

**Контактовые
процессы и оруденение
В
габбро-перидотитовых
интрузиях**

Издательство «Наука»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
БУРЯТСКИЙ ФИЛИАЛ
Геологический институт

Контактные
процессы и оруденение
В
габбро-перидотитовых
интрузиях

3436



Издательство "Наука"
Москва 1979



Контактные процессы и оруденение в габбро-перидотитовых интрузиях. М., "Наука", 1979.

В книге рассматриваются проблемы дифференциации, ликвации, взаимодействия с вмещающими породами магм габброидных и габбро-перидотитовых интрузивов, а также вопросы генезиса связанных с ними сульфидных и титано-магнетитовых руд.

Ответственные редакторы:

*академик Д.С. КОРЖИНСКИЙ,
С.А. ГУРУЛЕВ, И.А. ЗОТОВ*

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящий сборник является результатом обдумывания и камеральной обработки материалов, собранных во время экскурсии на расслоенные массивы габбро-перидотитового состава Северного Прибайкалья. В нем помещены также статьи, в которых характеризуются расслоенные массивы базитов других районов.

Экскурсия в Северное Прибайкалье была организована по инициативе заведующего лабораторией рудогенеза Геологического института Бурятского филиала СО АН СССР С.А. Гурулева при активной организационной поддержке директора института Ф.П. Кренделева. Осуществление ее было бы невозможным без помощи, оказанной Советом Министров Бурятской АССР и Бурятским ОК КПСС, а также Бурятским геологическим управлением (БГУ). Экскурсия проходила 25 июня — 14 июля 1975 г. В ней приняли участие академик Д.С. Коржинский, А.А. Маракушев, Л.И. Шабьинин, Д.С. Штейнберг, Н.Н. Перцев, О.М. Глазунов, М.И. Грудинин, А.А. Ефимов, И.А. Зотов, Э.Г. Конников, М.Ф. Трунева, Д.И. Царев, В.Е. Викулов, М.Б. Эпельбаум, представлявшие академические институты Москвы, Свердловска, Иркутска, Улан-Удэ. От Северо-Байкальской экспедиции БГУ в экскурсии участвовал А.Г. Крапивин.

Предварительные результаты экскурсии сообщались в печати (Геология рудных месторождений, 1976, № 3).

Во время экскурсии были осмотрены Иоко-Довыренский, Чайский, Курлинский габбро-перидотитовые массивы, а также габброиды мыса Тонкого на Байкале. Совместное изучение объектов было весьма интересным и продуктивным. Прямо у обнажений возникали оживленные дискуссии, вызываемые различием позиций участников по тем или иным сторонам петрогенезиса расслоенных магматических пород. Всем участникам представлялось несомненным магматическое происхождение массивов; многие видели доказательства проявления магматического замещения в контактах массивов. О магматической природе интрузивов свидетельствуют высокотемпературный метаморфизм вмещающих пород и переработка ксенолитов.

Живое обсуждение вызывало происхождение ритмичной расслоенности интрузивов. Расслоенность признавалась результатом либо кристаллизационно-гравитационной дифференциации магмы (М.И. Грудинин), либо флюидно-магматической дифференциации (А.А. Маракушев), либо метаморфического преобразования магматических масс (А.А. Ефимов); либо магматического замещения слоистой вмещающей толщи (С.А. Гурулев).

С.А. Гурулев обратил внимание участников экскурсии на то, что сульфидная минерализация в перидотитах проявлена там, где они контактируют с сульфидсодержащими породами вмещающих толщ.

Многие участники экскурсии (Д.С. Коржинский, А.А. Маракушев, Н.Н. Перцев, С.А. Гурулев, И.А. Зотов) имели возможность в разное вре-

мя посетить расслоенные трапповые интрузивы Талнаха и Норильска, что позволило привлечь материалы по этим массивам для сравнения.

Таким образом, предлагаемый читателю сборник отражает взгляды авторов на те или иные стороны генезиса очень интересных геологических образований — расслоенных интрузивов габбрового и габбро-перидотитового состава и сопровождающих их метасоматитов, а также связанных с ними сульфидных и титаномагнетитовых руд. Основной генетических представлений авторов послужили одни и те же геологические объекты, а именно: Иокко-Довыренский и Чайский габбро-перидотитовые массивы Северного Прибайкалья, Талнахские и Норильские интрузивные трапповые тела северо-западной части Сибирской платформы. По этим массивам приводятся оригинальные геологические, петрографические, петрохимические и геохимические данные. Для сравнения в ряде статей использован литературный и новый геологический и геохимический материал по другим подобным интрузивам.

Вопреки существующим представлениям, авторы большинства статей единодушно подчеркивают огромную роль летучих в становлении и эволюции интрузий основного и ультраосновного состава. Очевидно, флюиды участвуют в процессах расслаивания магматических масс, могут вызывать метамагматическое выщелачивание и сульфуризацию расплавов, способствуют доразращиванию объемов массивов в камерах локализации за счет магматического замещения вмещающих пород. Щелочность исходных расплавов, физико-химические параметры воздействующих на них флюидов и особенности состава замещаемых магмами пород могут обуславливать тип рудной минерализации, сопровождающей интрузивы.

Читатель не найдет в сборнике ответов на все интересующие его проблемы формирования уникальных геологических образований, каковыми являются расслоенные интрузивы основного и ультраосновного состава. Но мы надеемся, что изложенные материалы обратят внимание исследователей на ряд описанных в статьях, но недостаточно освещенных в литературе явлений, обуславливающих внедрение и становление этих интрузий. Дальнейшие исследования покажут, насколько справедливы петрогенетические концепции авторов.

Все участники экскурсии единодушны в том, что Северо-Байкальская провинция основных и ультраосновных докембрийских интрузий является перспективной для поисков эндогенных месторождений ряда металлов. Оценка промышленных перспектив необходима, тем более что территория провинции входит в зону строящейся Байкало-Амурской железнодорожной магистрали.

ПРОБЛЕМА ГЕНЕЗИСА РАССЛОЕННЫХ ИНТРУЗИВОВ

Проблема генезиса расслоенных интрузивов является частью более общей и широкой проблемы генезиса контрастных ассоциаций магматических пород, так как именно контрастность является характерной чертой их внутреннего сложения. Эта особенность прежде всего обращает на себя внимание исследователей расслоенных интрузивов: "... различие в составе пород обуславливает максимальную контрастность смежных слоев" (Уэйджер, Браун, 1970, с. 36). Вторая важная и характерная черта строения массивов рассматриваемого типа заключается в закономерной пережаемости (повторяемости) одинаковых типов пород, которая "получила название ритмической расслоенности. Ритмическая расслоенность может быть обусловлена чередованием слоев, настолько сильно различающихся по составу, что с точки зрения обычной петрографической номенклатуры породы отдельных слоев следовало бы определять как совершенно различные типы и часто даже относить к далеко отстоящим одна от другой петрографическим группам" (там же, с. 36).

Приведем примеры расслоенности, наблюдаемые в Довыренском массиве в Северном Прибайкалье. Характеристика этого массива приводится в монографии С.А. Гурулева (1965), из которой заимствуются некоторые материалы. В основании массива залегают оливиниты и дуниты в переслаивании с перидотитами, плагиоклазовыми перидотитами и троктолитами (мощность около 600 м). Выше залегают перидотиты в переслаивании с пироксеновыми оливинитами и оливиновыми пироксенитами (мощность 550 м). Затем следует мощная (2000 м) пачка габбро и норитов, переслаивающихся с троктолитами, плагиоклазовыми перидотитами и перидотитами (главным образом перидотитами). Верхнюю часть массива составляют лейкократовые габбро с прослоями мезократовых габбро и анортозитов (400 м) и диориты, образующие интрузивные тела в юго-восточной части массива. Расслоенность наблюдается и в сопровождающих главное тело силлах мелкозернистых пород, развитых главным образом в подстилающих толщах. В их составе выделяются (снизу вверх): диабазовые порфириты (зона закалки) мощностью 0,4 м, расслоенные биотит-плагиоклазовые перидотиты (24 м), расслоенные оливиновые габбро (37 м), расслоенные биотит-плагиоклазовые перидотиты мощностью 84 м (разрез по кл. Центральному — Гурулев, 1965, с. 35). Как отмечалось С.А. Гурулевым, "поверхности переслаивания тем резче, чем контрастнее переслаивание пород" (с. 38). Многочисленные примеры четкой, нередко контрастной, расслоенности приводятся в монографии Л. Уэйджера и Г. Брауна (1970). Наряду с контрастными соотношениями породы расслоенных массивов могут быть связаны постепенными переходами.

Расслоенные интрузивы образуют или согласные залежи типа лополитов и силлов или секущие тела (дайки и более сложные интрузивные залежи). По геологическим условиям залегания они представлены исключительно малоглубинными, нередко субвулканическими образованиями,

часто локализуясь в платформенных или субплатформенных структурах (в метаморфических комплексах кристаллического основания платформ или в породах чехла). Субплатформенные режимы могут создаваться в ходе развития геосинклиналей, и связанные с ними расслоенные интрузивы вовлекаются в этих случаях в процессы последующей складчатости и других деформаций. При этом горизонтальная расслоенность интрузивов изменяет свое первоначальное залегание совместно с вмещающими породами.

Примером расслоенных интрузивов такого типа (дислоцированных после образования горизонтальной расслоенности) является и Довыренский интрузив, залегающий в общем согласно с вмещающими породами в сложно дислоцированной вулканогенно-осадочной толще верхнего протерозоя. Он имеет северо-восточное простирание и падает к юго-востоку под углами $65-80^\circ$. Длина массива составляет 26 км при мощности до 3,5 км. Оливиниты и дуниты слагают северо-западную часть массива, а габброиды — юго-восточную. Соотношение между гипербазитами и базитами в этом массиве равно 1:2,1 (Конников, 1976).

Главной особенностью минерального состава пород плутона является широкое распространение в них оливина (хризолита) с железистостью 10–20% при подчиненной роли пироксенов и особенно амфиболов. Ортопироксен имеет состав бронзита или гиперстена, клинопироксен — диопсид-геденбергита ($f = 15-25\%$). Плаггиоклаз отличается высоким содержанием анортитовой составляющей (81% — среднее для всех пород). Акцессорные минералы представлены пирротинном, халькопиритом, магнетитом, пентландитом.

В табл. 1 приводятся средние химические составы пород Довыренского интрузива, причем помимо результатов химических анализов даются их формулы (числа катионов в расчете на 50 атомов кислорода) и показатели общей основности $\Delta Z_{298}^{H_2O}$. Способ расчета этих характеристик здесь не приводится, так как он был подробно рассмотрен в специальной работе (Маракушев, 1976).

Данные средневзвешенного состава интрузива (Конников, 1976) показывают, что интрузив кристаллизовался из расплава, близкого к пикритовому. Породы такого состава в массиве практически отсутствуют, что свидетельствует о полной магматической дифференциации. Даже мало мощные силлы и породы закаленной фации массива существенно отличаются от его среднего состава (табл. 1, № 4) более высоким содержанием кремнезема и значительно более низким содержанием магния, повышенным содержанием железа и титана, что отражает значительную степень их дифференцированности. Однако этот вопрос до конца не ясен. Как следует из сопоставления пород по показателям общей основности $\Delta Z_{298}^{H_2O}$ и эквивалентным формулам в табл. 1 и на соответствующих петрохимических диаграммах (рис. 1 и 2), мелкозернистые породы фации маломощных силлов и краевых зон (табл. 1, № 4) характеризуются меньшей основностью и отличаются более высокой железистостью, титанистостью и кремнекислотностью даже от габброидов верхних частей интрузива (табл. 1, № 3), представляющих в среднем крайнюю степень дифференци-

Таблица 1

Средние химические составы интрузивных пород Довыренского массива (в пересчете на 100% безводного вещества), их эквивалентные формулы и показатели основности $\Delta Z_{298}^{H_2O}$

Окисел, элемент	1*	2	3	4	5
SiO ₂	40,55	44,93	48,99	50,37	46,92
TiO ₂	0,15	0,27	0,37	0,88	0,32
Al ₂ O ₃	4,95	10,48	15,46	12,99	12,92
Fe ₂ O ₃	4,90	2,86	1,51	2,88	2,28
FeO	9,06	8,33	6,29	8,77	7,17
MnO	0,18	0,16	0,14	0,27	0,16
MgO	36,84	24,20	13,23	13,92	18,80
CaO	2,90	7,62	12,13	8,32	9,89
Na ₂ O	0,38	0,72	1,19	1,13	0,98
K ₂ O	0,09	0,43	0,69	0,47	0,56
Формульные коэффициенты					
K	0	0,147	0,253	0,144	0,182
Na	0,224	0,403	0,684	0,649	0,545
Ca	0,951	2,478	3,890	2,668	3,199
Mg	17,021	11,013	5,908	6,222	8,469
Mn	0,037	0,037	0,018	0,054	0,036
Fe ²⁺	2,349	2,111	1,567	2,200	1,799
Fe ³⁺	1,118	0,624	0,324	0,649	0,509
Ti	0,019	0,055	0,072	0,198	0,073
Al	1,790	3,744	5,439	4,580	4,580
Si	12,565	13,712	14,680	15,110	14,177
$\Delta Z_{298}^{H_2O}$, ккал	3,854	3,143	2,539	2,285	2,840

* 1 — оливиниты, дуниты, перидотиты; 2 — плагиоклазовые перидотиты; 3 — оливиновые габбро, габбро-нориты; 4 — силлы диабазов и пикритовых диабазов; 5 — средневзвешенный состав интрузива.

ации в слоистой серии. Кроме того, они отчетливо отклоняются от главного тренда дифференциации Довыренского плутона, обозначенного на диаграммах стрелками. Необычность этих соотношений побуждает обратиться к литературным данным по другим расслоенным интрузивам.

Довыренский интрузив является примером расслоения магмы первичного пикритового (ультраосновного) состава. В какой-то мере аналогичны ему Великая дайка в Африке (Уэйджер, Браун, 1970), Мончегорский и Печенгский плутоны на Кольском полуострове, Бей оф Айлендс в Канаде, Стиллуотер в США и др. Приводимые данные (Уэйджер, Браун, 1970) по массиву Стиллуотер (табл. 2, рис. 1 и 2) намечают, в общем, аналогичные соотношения, свидетельствующие об отклонении пород закаленных фаций от главного тренда дифференциации расслоенных серий в сторону

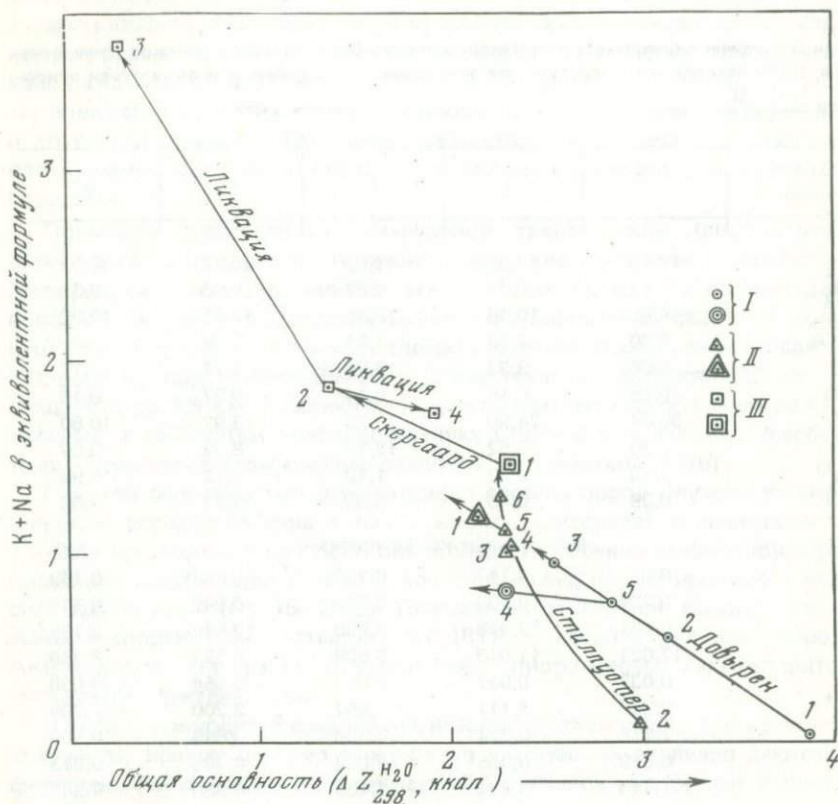


Рис. 1. Петрохимическая диаграмма $\Delta Z_{298}^{H_2O} - K + Na$
 Средние составы главных типов пород расслоенных интрузивов: I — Довырен (цифры у точек по табл. 1), II — Стиллуотер (табл. 2), III — Скергаард (табл. 3). Двойными знаками показаны породы краевых и силловых фаций

более интенсивного обогащения их железом, титаном, кремнием при менее интенсивном повышении содержания щелочных металлов. Различия намечаются только по соотношению калия и натрия. В массиве Довырен фации мелкозернистых (закаленных) пород отличаются от пород расслоенных серий более низким отношением калия к натрию, тогда как в массиве Стиллуотер, наоборот, породы краевых фаций обогащены калием, что хорошо согласуется с высокой степенью дифференцированности соответствующих им расплавов.

Таким образом, краевые и силловые фации интрузивов не характеризуют первичного состава магм, как принято полагать. Они являются производными дифференциации особого типа, отличной от дифференциации, свойственной данному расслоенному комплексу. Тренд этой дифференциации характеризуется более высокой интенсивностью накопления в магмах железа и титана, приближаясь по этому признаку к дифференциации

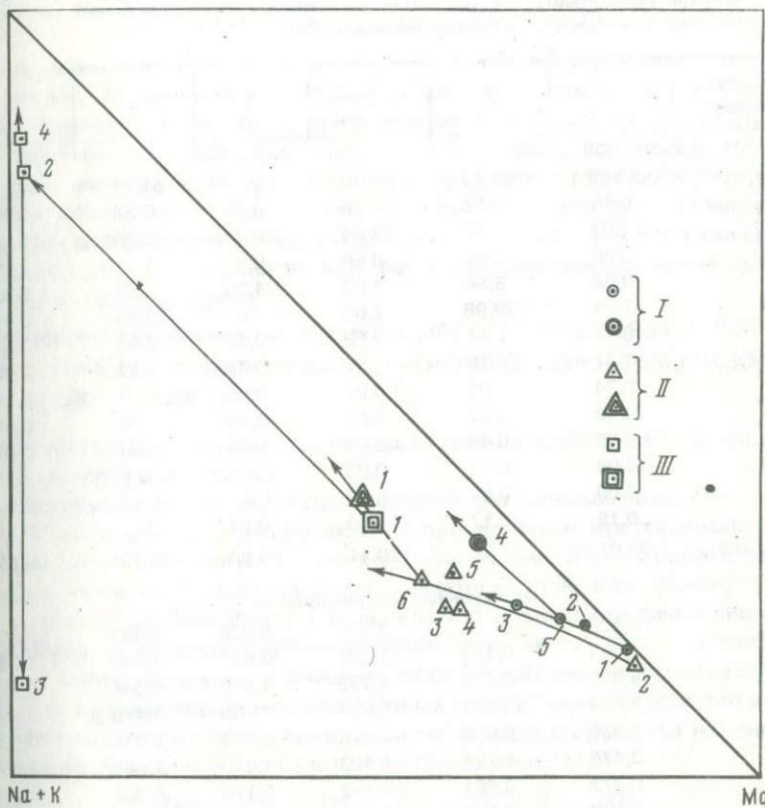
$Fe^{2+} + Fe^{3+} + Ti$


Рис. 2. Треугольная петрохимическая диаграмма, намечающая главные тренды дифференциации в расслоенных интрузивах

Условные обозначения см. на рис. 1

так называемого скергаардского типа, на которой остановимся подробнее. Мелкозернистые породы краевых зон Скергаардского интрузива (долериты и микроабброиды) принято рассматривать в качестве производных первичной магмы, в результате дифференциации которой образовалась расслоенная серия (см. рис. 1 и 2). Они являются магнезиальными породами и характеризуются многими другими особенностями (бедность калием, кремнием, титаном и др.), действительно позволяющими рассматривать их в качестве производных слабо дифференцированной (первичной) магмы. Состав их (Уэйджер, Браун, 1970) характеризуется такой формулой:

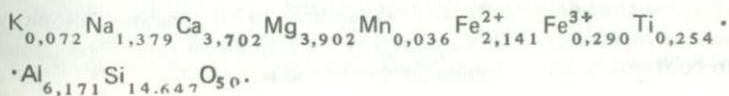


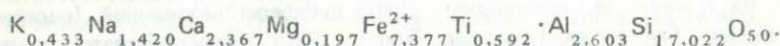
Таблица 2

Сопоставление химического состава пород закаленной фации с главными типами пород расслоенного массива Стиллоутер (Монтана, США)

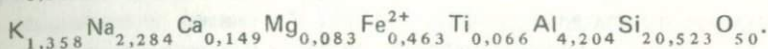
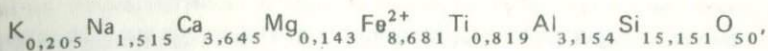
Оксид, элемент	1*	2	3	4	5	6
SiO ₂	50,68	47,73	49,70	50,12	51,11	51,12
TiO ₂	0,45	0,12	0,16	0,19	0,22	0,13
Al ₂ O ₃	17,64	4,82	22,04	20,01	15,36	16,34
Fe ₂ O ₃	0,26	2,94	0,66	0,80	1,22	1,09
FeO	9,88	6,54	4,02	4,29	6,63	5,84
MgO	7,71	28,98	7,03	7,91	10,04	8,49
CaO	10,47	2,44	13,59	13,97	12,63	13,63
Na ₂ O	1,87	0,19	1,79	1,74	1,82	2,18
K ₂ O	0,24	0,02	0,07	0,05	0,07	0,06
H ₂ O ⁺	0,42	4,91	0,82	0,69	0,90	0,49
H ₂ O ⁻	0,06	0,49	0,09	0,04	0,04	0,07
Cr ₂ O ₃	0,04	0,48	0,03	—	—	—
P ₂ O ₅	0,09	0,01	0,02	Сл.	Сл.	0,03
MnO	0,15	0,17	0,09	0,09	0,08	0,15
С у м м а	99,96	99,84	100,11	99,90	100,12	99,62
Формульные коэффициенты						
K	0,109	0	0,035	0,036	0,037	0,036
Na	1,082	0,113	1,028	0,997	1,042	1,259
Ca	3,372	0,832	4,289	4,432	4,044	4,371
Mg	3,444	13,596	3,084	3,489	4,475	3,795
Mn	0,036	0,038	0,018	0,018	0,018	0,035
Fe ²⁺	2,470	1,721	0,993	1,050	1,653	1,457
Fe ³⁺	0,072	0,681	0,142	0,178	0,287	0,252
Ti	0,108	0,109	0,035	0,036	0,054	0,036
Al	6,239	1,778	7,657	6,977	5,428	5,755
Si	15,200	15,015	14,658	14,845	15,295	15,306
$\Delta Z_{298}^{H_2O}$, ккал	2,144	2,955	2,273	2,300	2,291	2,268

* 1 — гиперстеновый, долерит закаленной боковой зоны; 2 — ультраосновные породы (средний состав); 3 — нориты, габбро и анортозиты (средний состав); 4 — гиперстен-авгитовые габбро; 5 — авгитовое габбро; 6 — пиконит-авгитовое габбро (самый верхний горизонт вскрытой части расслоенной серии).

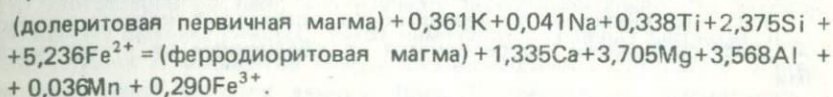
Ферродиорит, возникающий в результате дифференциации скергаардского типа, имеет следующий состав:



При таком составе, как показывают полевые наблюдения и экспериментальные исследования (McBirney, Nakamura, 1974), магма становится неустойчивой и ликвирует (расщепляется) на основную и кислую производные, что соответствует составам феррогаббро и гранодиорита.

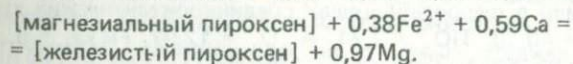
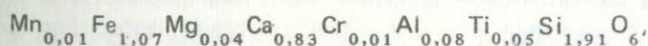
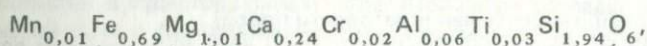


Это расщепление на диаграммах рис. 1 и 2 показано расходящимися стрелками. В результате его образуется контрастная габбро-гранитная (гранофировая) ассоциация, приуроченная к верхним частям интрузива. Аналогичное происхождение имеют, по-видимому, все железистые гранитоиды верхних частей расслоенных интрузивов с трендом дифференциации, в той или иной мере близким к скергаардскому (Бушвелд и др.). Этот тип дифференциации характеризуется следующей схемой замещения компонентов, получающейся как разность приведенных выше формул долерита и ферродиорита:



Эти соотношения проливают некоторый свет на природу дифференциации Скергаардского интрузива.

Дифференциация железистого профиля различными авторами трактуется по-разному, но большей частью с привлечением кристаллизационной дифференциации в качестве основного механизма. Этот процесс в первую очередь привлекает внимание исследователей, так как фиксируется в структурных особенностях, и в частности в зональности фенокристаллов пироксена, в которых внутренние части зерен могут быть представлены крайне магнезиальными, а внешние части — крайними железистыми составами. Например, пироксены базальтовых пород Луны, где этот тип дифференциации выражен очень ярко, характеризуются следующим изменением состава от внутренних частей к краю (Gancarz e.a., 1971):



Дифференциацией определяется основная петрохимическая тенденция, связанная с фракционированием пироксена — уменьшением в магме содержания магния в большей мере, чем накопление железа. Различие компенсируется накоплением кальция.

По экспериментальным данным (Duke, 1976), разделение железа и магния между магнезиальным расплавом (L) при его железистости ниже 50 и пироксеном (Cpx) характеризуется уравнением

$$\log \left(\frac{Fe}{Mg} \right)_{Cpx} = 0,755 \log \left(\frac{Fe}{Mg} \right)_L - 0,564.$$

Другим, не менее важным минералом, с кристаллизацией которого связано железомagneзиальное фракционирование, является оливин (Ol). По экспериментальным данным (Duke, 1976), соотношения железа и маг-

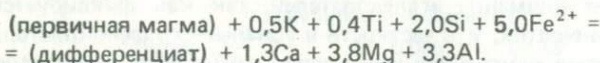
ния в оливине и пироксене, кристаллизующихся из базальтовых магнезиальных магм, относительно близки:

$$\log \left(\frac{\text{Fe}}{\text{Mg}} \right)_{\text{Ol}} = 0,198 + 1,3 \log \left(\frac{\text{Fe}}{\text{Mg}} \right)_{\text{Срх}}$$

Поэтому фракционирование оливина приводит к сходному обогащению магмы железом при еще более интенсивном обогащении ее кальцием и дополнительном обогащении кремнием.

Аналогично железу ведут себя титан и ванадий, которые быстро накапливаются в расплавах и характеризуются высокими коэффициентами фракционирования. В этом соотношении они противоположны никелю, кобальту, хрому, которые концентрируются в составе оливина и пироксена, так что снижение магнезиальности вследствие кристаллизационной дифференциации коррелируется с обеднением их этими металлами.

Таким образом, фракционирование железомagneзиальных минералов должно приводить к обеднению магмы магнием и соответствующему (при фракционировании оливина) или меньшему (при фракционировании пироксена) обогащению ее железом. Это не отвечает соотношениям компонентов в схеме, рассматриваемой выше. В упрощенном виде она может быть представлена следующим образом:

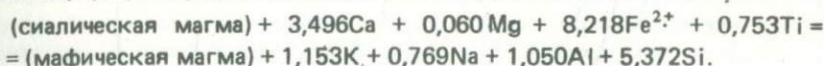


Накопление железа здесь не пропорционально уменьшению содержания магния, причем нередко такие соотношения, когда повышение содержания железа и титана происходит без изменения содержания магния в эквивалентной формуле породы, т.е. без фракционирования магнезиальных минералов (с повышением меланократовости пород).

В результате магматической эволюции этого типа формируются породы, в которых содержания железа и титана достигают необычайно высоких значений, например в феррогабброидах срединноокеанических хребтов (вес. %): $\text{SiO}_2 = 40,10$, $\text{TiO}_2 = 7,71$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 12,97$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 5,45$, $\text{FeO} = 16,32$, $\text{MnO} = 0,23$, $\text{MgO} = 5,99$, $\text{CaO} = 7,85$, $\text{Na}_2\text{O} = 3,04$, $\text{K}_2\text{O} = 0,25$, $\text{P}_2\text{O}_5 = 0,09$, сумма = 100% (Mottana, Vocchio, 1975). В этой породе, очень богатой железом, содержание MgO остается на уровне, обычном для габброидов (6–7%). Эти соотношения определенно свидетельствуют о формировании расслоенных серий скергаардского типа в результате не только кристаллизационной, но и собственно магматической дифференциации, включавшей в себя флюидно-магматическое взаимодействие и ликвацию, с которой, возможно, и связывается главная особенность строения Скергаардского интрузива — его ритмическая контрастная расслоенность.

Как показывает сопоставление составов пород, образовавшихся в результате ликвации магмы в железистой области, сиалическое отщепление приводит к особенно интенсивному обогащению базальтовых расплавов железом и титаном при неизменном содержании или некотором обогаще-

нии их также магнием (схема, полученная путем вычитания вышеприведенных формул пород, отвечающих составам расщепленных магм) :



Эта схема в сочетании с соотношениями, обусловленными кристаллизационной дифференциацией, вполне отражает общий характер дифференциации магмы железистого профиля.

Ликвация как важный фактор петрогенезиса до недавнего времени полностью исключалась. В последнее же время она все больше привлекает к себе внимание петрографов. Это связано с пониманием значения флюидных и ряда других компонентов как стимуляторов магматического расщепления. В сухих системах ликвации подвергаются только магмы крайнего железистого состава, что изучено экспериментально. По экспериментальным данным (Watson, 1976) намечаются главные закономерности распределения компонентов между возникающими в результате ликвации расплавами. Из этих данных (рис. 3) следует, что магматическое расщепление этого типа имеет сиалически-мафический характер. Мафические (основные) магмы при расщеплении концентрируют в себе и магний и железо, но железо в большей пропорции, а также все рудные компоненты (титан, хром, марганец, фосфор, редкие земли и т.д.). Ликвация — важный фактор концентрации рудных элементов, во многом определяющий связь рудных месторождений с магматическими контрастно дифференцированными комплексами.

Механизм ликвации по экспериментальным данным по фторидно-фосфатно-силикатным системам вырисовывается в виде очень сложного явления, включающего в себя ряд последовательных стадий: образование крупных ритмов, турбулентный характер движения несмешивающихся расплавов, стабилизацию расслоения и медленное относительное движение жидкостей в гравитационном поле, вторичные распады в каждой новой жидкой фазе и формирование тонкой ритмичной полосчатости (Делицын и др., 1974).

В настоящее время экспериментально исследована только ликвация железистых силикатных систем (применительно к генезису расслоенных интрузивов), возникающих на конечных стадиях магматической дифференциации типа Скергаарда. Однако нет сомнения в том, что подобные явления благодаря флюидному воздействию происходят в бедных щелочами магмах и при более магниезиальном их составе, что отчетливо устанавливается петрографически (Gelinis e.a., 1976). Они, по-видимому, играют важную роль в формировании интрузивов рассматриваемого типа, обуславливая контрастность их строения.

Контрастность составов является главным свойством расщепленных магматических систем, а ритмичность обуславливается быстрым охлаждением магм, затрудняющим взаимодействие образующихся слоев и способствующим их последовательному расщеплению. В расслоенных интрузивах наиболее распространены следующие контрастные ассоциации магматических пород: дунит — троктолит, пироксенит — габбро, меланократовое габбро — лейкократовое габбро, габбро — анортозит, дунит —

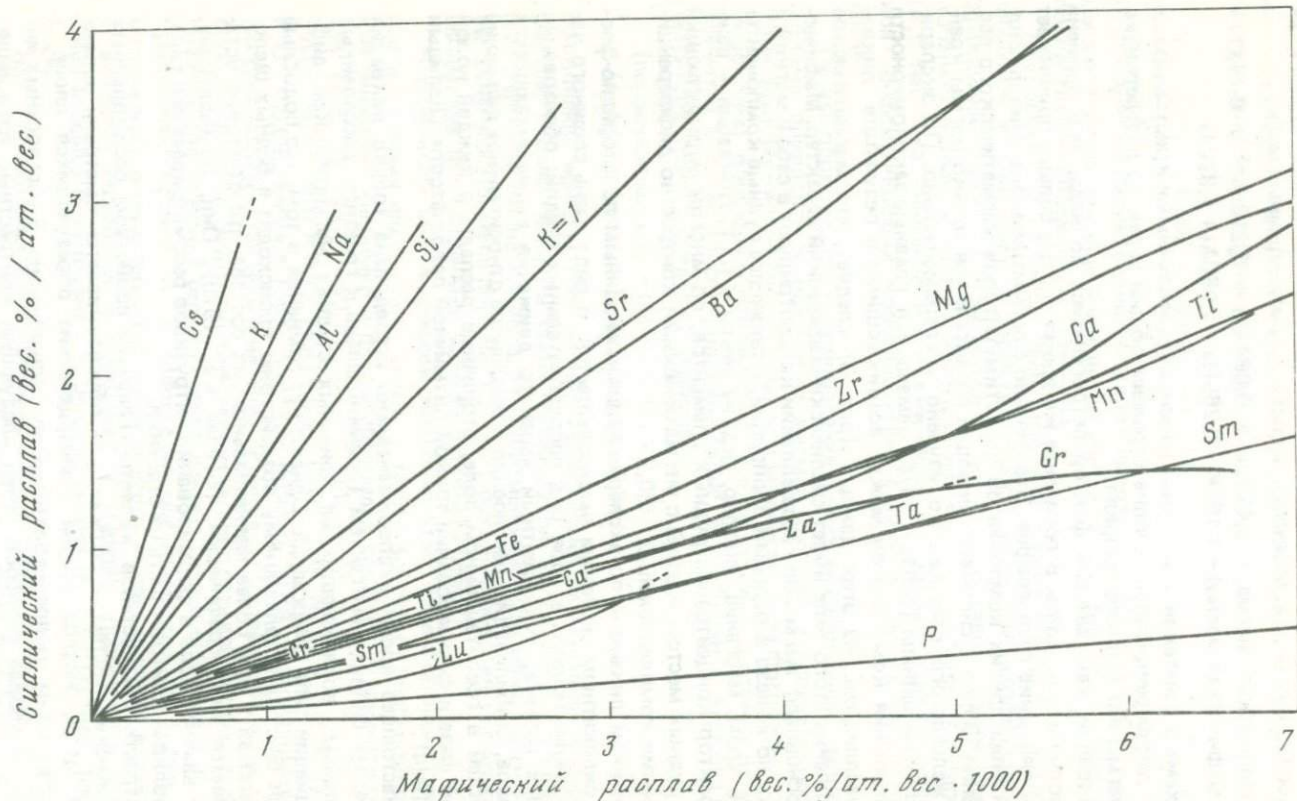
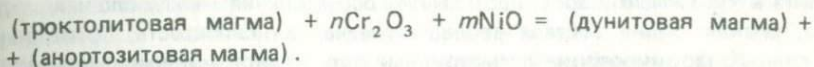


Рис. 3. Высокотемпературное распределение компонентов между железистыми расплавами — кислым (сиалическим) и основным (мафическим) по экспериментальным данным (Watson, 1976)

анортозит, пироксенит — анортозит и др. К факторам их образования относятся химические потенциалы таких компонентов, растворимость которых в мезократовых магмах становится при охлаждении ниже растворимости их в соответствующей расщепленной магматической ассоциации. Из флюидных компонентов к ним относятся водород, фтор, сероводород и, по-видимому, многие рудные металлы — хром, никель, фосфор и др. Можно представить себе, например, такую реакцию, определяющую линию раздела полей устойчивости мезократовых магм и соответствующих им по составу контрастных ассоциаций (для примера в качестве факторов ликвации выбраны хром и никель):



Согласно реакции, мезократовые магмы, богатые способствующими ликвации хромом, никелем и другими компонентами и стабильные при очень высокой температуре, должны расщепляться при охлаждении, но выше температуры кристаллизации, на контрастную ассоциацию магм, в которых суммарная растворимость перечисленных компонентов выше.

Высокотемпературное расслоение, имеющее нередко ритмический характер вследствие последовательного расщепления образующихся слоев, может сохраниться и обусловить слоистую текстуру пород только при достаточно быстром охлаждении, при отсутствии или недостаточности взаимодействия контрастных по составу расплавов. При медленном охлаждении составы магм должны последовательно изменяться в результате их взаимодействия и ликвационные соотношения должны исчезать при начале кристаллизации (с рассеянием рудных металлов, концентрирующихся в меланократовых расплавах). Поэтому магматическая расслоенность — свойство, которое сохраняется при кристаллизации только в малоглубинных комплексах, отражая, как и зональность кристаллов, отклонение систем от равновесия в связи с быстрым охлаждением. В плутонической фации магматическая расслоенность в горных породах обычно не сохраняется, что связано с их медленным остыванием в режиме, более близком к равновесному. Если бы ведущим процессом образования ритмической расслоенности массивов была кристаллизационная дифференциация, расслоенность наблюдалась бы и в плутонической фации. Исчезновение этого типа строения массивов с глубиной свидетельствует в пользу ликвации как явления, исчезающего при медленном охлаждении в начале кристаллизации. Ритмически слоистая текстура магматических пород при контрастном составе, четком разделении и однородности слоев является, по-видимому, типично ликвационной текстурой, необъяснимой, исходя из других генетических представлений. В расслоенных интрузивах она проявляется очень устойчиво, и странно, что ликвационные представления к объяснению ее не привлекались. Все генетические представления исходили до сих пор из гипотез кристаллизационной дифференциации или многократного внедрения отдельных порций магмы. Однако даже наиболее последовательные пропагандисты кристаллизационной дифференциации отмечают сложность строения массивов, трудно согласующуюся с простым механизмом осаждения кристаллов: "Повторяю-

щаяся расслоенность — главная особенность крупных интрузивов, которая отличает их от силлов, по существу эквивалентных одному макроритму крупных плутонов. Одна концепция осаждения кристаллов под влиянием силы тяжести без привлечения других факторов не может объяснить присутствия меланократовых слоев, перекрывающих лейкократовые" (Уэйджер, Браун, 1970, с. 525) .

Противоречия с гипотезой кристаллизационной дифференциации особенно подчеркивались сторонниками многократных внедрений, например, для Бушвельдского массива: наличие слоев пироксенитов и норитов в базальной зоне, концентрация ("зависание") тяжелых сульфидов и хромита в критической зоне, несогласные соотношения между слоями разреза, резкая смена состава слоев, ритмическая слоистость, "рытвины", "кочки", формирование пегматоидных тел, рудной минерализации и т.д. (Лихачев, 1975) . Однако вся эта специфика, действительно не объяснимая с позиций кристаллизационной дифференциации, не находит объяснения и при допущении многократных внедрений, учитывая ритмическую выдержанность отдельных слоев на громадных площадях, занимаемых массивом. В то же время обращает на себя внимание тот факт, что все разновидности пород расслоенных серий (включая перидотиты и анортозиты) образуют также и самостоятельные (моногенные) интрузии. Интрузивные внедрения перидотитов отмечались в районах развития расслоенных интрузивов в Канаде (Какэпи), в Африке (Бушвельд) и на Аляске (Юнион-Бей) . Самостоятельные фазы внедрения анортозитов описаны в Ангашанском массиве в хребте Черского (Богатилов, 1974) . Яркие примеры многофазных интрузивов рассматриваемого типа представлены в платиноносном поясе Урала. Сложные по строению массивы этого пояса сформировались в результате последовательного внедрения дунитов, оливиновых пироксенитов, габброидов. В этих массивах отмечаются и явления ритмической расслоенности, но в пределах отдельных фаз внедрения магм пикритового и габбрового составов.

Эти явления наблюдаются на Кытлымском массиве. Расслоенный комплекс этого массива (Ефимов, Ефимова, 1967) отвечает третьей фазе внедрения (первые две представлены дунитами и оливиновыми пироксенитами) . Он представлен ритмичным переслаиванием дунитов (слои их варьируют по мощности от 1 до 300 м, прослеживаясь нередко на несколько километров), оливиновых пироксенитов и битовнитовых габброидов. Ритмическое строение комплекса и контрастность состава перемежающихся слоев, залегающих согласно со структурным рисунком массива, не оставляют сомнения в ликвационном его происхождении.

Довыренский массив является в основном однофазным (позднее внедрение допускается только для диоритов, залегающих в юго-восточной части массива) . Но ближайший аналог Довыренского массива — Чайский массив, залегающий в той же структуре, является отчетливо многофазным (Гурулев, Самбуев, 1967) . Ранние фазы массива представлены дунитами и перидотитами, затем следуют плагиоклазовые перидотиты и, наконец, габбро-нориты. Наличие моногенных внедрений пород, соответствующих составным частям расслоенных интрузивов, является дополнительным аргументом в пользу жидкостной природы контрастного расслоения.

3436

В петрографии накапливается все больше доказательств существования магм, отвечающих породам контрастных ассоциаций. Так, в дунитах, не затронутых интенсивной серпентинизацией, устанавливаются два этапа кристаллизации. В ранний глубинный этап кристаллизуются однородные крупные кристаллы оливина, которые находятся в мелкозернистом агрегате зерен оливина второго этапа кристаллизации, причем микроскопическим анализом в мелких зернах оливина устанавливается кристаллизационная зональность незначительного размаха железистости 8—12 (массив Дун в Новой Зеландии — Lauder, 1974). К фактам магматической природы гипербазитов относятся также находки контактового флюидного воздействия на вмещающие породы (Challis, 1965), эффузивных аналогов (перидотитовых коматиитов) дунит-гарцбургитового ряда (Баскина, 1975) и особенности нахождения в них рудных обособлений — хромитов, медно-никелевых сульфидов, руд железа, платины (Маракушев, 1975; Wager, Brown, 1968). Примечательно наличие в дунитах включений газов, состоящих из водорода, метана и азота, описанных А.Н. Заварицким еще в 1925 г. (гора Соловьева на Урале). Анортозиты контрастных ассоциаций отличаются основным составом плагиоклаза (битовнит, лабрадор) и нередко — наличием оливина наряду с пироксенами, ильменитом, титаномагнетитом. Это особый высокотемпературный тип анортозитов (Богатиков, 1973), распространенных в лунных образцах, в вулканических ассоциациях (Ермаков и др., 1976), в субвулканических комплексах срединноокеанических хребтов и в расслоенных интрузивах платформенного типа (Щека, 1969). Анортозиты или переслаиваются с другими типами пород, составляющими расслоенные серии, или составляют самостоятельные фазы внедрения (Ангашанский массив в хребте Черского), что является важным доказательством их магматической природы наряду с наличием в них порфириновых структур (Богатиков, 1974). Анортозиты обнаруживаются также в эффузивном залегании, например в ассоциации с плагиофировыми лавами в плиоцен-четвертичных вулканических комплексах Камчатки (Ермаков и др., 1976). Наконец следует отметить структуры анортозитов, в которых усматриваются элементы сложения, свойственные офитовым габброидам: ксеноморфизм пироксенов, ильменита, титаномагнетита, занимающих интерстициальное положение по отношению к плагиоклазу. Элементами интерсертальной структуры (с вулканическим стеклом) характеризуются лунные анортозиты со стекловатым мезостазисом, в который входят также пироксен, оливин, рудные минералы (Богатиков, 1974). Характерны также флюидальные текстуры (текстуры течения магмы), которые отмечаются во всех породах расслоенных интрузивов, включая ультраосновные разновидности и анортозиты.

С позиций ликвации наиболее удовлетворительно объясняются особенности строения расслоенных массивов и специфика размещения в них рудных концентраций (хромита, платины, сульфидов никеля и меди). Рудная минерализация специфически связана со слоями определенных типов пород, петрохимические особенности которых коррелируются с составом рудных минералов (Маракушев, 1975). Помимо слоистых к ликвационным текстурам следует относить также округлые выделения лейкократовых пород в меланократовых, наблюдавшиеся в Довыренском мас-

сиве. Подобные образования (размером до 30 см) описаны Э.Г. Конниковым (1978) под названием "пузырей" в Чинейском расслоенном габброидном массиве (Восточная Сибирь). Эта текстура относится к типу жидкость в жидкости. Аналогичные образования связаны с обособлениями (каплями) сульфидного расплава в слоях плагиоклазовых перидотитов ряда массивов, с которыми связаны медно-никелевые месторождения (Норильск и др.).

Таким образом, мы приходим к представлению о двух главных механизмах дифференциации магмы, приводящих к формированию расслоенных интрузивов — жидкостному расщеплению (флюидной ликвации) и кристаллизационной дифференциации. Ликвация является фактором контрастности, тогда как с кристаллизационной дифференциацией связывается постепенное изменение состава пород, нередко затушевывающее контрастность ликвационного расщепления. Оба эти механизма наиболее действенно проявляются в сочетании с гравитационной дифференциацией. Кристаллизационная дифференциация, обусловленная осаждением ранее выделившихся кристаллов, является очень важным фактором, обуславливающим неоднородность расслоенных интрузивов, но только сочетание ее с ликвационным расслоением в состоянии объяснить всю сложность их ритмического строения. Эти факторы магматической эволюции в какой-то мере противоположны по своей направленности, так как кристаллизационной дифференциацией большей частью в той или иной мере нивелируется контрастность составов смежных слоев, обусловленная ликвационным расщеплением. Так, в типичном случае расщепление пикритовой магмы приводит к образованию двух слоев — ультраосновного (нижнего) и основного (верхнего), которые в дальнейшем в результате кристаллизационной дифференциации становятся неоднородными, составы магм верхних частей нижнего слоя и нижних частей верхнего слоя сближаются: внизу верхнего слоя накапливаются кристаллы оливина и пироксена, а вверху верхнего слоя магмы обогащаются компонентами плагиоклаза.

