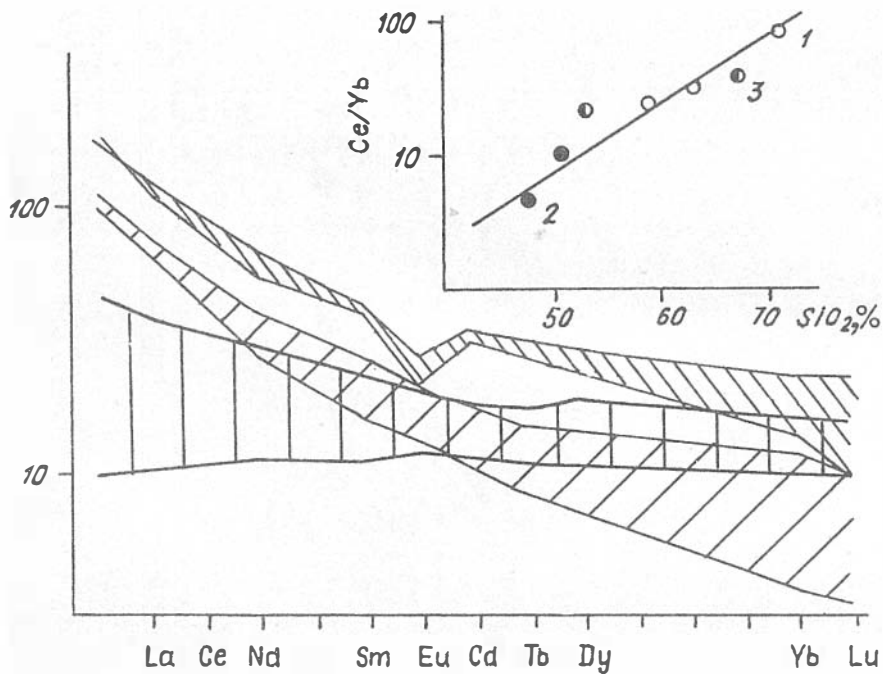


РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОДАХ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

**РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ
В МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОДАХ**

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

НОВОСИБИРСК 1988

Редкоземельные элементы в магматических породах: Сб. науч. тр. / АН СССР, Сиб. отд-ние, Ин-т геологии и геофизики. Отв. редакторы: В.А.Бобров, Ю.Г.Щербаков. - Новосибирск, 1988. 155 с.

Представлены материалы по геохимии редкоземельных и других редких элементов в различных типах гранитоидов Сибири: архейских эндробитах и чарнокитах, протерозойских кислых магматитах сиалических и фемических зон Прибайкалья, палеозойских гранитах и связанных с ними метасоматитах юга Алтае-Саянской складчатой области. Рассматриваются вопросы геохимии, условий образования базитовых комплексов Сибири и Монголии, вопросы петрологии магматических пород, а также индикаторная роль редких земель в рудообразующих процессах. Сборник насыщен оригинальным фактическим материалом, полученным на основе нейтронно-активационного анализа.

Представляет интерес для геохимиков и петрологов, занимающихся вопросами геохимии и образования магматических пород.

Р е д к о л л е г и я

к.г.-м.н. В.А.Бобров (отв. ред.), д.г.-м.н. В.П.Ковалев,
к.г.-м.н. А.Д.Ножкин, О.М.Туркина,
д.г.-м.н. Ю.Г.Щербаков (гл. ред.)

Рецензенты

д.г.-м.н. В.М.Гавшин (ИГиГ СО АН СССР),
к.г.-м.н. Н.А.Кулик (НГУ, Минвуз РСФСР)

ПРЕДИСЛОВИЕ

Важное место в изучении состава горных пород занимает их геохимическая характеристика по широкому кругу малых элементов, среди которых лантаноидам принадлежит особая роль. Редкоземельные элементы являются общепризнанными геохимическими индикаторами петрогенетических процессов, поскольку характер их распределения отражает источники и способы формирования горных пород.

Одним из достоинств современных методов нейтронно-активационного анализа является возможность получения количественных соотношений, если не всех, то наиболее важных членов лантанового ряда.

Методические основы нейтронно-активационного анализа, преимущественно его инструментального варианта, освещались в серии сборников.* В Институте геологии и геофизики СО АН СССР нейтронно-активационным методом ежегодно анализируется до 500 проб горных пород. По мере завершения анализа подобранных коллекций осуществляется выпуск геохимических сборников. В данном сборнике объединены результаты исследований магматических пород разного состава и различных регионов, рассмотрены главным образом вопросы происхождения магматических пород, а также индикаторная роль редких земель в рудообразующих процессах. При выполнении аналитических работ используются стандартные образцы или образцы сравнения (СО), разработанные Институтом геохимии СО АН СССР и Иркутским университетом. Типовой набор "рабочих" СО представляет следующий перечень: СТД-1А, СТ-1А, СТ-1А, СТ-2, СА-1, СИ-1, СТ-3, первые три из которого вошли в реестр международных стандартов. Тем не менее наши данные по редкоземельным элементам, выведенные на основе сопоставления с зарубежными стандартными образцами,

* "Ядерно-геофизические методы в геологии" /1975/, "Ядерно-геохимические методы" /1976/, "Физические методы анализа в геохимии" /1978/, "Спектрометрические методы анализа в геохимии" /1980/, "Микроэлементы как индикаторы геологических процессов" /1982/, "Полупроводниковая спектрометрия в геологии и геохимии" /1983/.

несколько отличаются от тех, что представлены в соответствующих свидетельствах. В ряде СО, таких как СГ-2, СА-1, СГ-3, СИ-1, либо отсутствуют данные о лантаноидах, либо они приведены в качестве предварительных сведений. Принятые нами цифры в СО приведены в таблице. Для нормирования приняты рекомендованные значения для хондрита: La 0,310; Ce 0,808; Pr 0,122; Nd 0,600; Sm 0,195; Eu 0,0735; Gd 0,259; Tb 0,0474; Dy 0,322; Ho 0,0718; Er 0,210; Tm 0,0324; Yb 0,209; Lu 0,0322,^Ж которые и используются авторами статей сборника.

Что касается точности определения отдельных редкоземельных элементов в инструментальном методе, то в каждом конкретном случае, для конкретной породы точность зависит от целого ряда факторов, главными из которых являются: 1) величина потока и характер спектра нейтронов в реакторе, 2) время остывания образца, 3) химический состав образца, уровень концентраций лантаноидов, 4) применяемая система регистрации (тип детектора). В целом анализ ведется с достижением аналитической точности в 5-15 % относительных, при этом удается получить 5 %-ю точность для Eu, Sm, Lu, 10 %-ю для La, Ce, Yb, Tb, Nd, , 15 %-ю - для Gd, Tm. В ряде коллекций выполнен анализ Dy с 5-10 %-й точностью непосредственно на реакторе. Данные по Dy неплохо увязываются с результатами по вышеперечисленным редкоземельным элементам. Несмотря на отсутствие в большинстве работ данных по Pr, Ho, Er, определяемый набор редкоземельных элементов дает необходимую информацию для геохимических исследований, так как позволяет судить об общем уровне содержаний РЗЭ, характере их распределения, соотношении легких и тяжелых лантаноидов и величине европиевой аномалии.

Основная часть статей базируется на данных инструментально-го нейтронно-активационного анализа, полученных сотрудниками лаборатории ядерно-геохимических методов анализа: Бобровым В.А., Пархоменко В.С., Шилищным Ю.Г., Шестелем С.Т., Степиным А.С., Музьяевой Т.Н., Ильяхенко Г.С., Мироненко Г.П. Работа Агафонова Л.В. написана на основе результатов радиохимического анализа (аналитик Еркушов Ю.А.), в ней представлены сведения по всем 14 элементам лантаноидного ряда.

В.А.Бобров

^Ж William V. Boynton. Cosmochemistry of the Rare Earth Elements. Meteorite studies // Rare Earth Element Geochemistry. Amsterdam, 1984. P.63-114.

Редкоземельные элементы в С0 горных пород, г/т

Эле- мент	СГД-1А		СТ-1А		СГ-1А		СГ-3		СГ-2		СА-1	СИ-1
	Габбро эс- секситовое		Трапп		Г р а н и т						Алевролит	Известняк доломитизиро- ванный
					альбитизированный		агпайтовый		аляскитовый			
	ИГиГ	I	ИГиГ	I	ИГиГ	I	ИГиГ	2	Д а н н ы е		ИГиГ	
La	77	78	12,5	14	20	32	43,5	45	47		37,2	3,2
Ce	155	150	24,0	26	65	62	80,5	90	69		65,4	6,6
Pr	(19,5)	15	(3,3)	2,5	(6)	5	(10,5)	-	(8,3)		(8)	(0,85)
Nd	75	70	15,0	13	18	18	43,0	50	23,4		33,9	3,2
Sm	17	17	4,4	5	3	5	11,0	10	3,9		7,8	0,61
Eu	4	5,3	1,6	2,3	0,14	0,5	0,39	0,4	1,32		1,43	0,13
Gd	10	10	6,0	5	3,2	7	7,9	-	2,6		(7)	(0,6)
Tb	1,4	1	1,0	0,9	0,74	0,74	1,7	1,7	0,29		1,0	0,075
Dy	7	6	6,6	4,8	6,3	6	11,4	(10)	(1,8)		6,5	0,33
Ho	1,2	1,2	1,4	1,3	1,7	1,5	(2,55)	-	0,35		(1,7)	(0,08)
Er	(3)	3,2	(4)	3,8	(6,8)	6,4	(7,5)	(6)	(0,9)		(4,7)	(0,22)
Tm	0,4	0,5	0,6	0,7	1,4	1,1	1,16	-	0,12		0,73	(0,033)
Yb	2,1	2,48	3,8	4,0	12	12	7,3	7	0,6		3,9	0,210
Lu	0,3	0,33	0,5	0,5	1,9	1,9	1,16	0,9	0,1		0,72	0,029

Примечание. I - Geostandards Newsletter. Special Issue of Geostandards Newsletters, 1984. Vol.8;
2 - Свидетельство на стандартный образец состава щелочного агпайтового гранита (СГ-3). ГСО 3333-85, Ир-
кутск, 1986. В скобках - предполагаемые значения.

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ГРАНИТОИДАХ ТАТАРСКОГО МАССИВА
(Енисейский кряж)

Геолого-геохимическая характеристика гранитоидов Татарского массива (возраст 850 ± 50 млн лет /2/) и особенности их формирования рассматривались ранее /4/. В строении плутона выделяется три основных типа пород: 1) крупнопорфировидные роговообманково-биотитовые гранодиориты, 2) биотитовые и лейкократовые граниты, 3) аллитовидные граниты. Формирование гранитоидов связано с магматическим замещением и плавлением метапелитов теиской серии нижнего протерозоя и дальнейшей дифференциацией палингенного расплава. Диоритоиды эндоконтактной прикровельной зоны массива представляют собой продукт метасоматической гранитизации метабазитов (плагноклазовых амфиболитов) индиглинского комплекса.

Полученные данные по содержанию редкоземельных элементов (РЗЭ) в породах и минералах позволяют уточнить некоторые вопросы петрогенезиса и рассмотреть поведение лантаноидов при формировании палингенных гранитов.

Распределение РЗЭ в породах. Изученные гранитоиды характеризуются слабо пониженными содержаниями редкоземельных элементов, особенно иттриевой группы, по сравнению с низкокальциевыми гранитами /10/. Породы первых двух типов (табл. I, рис. I) имеют асимметричные кривые распределения РЗЭ с высоким ce/yb отношением и слабо выраженной отрицательной европиевой аномалией. Роговообманково-биотитовые гранодиориты в целом обеднены РЗЭ по сравнению с биотитовыми гранитами, слагающими основной объем массива. Для гранодиоритов характерны широкие вариации содержания тяжелых лантаноидов (Tb , Tm , Yb , Lu). Более высокие содержания редких земель, главным образом цериевой группы, установлены в биотитовых гранитах, имеющих кроме того отчетливый европиевый минимум. Дальнейший рост концентраций легких лантаноидов наблюдается в лейкократовых гранитах, а жильные аллитовидные характеризуются минимальными содержаниями РЗЭ, низким отношением цериевых земель к иттриевым и резкой отрицательной европиевой аномалией.

Диоритоиды прикровельной зоны по характеру распределения РЗЭ близки к гранодиоритам, но относительно обогащены тяжелыми

Таблица I

Содержания редкоземельных элементов (г/т)
в гранитоидах Татарского массива и породах субстрата

РЗЭ	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
La	64,7	37,2	34,1	26,5	80,3	92,0	3,9	5,5	20,3	-
Ce	108,0	61,8	61,2	41,8	88,3	149,0	13,9	10,4	45,7	49,4
Nd	39,7	-	-	-	-	-	3,4	-	-	-
Sm	10,6	2,0	3,0	3,0	6,9	12,6	0,9	2,1	3,3	-
Eu	1,5	0,8	0,8	0,7	0,7	1,0	0,1	1,2	0,9	1,4
Gd	7,3	3,3	3,0	3,1	3,6	4,0	0,9	3,1	2,3	2,8
Tb	1,1	0,3	0,4	0,5	0,6	0,8	0,2	0,8	0,4	0,6
Tm	0,5	0,2	0,5	-	0,5	0,4	-	0,4	-	0,6
Yb	2,8	1,5	2,2	1,6	2,9	2,8	1,8	2,3	1,9	2,3
Lu	0,4	0,2	0,4	0,2	0,3	0,3	0,3	0,2	0,1	-
Ce/Yb	39,3	41,2	21,1	26,1	30,4	54,2	7,7	4,5	24,0	21,5

Примечание: 1 - кристаллические сланцы (металелиты) тейской серии нижнего протерозоя; 2,3 - гранодиориты роговообманково-биотитовые; 4,5 - граниты биотитовые, 6 - граниты лейкократовые; 7 - граниты аллитовидные жильные; 8 - амфиболиты индуглинского комплекса; 9,10 - гранитизированные амфиболиты. Содержания редкоземельных элементов здесь и далее приведены по данным нейтронно-активационного анализа (аналитик В.А.Бобров, ИГиГ СО АН СССР).

и обеднены легкими лантаноидами и имеют слабо выраженный гадолиниевый минимум.

Распределение РЗЭ в минералах. Определение содержаний РЗЭ в породообразующих и акцессорных минералах выполнено для двух проб роговообманково-биотитового гранодиорита и биотитового гранита (табл.2, рис.2). Изученные породы имеют следующий минеральный состав (%): гранодиорит: плагиоклаз - 40, микроклин - 23, кварц - 23, биотит - 7, роговая обманка - 6, сфен - 0,5, апатит - 0,44, циркон - 0,06; гранит: плагиоклаз+микроклин - 67, кварц - 28, биотит - 4,4, апатит - 0,54, циркон - 0,04, монацит - 0,02. Содержания породообразующих минералов рассчитаны на основании химического состава гранитоидов. Оценка количества

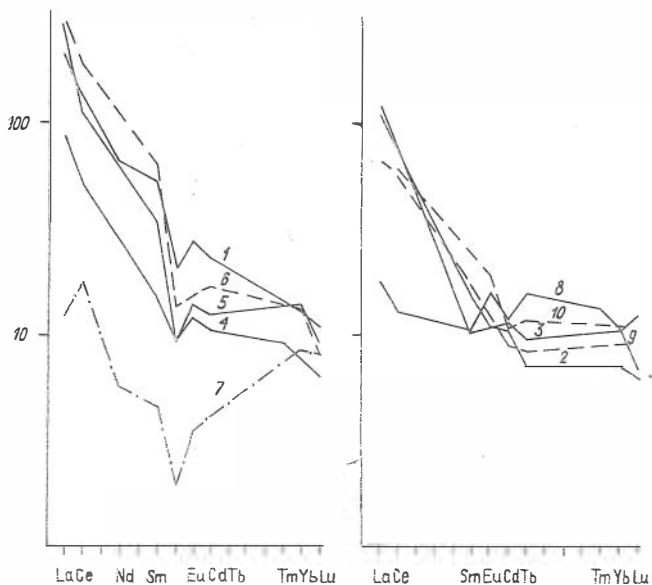


Рис.1. Распределение РЗЭ в гранитоидах Татарского массива и породах субстрата.

