

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

**ГИПЕРБАЗИТОВЫЕ
АССОЦИАЦИИ
СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ**

Выпуск 4

МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

НОВОСИБИРСК 1987

Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Вып.4. Минералогия, геохимия: Сб.научн.тр. / АН СССР. Сиб. отд-ние, Ин-т геологии и геофизики. [Редкол.: Золотухин В.В. (отв.ред.) и др.]. - Новосибирск, 1987. - 151 с.

В статьях рассмотрены вопросы, освещающие формирование гипербазитов, структуру массивов, их вещественный состав и его преобразование в процессе геологической истории. Ряд статей посвящен минералогии ультраосновных пород. Показана связь состава породообразующих и акцессорных минералов с условиями метаморфизма и пластическими деформациями гипербазитов. Впервые описаны некоторые базит-гипербазитовые массивы Монголии и Юга Сибири. Приведены результаты исследования РЗЭ в минералах основных и ультраосновных пород. Изучены апогипербазитовые карбонатсодержащие породы, а также изотопный состав кислорода и углерода карбонатов из этих низкотемпературных метасоматических образований.

Представляет интерес для широкого круга специалистов в области минералогии, геохимии, петрохимии и петрологии базит-гипербазитовых ассоциаций.

Р е д к о л л е г и я

д.г.-м.н. В.В.Золотухин (отв.редактор),
д.г.-м.н. Ю.Р.Васильев, к.г.-м.н. Л.В.Агафонов (секретарь),
д.г.-м.н. В.В.Велинский

Рецензенты

д.г.-м.н. А.П.Кривенко (ИГиГ СО АН СССР),
к.г.-м.н. В.П.Коробейников (СНИИГГиМС Мингео СССР)

ПРЕДИСЛОВИЕ

В течение последних двух десятилетий офиолиты и особенно их плутонические базит-гипербазитовые члены находятся в центре внимания петрологов, геохимиков, тектонистов и геофизиков. Это обусловлено ключевым значением этих породных ассоциаций как для понимания геодинамических процессов, происходящих в литосфере, так и для практики поисков оруденения, генетически связанного с офиолитами. Особое место офиолиты занимают в вызвавшей широкую дискуссию концепции тектоники плит. Поэтому сейчас, когда после периода массового увлечения этой гипотезой наступило время тщательного изучения офиолитовых ассоциаций на всех континентах, должно уделяться как можно большее внимание скрупулезному сбору и углубленному анализу всего комплекса данных о гипербазитах и базитах складчатых областей.

В этой связи в ИГиГ СО АН СССР с 1982 г. начата публикация сборников статей "Гипербазитовые ассоциации складчатых областей", призванных освещать различные аспекты геологии, петрографии, петрохимии, геохимии, минералогии и генезиса плутонических членов офиолитовых ассоциаций и связанных с ними пород Сибири и сопредельных территорий.

В предлагаемом вниманию читателей четвертом выпуске помещены статьи, посвященные вопросам строения, состава и происхождения базит-гипербазитовых ассоциаций отдельных районов Сибири и Монголии. Авторами как предыдущих, так и большинства статей данного выпуска являются сотрудники лаборатории петрологии магматических пород ИГиГ СО АН СССР, в которой уже более 25 лет проводятся исследования альпийнотипных гипербазитов и других пород офиолитов и их минерогенеза.

Опыт публикации трех предыдущих выпусков показал, что они привлекли внимание многих специалистов из научно-исследовательских и производственных организаций. Редакция надеется, что и четвертый выпуск серии заинтересует широкий круг читателей.

О.Л.Бавников, В.В.Велинский, М.П.Гора,
Ю.Н.Лебедев

МИНЕРАЛОГИЯ ГИПЕРБАЗИТОВОГО МАССИВА ГОРЫ ЗЕЛЕННОЙ
(Кузнецкий Алатау)

Массив горы Зеленой является одним из наиболее крупных гипербазитовых массивов, известных в пределах Алтае-Саянской складчатой области. Он расположен в осевой части глыбово-складчатой структуры Кузнецкого Алатау на водоразделе рек Кия и Тайдон и занимает площадь около 40 км².

Вмещающие гипербазиты породы, представленные metabазитами и метапелитами конжинской и терсинской свит, претерпели неоднократный метаморфизм низко- и среднетемпературных фаций /Лепезин, 1978/. В их составе встречены мраморы, мраморизованные известняки, гнейсы и различные метаморфические сланцы, часто графитизированные и с прослоями кварцитов. Среди них, непосредственно в контактах с гипербазитами и внутри самого массива, наблюдаются небольшие тела и дайки габбро-диоритов, гранодиоритов, гранитов и плагιοгранитов, рвущих и метаморфизующих как вмещающие породы,

теории геохронологии ИГиГ СО АН СССР, определяется в 364 млн лет (верхний девон). На севере и востоке гипербазиты прорываются крупной многофазной интрузией в различной степени метаморфизованных габброидов, возраст которых определяется в районе горы Зеленой в 465 млн лет, а в районе горы Белой в 860 млн лет. Определения абсолютного возраста, выполненные по флогопиту из слюдитов, обнажающихся в северо-восточной оконечности горы Зеленой (на контакте апогипербазитовых лиственитов и габброидов), показали, что возраст этих пород 421,5 млн лет. Это, вероятнее всего, соответствует возрасту образования флогопита /Гончаренко, 1976/.

Приведенные данные указывают, во-первых, на древний дорифейский возраст ультрабазитов, а во-вторых, отражают сложность и многофазность метаморфизма пород в пределах данного региона, который, несомненно, коснулся не только вмещающей рамы, но и гипербазитов.

Ультраосновные породы массива представлены оливинитами, дунитами, в меньшей степени серпентинитами и в единичных случаях гарцбургитами. Пресобладающими в массиве породами является оливи-

ниты и дуниты, часто очень свежего облика. Ранее проведенные детальные минералого-петрографические исследования показали, что оливин в этих породах имеет сложную и многообразную морфологию зерен и большие колебания химического состава от 2,5 до 8,6 мол.% Fe /Велинский и др., 1983/. При этом необходимо еще раз отметить следующие основные моменты:

1. Установлено, что различные морфологические типы оливинов занимают в массиве совершенно определенные геологические позиции и что это является следствием испытанного гипербазитами контактового и регионального метаморфизма.

2. Исследования на микрозонде показали, что все оливины по величине железистости распадаются на три значимо различающиеся группы, но при этом общая совокупность имеет нормальное распределение. Это указывает, с одной стороны, на полимодальный характер распределения состава минерала, а с другой — на объединение генеральной совокупностью оливинов различной генетической принадлежности.

3. Методами точечного и непрерывного профилирования на микрозонде в единичных зернах оливина установлена четкая обратная зональность по железистости, что, как известно, характерно для минералов метасоматического генезиса.

4. С помощью лазерного микроанализа в оливинах обнаружены Al , Ca и Si , которые не характерны для данного минерала магматического генезиса, но являются обычными элементами для новообразованных оливинов /Альпинотипные гипербазиты ..., 1973 и др./.

Перечисленные факты позволили сделать важный вывод о том, что на современном эрозионном срезе оливин в породах альпинотипных гипербазитов является минералом гетерогенным и образование его отражает все крупные циклы метаморфических процессов, в которые были вовлечены ультрабазиты за длительный путь становления в земной коре.

В данной статье изложен фактический особенности ультрабазитов массива горы Зеленой, дающий дополнительные сведения о их генезисе.

Среди о массиве встречаются породы в той или иной степени серпентинизированные, серпентиновые минералы в которых представлены лизардитом, хризотилом и антигоритом. Серпентиниты в породах массива рас-

пространены незначительно (около 20 %) и приурочены, как правило, к приконтактным участкам и тектонически ослабленным зонам. Среди серпентиновых минералов значительно преобладает антигорит; спорадически в интенсивно серпентинизированных разностях пород и серпентинитах наблюдаются более поздние жилки оцитов и асбоцитов различного состава и мощности и мелкопрожилковый хризотил-асбест, представляющий только минералогический интерес.

Лизардит в породах массива по отношению к другим разновидностям серпентинов, пожалуй, наименее распространен. Он наблюдается в дунитах с петельчатой и в оливинитах с петельчато-решетчатой микроструктурами. Соответственно в этих породах можно выделить две генерации лизардита: раннюю тонкопетельчатую, часто затусованную последующими наложенными процессами (серпентинизация другого типа, оталькование, хлоритизация, карбонатизация и др.) и позднюю, ярко выраженную и представленную в виде жилок и петель оцитового облика мощностью 1–3 мм. Как отмечалось ранее, при исследовании ультраосновных массивов Западного Сангиленя в Туве /Велинский и др., 1980/, основное отличие этих разновидностей лизардита заключается в их неодинаковой железистости, что указывает прежде всего на характер окислительно-восстановительных условий, в которых они зарождаются и формируются. Железистость ранних петельчатых лизардитов, как правило, выше и соответствует железистости

ми петли не содержат мелкой сыпи дисперсного магнетита. Железистость поздних жилок лизардитовых оцитов всегда значительно ниже (табл. I, ан. 5), и в самих жилках или вдоль их контактов наблюдаются скопления тонкодисперсного магнетита. То есть в первом случае мы можем говорить о восстановительных условиях образования минерала, а во втором – об окислительных.

Наиболее распространенной разновидностью серпентина в ультраосновных породах массива горы Зеленой, как отмечалось, является антигорит, в котором также можно выделить, по крайней мере, две генерации. Одна из них связана с проявлением термального динамометаморфизма и носит локальный характер (в штубахитах), другая, наиболее поздняя относительно всех остальных процессов серпентинизации, – с этапами проявления регионального или контактового низкотемпературного метаморфизма. Антигориты второй генерации характеризуются большим разнообразием микроструктур и

Химический состав серпентинов
из гипербазитового массива горы Зеленой.

Окислы	I	2	3	4	5
SiO ₂	42,66	44,19	43,99	43,65	42,35
TiO ₂	Не обн.				
Al ₂ O ₃	1,97	"	"	0,50	"
Cr ₂ O ₃	0,07	0,07	0,06	0,35	0,09
FeO _{общ.}	2,39	1,23	1,78	2,33	0,63
MnO	Не обн.				
MgO	40,55	42,27	41,60	40,40	42,38
NiO	0,33	Не обн.	0,02	0,12	0,29
CaO	Не обн.	"	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Na ₂ O	"	"	"	"	"
K ₂ O	"	"	"	"	"
H ₂ O	12,33	12,24	12,55	12,65	14,19
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
f мол.%	3,18	1,64	2,37	3,14	0,62

Примечание. $f \text{ мол.}\% = \frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}} \cdot 100\%$; I-4 - антигориты; 5 - офит лизардитовый

слагают различные по крупности агрегаты игольчатого, радиально-лучистого или листоватого облика. Все эти факторы объясняют и значительные колебания антигорита по составу, особенно четко проявляющиеся для Al₂O₃, Cr₂O₃, FeO, MgO, NiO (см. табл. I).

Интересную информацию относительно генезиса гипербазитов несут акцессорные минералы - хромшпинель и магнетит. Хромшпинель в дунитах составляет около 1-2 % от объема породы и представлена часто хорошо ограниченными кристаллами диаметром от 0,1 до 2 мм. По составу она соответствует хромшпинелититу (табл. 2, ан. I-4). Наряду с совершенно свежими кристаллами хромшпинели в дунитах встречаются зерна частично или нацело замещенные магнетитом. При этом огранка зерен, как правило, ухудшается, нередко они расщеливаются и растаскиваются по породе в виде бесформенных осколков.

Химический состав аксессуарных хромшпинелидов
и магнетитов из гипербазитов массива горы Зеленой

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8
TiO ₂	0,21	0,19	0,19	0,22	0,50	0,09	0,37	0,19
Al ₂ O ₃	5,53	8,13	6,48	4,25	0,08	0,02	0,22	13,60
Cr ₂ O ₃	61,16	59,20	61,28	55,77	8,33	0,08	0,11	57,16
Fe ₂ O ₃	2,22	1,28	1,08	9,83	59,38	68,79	66,90	2,75
FeO	25,73	25,64	24,29	24,46	31,29	31,46	31,20	11,80
MnO	0,71	0,53	0,49	0,62	0,21	0,22	0,20	0,22
MgO	4,40	4,75	5,58	5,18	0,28	0,12	0,02	14,69
NiO	0,03	0,03	0,04	0,07	0,20	0,02	0,06	Не обн.
CaO	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Сл.	Не обн.	Не обн.	0,14	Не обн.
Сумма	99,99	99,75	99,33	100,40	100,27	100,67	99,22	100,41
FeO _{общ}	27,73	26,79	25,16	33,31	84,73	93,97	91,39	14,28

Количество ионов в пересчете на 4(O)

Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	Сл.	0,01	0,01
Al	0,23	0,33	0,27	0,18	0,01	"	0,01	0,50
Cr	1,70	1,62	1,69	1,55	0,25	"	Сл.	1,42
Fe ³⁺	0,06	0,03	0,03	0,26	1,71	1,98	1,95	0,06
Fe ²⁺	0,75	0,74	0,70	0,72	1,00	1,01	1,01	0,31
Mn	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	Сл.	0,01	0,01
Mg	0,23	0,25	0,29	0,27	0,02	0,01	Сл.	0,69
Ca	-	-	-	-	-	-	0,01	-
Ni	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	0,01	Сл.	Сл.	-
Катио- нов	3,00	3,00	3,01	3,00	3,02	3,00	3,00	3,00

Примечание. 1-4 - аксессуарные хромшпинелиды; 5 - магнетит, замещающий хромит; 6,7 - магнетиты дисперсные; 8 - рудный хромит

Магнетит в оливинитах составляет от 2 до 5 % объема породы. Он представлен или хорошо ограненными кристаллами размером иногда до 2 мм, или бесформенными трещиноватыми зернами, или мелкими дисперсными выделениями. В крупных зернах магнетита изредка наблюдаются "глазки" хромшпинели, свидетельствующие о его апохромшпинелевом генезисе.

Исследования состава хромшпинелидов и апохромшпинелевых магнетитов из оливинитов и дунитов данного массива показали, что магнетитизация хромшпинелидов сопровождается значительным выносом Cr, Al, Mg и Mn и окислением закисного железа (см. табл.2, ан.5). Кроме того, магнетиты апохромшпинелидового генезиса по составу резко отличаются от дисперсных магнетитов, которые практически не содержат Al_2O_3 , Cr_2O_3 и MgO (см. табл.2, ан.6,7). Несомненно, что такая активная магнетитизация акцессорной хромшпинели возможна только в окислительных условиях, в которых оливин, как известно, неустойчив. Вместе с тем в оливинитах он имеет очень свежий облик. Таким образом, как уже отмечалось ранее /Велинский и др., 1980/, наб степени изменения оливина и сосуществующей с ним хромшпинели. Проведенные нами оценочные расчеты температур образования парагенезиса оливин + хромшпинель + магнетит показали, что они колеблются в довольно широком интервале от 650 до 930 °С. Эти температуры значительно ниже тех, которые необходимы для образования данных парагенезисов магматическим путем, но соответствуют температурам эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма.

Следует также отметить, что на отдельных участках массива среди оливинитов в тектонически ослабленных зонах встречаются маломощные (первые десятки сантиметров) рудные скопления хромитов. Опираясь на детальные исследования подобных образований в других регионах, мы связываем их происхождение с метасоматическими процессами /Альпинотипные гипербазиты ..., 1973; Велинский, 1979; Велинский, Банников, 1981 и др./. Изучение рудного хромита из данного массива на микрозонде (см. табл.2, ан.8) показало его отличие от акцессорных хромшпинелидов по большинству основных компонентов, а это однозначно указывает на их различную генетическую принадлежность.

Среди ультраосновных пород массива горы Зеленой очень мало распространены гарцбургиты. Они закартированы нами только в одном месте центральной части массива вблизи западного контакта гипербазитов с рвущими их габбро-диоритами и диоритами. Здесь, в основном среди антигоритовых серпентинитов, наблюдается вытянутая вдоль контакта на 60-70 и шириной 30 м линзовидная полоса более светлых, мылких на ощупь пород с крупными блестками широк-

сена. Гарцбургиты с серпентинитами имеют постепенные переходы, которые выражаются в том, что при приближении к серпентинитам в них уменьшается количество пластинок пироксена (или бастита), а цвет пород меняется от светло-зеленого до темно-зеленого или почти черного. По составу это обогащенные оливином гарцбургиты с содержанием ортопироксена не более 8-10 % или пироксенсодержащие дуниты, в

центры. Структура пород аллотриоморфно-зернистая, часто порфири-видная. Наблюдается явный ксеноморфизм ромбического пироксена по отношению к оливины. При этом зерна пироксена часто имеют самые причудливые лапчатые и заливообразные очертания, вокруг (и по трещинам) которых почти повсеместно наблюдается тальковый бордюр, чем и объясняется мягкость породы на ощупь. Акцессорные минералы наряду с хромшпинелью, в различной степени магнетитизированной, представлены также кристаллами и зернами магнетита.

Учитывая структурно-минералогические особенности данных пород и их геологическое положение в массиве, мы связываем образование описанных гарцбургитов с энстатитизацией дунитов и оливинитов, в значительной мере осложненной и затусованной последующими процессами оталькования и антигоритизации.

В незначительных количествах в составе массива встречается небольшие линзовидные тела и жилы пироксенитов. Они, как правило, в той или иной степени амфиболлизированы и приурочены главным образом к контактам с рвущими гипербазиты габброидами. По составу пироксены из жил представлены диопсидом (табл.3, ан.1) и реже салитом (табл.3, ан.2 и 3). Содержание геденбергитовой молекулы колеблется в диопсидах около 15 мол.%, а в салитах - от 29 до 34 мол.% соответственно. При пересчете анализов пироксенов на кристаллохимические формулы установлено присутствие в их структуре алюминия в шестерной координации от 0,07 до 0,13 формульных единиц, что является косвенным признаком их метасоматического генезиса /Альпинотипные гипербазиты ..., 1973/. Метасоматическая природа пироксенитов массива горы Зеленой подтверждается также прямыми находками жил интенсивно эпидотизированных (табл.4) и амфиболлизированных пироксенитов мощностью в несколько десятков сантиметров непосредственно на контакте габбро и гипербазитов (гора Северная, южная сена в этих жилах представлен салитом, а замещающий их амфибол

Таблица 3

Химический состав моноклиновых пироксенов и амфиболов
(ультраосновной массив горы Зеленой)

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	51,08	48,95	47,04	52,95	51,12	45,12	40,43
TiO ₂	0,67	1,08	1,66	0,23	0,39	0,61	3,21
Al ₂ O ₃	4,33	5,67	8,08	0,77	5,86	10,59	13,67
Cr ₂ O ₃	Не обн.	Не	Не обн.				
Fe ₂ O ₃	1,50	0,50	0,35	0,30	2,40	6,15	7,95
FeO	3,95	8,10	8,90	19,45	8,70	11,10	5,10
MnO	0,15	0,33	0,35	0,83	0,23	0,33	0,20
MgO	15,08	11,49	10,16	10,75	15,47	10,58	12,21
CaO	22,92	23,50	23,28	11,78	12,88	11,68	11,87
Na ₂ O	0,31	0,09	0,13	0,14	0,73	1,38	3,01
K ₂ O	Не обн.	Не обн.	0,02	0,03	0,24	0,23	0,48
H ₂ O теор.	-	-	-	2,00	2,00	2,00	2,00
Сумма	99,99	99,71	99,97	99,23	100,02	99,77	100,13
FeO _{общ}	5,28	8,56	9,21	19,72	10,83	16,55	12,81
мол. %	14,71	28,93	33,37	51,8	28,68	47,39	36,36
Si	1,88	1,84	1,77	7,89	7,33	6,66	6,01
Al ^{IV}	0,12	0,16	0,23	0,11	0,67	1,34	1,99
Al ^{VI}	0,07	0,09	0,13	0,03	0,33	0,51	0,40
Ti	0,02	0,03	0,05	0,03	0,04	0,07	0,36
Fe ⁺³	0,04	0,01	0,01	0,03	0,26	0,68	0,88
Fe ⁺²	0,12	0,25	0,28	2,42	1,04	1,37	0,63
Mn	Сл.	0,01	0,01	0,11	0,03	0,04	0,03
Mg	0,83	0,64	0,57	2,39	3,30	2,33	2,70
Ca	0,90	0,95	0,94	1,88	1,98	1,86	1,88
Na	0,02	0,01	0,01	0,04	0,21	0,41	0,86
K	-	-	Сл.	0,01	0,03	0,04	0,09
(ОН)	-	-	-	1,99	1,91	1,97	1,98
(Кати- онов)	4,00	3,99	4,00	14,94	15,22	15,31	15,83

Примечание: 1 - диопсид; 2,3 - салит; 4 - актинолит; 5 - черма-
кит-актинолитовая роговая обманка; 6 - актинолит-чермакитовая роговая
обманка; 7 - паргасит. Доля Fe⁺³ в общем железе определялась методом
электростатического баланса /Vieten, Hamm, 1978/

Таблица 4

Химический состав клиноцизита из пироксенита
(гипербазитовый массив горы Зеленой), вес. %

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	H ₂ O ⁺ (теор.)	H ₂ O ⁻	Сумма
39,32	Не обн.	32,00	1,50	Сл.	0,09	0,11	24,31	2,00	Не обн.	99,33
Количество ионов в пересчете на I3(O, OH)										
Si	Ti	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ⁺³	Fe ⁺²	Mn	Mg	Ca		OH
3,01	-	-	2,89	0,08	-	0,01	0,01	1,99		1,02

Примечание. Cr₂O₃, NiO, Na₂O, K₂O -- не обнаружены.

Таблица 5

Химический состав шпинели из пироксенита
(гипербазитовый массив горы Зеленой), вес. %

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	Cr ₂ O ₃	NiO	Сумма
Не обн.	0,11	58,34	4,17	28,87	0,55	7,69	Не обн.	Не обн.	99,73
Количество ионов в пересчете на 4(O)									
Si	Ti	Al	Fe ⁺³	Fe ⁺²	Mn	Mg	Cr	Ni	Катио- нов
-	0,002	1,909	0,087	0,671	0,013	0,319	-	-	3,001

Примечание. Окисное и закисное железо рассчитано по стехиометрии (Σ FeO = 32,62 вес.%)

паргаситом. В качестве второстепенных акцессорных минералов присутствуют магнетит и зеленая шпинель, часто со структурами распада твердых растворов в виде магнетитовой решетки. Как следует из данных химического анализа, выполненного на микрозонде, для шпинели характерно высокое содержание магния и полное отсутствие хрома (табл.5). Она является переходной разновидью между собственно шпинелью и герцинитом. По данным Дира и др. /1966/, герцинит в ассоциации с магнетитом является типичным представителем метаморфических пироксенитов с нижним температурным пределом их образования около 860 °С.

Как отмечалось выше, жилы пироксенитов, габброиды, рвущие гипербазиты, а также сами ультраосновные породы на контактах с ними часто в значительной степени амфиболлизированы. Здесь можно выделить четыре типа моноклиновых амфиболов, анализы которых приведены в табл. 3. При этом установлено, что амфибол, развивающийся по оливину и серпентину, в ультраосновных породах представлен актинолитом и чермакит-актинолитовой роговой обманкой (см. табл.3, ан.4 и 5), а в габброидах и жильных образованиях встречаются актинолит-чермакитовая роговая обманка (ан.6) и паргасит (ан.7). Совместно в одном парагенезисе все четыре типа моноклиновых амфиболов встречены нами в пироксенитовой жиле, обнаруженной на контакте гипербазитов с амфиболлизированными габбро горы Белой. Породы этой интрузии по абсолютному возрасту самые древние среди интрузивных образований в регионе и, следовательно, испытали наиболее полный цикл метаморфических преобразований.

Из других минералов, которые являются продуктами вторичных изменений ультраосновных пород массива горы Зеленой, следует отметить тальк и хлориты.

Тальк, как отмечалось выше, является обязательным членом в гарпобургитах, где активно замещает ромбический пироксен по трещинам и границам зерен. В дунитах, оливинитах и серпентинитах он образует иногда довольно крупные скопления мелких жилок и редких гнезд или равномерно рассеян по породе в виде отдельных крупных пластинок (до 1-2 мм), которые своим блеском придают породе аполгарпобургитовый облик. Очевидно, это обстоятельство, а также то, что оливиниты и дуниты данного массива на больших площадях сложены оливинами с отчетливой спайностью, привели некоторых исследователей к ошибочному выводу о существенно гарпобургитовом сос-

таве пород массива /Пинус и др., 1958; Коновалова, Прусевич, 1977 и др./ . На отдельных участках массива, непосредственно в контактах с габброидными телами, оталькование носит более интенсивный характер вплоть до образования мономинеральных талькитов. Они представлены чаще мелкими жилками мощностью не более 5-7 см, реже обособленными гнездами, имеющими в поперечнике 1 м и более.

Хлорит в оливинитах и дунитах представлен пеннинном, клинохлором и кеммереритом. Пеннин и клинохлор развиваются в основном по антигориту и вблизи контактов гипербазитов с габброидами, иногда наблюдаются сплошные хлоритовые жилы мощностью от 1-2 см до 0,5 м. Кеммерерит образуется вокруг зерен хромшпинелидов в процессе их магнетитизации, а также непосредственно по серпентинам или по железисто-магнезиальным хлоритам. Содержание Cr_2O_3 в кеммереритах горы Зеленой колеблется в пределах 2-3 вес.%. Подробные данные о хромовых хлоритах в гипербазитах Алтае-Саянской складчатой области можно найти в работе В.В.Велинского и др. /1983/.

Химические анализы кеммерерита и пеннина из пород массива горы Зеленой, выполненные на микрозонде, приведены в табл.6.

Хлоритовые жилки часто содержат незначительную примесь мелких бочковидных зерен апатита, который, по данным микрозондового анализа, относится к фторapatиту следующего состава:



В заключение отметим еще одну важную с генетической точки

Таблица 6
Химический состав хлоритов
(массив горы Зеленой)

Окислы	1	2
SiO_2	33,96	32,97
TiO_2	Не обн.	Не обн.
Al_2O_3	12,20	14,20
Cr_2O_3	2,62	Не обн.
Fe_2O_3	Сл.	0,11
FeO	1,17	6,12
MnO	Не обн.	0,06
MgO	34,76	32,59
CaO	Не обн.	Не обн.
NiO	0,09	0,12
Na_2O	Не обн.	Не обн.
K_2O	"	"
$H_2O_{теор.}$	12,45	12,52
Сумма	100,00	99,69

Примечание: 1 - кеммерерит из сильно серпентинизированного и хлоритизированного оливинита; 2 - пеннин из жилы хлоритита



зрения петрохимическую особенность как самих ультраосновных пород массива, так и прорывающих гипербазиты габброидов и гранитоидов. Почти повсеместно в указанных породах встречается редкая вкрапленность зерен сульфидов, чаще неправильной формы. Размеры их в основном колеблются в пределах сотых долей миллиметра, но иногда достигают 0,3–0,6 мм. Под микроскопом установлены также мельчайшие включения сульфидов (первые десятки ангстрем) в зернах оливина и хромшпинели /Велинский, Банников, 1986/. В габброидах и гранитоидах сульфиды представлены в основном пиритом и халькопиритом, в сростании с которыми в подчиненном количестве встречаются пирротин и пентландит; в ультрабазитах преобладает пентландит. На микрозонде JXA-5A выполнено пять анализов пентландитов, отобранных из оливинитов и серпентинитов (табл.7). Из данных таблицы видно, что пентландиты в различных типах ультраосновных пород довольно стабильны по содержанию второстепенных примесей: Co, Mn и Cu, но по содержанию основных компонентов Fe и Ni имеют существенные различия, что особенно отчетливо проявляется у пентландитов из серпентинитов. Результаты спектрального полуквантитативного анализа различных сульфидов как из ультраосновных пород, так и габброидов, показали, кроме того, присутствие в них Ti и Cr и отсутствие Pb, Zn, Ag, Bi, As, Sb, Cd и Sn.

Отмеченные особенности сульфидной минерализаций в данном регионе ввиду слишком незначительного количества проанализированного материала пока не могут служить серьезной основой для общих генетических выкладок. Вместе с тем можно предположить, что форма выделения сульфидов в породах и одновременная приуроченность их к ультрабазитам и габброидам указывают на наложенный характер сульфидной минерализации, прошедшей в регионе уже после внедрения габброидов. Наличие мельчайших включений пентландита в свежих зернах оливина говорит о том, что этот процесс предшествовал последней фазе десерпентинизации ультрабазитов, когда образовались крупные поля оливиновых пород.

— Таким образом, приведенный фактический материал по минералогическому составу ультрабазитов горы Зеленой и данные их изотопного возраста убедительно подтверждают ранее сделанный нами вывод о том, что эти породы представляют собой гетерогенные образования. На современном эрозионном уровне в каждой конкретной

Таблица 7

Химический состав пентландита
из ультраосновных пород горы Зеленой
(среднее из двух анализов), вес. %

Элементы	1	2	3	4	5
Fe	31,23	17,86	32,17	26,69	27,51
Ni	33,93	36,47	29,49	38,90	33,83
Co	1,14	1,33	1,14	1,23	1,67
Mn	0,44	0,39	0,38	0,44	0,45
Cu	0,11	0,11	0,13	0,13	0,14
S	32,88	37,35	32,51	32,59	32,50
Сумма	99,73	93,51	95,82	99,98	96,10

Примечание. Кристаллохимические формулы:

- 1 - $(\text{Fe}_{4,32}\text{Ni}_{4,46}\text{Co}_{0,15}\text{Mn}_{0,06}\text{Cu}_{0,01})_9\text{S}_{7,91}$
- 2 - $(\text{Fe}_{2,96}\text{Ni}_{5,75}\text{Co}_{0,21}\text{Mn}_{0,07}\text{Cu}_{0,02})_9,01\text{S}_{10,78}$
- 3 - $(\text{Fe}_{4,68}\text{Ni}_{4,09}\text{Co}_{0,16}\text{Mn}_{0,06}\text{Cu}_{0,02})_9,01\text{S}_{8,25}$
- 4 - $(\text{Fe}_{3,67}\text{Ni}_{5,09}\text{Co}_{0,16}\text{Mn}_{0,06}\text{Cu}_{0,02})_9\text{S}_{7,81}$
- 5 - $(\text{Fe}_{4,00}\text{Ni}_{4,68}\text{Co}_{0,23}\text{Mn}_{0,07}\text{Cu}_{0,02})_9,00\text{S}_{8,24}$

геологической обстановке их необходимо рассматривать в основном с позиций метаморфогенного генезиса, привлекая процессы как регионального, так и контактового метаморфизма. Для гипербазитов горы Зеленой такой вывод тем более правомерен, так как этот массив залегает в древних протерозойских временах байкальской складчатости, по крайней мере, четыре крупных этапа метаморфических превращений в пределах амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций и несколько низкотемпературных — в пределах зеленосланцевой фации /Лепезин, 1978/. Поэтому трудно себе представить, чтобы гипербазиты, содержащие в своем составе средне- и низкотемпературные водосодержащие минералы (амфиболы, серпентиниты, хлориты и т.д.), не испытали бы при этом термальных преобразований. Логичнее предположить, что на современном уровне они представляют неоднократно преобразованные метаморфогенные породы.

Литература

АЛЬПИНОТИПНЫЕ гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы / Пинус Г.В., Велинский В.В., Леснов Ф.П. и др. - Новосибирск: Наука, 1973. - 320 с.

ВЕЛИНСКИЙ В.В. Альпинотипные гипербазиты переходных зон океан-континент. - Новосибирск: Наука, 1979. - 350 с.

ВЕЛИНСКИЙ В.В., БАННИКОВ О.Л., КОВЯЗИН С.В. Состав минералов гипербазитов Западного Сангиленга // Петрология гипербазитов и базитов Сибири, Дальнего Востока и Монголии. - Новосибирск, 1980. - С.54-73.

ВЕЛИНСКИЙ В.В., БАННИКОВ О.Л. О гетерогенной природе пород альпинотипных гипербазитов // Вопросы генетической петрологии. - Новосибирск, 1981. - С.40-61.

ВЕЛИНСКИЙ В.В., АРХИПЕНКО Д.К., БАННИКОВ О.Л. о хромовых хлоритах в гипербазитах // Геол. и геофиз. - 1983. - № 8. - С.77-84.

ВЕЛИНСКИЙ В.В.; БАННИКОВ О.Л., ГОРА М.П. Особенности состава оливинов из гипербазитов массива горы Зеленой (Кузнецкий Алатау) // Гипербазитовые ас минералогия, метаморфизм. - Новосибирск, 1983. - С.19-31.

ВЕЛИНСКИЙ В.В., БАННИКОВ О.Л. Оливины альпинотипных гипербазитов. - Новосибирск: Наука, 1986. - 104 с.

ГОНЧАРЕНКО А.И. Слудитовый комплекс в гипербазитах Кузнецкого Алатау // Минералогия гипербазитов дунит-гардбургитовой формации. - Л., 1976. - С.105-111.

ДИР У.А., ХАЛИ Р.А., ЗУСМАН Дж. Породообразующие минералы. Т.5. - М.: Мир, 1966. - 408 с.

КОНОВАЛОВА О.Г., ПРУСЕВИЧ Н.А. Дунит-гардбургитовые массивы Кузнецкого Алатау и Салаира. - Новосибирск: Наука, 1977. - 166 с.

ЛЕПЕЗИН Г.Г. Метаморфические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. - Новосибирск: Наука, 1978. - 231 с.

ПИЛУС Г.В., КУЗНЕЦОВ В.А., ВОЛОХОВ И.М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. - М.: Изд-во АН СССР, 1958. - 295 с.

VIBTEN K., NAMM H.-M. Additional notes on the calculation of the crystal chemical formula of clinopyroxenes and their contents of Fe^{3+} from microprobe analyses // Neues Jahrb. Miner. Monatsh. - 1978. - H.2. - S.71-83.

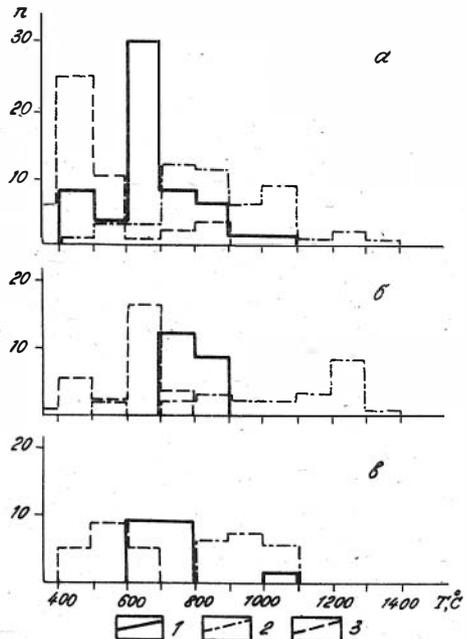
А.И.Гончаренко, О.В.Бетхер

ОЛИВИН-ХРОМИТОВЫЕ РАВНОВЕСИЯ И ИХ СВЯЗЬ
СО СТЕПЕНЬЮ ПЛАСТИЧЕСКОЙ ДЕФОРМАЦИИ ГИПЕРБАЗИТОВ

Оливин-хромитовые геотермометры используются многими исследователями гипербазитов /Васильев, 1983; Малахов, 1983 и др./, однако термическая эволюция вещества верхней мантии в зависимости от степени его пластической деформации изучена пока недостаточно.

Оливин-хромитовый геотермометр Е.Д.Джексона используется весьма широко и, по сравнению с другими термометрами, является наиболее эффективным /Малахов, 1983/. Вместе с тем некоторые исследователи справедливо указывают на сильно завышенные температуры оливин-хромитового равновесия, рассчитанные по уравнению Джексона, нередко достигающие 2000 °С и более /Evans, Wright, 1972/. Поэтому для оценки оливин-хромитового равновесия, наряду

Рис.1. Гистограммы температурных равновесий в альпинотипных гипербазитах байкалид (а), салаирид (б) и герцинид (в) по оливин-хромшпинелидовому геотермометру. Геотермометры: 1 - по Джексону; 2 - по Фабри /Fabries, 1979/; 3 - по Редеру и др. /Roeder et al., 1979/



РАСЧЕТ ТЕМПЕРАТУР ОЛИВИН-ХРОМИТОВЫХ РАВНОВЕСИЙ В ГИПЕРБАЗИТАХ

№ п/п	Номер образца	Порода	Структура	ОЛИВИН						ХРОМИТИН			Кр			Т, °С		
				X _{Mg}	X _{FeII}	X _{Mg}	X _{FeII}	Y _{Cr}	Y _{Al}	Y _{FeIII}	по Джек-соку	по Фаб-ри	по Редери и др.	I2	I3	I4	I5	
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	II	II	II	I2	I3	I4	I5		
БАХАТНЫЙ МАССИВ (КУЗНЕЦКИЙ АЛТАУ)																		
1	Б-2	Дунит	ПР	0,9207	0,0792	0,5364	0,4636	0,7391	0,2364	0,0235			10,04	1287	812	672		
2	Б-62/5	"	"	0,9239	0,0761	0,4675	0,5325	0,8769	0,0951	0,0270			13,82	1290	808	651		
3	Б-75/2	Гаршбургит	"	0,9148	0,0852	0,6205	0,3795	0,5270	0,4555	0,0165			6,56	1224	797	660		
4	Б-75/6	"	"	0,9167	0,0833	0,5373	0,463	0,7162	0,2613	0,0215			9,47	1288	812	667		
5	Б-75/1	"	М	0,9155	0,0845	0,5884	0,4116	0,4965	0,5095	-			7,5815	1051	713	920		
6	Б-75/1	"	"	0,9167	0,0833	0,5884	0,4116	0,4965	0,5095	-			7,70	1042	708	777		
ИШЕЛМСКИЙ МАССИВ (ЗАПАДНЫЙ СЯНЬ)																		
7	Ид-160	Дунит	Л	0,9360	0,0640	0,5626	0,4374	0,7919	0,1831	0,024			11,37	1286	809	657		
8	99Б524.2	"	"	0,9395	0,0605	0,4786	0,5214	0,7149	0,24	0,0451			16,92	971	695	504		
9	99И525.3	"	"	0,9405	0,0595	0,4311	0,5689	0,7894	0,21	0,0006			20,86	933	657	479		
10	99Б526.4	"	-	0,9473	0,0527	0,4358	0,5642	0,7069	0,2818	0,0093			23,27	809	582	418		
11	Ид-122	Гаршбургит	М	0,9153	0,0847	0,6082	0,3918	0,505	0,470	0,024			6,963	1152	773	625		
12	Ид-143	"	"	0,921	0,079	0,5716	0,4284	0,6997	0,2643	0,0355			8,10	1403	863	724		
13	Ид-144	Лерцолит	ГР	0,9104	0,0896	0,6720	0,328	0,3775	0,5925	0,03			4,67	1233	826	692		
14	Ид-112	"	М	0,9052	0,0948	0,6172	0,3828	0,4847	0,4867	0,0275			5,92	1243	816	677		
БОРУСКИЙ МАССИВ (ЗАПАДНЫЙ СЯНЬ)																		
15	Бр-13	Дунит	М	0,9224	0,0775	0,4164	0,5836	0,8664	0,1046	0,029			16,68	1162	763	589		
16	Бр-10	Гаршбургит	"	0,912	0,088	0,6165	0,3835	0,5296	0,4472	0,0275			6,45	1256	819	676		
17	Бр-22	"	М	0,9165	0,0835	0,5070	0,4929	0,7115	0,2645	0,014			10,67	1194	771	622		
18	Бр-114	"	"	0,9106	0,0892	0,5954	0,4046	0,5265	0,4259	0,0465			6,94	1225	818	678		
19	325	Лерцолит	"	0,9082	0,0918	0,5922	0,4078	0,5447	0,4148	0,03998			6,91	828	823	440		
20	Бр-25	Гаршбургит	"	0,9233	0,0767	0,5303	0,4696	0,7316	0,2296	0,0376			10,66	1246	805	646		
21	Бр-16	"	"	0,9126	0,0874	0,5978	0,4022	0,5823	0,3827	0,0340			7,0251	1299	834	631		

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
АГАРИДСКИЙ МАССИВ (ТУВА)														
22	206	Дунгт	М	0,9353	0,0647	0,5253	0,4747	0,7538	0,2151	0,0301	13,06	1145	761	591
23	452.2	"	"	0,9260	0,0740	0,4742	0,5258	0,76	0,19	0,05	13,87	1141	769	619
24	220	"	"	0,93	0,07	0,5510	0,4490	0,6281	0,3015	0,0704	10,82	1118	778	638
МАССИВ ГОР СЕВЕРНОЙ - ЗЕЛЕНОЙ (СУБЪЕКТИВ АЛАТАУ)														
25	1087-1	Дунгт	ПР	0,9490	0,0510	0,5983	0,4017	0,8281	0,0985	0,0733	12,50	1343	989	734
26	РМ-012	"	М	0,9323	0,0677	0,4390	0,5610	0,6790	0,1264	0,1899	17,61	1036	806	668
27	3-643	"	"	0,9456	0,0544	0,3790	0,6210	0,7691	0,2277	0,0002	28,50	799	593	409
28	3-754	Дунгт	М	0,9266	0,0734	0,3563	0,6437	0,8111	0,1726	0,0152	22,77	993	663	489
29	826	"	-	0,9752	0,0248	0,2742	0,7258	0,7804	0,0887	0,1309	104,08	527	489	286
30	244а	"	-	0,9214	0,0786	0,4625	0,5374	0,7965	0,1972	0,0061	13,60	1170	752	1292
31	710а	"	-	0,9137	0,0862	0,2338	0,7662	0,8552	0,1153	0,0295	34,66	830	622	420
32	838	"	-	0,9173	0,0827	0,2484	0,7516	0,8161	0,1671	0,0168	33,63	796	600	404
33	205	"	-	0,9171	0,0829	0,4025	0,5975	0,8069	0,1857	0,0055	16,41	778	718	549
СОБЫКЕТСКИЙ МАССИВ (ТУВА)														
34	57а	Дунгт	-	0,9198	0,0802	0,4184	0,5816	0,6244	0,2589	0,1168	15,94	862	724	563
ТАРЛАШКЕЗСКИЙ МАССИВ (ТУВА)														
35	Тр-45	Дунгт	ПР	0,9203	0,0797	0,3721	0,6279	0,6235	0,2927	0,0638	19,49	827	692	473
36	Тр-9	"	ПК	0,9042	0,0958	0,1566	0,8434	0,8590	0,0216	0,1078	50,84	574	613	501
37	Тр-50	"	"	0,9208	0,0792	0,3329	0,6671	0,7905	0,1695	0,0387	23,27	1005	666	471
38	Тр-2	"	Д	0,9166	0,0834	0,2670	0,7390	0,7926	0,1583	0,0521	30,13	620	630	444
39	Тр-41	"	"	0,9278	0,0722	0,3118	0,6882	0,6646	0,2303	0,1051	28,36	747	614	427
40	Тр-21	"	"	0,9218	0,0782	0,1882	0,8118	0,8369	0,0641	0,0990	50,85	729	597	398
41	Т-5	"	МЗ	0,9177	0,0823	0,3667	0,6333	0,7660	0,0964	0,1283	19,25	1050	768	617
42	Т-17	"	"	0,7133	0,2867	0,5583	0,4417	0,9379	0,0611	1,97	1613	1005	1024	
43	Тр-36	"	"	0,9164	0,0836	0,3159	0,6831	0,6734	0,2803	0,0463	23,63	789	608	427
44	Т-13	"	II	0,9049	0,0951	0,3229	0,6771	0,7106	0,1789	0,1058	19,96	1011	711	543
45	Тр-40	"	"	0,9178	0,0822	0,3466	0,6534	0,6793	0,2694	0,0513	21,04	701	635	335
46	68	"	-	0,9114	0,0886	0,1546	0,8454	0,7755	0,0357	0,1888	56,25	681	610	407