Примером подобной нивелировки могут служить никеленосные интрузивы Норильского района. Они залегают в виде пологих интрузивных тел в чехле Сибирской платформы (глинистые, песчано-глинистые, аргиллитовые отложения, содержащие сульфатные осадки) и имеют триасовый возраст, характеризуясь расслоенностью. В основании залегают плагиоклазовые перидотиты и пикриты, затем следуют оливиновые габбро и троктолиты, а в верхних частях интрузивов — безоливиновые габбро (с небольшим количеством диоритов, монзонитов и сиенитов). Все эти породы образуют магматическую серию, которая представлена на рис. 4 (норильский тип) в сравнении со скергаардским типом дифференциации, намеченной составами железистых габброидов срединноокеанических хребтов. Составы пород норильских расслоенных интрузивов образуют непрерывную серию и характеризуются появлением оливина и постепенным нарастанием его содержания сверху вниз, и только тщательное изучение керн буровых скважин позволяет установить в строении интрузивов четкую дискретность, обусловленную ликвационным расщеплением их на две части — нижнюю ультраосновную (плагиоклаз-перидотитовую с медно-никелевыми сульфидами) и верхнюю габброидную (безрудную). Скачок

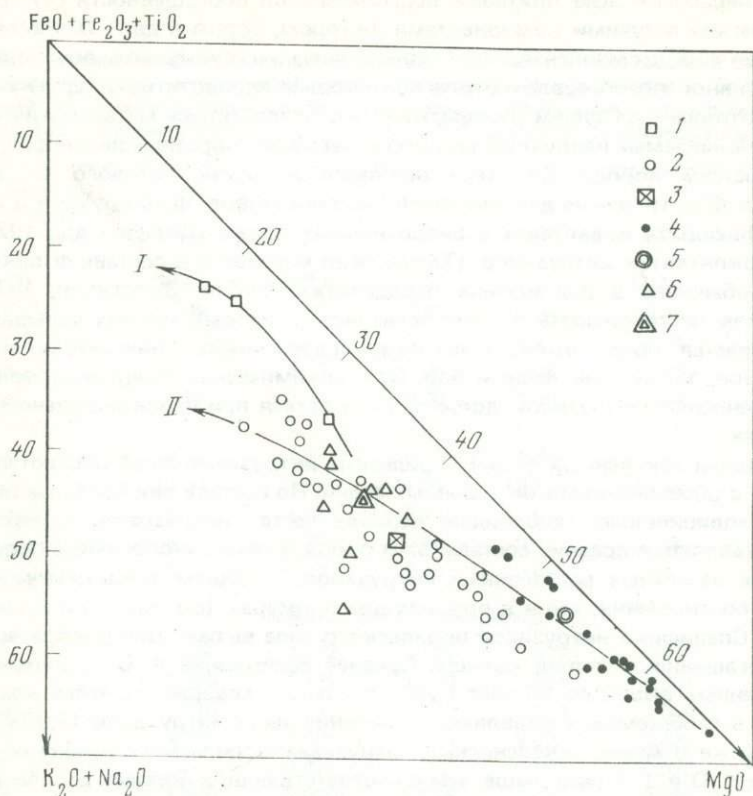


Рис. 4. Петрохимическая диаграмма (вес. %) с основными направлениями магматической дифференциации в расслоенных интрузивах

I — скергаардский тип, II — норильский тип. 1 — феррогабброиды срединноокеанических хребтов (Mottana, Vocchio, 1975), 2-7 — породы расслоенных интрузивов Норильского района (Додин и др., 1971): безоливиновые габброиды (2) и их средний состав (3), оливиновые породы (4) — троктолиты, пикриты, плагиоклазовые перидотиты — и их средний состав (5), породы закаленной контактовой фации (6) и их средний состав (7)

пород по основности здесь значительно затушеван кристаллизационным накоплением оливина в нижних частях габброидного слоя, четко фиксируясь, однако, изменением структуры пород и внезапным появлением сульфидных капель, свойственных всему нижнему слою плагиоклазовых перидотитов. Наличие этих капель (текстура типа жидкость в жидкости) свидетельствует о магматической природе общего расслоения, о ликвационном обособлении сульфидного расплава в расплаве состава плагиоклазового перидотита. Гравитационная дифференциация приводит к погружению капель и накоплению слоя сульфидной магмы в основании плагиоклаз-перидотитового слоя, причем сульфидная магма интродировала также в окружающие породы, оставаясь некоторое время в жидком состоянии уже после консолидации силикатной части интрузивов. Имеют

ся минералогические признаки первоначальной обогащенности сульфидной магмы летучими компонентами (фтором, бором и др.). Освобождение летучих компонентов при кристаллизации сульфидов обусловило интенсивное преобразование плагиоклазовых перидотитов и других пород, которые над слоем сульфидных руд превратились метасоматически в так называемые надрудные такситы — пегматитообразные неоднородные по составу породы биотит-оливин-пироксен-плагиоклазового состава. Фтор и бор, типичные для никеленосных интрузивов, фиксируются в составе флюорита и датолита в пирротиновых рудах (Додин и др., 1971), в экзоконтактах интрузивов (Талнахский массив) и в составе фтор-биотита, обычного в рудосносных перидотитах (Рябов, Золотухин, 1977). Высокая растворимость α плагиоклаз-перидотитовых магмах сульфидов связывается, по-видимому, с высоким содержанием в них летучих компонентов, таких, как фтор и бор. Эта геохимическая специфика медно-никеленосных интрузивов должна учитываться при поисково-оценочных работах.

Породы закаленных фаций норильских интрузивов сопоставляются на рис. 4 с образованиями расслоенных серий. По составу они наиболее близки безоливиновым габброидам верхних частей интрузивов. В табл. 3 сопоставляются средние составы этих пород, а также аналогичные породы других известных расслоенных интрузивов. В общем здесь намечаются те же соотношения, что и в предыдущих примерах (см. табл. 1 и 2, рис. 1 и 2). Специфика интрузивов норильского типа выражается прежде всего в обогащенности пород калием. Среднее содержание K_2O в долеритах закаленных фаций составляет 1,27%, превышая содержание этого компонента в габброидах, составляющих верхние части интрузивов (1,09%). В общем же в медно-никеленосных интрузивах Норильского района содержание K_2O в 3—4 раза выше, чем в соответствующих породах Бушвельда, Стиллуотера, Скергаарда и др. Но и в этих интрузивах содержание калия в краевых закаленных фациях обычно выше, чем в породах расслоенных серий, что иллюстрировалось выше в табл. 2 на примере Стиллуотера; для Довырена же намечаются обратные соотношения.

Другая важная особенность пород краевых фаций интрузивов норильского типа, которая непосредственно следует из сопоставления анализов, — значительная обогащенность их закисным железом, титаном и обедненность алюминием, кальцием и магнием по сравнению с соответствующими породами расслоенных серий, причем, как видно из расположения точек на рис. 4, краевые фации намечают особое направление дифференциации, больше соответствуя скергаардскому тренду, чем норильскому. Этими данными дополнительно подчеркивается специфичность пород краевых фаций, отмечавшаяся ранее на примере других никеленосных интрузивов (см. рис. 1 и 2).

Тренд дифференциации скергаардского типа, элементы которого усматриваются в краевых фациях, является более "ювенильным", отражающим ранний этап развития толеит-базальтоидного магматизма без взаимодействия его с веществом земной коры или верхней мантии — этап автономного развития (Маракушев и др., 1977). Дифференциация такого типа прослеживается в развитии вулканических серий (в срединноокеаничес-

Таблица 3

Средний химический состав (приведен к 100%) безоливиновых габбро и долеритов расслоенной серии интрузивов Норильского района (1) и долеритов их закаленных фаций (2) в сопоставлении с долеритами и микрогабброидами других расслоенных массивов — Бушвельдского (3 и 4), Стиллоутерского (5) и Скергардского (6)

Оксид, элемент	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	48,21	49,83	50,58	51,53	50,97	48,52
TiO ₂	1,09	1,35	0,66	0,34	0,45	1,18
Al ₂ O ₃	15,64	15,98	15,24	18,70	17,74	17,38
Fe ₂ O ₃	3,57	3,70	1,04	0,28	0,26	1,33
FeO	7,55	8,03	10,08	9,05	9,94	8,52
MnO	0,17	0,17	0,23	0,47	0,15	0,16
MgO	8,14	7,57	8,31	6,85	7,75	8,70
CaO	12,31	9,89	11,31	10,97	10,53	11,49
Na ₂ O	2,07	1,98	2,24	1,58	1,88	2,39
K ₂ O	1,09	1,27	0,19	0,14	0,24	0,25
P ₂ O ₅	0,16	0,23	0,12	0,09	0,09	0,08
Формульные коэффициенты						
K	0,403	0,473	0,073	0,037	0,072	0,072
Na	1,220	1,129	1,309	0,894	1,081	1,379
Ca	4,016	3,203	3,653	3,488	3,368	3,702
Mg	3,687	3,404	3,744	3,023	3,457	3,902
Mn	0,037	0,036	0,054	0,107	0,036	0,036
Fe ²⁺	1,926	2,020	2,545	2,236	2,486	2,141
Fe ³⁺	0,807	0,837	0,218	0,036	0,035	0,290
Ti	0,240	0,291	0,145	0,072	0,090	0,254
Al	5,612	5,679	5,416	6,547	6,224	6,171
Si	14,707	15,090	15,286	15,331	15,254	14,647
$\Delta Z_{298}^{H_2O}$, ккал	1,410	2,007	2,199	2,074	2,142	2,309

ких хребтах, в трапповых формациях и на эмбриональных стадиях развития эвгеосинклиналей): пижонитовые базальты — ферробазальты — исландиты — ферролипариты (кварцевые трахиты, пантеллериты).

На диаграмме (рис. 5), составленной по сводке Т.И. Фроловой (Маркушев и др., 1977), это направление дифференциации (I) сопоставляется с двумя другими главными направлениями магматической эволюции (II и III), которые связываются с развитием магматических очагов в ультраосновной среде (щелочно-базальтовая серия II) или в относительно кислой сиалической обстановке (андезитовая серия III). Намечаются, таким образом, две по существу противоположные тенденции эволюции толеит-базальтоидного магматизма в зависимости от положения магматических очагов при взаимодействии их с окружающими породами. В

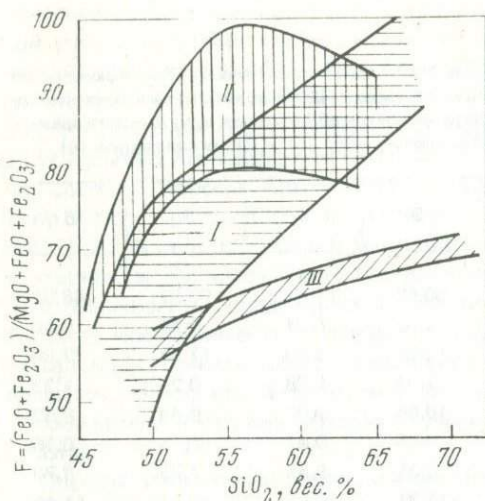


Рис. 5. Соотношения железистости и содержания кремнезема в породах вулканических серий различного типа

I — толеитово-базальтовая; II — щелочно-базальтовая; III — андезитовая (Маракушев и др., 1977)

ультраосновной среде (в мантии или в земной коре в связи с толщами доломитов или ультраосновными интрузивами) развитие магматизма сопровождается подщелачиванием расплавов и их десиликацией, что придает магматизму щелочной уклон, которым усиливаются тенденции к накоплению железа (см. рис. 4), фосфора, титана, циркония, редких земель и др. Возникающие таким образом щелочные магмы внедряются на различные уровни земной коры, нередко образуя расслоенные интрузивы. К ним относятся Гулинский интрузив в Сибири (дуниты, авгитовые перидотиты, габбро-сиениты), с которым связаны титаномагнетитовые руды, ультраосновной массив Хайачин в Японии (дуниты, пироксениты, горнблендиты), описанный Онуки (цит. по Challis, Lauder, 1966), расслоенные щелочные интрузивы Кольского полуострова и др. В настоящей работе щелочные расслоенные интрузивы не рассматриваются.

С другой стороны, развитие магматических очагов в сиалической земной коре оказывает полнокисляющее воздействие на расплавы, что определяет иное направление дифференциации. При этом значительно редуцируется накопление в магмах железа и титана. В расслоенных никеленосных интрузивах Норильска (см. рис. 4), Довырена, Стиллиутера (см. рис. 1 и 2) элементы железистого скергаардского направления дифференциации (рис. 5, I) проявляются только на ранних стадиях их становления (в краевых и силловых фациях), тогда как в образовании расслоенных серий процесс накопления железа редуцирован, что отвечает режиму дифференциации III типа (см. рис. 5). Очевидно, в этом проявилось подкисляющее воздействие на расплавы замещаемых ими глинистых, песчаных, сульфатных пород платформенных чехлов. Действительно, все исследователи норильских интрузивов, Довырена, Чаи единодушны в представлениях о том, что интрузивы как бы "вставлены" в стратиграфические разрезы платформенных чехлов, занимая значительные объемы без существенного их нарушения, и содержат в ненарушенном залегании ксенолиты слоистых пород в соответствии с их стратиграфическим положением. Эти структур-

ные соотношения удовлетворительно объясняются только на основе представлений о магматическом замещении как ведущем механизме внедрения глубинных магм в слоистые толщи платформенных чехлов. При этом происходило селективное усвоение магмами некоторых компонентов замещаемых пород (в соответствии с общим признаком магматического замещения) и общее подкисление магм благодаря эффекту кислотно-основного взаимодействия компонентов (Коржинский, 1959). В то же время явления гибридизма не проявлялись или играли подчиненную роль, так что основной и ультраосновной характер магматизма полностью сохранился.

Представления о магматическом замещении как важном механизме формирования интрузивных тел рассматриваемого типа высказывались С.А. Гурулевым (1965; Гурулев, Самбуев, 1967) применительно к Довыренскому и Чайскому массивам и И.А. Зотовым (1976) применительно к медно-никеленосным интрузивам Норильского района. На первый взгляд, таким представлениям противоречит наличие закаленных контактов интрузивных пород, больше свойственных массивам, образовавшимся в результате заполнения магмами полостей. Из этого противоречия можно найти выход, если допустить образование таких полостей путем растворения слоистых пород флюидными потоками, интенсивная деятельность которых должна предшествовать непосредственному внедрению магм. Этот механизм мог сочетаться, с одной стороны, с тектоническим развитием полостей, с другой стороны, с явлениями магматического замещения слоистых толщ с сохранением в интрузивных телах останцев замещаемых пород в ненарушенном залегании. Подобные образования в Довыренском и Чайском массивах описаны С.А. Гурулевым (1965). Так, в Чайском интрузиве слоистость в ксенолитах (останцах от замещения слоистых пород) выражена отчетливо и имеет северо-восточное простираие в соответствии с залеганием пород северо-западного крыла синклинали. В некоторых случаях слоистостью останцев вырисовываются дополнительные синклинальные складки, которые прослеживаются во вмещающих породах.

Признаки селективного усвоения магмами замещаемых пород выражены в рассматриваемых массивах отчетливо. В медно-никеленосных интрузивах норильского типа, залегающих в глинистых, аргиллитовых, песчано-глинистых толщах чехла Сибирской платформы, содержащих сульфатные осадки, определенно прослеживается обогащение внедряющихся ультраосновных магм рядом компонентов осадочных пород — особенно калием и серой. По высокому содержанию калия эти породы резко отличаются от аналогичных образований других регионов (см. табл. 3), что проявляется в наличии во всех типах пород этих массивов фтористого биотита и флогопита. Борно-фтористый флюидный профиль интрузий этих пород обеспечивал высокую растворимость во внедряющихся магмах серы, что способствовало ее усвоению из вмещающих толщ при широком размахе их магматического замещения. Все это создало благоприятные условия для генерации сульфидных расплавов (в большой пропорции к силикатным расплавам) и концентрации в них никеля, меди и многих других халькофильных металлов при взаимодействии с потоками флюи-

дов, связанных с глубинными очагами ультраосновной магмы. Главным аргументом в пользу подобных представлений является устанавливаемая прямая корреляция между размахом сульфидного медно-никелевого оруденения, связанного с расслоенными интрузивами, интенсивностью гидротермального воздействия интрузивов на окружающие породы и степенью обогащения их серы тяжелым изотопом, которая прямо коррелируется с мерой участия в процессе осадочной (особенно сульфатной) серы. Многие другие никеленосные интрузивы, в том числе и Довыренский и Чайский массивы, ультраосновной массив Холоднинского сульфидного месторождения, также залегают в осадочных толщах, содержащих осадочную серу (сульфидные прослои), что определило в той или иной мере их сульфидоносный профиль. Обзор этих данных приводится в монографии С.А. Гурулева (1965), особенно подчеркивающего эту связь.

Расслоенные интрузивы, с которыми связаны медно-никелевые сульфидные руды, широко варьируют по количественному соотношению основных и ультраосновных пород, входящих в их состав. Увеличение в массивах доли ультраосновных пород прямо коррелируется с повышением в сульфидных рудах содержания никеля относительно меди (Ni/Cu). Ниже перечислены массивы, образующие ряд от чисто габброидных, не содержащих оливиновых разновидностей, с которыми связаны медные месторождения, до гипербазитовых массивов, с которыми связаны никелевые сульфидные месторождения: Чинейский — Садбери — Норильск — Чая — Довырен — Мончегорск.

В несколько схематизированном виде этот ряд массивов приводится в табл. 4 (III), где в соответствии с ним приведены расслоенные массивы других генетических рядов — щелочно-базальтового (II) и толеитово-базальтового, различающиеся по трендам дифференциации (см. рис. 5).

Ряд II объединяет массивы, с которыми связаны титаномагнетитовые руды. К нему тесно примыкают интрузивы так называемого платиноносного пояса Урала (ряд пород повышенной щелочности), который является титаномагнетитовым по своей металлогенической специализации. Ряд I охватывает хромитоносные комплексы. Дискуссионно помещение в этот ряд собственно ультраосновных (дунит-гарцбургитовых) массивов (Дун, Ред Хилл, Райиз, Лизард, Даврос), не связанных с платформенным и субплатформенным режимами, как все остальные расслоенные интрузивы, а залегающих в подвижных эвгеосинклинальных поясах. Но элементы расслоенности отмечались в этих массивах рядом авторов (Уэйджер, Браун, 1970), хотя размах железистости оливина в них, обусловленный дифференциацией, укладывается в очень узкие пределы — 5–12. Это является основанием для выделения некоторыми петрографами собственно гипербазитовой (альпинотипной) ассоциации в геологически самостоятельный тип, не связанный с гипербазитами расслоенных интрузивов (Штейнберг, Чашухин, 1977). Однако обращает на себя внимание аналогия их по составу и внутреннему строению массивов с гипербазитами ряда расслоенных интрузивов, таких, например, как Великая дайка в Африке. В состав этих интрузивов входят главным образом хромитоносные дуниты и гарцбургиты, тогда как лерцолиты, плагиоклазовые перидотиты и габбро-нориты развиты незначительно. В Хаба-

Таблица 4

Главные типы расслоенных интрузивов

Тренды дифференциации	Платформы		Субплатформы	Подвижные пояса
	Базальтовый состав	Пикритовый состав	Пикритовый состав	Перидотитовый состав
Феррогабброидный (толеитово-базальтовый, I по рис. 5)	Скергаард (Гренландия) Бушвельд (Африка) Анакит (Сибирь)	Великая дайка (Африка) Стиллуотер (США)	Бей оф Айлендс (Канада)	Дун и Ред Хилл (Новая Зеландия) Райиз (Урал) Лизард (п-ов Корнуэлл) Даврос (Ирландия)
Щелочной (щелочно-базальтовый, II по рис. 5)		Гули (Сибирь)	Хайачин (Япония)	
Диоритовый (андезитовый, III по рис. 5)	Норильск и Талнах (Сибирь) Садбери (Канада)		Довырен (Прибайкалье) Мончегорск (Кольский п-ов)	

ринском массиве на Урале, относящемся к этому типу, выделяется расслоенная серия пород, представленная полосчатыми порфиroidными габбро и пироксенитами. Минералогические признаки, позволяющие относить эти собственно гипербазитовые (альпинотипные) ультраосновные комплексы к толеитово-базальтовому типу дифференциации (рис. 5, I), особенно подчеркиваются в работах новозеландских петрографов (Challis, Lauder, 1966).

Специфика интрузивного толеитового магматизма принципиально изменяется при переходе к глубинным зонам его развития, к плутоническим фациям, представленным в глубоко эродированных докембрийских структурах. Это изменение характеризуется исчезновением контрастных ритмических ассоциаций и усилением в его развитии анортозитовой тенденции с соответствующим сокращением до полного исчезновения меланократовых образований и особенно гипербазитов. Это изменение схематически отражено в табл. 5, составленной с использованием многих опубликованных данных (Богатиков, 1974; Ленников, 1968), в которой намечаются четыре фации глубинности. Контрастные ассоциации анортозитов свойственны только малоглубинной фации I. Бушвельд занимает в перечисленном ряду массивов крайнее положение, являясь в фации I наиболее глубинным образованием, переходным по существу

Таблица 5

Главные типы анортозитов, выделяющиеся по фациям глубинности

Фации глубинности	Условия залегания	Ассоциации	Дополнительные интрузивы	Массив	Литературные ссылки
I	Слои в стратиформных интрузивах, дайки, штоки, эффузивные формы	Анортозиты (анортозитовые, битовнитовые, лабрадоровые), в том числе оливиновые нориты, троктолиты, габбро, дуниты, оливиниты	Гранофиры	Лукинда Ангатанский Вулканы Камчатки Бушвельд	Щека, 1969 Богатицов, 1973, 1974 Ермаков, и др., 1976 Wager, Brown, 1968
II	Крупные discordантные массивы с элементами полосчатого строения	Анортозиты (битовнитовые, лабрадоровые), нередко с оливином, габбро, оливиновые габбро, нориты, троктолиты, рудные ультрабазиты	Субщелочные граниты и рапакирки	Коростеньский, Салминский	Богатицов, 1974
III	Крупные concordантные массивы зонального строения	Анортозиты (лабрадоровые и андезиновые), габбро-анортозиты, нориты, магнетитовые и ильменитовые габбро и ультрабазиты, плагиоклазированные породы	Мангериты и граносиениты, богатые цирконом	Джугджурский, Адирондакский	Ленников, 1968

к фации II. В более глубоких (плутонических) фациях анортозиты получают мощный размах, становясь преобладающими породами в крупных интрузивах, причем намечаются постепенные переходы их к лейкократовым и мезократовым габброидам (Ленников, 1968). Ряд фаций глубинности отвечает последовательному понижению температуры образования анортозитов I \geq II > III уменьшению номера составляющего их плагиоклаза от анортита и битовнита до лабрадора (и андезина), исчезновению из состава пород оливина, который характерен только для анортозитов I и II фаций. В фации III получают развитие процессы

замещения плагиоклазом мезократовых габброидов в пределах массивов и в окружающих породах (развиваются процессы анортозитизации). С глубиной возрастает роль флюидного давления, понижающего температуру кристаллизации магм и влияющего на направление магматической эволюции. Это влияние раскрывается на основе анализа экспериментальных данных по флюидному плавлению породообразующих минералов. Каждый компонент флюидов (H_2O , CO_2 , HF , HCl и т.д.) оказывает специфическое влияние на состав магматической эвтектики, приводя к обогащению ее теми минералами, на температуру плавления которых он оказывает наибольшее воздействие [18], что оценивается по величине производной dT/dP_F , где T — температура плавления минерала, соответствующего данному нормативному минералу в расплаве, P_F — парциальное давление данного флюидного компонента. Например, по отношению к водному компоненту породообразующие минералы дают следующий ряд (в порядке возрастания dT/dP_{H_2O}): пироксен — оливин — кварц — альбит — анортит — нефелин. Каждый минерал в этом ряду должен вытесняться впереди стоящими минералами из эвтектических составов магм под воздействием на них водного давления.

Следовательно, в магматических системах, находящихся под флюидным воздействием, минералы с наибольшими величинами dT/dP_F должны вытеснять остальные минералы, определяя общую тенденцию магматических пород к мономинеральному составу. Этим магматические (флюидно-силикатные) системы принципиально отличаются от "сухих" силикатных систем, в которых мономинеральные составы отвечают наиболее высоким температурам плавления. В перечисленном выше ряду минералов наиболее высокой величиной dT/dP_{H_2O} характеризуется нефелин, который в водных щелочных магмах вытесняет полевые шпаты и пироксены с образованием почти мономинеральной нефелиновой породы — уррита.

Для объяснения генезиса других широко распространенных мономинеральных пород — анортозитов, основное значение имеют эвтектические соотношения между плагиоклазом и темноцветными минералами (оливином и пироксеном). По величине dT/dP_{H_2O} минералы образуют ряд: пироксен < оливин ≪ плагиоклаз, согласно которому с возрастанием водного давления эвтектика смещается в лейкократовую область. Это смещение было исследовано экспериментально, но определены нереально высокие давления воды, необходимые для достижения анортозитовых составов. В природном петрогенезисе проявилось подщелачивающее влияние других компонентов, влияющих на эвтектические составы магм в соответствии с принципом кислотно-основного взаимодействия компонентов (Коржинский, 1959). Об эвтектоидной природе анортозитов рассматриваемого типа свидетельствует их очень устойчивый состав, выдержанный нередко на громадных площадях.

Второй вопрос касается механизма достижения магмами лейкократового состава. Кристаллизационная дифференциация и ликвация в данном случае не играли заметной роли, так как в ассоциацию с анортозитами (табл. 5, II—IV) не входят меланократовые породы в соответствующем количестве, как в расслоенных интрузивах (табл. 5, I). Компоненты,

избыточные по отношению к анортозитовой эвтектике, в данном случае выносились из магмы трансмагматическими флюидами (Маракушев, 1971). К этому выводу приводят наблюдения над взаимоотношениями пород, составляющих массивы. Например, в Джугджурском комплексе (Ленников, 1968) грубозернистые анортозиты слагают центральные части массивов, а к краям они постепенно сменяются более мелкозернистыми разностями, приближающимися по составу к норитам и габбро-норитам офитовой структуры. Эти соотношения указывают на первоначальный габбровый состав магм. В центральных частях массивов вследствие медленной кристаллизации магма длительно взаимодействовала с потоком флюидов, изменяя состав в направлении обогащения его плагиоклазом.

Таким образом, вырисовывается сложный процесс развития толеитового магматизма, факторами эволюции которого являются кристаллизационная дифференциация, ликвация и флюидно-магматическое взаимодействие, усиливающееся с глубиной. Контрастно ритмически-расслоенные массивы относятся к малоглубинной фации. Они формируются в условиях относительно быстрого охлаждения, препятствующих взаимодействию слоев магмы, образующихся путем магматической дифференциации. Особенности их строения объясняются сочетанием различных механизмов дифференциации — собственно магматической и кристаллизационной.

Л и т е р а т у р а

- Баскина В.А.* Ультраосновные вулканические породы. — Геол. и геофиз., 1975, № 8.
- Богатиков О.А.* Анортозиты Земли и Луны — опыт сравнения. — В кн.: Геохимия, минералогия, петрография, т. 7. М.: Наука, 1973.
- Богатиков О.А.* Анортозиты СССР: Автореф. докт. дис. М., 1974.
- Гурулев С.А.* Геологий и условия формирования Иоко-Довыренского габбро-перидотитового массива. М.: Наука, 1965.
- Гурулев С.А., Самбуев К.С.* Магматическое замещение в Чайском габбро-перидотитовом массиве. Улан-Удэ, 1967.
- Делицын Л.М., Мелентьев Б.Н., Делицына Л.В.* Ликвация в расплавах — зарождение, развитие, стабилизация. — Докл. АН СССР, 1974, т. 219, № 1.
- Додин Д.А., Батуев Б.Н., Митенков Г.А., Изоитко В.М.* Атлас пород и руд Норильских медно-никелевых месторождений. Л.: Недра, 1971.
- Ермаков В.А., Баженова Г.Н., Геншвфт Ю.С.* Габбро-анортозиты Камчатки — возможная модель генезиса анортозит-мангеритовой серии. — В кн.: Проблемы петрологии, т. 1. Алма-Ата: Наука, 1976.
- Ефимов А.А., Ефимова Л.П.* Кытлымский платиноносный массив. — Материалы по геол. и полезн. ископаемым Урала, вып. 13. М.: Недра, 1967.
- Зотов И.А.* Некоторые особенности взаимодействия трапповых магм Талнахских интрузий (Норильский район) с вмещающими породами. — В кн.: Очерки геологической петрологии. М.: Наука, 1976.
- Конников Э.Г.* Докембрийские формации гипербазит-базитовых интрузий Северо-Байкальского пояса. — Геол. и геофиз., 1976, № 2.
- Конников Э.Г.* О механизме расслоенности Чинейского габброидного массива (Восточная Сибирь). — Бюл. МОИП, отд. геол., 1978, № 6.
- Коржинский Д.С.* Кислотно-основное взаимодействие компонентов в силикатных расплавах и направление котектических линий. — Докл. АН СССР, 1959, т. 128, № 2.
- Ленников А.М.* Петрология Джугджурского анортозитового массива. М.: Наука, 1968.

- Лихачев А.П. О формировании Бушвельдского интрузивного комплекса и связанных с ним рудных месторождений. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 12.
- Маракушев А.А. Факторы магматической эволюции. — В кн.: Петрографические доклады. Изд-во МГУ, 1971.
- Маракушев А.А. Серпентинизация гарцбургитов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 7.
- Маракушев А.А. Геологические и физико-химические связи между метаморфизмом и магматизмом. — В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л.: Наука, 1976а.
- Маракушев А.А. Метод термодинамического расчета показателей основности горных пород и минералов. — Бюл. МОИП, отд. геол., 1976б, № 1.
- Маракушев А.А., Перчук Л.Л. Происхождение и эволюция трансмагматических и метаморфических флюидов. — В кн.: Международный геохимический конгресс. М., 1971.
- Маракушев А.А., Фролова Т.И., Яковлева Е.Б., Емельяненко П.Ф. Магматизм и земная кора. — Вестник МГУ, геол., 1977, № 1.
- Рябов В.В., Золотухин В.В. Минералы дифференцированных траппов. Новосибирск: Наука, 1977.
- Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970.
- Штейнберг Д.С., Чашухин И.С. Серпентинизация ультрабазитов. М.: Наука, 1977.
- Щека С.А. Петрология и рудоносность дунито-троктолитовых интрузий Станового хребта. М.: Наука, 1969.
- Challis G.A. High-temperature contact metamorphism at the Red Hills ultramafic intrusion, New Zealand. — J. Petrol., 1965, v. 6, N 3.
- Challis G.A., Lauder W.R. The genetic position of "alpine" type ultramafic rocks. — Bull. volcanol., 1966, t. XXIX.
- Duke J.M. Distribution of the period four transition elements among olivine, calcic clinopyroxene and mafic silicate liquid: experimental results. — J. Petrol., 1976, v. 17, part 4.
- Gancarz A.J., Albee A.L., Chodos A.A. Petrologic and mineralogic investigation of some crystalline rocks returned by the Apollo-14 mission. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1971, v. 12, N 1.
- Gelinas L., Brooks C., Trzcinski W.E. Archean variolites-quenched immiscible liquids. — Canad. J. Earth Sci., 1976, v. 13, N 2.
- Lauder W.R. The geology of some New Zealand ultramafic rocks and associated sediments and volcanics. — Pacif. Geol., 1974, N 7.
- McBirney A.R., Nakamura Y. Immiscibility in late-stage magmas of Skaergaard intrusion. — Annu Rept Dir. Geophys. Lab., Washington, 1974.
- Mottana A., Bocchio R. Superferric eklogites of the Voltri group. — Contribs Miner. and Petrol., 1975, v. 49, N 3.
- Subramanian A.P. Mineralogy and petrology of the Sittampundi complex, Salem district, Madras state, India. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1956, v. 67, N 3.
- Wager L.R., Brown G.M. Layered igneous rocks. Edinburg—London, Oliver and Boyd, 1968.
- Watson E.B. Two-liquid partition coefficients: experimental data and geochemical implications. — Contribs Miner. and Petrol., 1976, v. 56, N 1.

ВНУТРЕННЯЯ СТРУКТУРА, ГЕНЕЗИС И ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНАЯ СИСТЕМАТИКА ОСНОВНЫХ РАССЛОЕННЫХ ИНТРУЗИВОВ

Расслоенные основные и ультраосновные магматические породы относятся к числу "диковинных образований" (Полдеваарт, Таубенек, 1963), над разгадкой природы которых уже около двухсот лет бьется человеческая мысль. Под расслоенностью этих пород понимается полосчатое, нередко повторяющееся (ритмичное) чередование слоев магматических пород, состав которых может быть либо близким (например, оливиновые габбро, лишь незначительно различающиеся степенью меланократовости), либо контрастным (например, перидотит-анортозит). Чередование слоев характерно для мощных толщ магматических пород, получивших название "расслоенные серии". Оно по всем внешним морфологическим признакам подобно слоистости осадочных пород, что подчеркивалось и подчеркивается различными исследователями независимо от их представлений о генезисе подобных феноменальных геологических образований.

Для объяснения генезиса расслоенных магматических пород предложены многочисленные гипотезы, обзор которых, правда далеко не полный, был сделан А.А. Ярошевским (1970). Наибольшей популярностью пользуется гипотеза кристаллизационно-гравитационного фракционирования твердых фаз в объеме магматического расплава и их осаждения (кумуляции), слой за слоем, на дно магматической камеры или на только что осажженный перед этим кумулят. Эта гипотеза, наиболее полно выраженная в работе Л. Уэйджера и Г. Брауна (1970), очень часто и порой без какого-либо обоснования конкретным фактическим материалом применяется различными исследователями. Более того, из этой гипотезы выросло представление о расслоенных массивах как "отливках", в которых происходит кристаллизационно-гравитационная дифференциация вещества (Шарков, 1971; Михайлов и др., 1976).

Вместе с тем в расслоенных массивах установлен ряд явлений и факторов, не укладывающихся в рамки гипотезы кристаллизационно-гравитационной дифференциации магмы. Именно эти явления и факты заставляют исследователей искать иные пути решения проблемы генезиса магматической расслоенности. Так, предлагается рассматривать расслоенность как результат преобразования осадочных толщ газами-минерализаторами (Biljon, 1949; дю Тойт, 1957), как результат зонного плавления вещества (Ярошевский, 1970), как результат процессов полимеризации, протекающих в магме (Кормилицын, Мануйлова, 1972), как результат постадийного внедрения порций магмы разного состава (Лихачев, 1975 и др.).

Поиски решения проблемы основаны не только на новых явлениях и фактах, но и на четко выразившемся в последние годы кризисе гипотезы кристаллизационно-гравитационной дифференциации магмы. Вместе с тем обходится молчанием то обстоятельство, что к генезису расслоенных

массивов вполне приложима и оправдывается всей совокупностью фактов гипотеза магматического замещения, выдвинутая Д.С. Коржинским (1952) для объяснения генезиса гранитоидных пород и позднее применяемая самим автором и другими исследователями для объяснения генезиса магматических пород среднего, щелочного, основного и даже ультраосновного состава. На основе этой гипотезы нами ранее объяснялись ксенолиты апокарбонатных метасоматитов Йоко-Довырена, их приуроченность к перидотитовому горизонту центральной части массива (Гурулев, 1965), контактовые явления и связь оруденения с метасоматитами (Гурулев, Самбуев, 1967, 1968 и др.). Позднее, установив ксенолиты боковых пород в гипербазитах, контактовые метасоматические зоны (с нефритом) возле гипербазитовых массивов, мы объясняли особенности геологического строения гипербазитовых массивов явлениями магматического замещения (Гурулев и др., 1971; Гурулев, Шагжиев, 1973). Как в основных, так и в ультраосновных расслоенных (в различной степени) массивах мы подразделяли процесс магматического замещения на несколько стадий: а) стадия домагматического гидротермального метасоматоза; б) стадия магмометасоматоза (расплавного замещения); в) стадия постмагматического метасоматоза.

Вместе с тем нельзя отрицать процессов дифференциации и ликвации вещества в магматическую стадию, идущих совместно или вслед за процессами магматического замещения и проявляющихся в интрузиях, формирующихся в близповерхностных условиях. Соотношение между процессами магматического замещения и магматической дифференциации — главный вопрос в проблеме генезиса расслоенных массивов, и мы его рассмотрим на фоне характерных особенностей геологической структуры этих массивов и некоторых особенностей их геохимии.

Геологический возраст расслоенных интрузивов базит-гипербазитового состава укладывается в широкий временной диапазон — от докембрия до кайнозоя включительно. Интрузивы формируются в платформенных областях, в орогенах складчатых областей, в структурах срединноокеанических хребтов (Symes *et al.*, 1977). Приуроченность расслоенных интрузивов к различным геоструктурам свидетельствует о независимости их формирования от типов геотектонических режимов развития земной коры. Это приводит к выводу о нецелесообразности классифицировать расслоенные интрузивы исключительно на геотектонической основе.

Формирование расслоенных интрузивов в спокойной тектонической обстановке предопределяет общность их внутренней структуры. Эта общность выражена в следующем: 1) выделяются расслоенные серии, занимающие в массивах централизованное положение; 2) расслоенные серии отделены от вмещающих пород нижними, боковыми, верхними краевыми группами, которые мы далее будем называть эндоконтактовыми зонами; 3) в подошве массивов развиты зоны закалки; 4) в экзоконтактах массивов развиты зоны метасоматического изменения пород, представленные роговиками (низко- и высокотемпературными) и мигматитами основного состава; 5) в расслоенных массивах наблюдаются ксенолиты боковых пород, в различной степени преобразованные и образующие в совокупности просвечивающие структуры; 6) расслоенные

массивы сопровождаются разнообразной минерализацией (хром, никель, кобальт, медь, титан, ванадий, селен, теллур и др.), в которой обнаруживаются, хотя и не всегда, определенные связи с процессами магматического замещения, что особенно ярко проявляется в медно-никелевых сульфидных месторождениях.

Рассмотрим главные особенности внутренней структуры, генезиса и геолого-структурной систематики расслоенных интрузий.

Одной из характерных, но, к сожалению, мало освещенной в литературе, особенностью внутренней структуры расслоенных интрузивов основного состава являются просвечивающие структуры.

Просвечивающие структуры характеризуются сочетанием магматических и вмещающих пород (преобразованных в магматической камере в различные по составу метасоматиты), сохраняющих структурное положение, присущее вмещающей толще. К числу таких структур относятся: просвечивающие горизонты осадочных пород вмещающей толщи; складки, присущие вмещающей толще; несогласия в магматической расслоенности, отображающие местные или стратиграфические несогласия вмещающих толщ; совместное переслаивание магматических и вмещающих пород.

Просвечивающие структуры весьма характерны для габбро-перидотитовых массивов Северного Прибайкалья, относящихся к довыренскому интрузивному комплексу. Эти массивы приурочены к региону, характеризующемуся сложным геологическим строением (рис. 1). Несмотря на то, что регион представляет собой горно-складчатую область, габбро-перидотитовые интрузии довыренского комплекса формировались в условиях, приближенных к платформенным. Это доказывается как анализом условий формирования отдельных массивов (Гурулев, 1965), так и анализом геологической истории Байкальской горной области (Головенко, 1967).

Расслоенные массивы по геолого-структурному положению можно подразделить на две группы: а) расслоенные массивы в среднепротерозойских отложениях олокинской серии (интрузии верхнего структурного этажа) и б) массивы в нижнепротерозойских отложениях (интрузии нижнего структурного этажа). Эти группы интрузий различаются глубиной формирования, магматическим замещением различных по петрографическому и химическому составу толщ, составом магм (возможно, вследствие процессов глубинной дифференциации), что предопределяет прежде всего их различную формационную принадлежность (Гурулев, 1972; Конников, 1976), а также генетические типы оруденения, связанного с интрузиями. Общим остается тип магматического замещения, при котором в массивах трансформируются структуры вмещающих пород.

В Июко-Довыренском массиве просвечивающая структура (рис. 2) определяется по ксенолитам карбонатных пород (доломиты и известняки) и апокарбонатных метасоматитов. Ксенолиты (размером от 2–5 см до 120–150 м в поперечнике) приурочены к перидотитовому горизонту массива. Они наблюдаются также в нижней эндоконтактовой зоне, сложной полевошпатовыми перидотитами. Здесь ксенолиты, представлен-

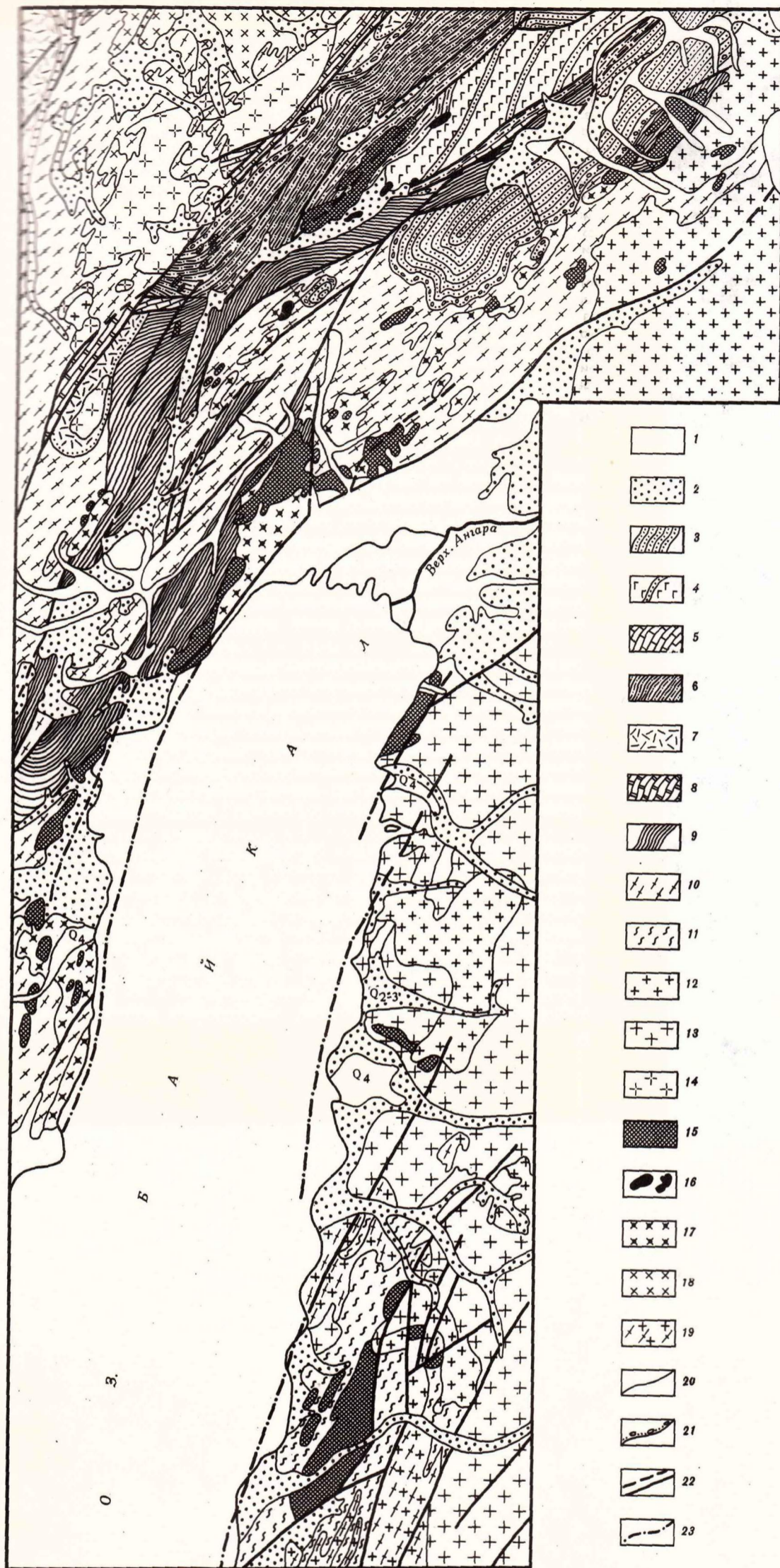


Рис. 1. Схема геологического строения Северного Прибайкалья, по Н.П. Михно, с дополнениями и изменениями автора

1-2 - четвертичная система: 1 - современные отложения, 2 - аллювиальные, ледниковые, озерные, элювиально-делювиальные отложения среднего и верхнего отделов; 3 - кембрийская система: холоднинская свита - конгломераты, гравелиты, песчаники; 4-10 - протерозойская группа: 4 - верхний протерозой: сыннырская свита - эффузивы основного и кислого состава с прослоями терригенных отложений, 5-7 - средний протерозой: 5 - итыкитская свита - известняки, доломиты, песчаники, 6 - олоkitская (и ондокская) свита - конгломераты, песчаники, углистые сланцы, филлиты, известняки, 7 - хибеленская свита - фельзиты, порфиры, туфы; 8-10 - нижний протерозой: 8 - абчадская свита - известняки, 9 - тыйская свита - песчаники, хлоритовые сланцы, известняки, кварциты, железистые кварциты, 10 - ундгарская (нюрнудуканская, харгитуйская) свита -

гнейсы, плагиогнейсы, кристаллические сланцы; 11 - архей (?) - гнейсы, кристаллические сланцы, мраморы; 12-14 - палеозойские интрузии: 12 - конкудеро-мамаканский интрузивный комплекс - граниты, граносиениты, сиениты, гранодиориты, диориты, 13 - баргузинский интрузивный комплекс - граниты, сиениты, граносиениты; 14 - мамско-оронский интрузивный комплекс - граниты; 15-18 - протерозойские интрузии: 15 - довыренский интрузивный комплекс - габбро, габбронориты, дуниты, перидотиты, пероксениты, 16 - яршинский интрузивный комплекс - гипербазиты, 17 - муйский интрузивный комплекс - плагиограниты, граниты, мигматиты, 18 - ульканский интрузивный комплекс - плагиограниты, граниты, диориты; 19 - архейская (?) интрузия: гранито-гнейсы; 20 - геологические границы; 21 - границы несогласного залегания пород; 22 - линии разрывных нарушений: предполагаемые и установленные; 23 - линии кайнозойских сбросов и взбросов под четвертичными отложениями

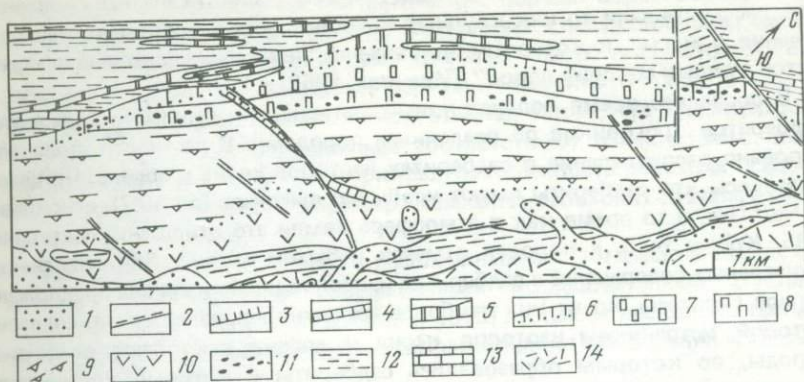


Рис. 2. Схема геологического строения центральной части Иокво-Довыренского габбро-перидотитового массива

1 — четвертичные отложения; 2 — сбросы, сбросо-сдвиги; 3 — надвиги; 4 — серпентиниты; 5 — габбро-перидотитовые силлы; 6 — нижняя эндоконтактовая зона; 7 — оливинитовый горизонт; 8 — перидотитовый горизонт; 9 — расслоенная серия; 10 — габбровый горизонт (верхняя эндоконтактовая зона); 11 — ксенолиты; 12 — сланцы; 13 — карбонатные породы; 14 — эффузивы

ные диопсидитами, обычно находятся вблизи контактов массива с горизонтом карбонатных пород ондоксской свиты. В ксенолитах обнаруживается расслоенность, трансформированная, несомненно, от замещаемых пород и залегающая в основном так же круто и с таким же простиранием, как горизонт карбонатных пород ондоксской свиты, оливинитовый горизонт и расслоенная серия. Зафиксированный по кл. Белому один небольшой ксенолит диопсидитов с иным залеганием расслоенности, возможно, фиксирует тектонический поворот блока карбонатных пород еще до интрузии.

В ксенолитах апокарбонатных метасоматитов, относящихся к формации магнезиальных скарнов, обнаруживается зональность в распределении, выраженная по латерали: ближе к контактам массива они представлены брусититами, брусит-серпентиновыми, волластонит-диопсидовыми, волластонит-монтичеллитовыми, куспидиновыми, диопсидовыми породами, в центральной части массива — пироксен-оливиновыми, шпинель-монтичеллитовыми, шпинель-форстеритовыми породами. Меняется и состав магматитов перидотитового горизонта в зависимости от состава ксенолитов.

Просвечивающую структуру образует критический горизонт Мончегорского плутона (Елисеев, 1953; Иванова, 1953). Этот горизонт состоит из тонкого переслаивания (до 23 слоев) различных норитов, пироксенитов, в том числе с сульфидной минерализацией, содержащих ксенолиты пород кровли, называемых сэдберитами, и тонкополосчатых перидотитов. Одни слои норитов характеризуются пойкилитовой структурой, в других она отсутствует. Расслоенные породы горизонта залегают согласно как с подстилающими, так и перекрывающими норитами массива, относящимися к магматическим образованиям. Наличие в критическом горизонте

ксенолитов издавна служило предметом дискуссий о генезисе горизонта. Его рассматривали то как крупный ксенолит пород кровли, то как слой течения в магме, к которому приурочено "наибольшее скопление ксенолитов чуждых массиву пород" (Иванова, 1953).