Нумерация на рисунке соответствует табл.1. Здесь и далее нормировано по хондриту /5/

акцессорных минералов проведена по содержанию микроэлементов: циркона — по Zr , апатита — по P , монацита — по Se , остающемуся после образования главных фаз.

Полевые шпаты обеднены по сравнению с породой РЗЭ, имеют высокое отношение Se/Yb и положительную европиевую аномалию. Плагиоклаз и микроклин гранодиорита в большей степени обогащены цериевыми редкими землями по сравнению с полевыми шпатами биотитового гранита. Для кварца гранодиорита также установлено более высокое содержание РЗЭ по сравнению с кварцем гранита. Обедненность салических породообразующих минералов гранита редкими землями цериевой группы связана, по-видимому, с более низким их содержанием в материнской породе.

Из темноцветных минералов наиболее высокими содержаниями

Таблица 2

Содержания редкоземельных элементов (г/т) в минералах гранитоидов

РЗЭ	Гранодиорит							Гранит					
	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	II	I2	I3
La	18,0	21,5	7,6	34,1	100,0	33,9	880,0	13,5	3,0	42,0	16,1	231,0	115280,0
Ce	40,6	35,0	10,1	38,0	163,0	54,0	972,0	21,0	7,5	41,0	38,7	497,4	112869,0
Sm	1,7	2,4	0,4	4,5	31,8	4,4	156,0	1,5	0,4	4,5	9,4	123,3	7735,0
Eu	1,0	1,1	0,05	0,8	2,2	0,8	26,3	1,4	0,04	0,4	1,0	5,6	136,0
Gd	1,5	2,5	0,75	6,0	31,5	4,1	225,4	2,0	0,3	3,5	14,0	40,0	6220,0
Tb	0,2	0,4	0,1	1,0	6,1	0,6	35,2	0,2	0,1	0,7	3,2	19,2	807,5
Tm	-	-	-	0,8	3,4	-	-	0,2	-	-	0,9	-	56,5
Yb	0,5	0,5	0,3	3,7	13,6	1,8	107,7	0,7	0,3	2,5	8,0	708,4	132,5
Lu	0,1	-	-	-	1,8	0,3	16,0	0,1	-	0,2	1,2	132,3	-

Примечание. I - плагиоклаз; 2 - микроклин; 3 - кварц; 4 - биотит; 5 - роговая обманка; 6 - апатит; 7 - сфен; 8 - плагиоклаз+микроклин; 9 - кварц; 10 - биотит; II - апатит; I2 - циркон; I3 - монацит.

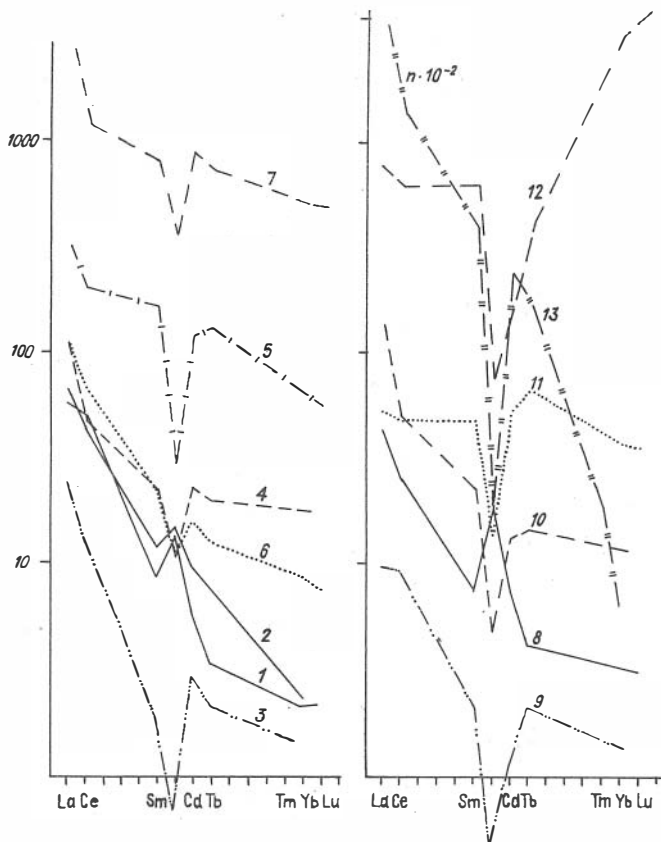


Рис.2. Распределение РЗЭ в минералах гранодиорита и биотитового гранита.

Нумерация на рисунке соответствует табл.2

РЗЭ обладает амфибол, который концентрирует как легкие, так и тяжелые лантаноиды, последние — в большей степени. Для биотита характерно обогащение по сравнению с гранитоидами средними и тяжелыми лантаноидами при близком к породе содержании La и Ce.

Изученные гранитоиды характеризуются близким видовым составом аксессуарных минералов. Апатиты гранодиоритов и гранитов имеют различный уровень содержания и характер распределения РЗЭ.

Первый близок к породе и накапливает главным образом Sm, Gd, Tb, а апатит гранита обогащен РЗЭ, преимущественно средними и тяжелыми лантаноидами, и имеет резкую отрицательную европиевую аномалию. Подобное распределение РЗЭ в апатите установлено для кварцевых диоритов и монцогранитов комплекса Кверигут /6/. Сфен является комплексным концентратором редкоземельных элементов и одним из главных их носителей в гранодиорите. Максимальные содержания РЗЭ установлены в монаците и цирконе из биотитового гранита. Монацит имеет селективный цериевый состав редких земель, а циркон - иттриевый.

Анализ данных по отдельным минералам позволяет оценить их вклад в распределение РЗЭ в гранитоидах. В гранодиорите редкоземельные элементы в значительной степени контролируются главными породообразующими минералами, которые содержат около 85 % легких лантаноидов; при этом полевые шпаты в большей степени концентрируют La и Ce, а темноцветные минералы - Sm. В распределении Eu ведущая роль принадлежит полевым шпатам (65 %). Высокими содержаниями европия характеризуются также амфибол и сфен, концентрирующие около 30 % этого элемента. Распределение тяжелых лантаноидов контролируется главным образом темноцветными минералами (50 %) и сфеном, полевые шпаты содержат 10-25 % от общего количества иттриевых редких земель.

Дефицит в балансе Yb в гранодиорите может быть отнесен на счет такого концентратора тяжелых лантаноидов как циркон, который присутствует в гранодиорите, но не проанализирован. Если принять с известной долей условности, что содержание РЗЭ в цирконе гранодиорита аналогично концентрации в цирконе из биотитового гранита, то этот минерал в количестве 10 г/т содержит около одной трети иттербия в гранодиорите.

Таким образом, для гранодиорита установлена ведущая роль породообразующих минералов в балансе лантаноидов. Акцессорные минералы - сфен и циркон контролируют распределение главным образом иттриевой группы редких земель.

Напротив, в биотитовом граните больше половины редкоземельных элементов как цериевой, так и иттриевой группы сосредоточено в акцессорных минералах - монаците и цирконе. Установлена хорошая сходимость содержаний РЗЭ в породе с рассчитанными по сумме слагающих её минералов. Среди породообразующих минералов полевые

шпаты в большей степени концентрируют La, Ce, Sm и Gd, а биотит является комплексным концентратором и носителем редких земель. Монацит концентрирует более 50 % легких лантаноидов и примерно 40 % Gd, а циркон играет ведущую роль в распределении Yb и Lu.

Обсуждение результатов. Гранитоиды Татарского массива (см. рис.1) близки по характеру распределения РЗЭ к кристаллическим сланцам (метапелитам) нижнего протерозоя – вероятного субстрата гранитообразования, но обеднены как легкими, так и тяжелыми лантаноидами, что очевидно является результатом селективного плавления. Такое фракционирование РЗЭ в процессе плавления может быть связано с обогащением респитов амфиболом и биотитом, являющимися комплексными концентраторами редких земель. Другой причиной относительного обеднения лантаноидами палингеного расплава может быть неполное плавление акцессорных минералов, обогащенных как цериевой, так и иттриевой группой редких земель. Малый размер или отсутствие европиевого минимума в гранодиоритах и биотитовых гранитах можно объяснить преимущественным плавлением плагиоклаза субстрата, поскольку фракционирование роговой обманки, имеющей высокий уровень содержания Eu, приведет к появлению европиевого минимума в палингеном расплаве.

Диоритоиды прикровельной зоны унаследуют редкоземельный состав метабазитов, главным образом иттриевую группу, но при этом существенно обогащены легкими лантаноидами, по уровню содержания которых они приближаются к гранодиоритам. Считается [3], что при кремнещелочном метасоматозе происходит привнос легких лантаноидов с гранитизирующим флюидом. Накопление цериевой группы редких земель может быть результатом роста содержания в диоритоидах полевых шпатов, концентрации в которых легких лантаноидов заметно превышают уровень амфиболитов. Другим концентратором легких лантаноидов, как это ни странно, становится амфибол. Простейший расчет показывает, что роговая обманка гранодиоритов и, вероятно, также диоритоидов обогащена легкими лантаноидами по сравнению с этим минералом из метабазитов, так как последние на 90 % состоят из амфибола и имеют весьма низкий уровень содержания цериевой группы. Расчет редкоземельного состава роговой обманки амфиболитов с использованием коэффициентов распределения минерал/расплав для основных пород [7] подтверждает высказанное

предположение о низком содержании цериевых земель в этом минерале.

Обеднение диоритоидов тяжелыми лантаноидами по сравнению с метабазами пропорционально сокращению количества амфибола, который замещается биотитом. Роговая обманка, как видно из анализа гранодиорита, имеет более высокие содержания иттриевых редких земель по сравнению с биотитом. Дальнейшее относительное понижение уровня тяжелых лантаноидов устанавливается в гранодиоритах, которые, по-видимому, являются продуктом плавления метапелитовой толщи с фрагментами метабазитов. Снижение уровня тяжелых лантаноидов от гранитизированных метабазитов к гранодиоритам определяется отчасти уменьшением содержания сфена, который наряду с роговой обманкой является основным носителем иттриевых редких земель для этой группы пород. Широкие вариации тяжелых лантаноидов в гранодиоритах связаны, судя по всему, с переменным соотношением биотита и амфибола в их составе, а также с изменением содержания акцессорных фаз (сфена, циркона), преимущественно концентрирующих иттриевую группу редких земель.

Различия содержаний редкоземельных элементов, главным образом цериевой группы, в гранодиоритах и гранитах наиболее логично объясняются изменением состава субстрата. Наличие фрагментов основных пород среди кристаллических сланцев приведет к снижению уровня легких лантаноидов в гранодиоритах по сравнению с биотитовыми гранитами, унаследовавшими высокий уровень содержания этих элементов, характерный для метапелитов. Аргументом в пользу различия состава субстрата для формирования гранодиоритов и гранитов является, наряду с геохимическими данными /4/, изменение парагенезисов данных пород в отношении породообразующих и акцессорных минералов, а также близость минерального состава гранодиоритов к гранитизированным метабазитам.

Эволюция основного объема палингенного расплава отражается в росте содержаний редкоземельных элементов, преимущественно цериевых, от биотитовых к лейкократовым гранитам. Считается /1/, что кристаллизационная дифференциация кислого расплава приводит к обогащению конечных продуктов тяжелыми лантаноидами. В рассматриваемом примере при фракционировании породообразующих минералов (плагиоклаза и биотита) она не приведет к существенному обогащению в эволюционировавшем остатке легких лантаноидов. Кри-

тализация плагиоклаза вызовет более значительное обогащение расплава тяжелыми лантаноидами, так как коэффициенты распределения плагиоклаз/расплав ниже для иттриевой группы редких земель /9/. Что касается биотита, то известные для него коэффициенты распределения составляют около 0,3 по всем РЗЭ /8/, а изученные нами биотиты слабо обогащены лантаноидами относительно породы в целом, но в любом случае фракционирование 10 % биотита не приведет к накоплению в расплаве цериевых земель в 1,5-2 раза по сравнению с исходным. Преимущественное обогащение лейкократовых гранитов легкими лантаноидами, на наш взгляд, связано с накоплением цериевой группы РЗЭ в расплаве вследствие поздней кристаллизации акцессорных фаз, особенно монацита, что установлено по приуроченности выделений монацита к интерстициям в кварц-полевошпатовой части породы. Резкое обеднение РЗЭ жильных аплитовидных гранитов, продуктов кристаллизации остаточного расплава, обусловлено, по-видимому, его отщеплением после кристаллизации основной массы акцессорных минералов, этим же определяется и резкий дефицит европия.

Вышеизложенное позволяет заключить, что распределение РЗЭ в гранитоидах Татарского массива контролируется как главными, так и акцессорными минералами. Основными носителями лантаноидов в гранодиоритах, так же как и в близких им по парагенезису гранитизированных метабазитах, являются пороодообразующие минералы, тогда как в биотитовых гранитах РЗЭ концентрируются преимущественно в монаците, цирконе, апатите.

Эволюция содержания РЗЭ при метасоматической гранитизации метабазитов и формировании гранодиоритов обусловлена изменением соотношений главных минеральных фаз. Формирование редкоземельного состава пород ряда: биотитовый гранит - лейкократовый гранит - аплитовидный гранит - связано с кристаллизационной дифференциацией палингенного расплава при фракционировании акцессорных фаз.

Литература

1. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 267 с.

2. Волобуев М.И., Зацепина Е.Ф., Зыков С.И., Ступникова Н.И. Магматические комплексы и формации Енисейского кряжа // Вопросы геологии Красноярского края. М., 1964. С.22-52.
3. Макрыгина В.А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма умеренных и низких давлений. Новосибирск: Наука, 1981. 199 с.
4. Туркина О.М. Радиогеохимические особенности гранитоидов татарско-ахтинского комплекса (Енисейский кряж) в связи с их петрогенезисом // Гетерогенность пород и руд Сибири. Новосибирск, 1986. С.19-32.
5. Boynton W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Rare Earth Element Geochemistry. Amsterdam e.a., 1984. P.63-114.
6. Fourcade S., Allegre C.J. Trace elements behavior in granite genesis: a case study the calc-alkaline plutonic association from the Querigut complex (Pyrenees, France) // Contrib. Mineral Petrol. 1981. Vol.76, N 2. P.177-195.
7. Henderson P. General geochemical properties and abundances of the rare earth elements // Rare Earth Element Geochemistry. Amsterdam e.a., 1984. P.1-32.
8. Higuchi H., Nagasawa H. Partition of trace elements between rock-forming minerals and the host volcanic rocks // Earth. Planet. Sci. Zetter. 1969. N 7. P.281-287.
9. Nagasawa H., Schnetzler C.C. Partition of rare earth, alkali and alkaline earth elements between phenocrysts and acidic igneous magma // Geochim. Cosmochim. Acta. 1971. Vol.35, N 9. P.953-968.
10. Turekian K.K., Wedepohl K.H. Distribution of the elements in some major units of the earth's crust // Geol. Soc. of Amer. Bull. 1961. Vol.72, N 2. P.175-192.