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
47	68	Дунит	-	0,9094	0,0996						49,93	701	630	431
48	66	"	-	0,9067	0,0933						53,14	683	620	418
49	68a	"	-	0,9233	0,0767	0,3918	0,6082	0,6970	0,2576	0,0455	18,69	977	664	510
50	р334	"	-	0,9142	0,0858	0,2577	0,7423	0,7475	0,1414	0,1111	30,69	811	373	461
51	77б	"	-	0,9129	0,0871	0,2990	0,7010	0,6212	0,2323	0,1465	24,57	773	649	470
52	77б	"	-	0,9146	0,0854						25,11	766	645	464
53	77б	"	-	0,9141	0,0859						24,95	770	647	466
БЕЛИНСКИЙ МАССИВ (ГТВА)														
54	Бл-14	Дунит	ПР	0,9412	0,0588	0,3931	0,6069	0,7920	0,1848	0,0210	24,73	889	643	453
55	Бл-14	"	"	0,9422	0,0578						25,19	763	639	449
56	Бл-14	"	"	0,9370	0,0630						22,93	915	657	469
57	Бл-14	"	"	0,9229	0,0771						18,49	1012	697	517
58	Бл-48	"	Л	0,9459	0,0541	0,3587	0,6413	0,7947	0,1601	0,0428	31,27	816	619	416
59	Бл-86	"	Л	0,9238	0,0762	0,4337	0,5663	0,9018	0,0614	0,0380	15,85	1254	800	630
60	Бл-86	"	"	0,9054	0,0946						12,50	1412	853	704
61	Бл-58	"	М	0,9237	0,0761	0,2701	0,7299	0,8637	0,1038	0,0303	32,74	861	636	436
62	Бл-47	"	МЗ	0,9331	0,0669	0,4286	0,5714	0,8358	0,1317	0,0299	18,58	1068	727	545
63	Бл-47	"	"	0,9318	0,0682						18,23	1076	730	550
64	Бл-50	Гардиурит	ПР	0,9199	0,0801	0,4612	0,5388	0,6652	0,3211	0,0126	13,43	991	689	520
65	Бл-51	"	"	0,9327	0,0673						16,21	903	649	473
66	Бл-99	"	ПК	0,9190	0,0810	0,3683	0,6317	0,6594	0,0768	0,2609	19,48	1020	847	728
67	Бл-99	"	"	0,9190	0,0810	0,3404	0,6596	0,6464	0,0907	0,2604	21,96	934	804	662
68	Бл-54	"	Л	0,9340	0,0660	0,4338	0,5662	0,6972	0,2797	0,0215	18,49	893	648	464
69	Бл-26	"	М	0,9268	0,0732	0,4183	0,5817	0,7995	0,1674	0,0301	17,62	1047	719	538
70	Бл-49	"	Л	0,9214	0,0786	0,3550	0,6450	0,6892	0,2814	0,0273	21,30	832	621	432
71	Бл-49	"	"	0,9173	0,0827						20,13	855	632	444
72	Бл-27	"	"	0,9141	0,0859	0,5840	0,4160	0,6285	0,3502	0,0200	7,58	1302	823	685
73	Бл-68	"	МЗ	0,9257	0,0743	0,4770	0,5230	0,5459	0,4374	0,0143	13,68	821	616	444
ВОЖАР-СНЬИНСКИЙ МАССИВ (ПОДРНЫЙ УРАЛ)														
74	125/1	Дунит	ПР	0,9180	0,0820	0,2902	0,7098	0,7290	0,1553	0,1121	27,38	833	659	478
75	143/1	"	"	0,8975	0,1025	0,3628	0,6369	0,6319	0,2541	0,1103	15,377	967	731	574

Окончание табл.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
76	29	Дунит	М	0,9062	0,0938	0,4582	0,5418	0,4004	0,4677	0,1289	11,42	804	671	621
77	33	"	"	0,9920	0,0680	0,4873	0,5127	0,6086	0,3402	0,0467	14,43	913	670	483
78	109/1	"	"	0,9122	0,0878	0,3554	0,6446	0,6617	0,2540	0,0606	18,84	884	672	502
79	109/1	"	"	0,9125	0,0875						18,91			
80	122/2	"	"	0,9120	0,0680	0,2905	0,7095	0,7438	0,1754	0,0762	25,28	956	657	476
81	136/2	"	"	0,9079	0,0921	0,5975	0,4025	0,3963	0,5372	0,0652	6,64	1049	763	638
82	Л-3	"	"	0,9256	0,0744	0,4127	0,5873	0,6184	0,2368	0,1448	17,71	907	722	588
83	664	"	"	0,9051	0,0949	0,4728	0,5272	0,4068	0,4425	0,1507	10,63	870	728	584
84	27	Гарцбургит	М	0,9037	0,0963	0,6445	0,3555	0,3179	0,6256	0,0950	5,17	1072	775	663
85	122/1	"	"	0,9099	0,0901	0,6352	0,3648	0,3426	0,6040	0,0622	5,80	1027	746	627
86	142/1	"	"	0,9080	0,0920	0,6002	0,3998	0,3925	0,5641	0,0424	6,58	1022	731	570
87	157	"	"	0,9403	0,0597	0,4505	0,5495	0,6692	0,2636	0,0672	19,21	878	663	488
88	1785	"	"	0,9291	0,0709	0,3635	0,6365	0,7748	0,1940	0,0313	22,92	901	656	463
89	278	"	"	0,8883	0,1117	0,3707	0,6293	0,6234	0,2924	0,0642	13,50	998	730	576
90	671	"	"	0,9057	0,0943	0,6996	0,3004	0,3638	0,5322	0,1039	4,124	1488	1020	999
91	671	"	"			0,5746	0,4254	0,3789	0,5865	0,0346	7,111	941	685	562
92	645	Лерцолит	-	0,9018	0,0982	0,5681	0,4319	0,4277	0,4907	0,0315	6,98	1090	793	671
93	215-144	Вебстерит	-	0,9178	0,0822	0,5785	0,4215	0,3923	0,5725	0,0350	8,135	887	655	513

Примечание. Структуры: ПР - протогранулярная, М - мезогранулярная, Л - лейстовая, ПК - порфиросластическая, МЗ - мозаичная, П - парковидная.

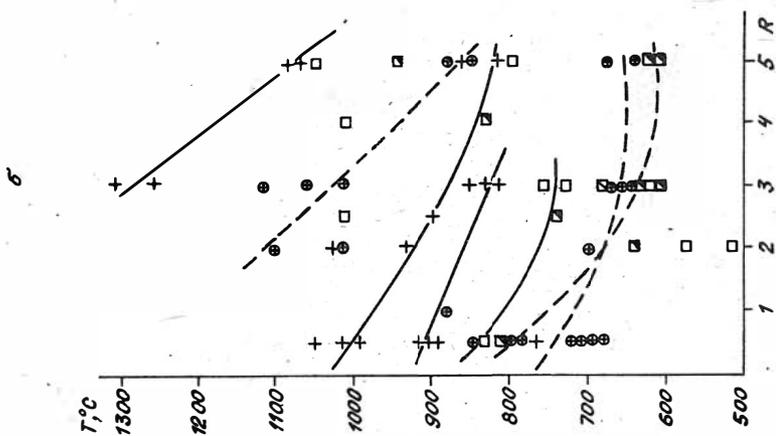
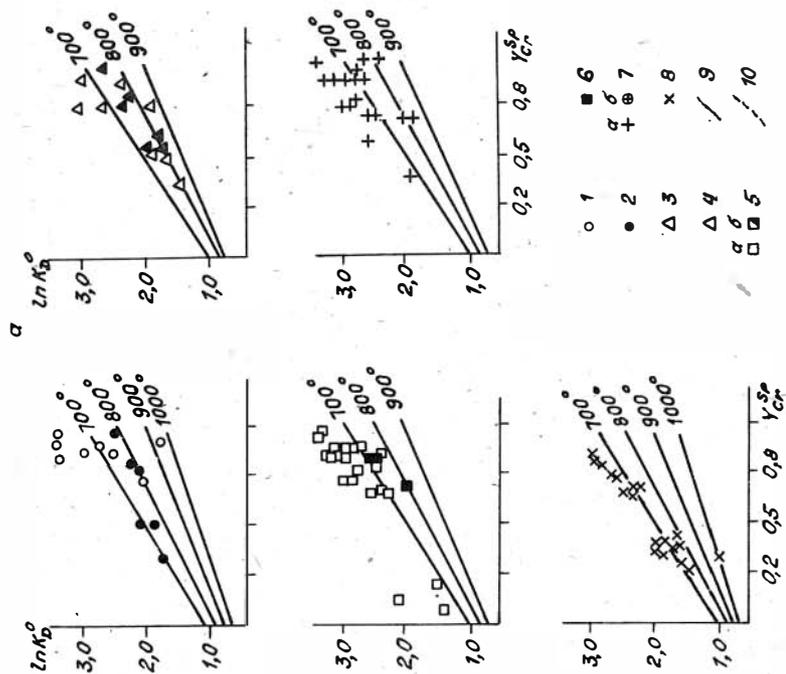


Рис.2. Коэффициенты распределения Fe-Mg между сосуществующими оливинами и хромшпинеллидами в гипербазитах (а) /Favrigiev, 1979/; (б) зависимость температуры оливин-хромшпинелевых равновесий от степени деформации оливина (R)

Массивы: 1 - гор Северной-Зеленой, 2 - Бархатный, 3 - Иджимский, 4 - Брусский, 5 - Тарлаш-кинский, 6 - Агардагский, 7 - Билинский, 8 - Войжаро-Сынбинский. Вариационные линии изменения температур равновесия: 9 - по Джексону, 10 - по Фабри

с получившим распространение геотермометром Джексона, был использован недавно предложенный термометр Фабри /Fabries, 1979/. Его преимущество состоит в том, что он отражает перераспределение железа и магния в парагенезисе оливин-хромшпинелид на конечных стадиях охлаждения гипербазитовых массивов и регистрирует термальные уровни динамического равновесия, связанного с пластической деформацией и перекристаллизацией пород.

Интерес представляют также новые данные канадских петрологов /Roeder et. al., 1979/, пересмотревших возможности использования оливин-шпинелевого равновесия и показавших экспериментально, что при нагревании гипербазитов отношение Mg/Fe^{2+} в шпинелях значительно увеличивается, а в сосуществующих оливинах - уменьшается.

Расчет температур равновесий оливин-хромитовых парагенезисов выявляет весьма широкий диапазон их колебаний (см. таблицу). Сопоставление гистограмм распределения температур, рассчитанных по трем геотермометрам (рис.1), выявляет значительные расхождения между ними в числовых значениях и вместе с тем общую тенденцию их изменения. Максимально высокие температуры оливин-хромитового равновесия устанавливаются в гипербазитовых массивах палеозойской консолидации (Бархатный, Иджимский, Брусский), а наиболее низкие - в массивах байкалит (Тарлашкинский, Билинский). Указанная тенденция иллюстрируется диаграммами распределения температур, рассчитанных по геотермометру Фабри (рис.2,а), где оливин-хромитовое равновесие в гипербазитах салаирит близко к изотерме 800 °С, а в гипербазитах байкалит оно в большинстве случаев оказывается ниже изотермы 700 °С. Из анализа этих диаграмм следует, что для большинства изученных массивов устанавливаются значительные температурные градиенты оливин-хромитовых равновесий, отчетливо связанные с анизотропией их внутренней деформационной структуры. Как видно из рис.2,б, в це-

лом связь температур равновесия со степенью деформации пород обратная.

Как показано ранее /Гончаренко, 1985/, оливины из гипербазитов салаирид отличаются от оливинов из гипербазитов байкалид тем, что в их формировании преобладают процессы высокотемпературного пластического деформирования по сравнению с наложенной синметаморфической рекристаллизацией. Показателями этих различий являются рассчитанные коэффициенты распределения (K_r) магния и железа в сосуществующих оливинах и хромшпинелидах (рис.3,а). Как видно из рис.3,а, по величине параметра K_r гипербазиты салаирид и байкалид существенно различаются между собой, а гипербазиты герцинид (Войкаро-Сыншинский массив) характеризуются промежуточными значениями этого коэффициента. При этом величины K_r для первичных равновесных ассоциаций в гипербазитах салаирид и байкалид оказываются близкими и равны соответственно 7 и 8. Последующее увеличение K_r до 15 в гипербазитах салаирид и до 40 и более в гипербазитах байкалид отражает общую регрессивную направленность их термодинамической эволюции.

Зависимость K_r от содержания глинозема в хромшпинелидах /Stroh, 1976/ наиболее отчетливо проявляется в гипербазитах салаирид (рис.3,б), для которых фигуративные точки этого соотношения располагаются между расчетными кривыми температурного равновесия 800 и 900 °C. В гипербазитах байкалид большинство точек попадает в поле температур ниже расчетной изотермы равновесий 700 °C.

Предпринятые попытки пересмотра наиболее популярного оливин-хромитового термометра Джексона /Fabries, 1979; Roeder et. al., 1979/ открыли принципиально новые возможности оценки оливин-хромитовых равновесий.

Эксперимент показал /Roeder et. al., 1979/, что значительное перераспределение железа и магния в гипербазитах достигается не только при их нагреве до температуры 1200 °C и выше, но также и в процессе охлаждения. Поэтому оливин-хромитовый термометр фиксирует не температуру образования парагенезиса, как полагают многие исследователи /Малахов, 1983; Пинус и др., 1984; Medaris, 1972; Sinton, 1977 и др./, а температуру прекращения реакций обмена.

Таким образом, достигнутые температурные равновесия харак-

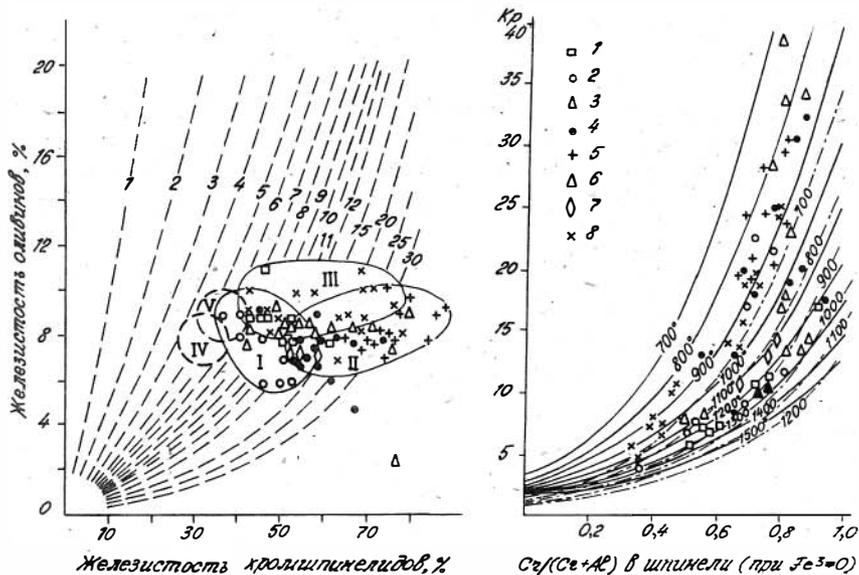


Рис.3. Соотношение железистости сосуществующих оливинов и хромшпинелидов (а) и хромистости шпинелей с величиной Кр для различных расчетных температурных равновесий (б) /по И.А.Малахову, 1983/ Массивы: I - Бору́сский, 2 - Иджимский, 3 - Бархатный, 4 - Били́нский, 5- Тарла́шкинский, 6 - гор Северной-Зеленой, 7 - Ага́рдагский, 8 - Войка́ро-Сы́нзинский. Пунктирные линии - Кр в сосуществующих оливинах и хромшпинелидах /Малахов, 1983/. Поля на диаграммах - массивы: I - салаирид; II - байка́лид; III - герци́нид. Массивы Урала: IV - автохтонные; V - аллохтонные. Сплошные линии - данные И.А.Малахова /1983/, штрих-пунктирные - Д.М.Штро́ха /Stroh, 1976/

теризуют определенные этапы термодинамической эволюции гипербазитов в процессе высокотемпературного пластического течения при подъеме массивов из глубин верхней мантии на уровни консолидации в земной коре, а также последующие этапы их регрессивного синметаморфического преобразования. Поэтому есть основания полагать, что наиболее объективными являются оценки температурных равновесий по геотермометру Фабри, что подтверждается высокой сходи-

мостью расчетных и экспериментально полученных температур в интервале $T = 850-920$ °C и $P = 10-20$ кбар /Fabries 1979/.

Применение геотермометра Редера /Roeder et. al., 1979/ ограничивается возможностью получения лишь сравнительных оценок термической эволюции гипербазитов из-за отсутствия надежных термодинамических данных (точно не известны значения свободной энергии), не позволяющих откалибровать его для области низкотемпературных равновесий.

Регрессивный характер постсуболидусной термической эволюции гипербазитов фиксируется температурными рубежами оливин-хромитовых равновесий, достигаемых при охлаждении массивов как в процессе пластической деформации при подъеме их из глубин верхней мантии, так и в условиях синметаморфической рекристаллизации на уровнях земной коры.

Литература

ВАСИЛЬЕВ Ю.Р. Ультраосновные вулканиды севера Сибирской платформы // Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. - Новосибирск, 1983. - С.150-160.

ГОНЧАРЕНКО А.И. Петрология и пестроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов // Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. - Томск, 1985. - 32 с.

МАЛАХОВ И.А. Петрохимия главных формационных типов ультрабазитов. - М.: Наука, 1983. - 207 с.

ПИНУС Г.В., АГАФОНОВ Л.В., ЛЕСНОВ Ф.П. Альпинотипные гипербазиты Монголии. - М.: Наука, 1984. - 200 с.

EVANS B.W., WRIGHT T.L. Composition of liquidus chromite from the 1959 and 1965 eruptions of Kilauea Volcano Hawaii // Amer. Miner. - 1972. - Vol.57, N 1/2. - P.217-230.

FABRIES J. Spinel-olivine Geothermometry in Peridotites from Ultramafic Complexes // Contrib. Miner. and Petrol., 1979, Vol.69, N 4. - P.329-336.

MEDARIS L.G. High-pressure peridotites in south-western Oregon // Geol. Soc. Amer. Bull. - 1972. - Vol.83, N 1. - P.41-58.

ROEDER P., CAMPBELL J., JAMIESON H. A Re-Evaluation of the

Olivin-Spinel Geothermometer // Contrib. Miner. and Petrol.-
1979. - Vol.68, N 3. - P.325-334.

SINTON J.M. Equilibration history of the basal alpinetype
peridotite, Red Mountain, New Zealand // J. Petrol. - 1977.-
Vol.18, N 2. - P.216-246.

STROH J.M. Solubility of alumina in orthopyroxene plus spinel as a geobarometer in complex systems. Applications to spinel bearing alpine-type peridotites // Contribs. Mineral. and Petrol. 1976. - Vol.54. - P.173-188.

Б.Н.Лапин

ОСОБЕННОСТИ ПЕТРОХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА
И ХАРАКТЕР ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ВЕНД-КЕМБРИЙСКИХ БАЗАЛЬТОИДОВ
АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ

В течение ряда лет совместно с другими исследователями автор принимал участие в изучении особенностей состава и петрохимии эффузивов офиолитовых комплексов Алтае-Саянской области. К настоящему времени подведены итоги по многим регионам этой горной страны, в том числе по Туве, Горному Алтаю, Кузнецкому Алатау /Велинский и др., 1980, 1982, 1986/. В работах показано, что состав венд-кембрийских вулканогенных пород, определяется в основном структурным положением зон вулканизма и мощностью коры.

Оценивая уже имеющиеся данные по петрохимии других районов области, стало возможным определить характер и направление дифференциации базальтоидов, размещенных в различных структурах. Для выяснения типов дифференциации использован имеющийся аналитический материал по всем вулканическим зонам. Каждый силикатный анализ пересчитывался на коэффициенты А.Н.Заварицкого /1960/ по программам ВЦ Института геологии и геофизики СО АН СССР, определялся магниевый модуль (m), железистость (f), глиноземистость (A), выяснялась корреляционная зависимость щелочей, магния и железа. Все это позволило провести сравнительный анализ химического состава пород и его изменения в рассматриваемых структурах (табл. I-3).

Таблица 1

Числовые характеристики по Свардскому и глинозёмности A^* известняковоосевых вулканических пород Алтай-Саянской области (даны нормальных ветровых пелото-земельных маты)

Порода	Горный Алтай			Салаир			Кузнецкий Алашай			Западный Саян			Тува							
	Кол-во анализов	а	с	А	Кол-во анализов	а	с	А	Кол-во анализов	а	с	А	Кол-во анализов	а	с	А				
Рисмет	-	-	-	-	II	10,1	1,0	8,5	14	12,9	1,6	9,5	5	11,9	1,0	9,0	15	13,1	0,8	9,1
Делит	-	-	-	-	41	10,5	2,2	9,9	24	13,3	2,9	10,8	41	10,4	1,9	8,9	23	11,5	1,7	9,9
Алдеит	I	10,8	8,2	10,3	21	10,5	3,9	9,3	42	12,3	5,0	14,0	15	10,8	1,8	11,6	32	10,5	4,0	11,9
Алдеито-базальт	16	11,1	5,9	14,2	44	11,5	5,4	14,5	106	10,3	6,3	14,4	38	10,4	5,5	13,5	33	9,2	6,8	14,3
Базальт	64	9,2	5,5	13,3	43	6,2	6,5	13,9	150	8,4	6,5	13,9	97	8,6	5,7	13,5	43	6,9	7,0	13,7
Оливиновый базальт	45	7,1	5,7	12,8	I	7,3	5,7	12,5	47	6,6	6,6	13,4	23	6,5	6,1	12,8	19	6,5	5,9	13,0

$$* A = \frac{Al_2O_3}{Al_2O_3 + SO_2 + CaO} \cdot 100$$

Таблица 2

Железистость и магнийный модуль известняковоосевых вулканических пород Алтай-Саянской области (даны нормальных ветровых пелото-земельных маты)

Порода	Горный Алтай				Салаир				Кузнецкий Алашай				Западный Саян				Тува			
	I	2	3	4	I	2	3	4	I	2	3	4	I	2	3	4	I	2	3	4
Рисмет	-	-	-	-	II	60,0	2,2	0,014	14	70,5	2,3	0,010	5	78,4	4,2	0,010	15	74,5	3,6	0,008
Делит	-	-	-	-	41	58,4	1,7	0,037	24	63,0	2,1	0,030	41	79,2	2,7	0,015	23	62,8	2,0	0,035
Алдеит	I	57,3	1,5	0,070	21	50,3	1,4	0,078	42	56,2	1,6	0,075	15	63,7	1,9	0,051	32	49,2	1,2	0,086
Алдеито-базальт	16	52,4	1,2	0,132	44	47,7	1,1	0,138	106	51,1	1,3	0,120	38	54,1	1,4	0,125	33	46,2	1,1	0,130
Базальт	64	43,0	1,0	0,200	43	48,0	1,1	0,170	150	46,0	1,1	0,178	97	47,9	1,1	0,173	43	40,7	0,8	0,195
Оливиновый базальт	45	43,6	0,8	0,275	I	51,0	1,2	0,198	47	38,0	0,8	0,272	23	46,5	0,8	0,234	19	38,2	0,7	0,284

Примечание: I - количество анализов; 2 - железистость (t^*); 3 - коэффициент железистости (t^*/m^*); 4 - магнийный модуль (M)

Таблица 3

Коэффициент железистости (τ'/m')
нижнепалеозойских вулканогенных пород
Алтае-Саянской области

№ п/п	Вулканические зоны	Кол-во анализов	Риолит	Дациит	Андезит	Андезитобазальт	Базальт	Оливиновый базальт
1	2	3	4	5	6	7	8	9
ГОРНЫЙ АЛТАЙ								
1	Теректинская	10	-	-	-	1,1	1,0	1,2
2	Катунская	66	-	-	-	1,6	1,2	0,9
3	Зап. Уйменская	24	-	-	1,5	1,4	0,9	0,6
	Вост. Уйменская	8	-	-	-	1,3	1,2	1,1
4	Чулымская	12	-	-	-	1,0	0,9	0,6
5	Шапшальская	12	-	-	-	1,1	0,7	0,6
САЛАИР								
6	Суэнгинская	41	1,4	1,2	1,3	1,3	1,2	-
7	Салаирская I	34	1,9	2,0	2,1	1,2	1,2	-
	Салаирская II	24	3,0	1,8	1,3	1,2	1,2	-
8	Сунгайская	21	-	2,0	1,2	1,0	1,0	1,2
9	Томь-Чумшская	41	2,8	1,7	1,0	1,0	0,9	-
КУЗНЕЦКИЙ АЛТАЙ								
Центральная часть								
10	Золотокиятская	40	-	3,2	1,8	1,1	1,1	0,7
11	Терсинская	40	-	-	-	1,0	1,1	0,8
12	Усинская	46	1,5	1,1	1,4	1,1	0,9	0,9
13	Северо-Телецкая	10	-	-	-	-	0,9	0,7
Восточная часть								
14	Кожуховская	52	-	3,2	1,9	1,6	1,3	1,2
15	Кийская	35	-	1,4	1,5	1,3	0,9	0,6
16	Белошосская	36	-	1,7	1,2	1,0	0,9	0,6
17	Анзасо-Батеневская	39	2,7	-	2,1	1,1	1,0	0,5

1	2	3	4	5	6	7	8	9
18	Мрасс-Аскиз- ская	31	3,9	2,2	-	1,5	1,1	0,6
Западная часть								
19	Тельбесская	28	-	1,6	1,7	1,5	1,1	1,0
20	Кондомская	26	2,2	2,4	1,6	1,3	1,3	0,6
ЗАПАДНЫЙ САЯН								
Северный пояс								
21	Хансинская	32	3,1	2,5	2,6	1,7	1,2	0,8
22	Шаманская	25	-	2,9	1,5	1,1	1,5	1,0
23	Табатская	18	2,0	1,6	1,6	1,1	1,4	-
24	Шушенская	39	-	3,5	1,8	1,6	0,9	0,6
25	Борусская	12	-	-	-	1,7	1,1	-
26	Амьльская	10	-	3,1	-	-	0,6	-
Южный пояс								
27	Актовракская	21	5,5	-	-	2,0	1,4	1,2
28	Хемчикская I	23	-	-	2,9	1,1	1,0	0,8
	Хемчикская II	25	-	-	1,7	1,1	1,0	0,8
29	Кургушибинская	14	-	-	1,4	1,6	1,3	-
ТУВА								
Южный пояс								
30	Барлыкская	8	-	-	-	-	0,8	0,9
31	Чаахольская	3	-	-	-	1,0	0,8	-
32	Уюкская	22	-	2,1	0,9	1,1	0,8	0,7
Северный пояс								
33	Восточно-Тан- нуольская	30	5,3	2,2	1,4	1,1	0,9	1,0
34	Ондумская	30	-	2,3	1,7	1,3	0,8	-
35	Удугойская	32	3,1	2,7	1,6	1,2	1,0	0,8
36	Систигхемская	15	-	1,4	0,9	1,1	0,8	-
37	Озерновская	25	2,4	1,1	1,5	1,3	0,7	0,5

Венд-кембрийский вулканизм Алтае-Саянской складчатой области, характеризующийся в основном извержением базальтоидов, наи-

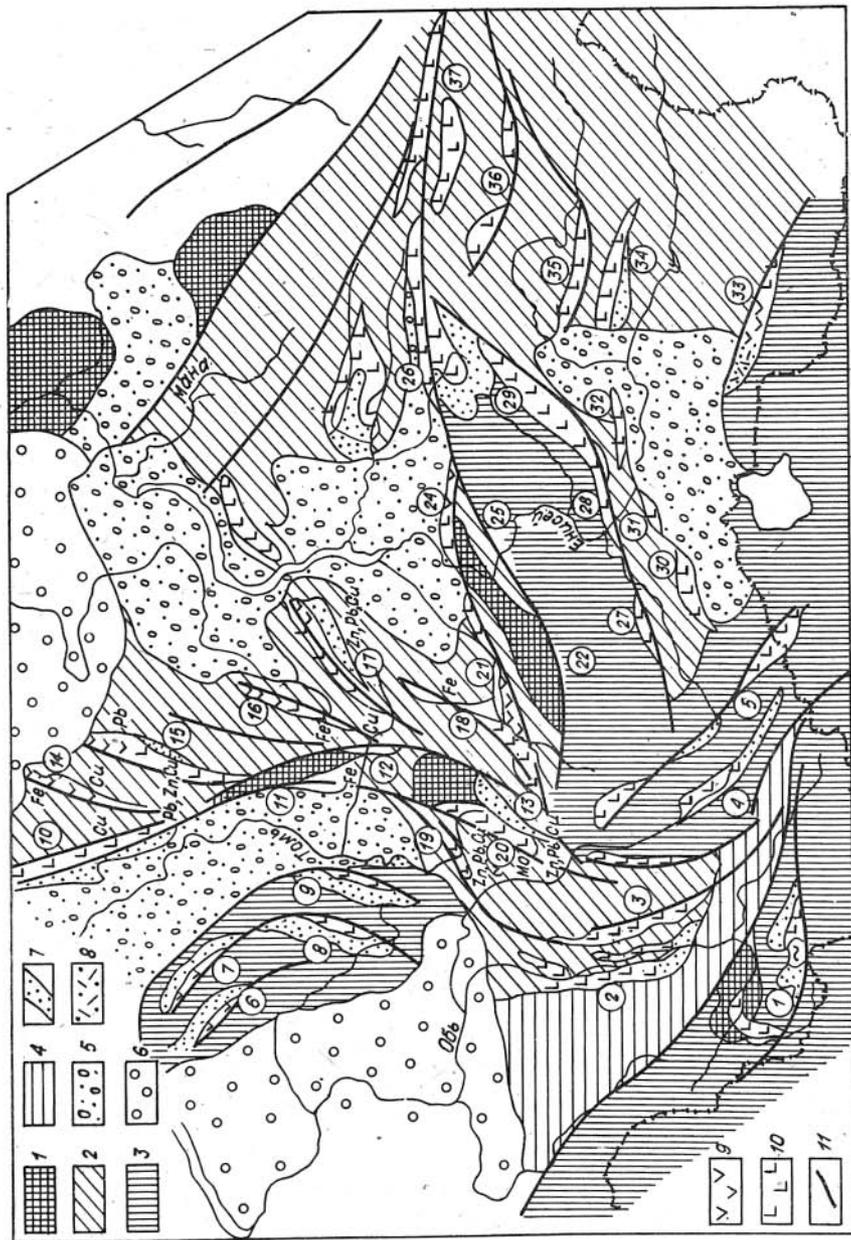
более активно проявился в салаирский этап геотектонического развития геосинклинали и контролировался региональными разломами в местах сопряжения наиболее крупных поднятий и прогибов. По мнению В.А.Кузнецова /1954/, разделяемому многими геологами /Владимирский, 1967; Сенников, 1977; Волков, 1986 и др./, Алтай-Саянская область окаймляет с юго-запада протерозойскую Сибирскую платформу и включает крупные разнородные салаирские и каледонские структуры Кузнецкого Алатау, Горного Алтая и Тувы, а также Западного Саяна и Салаира. Каждый из этих регионов складывается положительными и отрицательными структурами второго порядка, среди которых рельефно выделяются вулканические зоны в виде узких кулисно расположенных протяженных участков (рис.1).

В пределах Кузнецкого Алатау, объединяющего древнейшие меридиональные структуры области, наблюдается четкая виргация западных и восточных вулканических зон второго порядка северо-восточного и юго-западного направления. Веером или субпараллельно расположены и зоны Горного Алтая и Салаира на западе, Западного Саяна и Тувы на востоке. Каждый регион имеет свои особенности строения и состава продуктов вулканизма с преобладающим значением базальтовых лав и туфов.

Лишь спорадически среди вулканогенных толщ встречаются андезиты и еще реже дациты и липариты. Последние в ряде вулканических зон вообще неизвестны: это зоны Горного Алтая, часть зон Кузнецкого Алатау, Западного Саяна и Тувы.

Замечено, что кислые дифференциаты базальтовых магм отсутствуют в наиболее подвижных зонах крупных регионов, к которым относятся осевые структуры Кузнецкого Алатау (Золотокитатская, Терсинская и др. зоны) и Западного Саяна (Хемчикская, Куртушибинская и др.), и приобретают заметную роль в зонах, расположенных в жестких структурах второго и третьего порядков, обычно оперяющих мобильные области. Примерами таких структур могут служить Тувинские (Восточно-Таннуольская, Улугуйская и др.) и Салаирские зоны, где распространены лавы и туфы риолитового и дацитового составов.

Структурное положение нижнепалеозойских вулканических зон Кузнецкого Алатау /Алабин, 1963; Белоусов и др., 1974/ подчеркивается целым рядом меридиональных линейных зон и зон северо-восточного направления, обрамляющих с востока и запада осевую



часть края. В центральной части Алатау располагаются Золотокитатская, Терсинская, Усинская и Северо-Телецкая (Лебедская), восточный склон включает субпараллельные, опояывающие Кожуховскую, Кийскую, Белоюсскую, Мрасс-Аскизскую вулканические зоны. В западной части, в пределах Горной Шории, находятся Тельбесская и Кондомская. Возможно, что севернее них расположено еще несколько подобных вулканических зон, но погребенных под более молодые песчано-сланцевые толщи Кузбасского прогиба.

В зонах центрального пояса щелочность базальтоидов закономерно убывает в южном направлении. Максимумом суммы щелочных металлов обладают лавы Золотокитатской зоны, нормы содержат породы Терсинской и заметный дефицит - в Северо-Телецкой (Лебедской). Породы зон восточного склона не имеют такой выдержанной линейной закономерности, хотя и характеризуются общим повышенным содержанием щелочей. Исключение составляют здесь только вулканические

Рис. I. Схема размещения нижнепалеозойских вулканических зон Алтае-Саянской области:

I - выступы докембрийского фундамента. Складчатые структуры: 2 - салаирские, 3 - каледонские, 4 - каледоно-варисские. Прогибы: 5 - каледоно-варисские, 6 - мезозойские, 7 - смешанные вулканомиктовые и осадочные отложения. Области преимущественного распространения эффузивов: 8 - кислого состава, 9 - кислого и среднего состава, 10 - основного состава, 11 - разрывные нарушения (цифры в кружках). Вулканические зоны. Горный Алтай: I - Теректинская, 2 - Катунская, 3 - Уйменская, 4 - Чулымская, 5 - Шапшальская. Салаир: 6 - Суенгинская, 7 - Салаирская, 8 - Сунгайская (Аламбайская). 9 - Томь-Чумышская. Кузнецкий Алатау: 10 - Золотокитатская, 11 - Терсинская, 12 - Усинская, 13 - Северо-Телецкая, 14 - Кожуховская, 15 - Кийская, 16 - Белоюсская, 17 - Анзасс-Батеневская, 18 - Мрасс-Аскизская, 19 - Тельбесская, 20 - Кондомская. Западный Саян: 21 - Хансынская, 22 - Шаманская (Анзасская), 23 - Табатская, 24 - Шушенская, 25 - Борусская, 26 - Амьльская, 27 - Актывракская, 28 - Хемчикская, 29 - Куртушибинская. Тува: 30 - Барлыкская, 31 - Чаахольская, 32 - Уюкская, 33 - Восточно-Таннуольская, 34 - Ондумская, 35 - Улугуйская, 36 - Систигхемская, 37 - Озерновская

породы двух крайних зон, обесцвеченных щелочами – это Кожуховская, расположенная на севере, и Мрасс-Аскизская – южная. На западном склоне кряжа сумма щелочных металлов обеих зон близка к норме, кроме андезитовых и андезито-базальтовых порфиритов Кондомской зоны, сильно обогащенных натрием /Велинский, Лапин, 1986/.

В соотношении щелочей в породах региона постоянно преобладает натрий. Эта закономерность нарушается только в андезитовых порфиритах Белоюсской зоны, что, возможно, является ошибкой при отнесении их к кембрийским толщам. Полевошпатовой извести всегда недостает у кислых и средних эффузивов большинства зон, андезито-базальты содержат норму, а более основные меланократовые базальты обнаруживают даже некоторый дефицит окиси кальция.

Содержание кремнекислоты в породах кряжа варьирует в диапазоне 70,75 – 47,00 %, обнимая лавы риолитового и базальтового составов, пересыщенных или недосыщенных кремнеземом. Андезито-базальты часто имеют числовую характеристику "Q" со знаком плюс и минус. Эти колебания всегда очень характерны именно для переходной группы базальтоидов, испытавших частичную дифференциацию. По Кондомской зоне, например, разница в показателях "Q" достигает -3,8 и -4,7 и +4,2 и +7,3. Кислые лавы почти всегда низкомагнезиальные, и потому коэффициент железистости f'/m' у них высокий, достигающий 3,5 в Кожуховской зоне, а у основных, богатых магнием – низкий, не превышает 1,2.

Каледонские структуры Салаира /Белоусов и др., 1969/ оставили нам следы наиболее активной палеозойской вулканической деятельности в районах, традиционно выделяемых как вулканические зоны. Они имеют в плане прерывистую кулисно-дугообразную форму с плавным изгибом в общем плане на восток. С севера на юг располагаются Суенгинская, Салаирская, Сунгайская (Аламбайская) и Томь-Тумьшская вулканические зоны.

Кембрийский вулканизм на территории Салаира проявился по-разному, здесь четко выделяется антидромный характер его разви-

тия в северной части и гомодромный - в центральной и южной. Как и в некоторых других зонах Алтае-Саянской области (Западный Саян, Тува) в Салайре активизировались две разные по составу магмы, сменяющие друг друга по времени, но разобщенные пространственно. Данные геологии, петрографии и петрохимии подтверждают их самостоятельность. Высокремнистые лавы обеднены щелочами и имеют самый низкий индекс щелочности (a/c), доходящий до 4,7 в Суенгинской зоне (см. табл. I). Они характеризовались также недостатком кальция, низким содержанием титана, малым коэффициентом железистости. Лавы основного состава, напротив, оказались субщелочными, особенно в северных зонах Салайра, где "а" достигает 15,0 и 16,5 (Суенгинская зона). На юге кряжа базальтоиды отличались повышенной магниальностью, низким коэффициентом железистости. Все породы без исключения носили натровый характер.

В пределах Горного Алтая нижнепалеозойские вулканогенные образования были сосредоточены в ряде вулканических зон, имеющих северо-западное и субмеридиональное направление. Они проявились главным образом на границах структурно-фациальных зон /Волков, 1966/ и контролировались глубинными разломами /Кузнецов, 1963/. Продукты вулканизма прослеживаются в виде узких протяженных участков, тяготея в основном к местам сочленения кембрийских складчатых комплексов с выступами основания докембрийского фундамента. Для удобства сравнительного анализа некоторые структурные подразделения разбиты нами на подзоны. В Горном Алтае выделяются зоны (с запада на восток): Теректинская, Катунская, Уйменская (Западная и Восточная подзоны) и Шапшальская (Чулымская и Шапшальская подзоны).

Вулканогенные образования различных зон имеют много общего. По вещественному составу эффузивы представлены базальтоидами, андезитами и более кислые разновидности пород в вулканогенных толщах встречаются спорадически. Вулканический материал в вертикальном разрезе и по простиранию, как правило, сменяется вулканомиктовыми или песчано-известковистыми и кремнисто-глинистыми отложениями, усложняющими корреляцию отдельных их частей.

Все известные продукты вулканической деятельности в Горном Алтае относятся к нормальному щелочно-земельному ряду, несколько обогащенному щелочными металлами, что устанавливается при совмещении геометрических линий дифференциации составов пород всех

зон. Крайними являются породы Теректинской и Катунской зон, у которых щелочная характеристика "а" отличается на 2-3 единицы. Эффузивы других зон занимают промежуточное положение. Так, средняя линия дифференциации лав Западно-Уйменской подзоны имеет почти нормальное положение, хотя и она в области андезито-базальтов отклонена вправо, указывая на увеличение щелочности эффузивов, приближающихся по составу к субщелочным кварцевым базальтам. На это же указывает и положительная характеристика "q" ряда анализированных образцов, отдельные представители которых имеют значения +4,1 и +5,7 при щелочных показателях "а" 13,2 и 13,7.

Практически идентичные составы базальтовых лав всех зон выявляются по левой части диаграммы А.Н.Заварицкого, отражающей поведение полевошпатовой извести в породах. Геометрические линии вулканических зон имеют незначительные изгибы и все подчеркивают некоторую недостаточность кальция, что особенно заметно у оливковых базальтов. Средние числовые характеристики эффузивов Горного Алтая показывают, что нижнепалеозойские вулканогенные образования представлены лейко- и мезобазальтами; породы недосыщены SiO_2 , имеют сугубо натровую специализацию при низком щелочном индексе, а также повышенную магнезиальность и умеренное количество закисного и окисного железа /Велинский и др., 1982/

В пограничных структурах Западного Саяна с другими регионами (Тувинский массив и Минусинская котловина) венд-кембрийские вулканогенные образования сосредоточены в двух поясах - Северном и Южном. Северный пояс, наиболее сложный по строению, граничит с породами Минусинской котловины и частично Восточного Саяна, включает шесть вулканических зон, расположенных кулисно либо субпараллельно со смещением относительно друг друга: Хансынскую, Шаманскую, Табатскую, Шушенскую, Борусскую и Амыльскую. Южный пояс, обрамляющий Западный Саян с юга, складывается тремя вулканическими зонами, следующими с запада на восток: Актовракской, Хемчикской и Куртушибинской.