В последнее время получен новый материал по геохимии ксенолитов сэдберитов (роговиков по осадочным породам). В частности, проанализировано распределение в сэдберитах изотопов неона и аргона. При этом оказалось, что сэдбериты имеют необычно высокие (до 10,7) отношения $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$, в то время как в атмосфере Земли это отношение составляет 9,85. Кроме того, в породах отмечен избыток аргона. Для объяснения аномальных содержаний в сэдберитах изотопов неона и аргона предложено четыре гипотезы, но из них наиболее вероятной признается та, согласно которой источником изотопов неона и аргона выступают осадочные породы, по которым образовались сэдбериты и которые сорбировали изотопы древней атмосферы. "При внедрении Мончегорского плутона в эти породы атмосферные газы могли быть захвачены кристаллизующимися сэдберитами" (Верховский, Шуколюков, 1975).

Аномальные содержания изотопов неона и аргона в сэдберитах, согласное структурное положение сэдберитов в критическом горизонте и, наконец, согласное положение самого критического горизонта среди расчлененных пород плутона — все это позволяет вполне обоснованно рассматривать критический горизонт Мончегорского плутона как просвечивающую структуру, в которой трансформированы структурные элементы вмещающей толщи, а также остались ксенолиты, преобразованные в сэдбериты и перидотиты.

Описание просвечивающей структуры, правда, без подробной петрографической характеристики ксенолитных пород, дают В.В. Золотухин и Ю.Р. Васильев (1967) в трапповой интрузии Норильск-II. В одной из апофиз интрузии по ручью Ивакина они отмечают "огромное количество брекчированных и оплавленных ксенолитов, представленных главным образом 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" (с. 39). Количество ксенолитов в дайке-апофизе интрузии Норильск-II достигает 50% объема магматической камеры.

В Бушвельдском расслоенном массиве просвечивающие структуры фиксировались в виде ксенолитов боковых пород, расположенных в определенных пластах магматических пород, либо в виде структурного "упирания" пластов магматических пород в пласты осадочных (Biljon, 1949). Систематизировав подобные, в основном структурные факты, Бильдзон (Biljon, 1949) пришел, в свое время, к выводу о том, что

определенные расслоенные магматические породы образовались по соответствующим пластам осадочных. Он намечал 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 хромититовый и платиновый горизонты Бушвельда соответствуют известковым пластам преторийской свиты. Он подчеркивал постепенность перехода осадочных пород в магматические. Например, кварциты переходят сначала в фельзиты, а затем в нориты.

Структурная сопряженность расслоенных магматических пород с осадочными подтверждена современными исследователями Бушвельда (Уиллемз, 1973; Камерон, Десборо, 1973). Укажем несколько примеров из этого массива, подтверждающих правомерность выделения и здесь просвечивающих структур.

Бушвельдский массив, в его расслоенной части, расчленяется на Базальную, Критическую, Главную и Верхнюю зоны. В Базальной зоне выделена подзона хендриксплаатского норита, которая в Восточном Трансваале замещается смельтерскопскими кварцитами. "Эта подзона характеризуется многочисленными ксенолитами карбонатных пород и кварцитов. В карбонатных породах появляется большое разнообразие метаморфических минералов, например: оливина, монтичеллита, акерманита, диопсида, фассаита, апатита, шпинели, граната, ксантофиллита, везувиана" (Уиллемз, 1973, с. 11).

В различных частях Бушвельдского лополита у контакта его с вмещающими отложениями отмечаются ксенолиты "кварцитов в изверженных породах комплекса вдоль линии простираия отдельных кварцитовых горизонтов трансваальской системы" (Уиллемз, 1973, с. 11). Ксенолиты вмещающих пород установлены также в хромитовых пластах (Камерон, Десборо, 1973).

К числу просвечивающих структур относятся складки, фиксирующиеся в расслоенных породах. В северобайкальских массивах складки установлены главным образом в массивах нижнего структурного этажа, размещенных в сложноскладчатых отложениях нижнего протерозоя. Мелкие складки в габброидах часто встречаются в Нюрундуканском массиве (рис. 3), но они не всегда несут генетическую информацию, поскольку не сопровождаются ксенолитами. Их генезис тоже объясним с позиций магматического замещения, которое здесь прошло наиболее интенсивно.

К просвечивающим структурам мы относим складки, образованные магматическими породами с участием ксенолитов вмещающих пород.

Наиболее яркий пример подобной структуры дает Чайский массив, в котором установлено центриклинальное окончание синклинали складки. Складка выявляется как по трахитоидности габброидов, так и по форме ксенолитов и слоистости ксенолитных (сланцевых) пород (рис. 4). Шарнир складки склоняется к северо-востоку под углами 40–65°.

Подобные складки фиксировались также в Нюрундуканском массиве. В верховьях ручья Б. Душкачанка среди габбро-норитов, обладающих трахитоидностью, вскрывается тело лейкократовых роговообманковых габбро, содержащих мелкие ксенолиты аплитовидных гранитов, по кото-



Рис. 3. Замок складки в габброидах Нюрундуканского массива

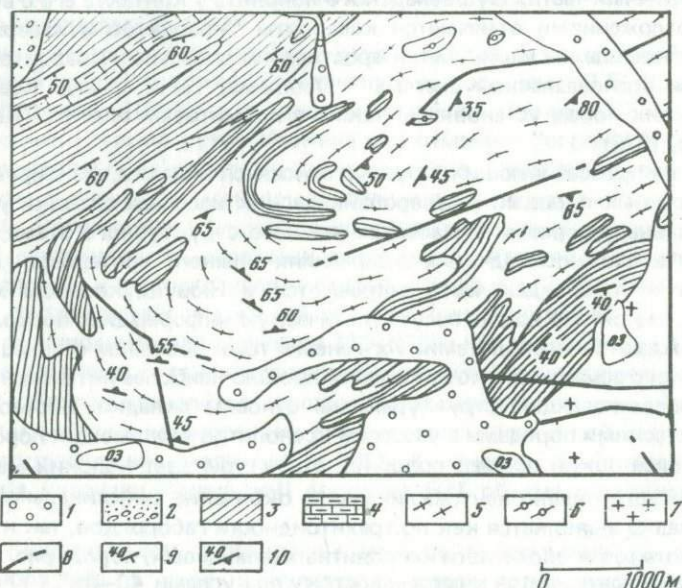


Рис. 4. Центриклинальное окончание складки в породах Чайского массива

1 — современные отложения; 2 — холоднинская свита — конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты; 3—4 — унгдарская свита: 3 — кристаллические сланцы, 4 — карбонатные сланцы; 5 — габброиды; 6' — перидотиты; 7 — граниты; 8 — разрывные нарушения; 9 — элементы залегания слоистости; 10 — элементы залегания расчлененности и трахитоидности

рым можно определить, что лейкогаббро образовались в результате замещения гранитов. Лейкогаббро приурочены к ядру антиклинальной складки со сложными по конфигурации крыльями (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, изоклиная. Ось складки простирается по аз. СВ 30–40°. Северо-западное крыло складки 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, 1973). Складчатые формы отмечаются в расслоенных породах многих основных и ультраосновных массивов (Елисеев, 1953; 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 Чаи и Левое Огиендо, 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 Нюрун дуканском массиве, по ручью Средний Бракочекар, в роговообманковых габбро фиксируется маломощное, согласное с трахитоидностью габбро тело гранитов, с контактов замещенное лейкократовыми габбро. Здесь же в габбро наблюдается выклинивающийся пласт очковых гнейсов, характерных для унгарской 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 простиранию" (Уиллемз, 1973, с. 11). В Скергаардском массиве, в расслоенной серии и верхней эндоконтактной зоне, отмечаются ксенолиты кислых гнейсов вмещающей толщи. Кроме этого, здесь же "установлены параллельные расслоенности прожилки средних и кислых пород, которые считаются продуктами переплавления и гибридизации материала серых гнейсов" (Уэйджер, Браун, 1970, с. 141).

В Чинейском габброидном массиве (хр. Удокан) ксенолиты доломитов и аподоломитовых метасоматитов образуют просвечивающую структуру, сочленяясь структурно с горизонтами доломитов вмещающей толщи (Конников, 1978), при этом в массиве строго выдерживается структурная согласованность ксенолитов с расслоенностью и трахитоидностью интрузивных пород. Такая же структурная согласованность обильных ксенолитов ороговикованных вмещающих пород с трахитоидностью и полосча-

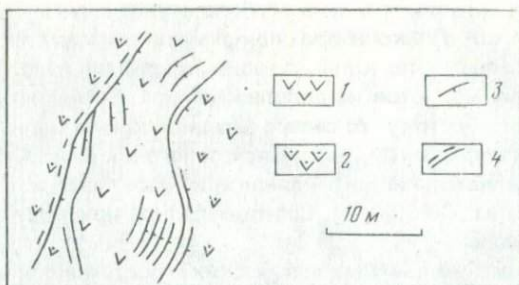


Рис. 5. Складка в габброидах Ньюрундуканского массива

1 — лейкократовые габбро; 2 — мезократовые габбро; 3 — залегание расчлененности; 4 — разрывные нарушения

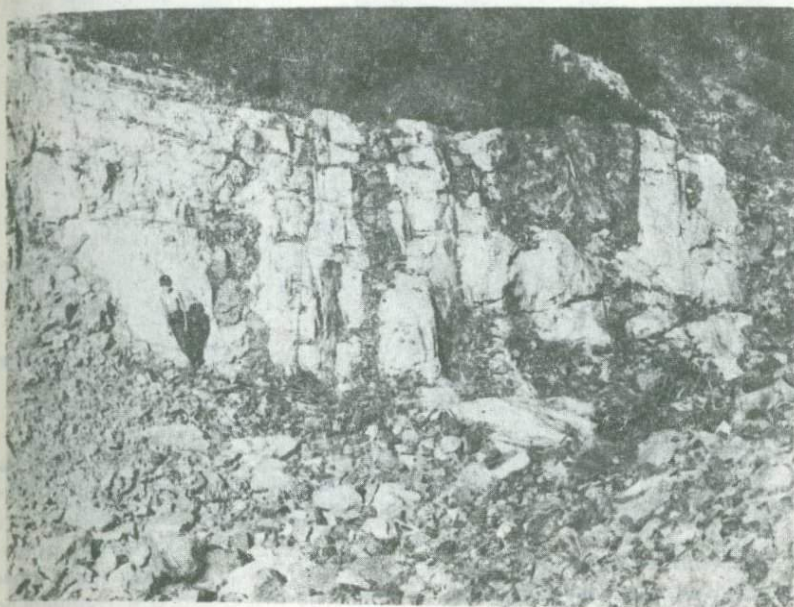
тостью интрузивных пород характерна для Кизирского габброидного массива в Восточном Саяне (Поляков и др., 1974).

Просвечивающие структуры создаются в процессе замещения вмещающих пород, когда от них остаются ксенолиты, группирующиеся в рои и определяющие просвечивающие структуры. Местами ксенолиты весьма обильны, местами их меньше. Причины неравномерного распределения ксенолитов казалось бы петрографически одинаковых вмещающих пород не всегда ясны и ждут объяснения. Следует лишь подчеркнуть то обстоятельство, что отдельные рои ксенолитов, расположенных весьма сближенно и сохраняющих первоначальное структурное положение (рис. 6), но не образующих просвечивающую структуру, тоже представляют значительный интерес для объяснения генезиса расслоенных и трахитоидных магматических пород.

Для объяснения происхождения расслоенных пород и просвечивающих в них структур весьма важным фактом является непосредственный переход расслоенности или директивной структуры ксенолита в расслоенность и трахитоидность магматических пород. Такие переходы установлены во многих массивах. Так, возле шпинель-монтичеллитовых и шпинель-форстеритовых ксенолитов в Июко-Довыренском массиве включающие эти ксенолиты дуниты и перидотиты часто содержат шпинель, зерна которой располагаются цепочками, которые структурно продолжают полоски шпинели в ксенолите. В Ньюрундуканском массиве ксенолиты гнейсовидных гнейсо-гранитов размещены в габбро-лабрадоритах, причем трахитоидность последних наследуется от гнейсовидности, а полоски, обогащенные пироксеном, обычно располагаются на продолжении полосок гнейсо-гранита, обогащенных слюдами. В этом же массиве роговообманковые меланократовые габбро, включающие ксенолиты нижнепротерозойских амфиболитов, наследуют от них трахитоидность (рис. 7). Во всех указанных примерах магматические породы сохраняют от ксенолитов структурные элементы, хотя, как правило, они отличаются крупнозернистостью, значительным ростом кристаллов.

К категории просвечивающих структур следует относить, на наш взгляд, также структурные несогласия, фиксирующиеся в расслоенных

А



Б



Рис. 6. Рои ксенолитов в габброидах Нюрндуканского массива
А — общий вид обнажения; Б — фрагмент обнажения

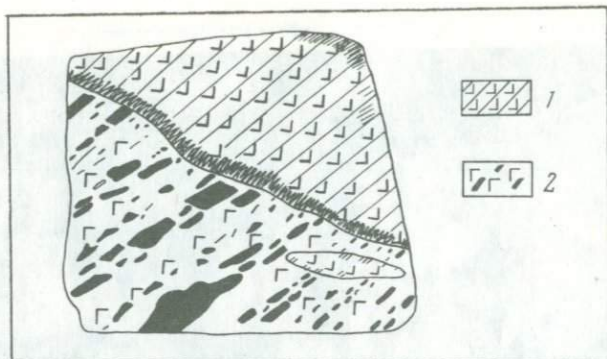


Рис. 7. Унаследованные сланцеватости амфиболитов (1) трахитоидностью рогово-обманковых габбро (2). Нюрундуканский массив

породах. Так, в Иоко-Довыренском массиве в низах расслоенной серии, перекрывающей перидотитовый горизонт, наблюдаются косослоистые пачки магматических пород (рис. 8). Аналогичные косослоистые магматиты характерны, например, для Скергаардского массива (Уэйджер, Браун, 1970). Однако наиболее поразительными следует признать несогласия в расслоенных породах, фиксируемые в горизонте Меренского в Бушвельдском массиве и известные здесь под названием "рытвин" и "кочек". "Рытвины" — блюдцеобразные прогибы, "кочки" — куполообразные поднятия рифа Меренского. Они развиты на всем протяжении рифа, встречаясь в хромитовых пластах верхней, средней и нижней групп рифа. Иногда они отмечаются в вышележащем рифе Бастрад. Ниже "рытвин" и "кочек" в разрезе расслоенных пород не отмечаются соответственные синклинальные или антиклинальные структуры. Несколько отличается разрез нижней части рифа Меренского 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 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" длинной осью ориентированы по напластованию (Каузинс, 1973).

"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-

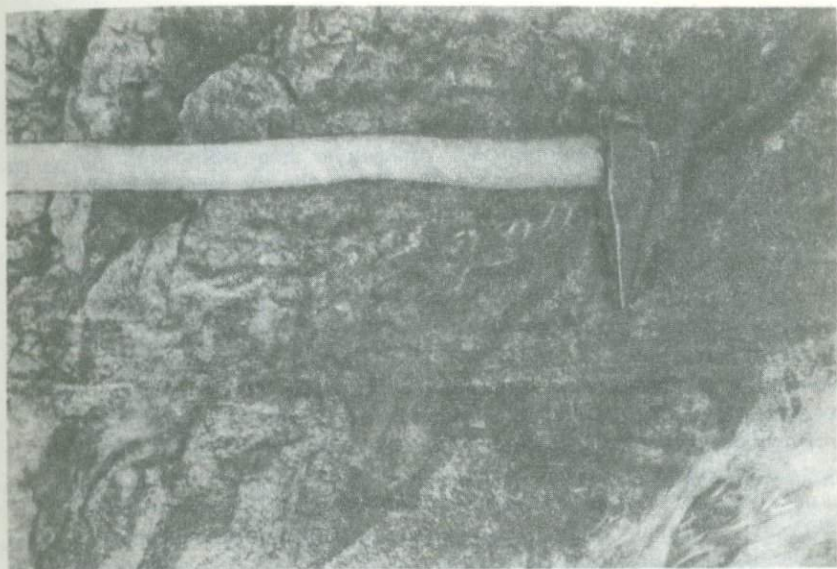


Рис. 8. Косая слоистость в оливиновых габбро. Иско-Довыренский массив

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 кварцитов и конгломератов мощностью 3—6 м. В-третьих, в толще Магалисберг кварцитовый горизонт, перекрывающий сланцы и перекрытый сланцами, мергелями и известняками, содержит пачки косослоистых осадков и очень часто расщепляется по простираению на 3—4 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.

Близки по форме к "рытвинам" и "кочкам" структуры промыва (промоины, желоба, каналы промыва), установленные в ряде расслоенных интрузивов (Гренландия, Австралия). Для этих структур характерно несогласное перекрытие пачек горизонтальнослоистых пород другими пачками в такой же степени расслоенных магматических пород. В некоторых расслоенных интрузивах, например в интрузии Калка (Централь-

ная Австралия), структуры промыва и горизонтальнослоистые ритмы наблюдаются совместно со структурами оползания, вдавливания, а также со знаками ряби и косою слоистостью (Goode, 1976), т.е. со всем комплексом структур, характерных для осадочных пород. Применяя к этим структурам терминологию, присущую для осадочной петрографии, Гуд (Goode, 1976) пытается объяснить происхождение магматических слоев в столь необычном сочетании не гравитацией кумулуса, а его отложением из турбулентных и ламинарных потоков магмы, а порою из порций застойной магмы. Однако это объяснение встречает серьезное возражение, поскольку наиболее часто эти структуры выражены в расслоенных породах анортитовой серии, главным кумулятом в которых выступает плагиоклаз, равновесный в гравитационном отношении расплаву или даже легкий по сравнению с ним, способный вследствие этого удерживаться в расплаве в виде взвеси или даже всплывать.

К просвечивающим структурам мы относим также следующие структуры в расслоенных породах, наблюдаемые, правда, очень редко. В Нюрндуканском массиве закартированы лейкократовые роговообманковые габбро, включающие ксенолиты нижнепротерозойских гранитов и залегающие в виде кососекущего тела в нормально-расслоенных габбро и габбро-норитах. Контакты этого тела лейкократовых габбро интерпретированы в качестве просвечивающей структуры, отображающей интрузивный контакт тела нижнепротерозойских гранитов. На этом контакте наблюдаются маломощные ответвления от лейкократовых габбро в слоистые габбро и габбро-нориты (рис. 9), которые представляют собой трансформированные жилы гранита, ответвлявшиеся от главного тела.

Среди расслоенных магматических пород тех массивов, которые залегают в Северном Прибайкалье в нижнепротерозойских отложениях, встречаются сочленяющиеся блоки разноориентированных расслоенных пород, между которыми нет каких-либо трещин (рис. 10). Габброиды блоков представляют единый монолит. Подобное сочленение блоков расслоенных пород мы объясняем трансформацией в магматической породе тектонически нарушенных до внедрения магмы блоков вмещающей толщи. Подобные блоки разноориентированных расслоенных пород известны, например, в Скергаардском массиве, где происхождение их объясняется эрозионными явлениями в магматической камере и сползанием их со стороны краевых частей камеры (Уэйджер, Браун, 1970).

Просвечивающие структуры в расслоенных габброидных и габбро-перидотитовых массивах относятся к числу интереснейших геологических образований, несущих, на наш взгляд, большую генетическую информацию.

Характерной особенностью рассматриваемых массивов являются, конечно, сами расслоенные породы, которые составляют в массивах расслоенные серии. Эти серии и привлекают наибольшее внимание исследователей. Поскольку подобные серии в различных массивах неоднократно описывались, мы обратим внимание на некоторые их особенности, не всегда попадающие в поле зрения исследователей.

Расслоенные серии отделены от контактов с вмещающими породами эндоконтактовыми зонами (Wager, Deer, 1939; Wager e.a., 1957; Уэйджер,

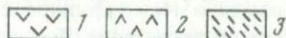
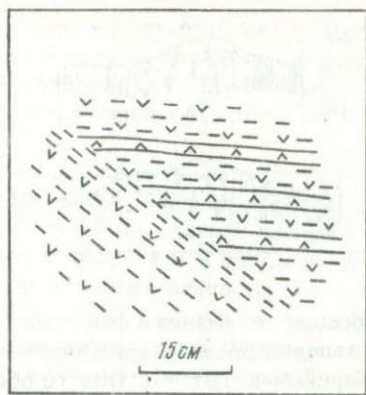
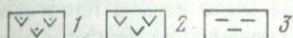
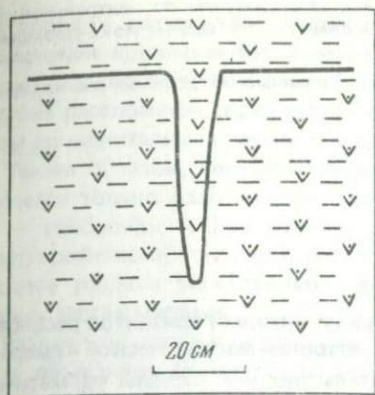


Рис. 9. Апофиза лейкократового габбро (2) в мезократовом габбро. В породах выражена трахитоидность (3). Нюрундуканский массив

Рис. 10. Блоковое строение полосчатых трахитоидных габбро

1 — трахитоидные роговообманковые габбро; 2 — лейкократовые габбро; 3 — трахитоидность. Нюрундуканский массив

Браун, 1970; Михайлов и др., 1976; и др.). Обычно принято считать, что 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). Действительно, в целом ряде расслоенных массивов наблюдаются именно такие соотношения между ультрабазитами и габброидами. Но все-таки выдавать это за правило нельзя. Есть столь же много массивов, в которых разрезы расслоенных серий не подчиняются такой закономерности. Обратимся к примерам.

В Июко-Довыренском массиве наиболее полный разрез расслоенных пород вскрывается в его центральной, наиболее мощной части, где он представлен (снизу) оливинитовым (600 м), перидотитовым (550 м) горизонтами и собственно расслоенной серией (2000 м)¹. Оливинитовый и перидотитовый горизонты в направлении краевых частей массива выклиниваются, и далее разрез расслоенных пород массива представлен только собственно расслоенной серией, состоящей здесь из переслаивания габброидов (рис. 11). Более того, прослеживание некоторых пластов габброидов расслоенной серии из северо-восточной части массива в направлении центральной показывает, что эти пласты сочленяются с аналогичными пластами и собственно расслоенной серией (2000 м)¹. Оливинитовый и Все это говорит о том, что разрез расслоенной толщи зависит от того, какую часть разреза вмещающей толщи он структурно представляет в силу процессов магматического замещения. Одновременно в этом приме-

¹ Выделяемый ранее (Гурулев, 1965) выше расслоенной серии габбровый горизонт (400 м) следует относить к верхней эндоконтактной зоне.

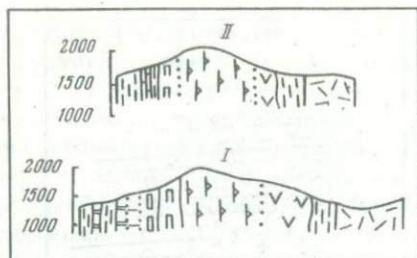


Рис. 11. Разрезы по центральной (I) и краевой (II) частям Июко-Довыренского массива

Условные обозначения см. на рис. 2

ре обращает внимание и факт выклинивания нижних горизонтов расслоенных пород и полная независимость их от подошвы магматической камеры. Подчеркнем в связи с этим то обстоятельство, что склоны магматической камеры в Июко-Довыренской интрузии были весьма пологими ($5-10^\circ$), что должно было бы способствовать осаждению наиболее магнезиальных пород по всей поверхности дна камеры.

Разрезы ряда расслоенных массивов нижнего структурного этажа в Северном Прибайкалье (Нюрундуканского, Чайского, Гасан-Дякитского, Холоднинского и др.) начинаются с габброидов, и ультраосновные породы в них появляются в виде ксеногенных блоков. В некоторых участках этих массивов вообще нет оливиновых пород, и прямо почти от самой подошвы массива начинаются переслаивающиеся друг с другом габбро и габбро-нориты.

В Алтае-Саянской складчатой области расслоенные основные интрузии, принадлежащие нескольким интрузивным комплексам, различаются разрезами расслоенных пород: в одних преобладают ультраосновные породы, в других — лейкократовые габбро и анортозиты, в третьих — диориты и кислые дифференциаты. Все это заставляет исследователей говорить о гомодромной и антидромной дифференциации магмы и связывать различия в стратиграфических разрезах расслоенных серий с глубиной эрозионного среза (Немцович, 1974), хотя совершенно не исключена, как и в Северном Прибайкалье, зависимость разрезов расслоенных серий от разрезов и литологии замещаемых пород.

Иногда наблюдаются в разрезах расслоенных серий различия в так называемой скрытой расслоенности (Михайлов и др., 1976). В этом отношении наиболее характерен, на наш взгляд, пример разрезов лополита Садбери в его различных частях. По данным Налдретта и др. (Naldrett et al., 1970), например, железистость гиперстенов из кварцевых норитов основания лополита сильно изменчива в разных частях его (не выше 0,37 ат. % в одних и до 0,48 ат. % в других). Незакономерные вариации в составе расслоенных серий и составе минералов из пород этих серий отмечаются и в других массивах. Например, в массиве Кейп-Эдвард-Холм (Восточная Гренландия) по разрезу расслоенной серии снизу сначала увеличивается железистость авгита, затем она уменьшается и снова возрастает к верхам серии. Почти так же меняется состав плагиоклаза — его основность сначала уменьшается, затем резко увеличивается и вновь уменьшается к верхам серии (Уэйджер, Браун, 1970, с. 420). И подобные изменения в химиз-

ме пород и минералов расслоенных серий встречаются часто. Для их объяснения привлекаются причины, порой идущие вразрез с гипотезами о генезисе расслоенности. Например, Л. Уэйджер и Г. Браун аномалии в составе расслоенной серии вышеуказанного массива объяснили поступлением дополнительных порций магмы.

Таким образом, нельзя утверждать, что в расслоенных интрузиях проявляется только один тип расслоенности (внизу — ультрамафиты, сверху — габброиды). Для этих интрузий характерны самые разные типы стратиграфических разрезов расслоенных серий. Даже в одном и том же массиве разрезы расслоенных серий могут существенно различаться в разных частях массива.

Различия в стратиграфических разрезах расслоенных массивов могут быть объяснены двумя причинами: 1) влиянием замещенных боковых пород и 2) интенсивностью замещения. Влияние боковых пород достаточно хорошо видно на примере различий в стратиграфических разрезах Иоко-Довыренского массива. Оно сказывается, несомненно, в лополите Садбери, который в южной части контактирует с алевроитопесчаными отложениями гуронской супергруппы, а в северной — с архейскими гранитами.

Интенсивность магматического замещения проявляется как в последовательном изменении ксенолитов вмещающих пород, так и в фациальной изменчивости слоев, пачек, горизонтов магматических пород по латерали. В Иоко-Довыренском массиве перидотитовый горизонт сложен перидотитами ближе к контактам массива, а в центральной части он состоит из энстатитовых дунитов, в которых содержание пироксена не поднимается выше 15% по объему. Латеральную расслоенность магматических пород отмечает, например, В.Ф. Смолькин (1974) в расслоенном Пильгуярвинском интрузиве (Печенга), где перидотиты переходят по латерали в верлиты, а габбро и пироксениты — в однородные габбро. В упоминавшейся интрузии Калка (Австралия) фациальность пород по латерали выражена изменением в них соотношения между пироксеном и плагиоклазом (Goode, 1976).

Расслоенные серии отделены от вмещающих пород эндоконтактовыми зонами. Выделяются нижняя, боковые и верхняя зоны. Генезис их, на наш взгляд, различен; особенно это касается нижней и верхней зон.

Мощность нижней эндоконтактовой зоны в ряде массивов имеет близкие значения: в Бушвельде и Скергаарде — 60—80 м (Уэйджер, Браун, 1970), в Иоко-Довырене — 100—120 м. Эта зона конформна подошве массивов. От пород расслоенных серий ее отличают следующие признаки: породы этой зоны кислее пород расслоенной серии, они несут явные признаки гибридности, выражающиеся в развитии ксенолитов боковых пород, в присутствии минералов, появление которых предопределено контактами магмы материалом боковых пород. В Иоко-Довыренском массиве эта зона сложена полевошпатовыми перидотитами и оливиновыми габбро-норитами, содержащими всегда, кроме плагиоклаза, магнезиальный биотит.

В нижней эндоконтактовой зоне отсутствуют расслоенные породы. Она сочленяется с породами расслоенной серии постепенными переходами.

Например, в Иоко-Довыренском массиве из пород постепенно исчезают плагиоклаз и биотит и полевошпатовые перидотиты, и оливиновые габбро-нориты переходят в перидотиты оливинитового или перидотитового горизонтов, а в краевых частях массива — в оливиновые габбро и габбро-нориты собственно расслоенной серии.

Нижние эндоконтактовые зоны переходят постепенно в породы габбро-перидотитовых силлов, отходящих от массива в боковые породы. Такие силлы наиболее хорошо выражены в Бушвельдском и Иоко-Довыренском массивах. Мощность силлов, например в Иоко-Довырене, максимальна (до 150 м) вблизи центральной части массива, где они и сочленены с ним, и минимальна в краевых частях массива. Так же меняется состав силлов: габбро-перидотитовые в центральной части, габбро-диабазовые в краевых. Силлы по ряду признаков сходны с никеленосными трапповыми интрузиями Норильского района (Гурулев, 1965). В лежащих боках как силлов, так и нижней эндоконтактовой зоны обнаруживаются зоны закалки, представленные габбро-диабазами и диабазовыми порфиритами.

В силлах, сопровождающих Иоко-Довыренский массив, установлены ксенолиты сланцев, сохраняющих согласованность своих структурных элементов со структурами вмещающей толщи (рис. 12).

Следует сказать, что нижняя эндоконтактовая зона, как, впрочем, и верхняя, и силлы-сателлиты наблюдаются не у всех массивов. Так, они отсутствуют у массивов нижнего структурного этажа в Северном Прибайкалье, у Мончегорского плутона. В некоторых массивах при отсутствии эндоконтактовых зон развиты своеобразные сателлитные интрузии, сопровождающие главный массив. Например, в Садбери развита формация приподошвенных норитов, несущая медно-никелевое оруденение. Все это, вероятно, говорит о глубине формирования интрузий. Во всяком случае, с этим признаком увязывается и ряд других черт расслоенных интрузий.

Силлы могут представлять и самостоятельные интрузии, развивающиеся в платформенных условиях и внедряющиеся в чехол платформенных отложений в условиях малой глубины (трапповые интрузии Сибирской платформы, интрузии долеритов Карру и др.). Эти интрузии тоже относятся к типу расслоенных, хотя в них типично расслоенные серии пород не всегда проявлены.

Верхняя эндоконтактовая зона в расслоенных массивах обычно мощнее нижней. Правда, существуют разногласия относительно того, какие породы включать в верхнюю эндоконтактовую зону. Так, Л. Уэйджер и Г. Браун (1970) в Скергаарде относят к верхней краевой группе слоистые породы мощностью около 2 км. С этим нельзя согласиться хотя бы потому, что здесь не установлена кровля массива. В Бушвельде к верхней эндоконтактовой зоне следует относить, по-видимому, красный гранит, венчающий этот массив и имеющий мощность около 2,5 км (д-р Тойт, 1957). В Садбери в эту зону следует включать микропегматиты, в Иоко-Довырене — верхний габбровый горизонт.

Верхняя эндоконтактовая зона Иоко-Довыренского массива, мощностью до 400 м, сложена преимущественно офитовыми габбро, среди которых встречаются кварцсодержащие разновидности, а также диориты с калишпатом (Грудинин, 1965). Общий состав пород зоны существенно

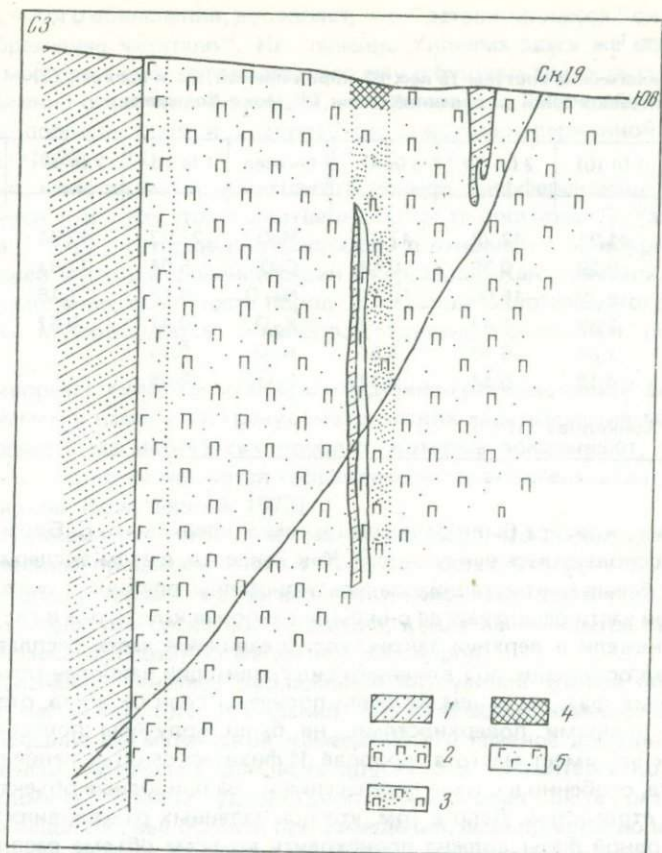


Рис. 12. Ксенолиты сланцев в нижней эндоконтактовой зоне Июко-Довыренского массива

1 — сланцы; 2 — перидотиты; 3 — перидотиты с вкрапленным оруденением; 4 — зона окисления; 5 — габбро-диабазы и офитовые габбро

кислее пород нижней эндоконтактовой зоны и тем более пород расслоенной серии (табл. 1). На наш взгляд, средний состав пород этой зоны должен быть корреляционно связан с составами пород нижней эндоконтактовой зоны, составом расслоенной серии и замещенных магмой вмещающих толщ.

Расслоенные магматические породы в настоящее время привлекают внимание исследователей и как источники ценных промышленных видов сырья, и как природные объекты, генезис которых еще не раскрыт. В вопросе их генезиса наибольшим вниманием сейчас пользуется гипотеза кристаллизационно-гравитационной дифференциации магмы, развитая с максимальной полнотой Л. Уэйджером и Г. Брауном (1970). Однако в настоящее время эта гипотеза, как универсальная для всего разнообразия расслоенных массивов, переживает серьезный кризис.

Таблица 1

Средние химические составы (в вес. %) пород нижней (1) и верхней (3) эндоконтактных зон и расслоенной серии (2) Иокко-Довырена

Окисел	1 (n-16)	2 (n-19) *	3 (n-4)	Окисел	1 (n-16)	2 (n-19)*	3 (n-4)
SiO ₂	41,91	47,78	47,92	MgO	27,73	12,91	8,20
TiO ₂	0,29	0,36	0,44	CaO	5,04	11,83	12,05
Al ₂ O ₃	6,79	15,08	18,70	Na ₂ O	0,44	1,16	0,80
Fe ₂ O ₃	3,68	1,47	1,22	K ₂ O	0,41	0,67	1,41
FeO	7,65	6,13	5,55	H ₂ O	5,15	—	0,08
MnO	0,18	0,14	0,12	P ₂ O ₅	0,05	—	0,03

* По Э.Г. Конникову (1976).

Причины кризиса были заложены в том эксперименте Г. Боузена, на котором и основывалась вся гипотеза. Как известно, в этом эксперименте из расплава базальта кристаллизовались кристаллы оливина и осаждались в придонной части расплава, где они были наиболее крупными и где их было больше, нежели в верхней закристаллизовавшейся части расплава. Опыт доказывал осаждение под влиянием сил гравитации наиболее тяжелых кумулятивных фаз, но в нем не были получены слои базальта, отделенные четкими ровными поверхностями, не были получены повторяющиеся слои, как это имеет место в природе. И физическое объяснение результатов опыта, особенно в случае перенесения их на природные объекты, не отличалось строгостью. Дело в том, что при заданных рТ-условиях кристаллизация одной фазы должна происходить во всем объеме расплава. Она должна была приводить к существенному изменению остаточного расплава, уже не способного вновь выделить ту же фазу. Следовательно, расплав при кристаллизации не может даже повторить образование ранее выделившейся кумулятивной фазы, а не только многократно, вновь и вновь, это произвести, как это требует природная обстановка.

Гипотеза кристаллизационно-гравитационной дифференциации магмы не может объяснить вышерассмотренные просвечивающие структуры, ксенолиты вмещающих пород в хромититах, где единственная кумулятивная фаза — хромит, особенности расслоенных серий и эндоконтактных зон. Особенно наглядно кризисное положение видно на примере исследователей Бушвельдского лополита. Ранее выдвинутые Бильдхоном (Bildjon, 1949) факты структурного сочленения магматических пород с осадочными сейчас рассматриваются как краеугольные, без объяснения которых не может быть признана правомерной любая гипотеза (Камерон, Десборо, 1973). Уиллемз, который ранее (Willemse, 1959, 1964) рассматривал расслоенные породы с точки зрения кумуляции вещества из расплава, теперь (1973) декларирует, что кристаллы выделяются на пологих краях магматического резервуара и затем с ксенолитами вмещающих пород переносятся конвективными турбулентными потоками, но, чувствуя

слабость такого объяснения, добавляет, что "детали процесса" он оставляет "воображению читателя". Не случайно Уиллемз здесь же вспоминает горного мастера, некогда говорившего ему о бушвельдских ритмитах как об изверженно-осадочной формации, и полагает, что "может быть, следует изменить порядок слов и говорить об осадочно-изверженной породе" (Уиллемз, 1973, с. 24).

Кризис кристаллизационно-гравитационной дифференциации магмы проявляется и в том, что не подтверждаются те прогнозы Л. Уэйджера и Г. Брауна (1970), которые они высказали в отношении не вскрытой эрозией нижней части расслоенной серии Скергаарда. Как показали позднейшие исследования, основность пород к подошве Скергаардского массива не только не повышается, а наоборот, заметно понижается (McBirney, 1975).

Противоречат гипотезе кристаллизационно-гравитационной дифференциации магмы и измерения гранулометрических характеристик минералов в расслоенных магматических породах, которые показывают, что зерна разных минералов не являются гидравлически эквивалентными (Шарков, 1972; Шарков, Васьковский, 1973).

Кризис рассматриваемой гипотезы не означает, что приложимость ее к магматическим процессам должна быть полностью отвергнута. Процессы дифференциации вещества в магматических системах проявляются, но они не имеют столь универсального значения, какое им придается при объяснении генезиса расслоенных магматических пород.

К объяснению генезиса расслоенных интрузивов вполне приложима гипотеза магматического замещения. Магматическое замещение обеспечивает создание магматической камеры. И это главное достоинство данной гипотезы, поскольку для всех других это обстоятельство остается неразрешимым. Вполне удовлетворительно может быть разрешен и вопрос о веществе, выносимом при замещении, если принять во внимание, что значительная часть вещества при замещении остается на месте и входит в состав магматических пород. Выносятся в экзоконтакты, особенно в верхнюю эндоконтактовую зону, лишь компоненты, неустойчивые в режиме замещения.

Магматическое замещение, на наш взгляд, распадается в своей начальной фазе на две стадии, имеющие самостоятельное значение: а) доагматический гидротермальный метасоматоз и б) магмометасоматоз. Проявление первой стадии выражается в образовании экзоконтактовых пород, в преобразовании ксенолитов. Гидротермальный метасоматоз доагматической стадии вызывает трансмагматическими растворами. Физико-химические основы этих процессов разработаны Д.С. Коржинским.

Гидротермальный метасоматоз подготавливает замещаемые породы к магмометасоматозу (расплавному замещению). Проявление этой стадии доказывается целым рядом геологических фактов, из которых можно указать, например, на приближение состава ксенолитов к составу магматических пород, на развитие среди мигматитов, образующихся по вмещающим породам, типично магматических пород.

Вероятность проявления магмометасоматоза доказывается экспериментально. Например, в опытах Л.Н. Овчинникова и В.Г. Максенкова

(1962) по взаимодействию сухого базальтового расплава с известняком установлена диффузия компонентов расплава в известняк с образованием контактовых продуктов взаимодействия и одновременно встречная диффузия компонентов известняка в расплав с изменением состава расплава.

Магмометасоматоз предопределяет сохранение в расплаве структурно-текстурных черт замещаемых пород. Можно предполагать, что эта способность у расплавов сохраняется вблизи температуры кристаллизации и связана с жидко-кристаллическим его состоянием. Подобное состояние известно по экспериментам над базальтовыми расплавами и получило название "кристаллизационной памяти". "Вследствие склонности силикатных расплавов к перегреву в них даже после расплавления и нагрева выше температуры 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). Подобное состояние расплава, когда он сохраняет структуру твердого вещества, предлагается назвать структурированным. "Кристаллизационная память", т.е. состояние структурированности, у базальтовых расплавов сохраняется в температурном интервале от 1100 до 1300–1400°C, выше этого температурного интервала происходит гомогенизация расплава и исчезновение структурированности (Хан и др., 1969).

Способность расплавов к структурированию объясняет образование слоистых магматических пород в результате замещения магмой осадочных пород. Магматическое замещение сопровождается процессами дифференциации вещества, вызванными гравитационным или кристаллизационно-гравитационным механизмом. Укажем несколько примеров.

В расслоенной серии Иоко-Довырена встречаются жлообразные, линзовидные и изометричные тела мономинеральных анортозитов, состоящих из битовнита (табл. 2). Эти тела, включенные обычно в оливиновые габбро, должны рассматриваться как застывшие расплавные пузыри, продвигавшиеся в структурированном магматическом расплаве по направлению к кровле магматической камеры, так как этих тел особенно много вблизи верхнего контакта расслоенной серии. Движение таких пузырей происходило в результате диффузии их вещества. Кроме расплавных пузырей, осуществлялся вынос материала в верхнюю эндоконтактовую зону и в газовой фазе. Вынос из расплава отработанных продуктов взаимодействия расплава с твердым веществом в виде газовых пузырей подтвержден экспериментально (Жабин, Попов, 1971). Дифференциация вещества в результате проявления гравитационных сил подчинялась принципу Людвига—Соре—Вантгофа (Белянкин, 1958; Григорьев, 1964).

Кристаллизационно-гравитационное осаждение из расплава минералов проявлялось при кристаллизации неструктурированного расплава, который существовал в нижней эндоконтактовой зоне и в сопровождающих силлах. Это выражается в скоплении кристаллов оливина и сульфидов у нижних контактов силлов и, наоборот, в увеличении количества кристаллов плагиоклаза к кровле силлов.

Дифференциация вещества приводила, особенно в близповерхностных интрузиях, к отделению (ликвации) рудно-силикатных и рудных расплавов.

Таблица 2

Химический состав (в вес.%) плагиоклазов из включений в расслоенной серии*

Окисел	№ пробы		Окисел	№ пробы	
	3193	4033		3193	4033
SiO ₂	46,73	46,64	K ₂ O	0,19	0,05
Al ₂ O ₃	33,22	33,36	П.п.п.	0,12	0,94
Fe ₂ O ₃	0,66	0,72	Сумма	100,11	99,99
MgO	0,32	0,36	Ап	85,8	86,5
CaO	16,73	16,49	Аб	14,1	13,5
Na ₂ O	1,54	1,43	Ог	0,1	—

* Анализы выполнены в химической лаборатории Геологического института Бурятского филиала СО АН СССР, аналитик Н.Н. Гурулева.

Внутренняя структура расслоенных массивов, особенно тех, где расслоенная серия отделена от вмещающих пород эндоконтактовыми зонами, формировалась не только под влиянием процессов магматического замещения, но и под влиянием режима кристаллизации.

Кристаллизация в магматической камере начиналась не с краевых частей, как это, например, рассматривается в представлениях о расслоенных массивах как о гигантских "отливках" (Михайлов и др., 1976), а с центральных частей, где расплав был уже освобожден прошедшими процессами замещения от материала вмещающих пород и был по составу наиболее магнезиальным.

На вероятность именно такого механизма кристаллизации в магматических камерах указывал, например, Кеннеди (1957, с. 508), полагавший, 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".

После кристаллизации расслоенной серии эндоконтактовые зоны находились в состоянии расплава. Причем этот расплав был, на наш взгляд, дефрагментирован в результате наметившейся тенденции его к ретроградному вскипанию (Николаев, Доливо-Добровольский, 1961; Кутателадзе, 1970), что определялось насыщенностью эндоконтактовых зон и силлов материалом вмещающих пород. Этим и объясняется отсутствие типично расслоенных магматических пород в эндоконтактовых зонах и силлах. Неструктурированность расплава способствовала проявлению процессов дифференциации и ликвации вещества.

Поздняя кристаллизация эндоконтактовых зон по сравнению с расслоенной серией приводила к тому, что создавались обособленные магма-

тические камеры в нижней и верхней зонах некогда единой магматической камеры. Эти вторичные магматические камеры функционировали неодинаково. Сначала кристаллизовалась нижняя эндоконтактовая зона. Ее кристаллизация начиналась с образования зон закалки, с осаднения и аккумуляции кристаллов оливина и сульфидов у нижних контактов. При кристаллизации происходило отделение растворов, которые производили локальную серпентинизацию пород расслоенной серии. Возможно, именно с этим этапом связаны отчасти гидротермальные преобразования в крупных карбонатных ксенолитах, а также отмечавшаяся ранее бруситизация перидотитового горизонта.

Верхняя эндоконтактовая зона, состав расплава в которой был значительно кислее, а в некоторых массивах соответствовал гранитному, завершала процесс кристаллизации магматической камеры. В связи с изменением состава расплава в верхней эндоконтактовой зоне в сторону значительного его раскисления можно признать, что верхняя зона является метамагматической, в понимании Д.С. Коржинского (1973).

Развитие расслоенных интрузий не зависит от геотектонических условий. Анализ внутренней структуры массивов указывает на то, что формирование магматических камер определялось глубиной их заложения. На признаке глубинности и основана предлагаемая классификация интрузий (табл. 3).

К первому типу относятся близповерхностные интрузии, обычно представленные маломощными силлами, в благоприятных вмещающих породах сопровождающиеся залежами медно-никелевых руд ликвационного типа (интрузии Норильского района). Для интрузий характерны ксенолиты, преобразованные в роговики и скарны. Расслоение в магматических породах выражено не всегда отчетливо, но интрузии тем не менее относятся к расслоенным, поскольку по их разрезу наблюдается изменение состава пород. Для никеленосных интрузий обязательно присутствие такситовых габбро-долеритов, содержащих ксенолиты пикритовых габбро-долеритов и оруденелых. Такситовые габбро-долериты представляют собой эндоконтактовую зону, ретроградно вскипевшую при перенасыщении ее материалом боковых пород. Кроме ликвационных залежей и вкрапленного оруденения, в такситовых габбро-долеритах проявляется постмагматическое оруденение в виде сульфидных секущих жил.

Второй тип представлен мощными расслоенными интрузиями, сопровождающимися силлами в подошве. В интрузиях обнаруживаются признаки гипабиссального формирования, выраженные в развитии зон закалки на нижних контактах массивов и сателлитных силлов, в низкотемпературном ороговиковании и офикальцитизации вмещающих пород. В интрузиях имеют место как "висячие" залежи в расслоенных сериях, так и эндоконтактовое придонное оруденение, образовавшееся при ликвации расплава в нижней эндоконтактовой зоне и в силлах.

Третий тип интрузий представлен лополитом Садбери, в котором все сульфидное оруденение, не считая офсетных даек, сосредоточено в сопровождающих лополит малых интрузиях приподошвенной формации.