ПОВЕДЕНИЕ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ, ТОРИЯ И УРАНА
ПРИ ЧАРНОКИТИЗАЦИИ

Особенности геохимии редких элементов при метаморфизме и процессах чарнокитообразования в условиях гранулитовой фации рассматриваются на примере шарьжалгайской серии, слагающей крупный выступ фундамента Сибирской платформы в Юго-Западном Прибайкалье. Внутренняя структура выступа определяется системой гранито-(чарнокито)-гнейсовых куполов (антиформ) и интенсивно дислоцированных межкупольных зон (синформ) /1/. Купола обладают довольно закономерным строением, что хорошо видно на примере наиболее крупного из них, расположенного в восточной части разреза шарьжалгайской серии по берегу оз. Байкал (рис.1). От крыльев к центру купола уменьшается роль гнейсовидных пород, возрастает роль явлений будинажа прослоев основных кристаллосланцев, укрупняется зернистость чарнокитоидов, увеличивается их общая калие-вость, появляются биотитсодержащие чарнокиты. Отмеченные особенности свидетельствуют о нарастании к центру купола интенсивности переработки и плавления пород, об усилении процессов перемещения расплавов и росте их флюидонасыщенности. Зональное строение куполов хорошо согласуется с представлениями о флюидном контроле процессов чарнокитообразования. Центральные части куполов, характеризующиеся как зоны высокой проницаемости и интенсивного плавления, фиксируют завершающую, наиболее "зрелую" стадию чарнокитизации, которая отличается повышенной концентрацией воды и щелочей, особенно калия, в фильтрующемся через расплав флюиде, пониженными P - T-условиями минералообразования и, как следствие, формированием биотитсодержащих калиевых пород - чарнокитов, гранитов /2/ (см. рис.1). Образование куполов некоторыми исследователями связывается с ростом гранитизированных ядер в пределах метаморфизованной в условиях гранулитовой фации осадочно-вулканогенной толщи, первичный состав которой предполагается основным. При этом считается, что образование чарнокитоидов предварялось площадным метасоматозом, существенно изменившим исходный состав толщи в сторону его раскисления /4/. Такой взгляд на природу чарнокитоидов опирается, прежде всего, на присутствие в этих породах многочисленных ксенолитов основных кристаллосланцев

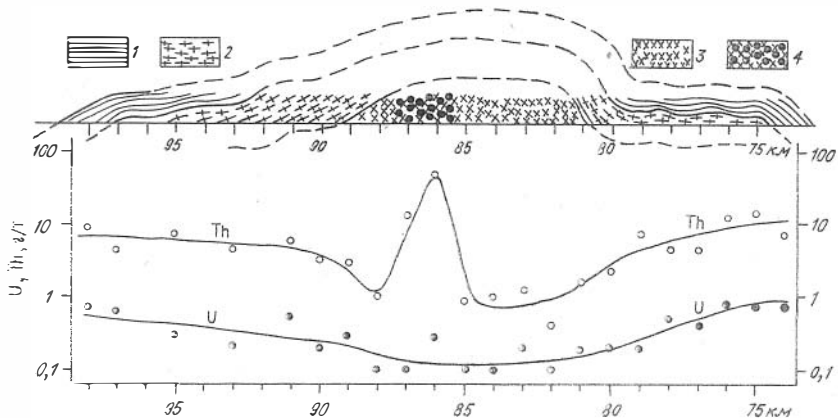


Рис. 1. Схематический разрез крупного чарнокито-гнейсового купола в интервале 73–99 км кругобайкальской железной дороги (составлен по данным [1] и авторским полевым материалам):

1 – гнейсы, местами мигматизированные, с прослоями кристаллосланцев и кальцифилов; 2 – гнейсовидные чарнокиты, андебиты и мигматиты обычно с ненарушенными прослоями кристаллосланцев; 3 – массивные чарнокитоиды с будинированными прослоями и ксенолитами кристаллосланцев; 4 – крупнозернистые (до пегматоидных) биотитсодержащие чарнокитоиды

я справедливо вызывает ряд серьезных возражений. В частности, площадной вынос химических компонентов предполагает образование над областью чарнокитизации мощных зон сброса этих компонентов (зон базификации), которые нигде не зафиксированы [5].

Изучение разреза шарьжальгайской серии по берегу оз. Байкал, вдоль линии кругобайкальской железной дороги, показывает, что выходы чарнокитоидов чередуются со значительными участками развития метаморфических пород, местами мигматизированных и приуроченных обычно к межкупольным зонам (синформам). В пределах таких участков выделяются три главных типа пород: безгранатные (гиперстенные, биотит-гиперстенные) гнейсы, составы которых отвечают дацит-андезиту (60 %); двупироксеновые кристаллосланцы основного состава (20 %); гранатсодержащие двуполевошпатовые гней-

сы (метапелиты) (20 %). На долю остальных пород (кварцитов, мраморов и др.) приходится около 2-3 %. На интервалах распространения чарнокитоидов примерно те же пропорции соблюдаются соответственно для безгранатовых чарнокитов и эндербитов прослоев и ксенолитов основных кристаллосланцев и гранатовых чарнокитов. Если, исходя из этого, предположить образование чарнокитоидов за счет метаморфической толщи аналогичной по составу той, что фиксируется в синформах в виде крупных гнейсовых фрагментов, то необходимость в привлечении "механизма" подготовительного площадного метасоматоза отпадает. Насыщенность чарнокитоидов включениями кристаллосланцев не противоречит принятой гипотезе. Селективная сохранность пород основного состава при перекристаллизации и плавлении вмещающего их более кислого субстрата представляется вполне очевидной. Нельзя, естественно, отрицать и частичной переработки двуокисенных кристаллосланцев, особенно в случае интенсивного протекания чарнокитизации /2,4/, однако такой процесс мог иметь только подчиненное значение.

При близости минерального и петрохимического составов соответствующие типы чарнокитоидов и метаморфических пород обнаруживают заметные геохимические различия (табл. I, 2). Особенно контрастно видны различия на примере концентраций радиоактивных элементов (РЭ) — U, Th и K, обладающих индикаторными свойствами в отношении петрогенеза и степени геохимической дифференцированности минерального вещества /3/. Сравнительный анализ данных по содержанию РЭ в важнейших типах пород шарьжалгайской серии (см. табл. I) показывает, что чарнокитизация гнейсов сопровождалась резким (в 2,5-4 раза) понижением содержаний U и Th в породах с сохранением Th/U отношения (см. табл. I, сравн. I с 4; 2 с 5) и существенным перераспределением K с выравниванием уровня калиевости разных типов пород в среднем до 2,2 % (см. табл. I, сравн. I, 2 с 4, 5; 9 с IOa). От этой главной тенденции значительно отклоняются лишь биотитсодержащие крупнозернистые чарнокитоиды из центральной части купола (см. рис. I). Их отличает очень высокое среднее содержание Th (40,7 г/т) при Th/U = 45 и повышенная калиевость (3,19 %). Если подсчитать средние содержания РЭ в чарнокитоидах с учетом этих специфических пород (см. табл. I, сравн. 9 с IOб), то станет очевидным, что при чарнокитизации общий относительный вынос Th был гораздо меньше выноса U. Мобилизо-

Содержания радиоактивных элементов
в важнейших типах пород шарьжалгайской серии

№ п/п	П о р о д а	Число ана- лиз	U, г/т	Th, г/т	K, %	Th/U
I	Безгранатовые (гиперсте- новые, биотит-гиперсте- новые) гнейсы	2I	I, I	7,0	I,94	6,4
2	Гранатсодержащие (гранат- биотитовые, гранат-кор- диеритовые) гнейсы (мета- пелиты)	32	2, I	I9, I	3,05	9,0
3	Двупироксеновые кристал- лосланцы	I3	0,4	I,0	0,5I	2,5
4	Безгранатовые чарнокиты и эндербиты	5I	0,4	2,3	2, I8	5,8
5	Гранатсодержащие чарнокиты и мигматиты	I8	0,6	5, I	2, I6	8,5
6	Двупироксеновые кристал- лосланцы (реститы)	3I	0,3	I,2	0,54	4,0
7	Двупироксеновые эндерби- ты	8	0,5	2,0	0,82	4,0
8	Высокотермические крупнозер- нистые чарнокитоиды с биотитом (см. в тексте)	7	0,9	40,7	3, I9	45
9	Среднее по гнейсам (I+2)		I,4	I0,0	2,22	7, I
I0	Среднее по чарнокитоидам:					
	а. (4+5)		0,5	3,0	2, I7	6,0
	б. (4+5+8)		0,5	6,5	2,26	I3

Примечание. Содержания U, Th, K получены методом гамма-спектрометрии в лаборатории ядерно-геохимических методов ИГиГ СО АН СССР, анализ выполнен А.С.Степичным; приводимое число анализов не отражает количественных соотношений различных типов пород в разрезе. I, 2, 3 - опробованы в пределах крупных участков развития метаморфических пород; 4, 5, 6, 7, 8 - опробованы в пределах крупных участков развития чарнокитоидов; 9, I0 - средние значения - рассчитаны с учетом реальных количественных соотношений различных типов пород в разрезе (см. в тексте).

Таблица 2

Химические составы пород Шарькалтайского выступа, вес. %

Номер д/п пробы	Порода	Минеральная ассоциация	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Σ Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма	Количество*		П _ж ^ж вес. %	
														монакри- та	алатита		
1	III	Двупироксеновый кристаллосланец	Pl+Pn+Ml	47,83	1,00	14,96	14,79	9,26	10,13	1,29	0,27	0,06	0,13	99,74	Не опр.	Не опр.	Не опр.
2	126	Эндербит	Kv+Pl+Pn	65,31	0,57	13,83	6,90	2,88	6,13	3,51	0,67	0,10	0,75	100,65	Не обн.	20000	60
3	132	Чарнокит	Kv+Pl+Kлш+ Pn+Бл	61,89	1,11	16,19	5,84	2,25	3,60	2,98	4,83	0,59	0,65	99,93	20000	100000	43
4	142	Двупироксеновый эндербит	Kv+Pl+Pn+Ml	53,23	1,66	14,77	13,91	5,40	7,33	1,78	0,48	0,39	0,84	99,79	Не опр.	Не опр.	Не опр.
5	149	Глиноземистый мigmatит	Kv+Pl+Kлш+Гр+ Корд+Бл	60,79	0,78	17,50	10,50	4,14	1,33	2,10	2,02	0,06	0,63	99,88	100	10	24
6	155	Гранатовый чарнокит	Kv+Pl+Kлш+Гр+ Pn+Бл	67,38	0,43	15,50	5,13	1,88	2,74	3,34	2,89	0,07	0,72	100,08	50	5	42
7	176	Бейкократовый чарнокит	Kv+Pl+Kлш+Pn	69,37	0,24	15,41	3,02	1,17	2,98	4,16	2,84	0,13	0,25	99,57	Не обн.	3000	50
8	187	Глиноземистый чарнокит	Kv+Pl+Kлш+Гр+ Корд+Сил+Бл	53,01	0,99	21,86	11,39	4,35	0,96	1,40	4,39	0,10	0,87	99,34	500	Не обн.	17
9	190	Гиперстеновый гнейс	Kv+Pl+Kлш+Pn	58,74	0,95	16,85	9,02	3,77	4,91	2,92	2,31	0,26	0,38	100,11	2000	20000	49
10	192	Чарнокит	Kv+Pl+Kлш+Pn	60,41	1,59	16,00	8,52	1,73	4,50	3,30	3,58	0,56	0,15	100,34	Не обн.	50000	50
11	262	Чарнокит	Kv+Pl+Kлш+Pn+ Бл	67,99	0,37	15,46	3,73	1,12	2,90	3,45	4,20	0,17	0,48	99,87	10	5000	36
12	271	Чарнокит	Kv+Pl+Kлш+Pn+ Бл	68,42	0,45	15,00	4,18	1,64	3,70	3,89	1,98	0,23	0,45	99,94	10	50000	51
13	277	Гранат-биотито- вый гнейс	Kv+Pl+Kлш+Гр+ Бл	67,03	0,67	14,18	6,50	1,94	2,59	2,37	3,96	0,15	0,03	99,42	5000	2000	33
14	279	Двупироксеновый кристаллосланец	Pl+Pn+Ml	50,77	1,59	13,67	15,27	5,78	9,66	1,56	0,44	0,15	0,84	99,73	Не опр.	Не опр.	Не опр.
15	302	Гиперстеновый гнейс	Kv+Pl+Kлш+Pn+ Бл	70,70	0,43	14,69	3,53	1,18	2,96	3,29	2,75	0,14	0,52	100,19	500	20000	43
16	306	Гиперстеновый гнейс	Kv+Pl+Pn+Бл	63,24	0,88	13,90	8,92	3,71	3,30	2,54	1,59	0,11	1,27	99,46	1000	10000	38

Примечание. * - показано число зерен эддерского минерала на 100 г породы (размер зерен 0,05-0,15 мм); ж - содержание плагиоклаза в породе рассчитано по содержанию в ней CaO и Na₂O. Pn - рожнический пироксен; Ml - моноклиный пироксен; Gr - гранат; Корд - кордиерит; Бл - биотит; Pl - плагиоклаз; Кв - кварц; Клш - калиевый полевой шпат; Сил - силлиманит.

ванный при чарнокитизации Th в значительных количествах фиксировался уже на уровне гранулитовой фации в породах, отвечающих заключительной стадии чарнокитообразования. Высказанные соображения наглядно иллюстрируются схемой распределения средних содержаний U и Th в породах по разрезу крупнейшего чарнокитогнейсового купола (см. рис.1). Для Th, в отличие от U, кроме общего понижения содержаний в центральных частях купола наблюдается еще и резкий локальный максимум концентраций. Из табл.1 видно, что реститы двупироксеновых кристаллосланцев среди чарнокитоидов не обнаруживают существенных отличий от кристаллосланцев, опробованных в пределах гнейсовых фрагментов. Данное обстоятельство подтверждает высокую устойчивость основных пород при чарнокитизации. Свидетельством частичной переработки кристаллосланцев могут служить редкие находки двупироксеновых эндербитов (см. табл.1).

Выявленные геохимические закономерности, несомненно, отражают миграцию и перераспределение микрокомпонентов в ходе чарнокитообразования. В этой связи весьма ценную информацию несут редкоземельные элементы (РЗЭ), обладающие рядом уникальных геохимических свойств. Для анализа на РЗЭ выбраны наиболее характерные пробы, представляющие главные типы пород, для которых предусматривалось исследовать редкоземельную специфику, рассмотреть поведение РЗЭ при чарнокитизации и в итоге, с учетом других (геохимических, минералогических, петрохимических) данных, разработать вещественную модель процесса чарнокитообразования.