Хансынская зона находится на западе Северного пояса в долине р.Абакан, где сложно смыкается с породами Мрасс-Аскизской вулканической зоны Кузнецкого Алатау. Для нее, как и для других зон пояса, характерно наличие двух обособленных групп эффузивов: базальт-андезито-базальтовой и андезит-риолито-дацитовой. Основные эффузивы преобладают в разрезах нижнепалеозойских отложений,

которые по своим основным характеристикам отвечают породам рядовой толеитовой магмы. По сравнению с другими зонами меланократовые базальты имеют недостаток полевошпатовой извести. Наиболее низкие показатели по содержанию кальция обнаруживают эффузивы Душенской зоны, приближающиеся по составу к субщелочным андезитам, в таких лавах дефицит кальция выражен на 50–60 %, что в данном случае можно объяснить и вторичными изменениями горных пород. Щелочной индекс обеих групп различен и может превышать показания а/с для кислых лав в 2, 4 и даже в 8 раз по сравнению с основными эффузивами.

Все производные вулканизма Северного пояса Западного Саяна относятся к натровой щелочно-земельной магме, показывающей некоторые отклонения только в отдельных зонах. Так, в кислой группе, бедной щелочными металлами и кальцием, повышенные значения щелочности имеют породы Табатской (центральной) зоны, а самые низкие – лавы Амыльской зоны. Базальтовая группа по этим показателям отвечает стандартной толеитовой магме с нормальным количеством щелочей: самыми бедными по натрию и калию оказываются эффузивы Табатской зоны, а самыми богатыми – Амыльской.

Породы вулканических зон Южного пояса в известной мере повторяют особенности состава эффузивов Северного. Так, в Актотракской зоне, расположенной на западе, вулканические образования представлены двумя обособленными группами: дацитовой и базальт-андезито-базальтовой.

Базальтоиды сильно обогащены щелочами; при "в", равной 23–24, относительное число атомов щелочных металлов "а" составляет 15,8 и 16,5, что превышает норму для толеитовых базальтов на 26 % и андезито-базальтов почти на 50 %. Породы имеют высокий щелочной индекс а/с, равный в среднем 3,1, и резко натровый уклон при "н", равном 90 %. Щелочной индекс кислых эффузивов составляет 13,6 при высоком отношении натрия к калию ("н" = 90) и железа к магнию, коэффициент которого превышает все известные случаи ($f'/m' = 10,0$). Содержание щелочей в породах завышено на 30–32 %. Наблюдается лишь недостаток полевошпатовой извести, которой по сравнению с породами Северного пояса, почти вдвое меньше. Отсутствуют дациты, пересыщенные глиноземом.

Другие вулканические зоны Южного пояса Западного Саяна лишены производных кислого вулканизма. Процессы дифференциации ба-

зальтовой магмы в них выражены слабо и не заходят дальше излияний андезито-базальтов и кварцевых базальтов с умеренным содержанием магния и низким коэффициентом отношения железа к магнию, равным единице. Породы обогащены щелочами и недосыщены полевошпатовой известью. Наблюдается тенденция уменьшения щелочей от базальтов к андезитам примерно в 2-3 раза.

Оценивая особенности химизма нижнепалеозойского вулканизма в целом по Западному Саяну, проявившемуся в линейно-вытянутых региональных структурах (поясах), следует подчеркнуть развитие двух неравнозначных и разобщенных групп вулканогенных пород - кислых и основных эффузивов, обладающих различными химическими свойствами. Все имеющиеся данные по геологии, петрографии и петрохимии этих образований свидетельствуют о самостоятельности каждой группы. По-видимому, формирование основных и кислых магм происходило не в одном, а в нескольких очагах, формировавших отдельные магмы /Велинский, 1968/.

Ранее было показано, что первичный химический состав продуктов вулканизма тесно связан с геологической структурой и мощностью гранитно-метаморфического и базальтового слоя земной коры, в котором зарождается магма /Велинский и др., 1986/. Большие мощности базальтового слоя коры в мобильных зонах, как например в Катунской зоне Горного Алтая или Куртушибинской Западного Саяна, не способствуют направленным процессам полной дифференциации расплава. В более жестких структурах гранитно-метаморфического слоя возможно образование различных магм и их индивидуальная эволюция. В этих условиях кислая магма, порожденная процессами плавления коры и её ассимиляции, приобретала самостоятельное значение и развитие. Такие самостоятельные магматические очаги разного состава активно влияли на проявление вулканизма в большинстве зон Южного и Северного пояса.

Тувинский массив в нижнем палеозое представлял жесткую глыбу, расчлененную зонами глубинного заложения, которые служили путями проявления активного вулканизма. Как и в Западном Саяне, зоны образуют две полосы - западную и восточную. Западнее Тувинского прогиба, выполненного верхнепалеозойскими и нижнемезозойскими осадками, расположена Барлык-Уйкская полоса, восточнее - Таннуольско-Хамсаринская. Первая включает три вулканические зоны: Барлыкскую, Чаахольскую, Уйкскую, вторая - пять, расположенных субпараллельно друг другу: Восточно-Таннуольскую, Ондумскую,

Улугуйскую, Систигхемскую и Озерновскую /Кембрийская тектоника..
.., 1970; Велинский и др., 1980/.

В зонах западной и восточной части Тувинского прогиба преобладают сходные по многим параметрам базальтоиды. Так, все они относятся к щелочно-земельному типу с несколько завышенным щелочным индексом, особенно в андезитах Ужкской зоны. Отмечается, что породы последней вообще резко выделяются неустойчивостью содержания и соотношения в них натрия и калия, что сильно влияет на значения числовых характеристик "а" и "n". Полевошпатовая известь "с" в базальтах Тувы находится в пределах нормы щелочно-земельной магмы или некоторого недостатка кальция в породах более основного состава, где содержание "с" опускается ниже 6,0. Кислые эффузивы распространены только в восточных вулканических зонах и особенно в Восточно-Таннуольской, Улугуйской и Ондумской. По своим основным неустойчивым параметрам они "оторваны" от базальтоидной группы, лишены переходных разновидностей пород, имея значимые различия в содержаниях окислов порообразующих элементов — алюминия, кальция и др.

Итак, анализ статистического материала по химическому составу вулканогенных пород показывает их неоднородность в связи со структурным положением вулканических зон. Корреляционные связи порообразующих элементов главным образом щелочных металлов, магния, кальция, алюминия, кремния указывают на индивидуальные особенности вулканизма каждой зоны и каждого региона. В целом, дифференциация первичной базальтовой магмы следовала по пути гомодромного развития, при котором происходило увеличение относительного содержания железа $Fe/(Fe+Mg)$, но с уменьшением его весового количества в остаточном более кислом расплаве — "путь Боуэна" /Пинус, 1961; Мархинин, 1967; Кутюлин, 1972; Белоусов, 1974; Лапин, 1976; Велинский и др., 1986/.

Корреляционные кривые глиноземистость-щелочность пород Алтай-Саянской области имеют общие тенденции увеличения содержания алюминия и суммы щелочей с запада от Горного Алтая и с востока от Тувы и Западного Саяна к центральной зоне Кузнецкого Алатау (см. табл.1). Все линии на графике (рис.2) делают крутой изгиб в области андезитов — пород наиболее богатых глиноземом. Улавливается и общая тенденция изменения алюминия в лавах: увеличение содержания от основных к средним и резкое понижение в кислых. Исключение составляют лишь кислые лавы Салаира, "оторванные" от

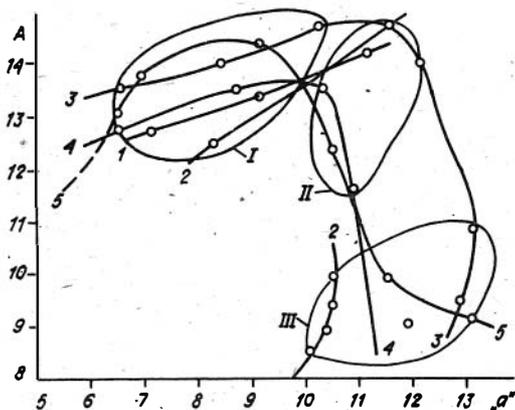


Рис.2. Корреляционные кривые глиноземистость-щелочность: I - Горного Алтая, 2 - Салаира, 3 - Кузнецкого Алатау, 4 - Западного Саяна, 5 - Тувы. Группы пород: I - базальтоидная, II - андезитовая, III - риолито-дацитовая. Пунктир - экстраполировано продолжение кривой 5

своей кривой базальтоидов, что может объясняться наличием метасоматических порфиров рудных полей полиметаллических месторождений, принимаемых за лавовые образования, и вошедших в общий статистический пересчет.

Устойчивые показания железистости вулканогенных пород регионов Алтае-Саянской области наблюдаются в андезит-базальтовой и риолит-дацитовой группах, у которых самые высокие значения имеют эффузивы Западного Саяна, а низкие, - Салаира. Линия дифференциации этих же пород Кузнецкого Алатау занимает между ними промежуточное положение. Для базальтоидной группы эта закономерность не сохраняется, и в ней замечаются обратные "перевернутые" коэффициенты. Самое высокое значение железистости показывает породы Салаира, самое низкое - Тувы и Кузнецкого Алатау. Породы Горного Алтая в цифровом выражении железистости имеют средние значения (рис.3).

Статистическая обработка силикатных анализов по многим регионам Алтае-Саянской области показала, что в среднем все базальтоиды отвечают толеитовой магме, отличаясь от нее несколько пониженными значениями характеристики "в". Установлено, что всё разнообразие вулканических пород обусловлено соотношением в них окиси кремния, железа, магния и щелочных металлов. Это подтверждается корреляционными связями между окислами и их коэффициентами вариации. Для кислых пород главным образом дацитового состава с большой разницей кремнекислоты магнийевый модуль (М) всех пород

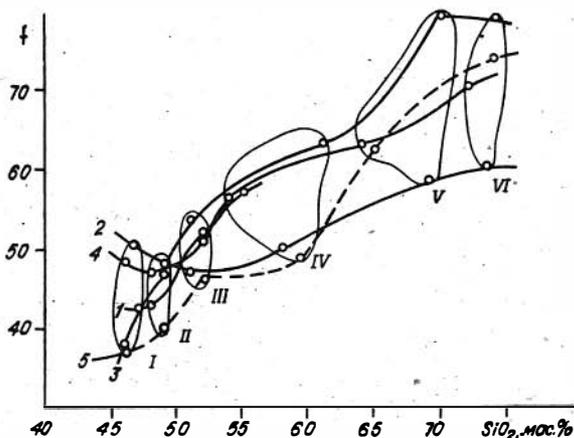


Рис.3. Характер дифференциации магм венд-кембрийских эффузивов: I - Горного Алтая, 2 - Салаира, 3 - Кузнецкого Алатау, 4 - Западного Саяна, 5 - Тувы. Поля распространения: I - оливиновых базальтов, II - базальтов, III - андезитов-базальтов, IV - андезитов, V - дацитов, VI - риолитов

почти одинаков, а для базальтоидов - существенно различается. Его диапазон для кислых пород составляет 0,008-0,038, а для основных - 0,195-0,284.

Вариации значений магниевого модуля дают возможность восстановить последовательность активности вулканизма в пространстве и во времени /Масайтис, 1970; Велинский и др., 1986/. Согласно материалам указанных работ на территории Алтае-Саянской области также устанавливается определенная направленность вулканического пароксизма. Она выражается в одновременном проявлении вулканизма и скольжении его активности с севера на юг и в стороны на запад и восток от Кузнецко-Алтайской системы разломов. Картина последовательности вулканизма выстраивается в следующем виде: первые всплески означают собой излияния базальтов в структурах Кузнецкого Алатау, Салаира и Западного Саяна, которые сменяются и завершаются затем извержениями лав в Горном Алтае и Туве (рис.4а,б).

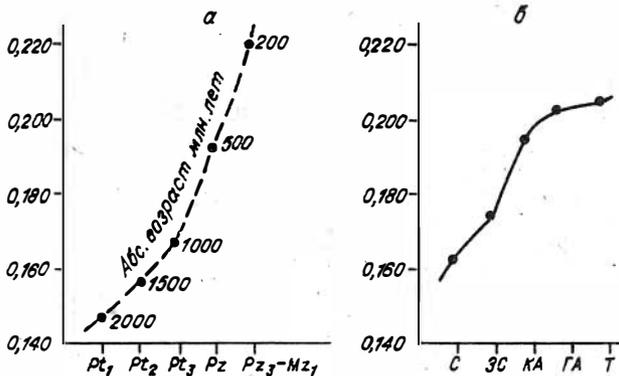


Рис. 4. Зависимость между величиной магниевого модуля (М) и возрастом в трапах Сибирской платформы (а) и изменение его в кембрийских базальтоидах Алтае-Саянской области (б): С - Салаир, ЗС - Западный Саян, КА - Кузнецкий Алатау, ГА - Горный Алтай, Т - Тува

Как показано ранее, вариации в химизме близких по составу пород позволяют решать вопросы оценок Р - Т-условий и уровня образования магматических расплавов. По данным молекулярных орбиталей породообразующих элементов, рассчитанные Р - Т-параметры отвечают глубинам формирования магм в пределах 98-115 км /Велинский и др., 1986/, что хорошо коррелируется с мощностью коры регионов Алтае-Саянской области.

Широко известно, что эффузивы составляет значительную часть офиолитовых комплексов, с которыми связано образование многих полезных ископаемых, и главным образом колчеданно-полиметаллических, медно-колчеданных, медно-порфириновых и железорудных. Многочисленными примерами могут служить известные месторождения в нашей стране и за рубежом.

Сходство химического состава кембрийских базальтоидов Алтае-Саянской области и в первую очередь Кузнецкого Алатау, Горного Алтая и Западного Саяна, где были обнаружены участки минерализации (см. рис.1), с другими регионами, в которых известны эксплуатируемые месторождения, даёт основание рекомендовать в

них постановку поисковых работ. Особенно это важно учитывать при проведении государственной съемки м-ба 1:50 000.

Таким образом, интерпретация состава продуктов вулканизма и их размещения в структурах Алтае-Саянской области, позволяет сделать следующие основные выводы:

1. Нижнепалеозойские вулканогенные породы, среди которых главенствующую роль играют базальтоиды, отвечают составу толеитовой магмы.

2. Сложная система Кузнецко-Алтайского разлома явилась начальной и определяющей для извержения примитивных недифференцированных базальтовых магм.

3. Эволюция вулканизма заключалась в изменении состава базальтов с запада на восток от Горного Алтая и с востока на запад от Тувы в сторону Кузнецко-Алтайской зоны, в которых увеличивается содержание MgO и Al_2O_3 и уменьшается CaO , TiO_2 и K_2O /Великий и др., 1982/. В этом же ряду базальтовые порфириты Уйменской (Горный Алтай), Ханымской и Шаманской (Западный Саян) зон, ближе расположенных к Кузнецкому Алатау, наиболее магнезиальные и глиноземистые.

4. Кислые эффузивы среди пород центральной Кузнецко-Алтайской зоны практически отсутствуют. Они распространены восточнее, в зонах жестких структур, способствовавших процессам длительной дифференциации. К ним относятся Анзас-Батеневская, Щушенская, Улугойская и другие зоны на территории Тувы.

Литература

АЛАБИН Л.В. О структурно-формационных зонах нижнего кембрия на северо-западе и севере Кузнецкого Алатау. - Геол. и геоф. - 1963, - № 4. - С.132-134.

БЕЛОУСОВ А.Ф., КОЧКИН Ю.Н., ПОЛЯКОВА З.Г. Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя Горного Алтая, Горной Шории и Салаирского кряжа. - М.: Наука, 1969. - 281 с.

БЕЛОУСОВ А.Ф., НАЛЕТОВ Б.Ф., ПОЛЯКОВА З.Г. Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя Кузнецкого Алатау. - Новосибирск: Наука, 1974. - 211 с.

БЕЛОУСОВ А.Ф. Об основаниях петрохимической классификации эффузивных пород. - Геол. и геоф. - 1974. - № 3. - С.20-26.

ВЕЛИНСКИЙ В.В. Кембрийский вулканизм Западного Саяна.- Новосибирск: Наука, 1968. - 153 с.

ВЕЛИНСКИЙ В.В., ВАРТАНОВА Н.С. Особенности петрохимии офиолитового вулканизма Тувы // Петрология гипербазитов и базитов Сибири и Дальнего Востока и Монголии. - Новосибирск, 1980. - С.131-147.-.

ВЕЛИНСКИЙ В.В., ЛАПИН Б.Н., ВАРТАНОВА Н.С. Особенности петрохимического состава пород кембрийского вулканизма Горного Алтая // Минералогия и петрохимия интрузивных комплексов Сибири. - Новосибирск, 1982. - С.74-102.

ВЕЛИНСКИЙ В.В., ЛАПИН Б.Н. Петрохимический состав кембрийских базальтоидов Кузнецкого Алатау // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. - Новосибирск, 1986. - С.5-33.

ВЛАДИМИРСКИЙ Г.М. Структурно-фациальные зоны Тувы в раннем кембрии // Тр. ВСЕГЕИ. Нов.сер. - 1967. - Т.120. - С.11-120.

ВОЛКОВ В.В. Основные закономерности геологического развития Горного Алтая (поздний докембрий, нижний палеозой). - М.: Наука, 1966. - 161 с.

ВОЛКОВ В.В. Нижнепалеозойский вулканизм Центральной Азии. - Новосибирск: Наука, 1986. - 193 с.

ЗАВАРИЦКИЙ А.А. Пересчет химических анализов изверженных горных пород. - М.: Госгеолтехиздат, 1960. - 152 с.

КЕМБРИЙСКАЯ тектоника и вулканизм Тувы / В.В.Волков, Б.Н.Лапин, А.П.Щеглов и др. - М.: Наука, 1970. - 158 с.

КУЗНЕЦОВ В.А. Геотектоническое районирование Алтае-Саянской складчатой области // Вопросы геологии Азии. Т.1. - М.- 1954. - С.202-227.

КУЗНЕЦОВ В.А. Тектоническое районирование и основные черты металлогении Горного Алтая // Вопросы геологии и металлогении Горного Алтая. - Новосибирск, 1963. - С.7-68.

КУТОЛИН В.А. Проблемы петрологии и петрохимии базальтов. - Новосибирск: Наука, 1972. - 206 с.

ЛАПИН Б.Н. Кембрийский вулканизм северо-востока Тувы // Палеовулканогеологические реконструкции. - Новосибирск, 1976. - С.58-72.

МАРХИНИН Е.К. Роль вулканизма в формировании земной коры. - М.: Наука, 1967. - 254 с.

МАСАЙТИС В.Л. Состав толеитовых базальтов платформ и геологическое время. - Зап. ВжО. - 1970. - Ч.49. - С.192-199.

ПИНУС Г.В. Нижнекембрийский вулканизм Тувы. - Новосибирск: 1961. - 119 с.

СЕННИКОВ В.М. История развития структур южной части Алтае-Саянской складчатой области в ордовике. - Барнаул, 1977. - 134 с.

А.И.Гончаренко, А.И.Чернышов, А.В.Колыхалов
ЭВОЛЮЦИЯ ДЕФОРМАЦИОННОЙ СТРУКТУРЫ
И СОСТАВА НЕФРИТОНОСНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ ВОСТОЧНОГО САЯНА
И ЮГО-ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЯ

Многие аспекты нефритоносности гипербазитов Сибири рассмотрены в ряде работ /Колесник, 1966; Сежерин, 1979; Замалетдинов, 1981; Добрецов, Татаринов, 1983; Сутурин, Замалетдинов, 1984; Якшин, 1984 и др./. Однако особенности внутренней деформационной структуры массивов нефритосодержащих гипербазитов, ее эволюции и роли в локализации месторождений нефрита изучены пока недостаточно /Гончаренко, Чернышов, 1986; Чернышов, 1987/ и требуют новых усилий в указанном направлении.

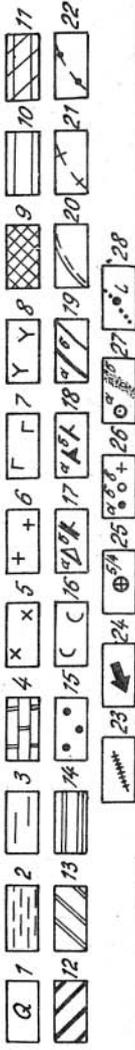
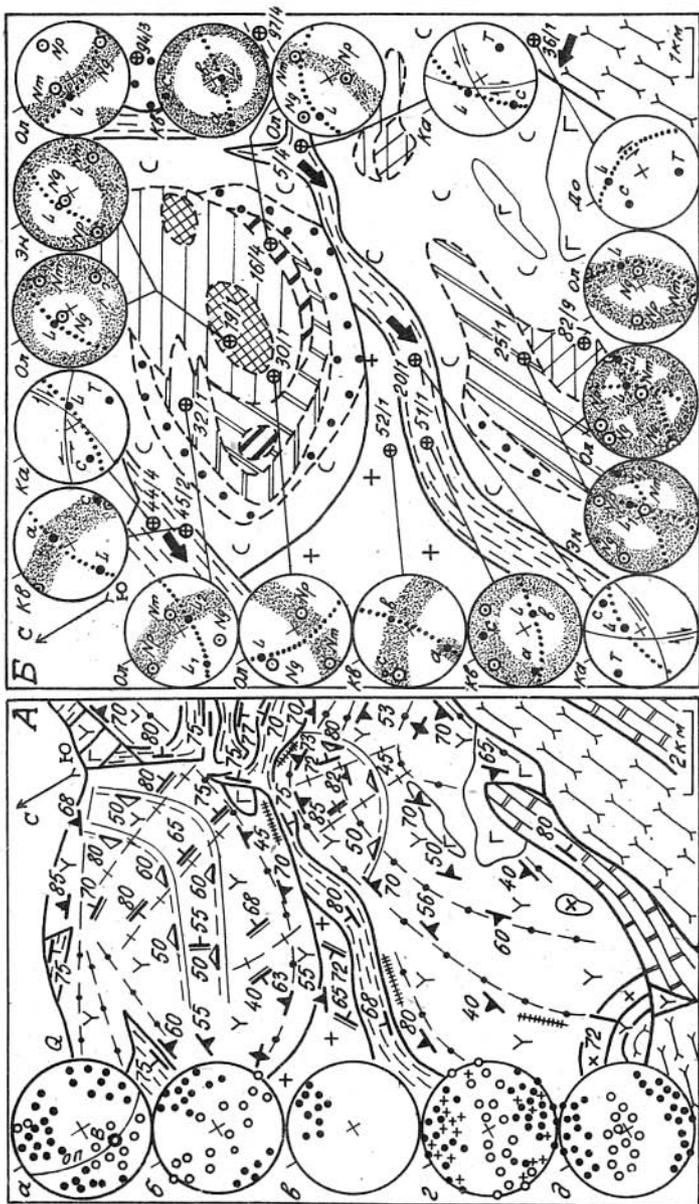
Ниже излагаются некоторые результаты структурного и петроструктурного исследования нефритоносных гипербазитов Восточно-Саянского и Джидинского поясов.

Восточно-Саянский пояс

В трактовке структурно-тектонической позиции Восточно-Саянского гипербазитового пояса существуют принципиальные разногласия /Пинус, Колесник, 1966; Арсентьев, 1969; Беличенко, 1983; и др./.

В последние годы распространение получила концепция "покровной тектоники", в соответствии с которой гипербазиты Восточно-Саянского пояса входят в состав офиолитового покрова аллохтонной формации /Ляшенко, 1979; Добрецов, 1985/.

Представления о внутренней деформационной структуре нижней



части этого покрова получены на примере двух наиболее крупных массивов - Оспинского и Харанурского.

Оспинский массив является наиболее крупным в Восточно-Саянском поясе. Приурочен к северному крылу Ильчирского синклинали и состоит из двух линзообразных тел, вытянутых в широтном направлении согласно структурам вмещающих пород (рис. I) /Сутурин, Замалетдинов, 1984/.

Рис. I. Схемы геологического строения Оспинского массива с данными структурного (А) и петроструктурного (Б) изучения:

I - четвертичные отложения (q); 2 - вулканогенно-осадочная оспинская свита (o-s); 3 - флишеидная безымянная толща (o-s); 4 - карбонатная горлыкская свита ($v-c_1$); 5-8 - интрузивные комплексы: 5 - холбинский гранитный, 6 - сумсунурский плагиогранитный, 7 - боксонский габброидный, 8 - ильчирский гипербазитовый; 9-14 - деформационные типы оливина в дунитах и гарцбургитах: 9 - протогранулярный, 10 - мезогранулярный, 11 - паркетовидный, 12 - порфирокластовый, 13 - порфиroleйстовый, 14 - мозаично-лейстовый; 15 - оливин-серпентиновые ультраметаморфиты, оливиниты; 16 - серпентиниты; 17-18 - элементы залегания: 17 - s_1 (а), s_2 (б), 18 - s_3 (а), сланцеватости (б); 19 - границы тектонические (а), геологические (б); 20-22 - структурные линии, отражающие стадии деформации: 20 - D_1 , 21 - D_2 , 22 - D_3 ; 23 - месторождения нефрита; 24 - направления сжатия; 25 - места отбора ориентированных образцов и их номера. На диаграммах: 26 - полоса минеральной уплотненности, сланцеватости, полосчатости (а), минеральная линейность (б), полоса контактовых поверхностей жил нефрита (в); 27 - максимумы (а) и пояса (б) концентрации кристаллооптических и оптических осей; 28 - плоскость минеральной уплотненности с линейностью. На диаграммах: А - полюса залегания минеральной уплотненности и линейности, отражающие стадии деформации гипербазитов: D_1 (а), D_2 (б), D_3 (г), сланцеватости вмещающих пород (д) и полосчатости в верлит-клинопироксенитовом комплексе (в). ОП - осевая плоскость, В - шарнир; Б - оптические ориентировки оливина (Ол), энстатита (Эн), кварца (Кв), кальцита (Ка) и доломита (До). Динамические направления: С - ось сжатия, Т - ось растяжения. Кинематические направления - "а", "б", "с"

Восточное и западное окончания гипербазитового массива представляют собой тектонический меланж, сложенный серпентинитами, габбро-диабазами и вмещающими сланцами. Сложная тектоническая обстановка в районе способствовала широкому развитию надвиговых покровных структур и сопутствующих им меланжа и олистостром. В результате шарьирования в пределах Оспинского массива были сформированы аллохтонные пакеты, состоящие из чередующихся гипербазитов, габброидов и кремнисто-вулканогенных образований /Ляшенко, 1979/. Автохтонные образования представлены сланцево-карбонатной формацией, выделяемой в монгошинскую серию, (свиту) /Добрецов, 1985/.

Проведенное детальное изучение центральной части Оспинского массива показало, что существенно сланцевые породы оспинской свиты контактируют с гипербазитами на севере, а также расчленяют массив на две линзы. Они представлены мусковит-биотит-кварцевыми, углисто-кварц-амфиболовыми сланцами, амфиболитами и мраморизованными известняками. Сланцеватость в породах имеет преимущественно субширотное залегание. В зонах экзоконтакта породы оспинской свиты интенсивно рассланцованы и смяты в систему мелких складок.

На юге вмещающие породы представлены мраморизованными известняками горлыкской свиты и песчано-сланцевыми образованиями с прослоями метаэффузивов безымянной толщи. Породы имеют северо-восточное либо субширотное простирание с крупными углами погружения (см. рис. I).

На северо-западе ультраосновные породы по тектоническому шву соприкасаются с гранитоидами сумсунурского комплекса. Граниты интенсивно тектонизированы, имеют гнейсовидный облик и обнаруживают признаки пластической деформации (складки, флексуры). Гнейсовидность гранитов имеет северо-восточное простирание, а в приконтактной части с гипербазитами переориентируется в северо-западное с падением на северо-восток ($40-70^\circ$), что согласуется с элементами контактовой поверхности массива (см. рис. IА). Минеральная линейность при этом погружается на восток под углом 70° .

Дуниты слагают центральную часть северной линзы Оспинского массива, постепенно сменяясь к периферии гарцбургитами. Дуниты отмечаются также среди гарцбургитов в виде неправильных по форме обособлений либо параллельных полос.

Гарцбургиты наиболее распространены в Оспинском массиве. Наблюдаемая в них полосчатость обусловлена неравномерным распределением ортопироксена вплоть до обособления в мономинеральные полосы и жилы. В краевых частях массива преобладают серпентиниты, часто рассланцованные вдоль контакта с вмещающими породами. Незначительно распространены в массиве верлиты, лерцолиты, диопсидиты, обособляющиеся среди дунитов и гарцбургитов в виде параллельных жил, полос и шпировых выделений. Полосчатость в них ориентирована обычно вдоль системы кливажа и струйчатости вмещающих дунитов и гарцбургитов и реже является секущей по отношению к ним. На контакте с габброидами устанавливается полосчатый верлит-клинопироксенитовый комплекс пород. Среди серпентинитов в экзоконтактных частях массива устанавливаются линейные зоны оливин-серпентинитовых ультраметаморфитов и регенерированных оливинитов.

С гипербазитами Оспинского массива связаны месторождения нефрита. Их тела обычно приурочены к эндоконтакту серпентинитов с дайками основной и кислого состава. В гипербазитах массива постоянно наблюдается плоскостная и линейная ориентировка минералов - минеральная уплощенность и линейность, которые хорошо выявляются геометрическим анализом в ориентированных образцах пород.

Анализ распределения минеральной уплощенности в массиве позволяет выявить три последовательно проявившиеся стадии деформации.

Первая фиксируется минеральной уплощенностью S_1 в породах с прото- и мезогранулярным типом структуры и подчеркивается полосчатостью в гарцбургитах, которая имеет субширотное либо северо-восточное простирание и описывает складчатую структуру, не согласующуюся с элементами вмещающих массивов пород (см. рис. 1А). Подобное складчатое строение установлено для ряда массивов альпийских гипербазитов Юга Сибири и Полярного Урала /Гончаренко, 1977; Савельев, Савельева, 1977; Гончаренко, Чернышов, 1980; Щербаков, 1981/. Геометрическим анализом установлено, что полюса S_1 распределяются по дуге большого круга (см. рис. 1А, а), что позволяет отнести данную структуру к складкам цилиндрического типа /Сыстра, 1978; Казаков, 1980/, и имеют тенденцию концентрироваться в максимумы, как это установлено для складок с прямоли-

нейными крыльями /Казаков, 1976/. Угол между крыльями в поперечном срезе составляет 115° . Осевая плоскость имеет северо-северо-западное простирание (355°) с падением на восток под углом 55° . Шарнир складки погружается на северо-восток под углом 48° . Минеральная линейность L_1 концентрируется вблизи шарнира, что позволяет отнести ее к "в"-линейности /Казаков, 1976/.

Вторая стадия деформации проявилась в линейных зонах пластического течения северного и северо-западного простирания (см. рис.1), характеризующихся минеральной уплотненностью S_2 и региональным развитием в этом направлении трещин кливажа, которые по отношению к складчатой структуре являются секущими. Минеральная линейность рассеивается в поясе северо-западного простирания (см. рис.1А, б). Минеральная уплотненность S_2 характерна для дунитов и гарцбургитов с мезогранулярным типом структуры. С указанной системой совпадает ориентировка полосчатости верлитов и лерцолитов (см. рис.1А, в) в северном блоке массива. Подобные линейные структуры идентифицируются как кливаж течения или кливаж осевой плоскости /Ажгирей, 1956/.

Третья стадия пластической деформации связана с образованием линейных структур течения в эндоконтактных частях массива, согласных со структурой вмещающей рамы (см. рис.1А). С этим этапом связано формирование пород с порфиро- и мозаично-лейстовым типами структуры. Минеральная уплотненность S_3 имеет преимущественно субширотное простирание согласно залеганию вмещающих пород (см. рис.1А, г, д). Минеральная линейность при этом распределяется в поясе широтного простирания. С этой структурой течения пространственно сопряжены месторождения нефрита (см. рис.1А), локализованные в краевых эндоконтактных зонах массива.

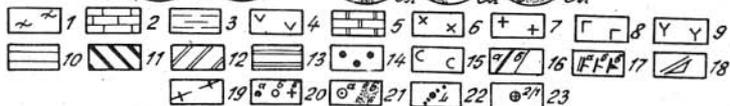
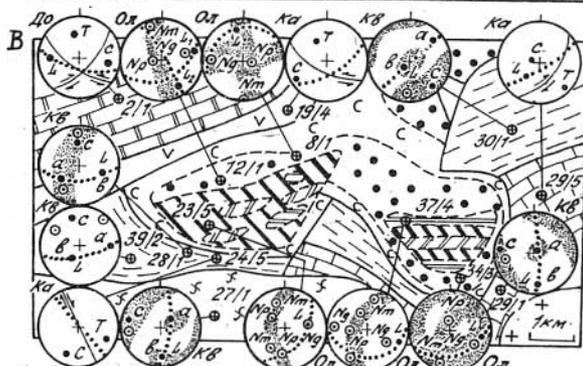
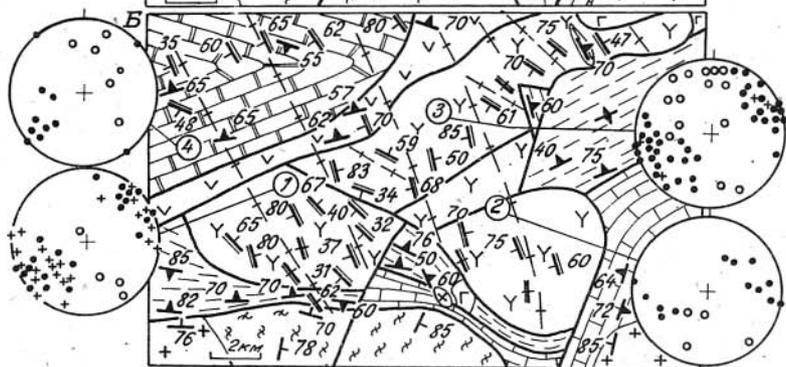
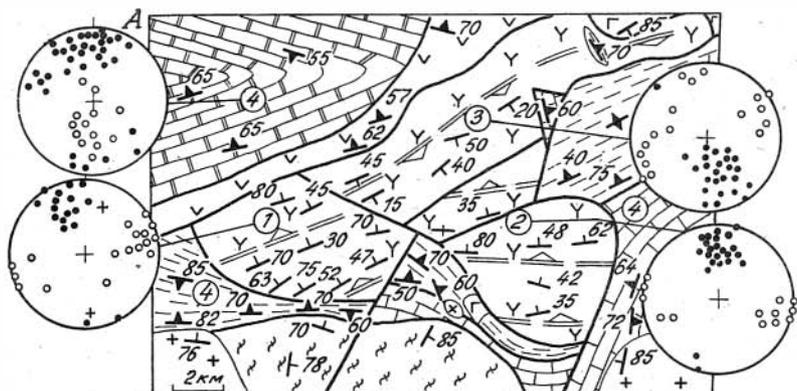
Размещение нефритовых тел в гипербазитах Оспинского массива (см. рис.1А, г) контролируется линейными структурами синметаморфического этапа, которые являются конформными к структурам вмещающих пород. Эти структуры оставались динамически активными и в эпиметаморфический этап, что подтверждается анализом трещинной тектоники в нефритоносных зонах. Хрупкие деформации способствовали раскрытию создаваемых в процессе синметаморфического течения структур в эндоконтактных частях массивов и проникновению в них дайковых тел с последующей циркуляцией нефритоносных растворов.

Выявленная в массиве динамометаморфическая зональность отражает общую тенденцию последовательного развития структурных типов оливина: протогранулярный — мезогранулярный — паркетовидный — порфирокластовый — порфиroleйстовый — мозаично-лейстовый (см. рис. 1Б) /Меляховецкий, 1977; Гончаренко и др., 1980 и др./.

Степень деформации гипербазитов существенно влияет на качество нефритовых руд. В относительно слабо деформированных гипербазитах (порфирокластовый тип структуры) устанавливаются преимущественно массивные нефриты, а в интенсивно деформированных (порфиро- и мозаично-лейстовый типы) — текстура нефритов сланцеватая.

Анализ полученных петроструктурных узоров показал, что деформация оливинов протогранулярного типа осуществлялась механизмом внутрикристаллического скольжения по наиболее высокотемпературной системе $(010) [100]$ (см. рис. 1Б, обр. 19/1) /Carter, 1976/. С усилением деформации (мезогранулярный тип структуры) создаваемый в процессе высокотемпературного течения N_g -максимум оливина обнаруживает стремление к растягиванию в пояс, что вызвано сменной скольжения по $(010) [100]$ на $\{OKL\} [100]$, которое осуществлялось совместно с синтетектонической рекристаллизацией (см. рис. 1Б, обр. 30/1).

В наиболее деформированных дунитах и гарцбургитах пластическое течение осуществляется трансляционным скольжением по $\{OKL\} [001]$ совместно с синтетектонической рекристаллизацией, что находит отражение в существенном усложнении петроструктуры оливина. Соотношение ориентировок оливина по внутреннему строению и форме зерен позволяет различить осевые и сдвиговые деформации. Осевые устанавливаются в породах с порфирокластовым типом структуры оливина, в которых отмечается тенденция к формированию N_g -максимума, нормального к минеральной уплотненности (см. рис. 1Б, обр. 16/4). Сдвиговые — фиксируются в гипербазитах с порфиро- и мозаично-лейстовой структурой оливина и свидетельствуют об интенсивном горизонтальном перемещении гипербазитов в земной коре и характеризуются на диаграммах двумя N_g -максимумами, расположенными симметрично к линейности зерен оливина (см. рис. 1Б, обр. 82/9, 25/1, 32/1), что указывает направление простого сдвига /Nicolas, Poirier, 1976/. Вариации значений угла сдвига составляют от 30 до 80° .



Аналогичные узоры устанавливаются также и в серпентин-оливиновых ультраметаморфитах (см. рис.1Б), процесс образования которых осуществлялся в условиях ориентирующего механизма синтетонической рекристаллизации.

Харанурский массив приурочен к зоне сопряжения Окинского антиклинория с Гарганской глыбой. Гипербазиты совместно с вулканогенной зеленосланцевой толщей оспинской и олистостромовыми образованиями ильчирской свит представляют офиолитовый покров, шарьированный с севера на юг и надвинутый на карбонатные отложения монгошинской свиты /Дященко, 1979; Добрецов, 1985/.

Рис.2. Схема геологического строения Харанурского массива с данными структурного (А,Б) и петроструктурного (В) изучения:

I - гнейсы и диафториты Гарганской глыбы (AR); 2 - карбонатные толщи монгошинской свиты ($V-C_1$); 3 - сланцы ильчирской свиты (O-S); 4 - вулканогенно-осадочная оспинская свита (O-S); 5 - карбонатная толща боксонской серии; 6-9 - интрузивные комплексы: 6 - холбинский гранитный, 7 - сумсунурский плагиогранитный, 8 - боксонский габброидный, 9 - ильчирский гиперобазитовый; 10-13 - деформационные типы оливина в дунитах и гарцбургитах: 10 - мезо-гранулярный, 11 - порфириклевостовый, 12 - порфиroleйстовый, 13 - мозаично-лейстовый; 14 - оливин-серпентиновые ультраметаморфиты, оливиниты; 15 - серпентиниты; 16 - границы тектонические (а), геологические (б); 17 - элементы залегания: слоистости и сланцеватости (а), минеральной уплощенности и гнейсовидности (б); 18, 19 - структурные линии: 18 - S_1 , 19 - S_2 . На диаграммах: 20 - полосы минеральной уплощенности, слоистости, сланцеватости (а), минеральная линейность (б), полосы контактовых поверхностей жил нефрита (в); 21 - максимумы (а), пояса концентрации кристаллооптических и оптических осей (б); 22 - плоскость минеральной уплощенности с линейностью; 23 - места отбора ориентированных образцов и их номера. Цифры в кружках - структурные блоки: 1 - Улан-Ходинский, 2 - Холбин-Хайрханский, 3 - Хара-Жалгинский. На диаграммах рис.2В оптические ориентировки оливина (Ол), кварца (Кв), кальцита (Ка) и доломита (До). Динамические направления: С - ось сжатия, Т - ось растяжения. Кинематические направления - "а", "в", "с"

Автохтонные карбонатные толщи монгольской свиты наиболее распространены в юго-восточном экзоконтакте гипербазитового массива, в северном экзоконтакте, в верхнем правом истоке руч.Хара-Халга, наблюдаются выходы мраморизованных известняков монгольской свиты (?). Они интенсивно расслаиваются вдоль контакта с гипербазитами и собраны в малые наклонные складки, шарнир которых погружается в северо-восточном направлении (30°), под углом 50° . Известняки перекрываются вулканогенными зеленосланцевыми образованиями осипинской свиты, распространенными вдоль северного экзоконтакта гипербазитового массива. Вдоль южного экзоконтакта гипербазитов картируются метаморфические породы ильчирской свиты, представленные кварцитами, амфиболитами, серицит-альбит-кварцевыми сланцами и мраморизованными известняками. В юго-западном экзоконтакте гипербазитов расположены гранито-гнейсовые толщи Гарганской глыбы. Гнейсовидность в них имеет преимущественно северо-восточное простирание (рис.2) и является дисконформной к субширотным структурам Окинского синклизория. Непосредственно в приконтактной части с гипербазитами наблюдается переориентация гнейсовидности согласно со сланцеватостью пород ильчирской свиты.

Харанурский массив сложен преимущественно гарцбурггитами с незначительным развитием дунитов. Породы дунит-гарцбурггитового комплекса в значительной степени серпентинизированы, а в периферических зонах массива превращены в серпентиниты, среди которых устанавливаются полосы оливин-серпентиновых ультраметаморфитов и регенерированных оливинитов. Тела нефрита установлены в северном экзоконтакте массива и приурочены к эндоконтактовым частям даек как кислых, так и основных пород с серпентинитами /Сутурин, Замалетдинов, 1984/.

Дуниты и гарцбурггиты в значительной степени деформированы. Удлиненные индивиды оливина и энстатита постоянно обнаруживают субпараллельную ориентировку - минеральную уплотненность и линейность. В серпентинитах плоскостные структурные элементы фиксируются псевдоморфозами куммингтонита по ортопироксену и зонами кливажа.