Четвертый тип расслоенных интрузий представлен лополитами, обнаруживающими признаки абиссального формирования. В этом типе плох

Таблица 3

Классификация расслоенных интрузий

Признак	I	II	III	IV	V
Форма	Силлы, хонолиты, лополиты	Лополиты, лакколиты, сателлитные силлы	Лополиты, сателлитные малые интрузии	Лополиты, лакколиты	Этмолиты
Размеры	Длина—сотни м, первые км; мощность—десятки, сотни м	Длина — десятки и сотни км; мощность — десятки км	Длина — десятки км; мощность — км	Длина — первые десятки км; мощность — первые км	Длина — десятки км; мощность — первые км
Расслоенная серия	Отсутствует	Выражена	Выражена	Выражена	Выражена
Нижняя эндоконтактная зона	Выражена	Выражена	Отсутствует	Отсутствует	Отсутствует
Верхняя эндоконтактная зона	Отсутствует	Выражена	Выражена	Отсутствует	Отсутствует
Домагматический метасоматоз	Проявлен хорошо	Проявлен хорошо	Проявлен слабо	Проявлен слабо	Проявлен слабо
Магмометасоматоз	Проявлен слабо	Проявлен хорошо	Проявлен хорошо	Проявлен хорошо	Проявлен хорошо
Дифференциация вещества	Проявлена хорошо	Проявлена хорошо	Проявлена хорошо	Отсутствует	Отсутствует
Ликвация	Проявлена хорошо	Проявлена	Отсутствует	Отсутствует	Отсутствует
Околоконтактные изменения	Низкотемпературное ороговикование, скарнирование	Низкотемпературное ороговикование, скарнирование	Высокотемпературное ороговикование	Высокотемпературное ороговикование	Высокотемпературное ороговикование, мигматизация
Преобразование ксенолитов	Роговики, скарны	Роговики, скарны	Пироксены	Пироксены, перидотиты	Пироксены, перидотиты
Оруденение расслоенных пород ("висячие" залежи)	Отсутствует	Залежи сульфидов, хромитов, титаномагнетитов	Отсутствует	Залежи сульфидов	Залежи титаномагнетитов
Оруденение донных частей магматической камсы	Залежи сульфидов	Залежи сульфидов	Залежи сульфидов	Отсутствует	Отсутствует

Таблица 3 (окончание)

Признак	I	II	III	IV	V
Оруденение постмагматического этапа	Жилы сульфидов	Жилы сульфидов, габбро-пегматитов	Отсутствует	Жилы габбро-пегматитов	Отсутствует
Глубина формирования интрузий	Приповерхностные, до 10 км	Гипабиссальные, 10—20 км	Гипабиссальные, 10—20 км	Абиссальные, 20—30 км	Абиссальные, 20—30 км
Примеры интрузий	Трапповая провинция Сибирской платформы, долериты Карру (Африка)	Бушвельд, Скергаард, Иокко-До-вырен	Садбери	Мончегорский, Стилуотер, Маскокк	Интрузии платиноносного пояса Урала, нижнего структурного этажа Северного Прибайкалья, Воронежского щита

выражена или даже вовсе отсутствует нижняя эндоконтактная зона. Оруденение представлено "висячими" залежами и оруденелыми габбро-пегматитами.

Пятый тип расслоенных интрузий по ряду признаков относится к образованиям абиссальной зоны. Он развит в складчатых областях, где расслоенные интрузии формируются в результате магматического замещения сложного по литологическим признакам субстрата, обычно представленного метаморфическими толщами, прорванными интрузиями ортоамфиболитов, гранитов, гипербазитов. В силу последнего обстоятельства в этом типе интрузий могут встречаться руды, характерные для иных магматических формаций (например, для гипербазитов — хромиты и др.).

Систематика расслоенных основных интрузий показывает достаточную их сложность, значительную зависимость петрофациального и формационного типа прежде всего от состава и свойств вмещающих пород, подвергавшихся магматическому замещению, от интенсивности процессов замещения, глубины формирования магматических камер. Для каждого типа расслоенных интрузий может быть выработан свой комплекс поисковых признаков, указывающих на вероятность проявления определенных структурно-морфологических типов оруденения.

Литература

- Белянкин Д.С. Избранные труды, т.2. М.: Изд-во АН СССР, 1958.
 Верховский А.Б., Шуколюков Ю.А. О возможном присутствии в сэдберитах Мончегорского плутона первичного неона Земли. — Докл. АН СССР, 1975, т. 222, № 3.

- Головенко В.К. О платформенном типе в развитии Байкальской горной области. — Сов. геол., 1967, № 12.
- Григорьев Д.П. Опыт систематики и терминологии элементарных процессов магматической дифференциации. — Сб., посв. акад. Д.С. Белянкину. М.: Изд-во АН СССР, 1964.
- Грудинин М.И. Петрография Нюрундуканского и Довыренского габбро-перидотитовых массивов (Северное Прибайкалье). — В кн.: Петрография Восточной Сибири, т.3. М.: Наука, 1965.
- Гурулев С.А. Геология и условия формирования Иокко-Довыренского габбро-перидотитового массива. М.: Наука, 1965.
- Гурулев С.А. О формационной принадлежности интрузий довыренского комплекса. — Зап. Забайк. фил. Геогр. о-ва СССР, вып. 75. Чита, 1972.
- Гурулев С.А., Самбуев К.С. Магматическое замещение в Чайском габбро-перидотитовом массиве. Улан-Удэ, 1967.
- Гурулев С.А., Самбуев К.С. Мигматиты пироксенитов в Чайском габбро-перидотитовом массиве. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 3.
- Гурулев С.А., Самбуев К.С., Шагжиев К.Ш. Метасоматическая зональность северного окончания Шаманского массива. — В кн.: Минералого-геохимические очерки Забайкалья. Улан-Удэ, 1971.
- Гурулев С.А., Шагжиев К.Ш. Геология и условия образования Парамского месторождения нефрита в В.Сибири. — В кн.: Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов. М.: Наука, 1973.
- Дю Тойт А.Л. Геология Южной Африки. М.: ИЛ, 1957.
- Елисеев Н.А. Мончегорский плутон. — В кн.: Ультраосновные и основные интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения Мончи. М.: Изд-во АН СССР, 1953.
- Жабин А.Г., Попов В.С. Эксперимент по взаимодействию базальтового расплава со сплошными сульфидными рудами. — Геол. рудн. месторожд., 1977, № 4.
- Золотухин В.В., Васильев Ю.Р. Особенности механизма образования рудоносных трапповых интрузий северо-запада Сибирской платформы. М.: Наука, 1967.
- Иванова Т.Н. Структура массива Нюд-Поаз (Монче-Тундра). — В кн.: Ультраосновные и основные интрузии и медно-никелевые месторождения Мончи. М.: Изд-во АН СССР, 1953.
- Камерон Ю.Н., Десборо Д.А. Условия залегания и особенности хромитовых месторождений восточной части Бушвельдского комплекса. — В кн.: Магматические рудные месторождения. М.: Недра, 1973.
- Каулинс К.А. Риф Меренского в изверженном комплексе Бушвельд. — В кн.: Магматические рудные месторождения. М.: Недра, 1973.
- Кеннеди Д. О роли воды в магме. — В кн.: Земная кора. М.: ИЛ, 1957.
- Конников Э.Г. Докембрийские формации гипербазит-базитовых интрузий Северо-Байкальского пояса. — Геол. и геофиз., 1976 № 2.
- Конников Э.Г. О способе формирования Чинейского габбро-норитового плутона. — Докл. АН СССР, 1978, т. 238, № 6.
- Коржинский Д.С. Гранитизация как магматическое замещение. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 2.
- Коржинский Д.С. Метамагматические процессы. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 12.
- Коржинский Д.С., Перцев Н.Н., Зотов И.А. Экскурсия на габбро-перидотит-дунитовые массивы Северного Прибайкалья. — Геол. рудн. месторожд., 1976, т. XVIII, № 3.
- Кормилицын В.С., Мануйлова М.М. Неоднородности в составе и строении магматических пород и их генетическое значение. — Зап. Всес. минерал. о-ва. 1972, ч. 101, вып. 1.
- Кутателадзе С.С. Основы теории теплообмена. Новосибирск: Наука, 1970.
- Лихачев А.П. О формировании Бушвельдского интрузивного комплекса и связанных с ним рудных месторождений. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 12.
- Михайлов Н.П., Шарков Е.В., Орлов Д.М. Петрология и рудоносность стратиформных (расслоенных) мафит-ультрамафитовых интрузий. — В кн.: Магматизм и эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1976.

- Немцович В.М.* Структура расслоенных основных интрузий Алтае-Саянской складчатой области. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Сибири, т. II. Томск, 1974.
- Николаев В.А., Доливо-Добровольский В.В.* Основы теории процессов магматизма и метаморфизма. М.: Госгеолтехиздат, 1961.
- Овчинников Л.Н., Максенов В.Г.* Экспериментальное изучение контактовых процессов. — В кн.: Экспериментальные исследования в области глубинных процессов. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
- Полдварт А., Таубенек В.* Расслоенные интрузии. — Труды XXI Междунар. геол. конгр., вып. II. М.: ИЛ, 1963.
- Поляков Г.В., Кривенко А.П., Орлов Д.М., Федосеев Г.С., Балыкин П.А.* Дифференцированные габбровые интрузии каледонид Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1974.
- Смолюкин В.Ф.* Расслоенность рудоносного Пильгуйярвинского интрузива основных и ультраосновных пород (Печенга). — В кн.: Петрология, минералогия и геохимия. Апатиты: изд. Кольского фил. АН СССР, 1974.
- Тейлор Х.П., Нобл Д.А.* Происхождение ультраосновных комплексов Юго-Восточной Азии. — Труды XXI Междунар. геол. конгр., вып. II. М.: ИЛ, 1963.
- Уиллемз Д.* Геология Бушвельдского комплекса — крупнейшего вместилища магматических рудных месторождений мира. — В кн.: Магматические рудные месторождения. М.: Недра, 1973.
- Уэйджер Л., Браун Г.* Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970.
- Хан Б.Х., Быков И.И., Кораблин В.П., Ладохин С.В.* Затвердевание и кристаллизация каменного литья. Киев: Наукова думка, 1969.
- Шарков Е.В.* Ритмичная слоистость в расслоенных интрузиях и механизм ее формирования. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 12.
- Шарков Е.В.* Некоторые гранулометрические характеристики пород расслоенных интрузий. — Зап. Всес. минерал. о-ва, 1972, ч. 101, вып. 6.
- 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.
- Ярошевский А.А.* О происхождении ритмических структур изверженных горных пород. — Геохимия, 1970, № 5.
- Biljon S.* The transformation of the Pretoria Series in the Bushveld complex. — Trans. Geol. Soc. S. Afr., 1949, v. LII.
- Goode A.D.T.* Sedimentary structures and magma current velocities in the Kalka Layered Intrusion, central Australia. — J. Petrol., 1976, v. 17, N 4.
- McBirney A.* Differentiation of the Skaergaard intrusion. — Nature, 1975, v. 253.
- Naldrett A.J., Bray J.G., Gasparrini E.L., Podolsky T., Pucklidge J.C.* Crisp variation and the petrology of the Sudbury nickel irruptive. — Econ. Geol. (Repr.), 1970, v. 65, N 2.
- Symes R.F., Bevan J.C., Hutchison R.* Phase chemistry studies on gabbro and peridotite rocks from Site 334, DSDP Leg 37. — Init. Repts Deep Sea Drill. Proj., v. 37. Washington, D.C., 1977.
- Wager L.R., Deer W.A.* Geological investigations in East Greenland. pt III. The petrology of the Skaergaard intrusion, Kangerdlugssuaq, East Greenland, 1939, v. 105, N 4.
- Wager L.R., Vinsent E.A., Smales A.A.* Sulphides in the Skaergaard intrusion, East Greenland. — Econ. Geol., 1957, v. 52, N 8.
- Willmerse J.* The floor of the Bushveld Igneous complex and its relationships, with special reference to the Eastern Transvaal. — Proc. Geol. Soc. S. Afr., 1959, N 62.
- Willmerse J.* Brief outline of the geology of the Bushveld Igneous complex. — Geol. Soc. S. Afr., 1964, N 2.

МЕТАМАГМАТИЧЕСКАЯ СУЛЬФУРИЗАЦИЯ В ГАББРОИДАХ

Сульфидное медно-никелевое оруденение в габброидах и траппах возникло частью в магматическую, частью в постмагматическую стадию. Постмагматические сульфиды узнаются по метасоматическим структурам замещения ими силикатов и магнетита породы. Сульфиды магматической стадии узнаются в особенности по каплеобразным их выделениям в породе. Неравномерное распределение в интрузии магматических (ликвационных) сульфидов и частая их приуроченность к неоднородным такситовым и пегматоидным разностям интрузивных пород приводят к предположению об их образовании в результате метамагматической сульфуризации, т.е. сульфуризации магмы под воздействием потока трансмагматических флюидов. Постмагматическая метасоматическая сульфуризация железосодержащих минералов вызывается тем, что кристаллизация магмы и охлаждение флюидов сопровождаются возрастанием кислотности магматогенных флюидов в результате конденсации их кислотных компонентов. Согласно гипотезе метамагматической дегазации, подъем и охлаждение трансмагматических флюидов также сопровождается повышением их кислотности, т.е. повышение кислотности и магматогенных флюидов, связанное с их охлаждением и конденсацией, начинается еще в магматическую стадию (Коржинский, 1973, 1976а, б, 1977). При этом повышается активность кислотных компонентов флюида и, в частности, сероводорода, что может привести к связыванию железа магмы в сульфид, расплав которого может выделиться в виде сульфидных капель.

С породами основного состава — габброидами и долеритами — бывают связаны руды двух типов. В одних случаях это титаномагнетитовое оруденение, в других — сульфидное, хотя известны и переходные случаи совмещения в одном массиве этих двух типов оруденения. Возникает вопрос, чем отличаются основные породы, несущие титаномагнетитовое оруденение, от таковых с сульфидным оруденением. Несомненное значение здесь должна иметь кислотность магмы и равновесных с ней трансмагматических флюидов, так как для менее щелочных флюидов легче достигнуть той степени кислотности, которая нужна для сульфуризации магмы. Это соображение подкрепляется тем, что сульфидное оруденение не бывает связанным или во всяком случае не характерно для щелочных габброидов. В частности, сульфидное оруденение не бывает связано с анортозитами, для которых весьма характерно титаномагнетитовое оруденение. Повышенная щелочность анортозитов видна из обычной связи их с сиенитами и чарнокитами.

Вместе с тем кислотность-щелочность трансмагматических флюидов должна определять котектические составы магмы. Действительно, в силу кислотно-основного взаимодействия компонентов магмы и флюида повышение их щелочности приводит к повышению валовых коэффициентов активности всех более сильных оснований, что повышает температуры их кристаллизации и сдвигает котектические составы в сторону более слабых

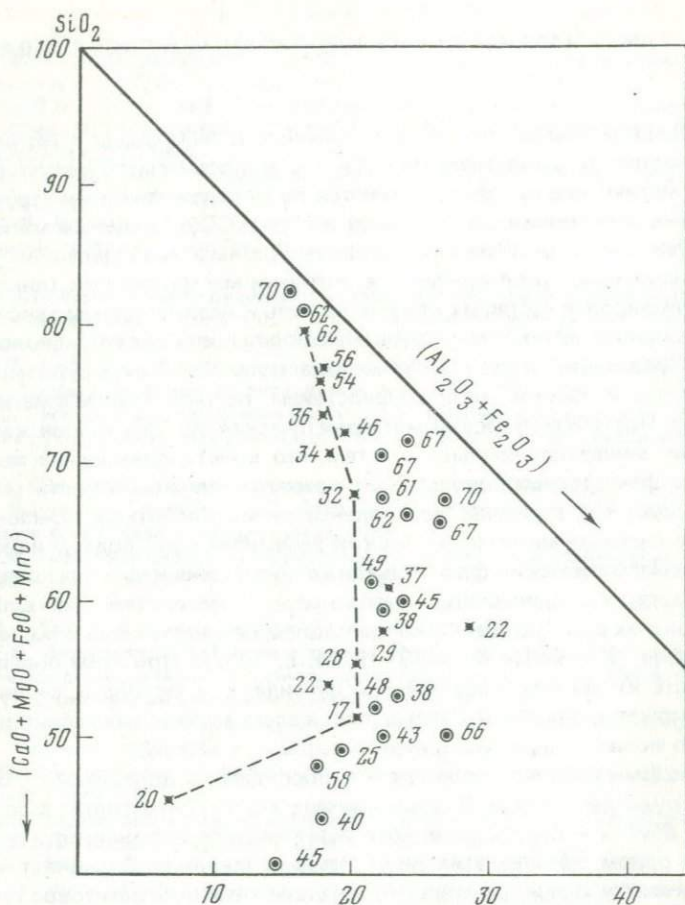


Рис. 1. Диаграмма соотношения содержаний трех групп компонентов (SiO_2 , $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$ и $\text{CaO} + \text{MgO} + \text{FeO} + \text{MnO}$) и индекс щелочно-метальности для интрузивных пород разного состава

Пояснения см. в тексте

оснований и кислотных компонентов, соотношение которых является обратным при повышении кислотности среды (Коржинский, 1959, 19766).

В этом отношении интересна диаграмма рис. 1. На ней дано соотношение в магматических породах весовых количеств трех групп компонентов: кремнезема — амфотерных окислов ($\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$) — сильных двухвалентных оснований ($\text{CaO} + \text{MgO} + \text{FeO} + \text{MnO}$). Нанесены все средние составы магматических пород из справочника (Wedepohl, 1969). Крестиками обозначены составы пород "нормальной щелочности", ряда перидотит—габбро—диорит—гранодиорит—гранит. Пунктиром проведена средняя линия этой серии составов. Точками с кружками обозначены сос-

тавы пород повышенной щелочности (как сиениты, монциты и пр.) и составы собственно щелочных пород. Цифры около точек представляют индекс щелочно-метальности: $a = 100 (K_2O + Na_2O) / Al_2O_3$. На этой диаграмме видна замечательная закономерность: составы пород повышенной щелочно-метальности лежат все правее линии пород нормальной щелочности, т.е. они оказываются обедненными основными компонентами, если сравнивать породы с одинаковым содержанием кремнезема. Может показаться парадоксальным, что щелочные породы оказываются в целом менее основными, чем породы нормальной щелочности. Исключением являются анортозиты, средний состав которых лежит в поле сугубо щелочных пород, но индекс щелочности ($a = 22$) отвечает породам нормальной щелочности. Как мы уже отметили, анортозиты по своей частой ассоциации с сиенитами входят в формацию пород повышенной щелочности.

Из диаграммы рис. 1 можно сделать вывод, что средние составы магматических пород приближаются к эвтектическим и котектическим и что эти составы существенно зависят от щелочно-метальности среды. В большинстве случаев можно говорить о выплавлении магм под воздействием флюидов, кислотность-щелочность которых существенно определялась концентрацией в них окислов щелочных металлов — натрия и калия.

Диаграмма рис. 2 представляет увеличенную вырезку из диаграммы рис. 1, с пунктирной ломаной линией, повторяющей таковую для пород нормальной щелочности рис. 1. Точками нанесены составы габброидных пород массивов, несущих медно-никелевое сульфидное оруденение, а точками с кружками — габброидов из массивов Среднего Урала, несущих титаномагнетитовое оруденение. Для упрощения автор ограничился габброидами, содержащими не менее 47,0 вес. % SiO_2 . Цифры около точек обозначают, как и на рис. 1, индекс щелочно-метальности. Точки с буквой Д представляют составы габброидов Иокко-Довыренского массива Северного Прибайкалья (Гурулев, 1965; Конников, 1976), с буквой Т — габброиды Талнахского массива, Норильск (Золотухин и др., 1975), с буквой М — Мончегорского массива, Кольский полуостров (Козлов, 1973 — табл. 1, средние анализы 12 и 18), С — нориты Садбери, Канада (Scheiderhöhn, 1958). Точки с кружками и буквой У обозначают составы габброидов с содержанием $SiO_2 \geq 47,0$ вес. % из массивов габбропироксенит-дунитового пояса Среднего Урала, несущих титаномагнетитовое оруденение, именно из массивов Денежкина Камня, Кумбинского, Кытлымского, Тагильского (Воробьева и др., 1962; Ефимов, Ефимова, 1967).

Диаграмма рис. 2 показывает, что габброиды уральских массивов с титаномагнетитовым оруденением расположены в поле пород повышенной щелочности, явно более высокой, чем габброиды массивов с сульфидным оруденением. Вместе с тем индексы щелочно-метальности обнаруживают большой разброс, в отличие от рис. 1, хотя в среднем они все же выше в правой части диаграммы, чем в левой. Этот разброс в отношении щелочно-метальности можно объяснить тем, что щелочность-кислотность расплава, определяющая котектические составы кристаллизующейся магмы, зависит не только от щелочно-метальнос-

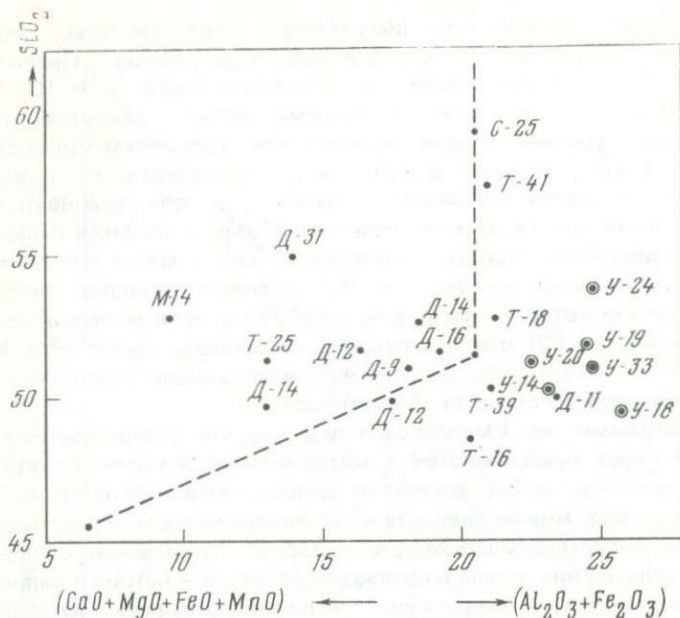


Рис. 2. Фрагмент диаграммы рис. 1 с составами габброидов при содержании $\text{SiO}_2 \geq 47,0$ вес. %

Буквенные обозначения см. в тексте

ти расплава и флюида, но и от концентрации летучих кислотных компонентов флюида и расплава, как H_2S , HCl , HF , CO_2 и пр. Габброиды с сульфидным оруденением возникли из более кислотной магмы, чем габброиды с титаномагнетитовым оруденением, причем эта повышенная кислотность связана как с пониженной щелочно-метальностью, так и с повышенной концентрацией подвижных (летучих) кислотных компонентов во флюиде. Разброс значений щелочно-метальности на рис. 2, вероятно, отчасти объясняется использованием наряду со средними анализами ряда единичных анализов пород, которые, возможно, являются внекотектическими дифференциатами или постмагматически измененными.

Таким образом, общая кислотность-щелочность магмы зависит от нескольких взаимодействующих параметров. Содержание в магме инертных двувалентных оснований определяет ее основность, а содержание кремнезема — ее кремнекислотность. Кислотность-щелочность магмы зависит также от активности подвижных компонентов магмы и воздействующего на нее флюида, чем определяются котектические и эвтектические составы магмы. Это, с одной стороны, активность щелочных металлов, определяющая "щелочно-метальность" магмы, а с другой стороны, активность летучих кислотных компонентов флюида ("флюидная кислотность").

Сульфуризация магмы с ликвационным отделением сульфидов предполагалась рядом авторов. Для Норильских месторождений источник серы указывался во вмещающих или подстилающих на глубине осадочных породах (Урванцев, 1973). Для Мончетундры и Садбери такой источник невероятен, и тут допускается глубинный источник серы.

Очень странным представляется нижеследующее возражение против гипотезы сульфуризации, поддерживаемое в книге Р.Л. Стантона (Stanton, 1972). Утверждается, что "сульфуризация оливина при высокой температуре и давлении неизбежно ведет к образованию большого количества магнетита согласно реакции: $4\text{FeMgSiO}_4 + \text{S} = \text{FeS} + \text{Fe}_3\text{O}_4 + 4\text{MgSiO}_3$. Ортопироксен в форме $(\text{Mg, Fe})\text{SiO}_3$ предположительно должен реагировать аналогичным образом..." (Stanton, 1972, с. 348). То обстоятельство, что сульфиды не сопровождаются достаточным количеством магнетита, рассматривается Р.Л. Стантоном как возражение против гипотезы сульфуризации. Однако это возражение полностью отпадает, если допускать воздействие на магму не элементарной серы, а сероводорода, что гораздо более вероятно, т.е. следует рассматривать реакции типа: $\text{FeMgSiO}_4 + \text{H}_2\text{S} = \text{FeS} + \text{MgSiO}_3 + \text{H}_2\text{O}$, $\text{FeSiO}_3 + \text{H}_2\text{S} = \text{FeS} + \text{SiO}_2 + \text{H}_2\text{O}$. Эти реакции совершаются как в магме, с группами молекул, так и позднее метасоматически. Замещается сульфидами также и магнетит, однако эта реакция совершается более вяло, так как тормозится выделением кислорода.

Итак, сульфидному оруденению в габброидных и трапповых массивах благоприятствуют два рассмотренных выше фактора. Во-первых, пониженная щелочность пород массива, которая проявляется как в пониженном содержании щелочных металлов, так и в котектических составах пород. Именно, породы менее щелочные при равной кремнекислотности оказываются более основными, т.е. обогащенными двувалентными основаниями. Во-вторых, воздействие трансмагматических потоков флюидов. Воздействие это проявляется в интенсивных контактовых процессах магматического замещения, метасоматизма и перекристаллизации боковых пород. Потоки эти воздействуют на магму неравномерно и, кроме неравномерной сульфуризации магмы, вызывают также неравномерную метамагматическую дебазификацию ее с образованием такситовых и пегматоидных разностей пород.

Автор сознает, что высказанные в статье соображения очень схематичны и требуют гораздо более систематического обоснования.

Л и т е р а т у р а

- Воробьева О.А., Самойлова Н.В., Свешникова Е.В. Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 65.
- Гурулев С.А. Геология и условия формирования Июко-Довыренского габбро-перидотитового массива. М.: Наука, 1965.
- Ефимов А.А., Ефимова Л.П. Кытлымский платиноносный массив. — Материалы по геол. и полезн. ископаемым Урала, вып. 13. М.: Недра, 1967.
- Золотухин В.В., Рябов В.В., Васильев Ю.Р., Шатков В.А. Петрология Талнахской рудоносной дифференцированной трапповой интрузии. Новосибирск: Наука, 1975.
- Козлов Е.К. Естественные ряды пород никеленосных интрузий и их металлогения (на примере Кольского полуострова). Л.: Наука, 1973.

- Конников Э.Г.* Докембрийские формации гипербазит-базитовых интрузий Северо-Байкальского пояса. — Геол. и геофиз., 1976, № 2.
- Коржинский Д.С.* Кислотно-основное взаимодействие компонентов в силикатных расплавах и направление котектических линий. — Докл. АН СССР, 1959, т. 128, № 2.
- Коржинский Д.С.* Метамагматические процессы. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 12.
- Коржинский Д.С.* Кислотно-основное взаимодействие магмы с трансмагматическими флюидами. — Междун. геол. конгресс, XXV сессия: Докл. сов. геологов. Т. "Геохимия, минералогия, петрология". М.: Наука, 1976а.
- Коржинский Д.С.* Трансмагматические флюиды и магматическое замещение. — В кн.: Петрография, ч. I. Изд-во МГУ, 1976б.
- Коржинский Д.С.* Взаимодействие магмы с трансмагматическими флюидами. — Зап. Всес. Минерал. о-ва, 1977, № 2.
- Урванцев Н.Н.* Генетические особенности формирования медно-никелевых месторождений. Норильск как основа поисковых прогнозов. — Геол. и геофиз., 1973, № 1.
- Schneiderhöhn H.* Die Erzlagerstätten der Erde. Bd 1. Die Erzlagerstätten der Frühkristallization. Stuttgart, 1958.
- Stanton R.L.* Ore petrology. McGraw-Hill, 1972.
- Wedepohl K.H.* Handbook of geochemistry, v. 1. Springer Verl., 1969.

МАГМАТИЧЕСКОЕ ЗАМЕЩЕНИЕ В КОНТАКТАХ СУЛЬФИДОНОСНЫХ ТРАППОВЫХ ИНТРУЗИЙ

В литературе распространено мнение о недонасыщенности флюидами сульфидоносных магм трапповых интрузий Норильского района, по крайней мере, в момент внедрения расплавов. Такое представление складывается из того, что в контактах рассматриваемых интрузивов не были установлены метасоматиты магматической стадии (Туровцев, 1972; Юдина, Степанов, 1973; Золотухин и др., 1975), а контактовый метаморфизм вмещающих интрузивных пород, как предполагают (Туровцев, 1970; Золотухин и др., 1975), имел кондуктивный характер с участием флюидов, выделившихся при дегазации прогреваемых осадочных пород. В.В. Золотухин с коллегами допускают, что остаточные порции расплавов консолидировавшихся интрузий, представленные такситовыми габбро-долеритами, были насыщены летучими.

Между тем предшествующие исследователи (Годлевский, 1959; Маслов, устное сообщение, цит. по В.В. Золотухину и др., 1975, с. 178) указывали на возможность магматического замещения в контактах интрузий сульфидоносных траппов, хотя какая-либо геологическая аргументация приведена не была. Вероятно, к таким представлениям исследователей приводило отсутствие явных признаков активного механического воздействия внедрявшихся расплавов на вмещающие толщи, в связи с чем интрузии называли "отливками". В 1971—1973 гг. И.А. Зотовым (1974а, б, 1976а, б) были установлены геологические признаки магматического замещения и заново доказаны (см., например, Юдина, 1965) метасоматиты магматической стадии в контактах Верхнеталнахских интрузивов габбро-долеритового состава. Как известно (Коржинский, 1952), магматическое замещение возможно лишь под воздействием потока флюидов, просачивающихся сквозь расплав, который естественно насыщен летучими. Следовательно, магмы Верхнеталнахских интрузивов также были насыщены летучими. Заметим, что вопрос о существовании потоков трансмагматических флюидов в сульфидоносных трапповых интрузиях имеет практическое значение, поскольку продуктивность рассматриваемых интрузий, как будет показано, пропорциональна интенсивности потока или объему трансмагматических флюидов.

Геологические особенности интрузивов. В Норильском районе известны два типа сульфидоносных трапповых интрузивов: курейский и норильский (по М.З. Комаровой, 1974, — моронговский и норильский комплексы). Интрузивы курейского типа содержат убогую вкрапленность сульфидов в интрузивных породах, тогда как интрузивы норильского типа характеризуются наличием промышленной сульфидной вкрапленности, а также присутствием богатых руд массивного и прожилково-вкрапленного типа в их экзо- и эндоконтактах. Кроме разной промышленной значимости, сравниваемые типы сульфидоносных интрузивов

отличаются рядом других особенностей. Интрузивы продуктивного норильского типа отчетливо и глубоко дифференцированы независимо от мощности тел, сопровождаются значительными (мощностью до 500 м) контактово-метаморфическими ореолами при высоком значении отношения мощности интрузивного тела к мощности метаморфических пород (индекс Ингерсола больше 1), характеризуются широким развитием послемагматических метасоматитов как в породах экзоконтакта, так и в самих интрузивных телах (Туровцев, 1972; Комарова, 1974). В интрузивных телах норильского типа устанавливается отчетливое и независимое от их мощности накопление оливина в средней части тел, сложенной пикритовыми габбро-долеритами (Золотухин и др., 1975). Интрузивы курейского типа при большей мощности, сравнительно с норильским типом, дифференцированы слабее, обладают менее мощным контактово-метаморфическим ореолом при меньшем значении индекса Ингерсола (для Нижнеталнахского интрузива меньше 0,25, вычислено по Туровцеву, 1970). Интрузивные породы курейского типа в меньшей степени подвержены гидротермальным изменениям (Комарова, 1974). Менее уверенно можно говорить о большей магнезиальности и меньшей кремнекислотности интрузивов курейского типа сравнительно с норильским, о чем можно судить по широкой распространенности форстерита в Моронговском (Комарова, 1974) и Нижнеталнахском массивах.

Интрузивы обоих рассматриваемых типов отличаются от других типов интрузивных траппов провинции относительно высокой магнезиальностью и постоянной сульфидной вкрапленностью. В контактах сульфидоносных интрузивов описаны магнезиальные скарны магматического этапа (Олейников, 1967; Зотов, 1974б). Имеется сходство в строении контактово-метаморфических ореолов интрузивов обоих типов, что выражается в большей мощности верхнего (прикровельного) ореола сравнительно с нижним, приподошвенным (Туровцев, 1972; Батуев, 1972). Отношение их мощностей меняется от 2 до 10.

Геологические признаки магматического замещения. Многих исследователей сульфидоносных интрузивов Норильского района интересовали причины очевидного отсутствия признаков активного механического воздействия внедряющихся расплавов на вмещающие толщи (Годлевский, 1959; Коровяков и др., 1963). Позже ряд авторов (Золотухин, 1964; Золотухин и др., 1975; Тарасов, 1976) развивал представления о высокой механической активности внедряющихся расплавов, благодаря которой главным образом и формируется камера интрузий. К сожалению, геологические доказательства В.В. Золотухина и А.В. Тарасова опираются либо на взаимоотношения с вмещающими породами интрузивных тел бессульфидного типа, либо на наличие разномасштабных дислокаций во вмещающих породах на значительном удалении от контактов сульфидоносных интрузивов (часть за пределами метаморфического ореола). Таким образом, приводимые ими факты не могут считаться доказательными для интрузий сульфидоносных магм. Детальное разбуривание рудоносных интрузивов, залегающих в многослойных осадочных толщах девона, позволило более детально исследовать эти вопросы. Оказалось (Зотов, 1976а), что внедрение расплавов продуктивных Верхнеталнахских интрузий не

вызывает пропорционального их мощности увеличения стратиграфического разреза вмещающих толщ, что следовало ожидать при расклинивании слоев механически активной интрузией магмы или пассивном выполнении ею тектонически приоткрытых полостей. В редких случаях сохранения первичной слоистости в роговиках, находящихся в первичных, ненарушенных контактах с габбро-долеритами апофиз продуктивных интрузивов, признаки деформации слоистости или раздвигания слоев расплавами отсутствуют (Зотов, 1976а). Приведенные нами факты свидетельствуют против ведущей роли механического усилия внедрявшихся расплавов в формировании камер сульфидоносных интрузий, хотя есть основания (здесь не обсуждающиеся) считать, что давление в магматической системе превосходило литостатическую нагрузку.

Исследователи района давно обратили внимание на обилие в верхнем экзоконтакте продуктивных интрузивов тел мелко- и среднезернистых безоливиновых и оливинсодержащих бессульфидных долеритов, которые (по устному сообщению) были названы Г.Д. Масловым "сигнальными дайками" продуктивных интрузий. Такие тела мы условно будем называть микродолеритовыми. "Дайки" микродолеритов распространены в кровле продуктивных Верхнеталнахских интрузивов, но не типичны для контактов слабее дифференцированных Нижнеталнахских интрузивов, относимых к курейскому типу. Мощность тел микродолеритов не превышает 30 м (обычно 3—15 м). В керне вертикальных скважин контакты тел резкие и субгоризонтальные. Эндоконтакты сложены афанитовыми, мелкозернистыми разностями долеритов с постепенным переходом к среднезернистым долеритам центральной части тел. Эта простая картина осложняется тем, что в ближних экзоконтактах тел микродолеритов распространены изометричные или удлинённые пятна афанитовых долеритов (рис. 1), которые в керне скважин воспринимаются как бескорневые (реликтовые от замещения вмещающими породами?) образования¹. Но в редко отмечающихся сохранных контактах микродолеритов можно видеть, что "пятна" афанитовых долеритов являются ответвленными прихотливой* формы от массивных тел долеритов и свидетельствуют о сложной форме контактов последних. Наряду с этими фактами переменное количество тел микродолеритов в разрезе верхнего экзоконтакта продуктивных интрузивов интерпретировано нами как доказательство сложной морфологии тел микродолеритов при возможном преобладании послонных образований (Зотов, 1974а). Обилие микродолеритовых тел на фронте внедрения магм Хараелахского массива Верхнеталнахских интрузивов (например, скважины 946, 937, 938) позволяет считать микродолериты апофизами последних. Прихотливость морфологии ответвлений интрузий не объяснима с позиции насильственного внедрения расплавов или выполнения тектонически подготовленных полостей, поскольку в обоих случаях должны быть обычны интрузивные тела простой формы.

Воздействие магмы на пироксеновые роговики. На Талнахе нами детально изучено воздействие магмы разных производных и дифферен-

¹ По-видимому, именно эти образования и подобные им, В.В. Золотухин с коллегами (1975) именуют "псевдотаксиллитами", что не совсем верно ввиду отсутствия среди них пород, содержащих стекло.

Рис. 1. Ответвления афанитовых долеритов (темно-серое) на контакте микродолеритовых апофиз Верхнеталнахских интрузивов в ангидрит-пироксеновом роговике



циатов продуктивных интрузий на вмещающие их субмономинеральные пироксеновые роговики, которые встречаются также в виде ксенолитов в интрузивных породах. Минеральная форма воздействия магмы на роговики одинакова для всех производных интрузий и выражается в новообразовании в пироксеновой породе кристаллов плагиоклаза, количество которых увеличивается с приближением к интрузивной породе (рис. 2). Интересно отметить, что морфология вновь образованных в роговике кристаллов плагиоклаза совпадает с формами минерала в примыкающих магматических породах. В роговике, заключенном в виде ксенолита в пикритовых габбро-долеритах, первые футлярообразные кристаллы плагиоклаза, представленные своими периферическими зонами (рис. 2, а), имеют широкотаблитчатые формы, типичные для вмещающих магматических пород.

В контактах среднезернистых базальтоидных габбро-долеритов, прикравельных дифференциатов интрузивов, новообразованные в роговиках плагиоклазы представлены сильно удлиненными кристаллами (рис. 2, в).

Различны также и взаимоотношения образующихся кристаллов плагиоклаза и пироксеновых зерен роговика. Футляры широкотаблитчатых кристаллов плагиоклаза облекают многочисленные зерна пироксена, которые в 2–3 раза мельче, чем в основной массе роговика. С приближением к пикритовому габбро-долериту и по мере увеличения в роговике количества кристаллов плагиоклаза последние содержат все меньше зерен пироксена (рис. 2, а, б). В роговиках, контактирующих со среднезернистыми разностями долеритов, удлиненные кристаллы плагиоклаза занимают интерстиции между зернами пироксена (рис. 2, в). Контакты афанитовых долеритов, слагающих эндоконтакты микродолеритовых апофиз продуктивных интрузий, с вмещающими пироксеновыми роговиками неровные, с многочисленными выступами в сторону последних. В выступах разноориентированные игольчатые кристаллы плагиоклаза образуют микропиклофитовую и микроофитовую структуры магматической породы. В некоторых шлифах из зоны ближнего экзоконтакта микродолеритовых тел (например, в скв. 946) обильны изометричные пятна микроофитовых сростков игольчатых кристаллов плагиоклаза с изометричными зернами пироксена среди мономинеральной зоны последних. По-видимому, эти пятна представляют собой поперечные сечения описанных



Рис. 2. Новообразования кристаллов плагиоклаза в пироксеновых роговиках в контакте с долеритами. Увел. 70, без ник.

а — начальная и б — конечная стадии образования широкопластинчатых темных кристаллов плагиоклаза (частично замещены гидрогранатом) в мелкозернистом пироксеновом роговике из непосредственного контакта пикритовых габбро-долеритов; в — новообразованные кристаллы плагиоклаза (замещен гидрогранатом — темный) в интерстициях между зернами пироксена



выступов микродолеритов в роговики. Под микроскопом видно, что образование кристаллов плагиоклаза сопровождается перекристаллизацией зерен пироксена с увеличением в размере и облеканием иголок полевого шпата.

Ранее (Зотов, 1976а) нами кратко рассматривался химизм замещения пироксеновых роговиков магмой микродолеритовых апофиз, развитых в кровле продуктивных Верхнеталнахских интрузивов. Было показано, что при замещении происходит последовательный вынос магния и привнос в роговики кремнезема, глинозема и натрия. При этом магний не накапливается в расплаве, хотя периферические части интрузивных тел, сложенные афанитовыми габбро-долеритами, более богаты магнием по сравнению со среднезернистыми безоливиновыми долеритами центральных частей апофиз. На рис. 3 (кривая II) показано изменение содержания алюминия, кремнезема и магния в сумме с железом, связанным в силикатах, при описываемом магматическом замещении пироксеновых роговиков.

Нами выполнены новые анализы (табл. 1) пироксеновых роговиков, подвергавшихся замещению магмой афанитовых долеритов, представляющих эндоконтактные фации микродолеритовых апофиз продуктивных интрузивов Талнаха (Хараелахская ветвь). Сравнение анализов (№№ 1, 2, 3, 7–11, табл. 1) показывает, что при замещении роговиков магмой происходит привнос в первые кремнезема, глинозема, натрия, титана. На рис. 3 (кривая I) показано относительное изменение содержания кремнезема, глинозема и магния вместе с силикатным железом в процессе магматического замещения. Чтобы проследить изменения только силикатной составляющей взаимодействующих пород и расплавов, из анализов пород было расчетным путем вычтено железо, связанное в сульфидах (пирротине, халькопирите и пентландите) и магнетите. Рассматривая кривую I рис. 3, можно определенно видеть, что при магматическом замещении пироксенового роговика состава т. 5 происходит вынос из метаморфической породы магния в сумме с железом и глинозема примерно в равном отношении (тт. 3 и 5 находятся на одной прямой, проведенной из вершины SiO_2) и привнос кремнезема. Интересно отметить, что в образце т. 4, представляющем пироксеновый роговик с пятнистыми участками афанитовых долеритов, отношение $(\text{Mg}, \text{Fe}) \text{O}/\text{AlO}_{3/2}$ несколько выше, чем в исходном роговике (т. 5) и примыкающей интрузивной породе (т. 3).

Сравнивая ход магматического замещения конкретного пироксенового роговика (т. 5) по линии I с подобным же процессом преобразования некоего роговика среднего состава (т. 8) по линии II (рис. 3), можно отметить сходство и различие в химизме процессов. В первом случае происходит силификация роговика с возможным относительно небольшим накоплением магния (в сумме с железом силикатных минералов) на фоне общего выноса его совместно с глиноземом. Во втором, более общем случае в роговик привносятся кремнезем и глинозем (примерно в равных отношениях) на фоне выноса магния с железом (кривая тт. 8–7). Общим в обоих процессах является состав возникающей на месте роговика интрузивной породы — афанитовых долеритов (тт. 1, 2, 3, 7). Следовательно

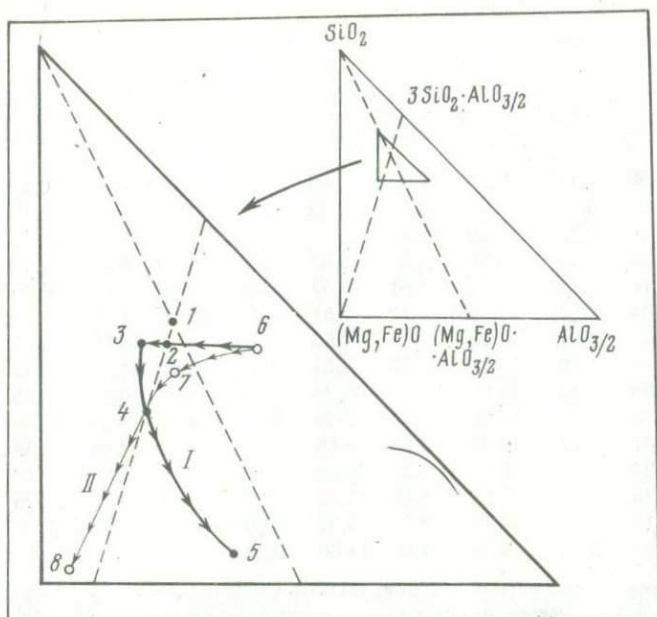


Рис. 3. Диаграмма химических изменений при замещении пироксеновых роговиков магмой безливиновых микродолеритов

Точки 5 и 8 — пироксеновые роговики; 1, 2, 3, 7 — афанитовые долериты эндоконтакта; 6 — безливиновый среднезернистый габбро-долерит; 4 — смесь пород точек 3 и 5. Номера на рисунке соответствуют анализам табл. 1: 1 — № 9, 2 — № 8, 3 — № 7, 4 — № 3, 5 — № 2, 6 — № 11, 7 — № 10, 8 — № 1; I и II — объяснения см. в тексте

но, независимо от вариаций в составе пироксеновых роговиков первые порции расплавов, возникающих при магматическом замещении и представленных афанитовыми долеритами, практически одинаковы. Очевидно, такой ход процесса противоречит ассимиляционно-диффузионному взаимодействию роговиков с расплавами, поскольку в этом случае следует допустить произвольную изменчивость скоростей диффузии рассмотренных элементов.

Интрузивные породы из непосредственного контакта с пироксеновыми роговиками представляют лишь эндоконтактовую часть микродолеритовых апофиз. Центральные же части интрузивных тел сложены безливиновыми, реже оливинсодержащими габбро-долеритами (т. 6). Переход от долеритов эндоконтакта к породам центральной части тел т. 6 сопровождается увеличением содержания глинозема за счет магния с железом при постоянной концентрации кремнезема. Кривые I и II имеют излом, приходящийся на породы эндоконтакта. Это противоречит диффузионной природе взаимодействия расплавов, отвечающих т. 6, с пироксеновыми роговиками, так как промежуточные гибридные продукты такой реакции должны находиться на прямой, соединяющей составы исходных роговиков и расплавов.

Таблица 1

Составы пород (в вес. %)

№ п.п.*	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
1	34,66	0,57	9,23	3,91	3,08	0,19	14,49	20,83	0,53	1,06
2	21,00	0,72	7,02	0,00	33,83	0,06	6,10	11,30	0,42	0,06
3	45,46	1,32	12,60	2,41	9,03	0,18	8,31	12,78	2,46	0,32
4	18,56	0,46	4,62	1,83	0,83	0,06	25,74	15,25	0,10	He обн.
5	34,78	0,28	10,31	1,61	3,57	0,08	31,80	5,67	0,38	0,25
6	34,64	0,24	9,95	2,11	7,51	0,13	28,96	5,35	0,10	0,35
7	41,98	1,95	11,33	0,93	13,63	0,12	6,11	14,70	2,82	He обн.
8	45,34	1,10	13,14	3,25	8,09	0,14	8,20	11,50	2,42	0,42
9	46,84	1,52	13,52	2,41	7,84	0,28	7,23	10,63	3,75	0,05
10	44,60	1,26	12,88	3,21	7,09	0,16	8,07	16,64	1,60	0,48
11	47,42	1,12	15,66	5,05	6,68	0,14	6,50	8,98	3,38	1,59
12	29,24	0,66	10,55	4,23	28,96	0,10	5,36	8,25	1,12	0,45
13	36,78	0,80	13,87	4,65	17,28	0,14	6,51	9,23	1,25	0,60
14	42,12	0,98	14,56	4,30	9,02	0,19	9,90	9,89	1,70	0,66
15	37,66	0,44	8,94	4,69	11,08	0,21	22,94	6,04	0,83	0,35

* 1 — средний пироксеновый роговик (Юдина, Степанов, 1973); 2 — обр. 12325 из скв. КЗ-579, пироксеновый роговик с ангидритом и кальцитом; 3 — обр. 12323 из скв. КЗ-579, пироксеновый роговик с пятнами афанитового микродолерита; 4 — обр. 17818а, ангидритовая порода с жилками шпинель-форстеритового состава (см. рис. 5); 5 — обр. 17818б, шпинель-форстеритовый скарн (см. рис. 5); 6 — то же, что 5 (см. рис. 5), обр. 17818в; 7 — обр. 12322 из скв. КЗ-579, афанитовый долерит; 8 — обр. 12320 из скв. КЗ-579, афанитовый долерит; 9 — обр. 12317 из

З совкупности с геологическими и петрографическими наблюдениями анализ химизма процесса магматического замещения роговиков показал, что он носит инфильтрационный характер с привнесом в роговики вначале кремнезема, а затем и глинозема. При этом не происходит обогащения эндоконтактных фаций интрузивных тел компонентами роговиков, что следовало ожидать при ассимиляционном характере взаимодействия. Состав интрузивных пород эндоконтактов одинаков и не зависит от состава замещаемых роговиков. Очевидно, это обусловлено тем, что возникающие при магматическом замещении первые порции расплавов соответствуют котектике при данном физико-химическом состоянии флюидов, выходящих из расплавов и воздействующих на роговики.