Обобщенная картина распределений РЗЭ в метаморфических породах шарьжалгайской серии (рис.2) показывает, что главные их типы устойчиво различаются по геохимическим признакам. Для безгранатовых (гиперстеновых и биотит-гиперстеновых) гнейсов характерны наклонные линии распределения без европиевой аномалии. Отрицательный наклон линий для этих пород растет от средних к кислым разностям за счет падения содержаний тяжелых РЗЭ. Для двупироксеновых кристаллосланцев выявлено два различных распределения РЗЭ (см. рис.2). Первое из них характеризуется горизонтальной линией (аналогично хондритовому) и отличается общим низким уровнем содержаний редких земель. Такое распределение зафиксировано в магнезиальных низкотитанистых кристаллосланцах с умеренной кремнекислотностью (см. табл.2, проба III). Второй тип

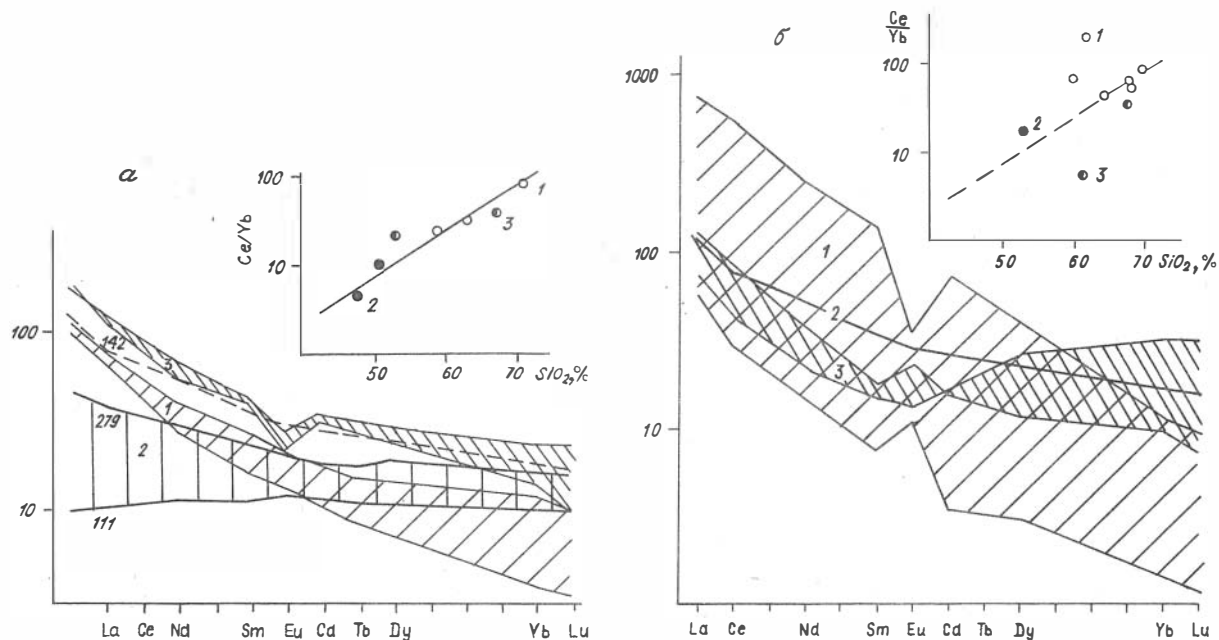


Рис. 2. Обобщенная картина распределений РЗЭ в метаморфических породах (а) и чарнокитоидах (б) Шарижалграйского выступа.

Цифры (в т.ч. на врезках): 1 - безгранатовые (гиперстенновые, биотит-гиперстенновые) гнейсы и чарнокитоиды; 2 - дупироксеновые кристаллосланцы и эндрбиты; III, 279 и I42 - распределение РЗЭ в соответствующих пробах; 3 - гранатосодержащие (гранат-биотитовые, гранат-кордиеритовые) гнейсы и чарнокитоиды. На врезке пунктиром показана зависимость, полученная для метаморфических пород. Содержание РЗЭ нормировано по хондриту /6/

распределения – с небольшим отрицательным наклоном и более высоким уровнем концентраций РЗЭ – отмечен в породах повышенной титанистости и кремнекислотности и невысокой магнезиальности (см. табл.2, проба 279). Если сопоставить кривые распределения РЗЭ для безгранатовых гнейсов и кристаллосланцев, то выявляется общая тенденция увеличения отрицательного наклона линий (значений Se/Yb) с повышением кремнекислотности пород (см. рис.2, врезка). Эта тенденция, видимо, отражает вещественные закономерности магматизма в ходе формирования осадочно-вулканогенной толщи. Гранатосодержащие двуполевошатовые гнейсы (метапелиты) в сравнении с безгранатовыми характеризуются более высоким (в 2 раза) общим уровнем содержания РЗЭ (см. рис.2), а линии распределения редких земель для них отличаются заметным европиевым минимумом. Подобные гнейсы не очень значительно отклоняются от выявленной зависимости Se/Yb от SiO_2 (см.рис.2,а,врезка), что может говорить о генетической связи метаморфических орто- и парапод. Общая картина распределений РЗЭ в чарнокитоидах (рис.3) подтверждает вывод о дифференциации вещества при чарнокитообразовании. Главным отличием чарнокитоидов от метаморфических пород является более широкий диапазон распределений РЗЭ при наличии линий распределения с европиевым максимумом. При этом некоторые пробы чарнокитоидов существенно отклоняются от выявленной для метаморфических пород зависимости Se/Yb от SiO_2 . Тем не менее, в половине проб безгранатовых чарнокитоидов кривые распределения РЗЭ фактически идентичны полученным для гиперстеновых и биотит-гиперстеновых гнейсов (рис.3,а, пробы I26,262,27I). Отличие состоит только в проявлении для части проб (I26,27I) небольшого европиевого минимума. Все это свидетельствует о большей по сравнению с U и Th консервативности поведения РЗЭ при чарнокитизации. С другой стороны, в двух пробах (I32,I92) безгранатовых чарнокитов содержания легких и средних редких земель намного выше, чем в гнейсах. Как следствие, линии распределения РЗЭ для этих пород имеют более крутой наклон и отличаются от полученной для метаморфических пород зависимости Se/Yb от SiO_2 (в сторону высоких Se/Yb) (см.рис.2,б,врезка). Проба I32 – крупнозернистых биотитсодержащих чарнокитов из центральной части упоминавшегося купола – содержит значительное количество Th. Формирование подобных пород несомненно связано с мобилизацией Th при чарнокитообразовании.

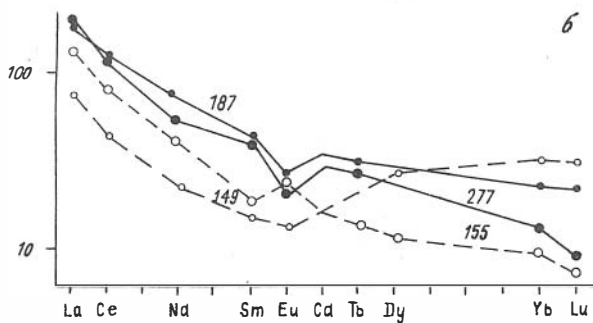
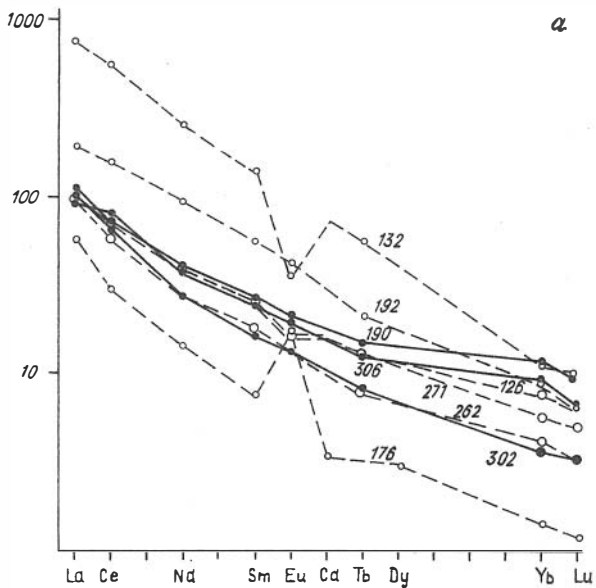
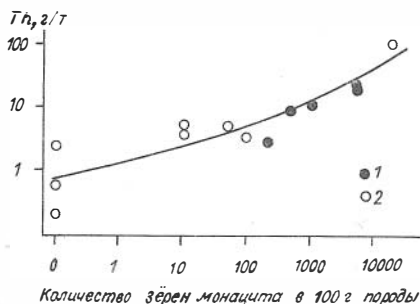


Рис. 3. Кривые распределения РЕЭ для проб метаморфических пород (сплошные линии) и чарнокитондов (прерывистые линии). Цифрами обозначены номера проб (табл. 2, 3): а - безгранатовые (гиперстеновые, биотит-гиперстеновые) гнейсы, эндербиты и чарнокиты; б - гранатсодержащие (гранат-биотитовые, гранат-кордиеритовые) гнейсы, мигматиты и чарнокиты

Рис. 4. Связь концентраций Th с содержанием монацита: 1 - гнейсы; 2 - чарнокитоиды



Кривая распределения РЗЭ для пробы I32 имеет ярко выраженный европиевый минимум, свидетельствующий о заметно меньшей миграции Eu по сравнению с соседними средними РЗЭ (например, Sm). Это, вероятно, является специфической чертой процесса переноса РЗЭ совместно с Th при чарнокитообразовании. Иная картина распределения РЗЭ получена для пробы I92, не содержащей биотита. Повышенный уровень легких РЗЭ для этой пробы сопровождается низкими концентрациями Th и отсутствием европиевой аномалии. Данный факт может свидетельствовать о протекании еще одного, не связанного прямо с миграцией Th, процесса перераспределения редких земель. Характерно, что Eu в этом процессе вел себя аналогично другим средним РЗЭ, чем и обусловлено отсутствие европиевой аномалии для пробы I92.

Своеобразные кривые распределения РЗЭ получены для лейкократовых чарнокитов как безгранатовых (см.рис.3,а, проба I76), так и гранатосодержащих (см.рис.3,б, проба I55). Им присущи общий пониженный уровень РЗЭ (кроме Eu) по сравнению с соответствующими исходными гнейсами и положительная европиевая аномалия. Эти чарнокитоиды характеризуются довольно кислым (67–69 % SiO_2) составом, повышенной калий-натровой ($Na_2O/K_2O > 1$) щелочностью и известковистостью, более высокими в сравнении с гнейсами концентрациями Ba и Sr (в 2–3 раза) и пониженными – Rb (в 2–4 раза) и Ta (в 6–10 раз) (табл.2,3). Как следствие, такие породы обладают очень низкими значениями K/Ba, K/Sr, Rb/Sr и высокими – K/Rb отношениями. Размеры выделений лейкократовых чарнокитов колеблются от сантиметров и десятков сантиметров до десятков метров. В первом случае они имеют вид обособившихся, иногда слабопереме-

Содержания микрокомпонентов* в породах Шарьингайского выступа, г/т

Номер		La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Yb	Lu	Th	U	Hf	Ta	Cr
п/п	пробн															
I	III	3,0	8,2	6,9	2,2	0,9	-	0,50	-	2,0	0,30	0,45	0,50	1,4	0,15	200
2	I26	30	54	23	5,4	1,2	-	0,57	-	1,5	0,20	0,6	0,72	4,9	0,15	56
3	I32	240	440	150	27	2,6	-	2,5	-	2,4	0,30	105	1,1	8,2	0,50	45
4	I42	37	58	31	6,5	2,1	-	-	7,6	3,7	0,55	2,3	2,1	3,5	0,43	190
5	I49	23	34	13	3,0	1,0	-	-	8,4	6,6	1,0	3,3	0,74	4,8	0,32	370
6	I55	39	66	22	3,5	1,7	-	0,66	3,4	2,0	0,23	5,3	1,2	5,4	0,05	160
7	I76	18	24	8,6	1,5	1,3	0,85	-	1,0	0,30	0,04	0,21	0,20	1,5	0,05	59
8	I87	56	97	37	7,9	1,9	-	1,4	8,6	4,9	0,70	21	2,5	6,8	0,50	130
9	I90	34	56	24	5,5	1,5	-	0,70	-	2,5	0,30	2,9	0,9	4,4	0,37	140
10	I92	61	I26	55	II	3,1	-	1,0	-	1,9	0,20	2,6	0,8	7,8	0,85	-
II	262	30	46	16	3,5	1,0	-	0,37	-	0,85	0,10	3,8	1,0	5,9	0,15	29
I2	27I	28	54	22	5,0	1,1	-	0,58	-	1,1	0,15	5,4	-	4,2	0,32	33
I3	277	60	89	32	7,6	1,4	-	1,3	-	2,8	0,30	22	2,8	6,3	0,77	82
I4	279	14	31	18	4,7	1,5	4,7	0,80	6,0	3,2	0,50	2,6	-	2,1	0,22	50
15	302	31	51	16	3,1	1,0	-	0,38	-	0,73	0,10	9,6	1,2	5,1	0,30	40
16	306	28	58	22	4,9	1,4	-	0,56	-	1,9	0,20	10,6	2,2	8,0	0,50	240

Примечание. * - содержания La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Yb, Lu, Th, U, Hf, Ta получены методом нейтронной активации в лаборатории ядерно-геохимических методов анализа ИГиГ СО АН СССР, анализ выполнен В.А.Бобровым; содержания Cr, Ni, Co, Mn, Zn, Cu, Sr, Ba, Li, Rb, V получены методом атомной абсорбции, анализ выполнен Т.А.Кириленко.

ценных лейкосом среди гнейсовидных чарнокитов и мигматитов (проба I55), во втором - вид диапироподобных тел в центральных частях небольших куполов, осложняющих крылья более крупных структур (проба I76). Положительную европиевую аномалию часто связывают с процессом полевошатового фракционирования исходно гомогенного среднего-кислого расплава, однако в нашем случае подобное объяснение неприемлемо по геологическим соображениям. Формы залегания, значительные колебания размеров выделений и относительное постоянство состава лейкократовых чарнокитов явно не согласуются с картиной отсадки полевошатового кумулята в магматической камере с последующим удалением остаточного расплава. Эти факты скорее говорят об обособлении и перемещении кислых эвтектических выплавов. Европиевый максимум в лейкократовых чарнокитах свидетельствует об относительно высоком коэффициенте распределения расплав/рестит для Eu (очевидно, близок к 1) по сравнению с другими РЗЭ (намного меньше 1) при частичном плавлении. Этот высокий коэффициент для Eu связан с обогащенностью выплавов плагиоклазовой составляющей (см. табл.2). Своеобразие состава эвтектики, несом-

Ni	Co	Mn	Zn	Cu	Sr	Ba	Li	Rb	V	K/Rb	K/Ba	Ca/Sr	Rb/Sr	Th/U	Ce/Yb
140	58	1700	130	22	120	150	7,7	4,5	330	560	17	600	0,04	0,9	4,1
36	18	700	70	37	330	180	19	6,8	130	970	38	130	0,02	0,83	36
21	14	390	71	26	490	2600	17	140	100	320	17	52	0,29	95	180
73	40	1400	150	110	260	510	4,4	9,1	250	390	69	200	0,04	1,1	16
150	32	830	83	66	110	460	17	68	150	230	33	82	0,59	4,5	5,2
49	11	430	45	37	410	1500	13	35	50	670	16	48	0,09	4,4	33
13	6,6	280	40	18	470	1100	9,4	35	33	670	21	45	0,07	1,1	80
44	24	880	110	41	170	1100	15	150	130	260	35	41	0,86	8,4	20
32	16	780	120	30	280	600	15	99	100	170	27	130	0,36	3,2	22
1,8	8,0	670	91	21	550	2300	10	62	92	470	13	58	0,13	3,3	66
15	3,2	260	50	12	290	960	16	110	33	320	35	72	0,37	3,8	54
18	11	340	68	20	350	500	22	69	25	230	32	75	0,19	-	49
28	13	670	78	23	120	500	19	130	54	250	69	160	1,1	7,8	32
32	49	1800	120	70	130	200	12	9,1	320	220	10	530	0,07	-	9,7
14	7,2	310	50	10	210	520	16	85	25	270	40	100	0,41	8,0	70
29	16	880	120	61	160	380	16	55	130	250	37	140	0,34	4,8	31

ненно, определяется особенностями субстрата (кислый-средний состав, калий-натровая щелочность большинства гнейсов) и условиями его парциального плавления (высокие давления, существенно углекислый состав флюида /2/). Твердый остаток после удаления эвтектической выплавки должен характеризоваться отрицательной европиевой аномалией, что и установлено для части чарнокитоидов (см. рис. 3, а, пробы I26, 271). Проблема возникновения лейкократовых чарнокитов имеет еще один важный аспект. Возможность обособления и движения эвтектического расплава при чарнокитизации предполагает твердое состояние окружающих пород. В частности, ничем иным нельзя объяснить существование диашироподобных тел массивных лейкократовых чарнокитов в мелких купольных структурах, сложенных более основными (и следовательно более тугоплавкими) гнейсовидными чарнокитоидами. Здесь явно имело место движение расплава, с одной стороны, и пластические деформации твердых вмещающих пород - с другой. Все это наводит на мысль о формировании больших объемов гнейсовидных чарнокитоидов за счет преимущественно твердофазной перекристаллизации. Если учесть обедненность этих пород U и Th, то можно заключить, что перекристаллизация сопровождалась переходом части компонентов в подвижное состояние и их миграцией с фильтрующимся флюидом.