Систематическое изучение пространственной ориентировки минеральной уплотненности позволило выявить в массиве две последовательно проявившиеся стадии деформации. Первая - связана с об-

разованием субширотных линейных структур течения. Анализ распределения минеральной уплотненности S_1 позволяет расчленить Харанурский массив на три автономных блока - Улан-Ходинский, Холбын-Хайрханский и Хара-Жалгинский (см. рис.2А). В Улан-Ходинском - минеральная уплотненность ориентирована в северо-восточном направлении с погружением на северо-запад. Сходная внутренняя структура устанавливается и для Холбын-Хайрханского блока, где минеральная уплотненность ориентирована в субширотном направлении с падением на север. В Хара-Жалгинском - преобладает уплотненность субгоризонтального направления с пологим погружением на юго-восток. С ориентировкой минеральной уплотненности гипербазитов Улан-Ходинского и Холбын-Хайрханского блоков пространственно совмещены структурные элементы вмещающих массив пород (см. рис.2А), исключение составляет ориентировка минеральной линейности, погружающейся на север и отражающей направление надвига аллохтона.

Вторая стадия наложенной деформации проявилась в образовании линейной структуры течения северо-западного направления (см. рис.2Б) и представлена системой минеральной уплотненности S_2 , имеющей общую ориентировку во всех трех блоках Харанурского массива. Система S_2 унаследует также уплотненность агрегатов зерен оливина в оливин-серпентиновых ультраметаморфитах и регенерированных оливинитах и трассируется трещинами кливажа. Минеральная линейность L_2 в Улан-Ходинском и Холбын-Хайрханском блоках погружается на север и совпадает с направлением L_1 во вмещающих массив породах. В Хара-Жалгинском блоке L_2 имеет преимущественно горизонтальное положение с погружением на юг. Деформационная система S_2 , выявляемая в гипербазитах Харанурского массива, прослеживается также во вмещающих породах как кристаллизационная сланцеватость и кливаж (см. рис.2Б).

В Харанурском массиве нефритовые тела также приурочены к структурам синметаморфического этапа (см. рис.2А,Б). Наиболее благоприятными являются структуры S_2 , сформировавшиеся в процессе шарьирования гипербазитов и контролирующее размещение даек габброидов, с которыми пространственно сопряжены тела нефритов /Чернышов, 1985/.

Петроструктурные типы оливина в гипербазитах Харанурского массива (см. рис.2В) в общем сходны с рассмотренными для Оспин-

ского. Их сопоставление с данными микроструктурного анализа кварца и карбонатов из обрамляющих массив метаморфических комплексов (см. рис.2В) свидетельствует о синметаморфическом течении вещества гипербазитов на заключительных стадиях его эволюции. Отсутствие деформационных структур прото- и мезогранулярного типов указывает на интенсивность синметаморфического течения пород, в процессе которого структуры ранних этапов деформации были полностью уничтожены.

Анализом петроструктур оливина установлена преобладающая роль осевых и сдвиговых деформаций в процессе пластического течения вещества гипербазитов.

Оптические ориентировки кварца, выявленные во вмещающих Харанурский массив породах ильчирской свиты, объединяются в три типа.

Первый тип характеризуется поясом оптических осей в плоскости "ас" $\perp L = v$, в нем фиксируются два максимума, симметрично расположенных к "с" (см. рис.2В, обр. 39/2).

Оптическая ориентировка кварца второго типа отличается от первого дополнительным максимумом, совмещенным с $L // "v"$ (см. рис.2В, обр. 30/1).

Для третьего типа устанавливается дополнительный максимум в поясе концентрации оптических осей (плоскость "ас"), совпадающий с осью "а" (см. рис.2В, обр. 28/1).

Оптические ориентировки кварца, выявленные в породах автохтона, отличаются поясовым расположением оптических осей в плоскости "вс", нормально "а". В поясах концентрации отмечаются локальные максимумы, совпадающие с осью "с" или располагающиеся симметрично к ней, локальный максимум совпадает с осью "а" (см. рис.2В, обр. 29/1, 27/1).

Устанавливаемое усложнение петроструктуры кварца в породах автохтона есть основание связывать с проявлением наложенных деформаций и вызванной ими сменой направления течения вещества.

Динамический анализ оптических ориентировок кальцита показал, что в подошве покрова и в кровле субгоризонтальная ось сжатия (см. рис.2В, обр. 19/4, 24/5) предположительно отражает направление надвига и ориентирована в юго-западном направлении. В мраморах автохтона ось сжатия (с) имеет субвертикальное положение, а субгоризонтальная ось растяжения (т) ориентирована в

юго-восточном направлении (см. рис.2В, обр. 29/5). В боксонском покрове (см. рис.2В, обр. 2/1) на удалении от северного контакта гипербазитов Харанурского массива ориентировка оси сжатия, определяемая по оптической ориентировке доломита, имеет субширотное простирание и, видимо, отражает допокровный этап деформации пород.

Джидинский пояс

Гипербазитовые массивы Джидинского пояса приурочены к древнекаледонским складчатым структурам и контролируются зоной глубинных разломов, отделяющей метаморфические образования Хамар-Дабана от эвгеосинклинальных отложений Джидинского прогиба /Пинус, Колесник, 1966/. Цепь гипербазитовых массивов прослеживается на территории МНР, где они выделяются в Прихубсугульский пояс /Пинус и др., 1984/.

В составе Джидинского пояса установлено пять наиболее крупных гипербазитовых массивов - Харгантинский, Оронгодойский, Хамархундинский, Хангарульский, Хохюртовский и ряд мелких линзовидных тел, локализованных в сложнодислоцированных метаморфических комплексах верхнего протерозоя и нижнего кембрия (рис.3).

Породы, вмещающие гипербазитовые массивы, интенсивно дислоцированы и смяты в систему крупных и мелких складок. Выделяется две стадии складчатых деформаций. В раннюю стадию сформировались крупные линейные складки субширотного и северо-западного простирания. Пластическое течение пород на этой стадии предопределило линзовидную форму гипербазитовых массивов и их конформные соотношения со структурами обрамления.

В следующую стадию деформаций вулканогенно-осадочные и метаморфические толщи, обрамляющие массивы, испытали повторную наложенную складчатость. Детальным структурным изучением выявлена система средне- и мелкомасштабных складок с субвертикальными шарнирами, с которыми пространственно совпадает минеральная линейность в породах. Геометрическим анализом установлена тенденция полюсов плоскостных структурных элементов S располагаться по дуге малого круга с радиусом 63° , что позволяет отнести эти складки к коническому типу /Сыстра, 1978; Казаков, 1980/. Мало-

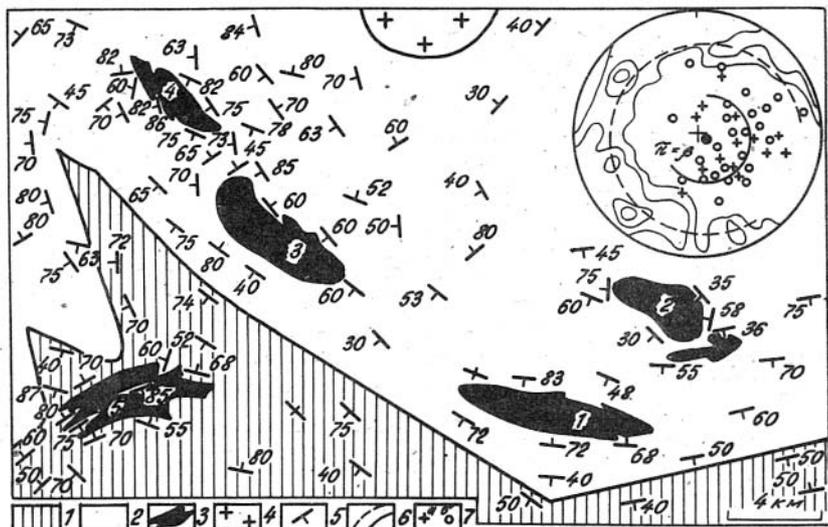


Рис.3. Схема размещения гипербазитовых массивов Джиригинского пояса. На врезке - диаграмма структурных элементов вмещающих массивы пород:

1 - вулканогенно-осадочные отложения нижнего кембрия; 2 - метаморфические породы верхнего протерозоя; 3 - гипербазиты; 4 - граниты; 5 - элементы залегания сланцеватости, гнейсовидности. На структурной диаграмме: 6 - траектория $\perp S$ (а), траектория "в"-осей (б), определенные пересечениями соседних элементарных площадок s ; 7 - шарниры складок (а), минеральная линейность (б). Изолинии 1-2-4-6 % на 1% сетке Шмидта. + - единый центр малодуговых траекторий, ● - ось складчатости. Массивы: 1 - Харгантинский; 2 - Оронгодойский; 3 - Хамархудиинский; 4 - Хангарульский; 5 - Хожортровский

дуговой пояс с радиусом 27° (угол α) образуют "в"-оси, полученные пересечением соседних элементарных площадок s , с которыми пространственно совмещается соскладчатая минеральная линейность и шарниры складок. Ось конической складчатости является субвертикальной β -осью, совмещенная с Π - единым центром малодуговых траекторий. При такой вертикальной ориентировке β -оси деформа-

ция осуществлялась посредством субгоризонтальных движений и способствовала изменению простираия плоскостных структурных элементов /Снстра, 1978/.

Структурные соотношения гипербазитов с вмещающими их метаморфическими комплексами детально изучены на примере Хохортовского нефритоносного массива (рис.4). В плане массив образует вытянутое в субширотном направлении тело длиной 5,7 км при максимальной ширине 1,5 км. Северный и южный контакты массива имеют прямолинейное субширотное простираие с погружением на север, западная часть осложнена глубоко проникающими в него тектоническими клиньями вмещающих кристаллических сланцев. Линзовидные блоки вмещающих пород устанавливаются также внутри массива. В целом западная часть Хохортовского массива представляет собой пакет согласных чешуй из гипербазитов и кристаллических сланцев, плавно изогнутый в юго-западном направлении. Контакты между гипербазитами и сланцами имеют извилистые очертания.

Хохортовский массив сложен серпентинитами, среди которых широко распространены регенерированные оливин-серпентиновые породы и оливиниты. Иногда среди серпентинитов отмечаются верлиты. На контакте серпентинитов и метаморфических сланцев постоянно фиксируются родингиты гранат-пироксенового и кварц-доизит-актинолитового состава.

Геометрическим анализом установлено, что полосы сланцеватости во вмещающих гипербазиты породах концентрируются в пояс по дуге малого круга с радиусом 65° . Малодуговой пояс с радиусом 30° образует "в"-оси, полученные пересечением соседних элементарных площадок s . В метаморфических сланцах постоянно устанавливается складчатая минеральная линейность, которая обычно совпадает с шарнирами мелких складок и является "в"-линейностью, которая на структурной диаграмме рассеивается в пределах контура "в"-осей. Единый центр малодуговых траекторий \mathcal{L} совмещен с осью вращения β и является субвертикальным.

"Первичное" субширотное залегание пород отражает субгоризонтальный максимум, расположенный в южной и северной частях диаграммы, который в результате наложенной конической складчатости был растянут в субгоризонтальный пояс.

Полосы минеральной уплощенности, фиксируемой в гипербазитах, располагаются по дуге малого круга ($90 - \alpha = 70^{\circ}$), анало-

контактных поверхностей жил нефрита (в). Незалитые кружки - минеральная линейность. Изолинии I-2-4-6-8 % на I % сетке Шмидта. Сплошная линия - траектория рассеивания полюсов сланцеватости и минеральной уплощенности (s), пунктирная - траектория "в"-осей, полученных пересечением соседних элементарных площадей s ; \mathcal{L} - центр малодуговых траекторий; β - кинематическая ось складчатости. На микроструктурных диаграммах оптическая ориентировка оливина (Ол), кальцита (Ка) и доломита (До). Кружки с точкой - максимумы концентрации кристаллооптических осей, точечный край - пояс концентрации. Точечная линия - минеральная уплощенность с линейностью (L). Динамические направления: с - ось сжатия, т - ось растяжения

гично полюсам сланцеватости вмещающих пород. Отмечаемый на юге и севере диаграммы локальный максимум отражает, по-видимому, исходную ориентировку минеральной уплощенности. Поясовое расположение полюсов уплощенности в гипербазитах свидетельствует о том, что Хожуртовский массив был вовлечен в наложенную коническую складчатость совместно с вмещающими сланцами, что привело к его деформированию изгибом. Ось вращения конической складчатости является субвертикальный центр малодуговых траекторий. Минеральная линейность в гипербазитах значительно рассеивается, однако часть осей концентрируется вблизи "в"-осей и отражает заключительный этап наложенной деформации.

Анализ пространственного распределения жил нефрита в Хожуртовском массиве выявил их связь с элементами деформационной структуры. Установленная тенденция полюсов жил нефрита растягиваться в поясе, фиксирующем коническую складчатость, выявлена в серпентинитах и вмещающих их сланцах. Можно предположить, что под действием складкообразовательных процессов в синметаморфический этап эволюции гипербазитов создавались благоприятные условия для проникновения нефритонесных растворов.

Анализ оптической ориентировки оливина (см. рис.4, обр.1) позволяет выявить поясовое расположение осей N_p и N_m , нормально максимуму N_g , вблизи которого находится минеральная линейность (L). Пояс осей N_m и N_p располагается перпендикулярно минеральной уплощеннос-

ти. Максимум осей N_g имеет тенденцию растягиваться в пояс в плоскости уплощенности, полюсом которой является локальный максимум осей N_p .

Динамический анализ оптических ориентировок кальцита и доломита (см. рис.4) позволяет выявить два этапа деформации во вмещающих гипербазиты породах.

Наиболее ранний этап деформации отражает оптическая ориентировка кальцита в сланцах из юго-восточного экзоконтакта массива (см. рис.4, обр.2). Ось сжатия (с) располагается в плоскости сланцеватости и фиксирует направление надвига (см. рис.4). Минеральная линейность пространственно совпадает с направлением длинных осей будин и расположена в плоскости сланцеватости под углом 90° к оси сжатия. Наличие структур будинажа в подошве гипербазитового массива подтверждает его покровное залегание.

Наложённые складчатые деформации обрамляющих массив пород привели к усложнению оптических ориентировок кальцита и доломита (см. рис.4, обр.3,4,5). Субгоризонтально ориентированная ось сжатия (с) совпадает с направлением изгиба тела гипербазитов, вовлеченного в коническую складчатость.

Состав породообразующих минералов

Состав породообразующих минералов в изученных гипербазитах варьирует в зависимости от степени их деформации. Это подчеркивалось рядом исследователей /Гончаренко, 1976, 1985; Hoffman, Walker, 1978 и др./.

Оливин. Железистость его в дунитах и гарцбургитах варьирует от 6,22 до 9,5 (табл.1 и 2) и существенно не зависит от степени их деформации. Вместе с тем, по оптическим данным такая связь устанавливается отчетливо, что фиксируется закономерным изменением угла $2V$ (см. табл.1,2). Коррелируются также со степенью деформации пород и содержания в оливине никеля и кальция (рис.5).

В оливин-серпентиновых ультраметаморфитах железистость оливина существенно ниже, чем в пластически деформированных гипербазитах (см. табл.2).

Энстатит характеризуется низким содержанием кальция, а алюминий присутствует в-его составе лишь в четверной координации.

Химический состав оливина из дунитов

Компо- ненты	Номер образца							
	75/2	8/4	30/2	16/4	101/2	27/1a	24/2	32/1
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	40,98	40,83	41,15	40,84	41,14	40,50	41,02	40,41
FeO	8,09	8,66	7,47	6,14	8,57	7,90	8,05	8,75
NiO	0,29	0,21	0,36	0,38	0,33	0,40	0,38	0,39
MnO	0,13	0,11	0,06	0,09	0,52	0,15	0,57	0,16
MgO	50,30	39,17	50,41	51,92	49,57	49,98	49,87	48,95
CaO	0,15	0,18	0,04	0,08	0,02	0,06	0,03	0,01
Сумма	99,94	99,16	99,49	99,45	100,15	98,99	99,93	98,76
Количество ионов в пересчете на 4 (O)								
Si	0,998	1,004	1,004	0,992	1,003	0,996	1,001	1,001
Fe	0,165	0,178	0,152	0,125	0,175	0,162	0,164	0,181
Ni	0,006	0,004	0,007	0,007	0,006	0,008	0,007	0,008
Mn	0,003	0,002	0,001	0,002	0,011	0,003	0,012	0,003
Mg	1,826	1,804	1,804	1,830	1,880	1,801	1,832	1,806
Ca	0,004	0,005	0,001	0,002	0,001	0,002	0,001	-
Сумма	3,002	2,997	2,995	3,008	2,997	3,003	2,999	2,999
Соотношение ионов								
$\frac{Fe \cdot 100}{Fe+Mg}$	8,28	8,99	7,68	6,22	8,85	8,15	8,30	9,12
$\frac{Ca \cdot 100}{Ca+Mg}$	0,22	0,26	0,05	0,10	0,003	0,08	0,04	0,02
Ng	1,686	1,683	1,682	1,679	1,684	1,686	1,685	1,684
Np	1,651	1,648	1,648	1,644	1,649	1,652	1,651	1,648
2v		-89	+85	+88			+86	
Fa (%)	7,8	6,2	6,0	4,5	6,8	8,0	7,5	6,5

Примечание. Типы деформационных структур оливина: 1,3 - про-тогранулярный; 2 - мезогранулярный; 4,5,7 - порфирокластовый; 6 - порфиroleйстовый; 8 - мозаично-лейстовый. Массивы: 1-6,8 - Оспинский, 7 - Харанурский

Таблица 2

Химический состав оливина из гарцбургитов
и серпентин-оливиновых ультраметаморфитов

Компо- ненты	Номер образца								
	I9/IГ	72/5	30/I	28/I	82/9	25/2	46/I	95/I	I2/I
	I	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	4I,46	4I,15	40,94	4I,38	40,74	4I,42	40,6I	42,52	4I,47
FeO	7,9I	8,50	8,08	8,2I	8,56	7,9I	8,52	I,66	6,8I
NiO	0,48	0,36	0,40	0,29	0,43	0,38	0,35	0,26	0,17
MnO	0,II	0,13	0,17	0,59	0,09	0,14	0,13	0,II	0,69
MgO	50,04	49,54	50,2I	49,52	49,70	50,26	49,18	55,42	50,80
CaO	0,II	0,13	0,13	0,02	0,02	0,08	0,05	0,03	0,0I
Сумма	100,09	99,74	99,94	100,02	99,54	100,19	98,85	100,00	99,95
Количество ионов в пересчете на 4 (0)									
Si	I,007	I,006	0,998	I,008	0,999	I,005	I,002	I,004	I,005
Fe	0,160	0,173	0,164	0,167	0,175	0,161	0,167	0,033	0,138
Ni	0,009	0,007	0,008	0,006	0,009	0,007	0,007	0,005	0,003
Mn	0,002	0,003	0,004	0,012	0,002	0,003	0,003	0,002	0,014
Mg	I,8II	I,802	I,824	I,798	I,8I6	I,8I7	I,808	I,95I	I,834
Ca	0,003	0,003	0,003	0,00I	0,00I	0,002	0,002	0,00I	-
Сумма	2,992	2,994	3,00I	2,992	3,002	2,995	2,998	2,996	2,994
Соотношение ионов									
$\frac{Fe \cdot 100}{Fe+Mg}$	8,15	8,78	8,28	8,5I	8,80	8,12	8,86	I,65	6,99
$\frac{Ca \cdot 100}{Ca+Mg}$	0,16	0,19	0,18	0,03	0,03	0,II	0,09	0,04	0,02
Ng	I,680	I,686	I,685	I,683	I,683	I,685	I,677	I,675	I,676
Np	I,647	I,65I	I,650	I,648	I,649	I,65I	I,643	I,642	I,642
ZV	90	+88	-88	90	+84	+8I	+82	+84	
Fa (%)	5,2	7,8	7,2	6,2	6,5	7,5	3,2	2,5	2,8

Примечание: I-6 - гарцбургиты; 7,8 - оливиниты; 9 - оливин-серпентиновые породы. Массивы: I-8 - Оспинский, 9 - Харанурский. Типы деформационных структур оливина: I - протогранулярный; 3,7 - мезогранулярный; 2,5 - паркетовидный; 4,6 - порфиroleйственный

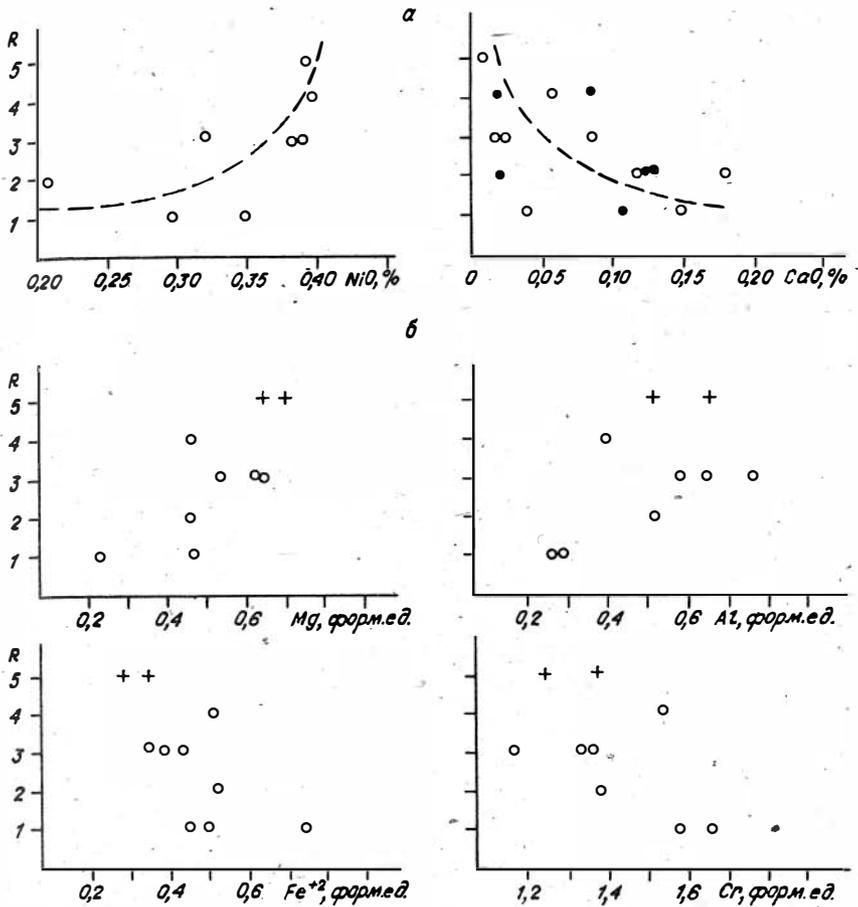


Рис.5. Зависимость содержаний петрогенных элементов в оливинах (а) и хромшпинелидах (б) от степени деформации пород (R): I - протогранулярный; 2 - мезогранулярный, паркетовидный; 3 - порфирокластовый; 4 - порфиролейстовый; 5 - мозаично-лейстовый. Незалитые кружки - дуниты, залитые - гарцбургиты, крестики - хромитовые руды

Таблица 3

Химический состав хромшпинелидов из хромитовых руд и дунитов

Компо- ненты	Но м е р о б р а з ц а									
	72/3	58/7	75/2	30/2	8/4	16/4	101/2	27/1а	24/2	32/2
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	0,00	0,00	0,11	0,10	0,05	0,08	0,00	0,07	0,00	0,09
TiO ₂	0,10	0,10	0,11	0,09	0,11	0,04	0,00	0,03	0,01	0,18
Al ₂ O ₃	14,05	18,15	6,84	7,32	13,69	17,49	15,41	10,26	21,67	13,44
Cr ₂ O ₃	55,72	50,56	57,93	62,17	53,71	54,49	53,53	60,41	47,66	53,94
FeO	14,50	16,15	29,81	19,06	22,87	14,24	18,83	19,31	15,13	26,26
NiO	0,13	0,10	0,03	0,03	0,09	0,12	0,00	0,03	0,05	0,04
MnO	0,76	0,63	0,76	0,28	0,30	0,24	0,67	0,39	0,60	0,46
MgO	14,91	13,80	4,48	9,69	9,66	13,70	11,31	9,46	13,61	5,89
Сумма	99,94	99,29	99,87	98,75	100,49	100,39	99,76	99,95	99,18	100,24
Количество ионов в пересчете на 4 (0)										
Si	-	-	0,004	0,004	0,002	0,004	-	0,004	-	0,004
Ti	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,001	-	0,001	0,001	0,006
Al	0,521	0,668	0,272	0,293	0,522	0,643	0,583	0,401	0,792	0,525
Cr	1,381	1,250	1,594	1,663	1,380	1,338	1,355	1,579	1,164	1,423
Fe ⁺³	0,098	0,079	0,121	0,036	0,094	0,015	0,062	0,016	0,045	0,036
Fe ⁺²	0,283	0,341	0,747	0,502	0,526	0,353	0,444	0,520	0,359	0,697
Ni	0,004	0,002	0,001	0,001	0,001	0,004	-	0,001	0,002	0,001
Mn	0,021	0,017	0,023	0,007	0,008	0,006	0,017	0,012	0,015	0,014
Mg	0,696	0,642	0,234	0,490	0,467	0,636	0,540	0,466	0,626	0,293
Сумма	2,997	3,001	2,998	2,998	3,002	3,000	3,001	3,000	3,004	2,999
Соотношение ионов										
$\frac{Fe^{+2}}{Fe^{+2} + Mg}$	0,28	0,35	0,76	0,51	0,53	0,36	0,45	0,53	0,36	0,70
$\frac{Cr}{Cr + Al}$	0,71	0,65	0,85	0,85	0,72	0,68	0,70	0,80	0,60	0,72
$\frac{Fe^{+3}}{Cr+Al+Fe^{+3}}$	0,049	0,039	0,061	0,018	0,047	0,007	0,031	0,008	0,022	0,018
Примечание: 1, 2 - хромитовые руды; 1 - массивная, 2 - густовкрашенная; 3-10 - дуниты. Деформационные типы структур оливины: 3, 4 - протогранулярный; 5 - мезогранулярный; 6, 7, 9 - порфирокластовый; 8 - порфиролейстовый; 10 - мезаитно-лейстовый. Масивы: 1-8, 10 - Оспинский; 9 - Харанурский.										

По составу энстатит соответствует малоглиноземистому типу, устанавливаемому для фаций низких давлений /Малахов, 1983/.

Химический состав хромшпинелида в дунитах непостоянный и отражает степень деформации пород (табл.3). Как показано Г.И.Ирвайном /Irvine, 1967/, он служит петрогенетичес-

ким индикатором условий деформации и метаморфизма вмещающих пород и обладает большей информативностью, чем оливин и ортопироксен. С возрастанием степени деформации вмещающих дунитов в хромшпинелиде наблюдается увеличение MgO и Al_2O_3 и уменьшение FeO и Cr_2O_3 (см. табл.3, рис.5), т.е. наблюдается хорошо выраженная устойчивая отрицательная корреляционная связь между этими парами окислов. Содержание Fe_2O_3 остается минимальным. По химическому составу хромшпинелид из дунитов Оспинского и Харанурского массивов соответствует составу хромшпинелида из дунитов гипербазитовых массивов байкалит Юга Сибири /Гончаренко, 1985/.

Состав хромшпинелида из хромитовых оруденений, обособленных среди дунитов, отличается от акцессорных большей магнезиальностью, что неоднократно отмечалось многими исследователями в массивах других регионов /Малахов, 1983/. Наиболее близок по составу к рудному акцессорный хромшпинелид из дунитов с порфиорокластовым типом структуры (см. табл.3).

Хромшпинелид в гарцбургитах с ярко выраженной структурой пластического течения образует зерна округлой формы, которые часто разрушаются на мелкие части.

Хромшпинелиды из гарцбургитов и дунитов имеют близкий химический состав (табл.3,4), что уже отмечалось ранее /Сутурин, 1978/. Они характеризуются незначительными вариациями железистости и хромистости (см. табл.4). Составы хромшпинелидов из гарцбургитов Оспинского массива аналогичны составу этого минерала из гарцбургитов байкалит /Гончаренко, 1985/, в то время как хромшпинелид из гарцбургитов салаирит и герцинит характеризуется значительными вариациями хромистости и часто соответствует составу шпинели из леяролитового подтипа.

Температурные равновесия, полученные по оливин-хромшпинелидовым и оливин-ортопироксеновым геотермометрам /Джексон, 1973; Fabries, 1979/, существенно не отличаются для гипербазитов (табл.5). Наиболее объективными являются температуры равновесий, полученные по оливин-хромшпинелидовому геотермометру Фабри /Гончаренко, 1985/, что подтверждается высокой сходимостью расчетных и экспериментальных данных. Близость температурных равновесий в выделенных структурных типах метаморфических гипербазитов, по-видимому, связана с влиянием наложенных процессов регенерации в стадию синметаморфического течения, осуществлявшегося при $T = 766-868$ °C.

Химический состав хромшпинелида из гарцбургитов
и серпентин-оливиновых ультраметаморфитов

Компо- ненты	Но м е р о б р а з ц а								
	19/1	30/1	72/5	28/1	82/9	25/2	46/1	95/1	12/1
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	0,08	0,07	0,07	0,03	0,10	0,05	0,05	0,09	0,00
TiO ₂	0,02	0,02	0,04	0,07	0,07	0,00	0,08	0,06	0,07
Al ₂ O ₃	13,54	12,60	19,74	15,66	11,87	17,79	13,83	7,12	6,45
Cr ₂ O ₃	55,45	59,62	50,21	53,70	56,63	53,04	56,90	62,16	64,77
FeO	19,54	17,98	18,36	18,34	20,36	16,49	17,19	17,66	18,01
NiO	0,07	0,00	0,05	0,01	0,06	0,00	0,03	0,03	0,07
MnO	0,26	0,24	0,22	0,76	0,27	0,00	0,87	0,61	0,67
MgO	11,41	10,62	11,97	11,82	9,86	12,38	10,70	10,63	10,45
Сумма	100,36	101,15	100,68	100,28	99,24	99,75	99,65	98,35	100,35

Количество ионов в пересчете на 4 (0)

Si	0,002	0,004	0,002	0,001	0,004	0,002	0,002	0,004	-
Ti	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	-	0,002	0,001	0,002
Al	0,510	0,480	0,721	0,587	0,046	0,663	0,526	0,284	0,256
Cr	1,409	1,516	1,234	1,349	1,473	1,318	1,458	1,663	1,704
Fe ⁺³	0,081	0,004	0,041	0,065	0,055	0,019	0,012	0,049	0,036
Fe ⁺²	0,446	0,482	0,436	0,421	0,507	0,417	0,458	0,446	0,462
Ni	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	-	0,001	0,001	0,002
Mn	0,008	0,006	0,006	0,021	0,008	-	0,023	0,016	0,020
Mg	0,546	0,509	0,557	0,558	0,483	0,583	0,516	0,553	0,518
Сумма	3,004	3,003	2,999	3,004	2,997	3,002	2,998	2,997	3,000

Соотношение ионов

$\frac{Fe^{+2}}{Fe^{+2}+Mg}$	0,45	0,49	0,44	0,43	0,51	0,42	0,47	0,46	0,47
$\frac{Cr}{Cr+Al}$	0,73	0,76	0,63	0,70	0,76	0,66	0,73	0,85	0,87
$\frac{Fe^{+3}}{Cr+Al+Fe^{+3}}$	0,040	0,003	0,021	0,032	0,029	0,009	0,006	0,024	0,018

Примечание: 1-6 - гарцбургиты; 7,8 - оливиниты; 9 - серпентин-оливиновые породы. Массивы: 1-8 - Оспинский, 9 - Харандурский. Типы деформационных структур оливина: 1 - протогранулярный; 2 - мезогранулярный; 3,5 - паркеговидный; 4,6 - порфиroleйственный.

Значительные вариации температурных равновесий для серпентин-оливиновых ультраметаморфитов и оливинитов ($T = 540-845^{\circ}C$), возникших при дегидратации серпентинитов, подтверждают их гетерогенность.

Таблица 5

Расчет температур оливин-хромитовых равновесий в гипербазитах

№ п/п	Номер образца	Породы	ОЛИВИН		ХРОМИНЕЛИД						K _D	T, °C	
			X _{Mg}	X _{FeII}	X _{Mg}	X _{FeII}	Y _{Cr}	Y _{Al}	Y _{FeIII}	по Джек-соку		по Фабри	
1	0-8/4	Дунит	0,9102	0,0898	0,4703	0,5297	0,6907	0,2613	0,0470	II, 42	II 48	775	
2	0-30/2	Дунит	0,9233	0,0767	0,4940	0,5060	0,8340	0,1469	0,0180	II, 33	II 90	808	
3	0-19/1	Гарцбургит	0,9188	0,0812	0,5504	0,4496	0,7045	0,2550	0,0405	9, 24	II 17	833	
4	0-30/1	Гарцбургит	0,9175	0,0825	0,5394	0,4706	0,7365	0,2435	0,0200	9, 50	II 20	823	
5	0-72/5	Гарцбургит	0,9124	0,0876	0,5609	0,4391	0,6182	0,3612	0,0205	8, 16	II 28	794	
6	0-16/4	Дунит	0,9376	0,0623	0,6430	0,3560	0,6703	0,3220	0,0075	8, 34	II 86	807	
7	0-101/2	Дунит	0,9114	0,0885	0,5488	0,4512	0,6775	0,2915	0,0630	8, 46	II 39	868	
8	Ун-24/2	Дунит	0,9171	0,0830	0,6355	0,3645	0,5817	0,3958	0,0225	6, 34	II 64	823	
9	0-27/1а	Дунит	0,9186	0,0812	0,4726	0,5274	0,7919	0,2009	0,0080	II, 62	II 96	766	
10	0-25/2	Гарцбургит	0,9186	0,0814	0,5830	0,4170	0,6590	0,3315	0,0095	8, 06	II 91	812	
11	0-28/1	Гарцбургит	0,9150	0,0850	0,5700	0,4300	0,6742	0,2934	0,0325	6, 13	II 44	840	
12	0-82/9	Гарцбургит	0,9121	0,0879	0,4879	0,5121	0,7391	0,2323	0,0276	10, 89	II 35	795	
13	Ун-12/1	Серпентин-оливиновая порода	0,9300	0,0700	0,5286	0,4714	0,8528	0,1281	0,0180	II, 85	II 47	823	
14	0-46/1	Оливинит	0,9113	0,0887	0,5298	0,4702	0,7297	0,2633	0,0060	9, 12	II 18	814	
15	0-95/1	Оливинит	0,9834	0,0166	0,5433	0,4567	0,8332	0,1423	0,0245	49, 90	703	555	

Примечание. Деформационные типы структур оливина: 2,3 - протогранулярный; 1,4 - мезогранулярный; 5, 12 - паркетовидный; 6, 7, 8 - порфирокластовый; 9, 10, 11 - порфиролейстовый

Проведенное исследование эволюции и структуры нефритоносных гипербазитов и их вещества дает основания выделить три этапа — доконсолидационный, синконсолидационный и постконсолидационный — объединенных в единый тектоно-деформационный цикл в соответствии с представлениями Ю.В.Миллера /Миллер, 1982; Гончаренко, 1985/.

В доконсолидационный этап сформировалась складчатая структура цилиндрического типа, выявленная в Оспинском массиве. Ее формирование сопровождалось высокотемпературным пластическим течением пород с образованием прото- и мезогранулярного типов структуры. Деформация оливина и энстатита в этих условиях осуществлялась по механизму внутризернового скольжения соответственно по системам (010) [100] и (100) [001].

На заключительных стадиях доконсолидационного этапа течение вещества гипербазитов локализовалось в линейных зонах, пересекающих складчатую структуру. Пластическая деформация гипербазитов осуществлялась в условиях понижающихся температур, что нашло отражение в смене системы скольжения в оливине (010) [100] на {0кL} [100], а также в проявлении синтектонической рекристаллизации протозерен оливина.

На синконсолидационном этапе течение вещества гипербазитов осуществлялось в структурной общности с породами обрамляющих массивы метаморфических комплексов, что подтверждается результатами петроструктурного анализа. Появление пластически деформированного субстрата на уровне консолидации привело сначала к его интенсивной гидратации, а потом в условиях синметаморфического течения, достигавшего термических рубежей амфиболитовой фации, к образованию регенерированных ультраметаморфитов.

Создаваемые на ранних стадиях деформированные структуры гипербазитов были преобразованы в процессе синметаморфического течения в порфиroleйстовую и порфирокластовую вследствие рекристаллизации протогранулярных и регенерированных оливинов. Таким образом, идентификация деформационных структур оливинов на синконсолидационном этапе эволюции гипербазитов должна проводиться с учетом явлений их конвергенции.

С синметаморфическим этапом деформации связано формирование линейных зон течения, фиксирующих надвиговую структуру как эле-

мент покровной тектоники Харанурского массива /Ляшенко, 1979; Добрецов, 1985/.

В постконсолидационный этап гипербазиты подвергались хрупкой деформации, обеспечившей раскрытие деформационных систем пластического течения и проникновение метасоматических флюидов и образование тел нефрита.

Из вышеприведенного следует, что потенциально нефритоносными являются структуры линейного пластического течения гипербазитов, конформные к структурам пород обрамления массивов.

Литература

- АЖИРЕЙ Г.Д. Структурная геология. - М.: МГУ, 1956. - 494 с.
- АРСЕНТЬЕВ В.П. Государственная геологическая карта СССР. М-6 I:200 000. Сер. Восточно-Саянская. Лист № 47-XXXVI: Объяснит. зап. - М.: Недра, 1969. - 73 с.
- БЕЛИЧЕНКО В.Г. Ранние или "полные" каледониды Саяно-Байкальской горной области? // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1983. - № I. - С.68-75.
- ГОНЧАРЕНКО А.И. Пластические деформации гипербазитов и их петрогенетическое значение // Сов. геология. - 1976. - № I2. - С.75-86.
- ГОНЧАРЕНКО А.И. Складчатые деформации альпийских гипербазитов юга Сибири // Докл. АН СССР. - 1977. - Т.235, № 2. - С.431-434.
- ГОНЧАРЕНКО А.И. Петрология и петроструктурная эволюция альпийских гипербазитов: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. - Томск, 1985. - 32 с.
- ГОНЧАРЕНКО А.И., ЧЕРНЫШОВ А.И. Типы складчатых деформаций гипербазитов в офиолитах Полярного Урала // Докл. АН СССР. - 1980. - Т.255, № I. - С.166-170.
- ГОНЧАРЕНКО А.И., ЧЕРНЫШОВ А.И. Деформационные структуры офиолитов и их роль в локализации месторождений нефрита // Офиолиты восточной окраины Азии: Тез. докл. - Хабаровск, 1986. - С.96-97.
- ГОНЧАРЕНКО А.И., БАРАНОВ М.А., СИБИЛЕВ А.К. Пластические деформации и петроструктура офиолитов Иджимского массива (За-

падный Саян) // Петрология гипербазитов и базитов Сибири, Дальнего Востока и Монголии. - Новосибирск, 1980. - С.159-174.

ДЖЕКСОН Е.Д. Вариации химического состава сосуществующих хромита и оливина в хромитовых зонах комплекса Стиллвотер // Магматические рудные месторождения. - М., 1973. - С.43-66.

ДОБРЕЦОВ Н.Л. Модель покровной тектоники Восточного Саяна // Геотектоника. - 1985. - № 1. - С.39-50.

ДОБРЕЦОВ Н.Л., ТАТАРИНОВ А.В. Жадеит и нефрит в офиолитах (на примере Западного Саяна). - Новосибирск: Наука, 1983. - 126 с.

ЗАМАЛЕТДИНОВ Р.С. Геолого-геохимические особенности месторождений нефрита Восточного Саяна, критерии нефритоносности и рациональная последовательность поисков и оценки месторождений нефрита: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук - Иркутск, 1981. - 22 с.

КАЗАКОВ А.Н. Деформация и наложенная складчатость в метаморфических комплексах. - Л.: Наука, 1976. - 238 с.

КАЗАКОВ А.Н. Геометрический анализ цилиндрических и конических структур метаморфических толщ // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1980. - № II. - С.124-129.

КОЛЕСНИК Ю.Н. Нефриты Сибири. - Новосибирск: Наука, 1966. - 150 с.

ЛЯШЕНКО О.В. Олисторомы Восточно-Саянского офиолитового пояса // Докл. АН СССР. - 1979. - Т.248, № 2. - С.422-425.

МАЛАХОВ И.А. Петрохимия главных формационных типов ультрабазитов. - М.: Наука, 1983. - 207 с.

МЕЛЯХОВЕЦКИЙ А.А. О пластической деформации оливина и энстатита гипербазитов Билинского массива (Восточная Тува) в связи с оценкой ее условий // Материалы по генетич. минерал. и петролог. - Новосибирск, 1977. - Вып.349. - С.84-III.

МИЛЛЕР Ю.В. Тектоно-метаморфические циклы. - Л.: Наука, 1982. - 160 с.

ПИЛУС Г.В., КОЛЕСНИК Ю.Н. Альпийно-типа гипербазиты юга Сибири. - М.: Наука, 1966. - 211 с.

ПИЛУС Г.В., АГАФОНОВ Л.В., ЛЕСНОВ Ф.П. Альпийно-типа гипербазиты Монголии. - М.: Наука, 1984. - 200 с.

САВЕЛЬЕВ А.А., САВЕЛЬЕВА Г.Н. Офиолиты Войкар-Сынбинского массива (Полярный Урал) // Геотектоника. - 1977. - № 6. - С.46-60.

СЕКЕРИН А.П. К вопросу о температуре и условиях образования нефрита // Тез. докл. УП конф. молодых науч. сотрудников по геол. и геофиз. Вост. Сибири. - Иркутск, 1979. - С.32-33.

СУТУРИН А.Н. Геохимия гипербазитов Восточного Саяна. - Новосибирск: Наука, 1978. - 141 с.

СУТУРИН А.Н., ЗАМАЛЕТДИНОВ Р.С. Нефриты. - Новосибирск: Наука, 1984. - 152 с.

СЫСТРА Ю.И. Структурная эволюция беломорид Западного Беломорья. - Л.: Наука, 1978. - 167 с.

ЧЕРНЫШОВ А.И. Внутренняя структура Харанурского гипербазитового массива (Восточный Саян) // Вопросы оруденения в ультрамафитах. - М., 1985. - С.149-152.

ЧЕРНЫШОВ А.И. Деформация и петрология альпийских гипербазитов Восточного Саяна: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. - Томск, 1987. - 17 с.