Замещение субмономинеральных пироксеновых пород магмой пикритовых габбро-долеритов, петрографическая сторона которого демонстрировалась выше (см. рис. 2), происходит иначе, чем в случае с безоливиновыми габбро-долеритами. Химизм процесса и сопровождающие его минеральные превращения мы разберем на диаграмме рис. 4. На рисунок вынесены составы пироксеновых роговиков и долеритов за вычетом железа, содержавшегося в них в виде сульфидов и магнетита.

	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	CO ₂	SO ₃	S ⁻²	S _{общ}	CuO	NiO	П.п.п.	Сумма
	0,15	—	He обн.	1,46	6,64	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	—	100,00
	0,06	2,90	0,09	—	2,28	16,59	17,60	0,09	0,12	13,00	99,93
	0,22	3,30	0,23	—	0,20	0,48	0,57	0,23	0,16	4,09	99,77
	0,03	10,61	1,49	—	18,95	0,10	7,77	0,52	0,76	12,25	100,00
	1,33	7,67	0,54	—	0,13	1,41	1,48	0,60	0,08	8,93	99,80
	0,04	5,50	0,55	—	0,81	1,53	1,85	0,90	0,09	8,92	100,00
	0,68	2,00	0,16	—	0,32	2,91	3,13	0,11	0,56	4,58	99,81
	0,20	2,88	0,24	—	0,34	0,74	0,88	1,90	0,12	3,81	99,91
	0,32	3,41	0,25	—	0,35	0,43	0,57	0,14	0,28	4,73	99,89
	0,13	0,64	He обн.	—	—	—	0,17	—	—	3,64	99,98
	0,13	2,15	"	—	—	—	—	—	—	3,24	100,04
	0,04	2,14	0,36	—	0,56	10,24	10,46	2,72	1,61	6,24	100,09
	0,03	2,87	0,31	—	0,51	4,74	4,94	1,35	0,68	6,33	100,00
	0,14	—	—	—	—	—	—	—	—	4,80	100,00
	0,13	—	—	—	—	—	—	—	—	4,86	100,00

скв. КЗ-579, афанитовый долерит; 10 — обр. 559, псевдотахиллит (Золотухин и др., 1975, табл. 38); 11 — обр. 684, безоливиновый габбро-долерит (Золотухин и др., 1975, табл. 38); 12 — обр. 17818г, такситовый габбро-долерит (см. рис. 5); 13 — обр. 17818д, такситовый габбро-долерит (см. рис. 5); 14 — средний такситовый габбро-долерит (Золотухин и др., 1975, табл. 37, № 6); 15 — средний пикритовый габбро-долерит (Золотухин и др., 1975, табл. 37, № 5). Анализы 2—9, 12, 13 выполнены в химической лаборатории треста "Укрчерметруда"

На диаграмму нанесены также составы пироксенов взаимодействующих пород. Минералы анализировались на рентгеновском микроанализаторе типа "Самеса" MS-46 в ИГЕМ АН СССР. В целях экономии места мы приводим лишь формулы минералов (табл. 2). Отметим, то анализы проводились с большой тщательностью и использовались лишь те из них, в которых суммы окислов составляли 100 ± 2 вес. % (т. е. в пределах точности метода).

Сравнение составов пироксеновых роговиков и пикритового габбро-долерита, соответствующего среднему составу дифференциата Верхнеталнахских интрузивов (Золотухин и др., 1975, табл. 37, № 5), показывает, что при магматическом замещении роговиков должен происходить вынос из них кремнезема и глинозема (последнего в большем количестве) и привнос магния. К сожалению, мы не имеем анализов промежуточных продуктов процесса.

Интересные сведения о физико-химическом режиме магматического замещения дает анализ состава пироксенов в реагирующих средах. На рис. 4 показаны составы пироксенов (№ 1—9) из двух образцов существенно пироксеновых пород с новообразованными кристаллами плагиоклаза (см. рис. 4). По-видимому, исходные роговики имели разный сос-

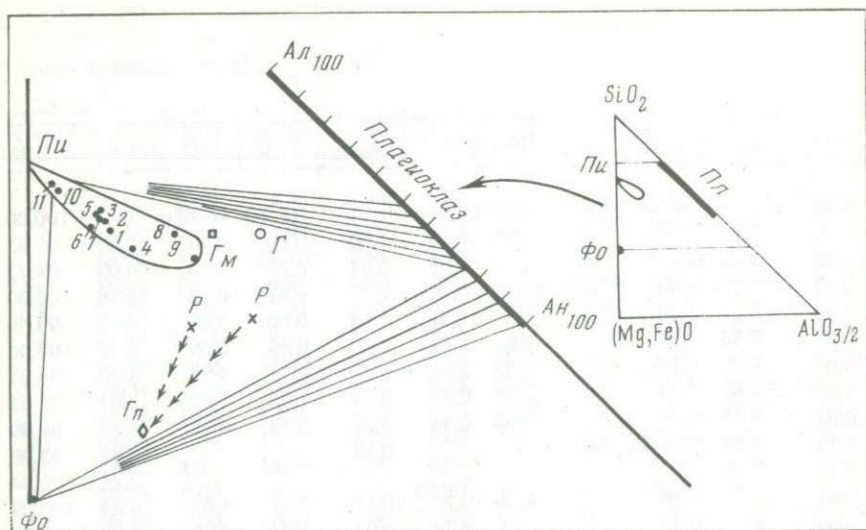


Рис. 4. Диаграмма составов пироксенов, пироксеновых роговиков и замещающих их пикритовых габбро-долеритов

Коннодами обозначен парагенезис пикритовых габбро-долеритов. Номера анализов пироксенов (Пи) соответствуют табл. 2. Р — роговики, соответствующие составам точек 5 и 8 рис. 3; Г_п — средний пикритовый габбро-долерит № 15 табл. 1; Г — безоливиновый габбро-долерит № 11 табл. 1; Г_м — афанитовый долерит № 7 табл. 1; Ф₀ — форстерит

тав, поскольку один образец с пироксенами № 1–7 сложен только этим минералом, а в другом (с пироксенами № 8–9) присутствуют также андрадит-гроссуляровый гранат и везувиан, которые образованы на послемагматическом этапе и не имеют отношения к процессу магматического замещения. Но присутствие граната и везувиана указывает на то, что этот образец содержит глинозема больше, чем первый образец. В соответствии с этим пироксены 8 и 9 более глиноземистые, чем пироксены 1–6.

Несмотря на различие в составе роговиков, замещение их магмой пикритовых габбро-долеритов проявляется минералогически одинаково и выражается в новообразовании плагиоклаза. При этом пироксены одного образца, слагающие как основную ткань породы, так и заключенные в футляры кристаллов плагиоклаза (см. рис. 2, а), химически близки (№ 1–6 и 8, 9 табл. 2 и рис. 4), хотя их глиноземистость в сравниваемых образцах разная. Выдержанность состава пироксена в пределах шлифа (4 см²) независимо от морфологии зерен и отношения к новообразованным кристаллам плагиоклаза свидетельствует о достижении термодинамического равновесия в породе в объеме образца. Сохранение различий в составе минералов сравниваемых образцов, которое возникло до проявления плагиоклазизации и обусловлено разным составом замещаемых пород, свидетельствует о термодинамически инертном поведении Al₂O₃ и SiO₂ в зоне замещения.

Таблица 2

Кристаллохимические формулы пироксенов и оливинов из роговиков, магнезиальных скарнов и габбро-долеритов

№ п.п.*	Формула	$F_{\text{at}} = \frac{\text{Fe}}{\text{Mg} + \text{Fe}}\%$
	Пироксены мономинерального малоглиноземистого роговика обр. 18252 с новообразованным плагиоклазом из контакта с пикритовыми габбро-долеритами	
1	$(\text{Ca}_{0,94} \text{Mg}_{0,06})_{1,00} (\text{Mg}_{0,62} \text{Fe}_{0,28} \text{Al}_{0,10})_{1,00} \cdot [\text{Si}_{1,82} \text{Ti}_{0,03} \text{Al}_{0,15}]_{2,00} \text{O}_6$	29,3
2	$(\text{Ca}_{0,93} \text{Mg}_{0,07})_{1,00} (\text{Mg}_{0,57} \text{Fe}_{0,31} \text{Al}_{0,12})_{1,00} \cdot [\text{Si}_{1,84} \text{Ti}_{0,04} \text{Al}_{0,12}]_{2,00} \text{O}_6$	32,6
3	$(\text{Ca}_{0,95} \text{Mg}_{0,05})_{1,00} (\text{Mg}_{0,62} \text{Fe}_{0,28} \text{Al}_{0,10})_{1,00} \cdot [\text{Si}_{1,84} \text{Ti}_{0,03} \text{Al}_{0,13}]_{2,00} \text{O}_6$	29,4
4	$(\text{Ca}_{0,93} \text{Mg}_{0,07})_{1,00} (\text{Mg}_{0,57} \text{Fe}_{0,31} \text{Al}_{0,12})_{1,00} \cdot [\text{Si}_{1,77} \text{Ti}_{0,03} \text{Al}_{0,20}]_{2,00} \text{O}_6$	32,6
5	$(\text{Ca}_{0,93} \text{Mg}_{0,07})_{1,00} (\text{Mg}_{0,62} \text{Fe}_{0,28} \text{Al}_{0,10})_{1,00} \cdot [\text{Si}_{1,85} \text{Ti}_{0,03} \text{Al}_{0,12}]_{2,00} \text{O}_6$	28,8
6	$(\text{Ca}_{0,93} \text{Mg}_{0,07})_{1,00} (\text{Mg}_{0,63} \text{Fe}_{0,30} \text{Al}_{0,07})_{1,00} \cdot [\text{Si}_{1,84} \text{Ti}_{0,04} \text{Al}_{0,12}]_{2,00} \text{O}_6$	30,0
7	$(\text{Ca}_{0,93} \text{Mg}_{0,07})_{1,00} (\text{Mg}_{0,59} \text{Fe}_{0,31} \text{Al}_{0,10})_{1,00} \cdot [\text{Si}_{1,83} \text{Ti}_{0,04} \text{Al}_{0,13}]_{2,00} \text{O}_6$	32,0

* Пироксены 1–7 из роговика с футлярообразными кристаллами плагиоклаза (типа рис. 2,а): 1, 2 и 3, 4 — соответственно в центре и в краевой частях плагиоклазового кристалла, 5 — из роговика в самом контакте с кристаллом плагиоклаза, 6, 7 — на удалении от плагиоклаза. Пироксены 8, 9 из роговика с гранатом и везувианом и футлярообразными кристаллами плагиоклаза (типа рис. 2,а): 8 — из роговика на удалении от плагиоклаза, 9 — в центре кристалла плагиоклаза. Пироксены 10 и 11 — соответственно край в контакте с оливином и центр крупного кристалла. Пироксен 12 — однородный кристалл. Пироксены 13–15 представляют разные части кристалла: 13 — центр, 14 — периферия в контакте с плагиоклазом, 15 — в контакте с халькопиритом. Оливины 16 и 17 — крупные кристаллы, кристаллизовавшиеся из расплава. Оливины 18 и 19 — мелкие кристаллы, ассимилированные из скарна и изменившие состав: 18 — 19 — соответственно включения в плагиоклазе и пироксене. Оливины 20 и 21 — крупный кристалл оливина, кристаллизовавшийся из расплава, соответственно центр и край зерна. Оливин 22 — мелкое зерно, ассимилированное из скарна и изменившее свой состав. Форстериты 23 и 24 — реликты серпентинизированного форстерита магнезиальных скарнов.

Таблица 2 (продолжение)

№ п.п.*	Формула	$F_{ат} = \frac{Fe}{Mg + Fe} \%$
Пироксены субмономинерального высокоглиноземистого роговика с гранатом и везувианом обр. 18251 с новообразованным плагиоклазом из контакта с пикритовыми габбро-долеритами		
8	$Ca_{1,05} (Mg_{0,54} Fe_{0,22} Al_{0,19})_{0,95} [Si_{1,66} Ti_{0,02} Al_{0,32}] 2,00 \cdot O_6$	29,0
9	$Ca_{1,05} (Mg_{0,56} Fe_{0,22} Al_{0,17})_{0,95} [Si_{1,66} Ti_{0,02} Al_{0,32}] 2,00 \cdot O_6$	28,2
Пироксены пикритового габбро-долерита обр. 18254 из контакта с пироксеновыми роговиками и шпинель-пироксен-форстеритовыми скарнами		
10	$(Ca_{0,84} Mg_{0,16})_{1,00} (Mg_{0,69} Fe_{0,19} Al_{0,10} Ti_{0,01})_{0,99} \cdot Si_{2,01} O_6$	18,3
11	$(Ca_{0,84} Mg_{0,16})_{1,00} (Mg_{0,70} Fe_{0,19} Al_{0,09} Ti_{0,01})_{0,99} \cdot Si_{2,01} O_6$	18,1
Пироксен магнезиального скарна в ассоциации со шпинелью и форстеритом обр. 18254 из контакта с пикритовым габбро-долеритом		
12	$Ca_{0,99} (Mg_{0,66} Fe_{0,18} Al_{0,17})_{1,01} [Si_{1,67} Ti_{0,02} Al_{0,31}] 2,0 \cdot O_6$	21,4
Пироксены такситового габбро-долерита обр. 17818 из контакта со шпинель-форстеритовыми скарнами		
13	$(Na_{0,03} Ca_{0,76} Mg_{0,21})_{1,00} (Mg_{0,60} Mn_{0,02} Fe_{0,39})_{1,01} \cdot [Si_{1,90} Ti_{0,02} Al_{0,08}] 2,00 O_6$	32,5
14	$(Na_{0,03} Ca_{0,74} Mg_{0,23})_{1,00} (Mg_{0,59} Mn_{0,02} Fe_{0,38} Al_{0,01})_{1,0} \cdot [Si_{1,91} Ti_{0,02} Al_{0,07}] 2,00 O_6$	31,6
15	$(Na_{0,04} Ca_{0,72} Mg_{0,24})_{1,00} (Mg_{0,58} Mn_{0,02} Fe_{0,38} Al_{0,02})_{1,0} \cdot [Si_{1,93} Ti_{0,01} Al_{0,06}] 2,00 O_6$	31,6
Оливины пикритового габбро-долерита обр. 18254 из контакта со шпинель-пироксен-форстеритовым скарном и пироксеновыми роговиками		
16	$(Mg_{1,56} Ca_{0,01} Mn_{0,01} Fe_{0,42})_{2,00} Si_{1,01} O_4$	21,2
17	$(Mg_{1,53} Ca_{0,01} Mn_{0,01} Fe_{0,44})_{2,00} Si_{1,01} O_4$	22,4
18	$(Mg_{1,52} Ca_{0,01} Mn_{0,01} Fe_{0,46})_{2,00} Si_{1,00} O_4$	23,2
19	$(Mg_{1,60} Ca_{0,01} Mn_{0,01} Fe_{0,38})_{2,00} Si_{1,00} O_4$	19,2
Оливины из такситового габбро-долерита обр. 17818 в контакте со шпинель-форстеритовым серпентизированным скарном		
20	$(Mg_{1,44} Ca_{0,01} Mn_{0,01} Fe_{0,53})_{1,99} Si_{1,01} O_4$	26,9
21	$(Mg_{1,44} Ca_{0,01} Mn_{0,01} Fe_{0,53})_{1,99} Si_{1,01} O_4$	26,9
22	$(Mg_{1,49} Ca_{0,005} Mn_{0,01} Fe_{0,49})_{1,995} Si_{1,00} O_4$	24,7

Т а б л и ц а 2 (окончание)

№ п. п *	Формула	$F_{ат} = \frac{Fe}{Mg + Fe} \%$
Форстериты серпентинизированного и эпидотизированного шпинель-форстеритового скарна обр. 17818 в контакте с такситовым габбро-долеритом		
23	$(Mg_{1,83} Ca_{0,01} Fe_{0,10})_{0,94} Si_{1,06} O_4$	5,2
24	$(Mg_{1,85} Ca_{0,01} Fe_{0,10})_{0,96} Si_{1,04} O_4$	5,1

Точки 10 и 11 рис. 4 показывают составы пироксенов пикритовых габбро-долеритов, контактирующих с описанными роговиками. Пироксены магматической породы отличаются от метаморфических низкой глиноземистостью и пониженной железистостью (см. табл. 2). При этом пироксены переходных составов не обнаружены. Следовательно, переход от метаморфической породы к магматической сопровождается скачкообразным изменением состава пироксенов. Установленные закономерности в составе пироксенов взаимодействующих сред свидетельствуют об инфльтрационном характере воздействия расплавов пикритовых габбро-долеритов на пироксеновые роговики, так как при диффузионном взаимодействии составы минералов должны меняться постепенно.

Рассмотренные данные свидетельствуют о том, что пироксеновые роговики подвергаются магматическому замещению пикритовыми габбро-долеритами. Магматическое замещение роговиков заключается в их плагиоклазизации с привнесением флюидами, выходящими из расплавов, необходимого вещества.

Магматическое замещение доломитсодержащих пород. Процесс сопровождается образованием магнезиальных скарнов. На Талнахе магнезиальные скарны местами достигают мощности 20 м и протяженности в сотни метров (Туровцев, 1970). Эти скарны локализируются только на контакте интрузивов с теми участками слоистой толщи, где имеются доломитсодержащие породы. Это определенно указывает на то, что источником магния для образования скарнов являлись вмещающие породы, а не магма.

На Талнахе нами были установлены факты, однозначно доказывающие присутствие здесь магнезиальных скарнов магматической стадии. На рис. 5 изображен образец магнезиальных скарнов в контакте с такситовыми габбро-долеритами нижнего слоя продуктивных интрузивов. В образце рис. 5 видно, что магнезиальные скарны образовались до консолидации расплавов, поскольку ксенолит скарнов заключен в габбро-долерите. Долериты также образуют пламенеvidный выступ в массивном шпинель-форстеритовом скарне экзоконтакта. Ксенолиты шпинель-форстеритовых скарнов встречаются также в горизонте пикритовых габбро-долеритов. Ниже мы приведем составы минералов из одного образца таких скарнов. Скарны многометровой мощности установлены в подош-

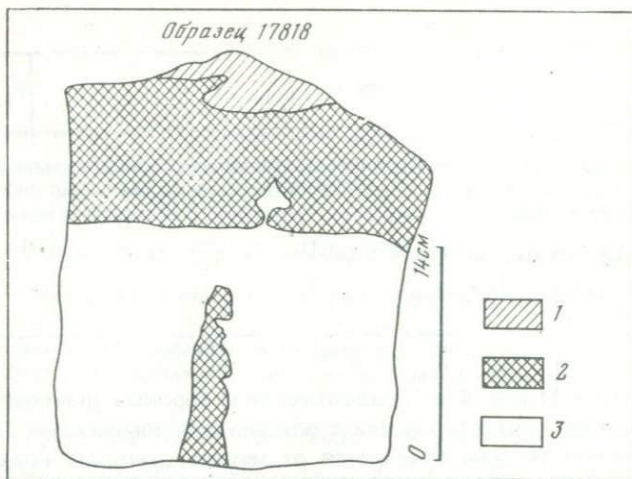


Рис. 5. Шпинель-форстеритовые (серпентинизированные) скарны (2) в контакте оливинсодержащих такситовых габбро-долеритов (3) с ангидрит-карбонатной породой (1)

ве и кровле сульфидоносных интрузивов Талнаха и в контактах микродолеритовых апофиз. Заметим, что некоторыми исследователями (Туровцев, 1972; Юдина, Степанов, 1973) эти скарны относятся к послемагматическим образованиям. Объемы магнезиальных скарнов в контактах продуктивных интрузивов много больше, чем около бессульфидных интрузивов на р. Курейке. В контактах титан-авгитовых долеритов ергалахско-го комплекса такие скарны не были установлены на Талнахе.

Особенности формирования магнезиальных скарнов мы рассмотрим на примере скарнов из контактов Верхнеталнахских интрузивов. Изученные магнезиальные скарны характеризуются определенной первичной зональностью. Наиболее полный вариант зональности (тип 1) такой: 1) доломитсодержащий кальцифир или мрамор; 2) бруситовая порода или кальцифир с апопериклазовым бруситом; 3) шпинель-форстеритовый скарн с кальцитом, ангидритом или без них; 4) шпинель-пироксеновый скарн; 5) габбро-долериты разного состава. Более широко на Талнахе распространены скарновые тела с упрощенной зональностью следующего типа (тип 2): 1) пироксеновые роговики, ангидритовые породы с пироксеном, форстеритом, редко бруситсодержащие кальцифиры или ангидритовые породы; 2) шпинель-форстеритовые скарны с кальцитом, ангидритом или без них; 3) габбро-долериты, содержащие варьирующее количество оливина. По геологическим и петрографическим наблюдениям устанавливается наступление тыловых (ближайших к интрузивным породам) зон на передовые. Следует заметить, что на Талнахе интенсивно проявлены процессы серпентинизации скарнов, так что трудно найти образцы хорошей сохранности.

Причин преимущественного распространения на Талнахе скарнов с упрощенной зональностью (типа 2) несколько. Частое отсутствие доло-

митов на фронте скарных тел обусловлено тем, что в большей части стратиграфического разреза осадочных толщ Талнахского рудного узла доломиты слагают лишь сравнительно маломощные (от долей метра до 2—4 м) прослои среди мергелей и ангидритовых пород. В результате полного замещения таких маломощных доломитовых прослоев, текущего по отношению к слоистости положения зон скарнирования и преимущественно скважинного характера геологических материалов создается положение, когда на внешнем фронте изучаемых скарных тел оказываются породы (пироксеновые роговики и ангидритовые породы), которые сами скарнированию не подвергаются. Кроме того, на Талнахе широко проявлен среднетемпературный процесс ангидритизации карбонатов, что часто приводит к полному замещению кальцифиров. Например, в результате такого процесса доломитовые мраморы в обр. 17818 (рис. 5) полностью замещены ангидритовой породой. Там, где доломитовые мраморы слагают мощные многометровые пачки (подошва средней части северо-восточной ветви Верхнеталнахского интрузива), на внешнем фронте скарных тел развиты мощные пачки бруситовых пород и бруситосодержащих мраморов. Шпинель-пироксеновая зона скарнов часто отсутствует, потому что скарны обычно развиваются в контакте с оливинсодержащими разностями габбро-долеритов, минеральные ассоциации которых, как увидим, по содержанию Al, Si и Mg изохимичны со шпинель-пироксеновой ассоциацией скарнов.

Обратимся к рассмотрению химизма процессов формирования магнезиальных скарнов и сопровождающих его минеральных превращений. В табл. 1 были приведены анализы пород образца 17818 (см. рис. 5). Составы образцов за вычетом железа, связанного в сульфидах и магнетите, нанесены на диаграмму рис. 6 (1—5). Из-за почти полной серпентинизации форстерита скарнов соотношение кремнезема и магния существенно изменилось сравнительно с первоначальным. Серпентинизацию форстеритовой породы можно рассматривать как кремнекислотный метасоматоз с выносом магния (совместно с железом). Тогда первичный состав скарнов выразится точками, обозначенными номерами в скобках. Составы (1), (2) и (3) близки и соответствуют шпинель-форстеритовой ассоциации с некоторой примесью пироксена в двух последних точках. В шлифах анализировавшихся образцов пироксен или его реликты не были обнаружены, но в них присутствуют кристаллы эпидота среднетемпературного этапа. Наличие последнего и обусловило смещение точек (2) и (3) в область пироксенсодержащего парагенезиса.

Порода точки (1) в настоящее время сложена в основном ангидритом с жилками серпентинизированного шпинель-пироксенового скарна. Несомненно, ангидрит является продуктом замещения кальцита, так что в прошлом порода т. 1 представляла собой кальцифир, образованный при скарнировании предполагаемого доломитсодержащего мрамора. Состав же мраморов на диаграмме рис. 6 попадает в точку доломита. Зона массивных шпинель-форстеритовых скарнов — т. (2), (3) — отличается от предыдущей повышенным содержанием кремнезема и глинозема и меньшим — магния. Показательно, что хотя тт. 2 и 3 удалены на разное расстояние от интрузивной породы (см. рис. 5), состав их практически рди-

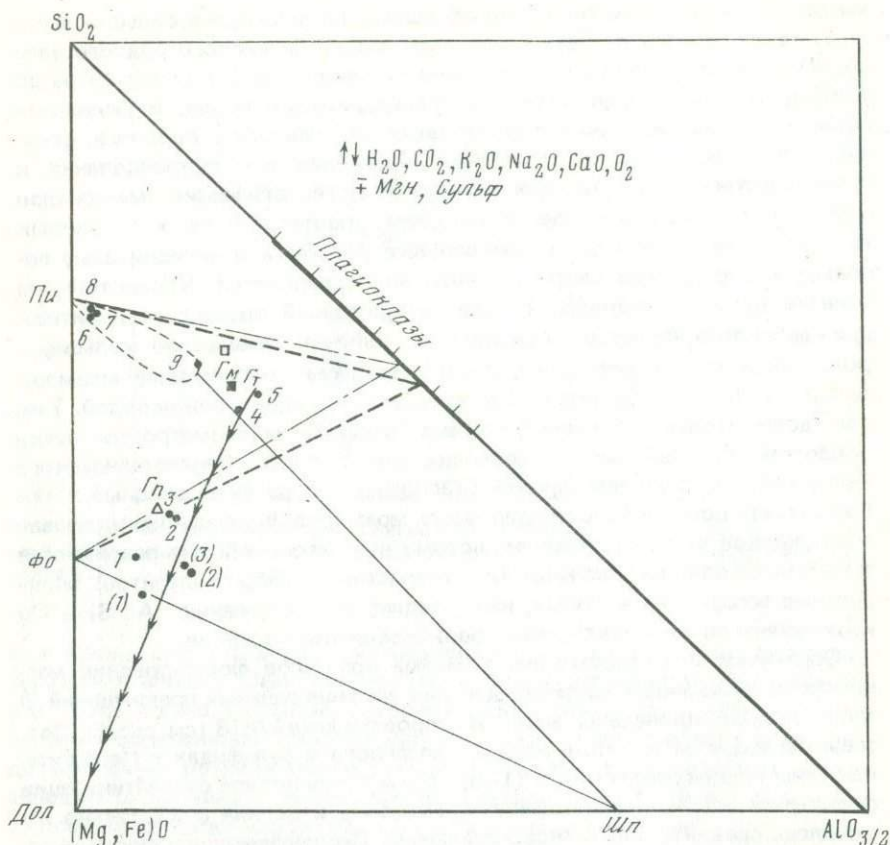


Рис. 6. Диаграмма составов пород и их изменение в процессе образования и замещения магнезиальных скарнов расплавами пикритовых габбро-долеритов. Здесь же изображены составы пироксенов из долеритов и парагенезисы пикритовых (пунктир), такситовых (штрих-пунктир) габбро-долеритов и скарнов (сплошные линии)

Точки 1, 2, 3 и (1), (2), (3) — соответственно составы серпентинизированных и первичных скарнов, отвечающие №4, 5, 6 табл. 1; 4 и 5 — составы габбро-долеритов (№ 12 и 13 табл. 1); 6, 7, 8 — составы пироксенов такситового габбро-долерита обр. 17818 (№ 13, 14 и 15 табл. 2); точка 9 — пироксен скарнов обр. 18254 (№ 12 табл. 2); $\Gamma_{п}$ — средний пикритовый габбро-долерит № 15 табл. 1; $\Gamma_{т}$ — средний такситовый габбро-долерит № 14 табл. 1; $\Gamma_{м}$ — афанитовый долерит № 7 табл. 1. Дол — доломит; Пп — пироксен; ФФ — форстерит; Шп — шпинель

наков. Отношение Al_2O_3/SiO_2 в массивных скарнах выше, чем в жилках внешней зоны скарнирования.

В контакте со шпинель-пироксеновым скарном т. 3 (см. рис. 6) находится габбро-долерит, по составу отвечающий т. 4. Порода этого состава попадает на конноду шпинель-пироксен, что объясняет обыкновенное отсутствие соответствующей зоны в скарновых телах из контактов с оливинсодержащими габбро-долеритами. Очевидно, замещение скарнов такого состава расплавами возможно при вполне подвижном поведении

кальция. С удалением от контакта со скарнами в составе интрузивной породы незначительно уменьшается содержание магния при прежнем соотношении между кремнеземом и глиноземом (см. рис. 6, тт. 4 и 5). При переходе от скарнов т. 3 к интрузивной породе происходит скачкообразное изменение содержаний компонентов без пород промежуточных составов, что противоречит диффузионной модели взаимодействия магмы с доломитсодержащими породами. В последнем случае содержание элементов в зоне реакции должно меняться постепенно.

Инфильтрационный характер процесса образования магнезиальных скарнов устанавливается геологически и петрографически. Как мы видели, химически это выражается в привносе в доломитсодержащую породу кремнезема и глинозема при прогрессирующем выносе магния. Ход процесса изображен кривой на рис. 6, соединяющей точку доломита с интрузивной породой т. 5. При этом незначительное обогащение магнием расплава отмечается в маломощной зоне интрузивной породы. Такое обогащение не соответствует количеству магния, освобождающемуся при замещении скарнов (см. расстояние между точками опробования обр. 17818 на рис. 5). Следовательно, при скарнировании происходит некомпенсированный вынос магния из зоны реакции, который не накапливается в расплаве. Такой процесс возможен лишь в случае выноса магния флюидами, выходящими из воздействующих расплавов. Выносимый магний, вероятно, частично накапливается в существенно периклазовых мраморах, которые на Талнахе послужили исходными породами для образования мономинеральных бруситов. Осадочные аналоги таких пород в районе не известны (Туровцев, 1970). Возможно, перемещенный магний шел также на образование мономинеральных, пироксеновых роговиковоподобных пород за счет известковых мраморов и ангидритовых пород. Это предположение требует более тщательных исследований, но в его пользу свидетельствуют мономинеральный характер пироксеновых пород и наличие микроскопических жилок пироксена в ангидритовых и кальцитовых породах. Подобным же образом могли образоваться микроскопические жилки форстерита, отмечаемые в пироксеновых роговиках там, где последние контактируют с магнезиальными скарнами.

Кроме описанного выше некоторого обогащения магнием расплава из непосредственного контакта с магнезиальными скарнами отмечаются случаи возникновения в этих участках существенно лейкократовых разностей габбро-долеритов. Так, в другом срезе образца 17818 рис. 5 имеются участки с теньевыми реликтами периферических частей ксенолитов, центральные части которых сложены более лейкократовыми долеритами, чем окружающие. В составе таких участков оливин может отсутствовать, что обуславливает даже возможность появления шпинель-пироксеновых зон скарнов. Так, в периферической части ксенолита шпинель-форстеритовой породы, заключенной в пикритовом габбро-долерите, отмечается образование в скарне высокоглиноземистого пироксена в ассоциации со шпинелью (состав пироксена № 12 в табл. 2, т. 9 на рис. 6). Такая ассоциация возможна лишь в контакте с безоливиновой разностью долерита, который здесь, следовательно, является эндоконтактной фацией пикритовых расплавов. Лейкократация расплавов долеритов обусловлена их подщела-

чиванием за счет диффузионного оттока щелочей из скарнов в магму, что возможно лишь при инфильтрации флюидов из расплава в богатые основаниями породы. В результате подщелачивания расплавов происходит расширение полей кристаллизации щелочесодержащих фаз (плаггиоклаза) и вынос из расплавов флюидами элементов (в частности, магния), накапливающихся в эвтектике (Зотов, 19766).

Дополнительным указанием на инфильтрационный характер процесса образования скарнов при магматическом замещении являются особенности состава минералов, одинаковых для скарнов и примыкающих габбро-долеритов. Составы пироксенов приводятся в табл. 2 (№ 10—15) и на рис. 6. На рентгеновском микроанализаторе было установлено, что кристаллы пироксенов в обеих породах гомогенны по составу. В то же время скарновый пироксен содержит в 5 раз больше глинозема, чем пироксен габбро-долеритов. Пироксены промежуточного состава не были обнаружены. Железистость пироксенов скарнов и контактирующих долеритов близка (см. табл. 2).

Состав оливинов меняется также значительно и резко при переходе от скарнов к долеритам. Например, в образце 17818 железистость форстерита во всей зоне скарнов варьирует незначительно (от 4,9 до 5,2 ат.%) и резко увеличивается (до 24—26 ат.%) при переходе в интрузивную породу. Как и для пироксенов, никаких зерен оливина с промежуточной железистостью обнаружено не было. Мелкие зерна оливина в такситовом габбро-долерите обр. 17818, морфология которых свидетельствует об их ксеногенной природе и переходе из скарна в долерит без расплавления, имеют высокую железистость, сходную с таковой крупных новообразованных зерен оливина.

Устойчивость составов минералов в пределах зоны скарнов и резкое, дискретное изменение их при переходе в габбро-долериты свидетельствуют об инфильтрационной природе метасоматоза с резким изменением химического потенциала элементов (например, Fe) на границе зон. При диффузионном течении процесса составы минералов должны меняться постепенно.

Приведенный геологический, петрографический, минералогический и химический материал доказывает, что магнезиальные скарны в контактах Талнахских интрузивов образуются при магматическом замещении доломитсодержащих мраморов и других пород магмой различных дифференциатов и производных сульфидоносных интрузивов. Формирование скарнов является результатом воздействия на вмещающие породы флюидов, выходящих из расплавов. Магнезиальные скарны образуются в контактах как продуктивных, так и непродуктивных на сульфиды интрузий. В то же время масштабы скарнообразования различны для разных типов интрузий и наиболее крупные скарновые тела формируются в контакте с Верхнеталнахскими интрузиями норильского типа, несущими промышленную минерализацию.

Приведенный выше материал указывает на широкое распространение явлений магматического замещения в контактах сульфидоносных трапповых интрузивов Норильского района. По современным данным представляется, что наиболее интенсивно и обширно эти процессы проявились

на Талнахе. Возможно, что это мнение не совсем верно и обусловлено лишь недостаточной изученностью этого явления. По отрывочным и неполным сведениям (Олейников, 1967; Туровцев, 1976; наши наблюдения на р. Курейка), магнезиально-скарновые образования, которые условно можно рассматривать как признак магматического замещения, отмечаются также в контактах бессульфидных трапповых интрузивов.

Материалы по Талнаху позволяют составить представление о сущности магматического замещения. Это явление заключается в формировании расплавов на месте различных вмещающих пород. Пока детально изучено магматическое замещение пироксеновых роговиков и доломит-содержащих пород, которое установлено в контактах различных дифференциатов и апофизов дифференцированных интрузивов. Состав новообразованных расплавов не зависит от состава замещаемых пород, но близок или идентичен с магматическими массами, в контакте которых замещение проявлено. Эта закономерность свидетельствует, что описываемое явление отлично от процессов гибридизма и ассимиляции магмой вмещающих пород. При наличии в расплавах многочисленных ксенолитов последних, примеры которых были приведены выше, устойчивость состава магмы, очевидно, достигается выносом из нее попадающих с ксенолитами избыточных компонентов. Следует допустить, что такой транспорт химических компонентов может осуществляться лишь флюидами, просачивающимися сквозь расплав. Поскольку по химическим данным не устанавливается перемещения указанных избыточных компонентов к внутренним частям интрузивных масс, то, очевидно, ток флюидов направлен в сторону вмещающих пород.

Направленный вынос элементов из расплавов во вмещающие породы ярко демонстрируется на примере формирования магнезиальных скарнов на месте доломитовых мраморов, в которые интенсивно привносятся глинозем и кремнезем примерно в равных количествах. При этом вновь образующиеся расплавы не только не показывают обогащения магнием (пропорционально объему замещенных пород) эндоконтактных зон магматических масс, но иногда бывают представлены более лейкократовыми разновидностями. Менее отчетливо процесс очищения расплавов от избыточных компонентов вмещающих пород проявлен при замещении пироксеновых роговиков, так как составы последних более близки к составу габбро-долеритов. В то же время на примере замещения пироксеновых роговиков разного состава расплавами безоливиновых габбро-долеритов (см. рис. 3) хорошо проявилась независимость состава первых порций новообразованных расплавов. Их составы оказались близки, предположительно отвечая эвтектике. Эти материалы хорошо подтверждают предположение о существовании тока флюидов из расплавов во вмещающие породы.

Перед расплавлением вмещающие породы подвергаются метасоматическим изменениям. В пироксеновых роговиках метасоматоз выражается в прогрессивной плагиоклазизации. Доломитсодержащие породы подвергаются магнезиальному скарнированию. Было показано, что эти процессы имеют инфильтрационный характер и, судя по независимости состава образующихся расплавов от вмещающих пород, совершаются в токе

флюидов, выходящих из расплавов. Инфильтрационный тип явления хорошо подтверждается устойчивостью составов минералов в пределах каждой зоны замещения. Минералы, одинаковые для метасоматитов и примыкающих интрузивных пород, резко отличны по составу. Зерна промежуточных составов не устанавливаются, что свидетельствует против ассимиляционно-диффузионного характера метасоматического процесса. Рассмотренные метасоматиты относятся к образованиям магматической стадии, так как они формируются до консолидации расплавов и на фронте их внедрения.

Не удалось исследовать вопрос о месте отложения материала, вынесенного из метаморфических пород, подвергающихся магматическому замещению. На основании косвенных признаков и некоторых петрографических наблюдений представляется, что магний, высвобождающийся при скарнировании доломитсодержащих пород, мог идти на образование периклазовых мраморов, для которых осадочные аналоги на Талнахе не установлены. Возможно, что за счет этого магния в сумме с кремнеземом и железом формировалась часть субмономинеральных пироксеновых роговиковоподобных пород, чрезвычайно широко распространенных на исследованной территории. Но эти вопросы требуют более тщательных исследований.

Другим неясным вопросом является соотношение масштабов инъекционного внедрения магматических расплавов и образования их за счет магматического замещения вмещающих пород. Дело в том, что пока достоверно установленными расплавами магматического замещения можно считать лишь те части интрузивных тел, где обнаруживаются ксенолиты вмещающих пород с признаками такого замещения. По этому признаку лишь фронтальные части основных интрузивных тел могут быть отнесены к расплавам, образованным путем замещения. Замещаемые ксенолиты вмещающих пород устанавливаются также в кровле и подоше интрузивных тел, но не типичны для их боковых частей. Особенно много ксенолитов бывает в средней части горизонта такситовых габбро-долеритов. В фронтальной части Хараелахской ветви Верхнеталнахского интрузива весь горизонт такситовых габбро-долеритов часто наполнен ксенолитами вмещающих пород (Зотов, 1976а, рис. 3), что позволяет говорить о том, что до 40 м интрузивных пород может возникнуть за счет магматического замещения. По мнению В.В. Золотухина с соавторами (1975) и А.В. Тарасова (1976), весь горизонт такситовых габбро-долеритов образован на месте консолидировавшихся пикритовых габбро-долеритов. Мы не согласимся с ними лишь в том, что "такситы" образовались в основном за счет пикритового горизонта, поскольку в первых преобладают ксенолиты вмещающих пород экзоконтакта. К продуктам магматического замещения нужно отнести ответвления афанитовых долеритов от микродолеритовых апофиз интрузивов. Если согласиться с тем, что такситовый горизонт интрузивов действительно образован за счет магматического замещения, тогда следует признать, что в результате подобного процесса может сформироваться до 1/3 объема магматических тел. В то же время следует иметь в виду, что при магматическом замещении ксенолиты не могут долго сохраняться в расплаве. Поэтому

отсутствие ксенолитов не является доказательством инъекционного происхождения этой порции расплавов. В дальнейшем предстоит разработать систему признаков, которая позволит более определенно судить о происхождении расплавленных масс. Можно лишь добавить, что ксенолиты с признаками магматического замещения были установлены нами среди пикритовых габбро-долеритов. Выше рассматривались подобные случаи.

Как отмечалось, магматическое замещение возможно лишь при посредстве флюидов, выходящих из расплавов. Последнее указывает на насыщенность магм летучими. Очевидно, устойчивый и длительный поток летучих из расплавов предполагает пополнение их из тыловых частей магматических колонн, т.е. возможность существования тока флюидов сквозь расплав. Признаки магматического замещения ксенолитов пироксеновых роговиков и магнезиальных скарнов, обнаруженных в пикритовых габбро-долеритах, доказывают существование сквозьмагматических флюидов в центральных частях магматических тел. Насыщенность флюидами внедрявшихся сульфидоносных магм и выделение из них летучих удачно объясняют многие особенности геологии эндогенных образований Талнаха. В частности, увеличенная мощность прикровельного метаморфического ореола сравнительно с нижним, приподошвенным, обусловлена преимущественным перемещением сквозьмагматических флюидов к кровле, где они участвуют в процессах метаморфизма. Отсутствие прямой корреляции между мощностью интрузивных тел и мощностью метаморфических ореолов объясняется участием сквозьмагматических флюидов в метаморфизме осадков (Зотов, 1976а).

Объем метаморфических пород и метасоматитов магматической стадии может служить указанием на интенсивность или длительность потоков трансмагматических флюидов. По этому критерию Верхнеталнахские продуктивные интрузии отчетливо выделяются среди прочих трапповых интрузий района. Наиболее мощные метаморфические ореолы и наиболее обширные метасоматиты магматической стадии установлены в контактах продуктивных интрузий. На основании этого можно говорить о большей роли флюидов в формировании продуктивных сульфидоносных интрузий сравнительно с интрузивами других типов. Поэтому возникает вопрос, не связаны ли все прочие особенности интрузий района и их продуктивность с интенсивностью потоков сквозьмагматических флюидов. Один из вариантов такой связи рассматривается Д.С. Коржинским в статье, помещенной в настоящем сборнике.

Л и т е р а т у р а

- Батуев Б.Н.* Петрология метаморфических и метасоматических формаций Талнахского рудного узла: Автореф. канд. дис. Л. 1972.
- Годлевский М.Н.* Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М.: Госгеолтехиздат, 1959.
- Золотухин В.В.* Основные закономерности прототектоники и вопросы формирования рудоносных трапповых интрузий (на примере Норильской). М.: Наука, 1964.
- Золотухин В.В., Рябов В.В., Васильев Ю.Р., Шатков В.А.* Петрология Талнахской рудоносной дифференцированной трапповой интрузии. Новосибирск: Наука, 1975.

- Зотов И.А.* Магматическое замещение в связи с долеритами Октябрьского и Талнахского месторождений (Норильск) и вопросы насыщенности флюидами магм основного состава. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Сибири. Т. III. Минералогия, геохимия и полезные ископаемые: Материалы научной конф. Изд-во Томск. ун-та, 1974а.
- Зотов И.А.* Типы известково-магнезиальных метасоматитов, связанных с Талнахской дифференцированной интрузией габбро-долеритов, и их отношение к оруденению. — В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Восточной Сибири: Тезисы докл. II региональн. петрограф. совещ. Иркутск, 1974б.
- Зотов И.А.* Некоторые особенности взаимодействия трапповых магм Талнахских интрузий (Норильский район) с вмещающими породами. — В кн.: Очерки геологической петрологии. М.: Наука, 1976а.
- Зотов И.А.* Явления магматического замещения в контактах Талнахских габбро-долеритовых интрузивов. — Материалы к V Всес. петрограф. совещ. Т. I. Проблемы петрологии (геол. аспекты). М.: Наука, 1976б.
- Комарова М.З.* Интрузивный магматизм северной части Норильского плато: Автореф. канд. дис. Норильск, 1974.
- Коржинский Д.С.* Гранитизация как магматическое замещение. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 2.
- Коровяков И.А., Нелюбин А.Е., Райкова З.А., Хортова Л.К.* Происхождение Норильских трапповых интрузий, несущих сульфидные медно-никелевые руды. М.: Госгеолтехиздат, 1963.
- Олейников Б.В.* Контактново-метасоматические образования эндоконтактных зон трапповых интрузий и их рудоносность. — В кн.: Петрология траппов Сибирской платформы. Л.: Недра, 1967.
- Тарасов А.В.* О механизмах формирования Норильской интрузии и связанных с ней сульфидных тел. — В кн.: Замещение и вторжение при магматизме и рудообразовании. Новосибирск: Наука, 1976.
- Туровцев Д.М.* Условия формирования формации контактовых роговиков в ореолах дифференцированных трапповых интрузий на Талнахском месторождении (Норильский район). — В кн.: Геология и петрология интрузивных траппов. Т. 2. М.: Наука, 1970.
- Туровцев Д.М.* Закономерности пространственного размещения метаморфических и метасоматических образований в контактовых ореолах трапповых интрузивов Талнахского рудного узла: Автореф. канд. дис. М., 1972.
- Туровцев Д.М.* Новые данные о метаморфических образованиях в контактах дифференцированного траппового интрузива 69 км р. Курейки (С-З Сибирской платформы). — В кн.: Геология, петрология и генезис медно-никелевых месторождений. М.: Недра, 1976. (Труды ЦНИГРИ; Вып. 122).
- Юдина В.В.* Некоторые явления метаморфизма и метасоматизма, связанные с Талнахской дифференцированной интрузией габбро-долеритов (Норильский район). — В кн.: Соотношения магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов. М.: Наука, 1965.
- Юдина В.В., Степанов В.К.* К вопросу о магнезиальном скарнообразовании в связи с интрузиями верхнепалеозойских траппов. — В кн.: Геология и геохимия базитов восточной части Сибирской платформы. М.: Наука, 1973.

СКАРНОВЫЕ, КАРБОНАТНЫЕ И БРУСИТОВЫЕ КСЕНОЛИТЫ ИОКО-ДОВЫРЕНСКОГО МАССИВА

Расслоенный габбро-перидотитовый никеленосный Иоко-Довыренский массив — во многих отношениях образование уникальное. Особое наше внимание к нему привлекли описанные С.А. Гурулевым (1965) явления магматического замещения ультраосновной магмой пород вмещающего комплекса, в том числе карбонатных. Вопрос о возможности формирования магматических пород таким путем интересен и важен для магматической петрологии и геотектоники.

Главные особенности генезиса внутреннего строения и состава Иоко-Довыренского массива заключаются в следующем (Гурулев, 1965). Породы габбро-перидотитовых силлов, оливинитового, перидотитового и габбрового горизонтов возникли как результат плавления боковых пород в периферических частях области магматического замещения. Незавершенность переплавления и ассимиляции обусловила своеобразие структуры массива, наличие в ней ореола "просвечивающих" реликтовых структур вмещающей толщи. Для массива характерна "вписанность" ксенолитов карбонатных и апокарбонатных метасоматитов в единый структурный план с горизонтом карбонатных пород вмещающей массива толщи. Апокарбонатные метасоматиты связываются с инфильтрационным магматическим замещением, что доказывается их наличием вне массива (во вмещающей толще), положением в ксенолитах (независимо от контактов последних), а также замещением их со стороны бруситовых и серпентин-бруситовых пород. При этом последние как породы, образовавшиеся при низкотемпературных процессах, отнесены к диффузионным и наиболее ранним образованиям во внешнем ореоле фронта магматического замещения. Исходными карбонатными породами принимаются в основном известняки, на месте которых были частично сформированы и доломиты.

Таким образом, С.А. Гурулев предполагает огромный вынос магния в боковые породы трансмагматическими флюидами ультраосновной магмы.

Необычность приведенных характеристик массива побудила нас принять участие в кратковременной экскурсии в район Иоко-Довыренского интрузива (Коржинский и др., 1976). Во время экскурсии был собран интересный материал по ксенолитам, обработка которого позволила выяснить некоторые казавшиеся неясными вопросы, но, пожалуй, в значительно большей степени способствовала появлению новых вопросов, как петрологических, так и структурно-геологических. Рассматриваемые ниже ксенолиты, несомненно, заслуживают дальнейшего внимания петрологов.