Довольно своеобразно в геохимическом плане протекала чарнокитизация глиноземистых гнейсов, о чем можно судить при сравнении таких гнейсов (см. рис.3,б проба I87) с соответствующими мигматитами (проба I49). Визуально мигматизация выражается в инъецировании гнейса линзами и прожилками гранатосодержащего кварцполевошпатового материала (типа пробы I55). В результате заметно повышается кремнекислотность пород и содержание Na_2O и CaO при снижении концентраций K_2O (см. табл.2). Мигматизация гнейса сопровождалась закономерным снижением уровня легких и средних РЗЭ, U , Th , Rb , Ta ; как следствие - выполаживается линия распределения РЗЭ, отклоняясь от выявленной для метаморфических пород зависимости Ce/Yb от SiO_2 (в сторону низких Ce/Yb) (см.рис.2,б,врезка). Исчезновение присущей глиноземистым гнейсам отрицательной европиевой аномалии обусловлено, вероятно, её компенсацией положительной аномалией в инъецирующем лейкократовом материале (типа пробы I55). Относительная стабильность содержаний тяжелых РЗЭ, несомненно, связана с присутствием в глиноземистом мигматите больших количеств граната, концентрирующего эти элементы. Уменьшение содержаний Th (в 6 раз) и легких РЗЭ (в 3 раза) при мигматизации не может быть объяснено только инъецированием гнейса выплавками, бедными этими компонентами, поскольку доля инъецированного материала не превышает 50 %. Этот факт подтверждает вывод об активном флюидном выносе ряда микрокомпонентов при чарнокитизации.

Уже отмечалось, что среди чарнокитоидов встречаются и двупироксеновые разности (см. табл.2,3, проба I42). По сравнению с основными кристаллосланцами эти породы обладают повышенной кремнекислотностью и характеризуются более крутым отрицательным наклоном линии распределения РЗЭ. От присущей метаморфическим породам зависимости Ce/Yb от SiO_2 двупироксеновые эндрбиты существенно не отклоняются, поэтому процесс их образования вполне может быть изохимическим (по соответствующим кристаллосланцам).

Для решения вопроса о минеральном контроле снижения содержаний Th при чарнокитизации изучены акцессорные минералы пород шарыжалгайской серии. Информация о количестве монацита и апатита в породах приведена в табл.2. Выявлена прямая зависимость содержаний Th от величины примеси акцессорного монацита (рис.4). Определение состава монацита из ториеносных глиноземистых гнейсов

Химический состав монацита из пробы глиноземистого гнейса, мас. %

Fe_2O_3	Ce_2O_3	Nd_2O_3	Sm_2O_3	Gd_2O_3	F_2O_5	CaO	SiO_2	F	Th
12,46	28,34	17,3	4,58	3,89	26,49	1,21	0,33	0,38	> 1
10,99-13,16	27,58-29,24	17,0-18,0	4,25-4,90	3,46-4,19	25,59-27,21	0,98-1,45	0,01-0,93	0,29-0,48	

Примечание. Химический состав определен из 7 анализов пробы I87 по 5 зернам монацита на электронном микрозонде в лаборатории электронно-зондовых методов исследования ИГиГ СО АН СССР, анализ выполнен Л.Н.Поспеловой. Содержание Nd_2O_3 определено путем расчета по кривым распределения РЗЭ, Th - полуколичественно. Над чертой - среднее, под чертой - разброс.

на электронном микрозонде показало наличие наряду с РЗЭ существенной примеси в нем Th (определен полуколичественно), а также SiO_2 , CaO , F (табл.4). Главной особенностью чарнокитоидов, за исключением высоко-ториевых биотитсодержащих разновидностей (проба I32), является резкая обедненность (вплоть до полного отсутствия) монацита. Исчезновение при чарнокитизации этого главного минерала - концентратора Th и определяет возможность выноса Th из пород с флюидом. Разложение монацита с выносом Th для большинства безгранатовых чарнокитоидов не ведет к потере легких РЗЭ, что вполне понятно с учетом высокой кальциевости и апатитосности безгранатовых пород шарьжальгайской серии (см. табл. 2). Апатит - хороший концентратор легких и средних редких земель, тогда как для Th его изоморфная емкость крайне невелика. При чарнокитизации безгранатовых гнейсов и разложении монацита РЗЭ из него в отличие от Th могли переходить в апатит (как первичный, так и новообразованный за счет монацита). Замещение кальцием, как более сильным основанием, цериевых редких земель при радикале PO_4 с образованием апатита для известковистых пород - процесс вполне закономерный.

По сравнению с метаморфизмом, при котором даже в кальциевых породах монацит вполне устойчив (см. табл. 2, пробы I90, 302, 306), процесс

чарнокитизации закономерно отличается составом флюида, повышенной интенсивностью его фильтрации и, как следствие, условиями минералообразования. Кроме повышенной доли воды и щелочей /2/, чарнокитизирующий флюид по сравнению с метаморфическим, вероятно, имел и более окислительный характер. О последнем говорит существенно большее количество магнетита во всех чарнокитах по сравнению с исходными гнейсами. Следует подчеркнуть, что для кальциевых пород уровень концентраций и характер распределения РЗЭ в апатите при исчезновении монацита должен закономерно меняться в сторону увеличения содержаний высвобождающихся из монацита легких РЗЭ.

При чарнокитизации низкокальциевых бедных апатитом двуполовошпатовых гранатовых гнейсов (см. табл.2), (в условиях, где апатит не может образоваться в значительных количествах из-за низкой концентрации Са), уровень легких и средних РЗЭ снижается синхронно с понижением содержаний Th (рис.3,б, сравн. I49 с I87).

Эвтектические выплавки, исходно бедные P_{205} , также отличаются пониженными содержаниями легких и средних РЗЭ (рис.3,а,б; пробы I55, I76). Можно думать, что перераспределение цериевых редких земель при чарнокитизации было связано с перераспределением P_{205} . Это подтверждается грубой прямой зависимостью между содержаниями Се и P_{205} в чарнокитоидах. Для гнейсов аналогичная зависимость не просматривается. В целом можно сказать, что процесс мобилизации и разделения таких геохимически близких элементов, как Th и легкие РЗЭ контролировался особенностями протекавших фазовых превращений:

Монацит + апатит \rightarrow Се-apatит + Th $\uparrow\downarrow$ (для кальциевых богатых апатитом пород).

Монацит \rightarrow Се $\uparrow\downarrow$ + Th $\uparrow\downarrow$ + P_{205} ($\uparrow\downarrow$?) (для калиевых бедных кальцием и апатитом пород).

В заключение сформулируем основные положения предлагаемой модели процесса чарнокитообразования в пределах Шарьжалгайского выступа.

1. Чарнокитоиды формировались за счет метаморфической толщи валового кислого-среднего состава, основная часть которой была сложена гиперстеновыми и биотит-гиперстеновыми гнейсами.

2. Чарнокитообразование обусловлено фильтрацией сквозь толщу метаморфических пород существенно углекислого флюида в условиях температур и давлений гранулитовой фации /2,4/.

3. Чарнокитизация протекала как с плавлением пород, так и путем твердофазных превращений. Характер процесса определялся интенсивностью и продолжительностью фильтрации флюида, а также его составом. В областях слабой фильтрации (крылья купольных структур) большинство чарнокитов образовано путем твердофазных превращений при подчиненной роли плавления (парциальное плавление с образованием эвтектических лейкократовых чарнокитов и плавление прослоев наиболее кислых двуполевошпатовых гнейсов). В областях интенсивной и продолжительной фильтрации флюида (центральные части купольных структур, фиксирующие завершающую стадию процесса) породы испытали валовое плавление с широким развитием явлений будинажа прослоев основных пород. Здесь в ряде случаев мог иметь место привнос щелочей, прежде всего калия.

4. Геохимическая дифференциация вещества при чарнокитизации осуществлялась двумя основными путями: расплавленным и флюидным. Первый связан с образованием и движением отличных по составу от субстрата эвтектических расплавов. Второй – с переходом части компонентов в подвижное состояние в ходе фазовых превращений и с движением этих компонентов с фильтрующимся флюидом. Первый путь дифференциации был характерен для главных породообразующих компонентов, а также Ba, Sr, Rb, Ta, P3Э; второй – для U, Th, K₂O частично для P3Э и щелочей (K, Na).

5. В центральных частях куполов, в их наиболее "зрелых" флюидонасыщенных зонах с признаками понижения термодинамических параметров минералообразования /2/, могли создаваться условия, благоприятствующие фиксации в формирующихся биотитсодержащих породах части выносимых флюидом компонентов: Th, легкие P3Э,

6. Отторжение и дифференциация Th и P3Э при чарнокитизации обусловлены неустойчивостью в этом процессе основного их минерала-носителя в гнейсах – монацита. При этом Th испытывал тенденцию к флюидному выносу. Легкие P3Э мигрировали в значительно меньшей степени, процесс их дифференциации был, видимо, тесно связан с перераспределением P₂O₅. В случае преобразования кальциевых исходно богатых апатитом пород, P3Э, высвобождавшиеся из монацита, изоморфно связывались с кальцием в структуре апатита. Возможность миграции Th обусловлена его слабым кристаллохимическим сродством с фосфатом кальция. При чарнокитизации двуполевошпатовых низкокальциевых метапелитов (типа глиноземистых гней-

сов), исходно бедных апатитом, разложение монацита сопровождалось совместным флюидным выносом Th и РЗЭ. Из редкоземельных элементов наиболее инертное поведение характерно для Eu, поскольку он в отличие от других РЗЭ концентрируется в основном полевыми шпатами.

Литература

1. Грабкин О.В., Мельников А.И. Структура фундамента Сибирской платформы в зоне краевого шва. Новосибирск: Наука, 1980. 95 с.
2. Курдюков Е.Б. Взаимоотношения чарнокит-эндербитов и биотитовых гранитов в архее шарьгалгайского комплекса (Юго-Западное Прибайкалье) // Закономерности магматизма, метасоматизма и метаморфизма. М., 1987. С.119-136.
3. Ножкин А.Д. Радиоактивные элементы - индикаторы зрелости архейской континентальной коры // Докл. АН СССР. 1983. Т.270, № 1. С.216-219.
4. Петрова З.И., Левицкий В.И. Петрология и геохимия гранулитовых комплексов Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1984. 200 с.
5. Шкодзинский В.С. К проблеме происхождения чарнокитов (на примере Юго-Западного Прибайкалья) // Геол. и геофиз. 1969. № 10. С.54-61.
6. Boynton W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Rare Earth Element Geochemistry. Amsterdam e.a. 1984. P.63-114.

ГЕОХИМИЯ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗИТОВЫХ ДАЕК
ХРЕБТА ХАН-ХУХЭЙ (МНР)

В восточной части хребта Хан-Хухэй, в левобережье р.Баян-Гол, среди метаморфических пород Северо-Сонгинского докембрийского выступа выявлен ареал даек щелочных базитов, с которыми ассоциирует сульфотеллуридная и золото-серебряная минерализация. Вмещающие дайки верхнепротерозойские существенно терригенные породы метаморфизованы в условиях мусковит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации и представлены мусковит-плаггиоклаз-кварцевыми, мусковит-плаггиоклаз-кварц-хлоритовыми, реже эпидот-хлорит-актинолитовыми сланцами с прослоями и линзами слабоаморфизованных известняков. При увеличении степени метаморфизма до биотит-хлоритовой субфации устанавливается переход к гранат-биотит-плаггиоклазовым, гранат-мусковит-биотитовым кристаллическим сланцам, иногда до гнейсов. Верхнепротерозойские отложения дислоцированы в сложные складки преимущественно северо-восточного простирания и нарушены многочисленными дизъюнктивами, оперяющими глубинный Хангайский разлом.

Докембрийские магматические образования представлены мусковитовыми и двуслюдяными микроклиновыми гранитами, предположительно верхнепротерозойского возраста. К раннепалеозойскому этапу относятся альпинотипные гипербазиты Цагдултуинского массива, венд-нижнекембрийские основного состава вулканы ханхухэйской свиты и комагматичные им дайки габбро-диорит-диабазового комплекса. Раннепалеозойские габбро-диабазы обладают низкой щелочностью, титанистостью и резко отличаются по составу от щелочных габброидов рассматриваемого района.

В нижнем - среднем девоне сформировались крупные массивы нормальных и субщелочных гранитов и граносиенитов, относимые к тэсскому комплексу. В составе этого комплекса габброиды не отмечаются. В зоне Хангайского глубинного разлома выделен ареал верхнепермской трахибазальт-коендит-трахириолитовой ассоциации, которая является западным окончанием Северо-Монгольского вулканического пояса /4/. В верховьях р.Баян-Гол Г.В.Поляковым наблюдалось перекрытие верхнепермскими оливиновыми базальтами девонских гранитоидов. Таково вкратце геологическое строение района (рис.1).

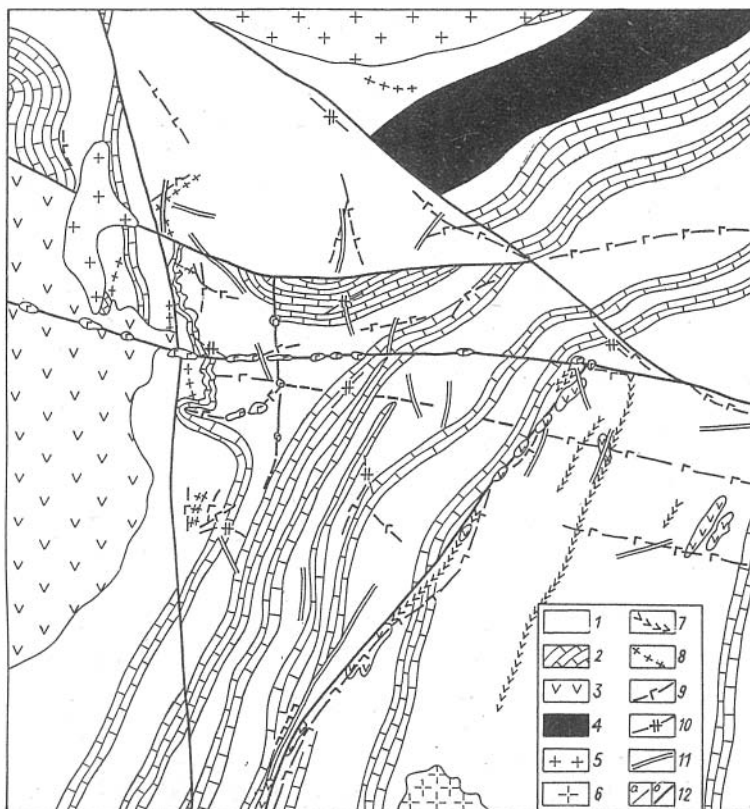


Рис. I. Схема геологического строения района.