ЩЕРБАКОВ С.А. Механизм пластических деформаций ультрабазитов Войжаро-Сыльинского массива (Полярный Урал) // Геотектоника. - 1981. - № 4. - С.44-56.

ЯКШИН И.С. Нефритоносные метасоматиты в гипербазитах Восточно-Саянского пояса. Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. - Иркутск, 1984. - 17 с.

CARTER N.L. Steady state flow of rocks // Rev. Geophys. and Space Physics. - 1976. - Vol.14, N 3. - P.301-360.

FABRIES J. Spinel-olivine Geothermometry in Peridotites Ultramafic Complexes // Contrib. Miner. and Petrol. 1979. Vol. 69, N 4. - P.329-336.

HOFFMAN M.A., WALKER D. Textural and chemical variations of olivine and chrome spinel in the East Dover ultramafic bodies, southcentral Vermont // Geol. Soc. Amer. Bull. - 1978. - Vol.89, N 5. - P.699-710.

IRVINE T.N. Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Pt.2 // Canad.J. Earth Sci. - 1967. - Vol.4. - P.71-103.

NICOLAS A., POIRIER J.P. Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. - New York: Wiley - Interscience. - 1976. - 444 p.

Эта зона меланжа находится на южных склонах хребта Хан-Хухэй к северу от оз.Хиргис-Нур и прослеживается в субширотном направлении на 27 км от р.Кэмыин-Гол на западе до горы Улан-Толгой и далее от нее на 5 км на востоке. В строении зоны участвуют разновозрастные осадочно-метаморфические и интрузивные образования, охватывающие интервал времени от венда до третичного периода. На всем её протяжении почти без перерыва фиксируются ультраосновные породы, местами перекрытые четвертичными рыхлыми отложениями. В восточной части ультрабазиты разделяются на две ветви - южную и северную, причем, если в южной они обнажаются в виде единой полосы, то в северной - как несколько мелких разноориентированных линзообразных тел (рис.1).

По данным А.Б.Дергунова и др. /1983; 1984/, Ичитуингольская зона представляет собой сложное покровно-складчатое сооружение, возникшее в результате скучивания раннекембрийскими горизонтальными движениями отложений разных формационных зон, отвечающих разным частям палеоокеана. В ее строении эти исследователи выделяют две автохтонные формации венд-нижнекембрийского возраста - карбонатную и залегающую на ней со стратиграфическим несогласием андезитовую. Эти формации тектонически, с олистостромой в основании, перекрываются одновозрастным аллохтоном, состоящим, в свою очередь, из двух покровов. Серпентинитовый меланж, по их мнению, тектонически отделяет нижний (Дагандельский) покров спилит-кератофирового и кремнисто-карбонатного состава от выпележащего спилит-диабазового, кремнисто-туфогенного и кремнисто-терригенного (Озерного) покрова.

Материалы, полученные нами в период полевых работ 1980, 1982 и 1985 гг., показывают, что Ичитуингольская зона действительно представляет собой серпентинитовый меланж, но условия залегания и вещественный набор заключенных в нем пород указывают на то, что его образование никакого отношения к горизонтальным движениям не имеет. Если горизонтальные движения и проявились, то они имели локальный характер. Происхождение и развитие Ичитуингольской зоны меланжа связаны главным образом с ее приуроченностью к тектонически активному участку сочленения Ханхухэйского

и Дзабханского глубинных разломов. Раскол в позднем протерозое континентальной коры, сформировавшейся к тому времени на месте современного хребта Хан-Хухэй, и частичный раздвиг ее блоков (Тувинно-Монгольского и Сонгинского или Дзабханского) предопределили дальнейшую тектономагматическую жизнь данного региона. В конце рифея, в венде, по его наиболее проницаемым зонам происходило активное излияние эффузивных пород основного состава, обусловившее накопление эффузивно-осадочных образований, в которые на ранней стадии каледонской складчатости внедрялись гипербазитовые протрузии. Протрудирование в период складчатости было, по-видимому, неоднократным, о чем свидетельствуют разнообразные по составу блоки пород, захваченные гипербазитами в процессе диапиризма. В настоящее время эти блоки составляют большую часть площади серпентинитового меланжа и представлены в основном породами, соответствующими отложениям вмещающей вулканогенно-терригенной толщи венд-нижнекембрийского возраста.

Венд-нижнекембрийские отложения в зоне меланжа - наиболее древние. Изучение вещественного состава этих отложений позволило установить асимметрию в их распределении. С северной стороны меланжа развиты преимущественно карбонатно-терригенные, а с южной - вулканогенно-терригенные образования, выделяемые В.А.Амантовым /1963/ соответственно в ичитуйингольскую и ханхухэйскую свиты.

Карбонатно-терригенные образования в большом объеме обнажаются в береговых обрывах р.Ичитуйин-Гол и по ручьям к западу от нее. Это монотонно переслаивавшиеся светло- и темно-серые массивные тонкослоистые мраморизованные известняки с небольшим количеством серицит-кварц-хлоритовых сланцев и песчаников. Они прорываются дайками пород основного состава и небольшими интрузиями мелкозернистых габброидов. К востоку от р.Ичитуйин-Гол в мраморизованных известняках с прослоями кварцитов встречаются в виде пятен скарны гранат-клинопироксен-кварцевого состава, образовавшиеся под воздействием прорывающих их габброидов и гранитоидов. Карбонатные отложения по пологому сместителю (40°) надвинуты на слабометаморфизованную красноцветную толщу пород предположительно девонского возраста. Амплитуда надвига, по-видимому, очень мала, так как отложения в основании надвига практически не дислоцированы.

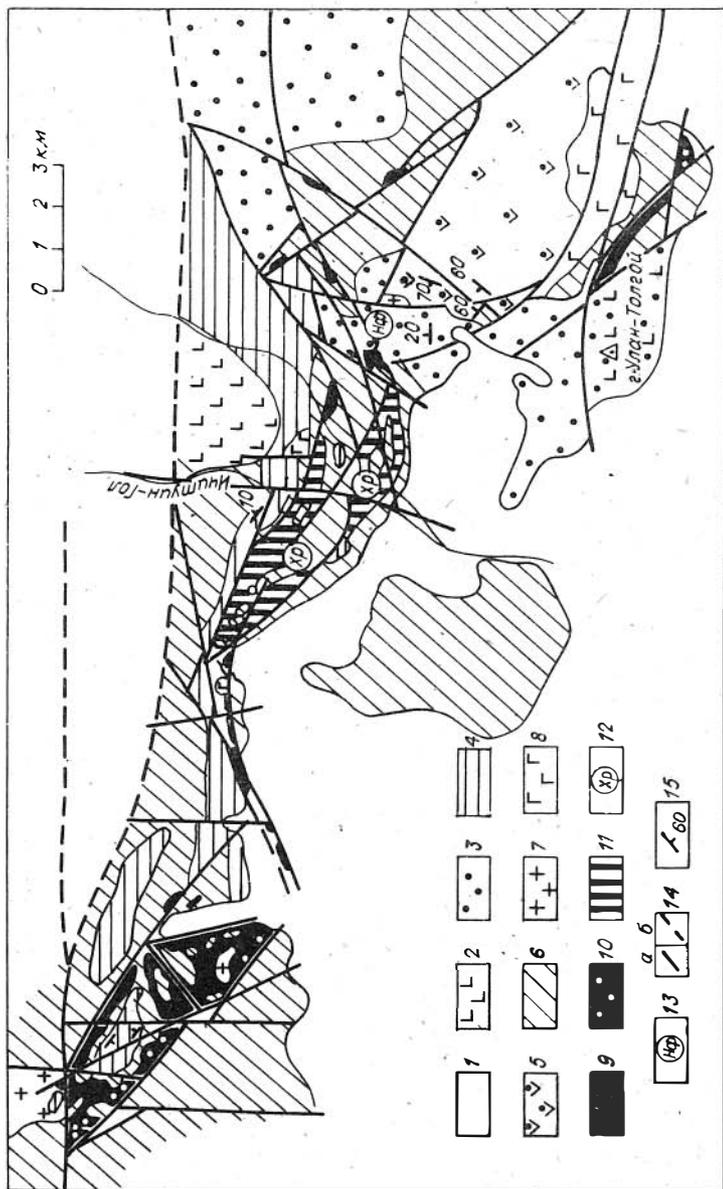


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Ичимтингольской зоны меланжа:

1 - современные рыхлые отложения; 2, 3 - эффузивно-терригенные отложения (юра); 2 - щелочные эффузивы, 3 - конгломераты, гравелиты, песчаники с прослоями каменных углей; 4 - вулкано-

генно-терригенная красноватая толща, сложенная конгломератами, гравелитами, песчанками с прослоями эффузивов (левон); 5 - вулканогенные образования (андезито-базальты, миндалекаменные андезиты, туфы) горы Барца-Ула (нижний кембрий); 6 - вулканогенно-терригенные отложения (венд-нижний кембрий): разноцветные кварциты, мраморизованные известняки, диабазовые порфириды с прослоями железистых кварцитов, андезито-базальты, андезитовые порфириты, туфы, туфопесчанки; 7 - граниты (D₁₋₂); 8 - габбро (венд-кембрий); 9 - аподунитовые и апоперидитовые серпентиниты смешанного состава; 10 - литвениты; 11 - серпентиниты с повышенной кристаллоасбестовой минерализацией; 12 - рудопролежни хромититов; 13 - проявления нефрита; 14 - разрывные нарушения; а - останковенные, б - предполагаемые; 15 - элементы залегания слоистости, полосчатости

Вулканогенно-осадочные отложения являются главными вмещающими породами для гипербазитов и представлены в основном сильно динамометаморфизованными эффузивами. Это миндалекаменные порфириты и их туфы андезито-базальтового и андезитового состава, переслаивающиеся с подчиненными им количественно диабазовыми порфиритами и их спилитизированными разностями. Среди эффузивов встречаются линзы железистых кварцитов (яшмоидов), окрашенных в красный и оранжевый цвета. Возрастные взаимоотношения эффузивно-кремнистых образований с породами карбонатной толщи в разрезах не наблюдаются, но там, где они граничат, контакт между ними всегда тектонический.

В районе горы Барца-Ула распространены андезито-базальты, несколько отличающиеся от вышеописанных эффузивов, несмотря на сходные с ними геологические условия. Они представлены плотными, миндалекаменными темно-зеленой и вишнево-окраски плагиоклазовыми и пироксеновыми порфиритами, практически не несущими следов динамометаморфизма. Лучшая сохранность и иной внешний облик, очевидно, и позволили в свое время В.А.Амантову /1963/ выделить эти эффузивы в самостоятельную - байцатуинскую свиту, возраст формирования которой, по его мнению, является нижним кембрием (?).

Более молодые отложения зоны,

представленные красноцветной слоистой толщей, вероятнее всего, девонского возраста, находятся к северу от зоны меланжа. Эта толща (максимальная мощность слоев не превышает 50 м), сложенная песчаниками, гравелитами и конгломератами, переслаивающимися с базальтоидами, практически не дислоцирована и представляет собой моноклираль, полого ($10-20^{\circ}$) погружающуюся на север. Она прорывается дайками лабрадоровых порфиров и мелкими интрузиями оливинового габбро. Последние, очень свежие, характеризуются офитовой структурой и сложены плагиоклазом, клинопироксеном, оливином и магнетитом. Все минералы имеют зональное строение.

Самые молодые консолидированные породы представлены юрскими конгломератами, гравелитами, полимиктовыми песчаниками и алевролитами с маломощными прослоями каменного угля. Эти отложения местами переслаиваются с субщелочными эффузивными породами.

Следует отметить, что породы девонского и юрского времени в самом меланже отсутствуют, указывая тем самым на более ранний, по крайней мере, додевонский возраст его образования.

Широко распространены в зоне рыхлые аллювиальные отложения, которые в виде конусов выноса в сторону оз. Хиргис-Нур наблюдаются по ее южному фасу. Мощным плащом они перекрывают гипербазиты и ассоциирующие с ними породы, затрудняя тем самым их изучение в коренном залегании. Активному накоплению рыхлых отложений способствуют интенсивные неотектонические движения, проявляющиеся в виде молодых альпийских форм рельефа, в наличии всяких террас и залегании аллювиальных отложений на вершинах высоко поднятых блоков, сложенных венд-нижнекембрийскими отложениями.

Гипербазиты Ичитунгольской зоны представлены исключительно разнообразными серпентинитами чаще смешанного антигорит-хризотил-лизардитового, реже мономинерального антигоритового и лизардитового составов. Они весьма разнообразны по своей окраске: черные, зеленые, фиштакковые и других оттенков. Многие из них в разной степени карбонатизированы вплоть до образования лиственитов карбонат-серпентинового состава и, как все ассоциирующие с ними породы, сильно динамометаморфизованы до образования серпентиновых сланцев с небольшими (первые сантиметры) линзовидными включениями массивных разностей. Направление сланцеватости, как правило, повторяет форму включенных блоков, представляющих собой останцы вмещающих пород. В серпентинитах в изобилии наблюдаются

разноориентированные плоскости зеркал скольжения. Большая часть гипербазитов настолько преобразована процессами метаморфизма, что практически невозможно восстановить первичную породу. Исключение составляют лишь наблюдаемые в нескольких участках необычные желто-серые сильно лиственитизированные серпентиниты, в которых сохранилась порфиробластовая структура перидотитов. Во многих серпентинитах отмечаются акцессорные хромшпинелиды буро-коричневой окраски, которая указывает на вероятную принадлежность их к гарцбургитам.

Серпентиниты прорваны многочисленными дайками гранитоидов, андезито-базальтов и реже диабазов. Первые распространены в западной части зоны, где с ними связаны наблюдаемые здесь листвениты, а андезито-базальтовые и диабазовые дайки наиболее широко представлены в средней части.

В серпентинитах на западе средней части Ичитуингольской зоны обнажаются жилы пегматоидных сильно измененных ортопироксенитов. Внешне они производят впечатление очень свежих пород, однако изучение шлифов показывает, что ортопироксен в них в разной степени псевдоморфно замещен агрегатом тальк-карбонат-серпентинитового состава. В отдельных образцах не сохранились даже реликты ромбического пироксена, а там где они есть, видно, что данный минерал претерпел интенсивную пластическую деформацию. Зерна его изогнуты, видны многочисленные полосы сброса. Широко проявлены и хрупкие деформации, что фиксируется по наличию полностью милонитизированных пород. В отдельных случаях видны новообразования тремолита по ортопироксеновому катаклазиту. Во многих образцах ортопироксенитов сохраняются акцессорные темно-коричневые хромшпинелиды. Последние, высокохромистые, характеризуются высокой магнезиальностью, по своему составу они близки хромшпинелидам хромититов данной зоны (табл. I).

Кроме ортопироксенитов встречаются породы амфибол-клинопироксен-серпентинитового состава, которые в виде меланократовых прослоев наблюдаются в лейкократовом габбро, расположенном к северо-востоку от горы Улан-Толгой. Амфибол в них представлен буро-зеленой роговой обманкой, развивающейся по клинопироксену и слагающей основную часть объема породы. Серпентин наблюдается в виде пойкилитовых включений в роговой обманке. Первоначально эти породы, по-видимому, представляли собой оливинный клинопироксе-

Таблица I

Химический состав хромшпинелидов Ичитунгольской зоны мелаанжа, вес. %

Компо- ненты	Э н с т а т и т и т н				Х р о м и т и т н							
	III8-82	III9a/I-82	III9/I-82	III11/2-82	III11/I-82	\bar{X}	III7-82	III09/2-82	III10-82	2046/3-82	III13/I-82	\bar{X}
TiO ₂	0,06	0,14	0,05	0,05	0,04	0,07	0,07	0,16	0,10	0,11	0,15	0,12
Al ₂ O ₃	7,72	23,62	15,79	8,42	19,68	15,05	14,76	16,46	24,04	12,93	21,79	18,00
Cr ₂ O ₃	59,05	44,58	49,33	58,54	47,25	51,76	53,43	49,10	44,09	56,47	45,91	49,80
Fe ₂ O ₃	3,54	2,69	4,49	3,38	2,38	3,30	2,91	4,65	2,85	3,06	3,70	3,43
FeO	19,02	11,52	19,70	19,93	16,93	17,42	14,00	18,07	11,28	11,70	11,97	13,40
MnO	0,56	0,36	0,48	0,59	0,45	0,49	0,45	0,45	0,32	0,41	0,34	0,39
MgO	8,72	15,19	9,14	8,27	11,25	10,51	12,59	10,21	15,46	14,09	14,91	13,47
NiO	0,11	0,28	0,09	0,07	0,06	0,12	0,06	0,18	0,24	0,13	0,16	0,15
Сумма	98,78	98,38	99,07	99,25	98,04	98,72	98,37	99,28	98,38	98,90	98,93	98,76
Ti	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,004	0,002	0,002	0,004	0,003
Al	0,312	0,853	0,615	0,339	0,742	0,572	0,563	0,627	0,664	0,490	0,791	0,667
Cr	1,592	1,077	1,270	1,571	1,196	1,341	1,362	1,257	1,062	1,432	1,116	1,249
Fe ³⁺	0,090	0,063	0,114	0,086	0,058	0,082	0,070	0,113	0,066	0,073	0,085	0,081
Fe ²⁺	0,544	0,294	0,540	0,565	0,454	0,479	0,378	0,489	0,286	0,315	0,309	0,356
Mn	0,016	0,009	0,014	0,016	0,012	0,013	0,013	0,012	0,009	0,012	0,009	0,011
Mg	0,443	0,693	0,450	0,418	0,536	0,508	0,611	0,492	0,701	0,673	0,684	0,632
A	16	43	31	17	37	28	28	31	43	24	40	33
C	80	54	63	78	60	67	68	63	53	72	56	62
F+T	4	3	6	5	3	5	4	6	4	4	4	5
m	45	70	46	43	54	52	61	49	70	67	68	63

Примечание. A - глиноземистость ($\frac{Al \cdot 100}{\%}$); C - хромистость ($\frac{Cr \cdot 100}{\%}$); T - титанистость ($\frac{Ti \cdot 100}{\%}$); F+T - доля Fe³⁺ по отношению к полудторным катионам ($\frac{Fe^{3+} \cdot 100}{\%}$); m - магнетизальность ($\frac{Mg \cdot 100}{\%}$); ME+Fe²⁺ - магнетизальность ($\frac{ME+Fe^{2+}}{\%}$); Al+Cr+Fe³⁺+Ti - титанистость ($\frac{Al+Cr+Fe^{3+}+Ti}{\%}$);

нит. Лейкократовое габбро сильно изменено. Клинопироксен встречается лишь в виде единичных реликтов, а плагиоклаз полностью замещен соскупритом.

Что же касается вещественного состава включений меланжа, то нами этому вопросу уделено особое внимание, так как часто некоторыми исследователями породы, наблюдаемые в виде ксенолитов в основной серпентинитовой матрице, рассматриваются как экзотические и на этом основании считаются принесенными откуда-то в результате больших горизонтальных перемещений. Ичитуингольская зона меланжа является редко встречающейся структурой для раннекаледонских складчатых сооружений Монголии, однако изучение гипербазитов в аналогичных структурах герцинского складчатого пояса /Пинус и др., 1984/ показало, что весь набор пород в меланже полностью соответствует породам, вмещающим гипербазиты и связанным с ними генетически. В некоторых случаях они претерпевают динамометаморфические и метасоматические преобразования внутри серпентинитовой матрицы и поэтому кажутся инородными по сравнению с породами вмещающих отложений.

Основной объем пород меланжа Ичитуингольской зоны представлен венд-нижнекембрийскими карбонатно-кремнистыми образованиями, которые в виде блоков разной величины залегают среди серпентинитов. В блоках преобладают породы, обогащенные кварцем, т.е. кремни разнообразной окраски с примесью карбонатного материала. Последний иногда превышает объем кварца. В некоторых крупных блоках наблюдается переслаивание кремнистых пород с известняками. Карбонат в большинстве случаев представлен кальцитом, иногда совместно с ним присутствует и доломит. В кремнисто-карбонатных породах вместе с кварцем и карбонатом в ограниченных количествах встречаются хлорит, пирит, окислы и гидроксиды железа. Наряду с карбонатно-кремнистыми породами, имеющими, вероятно, хемогенное происхождение, встречаются терригенно-осадочные отложения, варьирующие по размерам обломков от алевролитов до гравеллитов. Эти породы состоят из обломков граната, клинопироксена, амфибола, кварца, рутила, цементированных хлорит-карбонатной массой. Кроме того, в песчаниках встречаются хорошо сохранившиеся зерна хромшпинелидов. Это обстоятельство, несомненно, доказывает, что формирование венд-нижнекембрийских отложений сопровождалось выходом гипербазитов на дневную поверхность и их размывом.

В меланже широко распространены в разной степени измененные дайковые породы основного состава. В настоящее время эти дайки в большинстве случаев в результате тектонических подвижек сорваны, будинированы и встречаются в виде округлых будин разной величины. Породы часто интенсивно родингитизированы, но иногда в них сохраняются первичная структура и минеральный состав. Наиболее свежие разности дайковых пород проанализированы, и их химические составы можно видеть в табл.2 (анализы 5096-5096-4). Сравнение составов дайковых пород с эффузивами, слагающими шаровые лавы к югу от зоны меланжа (там же, ан. 2043-1, 2043-2, 2050-2050-5), показывает, что они очень близки. При этом, если дайковые породы представлены полностью раскристаллизованными разностями, то породы шаровых лав содержат участки девитрифицированного стекла с лейстами плагиоклаза. Родингиты и сильно родингитизированные породы имеют следующие минеральные составы: тремолит+пренит+карбонат+хлорит+лейкоксенизированный сфен, моноклиный широксен+пренит+лейкоксенизированный сфен, клиношироксен+амфибол+гидрогранат+карбонат, тремолит+полностью соскритизированный плагиоклаз+лейкоксенизированный сфен. Многие из них в разной степени катаклазированы вплоть до образования пылеватого агрегата, в который погружены крупные неправильной формы обломки клиношироксена или амфибола. К родингитам пространственно и генетически тяготеют тремолититы и серпентин-тремолитовые породы. Минеральный состав тремолититов очень однообразный. Они на 95 % состоят из тремолита с переменным количеством хромшипельида, хлорита, карбоната и серпентина. Количество последнего иногда возрастает, и в этом случае породы названы нами тремолит-серпентиновыми. Как и родингиты, эти породы представляют собой метасоматические образования, однако если родингиты образуются по субстрату основного состава, то тремолититы - по ультраосновным породам. В меланже тремолититы и тремолит-серпентиновые породы встречаются в виде будинированных блоков небольших размеров (до 0,5 x 1 м) и в ненарушенном залегании в виде тонких жил небольшой длины (0,2 x 1 м). Причем, если первые распространены в восточной части зоны, то вторые - главным образом в западной. Тремолититы сложены в основном широкопризматической разновидностью тремолита, и очень редко в них встречаются сохранившиеся от перекристаллизации реликтовые участки с войлочной структурой, характерной для нефритов.

Таблица 2

Химический состав даек и шаровых лав Ичигуингольской зоны меланжа

№ п/п	Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	FeO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.	Сумма
1	2043-1	49,00	2,28	15,80	5,78	6,40	5,60	0,09	4,10	4,67	0,54	5,50	99,76
2	2043-2	44,00	3,25	18,50	11,33	5,20	2,59	0,16	4,70	5,64	0,12	4,50	99,99
3	2050-1	51,00	0,94	11,40	9,17	4,30	3,27	0,20	10,40	2,60	0,19	6,52	99,99
4	2050-3	43,00	1,13	20,60	7,12	4,60	4,04	0,15	12,50	3,30	0,19	3,68	100,31
5	2050-4	36,00	1,46	24,30	6,57	4,75	5,12	0,26	14,10	3,00	0,17	3,33	99,06
6	2050-5	46,00	0,94	17,40	4,62	6,10	5,57	0,18	11,80	3,30	0,48	3,35	99,74
7	5096	45,00	1,08	19,50	4,57	5,10	5,25	0,15	12,60	3,30	0,17	3,48	100,20
8	5096-1	50,00	1,09	15,70	4,66	6,10	5,17	0,16	10,10	4,00	0,50	2,86	100,34
9	5096-2	47,00	1,32	14,10	3,11	7,70	8,37	0,26	9,40	4,00	0,77	3,66	99,69
10	5096-3	54,00	1,40	13,20	3,11	4,40	9,45	0,30	7,10	5,17	0,30	1,69	100,12
11	5096-4	50,00	0,32	19,80	0,90	7,65	5,68	0,20	9,00	2,40	1,92	2,84	100,71

Примечание: 1-6 - эффузивы шаровых лав; 7-11 - дайки.

Часто в зоне меланжа встречаются листвениты. Следует отметить, что этот тип низкотемпературных метасоматических, разнообразных по химическому и минеральному составу пород широко распространен и в других районах Монголии. Поскольку минеральный состав лиственитов сильно варьирует, то и структурно-текстурные особенности их также сильно изменяются. Это часто служит неблагоприятным фактором при диагностике данных пород, особенно когда они находятся среди серпентинитов в виде блоков, хотя могут встречаться и в ненарушенном залегании, имея при этом с серпентинитами постепенные контактовые переходы. Листвениты Ичитуингольской зоны меланжа имеют главным образом кварц-карбонатный состав и в небольших количествах содержат серпентин, магнетит, хлорит и гидроокислы железа. В нескольких случаях среди серпентинитов встречены блоки лиственитов необычного серицит-хлорит-карбонатного состава, по внешнему виду и физическим свойствам напоминающие талькиты. На водоразделе между реками Ичитуин-Гол и первой с востока параллельной ей, недалеко от их слияния, находятся листвениты кварц-хлорит-гидрогетит-магнетитового состава с медной зеленью, которая, по данным рентгенометрического анализа, представлена малахитом.

Кроме перечисленных пород, в 3 км к западу от реки Ичитуин-Гол, среди серпентинитов найдены небольшие блоки фосфорсодержащих пород. Объем и частоту встречаемости таких образований оценить очень трудно, так как точная диагностика их возможна только в лабораторных условиях. Макроскопически же и по своим физическим свойствам они очень похожи на широко распространенные здесь кремнисто-карбонатные образования. Фосфорсодержащие породы обнаружены в двух глыбах размером 1x0,4 и 1x0,5 м, возвышающихся в рельефе на 0,5 м. Сверху они покрыты бурой коркой выветривания, а в свежем сколе имеют черный цвет иногда с темно-зеленым оттенком. При микроскопическом изучении шлифов минеральный состав пород практически не определяется настолько они тонкозернистые, а по данным рентгенометрического анализа и ИКС устанавливается присутствие в них апатита, карбоната, кварца, хлорита, магнетита и ильваита. Кроме того, в образцах из контакта встречается смесь серпентина. Химические составы этих пород приведены в табл.3. В ней также приведен состав породы (Ф-124), которая дала положительную реакцию на фосфор при обработке ее азотной кисло-

Таблица 3

Химический состав фосфорсодержащих пород Ичтингульской зоны малакка

№ п/п образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	NiO	H ₂ O	П.п.п.	Сумма
1 Ф-124	40,50	0,91	12,60	1,03	11,85	13,85	11,84	0,22	0,10	0,07	0,45	0,03	0,01	0,56	6,62	100,64
2 Ф-126	48,70	0,03	0,30	1,96	6,61	21,86	2,42	0,29	0,15	0,07	2,80	Не сод.	Не сод.	0,18	14,20	99,57
3 А-139/85	24,50	0,15	3,30	4,89	10,99	20,20	14,28	0,57	0,18	0,07	12,20	0,01	0,02	0,34	8,98	100,28
4 А-140/85	20,60	0,14	1,80	22,08	14,51	18,90	4,00	0,56	0,25	0,20	10,20	0,01	0,01	0,38	5,57	99,21
5 А-141/85	44,30	0,05	1,50	4,34	16,52	9,50	15,90	0,65	0,11	0,08	0,66	0,02	0,01	0,40	6,68	100,71
6 А-142/85	22,90	0,07	0,65	31,88	12,35	4,05	15,98	0,52	0,10	0,13	2,30	0,03	Не сод.	1,02	8,49	100,48
7 1006-82	8,32	0,06	1,49	2,95	4,52	41,30	5,30	0,28	0,40	0,18	30,20	0,03	0,01	0,26	4,60	99,99

Примечание: 1-7 - Ичтингульская зона малакка. Минеральный состав пород (на основании ИКС, рентгенограмм, изучения шпатов): 1 - Луи + Тр + Ка + Хм; 2 - Ка + Хм + Кв + Ап; 3 - Мг + Хм + Ап; 4 - Мг + Хм + Ил + Ап; 5 - Тр + Хм + Ил + Серп; 6 - Мг + Хм + Ап + Серп; 7 - Ап + Хм + Мг + Ка

той и молибденово-кислым аммонием, однако химическим анализом повышенных содержаний фосфора в ней не обнаружено. Образец Ф-126 представляет кварц-карбонатную породу с примесью хлорита и апатита. Количество апатита, исходя из его стехиометрии, составляет около 7 мас.%. Спектры ИКС также показали во всех проанализированных образцах присутствие апатита, за исключением двух - Ф-124, А-141-85, в которых содержания P₂O₅ низкие. Образцы А-139-85, А-140-85, А-141-85 и А-142-85 характеризуют фосфорсодержащие породы одной глыбы. Как видно из анализов, она весьма неоднородна по минеральному и химическому составу, что особенно заметно по содержанию компонентов P₂O₅, CaO, FeO, Fe₂O₃ и SiO₂. Эти изменения обусловлены главным образом колебаниями количеств апатита, магнетита и хлорита.

Наряду с перечисленными породами в серпентинитовом малакка встречаются разновеликие блоки массивных серпентинитов и небольших размеров (первые десятки сантиметров) обдавленные куски хромититов. Последние обнаружены в пяти участках и имеют лишь минералогическое значение. Особое внимание привлекает хризотил-асбестовая минерализа-

Таблица 4

Химические составы серпентинов и хризотил-асбестов
из серпентинитов Ичитунгольской зоны Меланж, вес. %

Компо- ненты	С е р п е н т и н и т										
	II04- -82	II05- -82	II08- -82	II08a- -82	II09- -82	II09a- -82	II09b-I -82	II09-I -82	II09a- -I-82	II13- -82	Σ
SiO ₂	41,41	42,44	43,08	42,39	42,29	40,14	41,06	41,90	41,25	45,02	42,10
Al ₂ O ₃	0,30	0,43	0,18	0,19	0,11	0,12	0,77	0,07	0,81	0,39	0,34
FeO	5,39	3,85	5,54	7,02	4,37	8,28	6,72	5,74	9,54	4,55	6,10
MnO	0,10	0,10	0,06	0,07	0,09	0,10	0,08	0,14	0,12	0,07	0,09
MgO	38,96	38,39	36,16	36,02	36,57	36,35	38,23	37,14	34,96	36,03	36,88
CaO	0,06	0,07	0,13	0,13	0,10	0,04	0,04	0,07	0,02	0,10	0,08
Cr ₂ O ₃	0,08	0,02	0,08	0,04	He обн.	He обн.	0,56	0,03	0,36	0,04	0,12
NiO	0,28	0,24	0,04	0,35	0,23	0,24	0,11	0,31	0,02	0,02	0,18
H ₂ O	12,44	12,54	12,51	12,44	12,29	12,15	12,59	12,40	12,38	12,72	12,45
Сумма	99,02	98,08	97,78	98,65	96,05	97,42	100,16	97,80	99,46	98,94	98,34
Si	1,977	2,029	2,072	2,043	2,065	1,981	1,953	2,026	1,998	2,122	2,027
Al	0,017	0,023	0,012	0,012	0,006	0,006	0,046	0,006	0,047	0,023	0,020
Fe	0,217	0,155	0,223	0,284	0,179	0,341	0,269	0,233	0,387	0,178	0,247
Mn	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,006	0,006	0,003	0,004
Mg	2,800	2,736	0,585	2,588	2,660	2,674	2,714	2,677	2,525	2,533	2,649
Ca	0,003	0,003	0,003	0,006	0,006	0,003	0,003	0,003	-	0,006	0,004
Cr	0,006	-	0,006	-	-	-	0,023	-	0,012	-	0,005
Ni	0,012	0,009	0,003	0,014	0,009	0,009	0,003	0,012	-	-	0,007
OH	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
Fe·100 % Fe/Mg	7,19	5,36	7,94	9,89	6,31	11,31	9,02	8,01	13,29	6,57	8,49

Компо- ненты	Х Р И З О Т И - а с б е с т н										X̄
	II03- -82	II04- -82	II05- -82	II05a- -82	II08- -82	II09-I -82	III3- -82	III3a- -82			
SiO ₂	42,52	43,07	42,94	42,58	43,05	42,38	45,25	43,45	43,16		
Al ₂ O ₃	0,22	0,28	0,38	0,32	0,07	0,17	0,22	0,50	0,27		
FeO	2,04	2,52	2,87	2,36	3,53	3,07	3,98	3,95	3,04		
MnO	0,10	0,09	0,18	0,12	0,19	0,09	0,14	0,11	0,13		
MgO	39,13	39,45	38,32	39,36	39,14	37,99	37,91	37,49	38,60		
CaO	0,04	0,10	0,05	0,09	0,13	0,07	0,10	0,12	0,09		
Cr ₂ O ₃	0,03	0,05	0,03	0,38	0,05	0,06	0,03	0,03	0,08		
NiO	0,09	0,10	0,10	He одн.	0,04	0,10	0,04	0,04	0,06		
H ₂ O	12,48	12,66	12,55	12,60	12,68	12,37	12,95	12,62	12,62		
Сумма	96,65	98,32	97,42	97,81	98,88	96,30	100,62	98,31	98,05		
Si	2,046	2,042	2,055	2,029	2,034	2,055	2,097	2,065	2,053		
Al	0,012	0,017	0,023	0,006	0,003	0,017	0,011	0,029	0,015		
Fe	0,081	0,100	0,115	0,094	0,139	0,125	0,153	0,157	0,121		
Mn	0,003	0,003	0,009	0,006	0,009	0,003	0,006	0,006	0,006		
Mg	2,803	2,786	2,730	2,793	2,759	2,746	2,618	2,656	2,736		
Ca	0,003	0,006	0,003	0,006	0,006	0,003	0,006	0,006	0,005		
Cr	-	-	-	0,011	-	-	-	-	0,001		
Ni	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003		
OH	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000		
Fe·100 % Fe+Mg	2,81	3,47	4,04	3,26	4,80	4,35	5,52	5,58	4,23		

Примечание. H₂O - расчетная.

ция, пространственно и генетически связанная с мелкими телами гранитоидов. Она наблюдается в виде крупных проявлений попережно-волокнистого асбеста, представленных зонами шириной от 0,5 до 5 м и протяженностью до 50 м, выполненными параллельными сложнотороченными жилами с максимальной длиной волокна 4–5 см. Насыщенность волокном в отдельных образцах достигает 30 %. Наряду с крупными проявлениями отмечается довольно много мелких, представленных хризотил-асбестом главным образом мелкопрожилкового и сетчатого типов. Иногда хризотил-асбест в виде отдельных жлоков и мелких просечек наблюдается вокруг блоков диабазов и кварцитов, заключенных в серпентинитовое вещество. Сравнение химических составов хризотил-асбестов и серпентинитов из серпентинитов, содержащих асбест (табл.4), показывает, что они в основном близки. Однако для хризотил-асбестов отмечается несколько пониженное содержание NiO и более магнезивильный состав по сравнению с серпентинитами, что отчетливо видно на графике распределения FeO и MgO в сосуществующих хризотил-асбестах и серпентинитах (рис.2).

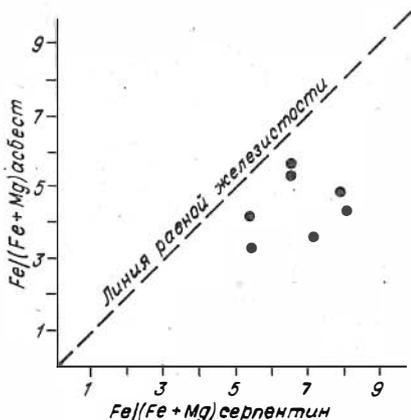


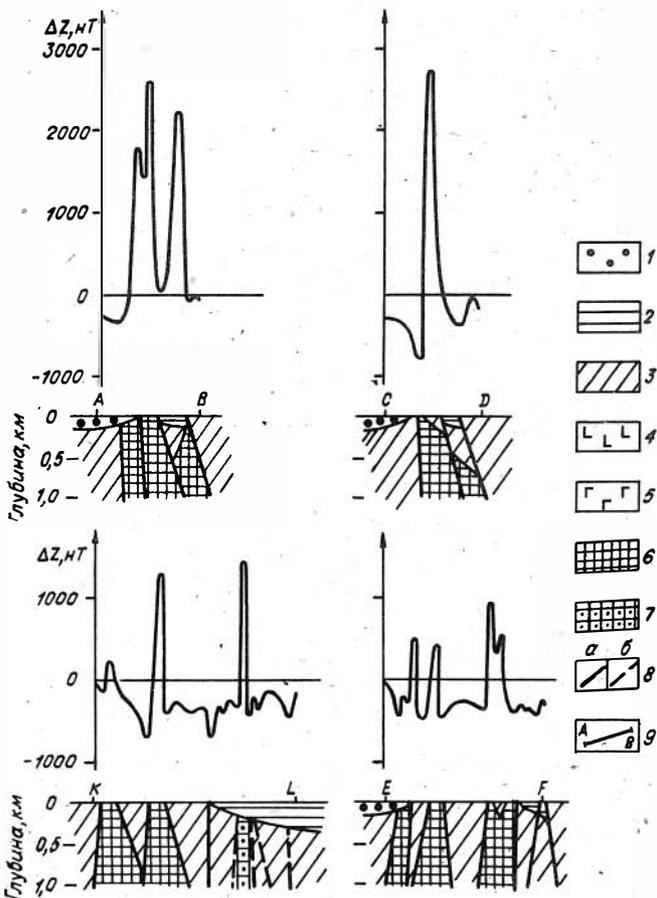
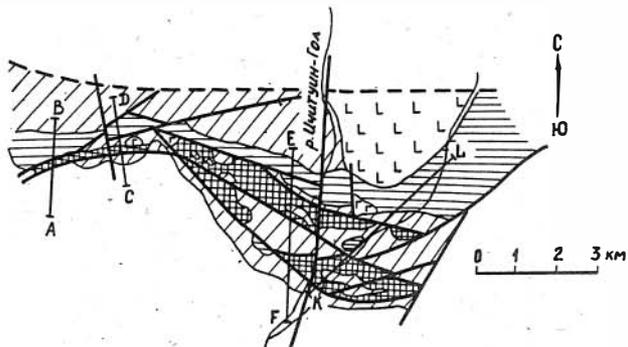
Рис.2. Соотношение железистости в сосуществующих серпентинитах и хризотил-асбестах

Очевидно, что при асбестообразовании часть силикатного железа из серпентина переходит в окисную форму — магнетит, который повышает объем уже имеющегося магнетита в серпентинитах. Всего в Ичитуингольской зоне меланжа насчитывается около 20 крупных проявлений хризотил-асбеста, сосредоточенных на 7-километровом участке, расположенном к западу и востоку от р. Ичитуин-Гол. Кроме того, в разных местах зоны из-под четвертичных отложений наблюдаются отдельные выходы серпентинитов, содержащих прожилковый хризотил-асбест. Эти вы-

ходы и наличие крупноволокнистого асбеста, указывающего на то, что его образование должно было сопровождаться разноразмерными

по длине волокна разновидностями, перекрывающими весь интервал от долей миллиметра до 4–5 см, могут свидетельствовать о перспективности Ичитунгольской зоны на хризотил-асбестовое оруденение, по масштабам превышающее минералогическое значение.

Перечисленный набор пород показывает, что в меланже Ичитунгольской зоны распространены образования венд-нижнекембрийской толщи, вмещающей гипербазиты. Исключение составляют лишь фосфорсодержащие породы, пока не обнаруженные в разрезе вмещающих отложений. Однако на основании вышеприведенных данных можно предполагать присутствие фосфоритов (если обнаруженные фосфорсодержащие породы отвечают фосфоритам) в разрезе венд-нижнекембрийских образований хр. Хан-Хухэй. Наличие в меланже метасоматических пород (родингитов, листовенитов) и неизменных разновозрастных осадочно-вулканогенных отложений, несомненно, доказывает различную природу их образования. Так, вулканогенно-осадочные породы являются поверхностными образованиями, а родингиты и листовениты отражают более глубинную природу своего формирования. Пространственное совмещение разнородных пород – поверхностных и глубинных (гипабиссальных) – указывает на длительный период жизни зоны меланжа и неоднократное проявление процессов протрудирования, но ни в коей мере не связывается с горизонтальными движениями блоков земной коры. Это подтверждается и условиями залегания меланжа, который в настоящее время представляет собой субвертикальное тело, ограниченное крутопадающими (до вертикального) разломами. Крутые падения сопровождаются аналогичными элементами залегания вмещающих пород. Кроме того, в бортах глубоких врезов ручьев отчетливо видно, что меланж резко обрывается с боков, в то время как при пологих залеганиях он должен был бы в береговых обнажениях иметь сложную заливообразную форму. Субвертикальные элементы залегания зоны подтверждаются и результатами геомагнитной наземной съемки. Геофизические измерения проводились магнитометром М-27М по четырем профилям с топографической и геологической привязками. Привязка осуществлялась с помощью шагомера, аэрофотоснимков и топооснов. Интерпретация данных геомагнитного профилирования показала, что гипербазиты до глубины не менее 1 км представляют собой крутопадающие тела (рис.3). В наиболее широкой части зоны серпентиниты фиксируются в виде отдельных самостоятельных тел (профиль EF), однако на



эрозионной поверхности, при прослеживании их по простиранию, они сливаются в единое тело. Поэтому не исключено, что на глубине более 1 км эти разрозненные тела образуют единый массив. Морфология и условия залегания гипербазитов на больших глубинах в настоящее время из-за недостатка данных трудноопределимы. Но отсутствие ультраосновных пород в глубоких врезях рек к северу и югу от зоны меланжа позволяет нам предполагать крутые ограничения гипербазитовых тел и на глубине.