Согласно С.А. Гурулеву (1965), карбонатные и апокарбонатные ксенолиты Иоко-Довыренского массива распространены только в пределах перидотитового горизонта и образуют "просвечивающую" структуру

карбонатной пачки пород, продолжающейся и за пределами массива. Поскольку такое положение ксенолитов имеет принципиальное значение для определения способа образования плутона, оно, бесспорно, нуждается в тщательном обосновании. Верхняя граница распространения ксенолитов, по данным С.А. Гурулева, отстоит от кровли интрузива приблизительно на 2,3 км, и общая мощность покрывающих пород (и магмы в момент захвата ксенолитов) составляла, таким образом, около 3 км. Более поздние тектонические движения затем изменили пологое залегание массива на крутое.

Наиболее мощные карбонатные ксенолиты обнажены по ключу Белому. Они образуют блоки пород до сотни (и даже более) метров в поперечнике. Ксенолиты неоднородны по составу и сложены бруситовыми апопериклазовыми мраморами (по доломитам), а также обособленными телами бруситов (с бруситом, не имеющим апопериклазового облика) и серпентин-бруситовыми породами вместе с редкими телами кальцитового мрамора и скарнами. Кроме того, в ксенолитах развиты жилообразные тела перекристаллизованных кремней (?), в контактах которых имеются диффузионные известково-магнезиальные скарны (голубые диопсиды Довырена находятся именно в этих контактах). Часть контактов ксенолитов с вмещающими их перидотитами оказывается тектонической, в других же случаях удается наблюдать нормальные контакты с развитием в них магнезиальных скарнов. Как в тектонических, так и в ненарушенных контактах проявлена серпентинизация (от сплошной до довольно слабой) вмещающих ультрабазитов. В скарнах также выражены ретроградные изменения.

Рассмотрим строение скарновых контактов ксенолитов с вмещающими породами (по кл. Белому). Обычно здесь на контактах отмечается зональность следующего порядка.

1. Троктолит — мелкозернистая порода, сложенная оливином (~60%) с железистостью 12–15%, основным плагиоклазом (лабрадор), занимающим в общем интерстиционное положение (~30%), и клинопироксеном, заключающим оливиновые зерна или образующим тонкие "усы" в их интерстициях. Плагиоклаз в той или иной степени замещен соссуритом и (или) гидрогранатом, местами проявлена хлоритизация. Форстерит также в той или иной степени серпентинизирован.

2. Везувиан-клинопироксеновый скарн. Клинопироксен — крупнозернистый, сильно загрязненный пелитовыми частицами. Местами этот первоначальный пироксен сильно дроблен, и трещины "залечены" мелким, более чистым пироксеном. Вместе с последним часто появляется амезит. Наблюдаются гнезда мелкозернистого везувиана, развивающегося здесь по шпинели. Среди мелких зерен везувиана наблюдаются реликты флогопита. Иногда вместо везувиана развит гранат среднего состава гроссуляр-андрадитовой серии (полуколичественное определение состава на микрозонде). Реликтовый пироксен представлен фассаитом — типичным пироксеном магнезиальных скарнов магматического этапа, относящимся к зоне шпинель-фассаитовых скарнов. Характерна его высокая дисперсия оптических осей, особенно по оси *b* (Шабынин, 1975). Последующее замещение шпинель-фассаитовых пород флогопит-пирок-

сеновыми и везувиан (гранат)-пироксеновыми (с пироксеном менее глиноземистым, чем фассаит) типично для магнезиальных скарнов.

3. Зона с преобладанием монтчеллита. В контактах с предыдущей зоной монтчеллит содержит крупные зерна клинопироксена (фассаита), а также везувиан и гидрогроссуляр, развитые в виде псевдоморфоз по несохранившемуся минералу, предположительно по мелилиту. Монтчеллитовая зона в той или иной степени (иногда очень сильно) изменена с образованием целой серии минералов, похожих на разнообразные хлориты и характерных для гистерогенных изменений минеральных комплексов малых глубин. В контакте со следующей зоной монтчеллитовая порода содержит включения изометричных зерен брусита апопериклазового облика.

4. Апопериклазовый кальцит-бруситовый мрамор, по содержанию брусита соответствующий исходному доломиту. В контакте с предыдущей зоной в нем наблюдаются группы зерен монтчеллита (рис. 1). В небольшом количестве присутствует шпинель (рис. 2).

Мощность зон 2 и 3 не превышает 10–20 см.

Таким образом, в данном типе контактов развиты магнезиальные скарны, характерные для магматического этапа, но уже преобразованные в послемагматические при более низкотемпературных условиях. Первоначально же они формировались при повышенных температурах и на малых глубинах (монтчеллит-периклазовая субфация).

Иное строение имеют диффузионные скарны, развитые в контактах перекристаллизованных кремней внутри пород ксенолита. Здесь выделяются следующие зоны:

1. Перекристаллизованные кремни — небольшой мощности жилкообразные тела зернистого кварца, замутненного, опалесцирующего. Он представлен крупными давленными зернами, содержащими мелкие включения других минералов (в основном диопсида). Мощность обособлений не превосходит 10–20 см. По обе стороны от контакта последних, если только нет сопряжений со скарнами интрузивного контакта, развита зона 2.

2. Диопсид-волластонитовая зона с резким преобладанием волластонита, образующего поперечно-волокнистую или спутанно-волокнистую текстуру и содержащего включения мелкого, изометрично зернистого диопсида. В некоторых случаях диопсид в этой зоне преобладает. Мощность зоны до 10 см.

3. Диопсидовая зона (ярко-голубой или ярко-зеленый диопсид). Зерна диопсида чистые, изометричные, цементируются небольшим количеством волластонита и кальцита. Мощность зоны до 10 см.

Исследование ярко-голубого диопсида на микрозонде показало, что состав минерала близок к теоретическому составу чистого диопсида, и имеющееся в литературе указание на значительный избыток в нем кальция при недостатке магния, очевидно, вызвано загрязненностью анализируемого материала волластонитом, цементирующим зерна диопсида.

4. Светлая фарфоровидная порода. Под микроскопом устанавливается преимущественно монтчеллитовый ее состав. Вместе с монтчеллитом



Рис. 1



Рис. 2



Рис. 3

Рис. 1. Анопериблазовый кальцит-бруситовый мрамор с зернами монтичеллита (темно-серое). Обр. 50. Увел. 32, ник. +

Рис. 2. Анопериблазовый кальцит-бруситовый мрамор. Вблизи интрузивных пород в нем наблюдаются шпинель и серпентин по форстериту. Обр. 56. Увел. 32, ник. +

Рис. 3. Субграфические сростки кyanина с монтичеллитом. Обр. 102. Увел. 32, ник. +

в ней присутствует в небольшом количестве волластонит, иногда даже в сростках с монтичеллитом, по-видимому, представляющих псевдоморфозы по акерманиту, а также диопсид и гидросиликаты кальция. Местами в зоне наряду с монтичеллитом, волластонитом и гидросиликатами кальция присутствуют линзовидные прожилки медово-желтого куспидина. Нередко часть монтичеллита представлена тонкозернистым агрегатом в смеси с минералом, похожим на деллаит. Изучение куспидина показало, что он относится к фтористой разновидности. Химический анализ минерала, выполненный И.Б. Никитиной, показал: Si — 33,17; CaO — 61,26; H₂O + 0,61; F — 8,85; F₂ = 0 — 3,72; сумма 100,17%. Местами куспидин образует симплектитовые сростки с монтичеллитом (рис. 3), сходные с такими же сростками, образующимися при разложении мервинита, возможное первоначальное присутствие которого в породе, судя по парагенезисам, вероятно. Из других вторичных гидросиликатов в зоне отмечены скоутит (микроскопическое полуквантовое определение состава). Отмечаются два типа разложения монтичеллита: пироксен + форстерит + кальцит и брусит + гидросиликат кальция (Ca : Si ≈ 1).

5. Бруситовый апопериклазовый мрамор, соответствующий по составу исходному доломиту. Шпинель в породе отсутствует.

Диффузионная колонка отличается от контактово-инфильтрационной полным или почти полным отсутствием минералов глинозема. Она соответствует диффузионной зональности околокремневых стяжений ("спонгиевых форм"), описанных Тилли (Tilley, 1951) на о-ве Скай. В наблюдавшемся нами случае контакта перекристаллизованного кремня с известковым мрамором возникла единственная реакционная зона, сложенная волластонитом (мощность ~8 см).

Наиболее высокотемпературные парагенезисы диффузионных колонок из внутренних частей крупных ксенолитов не отличаются по T-P_{CO₂} условиям образования от парагенезисов скарнов из интрузивных контактов. Следует помнить, однако, что эти последние уже отражают послемагматические изменения. Реликтов вероятного высокотемпературного парагенезиса мелилит + форстерит в изученных образцах не сохранилось. Не сохранились в них также предполагаемые мервинитовые ассоциации. Нет достаточных свидетельств в пользу образования диффузионных скарнов в контакте с перекристаллизованными кремнями именно на магматическом этапе, как нет, впрочем, и данных, свидетельствующих прямо о постмагматическом их происхождении. В то же время регрессивные парагенезисы в них хорошо развиты, начиная от самых высокотемпературных (например, волластонит + монтичеллит, выше 710°C). Однородность высокотемпературных парагенезисов заставляет предполагать, что прогрев крупных ксенолитов, хотя бы на раннем постмагматическом этапе, был достаточно равномерным, а концентрация CO₂ во флюидах примерно одинаковой. Присутствие характеристического парагенезиса диопсид + монтичеллит свидетельствует о том, что температура преобразования ксенолитов была ниже 900°C (рис. 4). Предполагая равенство флюидного давления литостатическому давлению, можно подойти к оценке пределов концентрации CO₂ во флюиде. Послмагматические парагенезисы скарнов укладываются в узкое поле

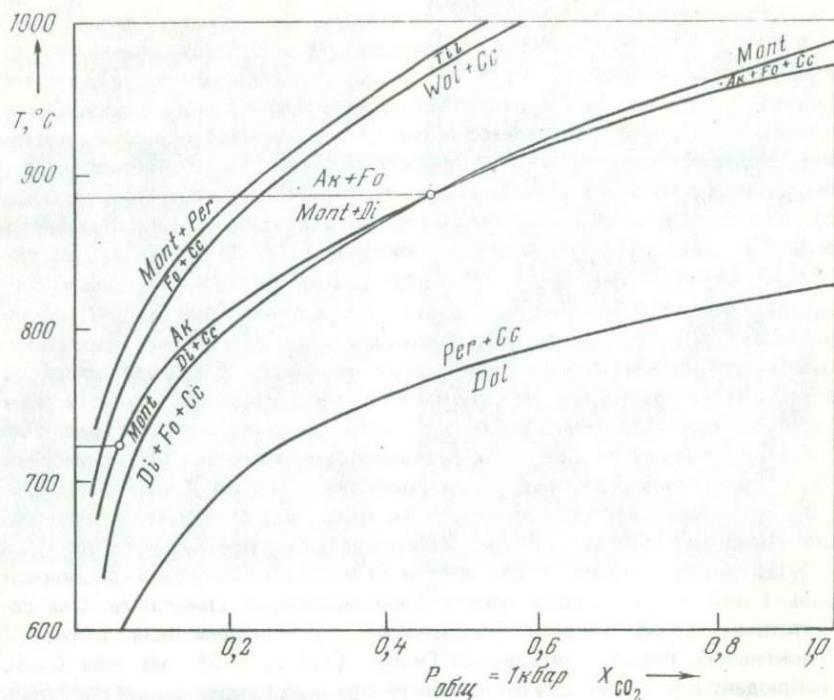


Рис. 4. Схематическая диаграмма некоторых петрологических важных реакций карбонатизации при общем давлении $H_2O + CO_2$, равном 1 кбар (Перцев, 1977)

Ак — акерманит, Сс — кальцит, Di — диопсид, Dol — доломит, Fo — форстерит, Mont — монтичеллит, Per — периклаз, Tll — тиллеит, Wol — волластонит

$T - X_{CO_2}$ условий, ограниченное моновариантными кривыми образования монтичеллита и тиллеита, причем верхним температурным пределом является линия распада акерманита. Реликтовые и псевдоморфные более ранние парагенезисы показывают значительные более высокие температуры при невысоких концентрациях CO_2 (акерманит, периклаз + монтичеллит, форстерит + акерманит (?), мервинит (?)). Создается впечатление, что послемагматические парагенезисы образуются при увеличении общего (литостатического) давления, так как при этом ранние парагенезисы, бедные CO_2 , сменяются парагенезисами, более богатыми ею. В изученных одним из авторов месторождениях магниезиальных скарнов и карбонатных роговиков Якутии эволюция постмагматических флюидов с падением температуры приводит к более резкому их обеднению углекислотой.

Большой интерес представляют брусититы и брусит-серпентиновые породы. Тела этих пород обособлены и имеют иногда значительную (в несколько метров) мощность. К сожалению, из-за недостаточной обнаженности точную форму тел наблюдать не удалось. Единственное, что можно утверждать, — это незакономерность их распространения по от-

ношению к контактам ксенолитов. Выделяются три типа бруситовых пород (не считая упоминавшихся выше апопериклазовых бруситовых мраморов):

1. Брусит-серпентиновые породы с пластинчатым бруситом и спутанно-волокнуистым серпентином. Брусит и серпентин развиты неравномерно — гнездами, с преобладанием то одного, то другого.

2. Тела почти мономинерального брусита. Брусит мелкозернистый, пластинчатый, полупрозрачный. Спутанно-волокнуистый серпентин встречается в виде редких и тонких линзовидных обособлений или ветвящихся прожилков и небольших гнезд.

3. Бруситит, состоящий из крупнозернистых агрегатов брусита, имеющих характерную текстуру разреза луковицы или кочана капусты. В интерстициях агрегатов брусита апопериклазового облика развит форстерит, образующий в них тонкую ветвящуюся сеть. Форстерит большей частью серпентинизирован (характерный петельчатый серпентин), но его реликты нередки (рис. 5). В агрегате брусита рассеян мелкий магнетит и часто встречается бесцветная шпинель, присутствующая также в мелких октаэдрических кристаллах. Генезис апопериклазовых бруситов наиболее загадочен. Эти породы могли образоваться при контактовом метаморфизме (метасоматизме) первоначально магнетитовых или первоначально бруситовых пород с образованием на их месте на прогрессивном этапе существенно периклазовых пород, которые на последующем регрессивном этапе должны были бруситизироваться. Однако, по данным С.А. Гурулева (личное сообщение), во вмещающих карбонатных толщах нет ни магнетитов, ни существенно бруситовых пород. Примечательно и развитие форстерита в интерстициях крупных зерен бывшего периклаза (см. рис. 5), что свидетельствует о силификации периклазовой породы и исключает образование периклаза по реакции декарбонизации форстерит-кальцитовой ассоциации: $Mg_2SiO_4 + CaCO_3 = CaMgSiO_4$ (монтичеллит) + $MgO + CO_2$.

Примечательна также загрязненность апопериклазового бруситита магнетитом и шпинелью. Общая картина позволяет предположить, что высокотемпературному метаморфизму здесь подвергалась бруситовая или магнетитовая порода, образовавшаяся при гидротермальном изменении форстеритовых скарнов или гипербазитов. Однако такое предположение не согласовалось бы с принятым однофазным образованием Иоко-Довыренского массива. Правда, С.А. Гурулев (1965, с. 113) предполагает, что серпентин-бруситовые и бруситовые породы образовались по апокарбонатным метасоматитам и их появление свидетельствует о том, что процессы магматического замещения были отделены от собственно расплавления периодом низкотемпературного метасоматоза, однако как представить себе подобный период в прогрессивном этапе (до полного расплавления осадков и образования габбро-перидотитовых и других пород массива) — совершенно неясно.

Еще более загадочными в этом отношении оказались брусититы, встречающиеся среди оливинитов по кл. Центральному. Сами формы тел этих брусититов совершенно необычны. В одних случаях они напоминают жильные, в других — видно, что это все же ксенолиты, линейно трас-

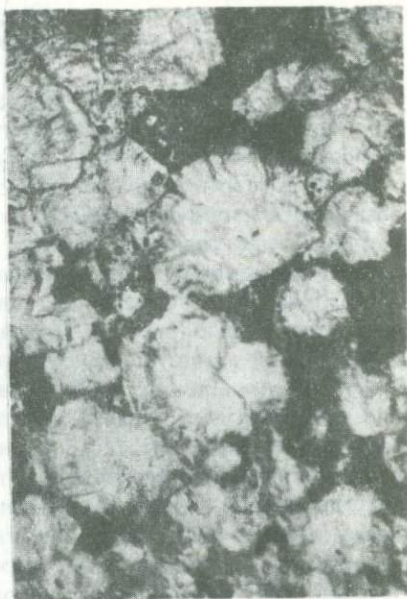
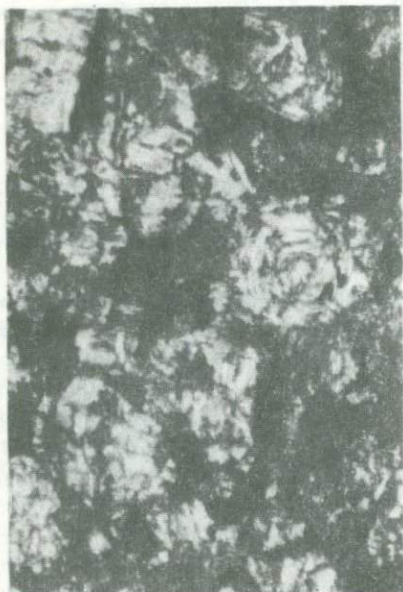


Рис. 5. Анопериклазовая бруситовая порода. В интерстициях бруситовых псевдоморфов развит форстерит, частично замещенный серпентином. Обр. 49. Увел. 32, ник. +

Рис. 6. Анопериклазовая бруситовая масса с серпентинизированным форстеритом и хромшпинелидом в интерстициях зерен. Обр. 7-н. Увел. 32, ник. +

сирующиеся. Под микроскопом устанавливается также анопериклазовый характер брусита с развитием форстерита в интерстициях зерен бывшего периклаза; форстерит также частично серпентинизирован. В отличие от только что обсуждавшихся бруситов здесь вместо магнетита рассеян почти непрозрачный хромшпинелид (рис. 6)¹.

Среди оливинитов, обнажающихся по кл. Центральному, имеется линейно вытянутая полоса обнажений ксенолитов шпинель-форстеритовых скарнов. Здесь оливиниты и дуниты слагают мощный горизонт и находятся в сложных взаимоотношениях. Обе породы имеют близкий минеральный состав и сложены в основном оливином 10–12% железистости с подчиненным количеством хромшпинелида (дуниты) или зеленой плеонастовой шпинели и магнетита (оливиниты). Преимущественно в оливинитах, хотя и не только в них, кое-где обильны ксенолиты шпинель-форстеритовых скарнов, местами частично серпентинизированных и бруситизированных.

Контакты между ксенолитами скарна и оливинитом достаточно резкие, во всяком случае в шлифах форстериты отличаются крупностью зерен, а шпинель — и окраской (более светлая — в скарне, более темная грязно-зеленая — в оливините). Шпинель в скарне находится в интерстициях более крупных зерен форстерита. Местами в интерстициях развивается

¹ Определен по рентгенограмме.

в небольшом количестве и клинопироксен (фассаит). Его ксеноморфные выделения включают изометричные зерна шпинели. В скарнах иногда проявляются также характерные изменения постмагматического этапа: появляются в небольших количествах флогопит, паргасит, ксантофиллит и амезит (по парагенезисам шпинель + пироксен или шпинель + форстерит). Более позднее развитие пироксена соответствует нормальному направлению силификации магнезиальных скарнов от магматического источника. Отмеченные выше брусититы с хромитом находятся в общем в тех же местах, где встречаются ксенолиты скарнов.

Следует отметить, что упоминавшиеся гидротермально измененные породы принадлежат не только скарнам (как это казалось при полевом сборе материала). Во всяком случае, в одном из образцов оказался измененный дунит, форстерит которого серпентинизирован с выделением гнезд магнезита, а хромит остался в виде мелкой вкрапленности и в серпентине, и в магнезите. Наличие мощного (~ 200 м) горизонта оливинитов Л.И. Шабынин предположительно связывает с диффузионным растворением шпинель-форстеритовых скарнов в магме близкого состава. В связи с этим интересен факт и незначительного проявления в районе кл. Центрального кальцийсодержащих скарновых минералов, а также отсутствие кальцита среди скарнов ксенолитов.

Происхождение содержащих хромшпинелид брусититов весьма неясно. С одной стороны, учитывая наличие остатков кремней в брусититах кл. Белого, необходимо было бы заключить, что эти породы не могли образоваться по форстеритовым массам и при их формировании отсутствовало движение поровых растворов в исходной породе, которой в этом случае мог быть, по-видимому, лишь магнезит. Линзы последнего в доломитовых массах магнезиальноскарновых месторождений ряда регионов известны. С другой же стороны, наличие в брусититах хромшпинели свидетельствует о воздействии на исходную породу флюидов перидотитовой магмы в условиях большей, чем у кремнезема, транспортабельности в них Fe и Cr.

Можно, наконец, предположить, что и в данном случае сначала имело место гидротермальное изменение хромитоносного дунита с образованием магнезита или брусита, а затем повторный их высокотемпературный разогрев. Однако это допущение также не согласуется с представлениями об одноактном формировании массива, которые сами по себе кажутся вполне убедительными и не вызывают серьезных сомнений.

В обнажениях в районе кл. Большого нами были изучены выходы дунитов и оливинитов с ксенолитами шпинель-монтichelлитовых скарнов. Интересно, что шпинель в оливинитах распространена крайне неравномерно: она наблюдается сгустками в участках с контурами, напоминающими переработанные ксенолиты. Видимо, ассимиляционные магматические процессы при образовании горизонта ультраосновного состава играли весьма существенную роль.

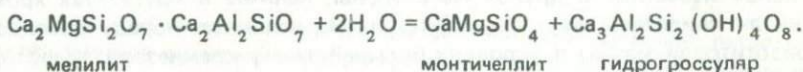
Ксенолиты с монтichelлитом имеют довольно однообразный состав: шпинель, форстерит и монтichelлит. Монтichelлит производит впечатление несколько более позднего минерала. В крупных его зернах включены более мелкие зерна форстерита и шпинели. Иногда присутствует



Рис. 7. Гидрогранат-монтицеллитовые сростки, вероятно представляющие псевдоморфозы по мелилиту. Крупные зерна — монтицеллит. Обр. 18, Увел. 32, ник. +

мелкая вкрапленность магнетита. Шпинель кое-где уступает место везувиану и (или) гидрогранату (рис. 7), спорадически появляется кальцит. Из других характерных для магнезиальных скарнов минералов в небольших количествах присутствуют клинопироксен (фассаит), ксантофиллит, флогопит и амезит, возникшие, как и гидрогранат с везувианом, при послемагматическом изменении магнезиальных скарнов. Сам монтицеллит тоже производит впечатление послемагматического, развившегося за счет первичных

минералов скарна магматического этапа. Этим он отличается от монтицеллитов в скарновой зональности по кл. Белому. В некоторых местах наряду с крупным монтицеллитом, включающим редкие зерна шпинели и форстерита, встречаются симплектитовые сростки его (матрица) с гидрогранатом (см. рис. 7). Вероятней всего, эти симплектитовые прорастания являются псевдоморфозой по мелилиту среднего состава:



Если мы правы в таком предложении, то первоначальная температура образования скарнов была выше 900°С (см. рис. 4).

Таким образом, изучение ксенолитов Иоко-Довыренского массива позволило установить следующее:

1. В контактах доломитовых ксенолитов с породами расслоенного Иоко-Довыренского габбро-перидотитового массива проявлено магматическое замещение карбонатных пород, выразившееся в появлении характерных зон магнезиальных скарнов магматического этапа. Мощность образовавшихся в контактах скарнов сравнительно невелика — достигает нескольких десятков сантиметров. Вместе с тем эта типично инфильтрационная, связанная с просачиванием флюидов и потому вынесенная вперед метасоматическая часть процесса магматического замещения доломитов имеет продолжение в виде мощно проявленного диффузионного магматического замещения магнезиальных скарнов с образованием пород горизонта оливинитов, дунитов и перидотитов. Возможно, впрочем, что магматическое замещение не было единственным или хотя бы даже главным механизмом образования массива.

2. Скарны месторождения относятся к фации повышенных температур и малых глубин (периклаз-монтичеллитовая субфация). Присутствие в них монтичеллит-пироксеновой ассоциации и отсутствие акерманит-форстеритовой (в послемагматических преобразованиях скарнов) свидетельствуют о формировании сохранившихся скарновых парагенезисов при температурах приблизительно ниже 880°C . Парагенезисы как ранних, так и поздних скарнов плохо соответствуют расчетной глубине образования (~ 3 км). В других природных объектах аналогичные парагенезисы образуются на глубинах меньше 1,5 км. В данном случае необходимо заключить, что либо неверна принятая расчетная оценка глубины формирования скарнов, либо мольная доля CO_2 во флюидах при скарнообразовании была резко пониженной против обычной — до величины 0,3—0,4 (Перцев, 1977).

3. Прогрев крупных ксенолитов карбонатных пород в послемагматических условиях был равномерным, так как биметасоматические скарны из центральных частей ксенолитов имеют одинаковую фациальную характеристику со скарнами граничных частей ксенолитов.

4. В ксенолитах и около них в интрузивных породах широко проявлены постмагматические изменения, происходившие в широком температурном интервале. Магнезиальные скарны подвергаются послемагматическим преобразованиям и известковоскарновым изменениям, образуется ряд гидросиликатов кальция, хлориды, происходит бруситизация периклаза. В интрузивных породах проявлены сосюритизация плагиоклаза, амфиболизация пироксена, замещение плагиоклаза гидрогранатом, хлоритизация, серпентинизация оливина. Это свидетельствует об интенсивном и длительном движении послемагматических растворов в ослабленных зонах (в том числе на контактах химически контрастных сред).

5. Присутствие ксенолитовых брусититов апопериклазового облика с тонкой вкрапленностью хромшпинелида не находит удовлетворительного объяснения, поскольку свидетельствует либо о существовании двух магматических циклов становления массива, либо о захвате гипербазитовой магмой более древних, уже гидротермально измененных обломков дунитов и их высокотемпературном повторном преобразовании, либо, наконец, вынуждает допустить привнос во внешнюю зону метасоматической колонки (периклазовую по магнезиту) флюидами перидотитовой магмы Fe и Cr с опережением перемещения SiO_2 , как это имеет место в отношении Fe в месторождениях магнетита магматического этапа (Шабынин, 1969).

6. Возможность известкового состава исходных карбонатных пород, подвергшихся скарнированию и находимых ныне в ксенолитах ультраосновных пород, фактическим материалом полностью исключается, как и промежуточное их преобразование в доломиты (с последующим замещением магнезиальными скарнами).

Дополнительно можно заметить, что, по устному сообщению А.Г. Крапивина, среди вмещающих Июко-Довыренский массив карбонатных пород подавляюще распространены нормальные седиментогенные доломиты.

7. Для разрешения сложных вопросов, возникших на основе изучения ксенолитов Иоко-Довыренского расслоенного массива требуются дальнейшие петрологические и геологические исследования, в частности на основе детального петрографического картирования массива, его экзо-контактов и ксенолитов. Учитывая уникальность массива, следует надеяться, что такое исследование осуществится, и его результаты явятся фундаментальным вкладом в петрологию магматических процессов.

Л и т е р а т у р а

- Гурулев С.А. Геология и условия формирования Иоко-Довыренского габбро-перидотитового массива. М.: Наука, 1965.
- Коржинский Д.С., Перцев Н.Н., Зотов И.А. Экскурсия на габбро-перидотит-дунитовые массивы северного Прибайкалья. — Геол. рудн. месторождений, 1976, № 3.
- Перцев Н.И. Высокотемпературный метаморфизм и метасоматизм карбонатных пород. М.: Наука, 1977.
- Шабынин Л.И. Магнетитовое оруденение магматической стадии в месторождениях магнезиальноскарновой рудной формации. — Геол. рудн. месторожд., 1969, № 4.
- Шабынин Л.И. О границах термина "фассаит" и некоторых различиях пироксеновых пород формации магнезиальных скарнов. — В кн.: Метасоматиты и оруденение. М.: Наука, 1975.
- Tilley С.Е. The zoned contact-skarns of the Broadford area, Skye: a study of boron-fluorine metasomatism in dolomites. — Miner. Mag., 1951, v. 29, N 214.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕНЕЗИСА СУЛЬФИДНЫХ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ РУД ЧАЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Сульфидные медно-никелевые руды в Северном Прибайкалье пространственно и генетически связаны с массивами основных и ультраосновных пород (Денисова, 1961; Шишкин, Кумпан, 1962, 1964; Гурулев, 1965; Гурулев, Трунева, 1974; и др.), относящихся к различным магматическим формациям: 1) гипербазитовой нижнего протерозоя, 2) габбро-норитовой рифея, 3) оливинит-перидотит-троктолитовой рифея. Соответственно могут быть выделены и типы магматических медно-никелевых месторождений:

1. Медно-никелевые месторождения гипербазитовой формации нижнего протерозоя. Сюда относится Авкитское рудопроявление, где медно-никелевые руды связаны с гипербазитовым массивом, прорывающим сульфидоносные отложения докембрия. Этот тип сульфидных медно-никелевых проявлений в Северном Прибайкалье ранее не был известен (Гурулев, Трунева, 1974).

2. Медно-никелевые месторождения габбро-норитовой формации рифея, куда относится Чайское месторождение, рудопроявления Огиендо и Надежда (в Чайском массиве), а также рудопроявления Нюрундуканского и Маринкина массивов.

3. Медно-никелевые месторождения оливинит-перидотит-троктолитовой формации рифея. К этому типу относится Иоко-Довыренское месторождение, приуроченное к одноименному массиву, а также Даваканские рудопроявления, связанные с габбро-перидотитовыми sillами, во многом аналогичными sillам в подошве Иоко-Довыренского массива.

В настоящей статье будут рассмотрены вопросы, касающиеся генезиса сульфидного медно-никелевого оруденения Чайского месторождения.

Чайское месторождение приурочено к юго-западному окончанию сложного габбро-норитового массива с ксеногенными телами гипербазитов, прорывающего отложения нижнего протерозоя и перекрытого с запада базальными конгломератами холоднинской свиты, относимой к венду (Dzharipov e.a., 1976). Под конгломератами на габброидах развита кора выветривания (Гурулев, Самбуев, 1964).

Сложность геологического строения массива отмечалась многими исследователями. Главная особенность геологии Чайского массива заключается в том, что ультрабазиты в нем образуют ксеногенные тела, представляющие более древние магматические комплексы докембрия и подвергающиеся воздействию (габброизации) со стороны основной магмы, характерной для интрузий довыренского комплекса. Многочисленные примеры габброизации гипербазитов и других пород с образованием метасоматитов были описаны ранее (Гурулев, Самбуев, 1966, 1967, 1968а, б, 1969; Самбуев, 1967).

Процессы магматического замещения и габброизации заключаются в образовании по гипербазитам серии метасоматических пород; актинолитов, вебстеритов, гиперстенитов, гарцбургитов, полевошпатовых перидотитов. При этом, с одной стороны, происходит регенерация минералов гипербазитов (например, регенерация оливинов за счет серпентина гипербазитов) и, с другой стороны, образование новых минералов (например, гиперстена) за счет привноса в замещаемую породу компонентов из основной магмы.

Медно-никелевые руды Чайского месторождения приурочены к ореолу магматической переработки основной магмой гипербазитов и развиваются в гиперстенитах, гарцбургитах и полевошпатовых перидотитах. В связи с этим отмечалось, что некоторые структурно-морфогенетические типы медно-никелевых руд (сплошные руды шлира) могут оказаться ксеногенными (Гурулев, Самбуев, 1967). Последнее подкреплялось находками в медно-никелевых рудах молибденита, необычного для медно-никелевой парагенетической ассоциации и несущего все признаки ксеногенности (Гурулев, Самбуев, 1966). В связи с идеями о магматическом замещении гипербазитов габброидной магмой высказывалось мнение о том, что источником никеля для формирования руд являлись замещаемые габброидной магмой гипербазиты, содержащие никель в силикатной форме (Якимов, Викулов, 1971). Геологи Л.М. Бабурин, Ю.А. Чешенко и другие, дававшие геолого-промышленную оценку медно-никелевым рудам месторождения, отмечали, что Чайское месторождение отличается от известных месторождений СССР этого типа тем, что оно связано с широкой серией основных и ультраосновных пород, возникших в результате воздействия на гипербазиты габброидной магмы, существенно повлиявшей на рудоотложение и пространственное размещение рудных тел; эти условия, по их мнению, определили широкое разнообразие структурно-морфологических типов оруденения и минеральный состав руд.

На месторождении выделено несколько рудных тел и мелких рудных зон, из которых наиболее крупные — рудные тела № 3 и № 2.

Рудное тело № 3 залегает в юго-западной части месторождения. По форме оно является линзующейся платообразной залежью, имеющей вертикальное залегание. Руды главным образом вкрапленные, среди них отмечаются небольшие шлировидные образования сплошных руд.

Рудное тело № 2 находится на простирании рудного тела № 3 и прослеживается на 500 м. Оно состоит из вкрапленных и прожилково-вкрапленных руд, развивающихся в плагиоперидотитах, содержащих ксеногенные блоки дунитов, вследствие чего эти руды приобретают характер брекчиевидных; это дало основание некоторым исследователям (Шишкин, Кумпан, 1964) относить их к оруденелой брекчии ультраосновных и основных пород.

Н.Н. Шишкин и Е.А. Кумпан (1964) делят медно-никелевые руды Чайского месторождения по генетическим признакам на два типа — сингенетический и эпигенетический. К сингенетическому типу они относят вкрапленные руды и шлик массивной руды в плагиоперидо-

тите, к эпигенетическому — оруденелую брекчию ультраосновных и основных пород и руды в зонах смятия и рассланцевания.

Нам представляется, что по генетическим признакам все руды на месторождении являются сингенетическими, в понимании М.Н. Годлевского (1968). Учитывая текстурно-морфологические признаки оруденения, а также взаимоотношения сульфидов с породообразующими минералами, можно выделить следующие типы руд: 1) сплошные, 2) вкрапленные и прожилково-вкрапленные: а — в плагиоперидотитах, б — в пироксенитах.

Минеральный состав руд довольно прост. Во всех типах руд главным рудообразующим минералом, составляющим более 50% всей суммы рудных минералов по объему, является пирротин. В меньших количествах присутствуют пентландит и халькопирит. В различных соотношениях, в зависимости от типа руд, встречаются магнетит, пирит, титаномагнетит, хромит, ильменит, сфалерит, виоларит, марказит, мельниковит, маккинавит.

Наиболее распространенной структурой во всех типах руд является гипидиоморфнозернистая, обусловленная взаимным сростанием зерен главных рудообразующих минералов. В сплошных рудах имеют место порфириовидные структуры — в зернистой массе халькопирит-пентландит-пирротинового состава выделяются крупные (до 5 см) фенокристаллы пирита, относимого нами к ксеногенным образованиям. Во вкрапленных рудах наблюдается пойкилитовая структура — зерна пирротина выполняют роль пойкилокриста с включенными округлыми зернами оливина. Встречаются также руды сидеронитовой и интерстиционной структур.

Во всех типах руд распространены структуры распада твердого раствора пирротин+пентландит (пламевидные, линзовидные), реже халькопирит+кубанит (пластинчатые). В более поздних минеральных ассоциациях наблюдаются субграфические структуры.

При изучении руд нами, как и предыдущими исследователями, большое внимание уделялось главному рудообразующему минералу — пирротину, с которым непосредственно связано развитие пентландита — основного источника никеля в рудах.

Ранее пирротин Чайского месторождения рентгенометрически изучали Н.Г. Чувикина и Ю.А. Чешенко (1970), а также Ф.П. Леснов (1972). Эти исследователи выделяли в рудах две модификации пирротина (моноклинную и гексагональную) и троилит. Нашими исследователями, кроме этих минералов, установлена еще одна разновидность моносulfида железа — маккинавит.

Рентгенометрический анализ пирротинов и троилита Чайского месторождения проводился на аппарате УРС-60 в камерах РКД-57, 3 мм при асимметричной закладке пленки. Съемка велась с эталонами NaCl, излучение — ^{60}Co , фильтр — Fe, напряжение — 40 kV, ток — 9 ма. Измерение дебаеграмм осуществлялось на компараторе ИЗА-2. Результаты измерения сопоставлялись с эталонными данными американской рентгенометрической картотеки и рентгенометрического определителя минералов В.И. Михеева.

Маккинавит проанализирован в институте "Гипроникель" на рентгеновском микроанализаторе MS-46 "КАМЕКА". Эталонами для железа,

Таблица

Результаты рентгенометрического анализа пирротинов и троилитов*

Моноклинные пирротины				Гексагональные пирротины					
20-210		20-235		20-189		44-231		24-312 (2)	
d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I
8,2	5			5,86	3	5,85	1		
				3,04	7				
3,25	1								
3,11	2								
3,00	4	3,01	2			3,03	6		
				2,982	6	2,990	7	2,992	8
2,939	6								
		2,841	4	2,883	1	2,909	3		
2,632	2			2,639	8	2,649	9	2,655	9
2,607	9	2,613	6						
2,515	2	2,514	2					2,528	1
2,397	1								
2,351	1			2,320	2	2,311	2		
2,291	2								
2,190	2							2,167	1
2,136	1								
2,061	10					2,099	8		
2,043	9	2,054	10	2,065	10	2,077	10	2,075	10
				1,931	3			1,928	2
1,924	3					1,930	2		
1,848	2	1,845	1			1,915	1		
1,768	5					1,722	8	1,781	2
1,713	9	1,710	8	1,722	6	1,735	9	1,724	8

* 20-210, 20-235 — сплошные руды (рудное тело № 3); 11-58 — прожилково-вкрапленные руды (рудное тело № 2); 20-189, 24-312 (2), 24-313 (2), 20-148 — вкрапленные руды в плагиоперидотитах (рудное тело № 3); 44-231, 44-131 —

никеля, кобальта и меди служили чистые металлы, а для серы — химически проанализированный пирит.

Распределение фаз моносulfида железа в различных структурно-морфологических типах руд Чайского месторождения, как показали исследования, подчиняется определенной закономерности. В сплошных рудах развивается главным образом моноклинный пирротин. Троилит и

Гексагональные пирротины				Троилиты							
24-312 (1)		24-313 (1)		44-131		20-148		11-58		24-313 (2)	
d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I
						8,2	7	8,8	10		
		6,37	2	7,25	3	7,14	4	8,97	4		
				5,84	5	5,82	3	5,75	3		
		3,06	2	5,05	4					3,02	5
				4,70	3			4,67	2		
				3,57	3						
						3,03	9	3,04	7	3,02	7
2,988	6	2,983	4			2,982	7	2,964	7		
				2,949	6						
				2,894	6	2,915	2	2,903	2		
								2,806	1		
				2,763	2			2,722	1		
2,659	8	2,655	8	2,649	7	2,658	8	2,645	9	2,667	8
				2,537	3	2,509	3	2,538	3	2,517	3
						2,455	2				
				2,322	1	2,321	3	2,317	3	2,312	3
						2,244	1				
								2,164	1		
						2,101	3	2,146	2	2,149	2
								2,088	10	2,096	10
2,077	10	2,077	10			2,082	10	2,098	5	2,069	8
								2,082	10	2,069	8
						1,943	8	1,948	5	1,937	5
						1,918	1				
								1,865	4	1,861	1
						1,791	1	1,789	8	1,785	8
1,727	6	1,728	5	1,784	4	1,714	6	1,733	9	1,722	9
										1,732	4

вкрапленные руды в ортопироксенитах (рудное тело № 3); 24-312 (1), 24-313 (1) — рудные включения (рудное тело № 3). Анализы 24-313 (1) и 24-313 (2) выполнены в ИГЕМ АН СССР, аналитик Г.В. Басова.

маккинавит здесь отсутствуют. Пирротин образует неравномернозернистый агрегат неправильных, иногда удлиненных зерен, часто имеющих пластинчатое строение. В сростании с ним находятся халькопирит и пентландит.

Методом магнитной порошкографии в пирротинах этого типа руд выявлены две фазы — сильномагнитная и слабомагнитная. Обе фазы находят-

ся в тонкой перемежаемости друг с другом даже в пределах одного зерна. Рентгенометрические исследования показали (таблица) присутствие в рудах как моноклинного, так и гексагонального пирротинов, на что указывали также Н.Н. Шишкин и Е.А. Кумпан (1964). Н.Г. Чувикина и Ю.А. Чешенко (1970) выделяют в сплошных рудах две разновидности пирротина, различающиеся разной степенью окисления на воздухе. На основании рентгенометрических данных обе разновидности отнесены ими к моноклинному пирротину. Из этих сведений вытекает, что в сплошных рудах месторождения преобладает моноклинный пирротин.

Для сплошных руд характерно наличие пирита, представленного двумя генерациями. Пирит I — первичный рудообразующий минерал, присутствующий в рудах в виде крупных зерен, корродированных окружающими его сульфидами. Пирит II выделяется в пентландит-халькопирит-пирротинном агрегате в виде очень мелких (десятые и сотые доли мм) идиоморфных кристалликов, группирующихся в прерывистые и сплошные цепочки. Кроме того, внутри рудных агрегатов сохраняются зерна магнетита дорудной стадии образования.

Во вкрапленных и прожилково-вкрапленных рудах развиты троилит и гексагональный пирротин. Моноклинный пирротин распространен незначительно. Для этого типа руд характерно наличие маккинавита. Троилит и гексагональный пирротин образуют агрегат неправильных зерен, выполняющий промежуток между силикатами. В подчиненном количестве во вкрапленниках присутствуют халькопирит и пентландит. Последний представлен двумя генерациями: 1) зернистой, находящейся в сростании с пирротинном, и 2) линзовидными и пламенивидными образованиями в структурах распада твердого раствора пирротин + пентландит. С первой из них ассоциирует маккинавит, образуя в пентландите пятнистые или разветвленные выделения.

Маккинавит ранее описывался как валлериит из-за сходства их физических и оптических свойств. Оба минерала относятся к группе минералов (включающей также молибденит, графит, ковеллин и др.), характеризующейся исключительно сильными эффектами двуотражения и анизотропии. Маккинавит и валлериит принадлежат группе слоистых минералов, кристаллизуются в виде чешуек и чешуйчатых агрегатов и имеют низкую твердость.

Впервые маккинавит в качестве самостоятельного минерала был определен в 1959 г. Эвансом (Evans e.a., 1963).

В Северном Прибайкалье маккинавит был впервые установлен в медно-никелевых рудах Авкитского рудопоявления (Гурулев, Трунева, 1974). Позднее он был определен нами в сульфидных медно-никелевых рудах Иоко-Довыренского и Чайского массивов.

В медно-никелевых рудах Чайского месторождения маккинавит ассоциирует главным образом с пентландитом и халькопиритом. Он образует неправильные по форме выделения внутри зерен пентландита, а также скопления тонких чешуек в халькопирите и реже в пирротине.

Судя по взаимоотношениям маккинавита с другими сульфидами, можно предположить его более позднее образование. В пользу этого говорят также данные о возможной температуре образования маккина-

вита, полученные при термических испытаниях минерала из медно-никелевых руд Норильска (Генкин, Вяльсов, 1967). По данным этих испытаний, температура образования маккинавита не превышает 150–160°C. Аналогичные испытания маккинавита из различных месторождений и с разным содержанием в нем Ni и Co проводились С.Такено и А. Кларком (Takeno, Clark, 1967), установившими, что температура образования минерала зависит от соотношения железа к сумме никеля и кобальта. С увеличением степени замещения Fe на (Ni + Co) температура возрастает от 135°C для почти чистого минерала с 0,4% (Ni + Co) до 230–240° при содержании (Ni + Co) 4–7%. Если учесть, что маккинавит в медно-никелевых рудах Чайского месторождения содержит около 7% (Ni + Co), можно предположить образование его при температуре 200–230°C.

Медно-никелевые руды Чайского месторождения характеризуются еще одной особенностью, имеющей, на наш взгляд, первостепенное генетическое значение. На эту особенность в свое время обращали внимание геологи И.Ф. Баинов и Ю.А. Чешенко, но не придали ей особого значения.

Эта особенность заключается в том, что во вкрапленных и прожилково-вкрапленных рудах среди крупнозернистого пентландит-халькопирит-пирротинового агрегата встречаются обособленные рудные включения пирротин-пентландитового состава. Включения имеют небольшие размеры (0,5–5,0 мм в поперечнике), округлую, близкую к изометричной форму (рис. 1). Контуры их четко ограничены и подчеркиваются тонкими трещинками. Включения расположены, как правило, на периферии рудного вкрапленника и контактируют с нерудными минералами, границы их здесь часто неровные, зазубренные, что указывает на реакционный характер взаимоотношений между рудным включением и нерудными минералами.

Включения резко выделяются на фоне крупнозернистого агрегата окружающей их руды своей тонкозернистой структурой, напоминающей тонкобластический агрегат. Они состоят из пирротина, пентландита и магнетита, находящихся между собой в различных соотношениях: в одних включениях преобладает пирротин (рис. 1,а), а в других — пентландит (рис. 1,б). Во всех включениях присутствует магнетит вторичного, наложенного происхождения по отношению к сульфидам включения. Он развивается в виде прожилков и пятнистых образований, пронизывающих включение. При этом развитие магнетита часто ограничено контурами включения — прожилки здесь резко обрываются. Халькопирит и маккинавит, широко развитые во вкрапленных рудах, во включениях отсутствуют.

Рентгенометрическое изучение пирротина из включений, проведенное методом съемки рентгенограмм из очень малых количеств вещества (тысячные доли миллиграмма), вмонтированного в шарик из резинового клея, показывает, что он относится к гексагональной разновидности (см. таблицу, анализы 24–312 (1), 24–313 (1)), тогда как в окружающей эти включения руде встречаются троилит и гексагональный пирротин (анализы 24–312 (2) и 24–313 (2)).

Физические свойства пирротина и пентландита во включениях и в окружающей их руде также различны. Так, замеры твердости по микровдавливанию, сделанные на микротвердометре ПМТ-3 с нагрузкой 50 г, показали, что минералы во включениях тверже соответственных минералов в руде. Микротвердость пентландита во включениях изменяется от 252 до 277 кгс/мм², в то время как в окружающей руде — от 204 до 223 кгс/мм². Микротвердость пирротина из включения составляет 329—382 кгс/мм², а троилита в руде — 252—268 кгс/мм².

Таким образом, рудные включения во вкрапленных рудах Чайского месторождения структурно обособлены от медно-никелевого парагенезиса пирротин + халькопирит + пентландит и отличаются составом и физическими свойствами минералов. По нашему мнению, рудные включения во вкрапленных рудах месторождения относятся к более раннему медно-никелевому оруденению и представляют собой ксеногенные образования.