Бургасугольская свита (PR_3): 1 - мусковит-плаггиоклаз-кварцевые, мусковит-плаггиоклаз-кварц-хлоритовые, реже эпидот-актинолитовые сланцы; 2 - мраморизованные известняки, прослои и линзы; 3 - диабазовые, андезитовые порфиры, реже их туфы, линзы и прослои яшм и кварцитов. Ланхухэйская свита ($V-e_1$): 4 - серпентиниты, серпентинизированные дуниты. Цагпултунский массив ($V-e_1$): 5 - нормальные и субщелочные граниты и граносиениты. Тэссский комплекс (D_{1-2}): 6 - мусковитовые и двуслодные граниты, иногда биотитовые граниты и гранодиориты (PR_3), 7 - дайки габбро-диабазов, комагматичные эффузивам

(V-ε₁), 8 - дайки гранит-порфиров (P?), часто окварцованные. Дайки щелочных базитов: 9 - габбро-эссекситы, 10 - керсантиты, 11 - камптониты и тешениты; 12 - геологические границы (а), разломы (б)

Дайки щелочных базитов занимают в структурах вмещающих пород секущее положение и контролируются главным образом субширотными разломами. Преобладают дайки габбро-эссекситов, мощность которых в отдельных случаях достигает 100 м. Лампрофировые дайки менее распространены и их мощность обычно не превышает 1 - 1,5 м, хотя изредка встречаются дайки до 3-15 м. По составу среди лампрофиров выделяются керсантиты, камптониты и тешениты. Установлена следующая последовательность внедрения даек щелочных базитов: 1) габбро-эссекситы; 2) биотитовые лампрофиры (керсантиты); 3) амфиболовые лампрофиры (тешениты и камптониты). Габбро-эссекситы слагают крупную блокированную дайку субширотного простирания, имеющую пологое северное падение. Кроме того, наблюдаются небольшие различно ориентированные дайки того же состава, отвечающие габбро-диорит-диабазовой формации. Они сложены зональным плагиоклазом, клинопироксеном и магнетитом. В интерстициях отмечается бурый амфибол, замещающий пироксен, кварц и калишпат. Широко проявлен акцессорный апатит. Первично-магматический парагенезис замещается актинолитом, серицитом, эпидотом и хлоритом, что характерно для интрузивов этого формационного типа и свидетельствует об их высокой флюидонасыщенности. Химический состав габбро-эссекситов приведен в табл. I. Обращает на себя внимание высокая щелочность, титанистость и фосфористость этих базитов. По особенностям состава габбро-диабазы Баянгольского района в полном объеме сопоставляются с верхнепермскими габбро-диабазами Орхон-Селенгинского прогиба /7/. Дайки габбро-эссекситов можно рассматривать в качестве комагматов трахибазальтоидов верхнепермского Северо-Монгольского пояса. В пользу этого свидетельствует близость состава габбро-эссекситов и поздних дифференциатов верхнепермских базальтоидов (см. табл. I).

Дайки керсантитов встречаются в основном в центральной части участка (наблюдаются здесь же дайки сиенитов и трахириолитов). Они, как правило, небольшие (до 1 м), с отчетливыми зонами за-

Химический состав щелочных базитов хребта Хан-Хухэй, вес. %

Номер		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.	F ₂ O ₅	Сумма
п/п	образца													
Таббро-эссекситы														
I	Б-420	48,94	2,70	14,71	6,93	5,10	0,28	4,17	6,26	4,39	2,27	2,88	1,21	99,80
2	Б-344	47,31	2,55	14,34	6,60	4,53	0,19	5,20	8,79	4,33	2,08	2,42	1,18	99,59
3	И-409I	49,49	2,95	14,92	II,69	-	0,18	4,76	6,85	4,06	1,96	1,77	1,30	99,92
4	И-4077	49,91	2,88	15,03	II,64	-	0,18	4,80	7,24	3,42	2,22	1,44	1,23	99,99
5	И-4083	49,25	2,91	14,77	II,92	-	0,18	4,72	7,78	3,82	1,99	1,33	1,29	99,97
6	Б-222	47,38	2,63	14,53	6,11	5,06	0,22	5,32	8,60	4,71	1,79	2,49	1,24	100,18
7	Б-223	48,07	1,83	16,55	5,63	5,44	0,12	5,23	6,76	3,74	2,27	3,04	0,91	99,83
Бiotитовые лампрофиры														
8	Б-345	41,39	2,99	12,30	4,96	9,34	0,21	5,29	7,49	4,94	1,94	6,98	1,55	100,00
9	Щ-100	45,29	2,17	13,89	4,53	4,32	0,16	5,47	7,73	4,06	3,14	7,56	1,47	100,00
10	И-4094	46,20	2,10	14,25	8,63	-	0,15	5,41	7,10	2,87	4,10	7,49	1,60	99,90
11	И-4095	47,14	2,07	14,37	8,95	-	0,15	5,49	7,13	3,62	2,98	6,48	1,36	99,74
12	И-4097	50,44	0,88	15,14	7,65	-	0,15	4,22	5,81	2,47	3,39	9,18	0,45	99,78
I3	Б-379	48,77	1,79	14,56	4,47	4,32	0,12	4,86	6,03	3,79	3,73	6,63	1,07	100,40
14	Б-417	43,93	2,15	12,19	4,90	4,66	0,16	5,74	7,33	3,46	5,60	8,07	1,66	100,00
15	Б-421	46,82	1,78	14,74	4,85	3,97	0,13	4,78	7,45	4,13	2,24	7,91	1,41	100,00
I6	И-4088	43,36	1,64	13,16	8,71	-	0,16	6,60	8,12	3,34	3,66	9,48	1,54	99,75
17	И-4087	42,75	1,52	13,30	7,71	-	0,15	5,85	9,29	4,98	1,70	10,74	1,44	99,44
18	И-4086	43,76	1,53	13,75	7,91	-	0,15	5,86	8,46	4,98	1,41	10,31	1,44	99,56
19	И-4078	48,04	2,43	15,81	II,36	-	0,16	5,09	7,13	3,34	1,00	4,47	1,15	99,99
20	И-4092	48,78	1,73	15,75	9,18	-	0,16	4,71	5,71	3,44	1,75	7,92	0,75	99,87
21	И-4069	47,29	1,67	15,45	9,09	-	0,17	4,31	5,92	3,79	1,90	9,49	0,71	99,80
22	Б-337	47,42	2,35	12,95	7,30	0,92	0,07	2,31	8,12	3,09	6,68	6,86	1,71	100,00
Амфиболовые лампрофиры														
23	Б-426	46,52	1,90	14,74	4,66	6,23	0,18	6,69	8,14	4,23	1,55	4,04	0,95	100,60
24	Б-419	44,40	1,61	14,57	5,03	5,10	0,16	4,59	6,80	5,31	1,89	9,29	1,10	100,00
25	И-4082	44,12	1,48	14,22	9,88	-	0,16	9,08	8,89	3,04	0,34	8,05	0,62	99,88
26	И-4101	45,18	1,66	15,31	9,43	-	0,16	6,80	8,75	3,53	0,94	7,36	0,70	99,83
27	И-4079	47,60	1,68	15,76	10,35	-	0,17	8,32	7,66	3,16	0,74	3,72	0,67	99,83
28	И-4080	47,69	1,72	16,34	9,61	-	0,17	6,88	7,36	4,52	0,63	4,27	0,68	99,85
29	И-4090	49,19	1,26	14,81	8,29	-	0,18	6,69	8,14	4,23	1,55	4,04	0,95	100,60
30	И-4081	49,76	1,72	15,90	9,95	-	0,17	6,85	7,51	4,33	1,01	2,06	0,70	99,96
31	Б-332	47,26	2,12	13,84	5,03	3,46	0,15	4,99	6,43	3,62	3,92	7,69	1,36	100,00
Верхнепермские базальты														
32	П-590	42,92	2,08	14,18	II,36	-	0,17	10,11	11,68	1,95	0,48	4,38	0,48	99,78
33	П-591	44,91	1,72	11,78	12,31	-	0,17	5,50	12,72	2,73	0,70	6,65	0,42	99,62
34	П-595	45,05	2,48	15,29	13,16	-	0,18	5,85	11,25	2,35	1,13	2,62	0,54	99,89
35	П-596	45,69	2,25	14,72	12,77	-	0,18	7,13	10,58	2,05	0,95	3,10	0,50	99,92
36	П-594	45,93	2,62	16,42	12,44	-	0,18	3,90	8,06	3,25	0,96	5,64	0,50	99,89
37	П-598	46,37	2,09	14,24	12,65	-	9,18	7,44	10,92	2,12	0,73	2,71	0,46	99,89
38	П-593	47,68	2,00	15,05	11,00	-	0,19	3,92	7,96	4,75	0,97	5,69	0,41	99,58

Примечание. Анализы с индексами И и П выполнены в кабинете петрохимии ИГиГ СО АН СССР под руководством В.Б.Васильченко и Л.Д.Холодовой. Железо приведено в окисной форме. Остальные анализы выполнены в химической лаборатории ИГиГ СО АН СССР и в химической лаборатории КТЭ ИГО "Новосибирскгеология". Анализы № 12, 20, 21, 24, 29 соответствуют породам, претерпевшим гидротермальные изменения.

калки. Порфи́ровые выделения сложены бурым биотитом. Эти породы не выдержаны по степени раскристаллизации и составу (см. табл. I), иногда даже в одной дайке среди средне- и крупнозернистых керсантитов встречаются небольшие дайки и жилы мелкозернистых биотитовых порфи́ритов. В западной части района встречена мощная дайка (до 15 м) среднезернистых керсантитов, в которой содержатся многочисленные оплавленные ксенолиты кварца и гранитов. В кварце из ксенолитов установлены повышенные содержания золота и серебра. Там же вдоль крупного субмеридионального разлома выявлены дайки интенсивно окварцованных и сульфидизированных гранит-порфи́ров, возможно, являющихся апикальной фацией не вскрытого массива гранитоидов, предшествующих щелочно-базитовым дайкам. Дайки гранит-порфи́ров характеризуются аномально повышенными концентрациями свинца, висмута, серебра, мышьяка, стронция, селена. К ним пространственно тяготеет жильно-кварцевая сульфотеллуридная минерализация с пиритом, галенитом и алекситом. На нее накладывается кварц-золото-серебряная минерализация. Таким образом, можно предположить, что щелочные базиты представляют собой послегранитовые дайки и что вся поздняя минерализация района приурочена к надплатформенной зоне не вскрытого гранитоидного плутона.

Дайки керсантитов секутся дайками мелкозернистых амфиболовых лампрофи́ров (тешенитов и камптонитов). Камптониты пересекают также дайки габбро-эссекситов. Данные определения абсолютного возраста камптонитов показывают их обратное соотношение с геологическими данными. Нужно иметь в виду, что из-за отсутствия в них биотита определение абсолютного возраста проводилось по амфиболу калий-аргоновым методом (табл. 2).

По особенностям минерального состава дайки амфиболовых лампрофи́ров подразделяются на камптониты, в которых вкрапленники представлены бурым амфиболом и клиношпироксеном, и тешениты, во вкрапленниках которых отмечается только бурый амфибол и анальцит (?). По химическому составу камптониты и тешениты не различаются. В целом амфиболовые лампрофи́ры имеют устойчивый химический состав (см. табл. I). Для них установлена более низкая по сравнению с керсантитами титанистость, щелочность и фосфористость и более высокая меланократовость, кальциевость и глиноземистость. Тем не менее, они отвечают по составу умеренно титанистым субщелочным лейкомафи́там.

К - Аг-определения абсолютного возраста
лампрофировых даек

Номер		Характеристика породы	Минерал	Возраст, млн. лет
п/п	образца			
1	Б-345	Субширотная дайка среднезернистого биотитового лампрофира в сланцах	Биотит	230 \pm 10
2	Б-4Г7	Маломощная дайка биотитового лампрофира в сланцах	Биотит	270 \pm 10
3	Б-42Г	Биотитовый лампрофир в сланцах	Биотит	210 \pm 10
4	Б-426	Амфиболовый лампрофир в сланцах	Амфибол	300 \pm 10

Примечание. Анализы выполнены в ИГиГД АН СССР под руководством Е.Р.Друбецкого.

Антидромная последовательность внедрения щелочных базитов проявляется и по содержаниям малых элементов (табл.3). Минимальные содержания никеля (до 30 г/т) и хрома (до 50 г/т) установлены в габбро-эссекситах, максимальные до 100 г/т и до 200 г/т соответственно - в амфиболовых лампрофирах. Керсантиты характеризуются наиболее высокими содержаниями рубидия. Это определяется высоким содержанием в них калия, что и обуславливает раннюю кристаллизацию биотита. Во всех щелочных базитах района установлены повышенные содержания стронция, что характерно для латитовых серий /2/.

Послегранитовые дайки лампрофиров и диабазов широко проявлены в калинатровых габбро-монцодиорит-граносиенит-гранитных или шошонит-латитовых ассоциациях различных мегаритмов. В данной ассоциации, с которой связаны медно-молибденовая и золото-серебряная минерализации, в Монголии выделяется четыре возрастных уровня: раннепалеозойский (ϵ_2-0); герцинский (ϵ_3-P_1); раннемезозойский (P_2-T_1); позднемезозойский (I_3-K_1) /6,8/.

Данные по абсолютному возрасту (см. табл.2) позволяют относить дайки щелочных базитов к послегранитовым дайкам селенгин-

Таблица 3

Распределение малых элементов в щелочных базитах

Номер		Cu	Ni	Co	Cr	V	Zn	Pb	Rb	Sr	Au	Ag
п/п	образца											
Габбро-эссекситы												
I	Б-420	-	-	24	22	-	-	II	4I	937	1,8	2I
2	Б-344	-	-	-	-	-	-	I5	34	III6	1,4	I5
3	И-409I	37	10	24	50	310	140	30	43	900	5,4	30
4	И-4077	30	30	18	60	220	140	20	44	980	2,0	20
5	И-4083	29	20	24	50	210	140	20	36	900	3,3	22
Биотитовые лампрофиты												
6	Б-345	55	30	28	118	-	-	37	82	748	1,4	30
7	И-4094	42	70	27	130	180	130	20	102	840	1,8	22
8	И-4095	58	70	22	140	180	130	30	81	800	1,7	18
9	Б-417	-	-	17	38	-	-	32	96	1602	6,2	150
10	Б-42I	30	-	-	40	-	-	17	46	1585	1,3	42
II	И-4088	70	70	27	120	180	150	50	57	880	2,2	40
I2	И-4087	66	80	26	140	180	140	50	27	950	2,6	50
I3	И-4086	66	90	37	140	180	160	60	4I	960	1,7	56
I4	И-4078	26	40	30	120	210	120	20	28	860	28	47
I5	И-4092	30	50	16	140	220	130	20	60	600	2,2	35
I6	И-4089	24	50	29	100	230	170	20	62	590	1,7	28
Амфиболовые лампрофиты												
I7	Б-426	-	-	33	166	-	-	II	36	-	1,8	410
I8	Б-419	-	-	32	62	-	-	2I	47	1087	1,3	39
I9	И-4082	50	120	29	240	180	120	20	14	800	1,7	32
20	И-410I	46	60	29	200	250	120	40	28	660	2,2	33
2I	И-4079	53	110	37	320	220	120	20	20	740	2,4	36
22	И-4080	50	80	34	190	210	130	20	16	740	2,1	47
23	И-4090	53	20	2I	100	160	180	100	17	740	2,7	55
24	И-408I	53	70	29	210	210	130	20	30	740	1,7	40
Верхнепермские базальты												
25	Б-395	-	30	52	268	-	Не обн.	-	Не обн.	-	2,5	56
26	П-59I	-	-	-	-	-	Не обн.	-	I7	992	3,0	I4
27	П-595	-	-	-	-	-	2	-	I8	810	3,7	35

Примечание. Анализы выполнены атомно-абсорбционным методом в чаской лаборатории ИГиГ СО АН СССР, аналитик Н.А.Аксенова. Золото ребро определено В.Г.Цимбалист. Содержание всех элементов приведено в г/т, золото и серебро - мг/т.

