dolomites. - Miner. mag., 1951, vol. 29, N 214, p. 621-666.

Vaniman D.T., Papike J.J., Labotka T. Contact-metamorphic effects of the Stillwater Complex, Montana: the concordant iron formation. - Amer. Miner., 1980, vol. 65, N11/12, p. 1087-1102.

Weiblen P.W., Morey G.B. A summary of the stratigraphy, petrology, and structure of the Duluth Complex. - Amer. J. Sci., 1980, vol. 280a, N 1, p. 88-133.

Wetzel K. Über die Isotopenzusammensetzung des Schwefels in Magmatiten. - Isotopenpraxis, 1978, Bd. 14, N 12, S. 414-416.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Г л а в а 1	
Петрографическое разнообразие расслоенных интрузий	6
Г л а в а 2	
Внутренняя структура расслоенных интрузивов.	15
Расслоенные серии	16
Эндоконтактные зоны	45
Ксенолиты	52
Прозвечивающие структуры	54
Г л а в а 3	
Взаимодействие магмы с боковыми породами	58
Контактово-измененные породы	59
Метасоматические формации раннемагматической стадии	66
Взаимодействие магм с углерод-, ангидрит- и сольсодержащими породами ..	108
Общие закономерности взаимодействия магмы с боковыми породами	113
Г л а в а 4	
Особенности минералогии расслоенных пород	116
Вариации состава породообразующих минералов	116
О сосуществующих минералах	130
Ксеногенные минералы	136
Наследственные черты минералов	146
Г л а в а 5	
Магматические породы как продукты взаимодействия магмы с боковыми породами	149
Текстурные особенности магматической расслоенности	150
Магматическая расслоенность и ксенолиты	156
Органические остатки в магматических породах	159
Особенности петрологии магматических пород	160
Геохимия процессов взаимодействия магмы с боковыми породами	187
Г л а в а 6	
Условия формирования расслоенных интрузий	202
Приложимость гипотезы магматического замещения к объяснению генезиса расслоенных интрузий	208
Гидротермальный метасоматоз домагматической стадии	209
Магмометасоматоз	210
Предкристаллизационные явления в расплавах	213
Роль твердого вещества в расплавах	216
О механизмах взаимодействия расплавов с твердым веществом	
Явления, сопровождающие магматическое замещение	223
Заключение	229
Литература	233

2 р. 90 к.

4162