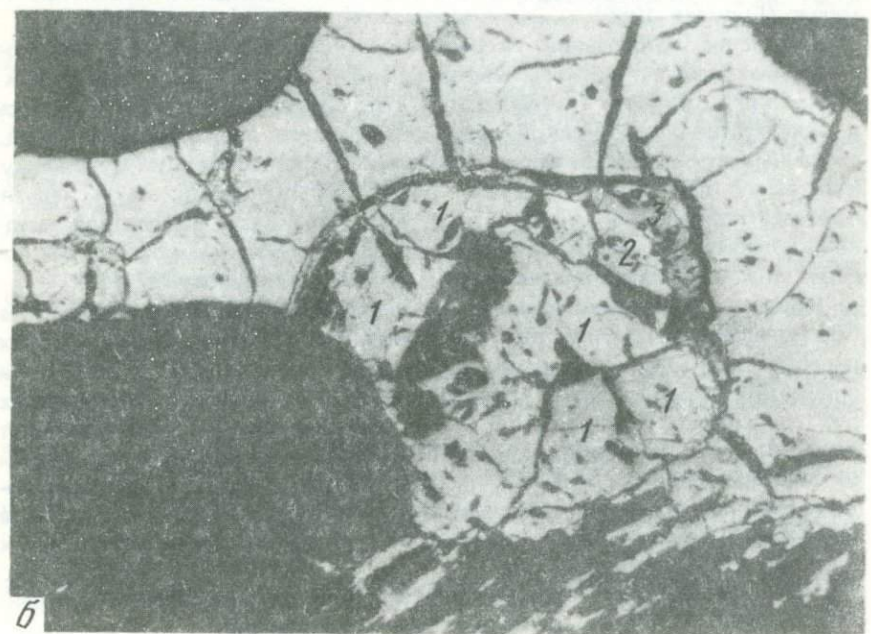
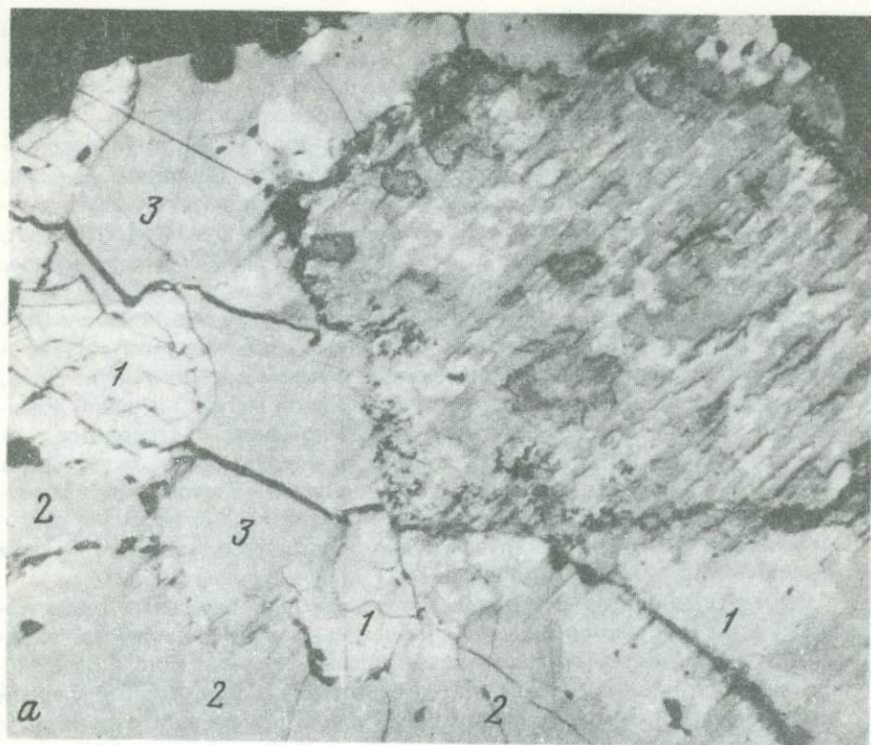
При анализе закономерностей распределения разновидностей моносulfида железа в рудах Чайского месторождения обращает внимание пространственная приуроченность многосернистого моноклинного пирротина к сплошным рудам, в которых широко развит пирит, представленный двумя генерациями. Взаимоотношение крупнозернистого пирита I с sulfидами медно-никелевого парагенезиса ("разъедание" кристаллов пирита и развитие в них прожилков халькопирит-пирротинового состава) свидетельствует о более раннем образовании пирита I и подтверждает высказываемое ранее мнение о его ксеногенности (Гурьев, Самбуев, 1967). В связи с этим обращают на себя внимание образования пирита II, отнесенные Н.Н. Шишкиным и Е.А. Кумпан (1964) к поздней стадии по сравнению с халькопирит-пирротин-пентландитовым парагенезисом. Образование пирита II, вероятно, связано с перекристаллизацией пирита I.

Сплошные медно-никелевые руды, содержащие пирит и многосернистый моноклинный пирротин, образовались, скорее всего, в условиях высокой концентрации серы, которая заимствовалась из более ранних сульфидных руд.

Наличие рудных включений во вкрапленных медно-никелевых рудах свидетельствует также о том, что руды образовались в результате магматического (расплавного) замещения более раннего сульфидного медно-никелевого оруденения. Образование руд происходило в условиях, когда в рудообразующей среде была понижена концентрация серы, о чем свидетельствует развитие малосернистого гексагонального пирротина и троилита как в самих рудах, так и в рудных включениях.

Рис. 7. Пирротин-пентландитовые включения во вкрапленной руде

а — во включении: белое — пентландит, серое — пирротин, темно-серое, рельефное — магнетит. В руде: 1 — пентландит, 2 — троилит, 3 — халькопирит. Черное — нерудные минералы. Анал. № 24—313, увел. 70; б — во включении: 1 — пентландит, 2 — пирротин, 3 — магнетит. Окружают включение пирротин (светло-серое) и нерудные минералы (черное). Анал. № 20—86, увел. 50



Для этого этапа характерен относительно повышенный кислородный потенциал, что подтверждается развитием в прожилково-вкрапленных и вкрапленных рудах позднего магнетита.

Обращает внимание структурная неоднородность ксеногенных включений в медно-никелевых рудах Чайского месторождения: крупнозернистый пирит с повышенным содержанием кобальта (Шишкин, Кумпан, 1964), пентландит-пирротиновые включения тонкобластической структуры. Можно, конечно, допускать, что ксеногенные рудные включения, принадлежащие более раннему и, не исключено, древнему оруденению, претерпевали при магматическом замещении различные преобразования. Однако такое допущение не имеет еще фактического обоснования. Поэтому не исключено, что наблюдаемые рудные включения по составу и особенностям структуры соответствуют тем типам древнего оруденения, которые существовали до внедрения габброидной магмы интрузий довыренского комплекса. Если такое предположение подтвердится, то среди древних интрузий в толщах докембрия следует искать сульфидные месторождения, в том числе и медно-никелевые. В этом плане заслуживают внимания нижнепротерозойские гипербазитовые интрузии региона, тем более что медно-никелевые руды в связи с этими интрузиями уже открыты — Авкитское рудопроявление (Гурулев, Трунева, 1974).

Наличие ксенолитов сульфидных руд в медно-никелевых рудах северобайкальских месторождений отмечалось и ранее. Например, в одном из габбро-перидотитовых никеленосных силлов Иоко-Довыренского массива описывался ксенолит пирротиновых руд, переработанный с краев магмой, что отразилось в образовании кристаллов пироксена и слабом насыщении краевых частей ксенолита никелем, кобальтом и медью (Гурулев, 1965).

Выявление включений ксеногенного происхождения в медно-никелевых рудах Чайского месторождения может иметь ряд важных следствий. Можно утверждать, что оруденение формировалось в результате магматической переработки ранее существовавших руд, связанных с ультрабазитами, относимыми к яршинскому интрузивному комплексу (Гурулев, Самбуев, 1967). На основании этого нельзя признать правильным мнение о том, что источником никеля для медно-никелевых руд месторождения служили гипербазиты ксенолитов, содержащие никель в силикатной форме (Якимов, Викулов, 1971).

Рудные включения ксеногенного происхождения укладываются в общую схему магматического замещения габброидной магмой древних гипербазитов, ранее устанавливаемую по соотношениям в основном силикатных пород. Структурное сопряжение и связь медно-никелевых руд с зонами габброизации гипербазитов, во-первых, позволяют относить Чайское месторождение в особый генетический тип, отличный от месторождений, связанных с гипербазитовыми или габбро-перидотитовыми расслоенными интрузиями, и, во-вторых, наметить поисковые критерии (Гурулев, 1975), базирующиеся на генетических особенностях этого месторождения.

Авторы благодарят А.Д. Генкина за просмотр материалов, положенных в основу статьи, и высказанные замечания и советы.

Л и т е р а т у р а

- Арнольд Р.* Равновесные отношения между пирротином и пиритом при температуре от 355° до 743°C. — В кн.: Проблемы эндогенных месторождений, вып. 3. М.: Мир, 1966.
- Генкин А.Д., Вьяльсов Л.Н.* О валлериите и маккинавите и условиях их нахождения в рудах. — Геол. рудн. месторожд., 1967, № 2.
- Годлевский М.Н.* К вопросу о генезисе сульфидных медно-никелевых месторождений на Сибирской платформе. — Геол. рудн. месторожд., 1959, № 2.
- Годлевский М.Н.* Магматические месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений, М.: Недра, 1968.
- Гурулев С.А.* Геология и условия формирования Июко-Довыренского габбро-перидотитового массива, М.: Наука, 1965.
- Гурулев С.А.* Никеленосность докембрийских интрузий севера Бурятской АССР. — В кн.: Проблемы хозяйственного освоения зоны Байкало-Амурской железно-дорожной магистрали (на территории Бурятии). Улан-Удэ, 1975.
- Гурулев С.А., Самбуев К.С.* Дресвяники преднижнекембрийской коры выветривания на породах Чайского габбро-перидотитового массива (Северное Прибайкалье). — Труды БКНИИ СО АН СССР. Сер. геол., № 15. Улан-Удэ, 1964.
- Гурулев С.А., Самбуев К.С.* Молибденит в медно-никелевых рудах Чайского габбро-перидотитового массива. — Геол. рудн. месторожд., 1966, № 5.
- Гурулев С.А., Самбуев К.С.* Магматическое замещение в Чайском габбро-перидотитовом массиве. Улан-Удэ, 1967.
- Гурулев С.А., Самбуев К.С.* Габброизация гранитных пегматитов в Чайском габбро-перидотитовом массиве. — Докл. АН СССР, 1968а, т. 179, № 1.
- Гурулев С.А., Самбуев К.С.* Мигматиты пироксенов в Чайском габбро-перидотитовом массиве (Северное Прибайкалье). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968б, № 3.
- Гурулев С.А., Самбуев К.С.* Типизация процессов магматического замещения в габбро-перидотитовых комплексах Северного Прибайкалья. — Материалы IV Всесоюз. петрограф. совещ. Баку, 1969.
- Гурулев С.А., Трунева М.Ф.* Медно-никелевое сульфидное оруденение в структуре Холоднинского колчеданно-полиметаллического месторождения. — В кн.: Геология, магматизм и полезные ископаемые Забайкалья. Улан-Удэ, 1974. (Труды Геол. ин-та БФ СО АН СССР; Вып. 5 (13)).
- Денисова М.В.* Сульфидное медно-никелевое оруденение в одном из массивов основных и ультраосновных пород Байкальской складчатой области. — Материалы по геол. и минерал. рудных месторождений СССР. Новая сер., т. 60. Л., 1961.
- Леснов Ф.П.* Геология и петрология Чайского габбро-перидотит-дуניתового никеленосного плутона (Северное Прибайкалье). Новосибирск: Наука, 1972.
- Самбуев К.С.* Ультраосновные мигматиты в Чайском габбро-перидотитовом массиве. — Докл. АН СССР, 1967, т. 173, № 2.
- Чувикина Н.Г., Чешенко Ю.А.* Пирротины и троилиты Чайского сульфидного медно-никелевого месторождения (Северное Прибайкалье) и их рентгенометрическое изучение. — Труды ЦНИГРИ, 1970, вып. 93.
- Шишкин Н.Н.* Медно-никелевое оруденение в Июко-Довыренском массиве основных и ультраосновных пород. — Труды Проект. и научн.-исслед. ин-та "Гипроникель", вып. 16. Л., 1963.
- Шишкин Н.Н., Кумпан Е.А.* О медно-никелевом сульфидном оруденении в Безымянном массиве основных и ультраосновных пород. — Труды Проект. научн.-исслед. ин-та "Гипроникель", вып. 21. Л., 1964.
- Якимов Л.И., Видулов В.Е.* Вмещающая среда и вещественный состав руд Чайского сульфидно-никелевого месторождения. — Материалы по геол. и полезным ископаемым БурАССР, вып. 15. Улан-Удэ, 1971.
- Dzharipov A.D., Bazan Y.M., Gurulev S.A., Zyrenov D.S.* Manganese in Lower Palaeozoic sediments of Upper Angara Ridge. U.S.S.R. — 25th Intern. Geol. Congr. Abstrs, v. 3. Sydney, 1976.
- Takeno S., Clark A.H.* Observation on tetragonal (Fe, Ni, Co) S mackinawite. — J. Sci. Hiroshima Univ., 1967, v. 5, N 3.

КОНТАМИНАЦИЯ И РУДОНОСНОСТЬ ГАББРОИДНОЙ МАГМЫ В ГЕОХИМИЧЕСКОМ АСПЕКТЕ

Геолого-петрографическое значение процессов гибридизма неоднократно рассматривались в литературе (Лебедев, 1958; Кутюлин, 1970). Однако геохимические аспекты их остаются все еще недостаточно исследованными.

При рассмотрении вопросов гибридизма обращается внимание на поведение рассеянных элементов, тесно связанных с петрогенными. Д.Грин и А. Рингвуд (1968) впервые указали на существенное различие в характере обогащения базальтоидов рассеянными "некогерентными" (несовместимыми) элементами в зависимости от взаимодействия магмы с вмещающими породами в условиях разного давления. Правда, они вели речь только об относительной оценке давления в глубинных очагах, а не на месте становления плутона, где определяющим фактором выступает степень открытости системы и где за геобарометр могут быть приняты составы сосуществующих минералов.

В связи с этим в качестве исходного мы приняли положение о неодинаковом распределении стронция в плагиоклазе при разном режиме давления. При низком давлении плагиоклаз выполняет функции главного концентратора Sr, причем последний здесь входит на место Ca и имеет когерентное распределение. При высоком давлении вследствие неустойчивости плагиоклаза и трудности вхождения в решетку пироксена и амфибола стронций ведет себя как "несовместимый" элемент. Некоторое осложнение в характере распределения, вероятно, может вносить калий, так как известна, хотя и в карбонатитах (Воробьев, 1971), предпочтительная замена его на Sr при возрастании давления.

Таким образом, различное поведение Sr при разном давлении, находящееся в соответствии с устойчивостью плагиоклаза, позволяет воспользоваться содержанием Sr, а также Rb и их отношением Rb/Sr, отчасти отношениями K/Sr и Sr/Ca, как функциями изменения давлений для фиксации процессов контаминации и гибридизма. При этом нужно иметь в виду вероятность снижения содержаний Rb и, следовательно, значений Rb/Sr в процессе метаморфизма пород (Heier, 1964). Но степень метаморфизма пород в рассматриваемых объектах не превышает границу амфиболитовой фации, поэтому такой предосторожностью можно пренебречь.

Другим признаком, фиксирующим процессы контаминации и гибридизма, следует считать распределение элементов в контактных зонах с вмещающими породами и присутствие элементов, свойственных гранитным магмам.

Наконец, можно воспользоваться отношением K/Rb, имея в виду, что высокая величина этого параметра не является показателем первичности пород (Эрланк, 1972).

Однако наиболее информативным при фиксации процессов контаминации является отношение изотопов Sr^{87}/Sr^{86} (о чем будет сказано ниже).

Если данные о распределении и поведении Sr и других элементов при разном давлении справедливы, то базальтоиды, обогащенные в условиях высокого давления рассеянными ("некогерентными") элементами, должны характеризоваться низкими значениями и слабыми вариациями K/Sr и Rb/Sr в противоположность тем же породам, формировавшимся в условиях низких давлений, которые приводят к повышению контрастности этих значений (Грин, Рингвуд, 1968).

Габброиды Саяно-Байкальской области по величине содержания Sr, K и отношений K/Sr и Rb/Sr могут быть разделены на две группы. К одной относятся габбро и габбро-диабазы раннего протерозоя, габброиды гипербазитовой формации; к другой — аналогичные образования габбро-пироксенитовой, габбро-перидотитовой и частично габбро-сиенитовой формаций.

Габбро-диабазам свойственна обогащенность K (1,2%), Rb ($16 \cdot 10^{-4}\%$), Th ($1,4 \cdot 10^{-4}\%$). Отношения K/Sr и Rb/Sr в них увеличиваются до максимальных (63–84), а значения содержаний Sr, Ti и отношения Sr/Ca (0,3) опускаются до минимума относительно других типов габброидов. Эти вариации химизма нельзя относить за счет регионального метаморфизма, так как Sr достаточно инертен в процессе метаморфизма (Hart, 1971; Петров и др., 1973). В этих породах также наблюдается резкий подъем $\Sigma \gamma$ до 29,45, характерный для габброидов гранитного ряда (Балашов и др., 1968), а также высокое содержание K, Th, Rb. Обращает на себя внимание сходство габбро-диабазов по ΣTR с древнейшими габбро-амфиболитами Сибирской и Африканской платформ (Тугаринов и др., 1968), что говорит о богатстве палеомантии отмеченными редкими элементами. Эти элементы поставляются, видимо, на заключительных стадиях орогенеза; когда в процесс магмаобразования вовлекаются наиболее глубокие горизонты мантии.

Бликие величины отношений K/Sr (28,2), Rb/Sr (60,3), Sr/Ca (2,55), Th/K (1,6) имеют габброиды, связанные с гипербазитами. Но в отличие от габбро-диабазов в них аномально низка концентрация Rb ($7,0 \cdot 10^{-4}\%$), Sr ($135 \cdot 10^{-4}\%$) и особенно K (0,35%), что исключает всякую возможность связать их генезис с проявлением широкой контаминации кислым материалом. Напротив, снижение концентраций K, Rb и Sr при высоком содержании Cr, Mg и Ni свидетельствует о тесной связи этих образований с гипербазитами. Наконец, низкие величины Sr^{87}/Sr^{86} также являются надежными указателями комплементарности их с гипербазитами.

При сравнении химизма пород габбро-пироксенитовой и габбро-сиенитовой формаций с целью выяснения относительной контаминированности первичной магмы основной акцент нами сделан на изменении изотопных отношений Sr. Известно, что начало широким исследованиям изотопов Sr было положено работой Фора и Харли (Faure, Harley, 1963). Появившиеся с тех пор многочисленные публикации позволяют считать изотопные отношения Sr^{87}/Sr^{86} ценным индикатором источника и генетического типа пород (Афанасьев, 1966; Kovach, Bologh, 1969; Stueber, 1969; Hurley, Pinson, 1970; Глазунов, Сутурин и др., 1971; Харт, 1973; Фор, Пауэлл, 1974). Исследование методом изохрон показало, что изотопный состав первичного нерадиогенного Sr определяется отношением

Sr^{87}/Sr^{86} , равным 0,6980 (Gast, 1962; Pinson e. a., 1963). Близкие к этому значения имеют место в метеоритах и породах подкорового происхождения. Для земной коры в целом Sr^{87}/Sr^{86} в настоящее время приближается к 0,7250 вследствие контаминации материала радиогенным Sr^{87} , являющимся продуктом распада Rb^{87} и обладающим значительной подвижностью в геологических процессах. Грин и Рингвуд (1968), ссылаясь на работы Гаста, Тильтина и Хеджи, показали, что различие параметра Sr^{87}/Sr^{86} в щелочных оливиновых базальтах о-вов Гоф (0,7045) и о-вов Вознесения (0,7025) вызваны неодинаковым составом магм в области источника и не связаны с самим типом пород. Гаст (Gast, 1966), Хайер с соавторами (Heier e.a., 1965) на примере изучения толеитов Антарктиды и Тасмании пришли к выводу о повышении Sr^{87}/Sr^{86} за счет процессов контаминации. Г.Д. Афанасьев (1966) на основании обобщения большого материала по изотопам Sr заключил, что "отсутствует какая-либо закономерность в распределении радиогенного Sr, зависящая от петрографического типа магматических образований или от их геологического возраста и их структурно-территориального размещения" (с. 24). Не обнаруживается также резкого разделения изотопов при дифференциации базальтоидной магмы в камере (Уэджер, Браун, 1970; Kovach, Bologh, 1969; Яценко и др., 1972).

Принимая во внимание эти данные и учитывая факт естественного распада $Rb^{87} \rightarrow Sr^{87}$ в процессе эволюции Земли со строго постоянной скоростью, можно утверждать, что основной причиной повышения уровня Sr^{87} является контаминация. Именно этот процесс приводит к возрастанию и дисперсии параметра Sr^{87}/Sr^{86} , хотя некоторыми исследователями не исключается роль фракционного плавления (Mueller, 1973) и влияние гетерогенности мантии (Яценко и др., 1972). Отдельные породы и расплавы, трансформированные в коровой обстановке, могут обладать и более высоким отношением Sr^{87}/Sr^{86} , чем вышеуказанные, так как явления контаминации и гранитизации приводят к перераспределению радиогенного Sr между минералами точно так же, как процесс анатектического плавления приводит к перестройке Rb—Sr системы.

При изучении различных основных пород (Глазунов, Лепин и др., 1971) обнаружилось, что габбро Лысанского и Манского поясов габбро-пироксенитовой формации имеет в общем невысокое отношение Sr^{87}/Sr^{86} , в среднем равное $0,7049 \pm 0,0007$. Максимальная величина параметра (0,7096) характерна для основных пород габбро-сиенитовой формации, а минимальная — для первичномагматических габброидов, связанных с гипербазитами (0,7010).

Следовательно, исходя из теоретических предпосылок, изложенных выше, можно сказать, что невысокое значение величины Sr^{87}/Sr^{86} в породах габбро-пироксенитовой формации является достаточно обоснованным доказательством умеренной обогащенности первичной магмы посторонним материалом, чего нельзя сказать, например, о магме габбро-сиенитовых массивов. Для сравнения следует указать на слабое различие в химизме отдельных интрузивов габбро-пироксенитовой ассоциации, а также на низкую концентрацию в них S, первичная обогащенность которой на глубине и вторичная ассимиляция из вмещающих по-

род (подтверждено изотопией) обуславливают концентрацию Ni и Cu в ряде базальтоидных интрузий (Годлевский, 1968). Процесс переработки габброидами ксенолитов сульфидизированных вмещающих пород с образованием на их месте рудных тел особенно ярко выражен в габбро-перидотитовых массивах Северного Прибайкалья (Гурулев, 1965).

Распределение большинства элементов в породах габбро-пироксеновой серии зависит от основности пород, что является препятствием против привлечения эффекта гибридизма для объяснения особенностей химизма пород этой серии. Кроме того, эффект теряет силу вследствие близости состава пород "рамы", представленных основными эффузивами, составу магмы. Аналогичная картина имеет место на контакте с габбро-диабазами и габбро-амфиболитами. Отсутствие какого-либо смешения материала в данном случае проявляется в резком контрасте содержаний редких элементов — Nb, Ta, Zr, Hf (табл. 1).

Большие масштабы глубинной контаминации габбро-сиенитовой магмы привели в отдельных массивах к повышению уровня и вариаций содержания K, Zr, Rb, Li, Nb и отношений Cr/V, Rb/Sr, Sr/Ca, Sr^{87}/Sr^{86} и др. (табл. 2). В некоторых телах устанавливается резкая неравномерность в содержаниях Al, Fe, Mg, не связанная со стратификацией, что вообще присуще палингенным образованиям (Тугаринов и др., 1968). Поведение Ca, Fe и Mg в габбро контактовой зоны около гнейсовых ксенолитов соответствует ряду гибридизма и указывает на тенденцию образования сиенитов за счет сиенитизации ксенолитов (Богатилов, 1966). Состав биотитов габбро (повышенное содержание Ti при низком K и Al) близок таковому диоритов, также несущих признаки гибридизма (Лебедев, Богатилов, 1963).

Таким образом, распределение элементов в массивах габбро-сиенитового ряда регулируется не только процессом фракционирования, отдельные аномальные вариации несовместимых элементов (Rb, Li) вызваны контаминацией. Отдельные аномалии в содержании элементов в породах габбро-сиенитовой ассоциации можно относить за счет коровых процессов. Среди них главным является процесс освоения материала глубинных ксенолитов, присущий большинству, если не всем, базальтовым интрузиям (Лебедев, 1964). В частности, процессы ассимиляции очень характерны для интрузий Восточного Саяна (Лебедев, Богатилов, 1963), где развитие процессов диоритизации, сиенитизации и монцонитизации на умеренных и даже субвулканических глубинах, в соответствии с данными Д.С. Коржинского (1962), нужно связывать с явлением магматического замещения. При этом дополнительные порции Mg, возможно, черпались из глубоких горизонтов вмещающих толщ, которые в области развития байкалитов повсеместно отличаются повышенной магнезиальностью (Тектоника Евразии, 1966). Вполне допустимо, что этими же явлениями объясняется накопление элементов гранитного ряда (Sn, Au, Be) в габбро отдельных массивов (гора Осередок).

Но в то же время все аномалии в содержаниях ряда элементов в габброидах нельзя объяснить влиянием вмещающих пород. Например, отсутствует четкая зависимость между насыщенностью габбро Sr и площадью развития на современном уровне стронциеносных карбонатных пород,

Таблица 1

Изменение содержания петрогенных элементов и примесей на контакте габбро и

№ п.п.*	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
1	46,76	0,65	13,59	1,66	5,51	0,16	10,32	15,26	1,24	0,55
2	47,44	0,62	14,68	0,91	6,47	0,14	10,78	14,65	1,27	0,52
3	46,59	0,62	14,95	1,03	7,00	0,15	11,11	14,42	1,26	0,58
4	44,67	1,36	12,21	0,90	10,85	0,19	12,27	12,47	1,40	0,85
5	49,64	2,00	13,59	4,15	10,87	0,24	5,52	8,74	2,05	1,11
6	46,11	2,02	13,47	1,50	13,22	0,26	7,17	10,61	2,62	0,33
7	44,28	1,35	11,50	2,00	8,23	0,21	8,84	15,54	1,11	0,35

* 1, 2, 3 — габбро (обр. 86-568а; 66-56 вк-1; 66-566к-2); 4 — габбро-амфиболиты (обр. 66-56 вк-4); 5 — амфиболит непосредственно из контакта с габбро (обр. 66-56а6); 6 — амфиболит в 10 м от контакта (обр. 66-1519); 7 — амфиболит из ксе-

Таблица 2

Химический состав габброидов различных формаций (вес. %).

№ п.п.*	№ проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO
1	493 III	37,20	0,77	5,78	3,04	13,47	0,28	4,16
2	69-17	43,36	3,01	15,04	5,44	7,79	0,22	13,44
3	23-19	39,66	1,26	9,00	1,87	8,62	0,24	14,83
4	630-69	—	—	—	—	—	—	—
5	366	45,22	0,13	20,81	1,14	6,20	0,11	10,08
6	749а	45,74	0,93	12,91	3,49	10,59	0,21	12,41
7	0670	45,32	1,28	13,76	4,04	9,60	0,23	10,97
8	68-30	38,70	5,12	16,14	2,87	8,62	0,17	14,00
9	68-158	40,06	4,20	15,97	3,94	9,15	0,23	14,45
10	598	47,92	1,54	16,47	1,08	8,25	0,25	10,57
11	68-15	46,10	1,89	11,48	1,05	9,12	0,16	13,88
12	Г-57	50,10	0,87	15,80	2,77	6,68	0,18	8,33
13	5821	47,10	0,57	17,36	4,36	4,03	0,21	9,04
14	5802	50,12	0,46	21,50	2,69	2,34	0,08	8,68
15	Г-71	48,02	0,61	16,65	2,44	6,54	0,18	10,37
16	1529	45,60	1,33	14,44	2,32	8,91	0,24	11,79

* 1-5 — габбро-сиенитовая формация: 1 — клинопироксенит; 2 — габбро, массив Крыжинский; 3 — верлит; 4 — габбро-диорит (массив Осередок); 5 — габбро, массив Остюрен, С-В Тува. 6-7 — габбро-диабазовая формация: габбро-амфиболиты, Хойто-Окинский массив; 8-11 — габбро-пироксенитовая формация: 8 — керсутитовое габбро, Кедранский массив; 9 — габбро, Подлысанский массив; 10 —

вмещающих амфиболитов (в вес. %)

P ₂ O ₅	S	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	П.п.п.	Сумма	Cr	V	Cr/V	Содержание, 10 ⁻⁴ %			
									Nb	Ta	Zr	Hf
0,02	0,17	—	—	2,42	98,31	0,060	0,029	2,1	1,0	0,4	20,0	0,5
0,01	0,02	0,99	0,14	2,35	99,64	0,040	0,031	1,3	1,1	0,4	15,0	0,5
0,05	0,03	1,14	0,06	2,09	99,72	0,030	0,022	1,4	1,6	0,4	21,0	0,5
0,08	0,04	1,56	0,24	1,91	99,61	0,100	0,057	1,8	—	—	—	—
0,24	0,22	—	—	1,95	99,63	0,012	0,060	0,2	13,0	1,0	176	5,0
0,17	0,01	1,35	0,22	1,93	99,51	0,014	0,072	0,2	17	2,0	247	3,0
—	—	1,37	—	2,60	96,01	0,063	0,049	1,3	10,0	1,0	258	4,0

нолита в серпентините (обр. 66-1045). Кингашский массив, Восточный Саян. Дополнительно сод. CO₂ для № 2 — 1%, № 3 — 0,73, № 4 — 0,52; № 6 — 0,38, № 7 — 0,14%.

MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	S	Сумма	Sr
31,72	0,94	0,20	0,26	2,23	0,10	100,15	0,055
8,04	8,25	0,18	0,13	0,85	0,09	99,84	0,0320
21,07	0,54	0,18	0,11	2,72	0,01	100,11	0,02
—	3,12	1,42	—	—	—	—	0,060
11,06	2,15	0,11	0,05	2,36	—	99,42	0,0250
9,63	1,88	0,19	0,07	2,02	—	100,05	0,0085
8,36	2,46	0,74	0,11	4,03	—	100,90	0,0410
6,32	2,85	0,43	1,70	3,02	0,03	99,97	0,10
4,90	2,60	0,75	1,12	2,58	0,10	100,05	0,0800
5,99	3,90	0,12	0,64	2,78	—	99,51	0,0500
10,90	2,50	0,23	2,23	2,22	0,01	99,77	0,032
8,64	3,23	0,64	0,08	3,07	Сл.	100,45	0,020
9,20	3,37	0,77	0,02	4,02	0,15	100,2	0,029
4,74	4,59	1,40	0,02	3,72	—	100,34	0,0197
9,16	2,85	0,34	0,04	3,15	Не обн.	100,35'	0,019
8,15	2,53	0,07	0,08	4,15	0,05	99,66	0,025

габбро, Жайминский массив; 11 — зеленокаменный эффузив, кувайская серия. 12-15 — габброиды, связанные с гипербазитами: 12 — р. Шушь; 13-14 — р. Голубая; 15 — пегматоидное габбро, р. Средняя Шушь. 16 — зеленокаменный эффузив, р. Кашкарет.

Таблица 2 (окончание)

№ п.п.	№ проб	Rb	Li	K/Rb	Rb/Sr · 10 ³	Sr/Ca · 10 ³	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶
1	493 III	0,0008	< 0,0005	212,5	14,5	18,6	0,7080
2	69-17	0,0003	0,0006	500	9,38	3,35	0,7056
3	23-19	0,0008	0,0013	187,5	40,0	1,90	0,7065
4	630-69	0,0034	0,0008	347	56,7	—	0,7096
5	366	0,0005	0,0005	180	20,0	3,49	0,7070
6	749а	0,0020	0,0144	80	235,3	0,96	0,7136
7	0670	0,0022	0,0020	277,3	53,6	5,24	0,7126
8	68-30	0,0005	0,0013	720	5,0	10,01	0,7049
9	68-158	0,0010	0,0008	620	12,0	8,00	0,7043
10	598	0,0005	0,0027	200	10,0	6,6	0,7054
11	68-15	0,0010	0,0005	190	3,1	3,23	0,7045
12	Г-57	0,0008	< 0,005	662,5	38,1	3,34	0,7091
13	5821	0,0013	0,0003	492,3	4,5	4,50	0,7070
14	5802	0,0015	< 0,0005	773,3	7,6	3,18	0,7056
15	Г-71	0,0008	< 0,0005	350,0	42,1	2,57	0,7050
16	1529	0,0003	0,0004	200,0	12,0	2,97	0,7070

которые интродуцируются габброидами. Поля распространения известковых толщ в Кузнецком Алатау и в Восточном Саяне приблизительно одинаковы, а содержание Sr в габбро различно. В районах Северного Прибайкалья доля карбонатных пород в общем поле осадочно-метаморфических толщ незначительна, а насыщенность габбро Sr высока. Более того, даже в непосредственном контакте с известняками и другими породами в габбро не возрастает содержание Sr, так как сами известняки бедны стронцием (табл. 3); нет всплесков концентрации Sr в габбро возле ксенолитов. Даже в массивах габбро-перидотитовой формации (Июко-Довырен), где следы магматического замещения фиксируются в виде магнезиальных скарнов, ни габброиды (0,0003%), ни перидотиты (0,00005%) не обогащаются стронцием, так как сами вмещающие породы несут его очень мало (известняки — 0,0017, углистые сланцы — 0,0059).

В отдельных телах концентрация элемента в эндоконтактовом габбро поднимается за счет роста уровня K, увлекающего за собой Sr в биотит. Важно также отсутствие прямой связи между величиной Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ и содержанием Sr и K (рис. 1,2) в массивах габбро-пироксенитовой ассоциации.

Имеется возражение общего порядка против гипотезы обогащения габброидов данного типа ассимилированным стронцием на месте становления интрузий.

Как известно из работы А.П. Виноградова с соавторами (1952), содержание Sr заметно возрастает по мере накопления все более молодых осадков. На основании этого можно допустить, что протерозойские карбонатные породы Восточного Саяна и Прибайкалья, более бедные Sr по сравнению с образованиями палеозоя, должны были обусловить слабую "заражаемость" габбро хемогенным Sr. В действительности здесь наблюдается противоположная картина. Следовательно, при объяснении высокой стронциенности отдельных магматических тел основного

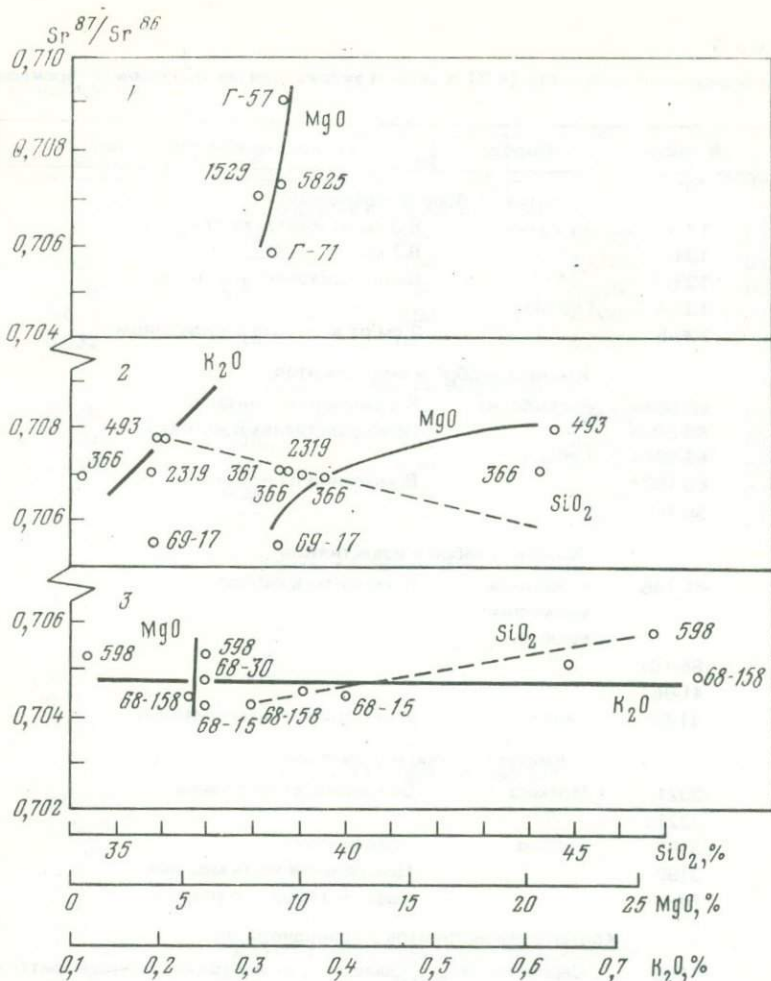


Рис. 1. Соотношение Sr^{87}/Sr^{86} с содержаниями SiO_2 , MgO и K_2O

1 — габброиды, связанные с гипербазитами; 2 — габбро-сиенитовая и 3 — габбро-пироксенитовая ассоциации

состава и их природных совокупностей нельзя преувеличивать роль ассимиляции магмой Sr из вмещающих пород в условиях верхних структурных горизонтов земной коры. Очевидно, здесь нужно отдать предпочтение процессам обогащения магмы Sr и другими элементами на больших глубинах. Кстати сказать, эти процессы не имеют ничего общего с механизмом насыщения Sr гранитоидов (Воронцов, Глазунова, 1973). В гранитах аномальное содержание элемента (0,2–0,4% Sr) прямо унаследуется от вмещающих карбонатных пород (Александров, 1968).

В связи с предположением о контаминации магмы Sr на глубине достаточно сослаться на работу Фора и Харли (Faure, Harley, 1963), где

Таблица 3

Вариации содержания элементов (в %) в эндо- и экзоконтактах массивов габброидов

№ п.п.*	№ пробы	Порода	Геологическое положение
Контакт габбро и эффузивов			
1	139-1	Эффузив	В 3 см от контакта с габбро
2	139-2	"	В 1 см " "
3	139-3	"	Непосредственный контакт
4	139-4	Габбро	"
5	139-5	"	2 см от контакта с эффузивом
Контакт габбро и амфиболитов			
6	66-564к	Амфиболит	В удалении от контакта
7	66-5666	"	Непосредственный контакт
8	66-566а	Габбро	"
9	66-1522	"	В удалении от контакта
10	66-1523	"	"
Контакт габбро и известняков			
11	41-146	Известняк мраморизованный	Ксенолиты в габбро
12	85-181	"	"
13	41-96	"	"
14	41-50	Габбро	Из контакта с известняками
Контакт габбро и мраморов			
15	3321	Мрамор	Экзоконтакт интрузива
16	3321а	"	"
17	3197	Габбро	Эндоконтакт
18	3199	"	Центральная часть массива
19	Б/н	"	Среднее габбро по разрезу
Контакт серпентинитов и гранодиоритов			
20	1665	Серпентинит массивный	Удаленный от контакта с гранодиоритами
21	2102	"	Экзоконтакт
22	2411в	Серпентинит	Непосредственный контакт с секущим грано- рассланцованным диоритом
23	2411в	Гранодиорит	Непосредственный контакт
Контакт серпентинита и гранит-аплита			
24	г-22	Серпентинит	В удалении от контакта
25	г-23	"	Контакт с секущим гранит-аплитом
26	г-23а	Гранит-аплит	В 1,5 м от контакта
27	г-23б	"	В 2 м от контакта

* 1-5 — габбро-пироксенитовая формация. Подлысанский массив, по А.С. Мехоношину; 6-10 — гипербазиты железистой ветви, Кингашский массив; 11-14 — габбро-перидотитовая формация, Иоко-Довыренский массив, Северное Прибайкалье

и гипербазитов

	Sr	K	Na	Rb	
Контакт габбро и эффузивов					
	0,017	0,22	2,28	0,0006	0,0003
	0,02	0,22	2,60	0,0005	0,0003
	0,019	0,18	2,08	0,0006	0,0003
	0,03	0,14	0,98	0,0002	0,0002
	0,032	0,14	0,81	0,0004	0,0002
Контакт габбро и амфиболитов					
	0,006	0,3	1,49	0,0006	0,0005
	0,029	1,18	1,65	0,004	0,0011
	0,040	0,33	0,38	0,001	0,0007
	—	0,34	1,04	0,0016	0,0005
	—	0,36	0,75	0,0010	0,0006
Контакт габбро и известняков					
	0,18	—	—	—	—
	0,07	—	—	—	—
	0,15	—	—	—	—
	0,035	—	—	—	—
Контакт габбро и мраморов					
	0,0022	—	—	—	—
	0,0024	—	—	—	—
	0,036	—	—	—	—
	0,10	—	—	—	—
	0,07	—	—	—	—
Контакт серпентинитов и гранодиоритов					
	Не обн.	0,04	0,016	—	—
	"	0,01	0,008	—	—
	"	0,008	0,007	—	—
	0,034	2,50	2,80	—	—
Контакт серпентинита и гранит-аплита					
	Не обн.	0,026	0,024	0,0005	0,0005
	"	0,01	0,01	0,0005	Не обн.
	"	1,12	5,58	0,0032	0,001
	"	4,92	2,71	0,012	0,0005

(пробы С.А. Гурулева); 15-19 — габбро-сиенитовая формация, массив Осередок (пробы Г.В. Полякова и А.П. Кривенко); 20-27 — гипербазиты магниальной ветви, Березовский массив, Западный Саян.

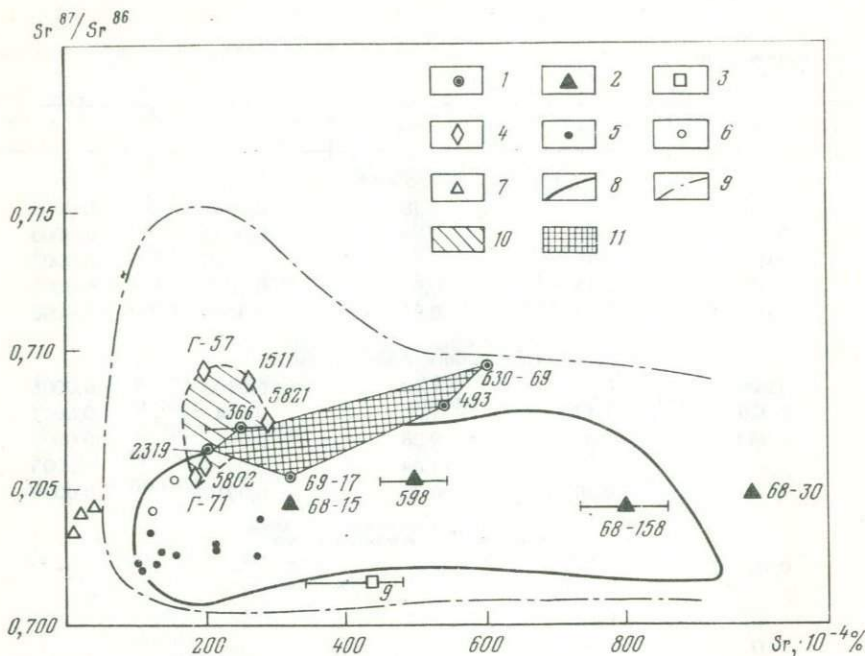


Рис. 2. Соотношение Sr^{87}/Sr^{86} с содержанием Sr

Основные породы: 1 — габбро-сиенитовой; 2 — габбро-пироксенитовой и 3 — габбро-перидотитовой ассоциаций; 4 — связанные с гипербазитами; 5 — базальты; 6 — амфиболиты океанов; 7 — перидотиты океанов. Поле базальтов: 8 — океанов и 9 — континентов (5–9 — по Фору, Пауэллу, 1974; Бонатти и др., 1973; Харт, 1973). Поле габброидов: 10 — гипербазитовой формации; 11 — габбро-сиенитовой формации

показано, что первичное отношение Sr^{87}/Sr^{86} в изверженных породах, образовавшихся вследствие контаминации древнего корового материала, обогащенного рубидием, более высокое, нежели в тех же породах, но возникающих путем фракционной кристаллизации базальтовой магмы (Pinson *et al.*, 1963). И.М. Горохов (1968), используя изотопные смещения Sr^{87}/Sr^{86} , также приходит к выводу о большом размахе контаминации в предполагаемых глубинных очагах базальтоидной магмы.

Единственно вероятное объяснение роста отношения Sr^{87}/Sr^{86} в габброидах и, в частности, в производных габбро-сиенитовой магмы также может быть сведено к явлению контаминации. Указанием на контаминацию прежде всего служит неомогенизированность Sr^{87}/Sr^{86} и прямое соотношение этого параметра с содержаниями K_2O , Sr и отношением Rb/Sr (см. рис. 1,2). Это подтверждают также данные по массивам Скергаард и Ласберг (Pankhurst, 1969), где значения Sr^{87}/Sr^{86} выше 0,7069 связываются только с контаминацией (Фор, Пауэлл, 1974). По-видимому, те же причины обусловили накопление в габброидах габбро-сиенитового ряда легких лантаноидов, особенно иттрия (до 27,35), и вызвали колебание отношения K/Rb (180–500).

Известно, что гибридность гранитной магмы базальтоидами приводит к заметному повышению Nd/La и Nd/Ce (Балашов и др., 1968). В рассмотренном примере наблюдается аналогичная картина, причем она дополняется ростом $\Sigma \gamma$ или ΣCe .

Для габбро-сиенитовой ассоциации допускается контаминация магмы преимущественно кислым материалом. Кроме гибридных диоритов, на это указывает также прямое отношение Sr и Ca в ряде габброидов, не типичное для базальтоидов, но характерное для гранитоидов (Турекьян, Калп, 1959). Однако низкое содержание в ряде интрузивов Mg при заметном росте Sr свидетельствует о том, что в качестве ксеногенного был не только кислый материал. Вместе с тем никаких доказательств избыточного усвоения ультраосновного субстрата габброидной магмой здесь не обнаруживается. Тем более нельзя расценивать мелкие ультраосновные тела среди габбро как перемещенные отторженцы глубинных горизонтов, проводя таким образом аналогию с оливин-базальтовой и щелочно-базальтовой магмой, где обилие ксенолитов ультраосновных пород иногда может рассматриваться как свидетельство поглощения субстрата мантии (Кутолин, 1970).

Вместе с тем нужно заметить, что некоторое повышение Sr^{87}/Sr^{86} может быть следствием естественного накопления Sr^{87} во времени за счет распада Rb^{87} . Но в процессе геологической эволюции Земли относительная распространенность Sr^{87} изменяется слабо. К тому же ни один из изученных нами интрузивов не несет аномалий Rb . Вероятно, менее всего подходит также для объяснения аномалии Sr^{87}/Sr^{86} процесс местного фракционирования, так как обычно в магматическую стадию, напротив, идет гомогенизация магмы в отношении изотопов.

Таким образом, полученные данные показывают, что становление стратифицированных интрузивов сопровождается процессом контаминации магмой глубинного субстрата. Он приводит к смещению состава ювенильной родоначальной габброидной магмы в сторону обогащения ее SiO_2 . В основном этот процесс реализуется на значительных глубинах, так как плавление пород в контактах на интервалах порядка 3–10 км не достигает больших масштабов (Ступаков, Кадик, 1974). Процесс контаминации, следовательно, может иметь большее значение, чем ему придается сейчас, и сказывается на распределении и концентрации рудных элементов как в ранне-, так и в позднемагматическую стадию. Значительная контаминированность габбро-сиенитовой магмы хорошо объясняется и с общегеологической позиции. Например, М.В. Муратов (1967) указывает, что в раннегеосинклинальный этап интрузии и сопровождающие их вулканические излияния обычно питаются за счет первичной базальтовой магмы, непосредственно поступающей из мантии. Со зрелого этапа "питание вулканических излияний изменяется вследствие примеси значительных количеств кислой магмы из вторичных очагов" (с. 61). К концу этапа участие кислой магмы в питании интрузий резко преобладает.

Следует подчеркнуть, что данные по содержаниям рассеянных и редкоземельных элементов и изотопов в габброидах разных формационных типов указывают на слабое влияние контаминации на первичную магму габбро-пироксенитового и габбро-перидотитового состава. Причина этого

Таблица 4

Корреляция геохимических параметров габброидов с мощностью консолидированной земной коры в области Байкалид

Показатель	1*	2	3
K ₂ O/Na ₂ O	0,32	0,35	0,40
Fe ₂ O ₃ /FeO	0,40	0,50	0,70
K/Rb	620	77	756
Sr/Ca · 10 ²	1,11	1,34	0,32
Rb/Sr · 10 ²	1,13	2,33	3,43
Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	0,7049 ± 0,0005	0,7067	0,7131
Мощность земной коры, км**	40	50	60

* 1 — габбро-пироксенитовая формация, 2 — габбро-сиенитовая формация, 3 — габбро-диабазовая формация.