Таблица 4

Содержание редкоземельных элементов
в породах Баянгольского района, г/т

Номер		La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Tm	Yb	Lu
п/п	образца										
1	Б-420	51,1	111,6	55,2	13,8	3,85	7,01	0,98	0,56	2,48	0,48
2	Б-419	63,0	140,2	63,6	8,65	2,40	4,93	0,66	0,36	2,52	0,43
3	Б-345	73,8	190,0	62,9	13,9	4,20	8,85	1,19	0,57	2,91	0,33
4	Б-417	39,4	80,2	68,8	11,7	3,10	7,90	1,60	0,48	1,46	0,61
5	Б-426	44,8	106,2	60,0	9,34	3,00	4,67	0,77	0,54	3,12	0,46
6	Б-395	22,7	45,0	33,3	7,31	2,21	7,61	0,97	0,41	2,06	0,24
7	Б-363	1,78	4,62	6,29	2,61	0,81	3,86	0,50	0,44	3,17	0,44
8	Б-324	4,51	15,7	17,7	6,34	1,98	3,90	0,86	0,42	6,55	1,21
9	Б-330	11,4	28,8	11,1	3,20	0,62	3,44	0,49	0,38	1,95	0,22
10	Б-367	0,4	14,0	6,8	1,82	0,28	1,60	0,20	0,15	0,78	0,10

Примечание. Анализы выполнены нейтронно-активационным методом Ю.Г.Шипицыным: 1 - мощная дайка габбро-эссексита; 2 - небольшая дайка габбро-эссексита; 3-4 - дайки биотитовых лампрофиров; 5 - дайка амфиболового лампрофира; 6 - верхнепермский базальт; 7-8 - дайки актинолитизированных венд-нижнекембрийских диабазов; 9 - слабоуглеродистый сланец; 10 - дайка гранит-порфира.

ского габбро-монцодиорит-граносиенит-гранитного комплекса (P_2-T_1). В связи с этим возникает целый ряд вопросов. Являются ли эти дайки самостоятельными выплавками неистощенного мантийного субстрата или это конечные продукты дифференциации габброидной магмы? Можно ли привлекать ассимиляцию для объяснения высокой щелочности этих габброидов?

Наиболее эффективно на эти вопросы позволяет ответить изучение геохимии редкоземельных элементов. С этой целью проведено определение редких земель во всех главных типах пород изучаемого района, включая вмещающие сланцы, граниты и раннепалеозойские диабазы (табл.4).

Характер распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) в щелочных базитах позволяет сделать следующие выводы.

1. Щелочные базиты обогащены легкими редкими землями. Максимальные содержания лантана и церия установлены в габбро-эссек-

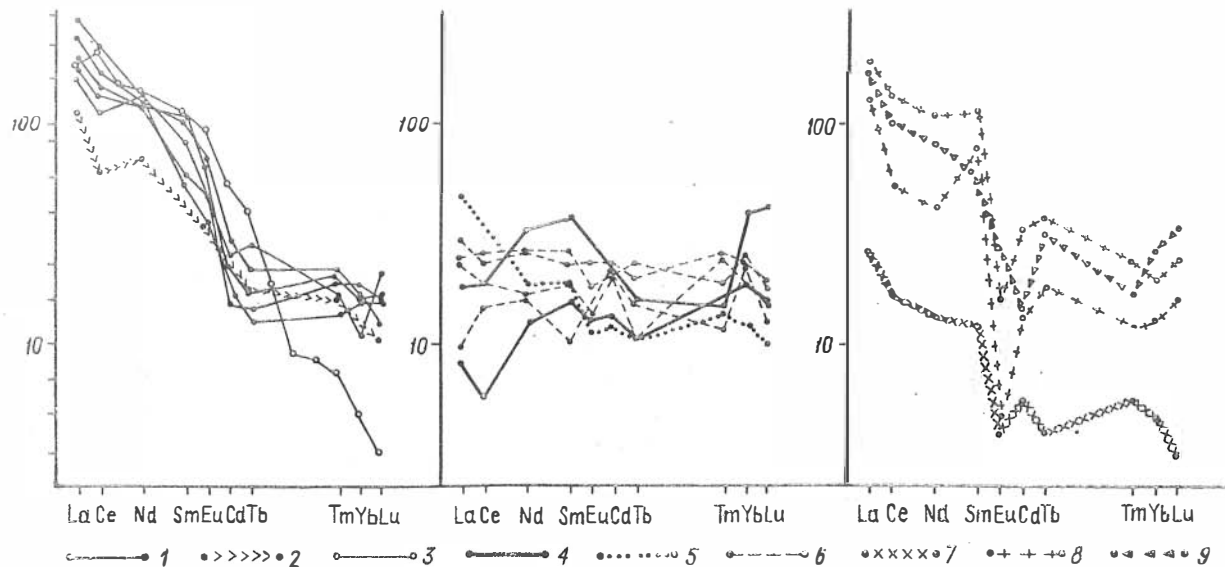


Рис. 2. Кривые распределения РЭЭ в породах района:

1 - дайки щелочных базитов; 2 - верхнепермский миндалекаменный базальт. (западное окончание) Северо-Монгольского вулканического пояса; 3 - средний базанит вулкана Шаварын-Царам /I/; 4 - дайки габбро-диабазов (V-С₁); 5 - вмещающий сланец бургасугольской свиты (P₃); 6 - известково-щелочная офиолитовая серия хр. Хан-Тайшир /3/; 7 - дайка окварцованных гранит-порфиров (P?); 8 - граниты Ихэ-Даширского массива (P₁), Северо-Западный Хэнтэй (коллекция Ю.Г.Щербакова); 9 - ороговикованный сланец харинской серии (P₁), Северо-Западный Хэнтэй (коллекция Ю.Г.Щербакова)

ситах и в биотитовых лампрофирах, что согласуется с антидромной последовательностью внедрения даек (рис.2). Аналогичное распределение РЗЭ имеют верхнепермские базальтоиды, что может свидетельствовать об их комагматичности щелочным базитам.

2. Дайки раннепалеозойских габбро-диабазов имеют иной характер распределения РЗЭ: они обеднены лантаном и церием, обогащены тяжелыми редкими землями и по этим параметрам близки к вулканитам известково-щелочных серий офиолитовых ассоциаций Северной Монголии /3/.

3. Отношение La/Yb , отражающее соотношение легких и тяжелых РЗЭ, для раннепалеозойских габбро-диабазов составляет 0,6-0,7, во вмещающих углистых сланцах - 5,8, а в дайках щелочных базитов - 14,4-27,0. Характерно, что в керсантитах величина отношения La/Yb достигает максимума - 25,4-27,0, в габбро-эссекситах - 20,6-25,0, в то же время в камптонитах и тешенитах она приближается к таковому в верхнепермских базальтах западного окончания Северо-Монгольского вулканического пояса (14,4 и 11,0 соответственно). Изменение величины отношения La/Yb указывает, с одной стороны, на обогащение щелочных базитов и особенно керсантитов легкими лантаноидами, по сравнению с габбро-эссекситами, а с другой стороны, на значительный вынос легких РЗЭ из раннепалеозойских габбро-диабазов при их гидротермальном метаморфизме.

4. В распределении РЗЭ не обнаруживается максимума по европию. Можно предположить, что щелочные базиты возникают в результате малых степеней плавления мантийного субстрата, а не в результате дифференциации габброидной магмы повышенной щелочности, поскольку при этом возникают породы, имеющие экстремумы по европию /5/. Сходное распределение РЗЭ имеют щелочные базальтоиды вулкана Шаварын-Царам в Центральной Монголии, возникающие при 2 - 5 % плавления лерцолитовой мантии /1/. Так же, как и для щелочных базальтоидов этого вулкана, в лампрофировых дайках (см. рис.2) устанавливается обогащенность тяжелыми РЗЭ по сравнению с теоретическими кривыми.

5. Гранитоиды района имеют отчетливый минимум по европию, так же как и граниты района золоторудного месторождения в Северо-Западном Хэнтее (см. рис.2). Есть экстремум и во вмещающих сланцах (Pr_3), отсутствие его в распределении РЗЭ в щелочно-базитовых дайках района ограничивает модели контаминации и ассими-

ляци для объяснения повышенной щелочности этих базитов.

Таким образом, щелочные базитовые дайки Баянгольского района можно параллелизовать с послегранитовыми дайками селенгинского комплекса, возникающими в результате малых степеней плавления мантийного субстрата при отсутствии контаминации коровым материалом.

Литература

1. Агафонов Л.В., Еркушов Ю.А. Распределение редкоземельных элементов в породах вулкана Шаварын-Царам (МНР) // Геол. и геофиз. 1984. № 6. С.65-76.

2. Таусон Л.В., Антипин В.С., Захаров М.Н., Зубков В.С. Геохимия мезозойских латитов Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1984. 214 с.

3. Кепежинская В.В., Кепежинская К.Б., Бобров В.А., Пархоменко В.С. Геохимия вулканогенных пород метаофиолитовых формаций Монголии и условия образования палеоскеанической литосферы // Геохимия редкоземельных элементов в базитах и гипербазитах. Новосибирск. 1985. С.4-26.

4. Континентальный вулканизм Монголии. М.: Наука, 1983. 186 с.

5. Кривенко А.П., Пономарчук В.А., Бобров В.А. Редкоземельные элементы в породах пироксенит-сиенит-габбровой формации (Алтай-Саянская область) // Геохимия редкоземельных элементов в базитах и гипербазитах. Новосибирск, 1985. С.72-85.

6. Меднорудные формации МНР / В.И.Сотников, А.П.Берзина, М.Жамсран и др. Новосибирск: Наука, 1985. 217 с.

7. Поляков Г.В., Изох А.Э., Кривенко А.П., Богнибов В.И., Баярбилэг Л. Систематика габброидных формаций Западной Монголии // Систематика магматических формаций. Новосибирск, 1987. С.4-58.

8. Региональная петрохимия мезозойских интрузий Монголии / П.В.Коваль, В.М.Якимов, В.А.Найгебауэр, А.В.Горегляд. М.: Наука, 1982. 207 с.

В.А.Минин, Ю.Г.Шипицын, В.Н.Довгаль,
Л.Д.Иванова, И.Н.Маликова

РЕДКИЕ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ
В СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТАХ НАГОРЬЯ САНГИЛЕН
(Юго-Восточная Тува)

К числу наиболее молодых интрузивных ассоциаций Сангилена относится комплекс субщелочных сиенитов и гранитов, сменяющий во времени щелочной, преимущественно нефелин-сиенитовый сангиленский комплекс. И тот и другой являются продуктами среднепалеозойского этапа магматической деятельности и связаны латеральными взаимопереходами /8/. Элементный состав щелочного комплекса широко освещены в литературе, данные же по сиенит-гранитному комплексу практически отсутствуют. Предлагаемая геохимическая характеристика гранитов комплекса призвана восполнить в какой-то степени существующий пробел. Такая характеристика гранитов представляет интерес еще и потому, что в парагенетических или даже более тесных связях с ними находятся редкометалльные граниты удугтанзекского комплекса Сангилена.

Геолого-петрографическая характеристика гранитов

Граниты в сиенит-гранитном комплексе слагают три относительно крупных массива - Шинхемский, Дзосский, Хусуингольский и несколько мелких, в том числе Тарбагатайский, находящийся вблизи Удуг-Танзекского штока редкометалльных гранитов.

Шинхемский массив занимает водораздельное пространство между реками Шин-Хем, Хурхерен-Гол, Дзос, образуя крупное (площадь 120 км²), вытянутое в северо-западном направлении штокообразное тело. Он прорывает осадочные породы протерозоя, нефелиновые сиениты Коргеретабинского массива и сиениты Чахыртойского массива, относящиеся к ранней фазе сиенит-гранитного комплекса /4/. Сложен Шинхемский массив однородными крупнокристаллическими гранитами, состоящими из кварца (26 %), олигоклаза (32 %), калинатрового полевого шпата (37 %), биотита (5 %), сфена, магнетита, ортита. Биотит имеет состав: $(K_{0,91}Na_{0,01})_0,92(Mg_{0,85}Fe_{1,72}Ti_{0,20}Mn_{0,05})_{2,82}(Si_{2,81}Al_{1,15})_{3,96}O_{10,00}(OH)_{2,00}$

Граниты обладают гипидиоморфными микроструктурами. В контакте с вмещающими породами в них нередки зоны закалки. Дайковая серия представлена микрогранитами, аналогичными по составу гранитам главной фазы массива.

Дзосский массив расположен в среднем течении р.Дзос, в 5 км южнее Шинхемского. Образует изометричное в плане тело площадью около 100 км², залегает в протерозойских известняках, сложен, как и Шинхемский массив, биотитовыми олигоклаз-пертитовыми гранитами (кварц: олигоклаз: калинатровый полевой шпат: биотит = 0,27 : 0,28 : 0,40 : 0,05) со сфеном, ортитом, магнетитом. Устанавливается структурная неоднородность гранитов - породы наиболее глубинных частей массива представлены полнокристаллическими разностями, в аликальных частях интрузива они приобретают порфировидное строение.

Хусунгольский массив располагается на крайнем юго-востоке Сангилена, занимая осевую часть одноименной грабен-синклинали. В его строении принимают участие две группы пород - сиениты и интродуцирующие их граниты. Породы массива обнаруживают комагматическую связь с вулканитами трахит-риолитового состава. Граниты, как и в двух предыдущих массивах, представлены биотитовыми, реже амфибол-биотитовыми разностями (кварц - 25 %, олигоклаз - 35 %, калинатровый полевой шпат - 35 %, биотит - 3-5 %, амфибол - 0-2 %). Из аксессуаров в гранитах наиболее часто встречается сфен, есть магнетит, в исчезающе малых количествах отмечен гранат. В вертикальном разрезе интрузива наблюдается постепенная смена (снизу вверх) полнокристаллических гранитов порфировидными и далее гранит-порфирами.

Тарбагатайский массив (площадь 2,5 км²) слагают породы, которые обнажаются в крайней северной части Сангилена, в верховьях р.Верхний Тарбагатай. Это однородные, крупнокристаллические лейкограниты. Содержания биотита в них не поднимаются выше 3 %, кварц, олигоклаз и пертит присутствуют примерно в равных количествах. Из аксессуаров отмечен сфен.

Петрогенные элементы в гранитах

Анализ химических особенностей гранитов (табл.1) показывает следующее. Дайки, завершающие становление Шинхемского плутона, обладают более лейкократовым составом в сравнении с "материнскими" гранитами. Увеличение лейкократовости пород устанавливается в Дзосском массиве при переходе от полнокристаллических гранитов к порфировидным. В еще большей степени варьирует состав гранитов Хусуингольского массива. В них от полнокристаллических гранитов к гранит-порфирам содержания SiO_2 , например, увеличиваются на 3-5 %. Поскольку порфировидные граниты и гранит-порфиры представляют собой верхние, апикальные части интрузивов, а полнокристаллические разности их нижние части, можно говорить о намечающейся корреляции состава породы с ее положением в вертикальном разрезе массива. Граниты более высоких "уровней" обладают более лейкократовым составом. Лейкограниты Тарбагатайского массива по составу близки порфировидным гранитам Дзосского массива, но особенно - гранит-порфирам Хусуингола.

В целом среднепалеозойские граниты Сангилены характеризуются устойчиво повышенной щелочностью - сумма $Na_2O + K_2O$ в них не опускается ниже 8 %. На классификационных диаграммах граниты попадают в поля составов субщелочных пород. Калий в них всегда преобладает над натрием. По содержанию алюминия они соответствуют среднему типу биотитового гранита.

Редкие и редкоземельные элементы в гранитах

Концентрации Li, Sr, Be, Ni, Cu, Zn, Pb (табл.2) в гранитах определялись атомно-абсорбционным анализом (аналитик Л.Д.Иванова), F - обычным химическим методом, остальных элементов, указанных в таблице, - инструментальным нейтронно-активационным анализом (аналитик Ю.Г.Шипицын).