Приведенные данные по составу и структуре меланжа дают полную картину образования Ичитуингольской зоны. Пространственно она приурочена к участку пересечения главных линейментов Ханхухэйской тектонической структуры с северо-западными ответвлениями Дзабханской зоны разломов. Эти структуры долгоживущие. Происхождение их связано с явлениями растяжения, проявившимися в раннем рифе при заложении Урало-Монгольского геосинклиналиного пояса /Милановский, 1985; Митрофанов и др., 1981/, когда произошло раскалывание протерозойской континентальной коры на блоки, в раздвигих между которыми формировались офиолиты с присущими им гипербазитовыми поясами /Пинус и др., 1984/. Но и в настоящее время эти структуры продолжают жить активной тектонической жизнью /Беззубцов и др., 1963; Тектоника МНР, 1974/. Ханхухэйский разлом заложился, по-видимому, позже Дзабханского, так как пересекает его структуры. В это же время вероятнее всего в конце рифа, в венде, в зоне Ханхухэйского разлома проявилась активная вулканическая деятельность, продукты которой слагают эффузивно-осадочные отложения с шаровыми лавами, распространенными к югу от меланжа. Позднее, с небольшим временным интервалом, произошло внедрение гипербазитовых протрузий в эти отложения и вывод ги-

Рис.3. Схематические разрезы по данным геомагнитного профилирования Ичитуингольской зоны меланжа:

1 - современные рыхлые отложения; 2 - красноцветная вулканогенно-терригенная толща (девон); 3 - вулканогенно-терригенные отложения (венд-нижний кембрий); 4 - щелочные эффузивы (пра); 5 - габбро (венд кембрий); 6 - серпентиниты; 7 - серпентиниты, установленные под отложениями девона; 8 - разрывные нарушения: а - установленные, б - предполагаемые; 9 - линии геомагнитных профилей

пербазитов на поверхность размыва. Это было связано с началом раннекаледонской складчатости, обусловившей смену процессов растяжения в Ханхухэйской зоне сжатием. О том, что гипербазиты достигли уровня эрозии на ранней стадии складкообразования (рифей-венд), свидетельствуют зерна хромшпинелидов, найденные в песчаниках венд-нижнекембрийской вулканогенно-терригенной толщи, а также другие продукты дезинтеграции гипербазитов в карбонатных венд-нижнекембрийских отложениях. По составу гипербазиты представляли собой породы дунит-гарцбургитовой ассоциации, о чем свидетельствуют порфиробластическая структура серпентинитов, порфиробласты которых сложены антигоритовым баститом, и темно-коричневая окраска хромшпинелидов. В процессе диапиризма гипербазиты захватывали разновеликие блоки протрудруемых пород. В течение каледонской складчатости гипербазиты испытывали неоднократные протрузии, о чем свидетельствует разнообразный состав блоков в меланже, булинирование дайковых и метасоматических жильных образований и вынос их на поверхность размыва. Завершение каледонской складчатости ознаменовалось нижнепалеозойским гранитоидным магматизмом, широко проявившимся за пределами зоны меланжа.

Следующий, средне-палеозойский, тектономагматический этап развития региона сопровождался локальными малоамплитудными надвигами карбонатных венд-нижнекембрийских пород на предполагаемые девонские отложения красноцветной толщи. В этот период широко проявился гранитоидный магматизм, представленный розовыми и мясокрасными лейкократовыми гранитами девонского возраста. С мелкими интрузиями последних связана наложенная хризотил-асбестовая минерализация, указывающая на более раннее додевонское образование серпентинитового меланжа.

Таким образом, Ичитунгольская зона меланжа, начиная с рифея, к девонскому времени уже сформировалась. Однако учитывая, что структуры Ханхухэйского и Дзабханского глубинных разломов являются долгоживущими, то и в Ичитунгольской зоне меланжа происходили и происходят тектонические движения, усложняющие ее строение. Отражением этих движений в настоящее время могут служить альпийские формы рельефа, всياчие террасы и аллювиальные отложения на вершинах высокоподнятых блоков, сложенных венд-нижнекембрийскими отложениями.

Литература

АМАНТОВ В.А. Основные черты стратиграфии и условия образования кембрийских отложений Северо-Западной Монголии // Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. - М., 1963. - С.15-28.

БЕЗЗУБИЦЕВ В.В., ЛУВСАНДАНЗАН Б., ФЕДОРОВСКИЙ В.А. Структурно-тектоническое районирование и основные этапы развития тектонических структур Западной Монголии // Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. - М., 1963. - С.93-108.

ДЕРТУНОВ А.Б., ЛУВСАНДАНЗАН Б. Палеотектонические зоны и покровные структуры Западной Монголии. - Геотектоника. - 1984. - № 3. - С.40-52.

ДЕРТУНОВ А.Б., ЛУВСАНДАНЗАН Б., КОРОБОВ М.Н., ХЕРАСКОВА Т.Н. Новые данные по стратиграфии венда и нижнего кембрия хр.Хан-Хухэй (Западная Монголия). - Геол. и геофиз. - 1983. - № 3. - С.20-28.

МИЛАНОВСКИЙ Е.Е. Основные проблемы изучения рифтогенеза // Континентальный и океанический рифтогенез. - М.: Наука, 1985. - С.5-24.

МИТРОФАНОВ Ф.П., КОЗАКОВ И.К., ПАЛЕЙ И.П. Докембрий Западной Монголии и Южной Тувы. - Л.: Наука, 1981. - 156 с.

ПИЛУС Г.В., АГАФОНОВ Л.В., ЛЕСНОВ Ф.П. Альпинотипные гипербазиты Монголии. - М.: Наука, 1984. - 200 с.

ТЕКТОНИКА Монгольской Народной Республики. - М.: Наука, 1974. - 283 с. (Труды Совместной СМНИГЭ, вып.9).

К.С.Кужугет, Ч.К.Ойдул

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ ОСНОВНЫХ И УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД МАССИВА КЫЗЫР-БУРЛУК (Западный Саян)

Кызыр-Бурлукский гипербазитовый массив расположен на границе Тувинской АССР и Красноярского края, в верховьях рек Шем-Хем

и Амьл. Гипербазиты и базиты, слагающие его, являются членами офиолитовой серии пород, образующей крупный, протяженностью 250 км, Хемчикско-Куртушибинский пояс, который контролируется Саяно-Тувинским глубинным разломом. Массив локализован в осевой части этой структуры, на изгибе ее от преимущественного северо-восточного направления к субмеридиональному, в месте пересечения с широтным Кандатским разломом.

В строении массива принимают участие перидотиты (верлиты, лерцолиты, гарцбургиты), дуниты, местами образующие "полосчатый комплекс", и продукты их гидротермально-метаморфической переработки - серпентиниты, диопсидиты, тремолититы. С ними ассоциируют основные породы, представленные дайками габбро-диабазов внутри массива, а также полосчатыми габбро-амфиболитами и реже массивными габбро на его восточном и частично западном контактах. Такая ассоциация в разных количественных и структурных соотношениях проявляется и в других гипербазитовых массивах Тувы и Алтае-Саянской области в целом.

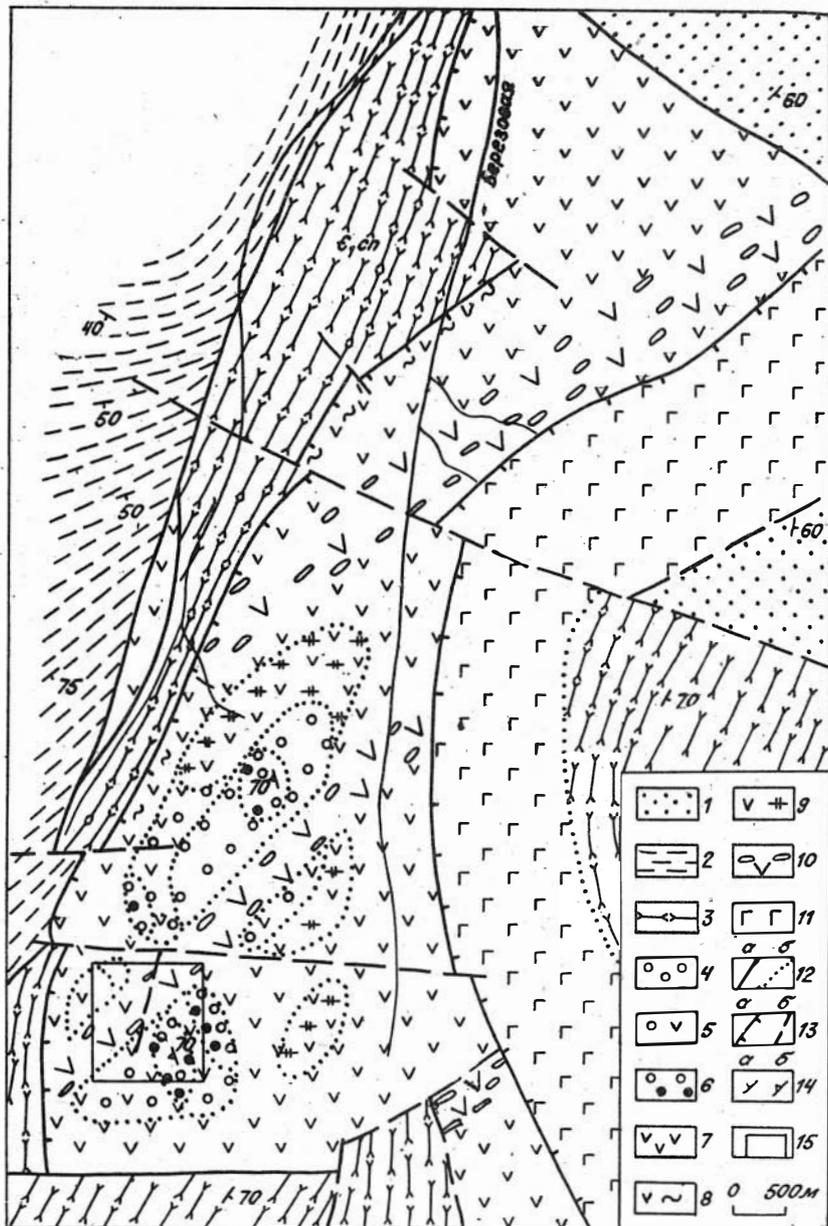
Контактные взаимоотношения между гипербазитовыми и базитовыми породами внутри офиолитовой серии в последние годы интересуют многих исследователей, так как от их толкования зависит трактовка некоторых проблем офиолитовой триады в целом.

В настоящее время собран большой материал по геологии базит-гипербазитовых ассоциаций Тувы, но мало сведений о взаимоотношениях указанных пород, которые впервые рассматривались Г.В.Линусом и др. /1955/. Отмечая широкое распространение в гипербазитовых массивах Западной Тувы даек габбро, имеющих интрузивные контакты с вмещающими ультраосновными породами, эти исследователи объясняют происхождение основных пород в них в процессе палингенеза вмещающих эффузивов близкого им состава. Возникновение пород типа полосчатых габбро и габбро-амфиболитов, образующих довольно значительные по площади поля и полосы в контакте с массивами гипербазитов или вблизи них, рассматривается как "... результат прогрессивно нарастающей степени метаморфизма основных кембрийских эффузивов в условиях резко повышенного давления и температуры, проявляющихся в узких локальных зонах вдоль глубинных разломов" /Линус и др., 1955, с.106/.

Н.И.Добрецовым и Л.Г.Пономаревой /1976/ отмечаются сложные взаимоотношения гипербазитов и базитов в районе Иджимского мас-

сива Хемчикско-Куртушибинского офиолитового пояса. По мнению этих исследователей, здесь имеет место, с одной стороны, наличие интрузивного контакта между указанными породами и более позднее образование габброидов, с другой – субслоистое залегание габбро выше гипербазитов с "переходной зоной" между ними. "Субслоистость" обосновывается тем, что в пределах изученного авторами разреза офиолитов габброиды залегают только со стороны висячего бока тела гипербазитов, а залегание трахитоидности в габброидах совпадает с падением гипербазитового "слоя". Указанные авторы, как и другие сторонники структурно-тектонического направления в оценке природы офиолитов, считают, что тела гипербазитов залегают в основании разреза и с постепенными переходами выше сменяются вначале габброидами, затем вулканогенно-осадочными отложениями. На этом основании офиолиты Хемчикско-Куртушибинского пояса рассматриваются как фрагмент древней океанической коры. В других работах, посвященных изучению базитовых и гипербазитовых образований Тувы, вопросы взаимоотношений этих пород, к сожалению, не рассматриваются.

Кызыр-Бурлакский гипербазитовый массив изучался А.В. Чудиновым и др. в 1973–1976 гг. при проведении крупномасштабной геологической съемки, а нами – в 1983–1984 гг. Массив имеет плитообразную форму, ориентирован в северо-восточном направлении, мощность его меняется по простиранию от 1,5 до 1 км, длина – 12 км. По отношению к вмещающим средне-(?) и нижнекембрийским отложениям он залегает дискордантно, имеет крутое юго-восточное (75–80°) падение. Его внутреннее строение осложнено узкими зонами интенсивного развития даек габбро-диабазов: дайки, интрузирующие ультраосновные породы, размещены в пределах массива не повсеместно, а в виде четких параллельных полос (поясов), направление которых не совпадает с ориентировкой оси массива (рис.1). В целом получается сложная картина размещения разновидностей ультраосновных и основных пород. В осевой юго-западной части массива внутри тектонических блоков в виде "ядер" среди серпентинитов сохранились относительно слабо измененные дуниты и перидотиты. Серпентиниты вокруг них почти повсеместно лизардитовые. Вблизи контактов с дайками габбро и по периферии массива отмечаются ленты хризотил-лизардитовых серпентинитов. Антигоритовые разновидности серпентинитов исключительно редки. Они встречены нами



только у северо-западного эндоконтакта восточного блока. Пироксениты образуют, как правило, тонкие (1-5 см) жилы в средней части массива, ориентированные вкрест простирания даек габбро.

Ультраосновные породы Кызыр-Бурлюкского плутона образуют характерный для многих гипербазитовых массивов Хемчикско-Куртушбинского пояса так называемый "полосчатый комплекс", представленный чередованием дунитов и перидотитов. Полосы имеют мощности от 10 до 60 см, в среднем - около 30 см. Переходы между ними постепенные, обусловленные увеличением количества зерен пироксена. Таблички этого минерала ориентированы вдоль полос в субмеридиональном направлении, не совпадающем с удлинением массива. Любопытно, что это направление близко к перпендикулярному по отношению к простиранию даек габбро в гипербазитах. Ему соответствует ориентировка полосчатости дунит-перидотитового комплекса в целом и многочисленных маломощных жилок пироксенитов. Одна из наиболее выраженных в гипербазитах система трещин также имеет аналогичные элементы залегания: простирание субмеридиональное - северо-западное, падение - крутое западное. Указанные закономерности в пространственном размещении пироксеносодержащих пород

Рис.1. Геологическая карта Кызыр-Бурлюкского гипербазитового массива (составлена с использованием материалов А.В.Чудинова). I-2 - отложения среднекембрийского (?) возраста: I - песчаники, гравелиты, конгломераты; 2 - рассланцованные алевролиты, глинистые сланцы, песчаники; 3 - отложения чингчянской свиты нижнего кембрия: основные эффузивы, глинистые, углисто-кремнистые сланцы; 4-II - ультраосновные породы: 4 - перидотиты, 5 - серпентинизированные перидотиты, 6 - полосчатые дуниты-гарцбургиты, 7-10 - серпентиниты: 7 - плотные лизардитовые, реже лизардит-хризотилловые, 8 - рассланцованные лизардит-хризотилловые, реже антигоритовые, 9 - лизардит-хризотилловые, содержащие асбестовые прожилки, просечки, 10 - пронизанные сериями даек габбро-диабазов; II - габбро, габбро-амфиболиты; I2 - геологические границы: а - четкие протрузивные, б - нечеткие условные; I3 - разрывные нарушения: а - четкие, б - предполагаемые; I4 - элементы залегания: а - пород, б - полосчатости в дунит-гарцбургитах; I5 - участок детальных работ

"полосчатого комплекса" и мономинеральных пироксенитовых жил в гипербазитах относительно даек габбро объясняются, на наш взгляд, тем, что процессы метаморфической переработки ультрабазитов, в том числе пироксенизация, более интенсивно протекали по плоскостям первичных поперечных трещин, ориентированных вкрест простирания даек. В направлениях от плоскости трещин изменения постепенно ослабели, и здесь сохранились дунитовые полосы.

Пироксенизацию дунитов и дунит-перидотитов в некоторых массивах Урала и образование таким путем полосчатых дунит-перидотит-пироксенитовых комплексов В.Ф.Морковина, С.И.Гаврилова /1965/, Г.Б.Рудник /1965/ связывают с метасоматическим замещением первичных пород по системам прототектонических трещин. При этом первые исследователи считают, что метасоматоз был вызван воздействием газовой-жидких растворов из зоны глубинного разлома, сохранившей активность на протяжении длительного времени, а Г.Б.Рудник объясняет пироксенизацию дунитов как процесс автосоматоза этих пород.

Учитывая то, что пироксенсодержащие породы - гарцбургиты, дерцолиты, вебстериты - в пределах Кызыр-Бурлыкского массива распространены не повсеместно, как это было бы при автосоматозе, и не приурочены к зонам разломов, а имеют четкую пространственную связь с прорывающими гипербазиты дайками габбро-диабазов, мы склонны считать их происхождение контактово-метасоматическим под влиянием инъекции в пределы затвердевшего или застывшего тела гипербазитов более позднего габбро. При этом основными агентами метасоматического замещения были остаточные газовой-жидкие продукты остывания базальтовой магмы, поступавшие по плоскостям первичной трещиноватости ультрабазитов.

Возможность образования зон пироксенизации и пироксенитовых оторочек в ультраосновных породах под влиянием габброидного интрузива отмечали Г.В.Пинус, В.В.Велинский и др. /Альпинотипные гипербазиты ..., 1973/, Ф.П.Леснов /1979/ на примере гипербазитовых массивов Северо-Востока СССР и Монголии. В нашем случае связь процесса пироксенизации, обусловившего образование дунит-перидотитового полосчатого комплекса, косвенно подтверждается более широким развитием последнего именно вблизи зон, насыщенных дайками габбро-диабазов (рис.2). По данным Н.А.Добрецова и Л.Г.Пономаревой /1976/, ориентировка полосчатой текстуры в дунит-

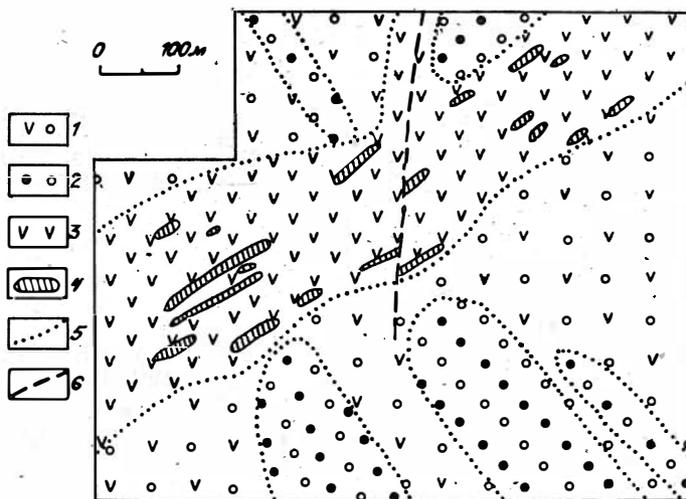


Рис.2. Участок зоны интенсивного развития даек габбро в ультрабазитах (фрагмент карты на рис.1): 1 - серпентинизированные гарцбургиты; 2 - дунит-гарцбургитовый "полосчатый комплекс"; 3 - серпентиниты; 4 - габбро-диабазы; 5 - условные геологические границы; 6 - разлом

тах-гарцбургитах Иджимского гипербазитового массива, расположенного в 75 км к юго-западу от Кызыр-Бурлыкского, также не соответствует направлению контакта с габброидами. На основании этого авторы признают здесь наличие интрузивных взаимоотношений между гипербазитами и более поздними габброидами. Можно предположить, что в Иджимском массиве формирование полосчатых дунит-гарцбургитовых пород также происходило под влиянием интрузий габбро.

Показательно, что в приконтактной части с дайками габбро ультраосновные породы Кызыр-Бурлыкского массива нигде не подвержены антигортитизации, амфиболитизации и оталькованию, как это обычно происходит при воздействии на эти породы более поздних основных интрузий /Альпинотипные гипербазиты ..., 1973; Леснов и др., 1978/. Контактные изменения здесь выражены образованием в сер-

пентинитах хризотила по лизардиту и хризотил-асбестовых микропрожилков, а также клинопироксенизацией первых метров породы. Изученный разрез в направлении от плоскости контакта в сторону гипербазитов имеет следующий вид:

1. Хризотилонные, хризотил-бастит-лизардитовые серпентиниты (I-I,5 м). Хризотил развивается по лизардиту, реликты которого сохранились лишь в виде круглых пятен. Пластинки бастита, образующие порфиробластовую структуру породы, занимают 25-30 %. Тонкие (I-2 мм) прожилки хризотил-асбеста встречаются в поле шлифа до 2-3 шт.

2. Существенно лизардит-баститовые, хризотил-лизардитовые серпентиниты (8-10 м). Количество бастита - 10-15 %, хризотил-асбестовые микропрожилки отсутствуют, хризотил и лизардит встречаются в равных количествах.

3. Лизардитовые серпентиниты с реликтовыми зернами оливина, ромбического и моноклинного пироксена. Габбро-диабазы у контакта с серпентинитами более мелкозернистые, интенсивно амфиболлизированы в зоне 20-30 см. Зерна плагиоклаза целиком замещены эпидотцоизитовым агрегатом и зеленой роговой обманкой (до 70-75 % породы). Появляется серия трещин вдоль линии контакта, выполненных мелкоагрегатным пренитом, редко цоизитом, альбитом. Рудный минерал представлен ильменитом, который замещен частично или полностью лейкоксенном.

Габброидные дайки, интродуцировавшие гипербазиты Кызыр-Бурлюкского массива, в пределах изученного нами участка нигде не проникают во вмещающие кембрийские отложения. Единичные случаи прорывания вмещающих толщ этими дайками имеются юго-западнее массива. Однако и здесь отсутствуют факты пересечения ультраосновных и вмещающих пород единой дайкой габбро.

Принципиально другие взаимоотношения имеют ультраосновные породы с габброидами, ограничивающими Кызыр-Бурлюкский массив со стороны его юго-восточного висячего контакта. Здесь мы наблюдаем повсеместно тектонические взаимоотношения. Вдоль линии контакта породы брекчированы, катаклазированы, расслапаны. В эндоконтактной зоне гипербазитов, в отличие от контактов с прорывающими их дайками габбро, образуются антигоритовые серпентиниты в полосе I-2 м (редко до 20 м), происходит оталькование и амфиболлизация. Возможно, здесь имели место более высокие температуры и

давления, связанные с энергией протрузивного внедрения гипербазитов и с более поздними процессами тектонической активизации в зоне глубинного разлома. Вероятность существования высоких температур на контакте гипербазитов с вмещающими породами показана в работе И.Е.Кузнецова и др. /1985/ на основе изучения оптических свойств роговой обманки и состава граната.

Габброиды, слагающие протяженную вдоль всего юго-восточного экзоконтакта Кызыр-Бурджикского гипербазитового массива полосу шириной 1200-1700 м, представлены большей частью габбро-амфиболитами, полосчатыми и реже массивными габбро. Они имеют постепенные переходы между собой и вмещающими основными эффузивами чингинской свиты нижнего кембрия. Усредненный разрез по трем пересечениям через указанные породы от эффузивов к гипербазитам имеет следующий вид:

1. Афировые рассланцованные порфириды.
2. Линзовидно-полосчатые актинолитовые сланцы (60-80 м), целиком сложенные актинолитом с обильной ильменит-магнетитовой мелкой вкрапленностью (2-3 %).
3. Амфиболиты (200-220 м), в составе которых преобладает сине-зеленая роговая обманка (70-75 %), в подчиненном количестве присутствуют актинолит, сосюртитизированный плагиоклаз, ильменит, замещенный лейкоксеном.
4. Полосчатые габбро-амфиболиты (410-430 м), состоящие из зелено-бурой и бурой роговой обманки (35-40 %), плагиоклаза (50 %), агрегата пренита, цоизита, альбита (1-2 %), пластинчатого ильменита.
5. Полосчатое, реже массивное, габбро (1000 м) состоит из бурой роговой обманки (25-30 %), табличек клинопироксена (3-5 %), сосюртитизированного плагиоклаза (55-60 %), лейкоксена.

Как видно, происходит постепенное изменение количественного соотношения минералов в породах по разрезу. От амфиболитов к габбро почти в два раза уменьшается количество роговой обманки, причем цвет этого минерала меняется от светло-сине-зеленого до коричневого, бурого. Вблизи контакта с гипербазитами отмечаются новообразования клинопироксена. Меняется и характер распределения рудного минерала - от пылевидного в порфиритах до зернистых, пластинчатых в габбро. По химическому составу пород (см. таблицу, рис.3) в направлении к контакту увеличивается содержание MgO и CaO и уменьшается величина отношения K_2O/Na_2O .

Химический состав вмещающих пород
Кзыр-Бурлюкского массива

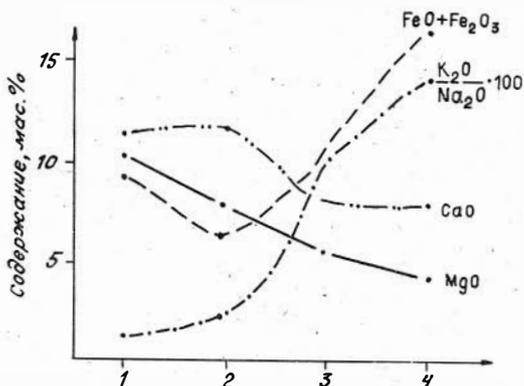
Окислы	Порфириды основного состава n = 4	Амфиболиты n = 2	Габбро- амфибо- литы n = 2	Габбро n = 2
SiO ₂	43,62	49,98	43,85	47,67
TiO ₂	1,85	1,08	1,35	0,74
Al ₂ O ₃	16,11	16,18	13,96	14,56
Fe ₂ O ₃	1,84	3,40	2,03	2,84
FeO	14,98	7,09	9,45	7,15
MnO	0,23	0,4	1,107	0,16
MgO	4,34	5,38	8,65	10,14
CaO	5,57	7,52	11,76	10,07
Na ₂ O	3,77	3,5	2,28	2,55
K ₂ O	0,56	0,37	0,06	0,047
P ₂ O ₅	0,41	0,11	0,113	0,042

С учетом вышеизложенного можно предположить, что габброиды, имеющие тектонические контакты с Кзыр-Бурлюкским гипербазитовым массивом и ограничивающие его с юго-востока, образовались путем метасоматического преобразования основных эффузивов под влиянием тектонического тепла в зоне Саяно-Тувинского глубинного разлома и, возможно, энергии трения протрузивного перемещения тела гипербазитов.

Аналогичное происхождение могут иметь многие габброидные тела, ассоциирующие с нижнекембрийскими вулканогенными отложениями, характеризующиеся как бы "унаследованными" от основных эффузивов петрологическими и структурно-текстурными особенностями. Однако такой вывод не может быть распространен на всю гамму габброидных образований офиолитового пояса в целом, магматическое происхождение многих из которых не вызывает сомнения.

Таким образом, основные породы, ассоциирующие с гипербазитами Кзыр-Бурлюкского массива, имеют разный характер взаимоотношений с ультрабазитами. С одной стороны, это интрузивное габбро в дайках, с другой - метасоматические аповулканитовые габ-

Рис.3. Характер изменения химического состава пород в направлении от контакта с гипербазитами. На горизонтальной оси: 1 - габбро (200), 2 - габбро-амфиболиты (I400), 3 - амфиболиты (I600), 4 - порфириты (2000); в скобках - расстояние от линии контакта, м



броиды, имеющие с гипербазитами тектонические контакты. Первые, хотя и имеют секущие контакты с гипербазитами, но не оказывают на них существенного контактово-метасоматического воздействия в связи с близостью времени их формирования. Более широко проявилось влияние газовой-жидких продуктов остывания базальтовой магмы, образовавшей эти дайки. Они проникали по плоскостям первичной трещиноватости и вызывали прежде всего пироксенизацию ультраосновных пород вдоль крупных протяженных трещин. При этом происходило образование дунит-перидотитового "полосчатого комплекса". А габброиды, ограничивающие Кызыр-Бурлюкский массив со стороны его висячего бока по тектоническому контакту, представлены продуктами метасоматической переработки ("габброизации") основных эффузивов чингинской свиты нижнего кембрия под влиянием тектонического тепла в зоне глубинного разлома и энергии протрузивного перемещения гипербазитов. Возможно, такое происхождение имеют и некоторые другие габброидные образования Хемчикско-Куртушибинского пояса. Дифференцированный подход к оценке генезиса аналогичных пород, участвующих в строении пояса, поможет лучше понять природу офиолитов в целом.

Литература

АЛЬПИНОТИПНЫЕ гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы / Г.В.Пинус, В.В.Велинский, Ф.П.Леснов и др. - Новосибирск: Наука, 1973. - 320 с.

ДОБРЕЦОВ Н.Л., ПОНОМАРЕВА Л.Г. Офиолиты и ассоциирующие глаукофановые сланцы Куртушибинского хребта (Западный Саян) // Геол. и геофиз. - 1976. - № 2. - С.40-53.

КУЗНЕЦОВ И.Е., ФЕНОГЕНОВ А.Н. и др. Об активных контактах альпинотипного Мамытского массива ультрамафитов (Казахский Урал) // Вестн. МГУ. Сер.4. Геология. - 1985, № I. - С.53-59.

ЛЕСНОВ Ф.П. О базит-гипербазитовых ассоциациях Монголии // Геология и магматизм Монголии. - М., 1979. - С.156-157.

ЛЕСНОВ Ф.П., ПИНУС Г.В., ВЕЛИНСКИЙ В.В. Взаимоотношение ультраосновных пород и ассоциирующих с ними габброидов в складчатых областях // Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. - Новосибирск, 1978. - С.44-56.

МОРКОВКИНА В.Ф., ГАВРИЛОВА О.И. Пироксениты краевых зон Харамталовско-Войнарского гипербазитового массива и их петрографические особенности (Полярный Урал) // Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов. - М., 1965. - С.7-67.

ПИНУС Г.В., КУЗНЕЦОВ В.А., ВОЛОХОВ И.М. Гипербазиты Тувы. - М.: Изд-во АН СССР, 1955. - 132 с.

РУДНИК Г.Б. Парагенезис ультраосновных пород Кураминского массива на Южном Урале // Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов. - М., 1965. - С.68-99.

Ч.К.Ойдул

АЛЬБИТОСОДЕРЖАЩИЕ АПОГИПЕРБАЗИТОВЫЕ ЛИСТВЕНИТЫ АГАРДАГСКОГО МАССИВА (ТУВА)

В пределах Агардагского массива Южно-Тувинского гипербазитового пояса /Пинус и др., 1955/ среди кварц-карбонатных лиственитов, образованных по ультраосновным породам, встречаются их

альбитсодержащие разности. В публикациях имеются лишь единичные сведения о наличии альбита в апогипербазитовых лиственитах, поэтому здесь мы имеем редкий случай его образования, в таких породах /Пинус и др., 1958/.

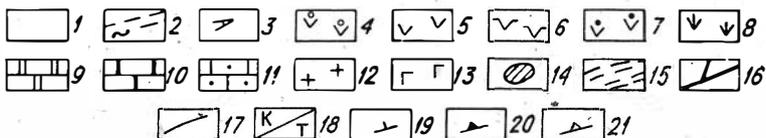
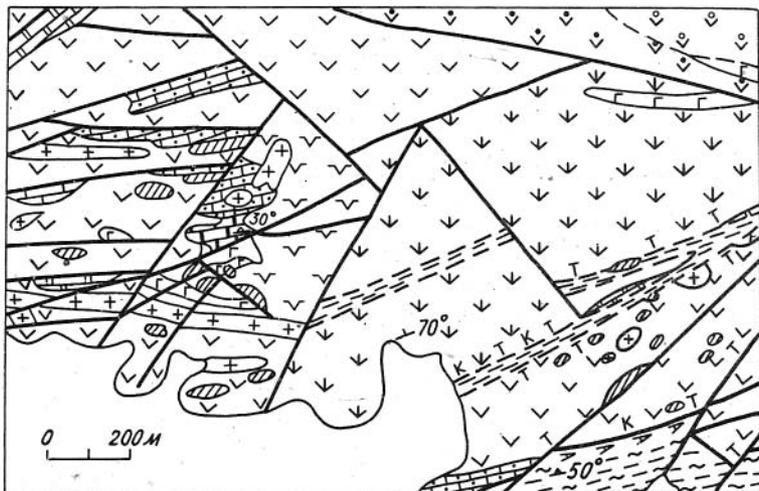
Агардагский гипербазитовый массив представляет собой конкордантное тело, линейно-вытянутое в северо-восточном направлении вдоль зоны одноименного глубинного разлома. Он залегает среди нижнекембрийских отложений и включает серпентиниты, серпентинизированные гарцбургиты, дунит и пироксениты. Из вторичных образований широко представлены листвениты, которые в пределах массива распространены неравномерно, тяготеют к зонам трещиноватости и к тектоническим контактам с вмещающими толщами. По внешнему виду они представляют собой светло- и темно-серые, ржаво-бурые сланцеватые породы и образуют три петрографические разности.

1. Тальк-карбонатные листвениты, состоящие из талька, брейнерита и постепенно переходящие в талькиты. Зерна хромита в них (от долей миллиметра до 0,5 см) имеют вытянутые формы и составляют 1-2 % породы.

2. Железисто-карбонатные разности представлены карбонатно-тальковым агрегатом и разбиты гематит-карбонатными, тальк-карбонатными и кварцевыми прожилками.

3. Кварц-карбонатные листвениты кроме брейнерита и кварца иногда имеют включения ярко-зеленого фуксита, который слагает мелкие чешуйки, листочки, локализующиеся в неправильные по форме скопления, редко в маломощные прожилки. Эти листвениты часто пронизаны кварцевыми и кварц-карбонатными прожилками мощностью до 5-6 мм.

В центральной части массива нами выявлены альбитсодержащие разновидности кварц-карбонатных лиственитов. Вмещающие породы, представленные темно-серыми, почти черными рассланцованными серпентинитами, прорываются небольшими штоками, дайками родингитизированных габбро и линзо-, жилкообразными телами серых, темно-серых, белых плагиогранитов (см. рисунок). Эти разновидности лиственитов представляют собой плотные, серые, светло-серые породы, рассеченные серией различно ориентированных карбонатных, кварц-карбонатных, кварцевых прожилков мощностью от долей миллиметра до 5 см. Основная масса сложена изометричными зернами



Геологическая карта Центрального участка Агардагского гипербазитового массива:

I - рыхлые отложения; 2-3 - нижнекембрийские отложения: 2 - орто-парасланцы, порфириты, 3 - амфиболиты; 4-8 - ультраосновные породы: 4 - антигорит-баститовые серпентиниты, 5 - серпентиниты смешанного состава, 6 - лизардит-хризотилловые серпентиниты, 7 - лизардит-антигоритовые серпентиниты, 8 - лизардит-антигоритовые баститсодержащие серпентиниты; 9- II - листвениты: 9 - кварц-карбонатные, 10 - кварц-карбонатные амазонитсодержащие, II - тальк-карбонатные; 12 - граниты таннуольского (?) комплекса; 13 - габбро; 14 - родингиты; 15 - зоны дробления; 16 - разломы; 17 - геологические контакты; 18 - участки: К - карбонатизации, Т - оталькования; 19-21 - элементы залегания: 19 - сланцеватости, 20 - слоистости, 21 - трещиноватости

карбоната (брейнерита Ng - I,722; Nr - I,524), кварца. Из реликтовых минералов встречается хромит (до I %) и единичные зерна серпентина. Количественное соотношение кварца и карбоната разное, кварц чаще составляет до 25-30 % породы. Структура породы гранобластовая, мозаичная. По взаимному пересечению прожилков при макроскопическом наблюдении и в шлифах удается восстановить последовательность их образования в следующем порядке: карбонатные - кварц-карбонатные - кварцевые (I) (кварц-халцедоновые) - кварцевые (II). В первых двух видах прожилков кварц имеет серый, дымчатый цвет, образует параллельно-шестоватые агрегаты, крупные изометричные зерна, редко с зональной штриховкой. Кварцевые прожилки (II) представлены молочно-белым кварцем, и мощность их колеблется от долей миллиметра до 5 см (жила). Именно в этих прожилках, жилах встречается альбит, составляющий 10-15 % породы. Он вместе с удлиненными кристаллами или индивидами кварца, особенно в мощных (до 5 см) жилах, образует своеобразную структуру, напоминающую пегматитовую. Форма зерен альбита призматическая, ромбоэдрическая, иногда неправильная. Минерал имеет характерную линию двойникования, параллельную его удлинению. Размеры зерен альбита достигают 2 см, цвет его от бледно-голубого до ярко-голубовато-зеленого, в шлифе он бесцветный (N - I,518). На плоскостях спайности обильны чешуйки вторичного минерала из группы цеолитов (отражение с межплоскостным расстоянием 7,55). Необычный ярко-голубовато-зеленый цвет альбита, отвечающий окраске амазонита, заставил подойти к диагностике минерала с осторожностью. Для этого выполнены рентгенометрический (см. таблицу) и рентгеноспектральный анализы.

По данным рентгеноспектрального анализа в составе альбита обнаружены следующие компоненты, в мас. %: SiO_2 - 66,73; TiO_2 - 0,03; Al_2O_3 - 19,63; FeO - 0,02; MgO - 0,02; CaO - 0,02; Na_2O - 9,39; K_2O - 0,05. Как видно из набора отражений (см. таблицу) и микрондового анализа, состав минерала отвечает практически конечному натровому члену ряда плагиоклазов - альбиту, который полностью отвечает эталонному /Borg, Smith, 1968/. Из примесей фиксируются кроме цеолитового минерала кварц, гидрослюда и сидерит.

Вмещающие серпентиниты преимущественно лизардит-хризотил-овые разбиты серией прожилков серпентин-магнетитового состава.

Результаты рентгенометрического анализа альбита

№ п/п	I	d	№ п/п	I	d	№ п/п	I	d
I	2	10,40	II	17	3,50	2I	20	2,559
2	30	7,55	I2	20	3,37	22	3	2,515
3	100	6,41	I3	12	3,35	23	10	2,446
4	3	5,91	I4	100	3,19	24	7	2,406
5	2	5,58	I5	28	2,96	25	7	2,385
6	2	4,26	I6	40	2,93	26	12	2,319
7	45	4,03	I7	20	2,859	27	8	2,280
8	22	3,85	I8	3	2,788	28	7	2,189
9	100	3,78	I9	5	2,747	29	23	2,127
10	40	3,68	20	7	2,637	30	6	2,078

Примечание. Условия съемки: ДРОН - 3, $\text{Cu}_{K\alpha}$ - излучение.
Анализ выполнила Э.П.Солотчина

Переход к листовитам постепенный, через зону карбонатизированных рассланцованных серпентинитов. Карбонаты представлены доломитом, магнезитом и образуют изометричные зерна размером 2-5 мм. В них под микроскопом устанавливается наличие талька и хромита (до 1 %). Среди серпентинитов здесь распространены линзо-жильобразные тела родингитов двух разновидностей: крупнозернистые пятнистые и тонкозернистые плотные. Первые образованы преимущественно по полевошпатовым породам, состоят из цоизита, эпидота (розовый тулит), диоксида, альбита, хлорита, карбоната, амфибола актинолит-тремолитового ряда. Тонкозернистые родингиты проявлены в серпентинитах в виде "пятен" - включений округлой и линзообразной формы размером от 0,2 до 1,5 м. В их составе преобладает гранат (гроссуляр), в подчиненном количестве - диоксид, везувиян, хлорит, лейкоксен. Родингиты второго типа образованы по габбро-диабазам.

Помимо родингитов широко развиты дайки, линзы плагиогранитов, находящиеся в сложном взаимоотношении с дайками основного состава (щелочно-базальтоидными) /Немцович, 1976/. Плагиограниты средне-мелкозернистые порфиroidного сложения. Главными породо-

образующими минералами в них являются плагиоклаз, кварц. Темно-цветы представлены бурой роговой обманкой (2-5 %). В числе вторичных минералов распространены мусковит, серицит, альбит, хлорит, из аксессуарных - характерны ортит, апатит, магнетит.

Образование кварц-альбитовых прожилков в кварц-карбонатных апогартцбургитовых лиственитах Агардагского массива, по-видимому, связано с воздействием на ультраосновные породы молодых щелочно-базальтоидных даек, обильно встречающихся здесь. Последние еще слабо изучены. Вопросы о возрасте и тектоническом положении их в пределах Южно-Тувинского офиолитового пояса остаются дискуссионными.

Литература

НЕМЦОВИЧ В.М. Агардагский комплекс щелочных базальтоидов на юго-востоке Тувы // Докл. АН СССР. - 1976. - Т.227; № 2. - С.442-444.

ПИЛУС Г.В., КУЗНЕЦОВ В.А., ВОЛОХОВ И.М. Гипербазиты Тувы. М.: Изд-во АН СССР, 1955. - 135 с.

ПИЛУС Г.В., КУЗНЕЦОВ В.А., ВОЛОХОВ И.М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. - М.: Изд-во АН СССР, 1958. - 295 с.

BORG J.Y., SMITH D.K. Calculated powder patterns. I Five plagioclase feldspars // Amer. Mineral. - 1968. - Vol.53. - P.1709-1723.

Л.В.Агафонов, С.И.Ступаков, Е.Ф.Доильнищын,
П.Н.Арженкова

АПОГИПЕРБАЗИТОВЫЕ КАРБОНАТСОДЕРЖАЩИЕ ПОРОДЫ МОНГОЛИИ,
КОМПОНЕНТНЫЙ СОСТАВ,
ИЗОТОПЫ УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА КАРБОНАТОВ

Метасоматические низкотемпературные апогипербазитовые породы - листвениты и продукты гипергенеза ультраосновных пород

широко распространены на территории Монголии /Линус и др., 1984; Банников, 1986/. В процессе изучения гипербазитов с разной степенью детальности исследовались и эти образования. Основной объем их изучен в Наранском массиве, где в значительных количествах присутствуют листвениты, а также магнетитовые и магнетит-доломитовые породы. Меньшая часть изученных образцов характеризует породы Цагангольского массива и Баянлэгского гипербазитового пояса. Исследован минеральный состав карбонатсодержащих пород, химический состав карбонатов и изотопный состав углерода и кислорода в них. В данной статье подведены некоторые результаты проведенных исследований.