** По Э.Э. Фотиади, Г.И. Коротаеву (1963) и А.А. Борисову (1967).

заключается в том, что очаги этой магмы, хотя и находились на более низких уровнях по сравнению с очагами магмы габбро-сиенитового состава, но в своем движении вверх быстрее преодолевали сопротивление коры в главной своей массе, тогда как габбро-сиенитовые интрузии, более молодые по возрасту, вынуждены были преодолевать сопротивление мощной и гранитизированной коры. Есть основание предполагать, что последние имели меньшую скорость продвижения. Проявление контаминации в габбро-пироксенитовом расплаве могло сдерживаться их высокими скоростями внедрения, которые, если принять во внимание расчетные данные (Попов, 1972), сопутствуют формированию сравнительно маломощных

Таблица 5

Изменение состава габброидов под влиянием контаминации в гипотетической колонне

Массив и состав пород	Площадь, км ²	Вмещающие породы и их возраст	Вес. % *		
			TiO ₂	FeO	MgO
Крыжин (габбро, габбро-нориты)	70	Карбонатно-вулканогенные, ε ₁₋₂	1,83 (1,57)	7,39 (2,75)	6,69 (3,05)
Середок (габбро, габбро-пироксениты)	15	Карбонатно-сланцевые, PR ₃	1,98 (1,56)	7,08 (3,04)	6,50 (3,26)
Демир-Тайга (габбро-нориты, габбро-диориты)	6,0	Карбонатные, PR ₁	0,90	6,67	6,09

* В скобках — дисперсия содержания.

тел дайкоподобной формы. Точно так же достаточно близкое значение Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ к изначальному мантийному несут габброиды гипербазитов. Независимость этих значений от процессов переплавления корового субстрата иллюстрируется повышенной концентрацией Rb и K, что можно связывать только с первичной, слабо дифференцированной мантией, обогащенной щелочами (Глазунов, Корнаков, 1973).

Вполне возможно, что процесс контаминации в глубинных условиях проходит не без участия магматического замещения, которому в последнее время, применительно к расслоенным интрузиям, уделяют много внимания Д.С. Коржинский, С.А. Гурулев и др. Возможность магматического замещения для очагов, стабилизированных в древних толщах, доказывается унаследованностью структуры массивов от структуры вмещающих пород, сменой по простиранию последовательной стратификации магматических пород слоистостью осадочных пород (Уиллемз, 1973). Эти факты невозможно истолковать ни одной из гипотез, кроме гипотезы магматического замещения.

На глубинность процессов контаминации указывает на зависимость геохимических параметров габброидов от мощности консолидированности земной коры. Как видно из данных табл. 4, исключение здесь имеют только характеристика Sr/Ca и отношение K/Rb. Следовательно, и при таком подходе к расшифровке путей образования габброидов нельзя объяснить специфичность состава габброидной магмы стратифицированных массивов лишь влиянием коровых процессов. Только отдельные массивы (Осередок) несут отчетливые следы влияния коровой ассимиляции, которая выражена в повышении в породах содержания Si, K и Al.

Изучение состава габброидов одной ассоциации на разных уровнях эрозийного среза массивов, пространственно сближенных, но залегающих в абиссальных и гипабиссальных условиях (разновозрастные

по современным эрозийным срезам ряда смежных массивов

Вес. %		n · 10 ⁴ %						n · 10 ⁻⁵ %
K ₂ O	Na ₂ O	Cr	Ni	Co	Sc	Zr	Mo	Au
0,62 (0,50)	3,17 (0,89)	280	140	60	29	42	9	0,46
0,72 (0,78)	2,55 (0,71)	125	92	44	18	63	9	2,6
0,92	2,98	99	29	25	20	87	3,4	8,2

структурные блоки от раннего протерозоя до нижнего палеозоя), позволяет построить своеобразную гипотетическую колонну гибридизма. Из данных табл. 5 видно, что у пород, лежащих в толще палеозоя, основность и обогащенность элементами группы железа выше, чем у таких же пород, локализованных в толще раннего протерозоя. В то же время последние несут больше K, Zr, Au, Rb. Такую "обратную" картину химизма габброидов трудно совместить с дифференциацией, но она интерпретируется с позиции признания процессов контаминации и гибридизма. Действительно, возрастание роли несовместимых элементов и снижение уровня элементов группы железа — все это вполне связывается с процессом взаимодействия магмы с кислыми породами. Кроме того, этот процесс приводит к резкому возрастанию до 0,7096 и 0,7136 (см. табл. 2) отношения Sr^{87}/Sr^{86} в габброидах и габбро-диоритах.

Активному развитию контаминации в абиссальных условиях способствовали летучие (P, Cl, F), которые позднее были вынесены в более высокие зоны.

Основываясь на характере распределения ряда рассеянных элементов и их отношений, можно также предполагать, что родоначальная магма для габбро-пироксенитовой формации формировалась при более высоком давлении, чем габброидные выплавки из гипербазитового расплава. Вполне вероятно допущение о различии температурного поля в этих типах стратифицированных габбро, что также согласуется с представлением об интенсивном характере и высоких температурах плавления, увеличивающих растворимость и диффузию вещества в магматической камере (Овчинников, 1964). В этой связи не лишено смысла предположение относительно отделения габброидного остатка от гипербазитового расплава в условиях коры. Не будет ли это еще одним доказательством дифференциации гипербазитового расплава на поздних этапах его эволюции?

Л и т е р а т у р а

- Абрамович И.И., Немцович В.М., Парадеева Л.Н. О региональных вариациях химизма альпинотипных гипербазитов Алтае-Саянской складчатой области. — Геохимия, 1974, № 7.
- Александров А.А. К вопросу геохимии Sr в породах земной коры. — Докл. АН СССР, 1968, т. 182, № 5.
- Афанасьев Г.Д. Новые данные о соотношении земной коры и верхней мантии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 11.
- Балашов Ю.А., Соболев Р.Н., Чеховских М.М. Изменения в соотношениях R₃Zr как геохимический индикатор гибридизма магматических расплавов. — Геохимия, 1968, № 1.
- Богатилов О.А. Петрология и металлогения габбро-сиенитовых комплексов Алтае-Саянской области. М.: Наука, 1966.
- Бонатти Э., Гоннорез Х., Феррара Г. Перидотит габбро-базальтовый комплекс экваториальной части Срединно-Атлантического хребта. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973.
- Борисов А.А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М.: Недра, 1967.
- Виноградов А.П., Ронов А.Б., Ратынский В.М. Эволюция химического состава карбонатных пород. — В кн.: Совещание по осадочным породам. Вып. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1952.

- Воробьев Е.И.* Геохимия стронция и бария в эндогенных карбонатных породах Восточной Сибири: Автореф. канд. дис. Иркутск, 1971.
- Воронцов А.Е., Глазунова А.Д.* Стронций и барий в нижнепалеозойских гранитоидах Бугульминского интрузивного комплекса (Восточный Саян). — В кн.: Стронций и барий в эндогенных образованиях. М.: Наука, 1973.
- Глазунов О.М., Сутурин А.Н., Корнаков Ю.Н., Глазунова А.Д., Фролова Л.П.* Редкие элементы в гипербазитах Саяно-Байкальской области и состав вещества верхней мантии. — В кн.: Ежегодник — 1970 СибГЕОХИ. Иркутск, 1971.
- Глазунов О.М., Лепин В.С., Плюснин Г.С., Сандимирова Г.П., Брандт С.Б.* Изотопы стронция в некоторых базальтоидных формациях Сибири. — В кн.: Ежегодник — 1970 СибГЕОХИ. Иркутск, 1971.
- Глазунов О.М.* К оценке первичных ореолов магматических месторождений. — В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Иркутск, 1971.
- Глазунов О.М., Корнаков Ю.Н.* Гипербазиты и химический состав верхней мантии складчатого обрамления юга Сибирской платформы. — Геохимия, 1973, № 5.
- Годлевский М.Н.* Проблемы формирования медно-никелевых месторождений. — Междуна. геол. конгресс, XXIII сессия. Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1968.
- Горохов И.М.* Некоторые вопросы геохимии изотопов стронция. — Сов. геология, 1968, № 2.
- Грин Д.Х., Рингвуд А.Е., Мейджор А., Байд И.Д., Мак-Грегор И.Д.* Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968.
- Гурулев С.А.* Геология и условия формирования Иско-Довыренского габбро-перидотитового массива. М.: Наука, 1965.
- Коржинский Д.С.* Проблемы физико-химической теории петрологических процессов. — Изв. АН СССР, Сер. геол., 1962, № 1.
- Кутюлин В.А.* Роль ассимиляции материала мантии в петрогенезисе базальтов. — Геол. и геофиз., 1970, № 7.
- Лебедев А.П.* Вопросы изучения базальтовой магмы. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 12.
- Лебедев А.П.* О явлениях базификации и их петрогенетическом значении. — В кн.: Магматические формации. М.: Наука, 1964. (Труды 3-го Всес. петрограф. совещания).
- Лебедев А.П., Богатиков О.А.* Петрология Кизирского габбро-сиенитового плутона (В. Саян). М.: Изд-во АН СССР, 1963. (Труды ИГЕМ; Вып. 97).
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю., Струве Э.Л.* Петрографический словарь. М.: Госгеолтехиздат, 1963.
- Муратов М.В.* Геосинклинальные складчатые пояса и системы: Их этапы развития и магматизма. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 10.
- Овчинников Л.Н.* Элементы-примеси как индикаторы процесса рудообразования и использования закономерностей их распределения при поисках и разведке рудных месторождений. — В кн.: Химия земной коры. М.: Наука, 1964. (Труды Геохим. конф., т. 2).
- Петров Б.В., Макрыгина В.А., Новиков В.М.* Стронций и барий в метаморфических породах Патомского нагорья. — В кн.: Стронций и барий в эндогенных образованиях. М.: Наука, 1973.
- Попов В.С.* Оценка скорости внедрения базитовых даек и силлов. — Геохимия, 1972, № 6.
- Ступаков Е.П., Кадик А.А.* Моделирование процессов плавления на контакте с высокотемпературными интрузиями. — Геохимия, 1974, № 10.
- Тектоника Евразии. Объяснительная зап. к тектонич. карте Евразии. М-б 1:5000000. Под ред. А.Л. Яншина и др. М.: Наука, 1966.
- Тугаринов А.И., Павленко А.С., Кофаленко В.И.* Происхождение апогранитов по геохимическим данным. — Геохимия, 1968, № 12.
- Турекьян К., Калп Дж.* Геохимия стронция. — В кн.: Геохимия редких элементов. М.: ИЛ, 1959.
- Уиллемз Дж.* Геология Бушвельдского комплекса крупнейшего вместилища магматических рудных месторождений Мира. — В кн.: Магматические рудные месторождения. М.: Недра, 1973.

- Уэджер Л.Р., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970.
- Фор Г., Пауэлл Дж. Изотопы стронция в геологии, М.: Мир, 1974.
- Фотиади Э.Э., Коротаев Г.И. Строение земной коры Сибири и Дальнего Востока по данным региональных геофизических исследований. — Геол. и геофиз., 1963, № 10.
- Харт С.Р. Содержание калия, рубидия, скандия, стронция, бария и отношения изотопов стронция в базальтах океанического дна. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973.
- Эрланк А. Связь между содержанием калия и рубидия в земных породах. — В кн.: Распространенность элементов в земной коре. М.: Мир, 1972.
- Яценко М.Л., Мануйлова М.М., Варшавская Э.С., Кутявин Э.П., Бухаров Л.А. Изучение первичного изотопного отношения Sr^{87}/Sr^{86} в связи с проблемой глубины зарождения магматических очагов. — В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. М.: Наука, 1972. (Труды IV Всес. петрограф. совещ.).
- Faure G., Harley P.M. The isotopic composition of Sr in oceanic and continental basalts. — J. Petrol., 1963, v. 4, N 1.
- Gast P.W. The isotopic composition of Sr and the age of stone meteorites. — Geochim. et cosmochim. acta, 1962, v. 26.
- Gast P.W. Isotope geochemistry of volcanic rocks. — In: Basaltic rocks. H.H. Hess (Ed.). New York, Wiley Intersci. Publ., 1966.
- Hart S.R. K, Rb, Cs, Sr and Ba contents and Sr isotope ratios of ocean floor basalts. — Phil. Trans. Roy. Soc. London, 1971, v. 268, N 1192.
- Heier K.S. Rb/Sr and Sr^{87}/Sr^{86} ratios in deep crustal material. — Nature, 1964, v. 202, N 4931.
- Heier R.S., Compston W., McDougall I. Th and U concentration and isotopic composition of Sr in the differentiated Tasmanian dolerites. — Geochim. et cosmochim. acta, 1965, v. 29.
- Hurley P.M., Pinson W.H. Whole-rock Rb/Sr isotopic age relationship in Apollo-11 lunar samples. Variation in isotopic abundances of Sr, Ca and Ar and related topics. — Rept U.S. Atom. Energy Commiss. Contract. AT (30-1) — 1381, 1970, v. 2.
- Kovach A., Bologh K. Sr-isotopic ratios in tertiary igneous rocks of the Tokai Mountains. — Tschermarks Miner. und Petrogr., 1969, Bd 13.
- Mueller P.A. K-Ar and Rb-Sr of intrusive Precambrian mafic rocks, Southern Beartooth Mountains, Montana and Wyoming. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, v. 84, N 11.
- Pankhurst R.I. Sr-isotopic studies related to petrogenesis in the Caledonian basic igneous province of North Scotland — J. Petrol., 1969, v. 10.
- Pinson W.H., Schnetzler C.C., Beiser E., Fairbairn H.W., Hurley P.M. Rb-Sr age of stony meteorites. — In: Variation in isotopic abundances of Sr, Ca and Ar and related topics. 7; M.I.T. Elev. Annu. Rept USA E.C. NYO-10, 1963.
- Stueber A.M. Abundances of K, Rb, Sr and isotopes in ultramafic rocks and minerals from western North Carolina. — Geochim. et cosmochim. acta, 1969, v. 33, N 5.

**ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СЕРЫ
МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
СЕВЕРНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ В СВЯЗИ С ПРОЦЕССАМИ
МАГМАТИЧЕСКОГО ЗАМЕЩЕНИЯ**

Северобайкальские медно-никелевые месторождения и рудопроявления разновозрастны и разнотипны. Одни из них связаны с гипербазитами нижнего протерозоя, возраст которых доказывается только геологическими методами; другие — с габбро-перидотитовыми интрузиями довыренского интрузивного комплекса, возраст которого и геологически, и по абсолютной геохронологии (калий-аргоновый метод) укладывается в возрастные рамки верхнего рифея — $660-726 \pm 78$ млн. лет для Чайского месторождения и $730-780 \pm 30$ млн. лет для Иоко-Довыренского месторождения.

Разнотипность месторождений определяется как геотектоническими условиями внедрения никеленосных интрузий, так и характером, и интенсивностью процессов магматического замещения толщ, в которые внедрялись интрузии. Медно-никелевые руды, связанные с гипербазитами нижнего протерозоя, формировались в условиях геосинклинальной области, претерпевшей складчатость, метаморфизм отложений и несколько циклов магматической деятельности (ортоамфиболиты, граниты). Медно-никелевые месторождения и рудопроявления, связанные с габбро-перидотитовыми интрузиями, формировались либо в условиях платформенного режима (Гурулев, 1965), либо в условиях тектоно-магматической зоны активизации (Рипп и др., 1975), наложенной на позднедокембрийскую платформу.

Квазиплатформенный режим становления интрузий довыренского комплекса доказывается прорыванием ими эффузивов сыннырской свиты, которые по формационному типу характерны для завершающих или орогенных стадий развития складчатых поясов. По геолого-структурным условиям формирования эти интрузии подразделяются на два типа — интрузии нижнего и верхнего структурных этажей. Ранее эти типы интрузий получали отображение либо в двух подформациях (Гурулев, 1972), либо в двух самостоятельных формациях (Конников, 1976). Соответственно медно-никелевые месторождения, связанные с интрузиями довыренского комплекса, можно подразделить на месторождения нижнего и верхнего структурных этажей. К первым относятся Иоко-Довыренское месторождение и Даваканские рудопроявления, ко вторым — Чайское, Ньюнду-канское, Маринкино месторождения.

При становлении никеленосных массивов, независимо от того, в каких геотектонических условиях они формировались, были проявлены процессы магматического замещения, сказывавшиеся на размещении медно-никелевых руд в структуре никеленосного массива, на составе самих руд, на развитии тех или иных структурно-морфогенетических типов оруденения.

В гипербазитах Авкитского рудопроявления процессы магматического замещения выразились, в частности, в том, что зона медно-никелевого оруденения структурно размещена на продолжении одной из зон колчеданного оруденения во вмещающих метаморфических породах. Медно-никелевые руды, вкрапленные и прожилково-вкрапленные, приурочены к амфиболлизированным перидотитам. Главные минералы в рудах — пирротин, халькопирит, пентландит; второстепенные — сфалерит, магнетит, маккиनावит. Выделение сульфидов происходило в один этап с процессами хлоритизации и амфиболлизации, что устанавливается по структурам взаимного роста амфибола и сульфидов, по приуроченности сульфидов к интерстициям между игольчатыми кристаллами амфибола.

Отложения, в которых размещены гипербазиты Авкитского рудопроявления, несут колчеданно-полиметаллическую минерализацию. Сера в сульфидах колчеданно-полиметаллических руд значительно утяжелена (табл. 1), что отмечалось и ранее (Рипп и др., 1975). Значительное утяжеление серы в рудах (δS^{34} от $-3,8$ до $+29,1$ ‰ в пиритах, от $+2,1$ до $+15,7$ ‰ в пирротинах)¹ объясняется тем, что полосчатые руды по генезису являются первичноосадочными или гидротермально-осадочными, обогащенными S^{34} в результате проявления сульфат-редукции в докембрийском бассейне породо- и рудоотложения. Заниженность значений S^{34} в некоторых случаях связана, по-видимому, с проявлением регионального метаморфизма, в который была вовлечена вся рудоносная толща. Метаморфизм выразился, в частности, в локальной перекристаллизации руд.

Медно-никелевые руды тоже обогащены тяжелым изотопом (δS^{34} от $+1,0$ до $+3,6$ ‰), но не в таких значениях, как это имеет место в колчеданно-полиметаллических рудах. Это обогащение связано, на наш взгляд, с заимствованием гипербазитовой магмой серы из вмещающих рудоносных отложений. В противном случае нужно допустить, что гипербазитовая магма изначально была обогащена тяжелым изотопом серы, что маловероятно. Заимствованная гипербазитовой магмой сера, связываясь в ней в комплексные анионы с металлами, удерживалась в расплаве до конечных стадий его кристаллизации. Расплав частично освобождался от тяжелого изотопа, вероятно, в силу проявления кинетического эффекта, но не мог быть полностью очищен от него, поскольку очень высокой была обогащенность этим изотопом замещаемых пород и руд.

Следует заметить, что S^{34} обогащены в медно-никелевых рудах также сульфиды секущих карбонатных прожилков.

Чайское медно-никелевое месторождение приурочено к одноименному габбро-норитовому массиву. Медно-никелевые руды развиты преимущественно в контактовых зонах между ксеногенными телами гипербазитов и габброидами, сложенных ультраосновными метасоматитами — вебстеритами, гиперстенитами, гарцбургитами, полевошпатовыми перидотитами. Наибольшая часть сульфидных руд вкрапленного и прожилково-вкрапленного морфогенетических типов сосредоточена в гиперстенитах и полево-

¹ Анализы изотопов в сульфидных монофракциях выполнялись по методике, изложенной Г.С. Риппом с соавторами (1975).

Таблица 1

Изотопный состав серы в сульфидах колчеданно-полиметаллических руд Холодинского месторождения и медно-никелевых руд Авкитского рудопроявления

№ анализа	№ пробы	Типы руд	Минерал	$\delta S^{34}_0/00$	S^{32}/S^{34}
Колчеданно-полиметаллические руды					
1	III-17-65	Полосчатая руда	Пирит	-3,80	22,305
2	И-203-62	То же	"	13,60	21,922
3	133-35	"	"	4,50	22,120
4	60-1	"	"	21,50	21,752
5	И-196-62	Прожилково-вкрапленная руда	"	5,20	22,105
6	И-112-60	То же	"	4,90	22,112
7		Полосчатая руда	"	29,10	21,592
8	И-116-60	Прожилково-вкрапленная руда	Пирротин:	6,40	22,079
9	139-30,5	Полосчатая руда	"	2,10	22,174
10	23-153-70	Слюдисто-кварцевый сланец с сульфидами	"	15,70	21,876
11	23-86-151	Гранат-мусковит-роговообманковый сланец с гнездами сульфидов	"	6,00	22,087
12	23-146-166	Мусковит-кварцевый сланец с сульфидами	"	3,40	21,926
Медно-никелевые руды					
13	15-168-19	Густовкрапленная руда в хлорит-амфиболовых породах	Пирротин	1,00	22,198
14	15-171-23	То же	"	3,20	22,149
15	15-183-42	Густовкрапленная руда в хлорит-амфиболовых породах	Пирротин	2,59	22,163
16	15-180-37	Карбонатный прожилок с сульфидами во вкрапленной руде	"	3,60	22,140
17	15-198-62	То же	Халькопирит	2,48	22,165

шлатовых перидотитах, т.е. в породах с несколько более высокими содержаниями SiO_2 и CaO по сравнению с типичными гипербазитами. Вкрапленные руды часто содержат ксеногенные блоки серпентизированных дунитов. Кроме вкрапленных и прожилково-вкрапленных, в Чайском месторождении развиты сплошные медно-никелевые руды, несущие крупные кристаллы кобальтсодержащего пирита (Шишкин, Кумпан, 1964), в от-

ношении которого высказывалось мнение о его ксеногенной природе (Гурулев, Самбуев, 1967). Во вкрапленных рудах установлены также мелкие ксеногенные блоки медно-никелевых руд, сложенных пирротином, пентландитом и магнетитом.

Необычные структурные условия, особенности минерального состава руд, их приуроченность к ореолу магматической переработки габброидной магмой древних гипербазитов — все это позволило геологам И.Ф. Баинову, Ю.А. Чешенко и другим, производившим промышленную оценку месторождения, прийти к выводу о том, что месторождение относится к особому генетическому типу, ранее неизвестному в СССР. Те же особенности давали основание для предположений о первичных источниках металлов и серы, необходимых для формирования медно-никелевых руд. Так, С.А. Гурулев и К.С. Самбуев (1967) такие источники в отношении серы предполагали в горизонтах сульфидоносных сланцев харгитуйской свиты и считали, что источником металлов была сама магма. Основанием для такого суждения являлись установленные на участке Надежда ксенолиты сульфидоносных сланцев, переработанных оливиновыми габбро-норитами, а также развитые возле этих ксенолитов включения кварца с вкрапленностью и прожилками молибденита. Иные взгляды по этому вопросу были высказаны Л.И. Якимовым и В.Е. Викуловым (1971). Эти исследователи первоисточником металлов считали ксеногенные серпентинизированные дуниты, полагая, что при их магматическом замещении освобождается силикатный никель, который входит в соединение с серой, несомой габброидной магмой. Основанием и в этом случае служили ксеногенные блоки серпентинитов.

Выявление во вкрапленных рудах месторождения ксеногенных включений, сложенных медно-никелевой рудой, по-иному решает вопрос об источниках металлов и серы. Медно-никелевые руды месторождения формировались, судя по этим включениям, в результате замещения (габброизации) медно-никелевого оруденения в гипербазитах. Замещение приводило к формированию ксеногенных включений, к заимствованию вещества из руд гипербазитов, к перераспределению его в метасоматитах, связанных с габброизацией. Не исключено, что в одних участках зоны габброизации происходило уничтожение (растворение и вынос) сульфидных руд, в других — переотложение.

Состав изотопов серы в сульфидах месторождения в целом близок к метеоритному (δS^{34} от $-1,75$ до $+1,70$ ‰, среднее минус 0,07). Однако в распределении изотопных отношений по структурно-морфогенетическим типам руд выявляются интересные закономерности.

Пирит в медно-никелевых рудах месторождения наблюдается в основном в двух генерациях — крупных ксенокристаллах, пересекающихся поздними прожилками пирротина с пентландитом, и мелких кристаллах, включенных в пирротин и возникших, по всей видимости, в результате перекристаллизации ксенокристаллов. Изотопные отношения серы в ксенокристаллах пирита (табл. 2, анализы 1—4) весьма приближены к метеоритному стандарту (среднее $\delta S^{34} + 0,08$ ‰). В то же время изотопные отношения в пирротинах, взятых из тех же проб (анализы 5—8), заметно отличаются (среднее $\delta S^{34} + 1,26$ ‰). Это свидетельствует,

Таблица 2

Изотопный состав серы в сульфидах медно-никелевых руд Чайского месторождения

№ анализа	№ пробы	Типы руд	Минерал	$\delta S^{34}, ‰$	S^{32}/S^{34}
1	2	3	4	5	6
1	Ч-20-210	Сплошная руда	Пирит	-0,50	22,231
2	Ч-20-211	То же	"	0,46	22,210
3	Ч-20-223	"	"	0,60	22,207
4	Ч-20-235	"	"	-0,40	22,229
5	Ч-20-210	"	Пирротин	1,50	22,187
6	Ч-20-211	"	"	1,53	22,186
7	Ч-20-223	"	"	0,92	22,200
8	Ч-20-235	"	"	1,10	22,196
9	Ч-20-189	"	"	0,95	22,199
10	Ч-11-58	"	"	1,70	22,182
11	Ч-11 (1)	Брекчиевидная руда	Пирротин (среднеэлектромагнитная фракция)	-0,35	22,228
12	Ч-11 (2)	То же	Пирротин с пентландитом (слабоэлектромагнитная фракция)	0,15	22,217
13	Ч-11-49 (1)	"	Пирротин (среднеэлектромагнитная фракция)	-0,28	22,226
14	Ч-11-49 (2)	"	Пирротин с пентландитом (слабоэлектромагнитная фракция)	-0,55	22,232
15	Ч-20-189 (1)	Сидеронитовая руда	Пирротин (среднеэлектромагнитная фракция)	-0,97	22,242
16	Ч-20-189 (2)	То же	Пирротин с пентландитом (слабоэлектромагнитная фракция)	-0,45	22,230
17	Ч-20-257 (1)	"	Пирротин (магнитная фракция)	-0,11	22,222
18	Ч-20-257 (2)	"	Пирротин (сильноэлектромагнитная фракция)	-0,65	22,234

Т а б л и ц а 2 (окончание)

1	2	3	4	5	6
19	Ч-20-257 (3)	Сидеритовая руда	Пирротин с пентландитом (слабозлектромагнитная фракция)	0,55	22,208
20	Ч-20-107	Вкрапленная руда (в перидотитах)	Пирротин (магнитная фракция)	-0,12	22,223
21	Ч-44-231 (1)	Прожилково-вкрапленная руда (в перидотитах)	Пирротин (среднеэлектромагнитная фракция)	-0,60	22,233
22	Ч-44-231 (2)	То же	Пирротин с пентландитом (слабозлектромагнитная фракция)	-0,60	22,233
23	Ч-35	Вкрапленная руда (в габбро)	Пирротин (магнитная фракция)	-1,75	22,259
24	Ч-115-114	То же	Пирротин (слабомагнитная фракция)	0,50	22,209
25	Ч-115-15	Гнездово-вкрапленная руда (в габбро)	Пирротин (слабомагнитная фракция)	-1,75	22,259
26	Ч-115-19	Густовкрапленная руда (в габбро)	Пирротин (магнитная фракция)	0,75	22,203
27	Ч-115-140	Вкрапленная руда (в габбро)	Пирротин (слабомагнитная фракция)	-1,10	22,244
28	Ч-115-23	Пятнисто-вкрапленная руда (в габбро)	То же	-1,35	22,250
29	Ч-115-12	Гнездово-вкрапленная руда (в габбро)	"	-1,03	22,243

на наш взгляд, во-первых, о принадлежности пирита и пирротина к разновозрастным генерациям и, во-вторых, о переотложении S^{34} в пирротинах сплошных сульфидных руд как фронтальной части зоны магматического замещения (в рудах).

Иные соотношения изотопов характерны для сидеронитовых, брекчиевидных, прожилково-вкрапленных и вкрапленных руд. В пирротинах из руд сидеронитовой структуры, обычно развивающихся по периферии тел сплошных руд, изотопные отношения весьма близки к метеоритным

($\delta S^{34} - 0,32^0/0_0$, анализы 15—19); в пирротинах брекчиевидных руд, отличающихся присутствием ксеногенных блоков серпентинитов, δS^{34} составляет $-0,39^0/0_0$ (анализы 11—14); в пирротинах из прожилково-вкрапленных и вкрапленных руд — минус $0,71^0/0_0$ (анализы 20—29).

Таким образом, намечается зональное распределение изотопов серы в пирротинах различных структурно-морфогенетических типов руд, совпадающее со структурной зональностью этих типов, — в центральных частях рудных тел находятся сплошные руды, затем сидеронитовые, по периферии брекчиевидные, прожилково-вкрапленные и вкрапленные. По мере перехода от сплошных руд к вкрапленным сера облегчается, отношение изотопов становится все более аномальным, отклоняющимся в минусовую сторону. Столь необычные изотопные отношения, установленные в рудах Чайского месторождения, обусловлены, как думается, процессом магматического замещения. Последний выражен в переходе от метасоматитов ультраосновного состава к метасоматитам основного состава, приближающимся к среднему составу габброидной магмы, который соответствовал составу оливинового габбро (Гурулев, Самбуев, 1967). Высказанное предположение о причине зонального распределения изотопов серы может быть подкреплено двумя доводами. Во-первых, тем, что во вкрапленных рудах участка Огиендо наблюдаются наиболее низкие значения δS^{34} (до $-1,75^0/0_0$, анализы 24—29). Эти руды локализованы в относительно мелких ксеногенных телах оливинowych габброноритов и габбро, образовавшихся при интенсивной габброизации серпентинизированных дунитов. Во-вторых, тем, что в гиперстенитах сульфидная вкрапленность иногда своим распределением намечает контуры первоначальных жильных тел, развитых до габброизации в серпентинизированных дунитах.

Все это свидетельствует о том, что при магматическом замещении происходила диффузия S^{34} вследствие кинетического эффекта, приводившая к обогащению сульфидных руд S^{32} . Можно полагать, что подобные колебания в изотопных отношениях серы в медно-никелевых рудах месторождения коррелятивно связаны с составом внедрявшейся магмы.

В породах и рудах Иоко-Довыренского массива изотопный состав серы в сульфидах впервые был определен А.П. Виноградовым и Л.Н. Гриненко (1964). Состав изотопов в среднем близок к метеоритному, но все-таки часть серы в этом массиве заимствована из вмещающих пород. При анализе распределения изотопов серы необходимо учитывать, что в ближайших окрестностях Иоко-Довыренского массива, в отложениях ондокской и олокитской свит, наблюдаются гидротермальные полиметаллические рудопроявления, представленные вкрапленными и жильными рудами в карбонатных породах. Значения δS^{34} в сульфидах и барите из этих руд достигают больших чисел (табл. 3, анализы 1—4). Однако в массиве эти руды не установлены. Их не установлено и в карбонатных ксенолитах массива. По ряду косвенных данных можно полагать, что полиметаллическое оруденение проявилось позднее становления Иоко-Довыренского массива и не влияло на изотопные отношения в породах массива.

Вместе с тем в массиве установлены ксенолиты колчеданных, преимущественно пирротиновых руд. В сланцевых породах по северо-западному

Т а б л и ц а 3

Изотопный состав серы в сульфидах полиметаллических и медно-никелевых руд и пород Иокко-Довыренского массива и его окрестностей

№ анализа	№ пробы	Руды, породы	Минерал	$\delta S^{34}, 0/00$	S^{32}/S^{34}
Полиметаллические руды					
1	118	Известняк с вкрапленностью сульфидов	Сфалерит (клейофан)	6,20	22,083
2	263	Известняк с прожилками барита	Барит	19,90	21,786
3	Д-202	Галенит-баритовая руда	Галенит	3,20	22,149
4	Д-202	То же	Барит	15,70	21,876
Вмещающие породы, роговики и ксенолиты					
5	8-15	Сланец с сульфидами	Пирротин	-0,18	22,224
6	115	Серпентин-карбонатная порода с пиритом	Пирит	0,60	22,207
7	КС-1	Колчеданная руда из ксенолита	Пирротин	0,56	22,208
8*	—	Сульфиды в роговиках	"	0,32	—
9*	—	Кварц-кальцит-сидеритовая порода	"	0,16	—
Медно-никелевые руды					
10	9 (1)	Вкрапленная руда (в перидотитах)	Пирротин (магнитная фракция)	0,65	22,206
11	9 (2)	То же	Пирротин (сильно-электромагнитная фракция)	0,40	22,211
12	9 (3)	Вкрапленная руда (в перидотитах)	Пирротин (слабо-электромагнитная фракция)	-0,50	22,231
13	Д-3 (1)	То же	Пирротин (магнитная фракция)	-0,07	22,222
14	Д-3 (2)	"	Пирротин (сильно-электромагнитная фракция)	1,05	22,197
15	Д-3 (3)	"	Пирротин (средне-электромагнитная фракция)	0,18	22,216
16	1261	"	Пирротин	0,30	22,213
17*	—	"	"	-0,06	—
18*	—	"	"	0,26	—
19*	—	"	"	0,34	—
20*	—	Вкрапленная руда (в офитовых габбро)	"	0,19	—

Таблица 3 (окончание)

№ анализа	№ пробы	Руды, породы	Минерал	$\delta S^{34}, ‰$	S^{32}/S^{34}
21*	—	Вкрапленная руда (в перидотитах)	Пирротин	-0,05	—
22*	—	Сплошная руда из жильных тел	"	0,01	—
23*	—	То же	"	0,29	—
24*	—	"	"	0,24	—

* По А.П. Виноградову и Л.Н. Гриненко (1964).

контакту массива колчеданное оруденение проявилось в песчаниках и сланцах, обогащенных углистым веществом. Колчеданные руды претерпели региональный метаморфизм, выразившийся в перекристаллизации сульфидов и их отложении по трещинам. Изотопные отношения серы таких колчеданных руд близки метеоритному стандарту (анализы 5—6). Близкие значения δS^{34} имеют также пирротины из ксенолита колчеданной руды и экзоконтактовых роговиков (анализы 7—9). Таким образом, толщи вмещающих пород, которые подвергались магматическому замещению при формировании Июко-Довыренского массива, обладали изотопным составом с незначительно повышенными значениями δS^{34} .

В медно-никелевых рудах величины δS^{34} колеблются от $-0,50$ до $1,05 ‰$, составляя в среднем $+0,32 ‰$, что определяется влиянием изотопного состава серы вмещающих пород. Во всяком случае эти соотношения явно скоррелированы.

При рассмотрении распределений изотопов серы в медно-никелевых рудах месторождений Северного Прибайкалья устанавливается их независимость от геотектонической обстановки, в условиях которой происходило формирование месторождений и никеленосных интрузий. Казалось бы, изотопный состав должен быть наиболее близким к метеоритному в гипербазитах и связанных с ними рудах, однако здесь сульфиды наиболее обогащены S^{34} по сравнению с другими медно-никелевыми месторождениями этого региона. В Чайском месторождении, наоборот, изотопные соотношения ниже метеоритных.

На распределение изотопов серы в медно-никелевых рудах оказывает влияние, на наш взгляд, не геотектонический фактор, а фактор взаимодействия рудоносной магмы с вмещающими породами. Определенное значение при этом имеют также изотопные отношения во вмещающих породах и кинетические высокотемпературные эффекты разделения серы в сульфидных и сульфидно-силикатных расплавах.

Влияние вмещающих пород на обогащение медно-никелевых руд S^{34} отчетливо устанавливается в месторождениях Норильского района и объясняется восстановлением ассимилированной сульфатной серы до

сульфидной под влиянием газообразных соединений (Гриненко, Гриненко, 1974).

Известны также примеры месторождений и никеленосных массивов, когда изотопные отношения серы коррелируются с таковыми во вмещающих породах, что свидетельствует о влиянии последних на изотопные отношения в магме. Примером может служить расслоенный массив Маскоккс, повышенные содержания в котором S^{34} объясняются загрязнением магмы серой вмещающих пород (Sasaki, 1969; Гриненко, Гриненко, 1974). В краевой зоне этого массива среднее δS^{34} изменяется от 3,1 до 16,9‰, причем наблюдается корреляция между изотопными соотношениями изверженных пород котнактовой зоны и вмещающими породами. Так, в породах краевой зоны δS^{34} составляет более 9,0‰ в случае, если они контактируют с метаосадочными породами, имеющими такие же значения δS^{34} , и, наоборот, δS^{34} составляет менее +9% на контактах с гранитами. Такая же коррелятивная связь в изотопных отношениях устанавливается для пород подводящей дайки с вмещающими породами (Sasaki, 1969).

Особо следует обратить внимание на изотопные отношения, характерные для медно-никелевых руд Чайского месторождения, где сульфиды обогащены S^{32} . Обогащение S^{32} установлено, например, в медно-никелевом месторождении Ловно (Кольский полуостров) и объясняется предположительно перетотложением руд в пределах норитового массива при метаморфизме. Судя по материалам Чайского месторождения, такое объяснение не представляется удачным. Скорее всего, обогащение руд S^{32} связано с высокотемпературными процессами магматического замещения. Это подкрепляется и тем фактом, что в обменных реакциях, идущих при высоких температурах, некоторые сульфиды, особенно пирит, быстро фракционируют с выделением и потерей S^{34} (Гриненко, Гриненко, 1974, с. 40).

Геохимическое распределение изотопов серы в медно-никелевых рудах месторождений Северного Прибайкалья указывает на возможность нового геохимического подхода к оценке месторождений, в частности при выработке поисковых критериев, обеспечивающих правильное понимание генетической позиции медно-никелевых руд на различных этапах эволюции рудно-магматических систем.

Л и т е р а т у р а

- Виноградов А.П., Гриненко Л.Н. О влиянии вмещающих пород на изотопный состав серы рудных сульфидов. — Геохимия, 1964, № 6.
- Гриненко В.А., Гриненко Л.Н. Геохимия изотопов серы. М.: Наука, 1974.
- Гурулев С.А. Геология и условия образования Иоко-Довыренского габбро-перидотитового массива. М.: Наука, 1965.
- Гурулев С.А. О формационной принадлежности интрузий довыренского комплекса. — Труды Зап.-Забайк. фил. Геогр. о-ва, вып. LXXV. Чита, 1972.
- Гурулев С.А., Самбурев К.С. Магматическое замещение в Чайском габбро-перидотитовом массиве. Улан-Удэ, 1967.
- Гурулев С.А., Трунева М.Ф. Медно-никелевое сульфидное оруденение в структуре Холоднинского колчеданно-полиметаллического месторождения. — Труды Геол. ин-та Бурятск. фил. СО АН СССР, вып. 5 (13). Улан-Удэ, 1974.

- Конников Э.Г.* Формации докембрийских гипербазит-базитовых интрузий Северо-Байкальского пояса. — Геол. и геофиз., 1976, № 2.
- Рипп Г.С., Гурулев С.А., Грачев В.С., Кавиладзе М.Ш., Мелашвили Т.А.* Вариации изотопного состава серы в месторождениях Саяно-Байкальской горной области. — Докл. АН СССР, 1975, т. 225, № 3.
- Ручкин Т.В., Конкин В.Д., Кузнецова Т.П.* Метаморфизм колчеданно-полиметаллических руд Холоднинского месторождения (Северное Прибайкалье). — Геол. рудн. месторожд., 1973, № 6.
- Шишкин Н.Н., Кумпан Е.А.* О медно-никелевом сульфидном оруденении в Безымянном массиве основных и ультраосновных пород. — Труды Проект. и н.-и. ин-та "Гипроникель", вып. 21, Л., 1964.
- Якимов Л.И., Викулов В.Е.* Вмещающая среда и вещественный состав руд Чайского сульфидно-никелевого месторождения. — Материалы по геол. полез. ископ. Бурятской АССР, вып. XIV. Улан-Удэ, 1971.
- Sasari A.* Sulphur isotope study of the Muskoх intrusion, district of Mackenzie.—Geol. Surv. Canada, Dept Energy, Min. Resources, 1969.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
<i>А.А. Маракушев</i>	
Проблема генезиса расслоенных интрузивов	5
<i>С.А. Гурулев</i>	
Внутренняя структура, генезис и геолого-структурная систематика основных расслоенных интрузивов	30
<i>Д.С. Коржинский</i>	
Метамагматическая сульфуризация в габброидах	57
<i>И.А. Зотов, Г.Н. Муравицкая, В.С. Малов</i>	
Магматическое замещение в контактах сульфидоносных трапповых интрузий	63
<i>Н.Н. Перцев, Л.И. Шабынин</i>	
Скарновые, карбонатные и бруситовые ксенолиты Июко-Довыренского массива	85
<i>М.Ф. Трунева, С.А. Гурулев, С.М. Жмодик, А.М. Огурцов</i>	
Некоторые особенности генезиса сульфидных медно-никелевых руд Чайского месторождения	97
<i>О.М. Глазунов</i>	
Контаминация и рудоносность габброидной магмы в геохимическом аспекте	108
<i>С.А. Гурулев, М.Ф. Трунева, М.Ш. Кавиладзе, Т.А. Мелашвили</i>	
Изотопный состав серы медно-никелевых месторождений Северного Прибайкалья в связи с процессами магматического замещения	125

УДК 552.11+552.111+552.112+552.321+6

Проблема генезиса расслоенных интрузивов. М а р а к у ш е в А.А. — В кн.: Контактные процессы и оруденение в габбро-перидотитовых интрузиях. М., "Наука", 1978.

В статье развиваются представления о важной роли флюидно-магматического взаимодействия при формировании базит-гипербазитовых интрузивов, обосновывается ликвационная природа ритмически-полосчатых текстур, намечаются связи между магматическими процессами и процессами рудной генерации. Табл. 5. Ил. 5. Библ. 36 назв.

УДК 552.321.5+6

Внутренняя структура, генезис и геолого-структурная систематика основных расслоенных интрузивов. Г у р у л е в С.А. — В кн.: Контактные процессы и оруденение в габбро-перидотитовых интрузиях. М., "Наука", 1978.

В статье рассмотрены внутренняя структура расслоенных массивов, их расслоенные серии и эндоконтактные зоны, просвечивающие структуры, особенности генезиса. Табл. 3. Ил. 12. Библ. 46 назв.

УДК 552.111+552.321.5; 553.212 + 216

Метамагматическая сульфуризация в габброидах. К о р ж и н с к и й Д.С. — В кн.: Контактные процессы и оруденение в габбро-перидотитовых интрузиях. М., "Наука", 1978.

В габброидах с медно-никелевым оруденением сульфиды возникают частью в магматическую стадию, частью в постмагматическую. Магматические (ликвационные) сульфиды образуются в результате реакции окисного железа магмы с сероводородом трансмагматических флюидов, кислотность которых возрастает при их подъеме и охлаждении. Сульфуризации благоприятствует более кислотный, менее щелочной состав габброидов медно-никелевых месторождений в отличие от несколько повышенной щелочности габброидов, несущих титаномагнетитовое оруденение. Необходимым условием сульфуризации является воздействие потока трансмагматических флюидов, признаком чего являются неоднородность габброидов и интенсивные явления магматического замещения в контактах. Ил. 2. Библ. 15 назв.

УДК 552.321.5; 553.212+231

Магматическое замещение в контактах сульфидоносных трапповых интрузий. З о т о в И.А., М у р а в и ц к а я Г.М., М а л о в В.С. — В кн.: Контактные процессы и оруденение в габбро-перидотитовых интрузиях. М., "Наука", 1978.

Рассмотрено воздействие сульфидоносной габбро-долеритовой магмы на доломит-содержащие породы и пироксеновые роговики. Это воздействие носит инфильтрационный характер с выносом из магмы флюидами кремнезема, глинозема, возможно, магния. Присутствие в интрузивах ксенолитов измененных вмещающих пород доказывает, что воздействие магмы осуществляется до ее консолидации и, следовательно, должно рассматриваться в качестве магматического замещения. Замещение вызывается потоками сквозьмагматических флюидов. Промышленная продуктивность интрузий зависит от насыщенности их флюидами. Табл. 2. Ил. 6. Библ. 18 назв.

УДК 552.321.5+6; 553.231

Скарновые, карбонатные и бруситовые ксенолиты Иокко-Довыренского массива. П е р ц е в Н. Н., Ш а б ы н и н Л.И. — В кн.: Контактные процессы и оруденение в габбро-перидотитовых интрузиях. М., "Наука", 1978.

Рассмотрены минеральный состав, скарновая зональность и условия преобразования карбонатных ксенолитов в габбро-перидотитовом массиве. Показано, что в контактах изначально доломитовых пород с вмещающими их основными и ультраосновными породами развито магматическое замещение магнезиально-скарнового типа. Минеральные парагенезисы магнезиальных скарнов относятся к фации малых глубин и повышенных температур образования. В ксенолитах и прилегающих частях

интрузивных пород часто развиты постмагматические изменения (известковоскарновые преобразования, серпентинизация, бруситизация и др.), происходившие при падении температур гидротермальных растворов. Рассмотрены особенности минералогии первичных и измененных скарнов. Ил. 7. Библ. 6 назв.

УДК 552.321.5+6; 553.43

Некоторые особенности генезиса сульфидных медно-никелевых руд Чайского месторождения. Трунева М.Ф., Гурулев С.А., Жмодик С.М., Огурцов А.М. — В кн.: Контактные процессы и оруденение в габбро-перидотитовых интрузиях. М., "Наука", 1978.

Рассмотрены включения сульфидного состава в медно-никелевых рудах Чайского месторождения, а также особенности состава пирротинов. Намечены генетические особенности руд, заключающиеся в том, что руды формировались при процессах магматического замещения габброидной магмой древних гипербазитов, которые несли сульфидное оруденение. Табл. 1. Ил. 1. Библ. 26 назв.

УДК 550.42:552.11

Контаминация и рудоносность габброидной магмы в геохимическом аспекте. Глазунов О.М. — В кн.: Контактные процессы и оруденение в габбро-перидотитовых интрузиях. М., "Наука", 1978.

Причина многообразия состава основных пород скрывается в процессах массообмена при взаимодействии расплавов с вмещающим субстратом. Показателем такого взаимодействия являются набор и концентрация "несовместимых элементов" (K, Rb, Sr, Li) и аномалии ряда других геохимических характеристик (отношение Sr^{87}/Sr^{86}). Процесс контаминации характерен для магматических очагов с продолжительной остановкой в коре (стратифицированные плутоны) и повышением отношения Sr^{87}/Sr^{86} до 0,7096. Интрузивы второго типа (дайковообразные, в том числе габбро-перидотитового и габбро-пироксенитового состава) характеризуются слабым проявлением контаминации, что обусловлено высокими скоростями внедрения расплава. Эти образования являются прямыми производными мантии при низких значениях и слабых вариациях в габброидах отношения Sr^{87}/Sr^{86} (0,7043—0,7054). Табл. 5. Ил. 2. Библ. 51 назв.

УДК 553.061.13 (17) + (571.54)

Изотопный состав серы медно-никелевых месторождений Северного Прибайкалья в связи с процессами магматического замещения. Гурулев С.А., Трунева М.Ф., Кавладзе М.Ш., Мелашвил Т.А. — В кн.: Контактные процессы и оруденение в габбро-перидотитовых интрузиях. М., "Наука", 1978.

Рассматривается распределение изотопов серы в сульфидах медно-никелевых руд месторождения Северного Прибайкалья. Устанавливается коррелятивная зависимость между изотопным составом руд и пород, вмещающих никеленосные массивы. Особенности в распределении изотопов объясняются процессами магматического замещения. Табл. 3. Библ. 12 назв.

**Контактные
процессы и оруденение
в габбро-перидотитовых
интрузиях**

*Утверждено к печати
Геологическим институтом
Бурятского филиала СО АН СССР*

Редактор издательства

А.А. Фролова

Художественный редактор

С.А. Литвак

Технический редактор

Л.В. Русская

ИБ № 7220

Подписано к печати 28.11. 78. Т — 15095
Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 1
Усл. печ. л. 8,8 + 0,1 вкл. Уч.-изд. л. 10,2
Тираж 700 экз. Тип. зак. 909
Цена 1 р. 50 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 117485,
Москва, В-485, Профсоюзная ул., 94^а

Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

1 р. 50 к.

3436