В тектоническом плане территория Монголии по возрасту складчатости разделяется на два блока: северный, сложенный раннекаледонскими складчатыми комплексами, и южный, выполненный герцинскими складчатыми сооружениями. В обоих блоках среди метаморфических, осадочно-вулканогенных и терригенно-карбонатных отложений локализованы гипербазиты и связанные с ними пространственно и генетически породы основного состава. Гипербазитовые массивы разной величины, имеющие часто форму линзо- и пластинообразных субвертикально поставленных тел, располагаются в виде цепочек (поясов), трассирующих долгоживущие тектонически активные зоны, разделяющие либо разновозрастные, либо разнофациальные образования. Рисунок, образуемый этими поясами в разновозрастных структурных блоках, различный: в каледонидах он мозаичный, а в герцинидах – линейный /Линус и др., 1984/. Следует отметить, что в каледонских комплексах располагаются наиболее крупные массивы гипербазитов, вокруг которых иногда наблюдаются мелкие выходы базитов – сателлиты главных тел. В герцинидах все известные массивы представляют собой мелкие тела, часто сопровождающиеся крутонаклонными зонами меланжа. Гипербазитовые массивы сложены различными породами ультраосновного состава, среди которых преобладают серпентиниты, причем в герцинидах серпентиниты слагают массив практически полностью. В каледонидах же встречаются и свежие разности гипербазитов, с равным содержанием дунитов, и гарцбургитов и лерцолитов. В подчиненном количестве распространены верлиты и различные апогипербазитовые метасоматиты. В герцинских гипербазитах относительно шире, чем в каледонских, проявлены низкотемпературные метасоматические породы – листвениты различного

минерального состава, а отдельные мелкие ультраосновные тела сложены ими полностью /Агафонов, Ступаков, 1986/.

Рассмотрим некоторые закономерности распространения низкотемпературных метасоматических и гипергенных пород, генетически связанных с альпийскими гипербазитами, и особенности их минерального состава, согласно которому карбонатсодержащие гипербазиты подразделены на три группы: листвениты, карбонатизированные ультраосновные породы и продукты кор выветривания.

Петрографическое изучение апогипербазитовых лиственитов показывает, что эти породы сложены разнообразными главными и второстепенными минералами /Борисенко, 1974; Пинус и др., 1984/. Среди лиственитов можно выделить следующие минеральные типы пород: кварц+карбонат; кварц+карбонат+хлорит; кварц+хлорит+карбонат+слода; кварц+карбонат+гранат+хлорит; тальк+карбонат+серпентин; тальк+карбонат+кварц (жильный). Практически во всех перечисленных типах в разной сохранности встречается хромшпинелид. Последний является главным индикаторным минералом при определении первичной природы пород, поскольку листвениты, возникшие по осадочным, вулканогенным и метаморфическим породам характеризуются таким же минеральным составом, как и апогипербазитовые разновидности. Как продукты вторичных изменений в лиственитах присутствуют окислы и гидроокислы железа, марганца и глинистые минералы, а также различные сульфиды. Набор минералов в апогипербазитовых лиственитах в каледонских и герцинских складчатых комплексах одинаков и не несет каких-либо специфических черт, различающих разновозрастные гипербазиты.

Известно, что наиболее распространенные карбонаты - доломит, кальцит и магнезит - очень хорошо диагностируются с помощью термического анализа /Иванова и др., 1974/ как по форме кривых эндотермических эффектов, так и по температурам диссоциации этих карбонатов: кальцит - 800-1000, доломит - 720-870, магнезит - 560-680 °C. Изучение карбонатов из лиственитов с помощью термического анализа показало, что в большинстве образцов карбонат представлен доломитом, реже магнезитом с примесью кальцита и в одном случае (жилка в листвените) - кальцитом с примесью доломита. Следует подчеркнуть отсутствие в лиственитах в одном парагенезисе доломита и магнезита. Доломит лиственитов содержит в переменных количествах сидеритовый и кальцитовый компоненты

Таблица I

Химический состав карбонатов, вес. %

№ п/п	Номер образца	MnO	MgO	CaO	FeO	CO ₂	Сумма	Массив	Минеральный состав породы	Исследованный каронат
1	25а	0,07	19,63	30,15	3,62	47,36	100,83	Наранский	кв+карб+гр+хл+шп	Доломит
2	7а	0,03	47,07	0,17	0,08	51,60	98,95	"	магнезит+доломит	Магнезит
3	27а	0,09	43,85	0,25	4,29	50,77	99,25	"	кв+карб+хл+шп	Брейнерит
4	1969а	1,52	42,93	0,94	3,12	50,49	99,01	Баянлэг	серп+карб+мт	Магнезит
5	2809а	0,26	46,23	0,19	1,87	51,95	100,52	"	серп+карб+мт	Магнезит
6	42а	0,05	21,39	30,33	1,02	47,81	100,60	Цаган-Гол	та+карб+мт+серп	Доломит
7	3а	0,05	47,44	0,26	0,08	52,10	99,93	Наранский	мономинеральный карб+кв	Магнезит
8	31а	Не обн.	0,01	56,25	0,03	44,17	100,45	"		Кальцит
9	5а	Не обн.	21,31	31,07	0,15	47,75	100,28	"	кв+хл+серп+карб	Доломит
10	28а	0,01	21,82	30,34	0,68	48,06	100,90	"	мономинеральный	Доломит
11	14а	0,06	21,10	30,91	0,18	47,44	99,69	"	кв+карб	Доломит
12	1961б	0,64	20,14	30,04	1,78	47,05	99,65	Баянлэг	серп+гр+карб	Доломит
13	39а	0,31	16,97	30,27	5,69	45,96	99,20	Цаган-Гол	кв+карб+хл+фу	Доломит
14	1965а	0,32	20,65	30,33	1,77	47,64	100,72	Баянлэг	та+серп+карб	Доломит
15	2а	0,01	21,99	30,28	0,09	47,84	100,20	Наранский	серп+карб+го	Доломит
16	739а	0,03	20,95	30,29	1,53	47,61	100,41	"	кв+карб+хл+фу+шп	Доломит
17	6а	0,02	21,31	30,72	0,06	47,43	99,54	"	серп+карб+го	Доломит
18	10а	0,03	46,72	1,22	0,07	52,04	100,08	"	мономинеральный	Магнезит
19	26а	0,04	21,30	30,22	1,39	47,86	100,81	"	кв+карб+хл+шп	Доломит
20	А-74М	-	-	-	-	-	-	Цаган-Гол	кв+хл+карб+фу	Доломит
21	4а	-	-	-	-	-	-	Наранский	мономинеральный	Доломит

Примечание: 8 - жилка в листвените, 9 - переотложенная порода, 10 - жилка в листвените, 11 - жилка в магнезитовой породе. Условные обозначения: кв - кварц, карб - карбонат, хл - хлорит, мг - магнезит, та - тальк, серп - серпентин, фш - фуксит, гр - гремолит, гр - гранат, шш - хромшишнелид, дол - доломит, мг - магнезит, ка - кальцит, го - гидроксиды Fe

(табл.1,2). На уровне примесей в карбонатах этих пород отмечается марганец. Магнезит по содержанию сидеритового компонента иногда соответствует брейнериту /Дир и др., 1966/. Жильный кальцит практически стерилен в отношении изоморфных примесей.

Пространственное положение лиственитов в ультраосновных массивах довольно однотипно. Это, как правило, экзоконтактные участки серпентинитов около прорывающих их гранитных и плагิโอгранитных интрузий, штоков и даек, а также приконтактные и приразломные зоны внутри массивов. В связи с гранитоидными интрузиями формируются листвениты, содержащие в парагенезисе тальк, амфибол, карбонат, серпентин. В гипербазитовых массивах, локализованных в герцинских складчатых сооружениях, где гранитоидный магматизм развит ограниченно, листвениты приурочены преимущественно к контактовым частям массивов и тектоническим нарушениям. Иногда они образуют плащеобразные залежи, захватывая лиственитизацией не только гипербазиты, но и вмещающие их осадочно-вулканогенные образования и прорывающие гипербазиты дайки диабазов.

Кора выветривания на ультраосновных породах встречается реже, чем листвениты, наиболее полно сохраняясь в Улахидском гипербазитовом массиве /Пинус и др., 1984; Банников, 1986/. Широко представлены магнезитовые и магнезит-доломитовые породы в северном контакте Наранского массива, в верховьях реки Бидэрин-Гол. Ранее эти образования рассматривались как коры выветривания на гипербазитах /Пинус и др., 1984/. При этом оставалось неясным, почему в корях выветривания третичного-четвертичного возраста сохраняются свежими дайки базальтоидов, исходя из геологических данных, предположительно раннемезозойского возраста. Допускалось, что они внедрились в уже сформированные коры выветривания в кайнозойское время. Однако их абсолютный возраст по данным калий-аргонового метода свиде-

Таблица 2

Компонентный (мол.%) и изотопный составы углерода
и кислорода (‰) карбонатов

№ п/п	Номер образца	Сидерит	Родохрозит	Магнезит	Кальцит	Доломит	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$
Листвениты								
1	25а	4,7	0,1	-	4,7	90,5	-0,40	+7,1
2	27а	5,2	0,1	94,6	0,1	-	-0,10	+9,7
3	31а	-	-	-	100,0	-	-2,30	+20,5
4	28а	0,7	-	-	-	99,3	-0,75	+13,4
5	39а	7,7	0,4	-	11,5	80,5	-4,75	+15,8
6	739а	1,9	-	-	2,0	96,1	-1,00	+15,8
7	26а	1,8	-	-	1,0	97,2	-3,35	+10,6
8	A-74M	-	-	-	-	Доломит	-1,95	+17,3
Карбонатизированные ультраосновные породы								
1	I969а	3,8	1,8	93,0	1,4	-	-3,00	+17,5
2	2809а	2,3	0,3	96,1	1,3	-	-3,60	+16,1
3	42а	1,3	0,1	-	0,8	97,8	-3,40	+14,0
4	I961б	2,3	0,8	-	3,5	93,4	-4,40	+11,7
5	I965а	2,3	0,4	-	2,6	94,7	-2,70	+13,7
Магнезитовые и магнезит-доломитовые породы								
1	7а	0,1	-	99,6	0,3	-	-4,40	+23,3
2	3а	0,1	0,1	99,4	0,4	-	-3,70	+16,4
3	5а	0,2	-	-	2,5	97,3	Не опр.	+23,2
4	I4а	0,3	0,1	-	2,5	97,1	-6,90	+23,2
5	2а	0,1	-	0,5	-	99,4	-6,45	+27,0
6	10а	0,1	-	98,1	1,8	-	-6,30	+26,7
7	4а	-	-	-	-	Доломит	-6,95	+23,3
8	6а	0,1	-	-	1,8	98,1	-4,80	+21,3

тельствует о внедрении в триасовое время /Пинус и др., 1982/. Эти обстоятельства позволили предположить, что магнезитовые и магнезит-доломитовые породы так же, как и листвениты являются гидротермально-метасоматическими породами и по времени образования близки к ним. Последнее хорошо согласуется с результатами

изотопных исследований карбонатов, приведенных ниже. Корни предполагаемых кор выветривания, представленных главным образом зонами дезинтеграции с одиночными выклинивающимися жилками магнетитов и доломитов, встречаются во многих массивах, расположенных как в каледонских, так и в герцинских складчатых областях Монголии. При этом кора выветривания на гипербазитах, локализованных среди молодых складчатых сооружений, распространена значительно шире, хотя объемы ее невелики из-за ограниченных размеров гипербазитовых тел. Наличие в красноцветных терригенных отложениях верхнего мела (хребет Нэмэгэту) продуктов гипергенеза ультраосновных пород указывает, что в это время широко формировались коры выветривания на гипербазитах Южной Монголии. Что же касается продуктов гипергенеза на гипербазитах, локализованных в каледонитах, то время их образования установить пока невозможно.

Минеральный состав продуктов кор выветривания представлен широким спектром низкотемпературных минералов. Среди них встречаются карбонат, окислы и гидроокислы железа (охра), в разной степени измененный хромшпинелид, кварц, халцедон, серпентин, опал, глинистые минералы. Карбонат, входящий в состав кор выветривания, представлен либо магнетитом, либо доломитом. Кальцит обычно не встречается, а если фиксируется термическим анализом, то в очень ограниченных количествах. В отличие от лиственитов в корках выветривания одновременно могут присутствовать магнетит и доломит. В составе карбонатов кроме главного компонента практически всегда отмечается сидеритовый и кальцитовый, причем, количество последнего почти на порядок выше, чем сидерита (см. табл. 2).

К карбонатизированным ультраосновным породам отнесены разности, состоящие преимущественно из серпентинита или талька и подчиненных им тремолита, карбоната и магнетита, как правило, массивные, с порфировыми выделениями карбоната. Карбонатизированные гипербазиты пространственно могут располагаться в любых частях массива, но чаще приурочены к зонам разрывных нарушений, к контактам с вмещающими породами и прорывающими интрузиями гранитоидов. В связи с последними более развиты породы, сложенные антигоритом, тальком, карбонатом и магнетитом среди гипербазитов в каледонских складчатых областях. Наиболее широко они распространены в массивах Баянлэгского гипербазитового пояса и в Армакгольском массиве. Карбонат в них представлен доломитом и магне-

зитом, но в породах присутствует только один из указанных минералов. Магнезит встречается, как правило, в парагенезисе с серпентином, а доломит - с тальком и тремолитом. В карбонатах этих пород устойчиво проявляется изоморфизм железа, марганца и кальция. По сравнению с другими породами содержание родохрозитового компонента в карбонатах из карбонатизированных ультраосновных пород наиболее высокое (см. табл.2).

Определение содержания изотопов углерода и кислорода проводилось на масс-спектрометре MI-1201 для каждой пробы без смены газа образца и стандарта с использованием трехколлекторного приемника ионов. Измерялось отношение ионных токов 45/44 и 46/45-44 m/e для кислорода и углерода соответственно. Приготовление проб осуществлялось одновременно со стандартом KN-2 по модифицированной методике с использованием безводного $AlCl_3$.

Результаты определения содержания изотопов углерода и кислорода в карбонатах апогипербазитовых карбонатсодержащих пород приведены в табл.2. Как видно, значение $\delta^{13}C$ ‰ в карбонатах из лиственитов колеблется от -0,10 до -4,75 при среднем значении -1,83; из карбонатизированных ультраосновных пород от -2,70 до -4,40 при среднем значении -3,42; из магнезитовых и магнезит-доломитовых пород Наранского массива от -3,70 до -6,95 при среднем значении -5,64 (рис.1). Наиболее обогащена легким углеродом последняя группа пород. Это можно объяснить разбавлением углерода легким изотопом, например, за счет углерода органического происхождения. Если рассматривать отдельно минералы, то среднее $\delta^{13}C$ для магнезита в лиственитах равно -0,10, в карбонатизированных ультраосновных породах -3,30 и в коре выветривания -4,80 ‰. В доломитах -2,03, -3,50, -6,29 ‰ соответственно (рис.2). Из приведенных данных видно, что изотопный состав углерода в магнезитах и доломитах четко разделяется в зависимости от типа пород. Необходимо отметить, что содержание тяжелого углерода, уменьшается как по отдельным минералам, так и по сумме карбонатов от лиственитов к карбонатизированным ультраосновным породам и далее к коре выветривания. Карбонатизированные ультраосновные породы по соотношению изотопов углерода занимают промежуточное значение. Изучение лиственитов из массива Цаган-Гол /Борисенко, 1974/, в карбонатах которого нами определены изотопы углерода, показывает, что состав гидротермальных растворов, вы-

зываются лиственитизацией, изменяется в зависимости от парагенезиса пород. Так, в слюдяных фиксируются главным образом углекислые растворы с содержанием CO_2 до 30 мас.%. В хлоритовых лиственитах — $\text{CO}_2 + \text{Na}_2\text{HCO}_3$, в тальк-карбонатных — $\text{NaHCO}_3 + \text{Na}_2\text{CO}_3$ и в тальк-карбонат-серпентиновых — Na_2CO_3 .

Определение температур формирования указанных пород дало следующие интервалы: слюдяные — 180–355 °C, хлоритовые — 155–245 °C, тальк-карбонатные — 160–230 °C, тальк-карбонат-серпентиновые — 115–160 °C. Намечаются более высокие температуры кристаллизации кварц-карбонатных пород, а более низкие — тальк-карбонатных и тальк-карбонат-серпентиновых образований. Содержание углерода-13 в карбонатах пород Цагангольского массива характеризуется следующими данными: для слюдяно-хлоритовых $\delta^{13}\text{C}$ равно -4,75 ‰, то же для тальк-карбонат-серпентиновых -3,40. Какие-либо выводы сделать трудно, так как было всего два определения. Отметим, что во всех изученных образцах Цагангольских лиственитов карбонат, согласно данным термического анализа, представлен доломитом.

Изотопный состав кислорода в карбонатах определялся в тех же образцах, в которых изучен изотопный состав углерода (см. табл.2). Содержание $\delta^{18}\text{O}$ ‰ в карбонатах из лиственитов колеблется от +7,1 до 20,5, в среднем +13,8; из карбонатизированных пород — от +11,7 до +17,5, среднее +14,6. Из магнетитовых и магнетит-доломитовых пород Наранского массива — от +16,4 до +27,0, среднее +23,1.

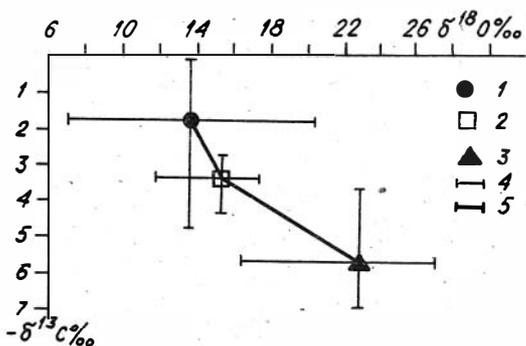


Рис.1. Среднее соотношение изотопов углерода и кислорода в карбонатах из карбонатсодержащих гиперобазитов:

1 — листвениты; 2 — карбонатизированные ультраосновные породы; 3 — магнетитовые и магнетит-доломитовые породы Наранского массива; 4 — крайние значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ для карбонатов каждой группы пород; 5 — тренд.

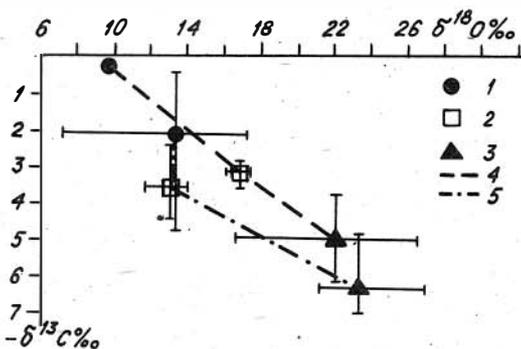


Рис.2. Среднее соотношение изотопов углерода и кислорода в магнезитах и доломитах из карбонатсодержащих гипербазитов:

1 - листвениты; 2 - карбонатизированные ультраосновные породы; 3 - магнезитовые и магнезит-доломитовые породы; 4,5 - тренд изменения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в магнезитах (4) и доломитах (5)

рис.2). По отдельным минералам $\delta^{18}\text{O}$ среднее (‰) имеет значения: магнезиты - в лиственитах +9,7, в карбонатизированных ультраосновных породах +16,8, в коре выветривания +22,1; доломиты +13,4, +13,1, +23,6 соответственно. По кальцитам из лиственитов одно значение +20,5.

Намечается тенденция по "утяжелению" кислорода в лиственитах от магнезита к доломиту и кальциту и от лиственитов к коре выветривания.

Рассматривая изотопный состав углерода и кислорода карбонатов алогипербазитовых пород (см. рис.1), можно отметить, что карбонаты из карбонатизированных ультраосновных пород по соотношению $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ занимают промежуточное положение между карбонатами лиственитов и магнезитовых, и магнезит-доломитовых пород. При этом согласно средним данным по изотопному составу они ближе к карбонату лиственитов. В приведенном ряду пород: листвениты - карбонатизированные ультраосновные породы - магнезитовые и

Как видно из приведенных данных, наблюдается перекрытие значений $\delta^{18}\text{O}$ для трех выделенных групп пород, но по среднему содержанию кислорода - 18, как и по углероду - 13, идет разделение на три группы. При этом "утяжеление" по $\delta^{18}\text{O}$ доломитов и магнезитов характеризуется различными трендами от лиственитов к карбонатизированным гипербазитам. Далее к корам выветривания тренд становится идентичным для обоих минералов (см.

магнезит-доломитовые породы – углерод карбонатов становится более легким, а кислород более тяжелым. Последнее связывается нами с эволюцией изотопного состава углерода и кислорода гидротермальных карбонатообразующих растворов при снижении температуры формирования от лиственитов к магнезитовым и магнезит-доломитовым породам. При изучении фракционирования кислорода карбонатов в процессе высокотемпературного скарнообразования /Салье и др., 1983/ установлено, что максимальные значения $\delta^{18}\text{O}$ характерны для доломитов из непосредственного контакта с наиболее высокими температурами. В нашем же случае наблюдается противоположная закономерность: в доломитах и магнезитах низкотемпературных пород значение $\delta^{18}\text{O}$ выше, чем в породах, формирующихся при более высоких температурах. Кроме того, не наблюдается обогащения доломита и магнезита тяжелым изотопом кислорода в зависимости от увеличения в породе силикатов. Напротив, наиболее тяжелым оказывается изотопный состав кислорода карбонатов из почти мономинеральных магнезитовых пород, где в изученных образцах силикаты присутствуют в весьма ограниченном количестве. Поскольку в образовании как лиственитов, так и других карбонатсодержащих пород главную роль играли флюиды, содержащие в своем составе углекислоту, поэтому важно было знать $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в породообразующих растворах. К сожалению, такие данные в настоящее время отсутствуют. Вместе с тем известные изотопные значения $\delta^{18}\text{O}$ метеорных, океанических, гидротермальных, метаморфических и магматических вод /Салье и др., 1983/ позволяют ориентировочно оценить вероятность того или иного источника растворов. Ввиду изотопного фракционирования соотношение $\delta^{18}\text{O}$ во флюиде и образовавшем карбонате будет отличаться. Величину различий " $\delta^{18}\text{O}$ – сдвига" можно оценить из работы Борщевского и др. /1984/, так как объекты, изученные в ней, по температурным условиям образования весьма близки к нашим. Из работы следует, что кислород карбоната всегда более обогащен $\delta^{18}\text{O}$, чем рудообразующий раствор. Эта разница составляет для рудных месторождений 14–24 ‰, для золоторудных и золотосурьмяных 13–24 ‰, для кобальтовых и кобальтсодержащих 13–22 ‰. Среднее значение ее колеблется от 13 до 24 ‰. С учетом этого $\delta^{18}\text{O}$ растворов при лиственитообразовании составит минимально от -6,0 до +7,5 ‰, максимально от -17,0 до -3,5 ‰. В магнезит-доломитовых породах соответственно: +3,4 – +14,0 и

-7,6 - +3,0 ‰. Исходя из этих цифр, реальнее всего допускать в качестве источника растворов гидротермальные кислые воды, вероятно, с небольшой примесью захороненных метаморфических вод /Салье и др., 1983/. Сказанное хорошо согласуется с данными по фракционированию стабильных изотопов кислорода в зависимости от температуры /Friedman, O'Neil, 1977/. В процессе эволюции растворов при снижении их температуры в близповерхностных условиях, возможно, происходило частичное разбавление пресными метеорными водами. Наличие единого тренда изменения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в изученных карбонатах позволяет предполагать образование лиственитов, а также магнезитовых и магнезит-доломитовых пород Наранского массива в результате единого процесса под воздействием фильтрующихся одних и тех же гидротермальных растворов. При высоких температурах 350–115 °C /Борисенко, 1974/ кристаллизовались листвениты, минеральный состав которых изменялся с понижением температуры кристаллизации. В конечную стадию эволюции гидротермальных растворов в температурных условиях земной поверхности могли формироваться продукты, напоминающие коры выветривания, представленные, как это имеет место в Наранском массиве, преимущественно магнезитовыми и в меньшей мере магнезит-доломитовыми породами. В этих магнезитовых породах практически полностью отсутствуют минералы кремнезема, характерные для кор выветривания на ультраосновных породах /Гинзбург, Руковишникова, 1951/. В связи со сказанным становится понятным наличие слабоизмененных даек диабазов и спессартитов, абсолютный возраст которых составляет 227±12 млн лет /Пинус и др., 1982/, среди магнезитов, ранее относимых /Пинус и др., 1984/ к коре выветривания, в Наранском массиве.

В заключение подчеркнем некоторые полученные выводы.

1. На изученных образцах карбонатсодержащих алогитермазитовых пород, главным образом из Наранского массива, установлено, что углерод карбонатов от лиственитов к магнезитовым и магнезит-доломитовым породам становится более легким, а кислород обогащается более тяжелым изотопом $\delta^{18}\text{O}$.

2. Единый тренд изменения изотопного состава кислорода и углерода от лиственитов к магнезитовым и магнезит-доломитовым породам может свидетельствовать о формировании этих пород под воздействием одних и тех же кислых гидротермальных растворов.

Разнообразие сформированных ими пород обусловлено эволюцией химического и изотопного состава карбонатобразующих растворов по мере снижения их температуры.

Литература

АГАФОНОВ Л.В., СТУПАКОВ С.И. Структурно-вещественные особенности гипербазитов разновозрастных складчатых комплексов Монголии // Офиолиты восточной окраины Азии: Тез. докл. - Хабаровск, 1986. - С.73-75.

БАННИКОВ О.Л. Кора выветривания ультраосновных пород Улайдского гипербазитового массива (МНР) // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. - Новосибирск, 1986. - С.76-91.

БОРИСЕНКО А.С. Минеральные типы лиственитов Алтае-Саянской складчатой области, физико-химические условия их образования и рудоносности: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. - Новосибирск, 1974. - 31 с.

БОРИЩЕВСКИЙ Ю.А., ОБОЛЕНСКИЙ А.А., БОРИСОВА С.Л. и др. Изотопный состав кислорода и углерода жильных минералов низкотемпературных гидротермальных месторождений Центральной Азии // Генетическая минералогия и геохимия рудных месторождений Сибири. - Новосибирск, 1984. - С.100-113.

ГИНЗБУРГ И.И., РУКОВИШНИКОВА Н.А. Минералы древней коры выветривания Урала. - М.: Изд-во АН СССР, 1951. - 715 с.

ДИР У.А., ХАГИ Р.А., ЗУСМАН Дж. Породообразующие минералы. Т.5. - М.: Мир, 1966. - 408 с.

ИВАНОВА В.П., КАСАТОВ Б.К., КРАСАВИНА Т.Н., РОЗИНОВА Е.Л. Термический анализ минералов и горных пород. - Л.: Недра, 1974. - 399 с.

ПИЛУС Г.В., АГАФОНОВ Л.В., ЛЕСНОВ Ф.П. Альпийские гипербазиты Монголии. - М.: Наука, 1984. - 200 с.

ПИЛУС Г.В., ФИРСОВ Л.В., ЛЕСНОВ Ф.П., АГАФОНОВ Л.В. Новые данные по абсолютному возрасту пород офиолитовых ассоциаций Монголии // Минералогия и петрохимия интрузивных комплексов Сибири. - Новосибирск, 1982. - С.16-22.

САЛБЕ М.Е., ВИНОГРАДОВ Д.П., ГАВРИЛОВА Л.М. Фракционирование изотопов кислорода в минералах полиметаморфических комплексов докембрия. - Л.: Наука, 1983. - 158 с.

Ф.П.Леснов, В.А.Пономарчук, А.О.Пяллинг

О РАСПРЕДЕЛЕНИИ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ
В МИНЕРАЛАХ НАРАНСКОГО (Монголия) и БЕРЕЗОВСКОГО (о.Сахалин)
ПОЛИГЕННЫХ БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВЫХ ПЛУТОНОВ

Анализ закономерностей распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) в последнее время стал одним из эффективных инструментов познания генезиса магматических образований, в том числе ультраосновных и габброидных пород, входящих в состав офиолитовых ассоциаций /Балашов, 1976, 1985; Агафонов, Еркушов, 1985; Еркушов, 1985/. Однако данных о распределении РЗЭ в породообразующих минералах из этих образований пока еще очень мало.

Учитывая это, авторы поставили перед собой задачу проанализировать распределение РЗЭ в серии образцов плаггиоклазов, клинопироксенов, ортопироксенов и оливинов из некоторых типов пород двух полигенных базит-гипербазитовых плутонов, входящих в состав разновозрастных офиолитовых ассоциаций. Первый из них - Наранский плутон, расположен в каледонских структурах. Западной Монголии /Леснов, 1982/. Он представляет собой линзовидное тело протяженностью около 38 и шириной 0,5-10 км, в состав которого входят крупная протрузия альпинотипных гипербазитов (гарцбургиты, лерцолиты, дуниты, их серпентинизированные разности и серпентиниты) и прорывающий гипербазиты габроноритовый интрузив. Под влиянием последней породы протрузии превращены в пироксениты (преимущественно вебстериты), которые слагают контактовую переходную зону.

Березовский плутон, расположенный среди мезозойских терригенно-вулканогенных образований Восточно-Сахалинских гор, имеет существенно меньшие размеры. Он также состоит из гипербазитовой

протрузии и прорывающих ее габброидов и по многим признакам близок к Наранскому плутону /Слодкович, Леснов, 1976/. В целом структура, вещественный состав и история формирования обоих магматических тел согласуются с моделью строения и последовательностью становления полигенных базит-гипербазитовых плутонов складчатых областей /Леснов, 1984/. Главными минералами пород этих плутонов являются оливин, ортопироксен, клинопироксен, плагиоклаз, реже амфибол. Аксессуары представлены хромшпиннеллю, титаномagnetитом, апатитом и др. Химизм и физические свойства минералов находятся в тесной зависимости от минеральных парагенезисов слагаемых ими пород, т.е. минералы обладают определенными типоморфными признаками. Наряду с выявленными различиями средних составов минералов, принадлежащих к разным парагенетическим типам, отмечено, что минералы из ортомагматических гипербазитов и габброидов, слагающих полигенные плутоны, отличаются сравнительно узкими интервалами вариации химического состава, в то время как в парамагматических разностях пород минералы характеризуются повышенной дисперсией содержания компонентов.

Помимо главных компонентов в состав минералов входят в разных количествах примесные элементы, распределение которых непосредственно связано с условиями минералообразования. В частности отмечено, что оливины из ортомагматических гипербазитов содержат гораздо больше никеля, чем оливины из парамагматических гипербазитов, а марганец, наоборот, обычно накапливается в последних. Важным типоморфным признаком оливинов является присутствие в них примеси трехвалентного железа, определяемого методом ЭПР /Велинский, Банников, 1986/. Для плагиоклазов установлена связь между количеством входящей в их состав структурной примесью железа и глубиной, а также длительностью формирования интрузивов /Леснов, Королюк, 1977/. С помощью методов ЭПР и люминесценции, позволяющих обнаружить дефекты структуры минерала, обусловленные примесью трехвалентного железа, марганца, церия, европия и др., выделяется ряд типоморфных признаков плагиоклазов /Чербакова и др., 1979; Леснов и др., 1973, 1978, 1980; Горобец, 1981/.

Ниже обсуждаются результаты анализов РЗЭ в некоторых минералах гипербазитов и габброидов, впервые выполненных по образцам из Наранского и Березовского плутонов. Материал для анализов получен путем выделения мономинеральных фракций с помощью обработ-

Таблица I

Содержания РЗЭ в плагиоклазах из габброидов
полигенных базит-гипербазитовых плутонов, г/т

Компо- ненты	1 (I28)	2 (I30)	3 (I31)	4 (I31a)	5 (I41)	6 (I44)
La	0,18	0,06	0,044	0,075	0,02	0,03
Ce	0,35	0,14	He обн.	0,12	0,14	He обн.
Nd	0,14	0,11	0,072	He обн.	0,07	0,04
Sm	0,025	0,020	0,012	0,018	0,027	0,017
Eu	0,075	0,050	0,058	0,056	0,031	0,050
Tb	0,0024	0,0033	0,0050	0,0021	0,0044	He обн.
Tm	0,0010	0,0016	0,0015	0,0018	He обн.	0,0010
Yb	0,0063	0,0090	0,0100	0,0085	0,0016	0,0100
ΣРЗЭ	0,780	0,394	0,203	0,281	0,294	0,148
ΣCe	0,695	0,330	0,128	0,213	0,257	0,087
ΣYb	0,085	0,064	0,075	0,068	0,037	0,061
ΣCe/ΣYb	7,38	5,16	1,72	3,14	6,82	1,42
La/Yb	19,37	4,45	2,69	6,02	8,20	2,02
Ce/Yb	14,45	3,98	-	3,69	21,90	-
Eu/Sm	7,98	6,63	12,82	8,25	3,05	7,84
Sm/Yb	4,26	2,36	1,28	2,29	17,50	1,80
Sm/Nd	0,55	0,56	0,53	-	1,18	1,31
Si	8299	8284	8344	8085	8050	8184
Al	7531	7710	7545	7836	7712	7663
Fe	113	78	93	125	59	79
Ca	3731	3248	3032	3600	3868	3435
Na	430	405	602	295	489	544
K	68	135	370	45	47	136
АН, %	88,2	85,7	75,7	91,4	87,8	83,5
Ba	262	94	2945	15,7	146	154
Sr	1787	728	3076	573	3586	1000
Rb	7,44	18,60	43,60	2,40	2,35	7,50
Cs	0,054	0,250	0,310	0,060	0,042	0,400
Ba/Sr	0,15	0,13	0,96	0,03	0,04	0,15

Продолжение табл. I

Компо- ненты	7 (I46)	8 (I47)	9 (I5I)	IO (I32)	II (I38a)	I2 (I32a)
La	He обн.	0,026	0,024	0,036	0,04I	He обн.
Ce	0,050	0,057	0,08I	0,020	He обн.	0,100
Nd	0,030	0,052	0,065	0,05I	0,060	0,080
Sm	0,0IO	0,0I32	0,0I5	0,0IO	0,0I5	0,030
Eu	0,047	0,050	0,056	0,0I7	0,0I6	0,0I8
Tb	0,004I	0,0068	0,0054	He обн.	He обн.	He обн.
Tm	0,00I8	0,0030	0,0040	He обн.	He обн.	He обн.
Yb	0,0I3	0,0I5	0,020	He обн.	He обн.	He обн.
$\Sigma P39$	0,156	0,223	0,270	0,134	0,132	0,228
ΣCe	0,090	0,148	0,185	0,117	0,116	0,210
ΣYb	0,066	0,075	0,085	0,0I7	0,0I6	0,0I8
$\Sigma Ce/\Sigma Yb$	I,38	I,98	2,17	6,9I	7,25	II,67
La/Yb	-	I,16	0,8I	-	-	-
Ce/Yb	I,00	0,98	I,05	-	-	-
Eu/Sm	I2,46	IO,02	9,95	4,46	2,85	I,59
Sm/Yb	0,82	0,95	0,80	-	-	-
Sm/Nd	I,03	0,78	0,7I	0,60	0,76	I,15
Si	8298	8184	8194	7925	8045	805I
Al	76IO	7663	7704	79I4	7762	7859
Fe	II5	I25	80	IO3	68	I25
Ca	3370	36I3	I6I3	3945	3892	3590
Na	596	296	296	I84	I8I	294
K	46	I8I	I37	46	9I	9I
AH, %	84,0	83,9	89,3	94,5	93,5	90,3
Ba	I6,3	I6,0	2I8,0	4,67	IO0,0	I33,0
Sr	390	325	I906	383	I703	8IO
Rb	2,46	2,12	II,00	He обн.	2,10	6,05
Cs	0,036	0,037	0,2IO	0,026	0,0I6	0,130
Ba/Sr	0,04	0,06	0,11	0,06	0,16	0,0I

Компо- ненты	I3 (148)	I4 (269)	I5 (278)	\bar{X}
La	0,018	0,130	0,100	0,050
Ce	0,061	0,510	0,290	0,130
Nd	0,05	0,20	0,10	0,07
Sm	0,020	0,031	0,022	0,019
Eu	0,040	0,096	0,088	0,050
Tb	0,0050	0,0070	0,0051	-
Tm	0,0021	0,0030	0,0020	-
Yb	0,0180	0,0120	0,0092	-
$\Sigma P39$	0,214	0,989	0,616	0,33
ΣCe	0,149	0,871	0,512	0,27
ΣYb	0,065	0,118	0,104	0,06
$\Sigma Ce/\Sigma Yb$	2,29	7,38	4,91	4,50
La/Yb	0,90	7,27	7,30	-
Ce/Yb	0,88	10,95	8,13	-
Eu/Sm	5,30	8,23	10,61	-
Sm/Yb	1,19	2,75	2,55	-
Sm/Nd	1,23	0,48	0,68	-
Si	8186	8169	8144	8163
Al	7581	7314	7545	7663
Fe	103	281	180	115
Ca	3768	3612	3829	3610
Na	228	169	271	352
K	183	23	11	107
Ан, %	90,2	95,0	93,1	88,4
Ba	381	115	67	-
Sr	984	184	182	-
Rb	11,35	не обн.	1,25	-
Cs	0,045	0,036	0,066	-
Ba/Sr	0,38	0,63	0,37	-

Примечание. Анализы P39 и других примесных компонентов выполнены В.А.Пономарчуком инструментальным нейтронно-активационным методом. Содержания главных компонентов определены химичес-

ким методом и выражены в форм.ед. х 1000. Березовский плутон: I-I3. Наранский плутон: I4, I5 (в скобках - авторские номера образцов). Габбро-нориты (I-9, I4, I5), оливинное габбро (I0), оливинные габбронориты (II, I2), габбропегматит (I3). $\Sigma Ce = La + Ce + Nd + Sm$. $\Sigma Yb = Eu + Tb + Tm + Yb$. Отношения $La/Yb, Ce/Yb, Eu/Sm, Sm/Yb, Sm/Nd$ рассчитаны по содержаниям этих элементов, нормализованным по хондриту C1 /Evensen et al., 1978/.

Таблица 2

Содержание РЗЭ в плагиоклазах из габброноритов Наранского базит-гипербазитового плутона, г/т

Компоненты	1 (269p)	2 (271)	3 (275)	Компоненты	1 (269p)	2 (271)	3 (275)
La	0,130	0,046	0,770	ΣCe	0,620	0,446	1,612
Ce	0,21	0,18	0,61	ΣYb	0,837	0,460	0,697
Nd	0,18	0,15	0,18	$\Sigma Cl/\Sigma Yb$	0,74	0,97	2,31
Sm	0,100	0,070	0,052	La/Yb	0,44	0,17	5,79
Eu	0,44	0,12	0,51	Ce/Yb	0,27	0,26	1,75
Gd	0,18	0,07	0,08	Eu/Sm	11,69	4,55	26,01
Tb	0,070	0,050	0,007	Sm/Yb	0,54	0,42	0,62
Tm	0,01	0,04	0,01	Sm/Nd	1,71	1,44	0,89
Yb	0,20	0,18	0,09	Ан, %	95,0	94,2	95,3
Lu	0,04	0,03	0,01				
$\Sigma РЗЭ$	1,497	0,936	2,319				

ки в тяжелых жидкостях и флотации с последующей промывкой проб и магнитной сепарацией на приборе СИМ-1. Определение содержаний РЗЭ проводилось двумя видами нейтронно-активационного анализа. В первом случае, в частности при анализе плагиоклазов, применен инструментальный метод анализа /Пономарчук, 1983/, а во втором - пробы изучались этим же методом, но с предварительным концентрированием РЗЭ /Еркушов, 1983, 1985/. Эти работы выполнялись в лаборатории ядерно-геохимических методов анализа отдела геохимии ИГиГ СО АН СССР. Кроме того, часть образцов плагиоклазов проана-

лизирована инструментальным нейтронно-активационным методом на редкие элементы и химическим методом — на главные компоненты. Точность определений РЗЭ для разных элементов варьировала в пределах 5–20 %.

Из 18 изученных образцов плагиоклазов большая часть отобрана из габброноритов, рассматриваемых в качестве ортомагматических базитов /Леснов, 1984/, а остальные — из оливиновых габброноритов, оливиновых габбро и габбропегматитов (табл. I, 2). Содержание анортитового компонента в большинстве образцов колеблется в пределах 83–95 %. Среди примесных компонентов в значительных количествах (до 3586 г/т) присутствует стронций. Концентрация бария и рубидия более низкая, что сказывается на значениях коэффициента Ba/Sr . Характерно, что в плагиоклазах из пород Наранского плутона содержания стронция и рубидия существенно ниже, чем в образцах из Березовского плутона.

Наиболее общей характеристикой распределения РЗЭ может служить их суммарное содержание в образце. Как показали определения инструментальным нейтронно-активационным методом, сумма РЗЭ в плагиоклазах обоих плутонов колеблется в интервале 0,132–0,989 г/т, составляя в среднем 0,36 г/т. Несколько выше эта оценка по данным того же метода с применением радиохимического концентрирования — 0,936–2,319 г/т. Для сравнения укажем, что в хондрите С1 сумма всех РЗЭ немногим превышает 2 г/т. В плагиоклазах из оливиновых габбро офиолитового комплекса Семайл (Оман) эта величина в среднем составляет 2,79 г/т (Pallister, Knight, 1981). Примерно такие же содержания (2,3–3,6 г/т) в плагиоклазах из габбро Средне-Атлантического хребта /Балашов, 1976/. Что касается анортозитов, то в них плагиоклазы намного богаче РЗЭ, сумма которых в среднем составляет более 7 г/т /Griffin et al., 1974; Суханов, Ляпунов, 1985/. Таким образом, плагиоклазы из пород изученных плутонов, в особенности из Березовского, в целом относительно бедны редкоземельными элементами.

Исследования также показали, что в плагиоклазах из пород полигенных базит-гипербазитовых плутонов, как и из большинства других подобных магматических образований, суммы абсолютных содержаний легких РЗЭ (лантан, церий, неодим, самарий) преобладают над суммой тяжелых (европий, гадолиний, тербий, тулий, иттербий, лютеций). В плагиоклазах из габброноритов отношение $\Sigma Ce / \Sigma Yb$

варьирует в пределах I,4-7,4, а в образцах из оливиновых габброидов оно несколько выше - II,2 и 23,9. В среднем значение этого отношения в изученных образцах плагиоклазов составило 5,8, что близко к среднему его значению в плагиоклазах из комплекса Семайл - 5,4 /Pallister, Knight, 1981/.

Из легких РЗЭ в плагиоклазах обычно преобладает церий. Его содержание примерно в 2-4 раза больше, чем лантана или неодима. Среди тяжелых РЗЭ часто преобладает европий. В плагиоклазах из габброноритов Березовского плутона его содержание колеблется в пределах 0,031-0,075 г/т (среднее - 0,053 г/т), а в образцах из оливиновых габброидов того же плутона европия заметно меньше (в среднем 0,017 г/т). По сравнению с образцами из Березовского плутона плагиоклазы Наранского плутона более богаты этим лантаноидом (0,088 и 0,096 г/т). Расчетами коэффициентов парной корреляции (табл.3) установлена отрицательная зависимость содержаний европия от алюминия в плагиоклазах (рис.1). Кроме того, европий вместе с неодимом положительно коррелирует с лантаном и церием. Отрицательную корреляцию с алюминием имеют и суммарные количества РЗЭ в плагиоклазах.

При обсуждении особенностей распределения лантаноидов в породах и минералах сейчас широко используется нормирование их содержаний по хондриту. Выполненные на основании данных по хондриту C1 /Evensen et. al., 1978/ расчеты, а также построенные по этим данным графики обнаружили, что всем изученным образцам плагиоклазов свойственна положительная европиевая аномалия (рис.2). Последняя наиболее резко очерчена в плагиоклазах из габброноритов, в то время как у образцов из оливиновых габброидов, отличающихся пониженными содержаниями европия, эта аномалия выражена менее резко. Согласно общей тенденции преобладания легких РЗЭ над тяжелыми, кривые распределения их обычно имеют правосторонний наклон.

Отмеченные закономерности распределения РЗЭ в плагиоклазах в своей основе связаны с условиями кристаллизации соответствующих расплавов. Известно, что среди лантаноидов преобладают элементы, образующие трехвалентные ионы, которые характеризуются сравнительно небольшими значениями коэффициентов распределения, т.е. отношений концентрации элемента в твердой фазе к его концентрации в равновесной жидкой фазе /Кравченко, 1977/. Европий в отличие от большинства лантаноидов образует как трехвалентные, так и

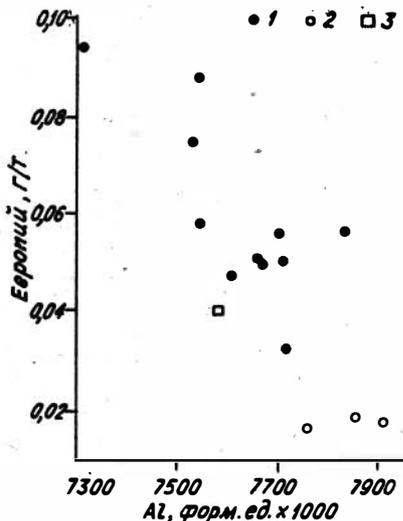
Таблица 3

Значимые коэффициенты парной корреляции между содержаниями редкоземельных элементов и главных компонентов в плагиоклазах габброидных пород Березовского и Наранского плутонов

Компо- ненты	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Tm	Yb	Σ РЭ	Si	Al	Fe	Ca	Na	K	Ан, %
La	X	0,82	0,67	-	0,65	-	-	-	0,86	-	-	-	-	-	-	-
Ce		X	0,82	-	0,65	-	-	-	0,99	-	-0,60	0,70	-	-	-	-
Nd			X	-	-	-	-	-	0,86	-	-0,64	0,63	-	-	-	-
Sm				X	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Eu					X	0,63	-	-	0,71	-	-0,81	0,68	-	-	-	-
Tb						X	-	0,72	-	-	-0,69	-	-	-	-	-
Tm							X	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb								X	-	-	-	-	-	-	-	-
Σ РЭ									X	-	-0,66	0,69	-	-	-	-

Примечание. В расчетах использованы данные 15 анализов из табл. I. Критические значения коэффициентов $r_{05} = 0,51$; $r_{01} = 0,64$ /Урбах, 1964/.

Рис.1. Обратная зависимость содержания европия и алюминия в плагиоклазах из габброноритов (1), оливиновых габбро и габброноритов (2) из габбропегматита (3)



двухвалентные ионы, что обуславливается разными окислительно-восстановительными условиями среды. Преобладающие в условиях восстановительной среды ионы Eu^{2+} характеризуются почти на порядок более высоким значением коэффициента распределения. Можно предположить, что обеднение плагиоклазов из оливиновых габброидов европием обусловлено относительно высоким химическим потенциалом кислорода в материнском расплаве, что, в свою очередь, уменьшило коэффициент распределения этого элемента и накопление его в последних порциях кристаллизовавшегося расплава. Если данное предположение верно, то тем самым подтверждается модель гибридного происхождения парамагматических оливиновых габброидов /Деснов, 1984/, материнский расплав которых, очевидно, возникал путем ассимиляции в разной степени серпентинизированных гипербазитов глубинным базитовым расплавом. Ассимиляция серпентинизированных гипербазитов и была причиной повышения окислительного потенциала среды кристаллизации плагиоклазов. Что касается установленной обратной корреляции между содержаниями алюминия и европия в плагиоклазах, а также суммарным содержанием РЗЭ в этом минерале, то это явление заслуживает дальнейшего более детального изучения.

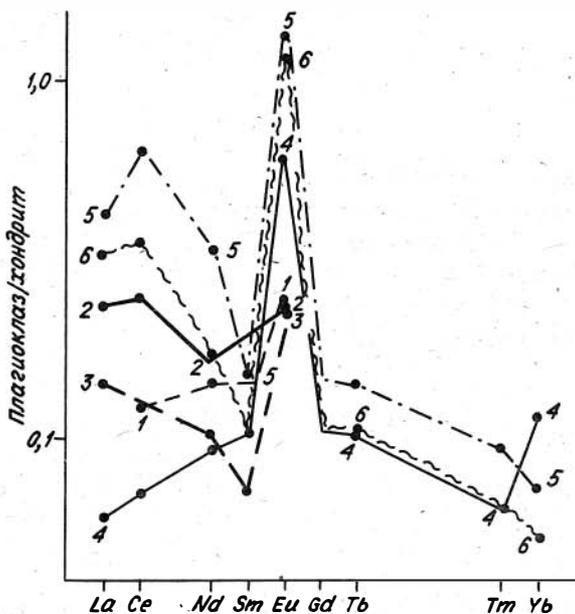


Рис.2. Распределение нормированных содержаний РЗЭ в плагиоклазах из габброидов Бerezовского (1-4) и Наранского (5,6) плутонов (по данным табл.1):

1 - оливинное габбро; 2-3 - оливинные габбронориты; 4 - габбропегматит; 5-6 - габбронориты

Клинопироксены (Кпр) магматических пород, как известно, являются концентраторами многих примесных компонентов, в том числе лантаноидов. Однако пока еще имеется недостаточно данных о содержаниях РЗЭ в этом минерале. Судя по образцам из офиолитового комплекса Семайл (Оман), в оливинных и безоливинных габбро клинопироксены в среднем содержат около 13 г/т суммарного количества лантаноидов, что почти в 6 раз больше, чем в плагиоклазах из этих же пород /Pallister, Knight, 1981/. Преобладают средние и тяжелые РЗЭ, в то время как содержания легких элементов понижены. Европейский максимум на кривых распределения РЗЭ клинопироксенов из габброидов этого комплекса не проявлен.

М.А.Мензис исследовал особенности распределения РЗЭ в клинопироксенах из перидотитов офиолитовых ассоциаций и орогенных массивов /Menzies, 1984/. Он обратил внимание, что во многих случаях содержания легких РЗЭ в клинопироксенах значительно варьируют, в то время как содержания тяжелых элементов остаются относительно стабильными. Предполагается, что указанная особенность распределения РЗЭ обусловлена частичным плавлением гранатового перидотита в условиях высокого давления верхней мантии. При этом переход в расплав легких РЗЭ будет происходить более эффективно по сравнению с тяжелыми. Наиболее наглядно обеднение легкими РЗЭ проявлено в клинопироксенах из перидотитов массива Лизард. На примере офиолитовых ассоциаций Троодос и Ортис установлено, что клинопироксены из перидотитов характеризуются более низкими значениями нормированных концентраций неодима по сравнению с таковыми самария.

Нами исследовано семь образцов клинопироксенов из пород Наранского плутона, в том числе один из лерцолита и по три из вебстеритов и габброноритов (табл.4). Суммарные содержания РЗЭ варьируют в них от 5 до 18 г/т, что заметно превышает сумму этих элементов в хондрите. При этом образцы клинопироксенов из вебстеритов оказались наиболее обогащенными лантаноидами. Отношения сумм содержаний легких и тяжелых РЗЭ во всех этих клинопироксенах имеют значения больше единицы, однако наиболее значительно преобладание легких элементов над тяжелыми в клинопироксенах из вебстеритов.

Ряд индивидуальных черт изученных клинопироксенов выявляется при сопоставлении содержаний РЗЭ, нормированных по хондриту. Так, клинопироксен из лерцолита характеризуется дефицитом лантана, неодима и особенно церия по сравнению со средними и тяжелыми РЗЭ. Содержания последних почти на порядок превышают таковые в хондрите, но в то же время находятся в тех же пропорциональных зависимостях. Среди прочих особенностей следует отметить отсутствие европиевой аномалии у клинопироксенов из лерцолита, что видно как на графике, так и по значению Eu/Eu^* , близкому к единице. В соответствии с вышесказанным в этом клинопироксене отношения нормированных содержаний La/Yb и особенно Ce/Yb имеют значения меньше единицы. Кроме того, в нем устанавливается более низкое нормированное содержание неодима по отношению к содержа-

Содержания РЗЭ в клинопироксенах из пород Наранского базит-гипербазитового плутона, г/т

Компо- ненты	Лерцолит		В е с т е р и т ы			Г а б р о н о р и т ы			Хондрит с 1
	Обр. 272	Обр. 266	Обр. 268	Обр. 267	Обр. 271	Обр. 269	Обр. 275		
La	0,90 (1,12)	4,95 (5,01)	1,99 (2,12)	1,78 (1,11)	1,50 (1,87)	0,94	1,14	0,2446	
Ce	0,60	6,32	8,53	3,08	2,52	1,12	1,36	0,6379	
Nd	1,40	3,59	1,25	5,83	1,35	0,38	0,68	0,4738	
Sm	1,50 (1,87)	0,095(0,09)	3,15 (3,00)	3,60 (2,10)	1,12 (1,02)	2,12	0,47	0,1540	
Eu	0,50 (0,43)	0,21 (0,23)	0,70 (0,81)	1,16 (1,38)	1,00 (0,92)	1,53	0,71	0,05802	
Gd	1,50	0,32	1,73	1,12	2,12	2,30	0,40	0,2043	
Tb	0,30	<0,05	0,23	0,075	0,30	0,08	0,02	0,03745	
Tm	0,14	<0,04	0,12	<0,08	0,50	0,04	<0,01	0,02561	
Yb	1,00	0,12	0,57	0,35	1,77	0,35	0,07	0,1651	
Lu	0,13	0,02	0,23	0,059	0,06	0,06	0,012	0,02539	
Σ РЗЭ	7,97	15,71	18,50	17,13	12,24	8,86	4,86	2,02677	
Σ Ce	4,40	14,95	14,92	14,29	6,49	4,94	3,66	1,5103	
Σ Yb	3,57	0,76	3,58	2,844	5,75	4,36	1,222	0,51587	
Σ Ce/ Σ Yb	1,23	19,67	4,17	5,02	1,13	1,13	3,00	2,93	
La/Yb	0,61	27,67	2,36	3,43	0,57	1,81	11,09	1,48	
Ce/Yb	0,16	13,58	3,88	2,88	0,37	0,83	5,07	3,86	
Eu/Sm	0,89	5,84	0,59	0,86	2,37	1,92	4,01	0,38	
Eu/Eu ¹⁶³	1,01	3,32	0,83	1,39	1,95	2,11	2,44	1,00	

Примечание. Анализ выполнен на нейтронно-активационным методом с радиохимическим концентрированием РЗЭ. В скобках - содержания, определенные дополнительно инструментальным нейтронно-активационным методом. Здесь и в последующих таблицах содержания РЗЭ нормированы по хондриту с1 /Evensen et al., 1978/, отношения La/Yb, Ce/Yb, Eu/Sm и Eu/Eu¹⁶³ рассчитаны по нормированным содержаниям РЗЭ. Eu¹⁶³ = (Sm + Gd)/2.

Таблица 5

Содержания РЗЭ в ортопироксенах из пород Наранского
базит-гипербазитового плутона, г/т

Компо- ненты	Лерцолит	Вебстериты		Габронориты	
	обр. 272	обр.266	обр.268	обр.269	обр.275
La	0,06	0,074	0,06	0,15	0,30
Ce	<0,14	<0,14	0,06	0,15	0,36
Nd	<0,15	<0,16	<0,15	<0,25	<0,18
Sm	0,080	0,010	0,010	0,063	0,095
Eu	0,020	0,069	0,069	0,100	0,040
Gd	0,13	<0,10	<0,05	0,87	<0,09
Tb	<0,030	<0,040	<0,030	<0,006	<0,007
Tm	0,04	<0,04	<0,04	<0,01	<0,01
Yb	0,30	0,30	0,29	0,24	0,11
Lu	0,06	0,05	0,05	0,029	<0,01
Σ РЗЭ	1,01	0,98	0,81	1,09	1,20
Σ Ce	0,43	0,38	0,28	0,62	0,93
Σ Yb	0,58	0,60	0,53	0,47	0,27
Σ Ce/ Σ Yb	0,74	0,63	0,53	1,32	3,44
La/Yb	0,14	0,18	0,14	0,42	1,84
Ce/ Yb	0,12	0,12	0,05	0,16	0,85
Eu/Sm	0,67	18,29	18,29	4,22	1,12
Eu/Eu*	0,60	4,29	7,67	4,12	1,30

нию самария, что характерно и для клинопироксенов из перидотитов ряда других офиолитовых ассоциаций /Menzies, 1984/.

Клинопироксены из вебстеритов характеризуются менее стабильными относительными содержаниями РЗЭ.

Столь же индивидуально распределение РЗЭ в клинопироксенах из габроноритов. В числе общих их черт отметим положительные аномалии европия. Последнее отражается в значениях коэффициента Eu/Eu*, в среднем близких к двум.

Таким образом, несмотря на ограниченность данных и своеобразие каждого из проанализированных образцов, можно заключить, что разные условия кристаллизации клинопироксенов в лерцолитах,

вебстеритах и габброноритах накладывают свой отпечаток на характер распределения лантаноидов в этом минерале из разных петрогенетических типов пород. Особенно отчетливо это проявляется в таких признаках, как суммарное содержание РЗЭ, как соотношение легких и тяжелых лантаноидов, как наличие или отсутствие аномалий в содержаниях европия.

Из пяти проанализированных образцов ортопироксенов Наранского плутона один отобран из лерцолита и по два — из вебстеритов и габброноритов (табл.5). Суммарные содержания РЗЭ во всех этих ортопироксенах примерно одинаковы и составляют около 1 г/т, что существенно меньше, чем в клинопироксенах из тех же пород. По сравнению с хондритами ортопироксены также беднее лантаноидами.

В отличие от ортопироксенов из габброноритов, образцы из вебстеритов и лерцолита характеризуются относительной обогащенностью легкими РЗЭ, что отражается и на значениях коэффициента $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Yb}$.

При рассмотрении особенностей распределения содержаний РЗЭ, нормированных по хондриту, выявляется, что образцы ортопироксенов из габброноритов и вебстеритов обладают заметной положительной европиевой аномалией, в то время как в образцах из лерцолита, наоборот, фиксируется дефицит европия.

Содержание РЗЭ в оливине определено по одному образцу из лерцолита Наранского плутона. В нем установлены следующие концентрации РЗЭ (г/т): La — 0,019; Ce < 0,06; Nd < 0,07; Sm < 0,018; Eu < 0,007; Gd < 0,04; Tb < 0,01; Tm < 0,01; Yb — 0,05; Lu — 0,011. Суммарное содержание РЗЭ в оливине не превышает 0,3 г/т, что существенно меньше, чем в ортопироксенах, плагиоклазах и особенно в клинопироксенах. Судя по характеру распределения нормированных содержаний элементов, оливин из лерцолита примерно на порядок беднее хондрита легкими РЗЭ, в частности лантаном и церием, в то время как тяжелыми элементами он относительно обогащен. Отметим также некоторый дефицит самария и европия в этом образце, что выражается незначительным минимумом на кривой распределения элементов.

При рассмотрении распределения РЗЭ между сосуществующими минералами установлено, что в каждом из изученных парагенезисов клинопироксены характеризуются наибольшим накоплением этих эле-

Таблица 6
 Содержание редкоземельных элементов в сосуществующих минералах из пород Наренского плутона, г/т

Порода	Проба	Э л е м е н т ы											Сумма REE
		La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Tm	Yb	Lu		
Лерцит, опр. 272	Порода	0,55	0,40	0,80	0,30	0,12	0,55	0,10	<0,04	0,5	0,10	3,46	
	Оливин	0,019	<0,060	<0,070	<0,018	<0,007	<0,040	<0,010	0,010	0,050	0,011	0,30	
	Ортопироксен	0,06	<0,14	<0,15	0,08	0,02	0,13	<0,03	<0,04	0,3	0,06	1,01	
	Клинопироксен	0,9	0,6	1,4	1,5	0,5	1,5	0,3	0,14	1,0	0,13	7,97	
Вестер- гит, опр. 268	Порода	2,82	6,02	3,20	0,12	0,1	0,30	0,05	0,03	0,13	0,025	12,70	
	Ортопироксен	0,06	0,06	<0,15	0,01	0,069	<0,05	<0,03	<0,04	0,29	0,05	8,09	
	Клинопироксен	1,99	8,53	1,25	3,15	0,70	1,73	0,23	0,12	0,57	0,23	18,50	
Вестер- гит, опр. 266	Порода	1,70	4,82	2,20	0,16	0,23	0,41	0,05	0,04	0,13	0,03	9,77	
	Ортопироксен	0,074	<0,14	<0,16	0,01	0,069	<0,10	<0,04	<0,04	0,3	0,05	9,83	
	Клинопироксен	4,94	6,32	3,59	0,095	0,21	0,32	<0,05	<0,04	0,12	<0,02	15,71	
Лабронч- гит, опр. 269	Порода	0,91	1,03	0,88	0,125	1,07	0,10	0,08	0,009	0,21	0,03	4,44	
	Ортопироксен	0,15	0,15	<0,25	0,063	0,10	0,087	<0,006	<0,01	0,24	0,029	1,09	
	Клинопироксен	0,94	1,12	0,38	2,12	1,53	2,30	0,08	0,04	0,35	0,06	8,92	
	Плагиоклаз	0,13	0,21	0,18	0,10	0,44	0,18	<0,007	<0,01	0,20	0,04	1,50	
Лабронч- гит, опр. 275	Ортопироксен	0,30	0,36	<0,18	0,095	0,04	<0,09	<0,007	<0,01	0,11	0,01	1,20	
	Клинопироксен	1,14	1,36	0,68	0,47	0,71	0,40	0,02	<0,01	0,07	0,012	4,87	
	Плагиоклаз	0,77	0,61	<0,18	0,052	0,51	<0,08	<0,007	<0,01	0,09	0,01	2,32	

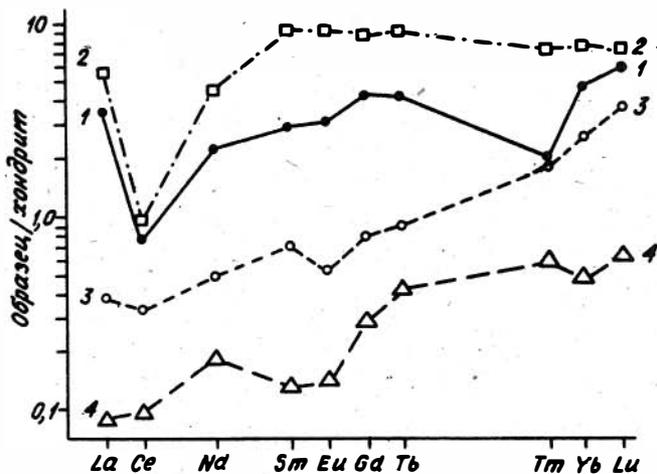


Рис.3. Распределение содержания РЗЭ в габбро (I) и слагающих его минералах: клинопироксене (2), ортопироксене (3), оливине (4)

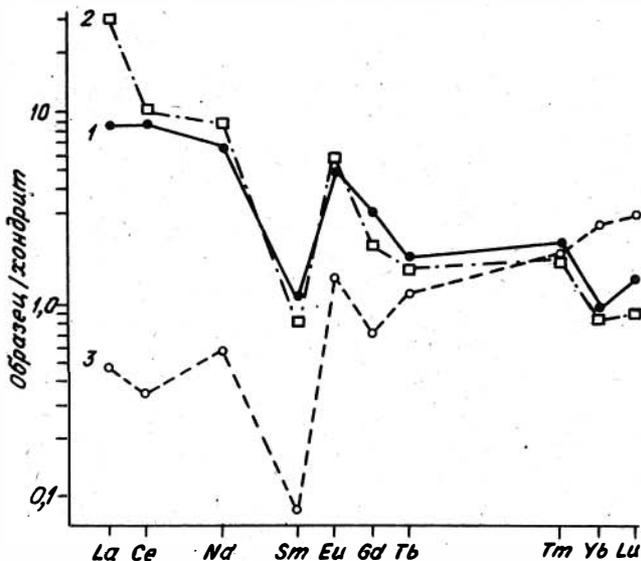


Рис.4. Распределение содержания РЗЭ в вебстерите (I) и слагающих его минералах: клинопироксене (2), ортопироксене (3)

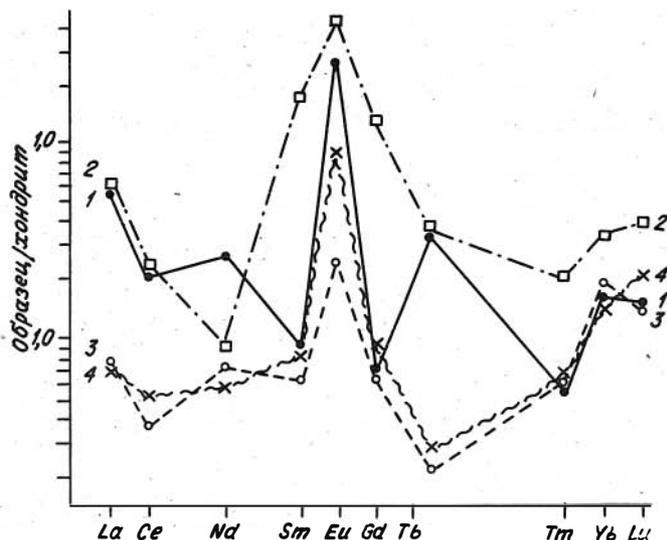


Рис.5. Распределение содержаний РЗЭ в габбро-норите (I) и слагающих его минералах: клинопироксене (2), ортопироксене (3), плагиоклазе (4)

ментов (табл.6, рис.3,4,5), обычно превышающим содержания их в породе. В частности, в клинопироксенах из лерцолита содержания самария и европия в 4-5 раз выше, чем в породе в целом. Суммарные содержания РЗЭ в ортопироксенах, плагиоклазах и особенно в оливине заметно уступают их содержаниям в породах. Та же тенденция выявляется и по результатам анализов минералов из двух образцов лерцолитов Наранского плутона, выполненных ранее Ю.А.Еркушовым /1985/ (табл.7).

На основе полученных данных можно сделать следующие выводы:

I. Плагиоклазы из габброидов изученных базит-гипербазитовых плутонов в целом бедны редкоземельными элементами. Но относительно повышены в них концентрации легких элементов, а также европия, для которого у всех образцов плагиоклазов обнаруживается резкая положительная аномалия. Это свидетельствует о фракционировании европия в процессе кристаллизации базитового расплава в условиях пониженного химического потенциала кислорода. Сравнительно мень-

Таблица 7

Содержание РЗЭ в сосуществующих минералах
из лерцолитов Нарацского плутона, г/т
/по данным Ю.А.Еркушова, 1985/

Компо- ненты	Обр. 7056			Обр. 727в	
	Ол	Опр	Кпр	Опр	Кпр
La	0,024	0,069	0,094	0,026	0,97
Ce	0,063	0,133	0,646	0,073	2,67
Pr	0,01	0,031	0,18	0,012	0,38
Nd	0,05	0,138	1,28	0,062	2,07
Sm	0,016	0,07	1,81	0,02	0,69
Eu	0,0068	0,022	0,61	0,0092	0,27
Gd	0,043	0,122	1,41	0,0367	1,01
Tb	0,008	0,033	0,28	0,0074	0,22
Dy	0,0623	0,269	1,22	0,053	1,42
Ho	0,0016	0,063	0,26	0,013	0,28
Er	0,033	0,124	1,00	0,05	0,79
Tm	0,0075	0,04	0,153	0,0087	0,10
Yb	0,051	0,33	1,14	0,066	0,69
Lu	0,01	0,061	0,128	0,012	0,097
Сумма РЗЭ	0,3862	1,505	10,211	0,449	11,657

Примечание. Анализы выполнены по образцам из коллекции
Г.В.Линуса

шая по интенсивности положительная европиевая аномалия в плагиоклазах из оливиновых габброидов предположительно может быть связана с их кристаллизацией в условиях повышенной фугитивности кислорода.

2. Клинопироксены являются главными концентраторами РЗЭ в породах полигенных базит-гипербазитовых плутонов. При этом преимущественно в них накапливаются легкие элементы. По содержанию европия клинопироксены из лерцолитов, вебстеритов и габброноритов различаются между собой.

3. Ортопироксены крайне бедны всеми РЗЭ, особенно легкими.

Относительное накопление тяжелых элементов отмечается в ортопироксенах из лерцолита и вебстеритов. Образцам из габброноритов и вебстеритов присуща положительная европиевая аномалия, в то время как в ортопироксенах из лерцолита, наоборот, отмечается дефицит европия.

4. Оливин исключительно беден всеми РЗЭ и в то же время относительно обогащен тяжелыми элементами.

5. Полученные первые данные по распределению РЗЭ в минералах из различных пород полигенных базит-гипербазитовых плутонов, несмотря на их ограниченность, свидетельствуют об особенностях состава одного и того же минерала; входящего в разные парагенезисы. Это, в свою очередь, позволяет выявить некоторые типоморфные признаки этих минералов, вызванные разными условиями кристаллизации.

6. Все минералы из лерцолитов Наранского плутона обеднены легкими РЗЭ и одновременно относительно обогащены тяжелыми элементами, что позволяет рассматривать эти породы как продукт кристаллизации реститогенных ультраосновных расплавов, возникших в процессе деплетирования субстрата верхней мантии, отличавшегося более высоким общим содержанием РЗЭ по сравнению с хондритом С1.

7. Учитывая относительно повышенные содержания РЗЭ в клинопироксенах габброноритов, а также пониженные их содержания в ортопироксенах и плагиоклазах этих пород, можно предполагать, что образование последних сопровождалось фракционной кристаллизацией расплава, генерированного в верхней мантии.

8. Повышенная концентрация РЗЭ в клинопироксенах вебстеритов свидетельствует о том, что при взаимодействии базитовых расплавов с более древними гипербазитами в этом минерале происходит существенное накопление этих примесных компонентов, в особенности лантана, церия, неодима и отчасти европия.

Литература

АГАФОНОВ Л.В., ЕРКУШОВ Ю.А. Связь редкоземельных элементов с химизмом и серпентинизацией гипербазитов // Геохимия редкоземельных элементов в базитах и гипербазитах. - Новосибирск, 1985. - С.86-98.

БАЛАШОВ Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. - М.: Наука, 1976. - 267 с.

БАЛАШОВ Ю.А. Изотопно-геохимическая эволюция мантии и коры Земли. - М.: Наука, 1985. - 222 с.

ВЕЛИНСКИЙ В.В., БАННИКОВ О.Л. Оливины альпинотипных гипербазитов. - Новосибирск: Наука, 1986. - 102 с.

ГОРОБЕЦ Б.С. Спектры люминесценции минералов. - М.: Мингео СССР, 1981. - 154 с.

ЕРКУШОВ Ю.А. Нейтронно-активационный анализ редкоземельных элементов с применением экстракционной хроматографии // Полупроводниковая спектрометрия в геологии и геохимии. - Новосибирск, 1983. - С.108-118.

ЕРКУШОВ Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов в офиолитах Монголии по данным нейтронно-активационного анализа: Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин.-наук / ИГиГ СО АН СССР. - Новосибирск, 1985. - 24 с.

КРАВЧЕНКО С.М. Фракционирование малых элементов при дифференциации базитовых магм. - М.: Наука, 1977. - 218 с.

ЛЕСНОВ Ф.П. Наранский полигенный базит-гипербазитовый плутон (Западная Монголия) // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Вып. I. - Новосибирск, 1982. - С.58-95.

ЛЕСНОВ Ф.П. Петрология полигенных базит-гипербазитовых плутонов складчатых областей // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1984. - № 2. - С.71-78.

ЛЕСНОВ Ф.П., КОРОЛЮК В.Н. Первые данные о распределении изоморфной примеси железа в плагиоклазах базит-гипербазитовых плутонов складчатых областей // Докл. АН СССР. - 1977. - Т.234, № 4. - С.922-924.

ЛЕСНОВ Ф.П., ШЕРБАКОВА М.Я., ИСТОМИН В.Е. Типоморфизм плагиоклазов габброидных пород по данным исследования спектров ЭПР Fe^{3+} // Геол. и геофиз. - 1973. - № 2. - С.293-297.

ЛЕСНОВ Ф.П., ШЕРБАКОВА М.Я., ЛЫСАКОВ В.С., КОРОЛЮК В.Н. Кристаллохимическая примесь железа в основных плагиоклазах и вопросы их типоморфизма // XI Съезд Международ. минерал. ассоциации: Тез. докл. Т. I. - Новосибирск, 1978. - 119 с.

ЛЕСНОВ Ф.П., ШЕРБАКОВА М.Я., ЛЫСАКОВ В.С. и др. О кристаллохимической примеси железа в основных плагиоклазах в связи с вопросами их типоморфизма // Теоретическая и генетическая минералогия. - Новосибирск, 1980. - С.17-22.

ПОНОМАРЧУК В.А. Инструментальный нейтронно-активационный анализ редких элементов для геохимических исследований: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук / ИГиГ СО АН СССР. - Новосибирск, 1983. - 16 с.

СЛЮДКЕВИЧ В.В., ЛЕСНОВ Ф.П. Геология и некоторые вопросы петрологии Березовского мафит-ультрамафитового плутона (о. Сахалин) // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. - Новосибирск, 1976. - С.53-63.

СУХАНОВ М.К., ЛЯПУНОВ С.М. Редкоземельные элементы в древнейших анортозитах СССР // Докл. АН СССР. - 1985. - Т.28, № 5. - С.1221-1255.

УРБАХ В.Ю. Биометрические методы. - М.: Наука, 1964. - 416 с.

ЩЕРБАКОВА М.Я., ИСТОМИН В.Е., ЛЕСНОВ Ф.П. Спектры ЭПР трехвалентного железа в основных плагиоклазах, их типизация и петрогенетическое значение // Геохимия. - 1979. - № 5. - С.64-69.

GRIFFIN W.L., SUNDVOLL B., KRISTMANNSDOTTIR H. Trace element composition of anorthosite plagioclase // Earth and Plan. Sci. Lett., 1974. - Vol.24. - P.213-223.

EVENSEN N.M., HAMILTON P.J., O'NIONS R.K. Rare earth abundances in chondritic meteorites // Geoch. et Cosmoch. Acta. - 1978. - Vol.42, N 8. - P.1199-1212.

MENZIES M.A. Chemical and isotopic heterogeneities in orogenic and ophiolitic peridotites // Ophiolites and Oceanic Lithosphere. Oxford, 1984. - P.231-240. (Geol. Society Spec. publ., № 13).

PALLISTER I.S., KNIGHT R.I. Rare-earth element geochemistry of the Samail ophiolite near Ibra, Oman // J. Geophys. Res. - 1981. - Vol.86. - N B4. - P.2673-2697.

УДК 552.321.6(517.17)

МИНЕРАЛОГИЯ ГИПЕРБАЗИТОВОГО МАССИВА ГОРЫ ЗЕЛЕННОЙ (Кузнецкий Алтай). О.Л. Банников, В.В. Велинский, М.П. Гора, Ю.Н. Лебедев // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Вып.4. - Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1987. - С. 5-18.

На основании микроскопических исследований и химических анализов минералов, выполненных на микрозонде, получен новый фактический материал, отражающий минералого-петрографические и петрохимические особенности ультраосновных и основных пород массива.

Приведены последние данные лаборатории геохронологии ИГиГ СО АН СССР по определению абсолютного возраста плагиогранитов и габбро, рвущих и метаморфизующих гипербазиты, которые указывают, с одной стороны, на древний дорифейский возраст ультраосновных пород, а с другой - на многофазность метаморфических преобразований в регионе.

Сделан вывод о метаморфогенной природе ультрабазитов массива горы Зеленой.

Табл.7, библи. 13 назв.

УДК 552.321.6:552.165:552.1

ОЛИВИН-ХРОМИТОВЫЕ РАВНОВЕСИЯ И ИХ СВЯЗЬ СО СТЕПЕНЬЮ ПЛАСТИЧЕСКОЙ ДЕФОРМАЦИИ ГИПЕРБАЗИТОВ. А.И. Гончаренко, О.В. Бетхер // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Вып.4. - Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1987. - С. 19-29.

Рассмотрены оливин-хромитовые равновесия альпийских гипербазитов в связи со степенью их пластической деформации. Показано, что достигнутые температурные равновесия характеризуют определенные рубежи термодинамической эволюции вещества гипербазитов в процессе высокотемпературного пластического течения при подъеме из глубин верхней мантии на уровни консолидации в земной

коре, а также последующие этапы их регрессивного синметаморфического преобразования.

Ил.3, табл.1, библи. 10 назв.

УДК 552.323.5

ОСОБЕННОСТИ ПЕТРОХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА И ХАРАКТЕР ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ВЕНД-КЕМБРИЙСКИХ БАЗАЛЬТОИДОВ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ. Б.Н.Лапин // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Вып.4. - Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1987. - С.29-47.

На основании данных тектонического положения венд-кембрийских вулканических зон и состава излившихся пород дано представление о типах базальтовой магмы, путях и месте её дифференциации. Показано, что в сквозных, мобильных и долгоживущих разломах, к которым были приурочены главные центры вулканических извержений, распространены базальты примитивного состава, а на их оперяющих, более жестких структурах - базальтоиды траппового типа и сложные дифференцированные кислые разновидности.

Исключение составляют лишь некоторые кислые лавы Западного Саяна и Тувы, которые оторваны от базальтоидной группы, лишены переходных разновидностей и по содержанию главных окислов породообразующих элементов имеют самостоятельное значение. Наблюдается общая тенденция омоложения активности вулканизма с севера на юг, запад и восток от Центральной зоны Кузнецко-Алтайских разломов.

Ил.4, табл.3, библи. 21 назв.

УДК 552.321.6:552.164

ЭВОЛЮЦИЯ ДЕФОРМАЦИОННОЙ СТРУКТУРЫ И СОСТАВА НЕФРИТОНОСНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ ВОСТОЧНОГО САЯНА И ЮГО-ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ. А.И.Гончаренко, А.И.Чернышов, А.В.Колыхалов // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Вып.4. - Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1987. - С.47-75.

Установлена внутренняя деформационная структура массивов нефритоносных гипербазитов Восточного Саяна и Юго-Западного При-

байкаля. Выявлены этапы структурной и петроструктурной эволюции гипербазитов и показана роль деформационных структур в локализации месторождений нефрита.

Ил.5, табл.5, библиография 36 назв.

УДК 552+553.22+551.242

ИЧИТУИНГОЛЬСКАЯ ЗОНА МЕЛАНЖА (МНР). С.И.Ступаков, Л.В.Агафонов, О.Г.Шермет // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Вып.4. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1987. - С.76-95.

На основании изучения вещественного состава пород серпентинитового меланжа, характера взаимоотношений ультрабазитов с другими образованиями, а также результатов наземной магнитной съемки установлено, что в строении Ичитуингольской зоны меланжа участвуют породы, распространенные только в данном регионе, а сама зона представляет собой узкую, крутозалегающую структуру, ограниченную субвертикальными плоскостями сместителей. Её образование связано с раннекаледонской складчатостью, в результате которой произошло раскалывание континентальной коры и заложение Ханхуйского и Дзабханского глубинных разломов, по зоне сочленения которых в виде протрузии внедрились гипербазиты. К девонскому времени Ичитуингольская зона завершила своё формирование, но впоследствии была осложнена неотектоническими движениями.

Ил.3, табл.4, библиография 8 назв.

УДК 552.II(571.52)

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ ОСНОВНЫХ И УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД МАССИВА КЫЗЫР-БУРЛУК (Западный Саян). К.С.Кужугет, Ч.К.Ойдул // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Вып.4. - Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1987. - С.95-106.

Основные породы, ассоциирующиеся с гипербазитами Кызыр-Бурлукского массива, представлены, с одной стороны, интрузивными габбро-диабазитами в виде даек внутри ультрабазитов, с другой

габбро-амфиболитами, полосчатыми; реже массивными габбро, которые имеют тектонические взаимоотношения с массивом. Происхождение второй группы пород предполагается как аповулканическое метасоматическое, обусловленное влиянием теплового фона тектонической активизации в зоне глубинного разлома и, возможно, энергии трения протрузивного перемещения гипербазитов.

Ил.2, табл. I, библи. 7 назв.

УДК 552.321

АЛЬБИТСОДЕРЖАЩИЕ АПОГИПЕРБАЗИТОВЫЕ ЛИСТВЕНИТЫ АГАРДАГСКОГО МАССИВА (Тува). Ч.К.Ойдуп // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Вып.4. - Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1987. - С. 106-111.

В пределах Агардагского массива в составе лиственитов обнаружен окрашенный в голубовато-зеленый цвет альбит. Показан минеральный состав лиственитов и последовательность минералообразования в них. Формирование альбита связывается с воздействием на гипербазиты щелочно-базальтоидных даек.

Ил. I, табл. I, библи. 3 назв.

УДК 552:549.742

АПОГИПЕРБАЗИТОВЫЕ КАРБОНАТСОДЕРЖАЩИЕ ПОРОДЫ МОНГОЛИИ, КОМПОНЕНТНЫЙ СОСТАВ, ИЗОТОПЫ УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА КАРБОНАТОВ. Л.В.Агафонов, С.И.Ступаков, Е.Ф.Доильницын, П.Н.Арженкова // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Вып.4. - Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1987. - С. III-124.

Исследован химический состав карбонатов из карбонатсодержащих апогипербазитовых гидротермально-метасоматических пород, а также изотопный состав углерода и кислорода карбонатов из этих пород. В ряду образований листвениты - карбонатизированные гипербазиты - магнезитовые и магнезит-доломитовые породы углерод обогащается легким изотопом, а кислород - тяжелым. Установлено, что мономинеральные магнезитовые и магнезит-доломитовые породы

Наранского массива представляют продукт гидротермального преобразования ультраосновных пород.

Ил.2, табл.2, библиогр. II назв.

УДК 550.42+543.53

О РАСПРЕДЕЛЕНИИ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В МИНЕРАЛАХ НАРАНСКОГО (Монголия) и БЕРЕЗОВСКОГО (о.Сахалин) ПОЛИТЕННЫХ БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВЫХ ПЛУТОНОВ. Ф.П.Леснов, В.А.Пономарчук, А.О.Лялин // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Вып.4. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1987. - С.124-145.

С помощью нейтронно-активационного анализа исследовано распределение редкоземельных элементов в плагиоклазах, клинопироксенах, ортопироксенах и оливинах из лердолитов, вебстеритов, габброноритов и оливинных габбро двух базит-гипербазитовых плутонов. Выявлен ряд типоморфных признаков минералов, входящих в породы различных парагенезисов. Наиболее высокие суммарные содержания редкоземельных элементов установлены в клинопироксенах из вебстеритов.

Ил.5, табл.7, библиогр. 22 назв.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Баянников О.Л., Велинский В.В., Гора М.П., Лебедев Ю.Н. Минералогия гипербазитового массива горы Зеленой (Кузнецкий Алатау)	5
Гончаренко А.И., Бетхер О.В. Оливин-хромитовые равнове- сия и их связь со степенью пластической дефор- мации гипербазитов	19
Лапин Б.Н. Особенности петрохимического состава и ха- рактер дифференциации венд-кембрийских базальтоид- ов Алтае-Саянской области	29
Гончаренко А.И., Чернышов А.И., Колыхалов А.В. Эволю- ция деформационной структуры и состава нефрито- носных гипербазитов Восточного Саяна и Юго-Запад- ного Прибайкалья	47
Ступаков С.И., Агафонов Л.В., Шеремет О.Г. Ичитуинголь- ская зона меланжа (МНР)	76
Кужугет К.С., Ойдул Ч.К. Некоторые особенности взаимо- отношения основных и ультраосновных пород массива Кызыр-Бурлюк (Западный Саян)	95
Ойдул Ч.К. Альбитсодержащие апогипербазитовые листве- ниты Агардагского массива (Тува)	106
Агафонов Л.В., Ступаков С.И., Доильницын Е.Ф., Аржен- кова П.Н. Апогипербазитовые карбонатсодержащие породы Монголии, компонентный состав, изотопы уг- лерода и кислорода карбонатов	III
Леснов Ф.П., Пономарчук В.П., Пялинт А.О. О распреде- лении редкоземельных элементов в минералах Наран- ского (Монголия) и Березовского (о.Сахалин) поли- генных базит-гипербазитовых плутонов	I24
Рефераты	I46

Перечень работ доп. плана вып. изд-ний
СО АН СССР на 1987 г. поз.8

ГИПЕРБАЗИТОВЫЕ АССОЦИАЦИИ
СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Вып. 4

Минералогия, геохимия

Сборник научных трудов

Ответственный редактор

Валерий Васильевич Золотухин

Утверждено к печати

Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редакторы

Р.Н.Ильина, А.В.Владимирова

Технический редактор Н.Н.Александрова

Подписано к печати 28.09.87. МН 09873.
Бумага 60x84/16. Печ.л.9,5. Уч.-изд.л.9,0
Тираж 400. Заказ 390. Цена 65 коп.

Институт геологии и геофизики СО АН СССР

Новосибирск, 90. Ротапринт.