Граниты всех массивов обладают примерно равными, но варьирующими содержаниями лития, рубидия, цезия, бария, стронция. Отмеченные вариации хорошо согласуются с особенностями химического состава пород (табл.3). Так, рост кремнекислотности пород сопровождается снижением содержания бария, стронция и накоплением ру-

Таблица I

Химические составы гранитов

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	ΣFeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
1(20)	<u>73.21</u> 2,05	<u>0.19</u> 0,06	<u>13.64</u> 0,85	<u>0.33</u> 0,30	<u>2.36</u> 0,53	<u>2.66</u> 0,53	<u>0.04</u> 0,00	<u>0.41</u> 0,18	<u>1.00</u> 0,52	<u>3.70</u> 0,19	<u>5.01</u> 0,30	<u>0.06</u> 0,04
2(1)	75,48	0,16	12,83	0,79	1,16	1,87	0,04	0,30	0,84	3,58	4,70	0,11
3(15)	<u>72.88</u> 2,25	<u>0.21</u> 0,05	<u>13.50</u> 0,92	<u>0.72</u> 0,71	<u>2.67</u> 0,67	<u>3.33</u> 0,85	<u>0.01</u> 0,01	<u>0.21</u> 0,10	<u>0.97</u> 0,31	<u>3.84</u> 0,31	<u>4.90</u> 0,66	<u>0.04</u> 0,02
4(5)	<u>74.55</u> 1,24	<u>0.16</u> 0,05	<u>13.31</u> 0,54	<u>0.73</u> 0,78	<u>2.00</u> 0,57	<u>2.66</u> 0,47	<u>0.01</u> 0,01	<u>0.21</u> 0,09	<u>0.91</u> 0,34	<u>3.79</u> 0,16	<u>4.23</u> 0,93	<u>0.05</u> 0,02
5(5)	<u>71.94</u> 0,37	<u>0.27</u> 0,03	<u>14.49</u> 0,15	<u>0.85</u> 0,16	<u>1.65</u> 0,20	<u>2.42</u> 0,18	<u>0.03</u> 0,00	<u>0.39</u> 0,19	<u>1.65</u> 0,38	<u>3.87</u> 0,24	<u>4.66</u> 0,34	<u>0.13</u> 0,02
6(5)	<u>75.79</u> 1,07	<u>0.11</u> 0,07	<u>13.03</u> 0,31	<u>0.71</u> 0,17	<u>1.07</u> 0,32	<u>1.71</u> 0,37	<u>0.02</u> 0,00	<u>0.09</u> 0,06	<u>0.82</u> 0,15	<u>3.46</u> 0,22	<u>4.81</u> 0,28	<u>0.05</u> 0,03
7(6)	<u>75.83</u> 0,50	<u>0.09</u> 0,01	<u>12.51</u> 0,09	<u>0.58</u> 0,24	<u>1.92</u> 0,62	<u>2.45</u> 0,45	<u>0.01</u> 0,02	<u>0.05</u> 0,06	<u>0.40</u> 0,08	<u>3.89</u> 0,12	<u>4.65</u> 0,12	<u>0.01</u> 0,01

Примечание. 1 - граниты Шинхемского массива; 2 - дайка микрогранита Шинхемского массива; 3,4 - Дзосский массив: полнокристаллические (3) и порфировидные (4) граниты; 5,6 - Хусунгольский массив: полнокристаллические граниты (5) и гранит-порфиры (6); 7 - лейкограниты Тарбагатайского массива. Над чертой - среднее содержание окисла, вес. %, под чертой - стандартное отклонение; в скобках - количество анализов.

Таблица 2

Содержания микроэлементов в гранитах, г/т

№ п/п	Li	Cs	Rb	Ba	Sr	F	Be	U	Th
1(12)	<u>43</u>	<u>5</u>	<u>193</u>	<u>550</u>	<u>165</u>	<u>620</u>	<u>3</u>	<u>6</u>	<u>25</u>
	29-59	3-9	146-242	222-1238	117-359	0-1500	2-4	3-II	16-54
2(1)	<u>49</u>	<u>8</u>	<u>282</u>	<u>280</u>	<u>97</u>	<u>0</u>	<u>7</u>	<u>7</u>	<u>36</u>
3(5)	<u>32</u>	<u>2</u>	<u>138</u>	<u>875</u>	<u>216</u>	<u>410</u>	<u>3</u>	<u>3</u>	<u>17</u>
	5-70	1-5	102-158	441-1425	139-280	0-750	2-4	0,5-5	10-22
4(5)	<u>57</u>	<u>3,5</u>	<u>170</u>	<u>604</u>	<u>149</u>	<u>410</u>	<u>4</u>	<u>4</u>	<u>17</u>
	39-66	2-4	147-203	512-729	117-167	0-1200	3-5	2-6	10-26
5(5)	<u>21</u>	<u>3</u>	<u>127</u>	<u>810</u>	<u>326</u>	-	-	<u>1,8</u>	<u>13</u>
	14-25	2-4	110-159	570-1230	310-340	-	-	1,4-2,2	12-18
6(5)	<u>7</u>	<u>2</u>	<u>159</u>	<u>86</u>	<u>63</u>	-	-	<u>2,0</u>	<u>24</u>
	5-13	1,3-2,2	147-170	60-287	13-179	-	-	1,4-2,4	19-18
7(6)	<u>15</u>	<u>2</u>	<u>178</u>	<u>375</u>	<u>39</u>	<u>913</u>	<u>4</u>	<u>5</u>	<u>22</u>
	10-39	1-3	151-225	168-536	17-54	180-1700	3-5	3-6	18-25
№ п/п	La	Ce	Nd	Sm	Ba	Tb	Tm	Yb	Lu
1(12)	<u>31</u>	<u>56</u>	<u>19</u>	<u>4</u>	<u>0,5</u>	<u>0,3</u>	<u>0,2</u>	<u>1,7</u>	<u>0,3</u>
	19-42	42-74	14-26	3-6	0,3-0,8	0,2-0,5	0,1-0,3	1,0-2,3	0,2-0,5
2(1)	<u>18</u>	<u>48</u>	<u>12</u>	<u>3</u>	<u>0,3</u>	<u>0,2</u>	<u>0,19</u>	<u>1,2</u>	<u>0,2</u>
3(5)	<u>28</u>	<u>54</u>	<u>22</u>	<u>4</u>	<u>0,64</u>	<u>0,29</u>	<u>0,19</u>	<u>1,35</u>	<u>0,35</u>
	13-43	42-82	13-32	2-6	0,4-0,7	0,1-0,4	0,1-0,3	0,7-2,5	0,1-0,7
4(5)	<u>17</u>	<u>41</u>	<u>12</u>	<u>3</u>	<u>0,47</u>	<u>0,333</u>	<u>0,23</u>	<u>1,36</u>	<u>0,29</u>
	6-24	26-59	6-16	2-4	0,4-0,5	0,3-0,4	0,2-0,3	1,0-2,0	0,2-0,4
7(6)	<u>30</u>	<u>63</u>	<u>27</u>	<u>6</u>	<u>0,4</u>	<u>0,62</u>	<u>0,43</u>	<u>3,0</u>	<u>0,6</u>
	19-43	42-88	19-37	4-8	0,3-0,6	0,4-0,9	0,3-0,5	2,5-3,9	0,4-0,7
№ п/п	Ta	Sc	Hf	Ni	Co	St	Cu	Zn	Pb
1(12)	<u>1,37</u>	<u>1,89</u>	<u>5,98</u>	<u>3,7</u>	<u>2,16</u>	<u>0,82</u>	<u>9,9</u>	<u>28</u>	<u>20</u>
	0,8-1,8	0,9-3,7	4,9-9,4	0-13	0,9-5,0	0,4-1,0	4-23	17-44	10-36
2(1)	<u>1,79</u>	<u>1,28</u>	<u>6,49</u>	<u>0</u>	<u>1,22</u>	<u>1,15</u>	<u>7,2</u>	<u>22</u>	<u>23</u>
3(5)	<u>1,30</u>	<u>2,30</u>	<u>5,50</u>	<u>4,9</u>	<u>2,70</u>	<u>0,78</u>	<u>10,3</u>	<u>29</u>	<u>29</u>
	0,4-2,3	0,4-2,7	4,8-6,1	0-17	2,3-3,5	0,5-1,2	8-12	22-37	16-52
4(5)	<u>2,44</u>	<u>2,30</u>	<u>5,20</u>	<u>5,2</u>	<u>2,50</u>	<u>0,47</u>	<u>8,3</u>	<u>28</u>	<u>20</u>
	1,4-4,4	1,9-2,8	4,6-5,7	0-9	1,8-2,8	0,3-0,9	0-13	10-37	14-25
7(6)	<u>2,0</u>	<u>2,4</u>	<u>5,0</u>	<u>9,0</u>	<u>1,6</u>	<u>0,74</u>	<u>10</u>	<u>30</u>	<u>21</u>
	1,6-2,6	2,1-2,6	3,8-6,0	6,0-11,0	0,7-2,8	0,5-1,1	7-15	23-37	15-28

Примечание. 1 - граниты Шинхемского массива; 2 - дайка микрогранита Шинхемского массива; 3,4 - Дзосский массив: полнокристаллические (3) и порфировидные (4) граниты; 5,6 - Хусуингольский массив: полнокристаллические граниты (5) и гранит-порфиры (6); 7 - лейдограниты Тарбагатайского массива. Над чертой - среднее содержание элемента, под чертой - пределы вариаций содержания элементов, в скобках - число анализов.

бидия. Тесная взаимосвязь устанавливается между редкими и родственными им петрогенными элементами. Стронций и барий положительно коррелируются с кальцием, литий и цезий — с магнием. Вместе с тем, такие важные в петрологическом отношении элементы, как рубидий и калий, не обнаруживают никакой взаимосвязности. Факт отсутствия корреляции между ними свидетельствует о значительной автономности в поведении рубидия и может, в частности, указывать на ведущую роль флюидной фазы в процессе его распределения.

Таблица 3

Коэффициенты парной линейной корреляции
между редкими и петрогенными элементами в гранитах
($n = 39$, $r_{05} = 0,32$)

Элемент	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
Li	—	—	—	—	—	—	0,43	—
Rb	0,42	-0,37	-0,52	—	—	—	—	-0,49
Cs	—	—	—	-0,35	—	0,42	0,42	—
Ba	-0,71	0,70	0,61	—	0,51	—	0,36	0,48
Sr	-0,87	0,88	0,86	—	—	0,35	0,64	0,66

Общезвестна способность фтора накапливаться в остаточных, наиболее лейкократовых порциях расплава. В общем случае такая тенденция прослеживается в рассматриваемых породах — лейкограниты Тарбагатайского массива в среднем почти вдвое богаче фтором, чем граниты Шинхемского и Дзосского массивов. Вместе с тем, в гранитной дайке фтор не обнаружен. Отсутствует какая-либо взаимосвязность в вариациях содержаний фтора, с одной стороны, и петрогенных и редких элементов, с другой.

Геохимической особенностью бериллия, так же как и фтора, является способность накапливаться в остаточных расплавах /1,2/. Поэтому не удивительно, что повышенными оказались его содержания в лейкогранитах и в гранитных дайках. Отражением этой особенности является и спектр корреляционных связей бериллия ($n = 28$, $r_{05} = 0,37$):

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	CaO	Sr
0,59	-0,60	-0,52	-0,44	-0,51	-0,46.

Радиоактивные элементы в гранитах распределены крайне неравномерно, их содержания слабо зависят от химического состава пород. Устойчивая корреляция устанавливается только между U и Fe₂O₃ и U и Fe₂O₃/FeO (n = 37, r₀₅ = 0,33):

$$\begin{array}{r} \text{Fe}_2\text{O}_3 \\ -0,50 \end{array} \quad \begin{array}{r} \text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} \\ -0,60. \end{array}$$

Увеличение степени окисленности железа и снижение концентраций урана можно связать с изменением окислительно-восстановительных условий в гранитном расплаве и выносом урана флюидом. В качестве индикатора мобилизации урана в процессе гранитогенеза канадские исследователи /14/ предложили рассматривать силу связи торий-уранового отношения с торием и ураном. Согласно их данным, обратная корреляция Th/U отношения с U и отсутствие связи с Th являются следствием эпимагматических процессов, переводящих уран в мобильное состояние, а положительная корреляция в паре Th/U - Th свидетельствует о решающей роли магматических процессов в распределении радиоактивных элементов.

Нами обработаны результаты радиогеохимических определений по гранитам Сангилена в соответствии с данной методикой.

В гранитах значимой отрицательной корреляцией связаны Th/U отношение и U (r = -0,72, n = 37). Причем корреляция между этими параметрами устанавливается не только при анализе всей совокупности данных, но и для гранитов каждого массива в отдельности. Связь в паре Th/U - Th отсутствует. Подобный характер корреляционных связей подтверждает сделанное ранее предположение о влиянии флюидной фазы на распределение урана в гранитах.

Редкие земли в гранитах характеризуются асимметричным, с преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми, типом распределения (рис.1). Гранитные дайки обладают таким же, как и "материнские" граниты, типом распределения РЗЭ, но концентрации лантаноидов в них понижены. Отчетливая европиевая аномалия фиксируется только в лейкогранитах Тарбагатайского массива, в них же заметно повышены концентрации тяжелых лантаноидов. Геохимические исследования последних лет показали высокую информативность элементов группы лантаноидов. Выяснилось, в частности, что каждый

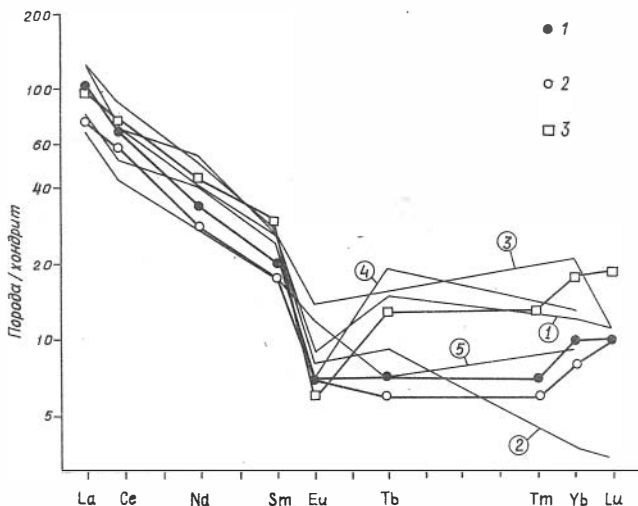


Рис. I. Хондрит-нормализованные содержания РЗЭ в гранитах массивов:

I - Шинхемского, 2 - Дзосского, 3 - Тарбагатайского. Для сравнения нанесены спектры РЗЭ аналогичных гранитов из различных районов Мира (цифры в кружках): 1 - субщелочные биотитовые граниты Шварцвальда /I7/, 2 - субщелочные биотитовые граниты комплекса Вермилион /I6/, 3 - биотитовые граниты стандартного типа Северной Монголии /6/, 4 - субщелочные граниты Кверигут, Пиринеи /I8/, 5 - субщелочные граниты Vedrettedi Ries, Восточные Альпы /I3/

тип магм характеризуется своим соотношением РЗЭ /3/. Следовательно, состав РЗЭ даёт наибольшие возможности для типизации магматических пород и ассоциаций. На рис. I помимо спектров РЗЭ гранитов Сангилена нанесены составы лантаноидов субщелочных биотитовых гранитов из различных районов Мира. Нетрудно заметить, что характер распределения и концентрации лантаноидов в этих гранитах близки обнаруженным в гранитах Сангилена.

Геохимическая история тантала и скандия в процессе гранито-

генеза определяется их тесным сродством с тяжелыми лантаноидами, при переходе от гранитов к лейкогранитам содержания тантала и скандия повышаются.

Когерентную группу элементов в гранитах образуют гафний, кобальт и медь (табл.4). Обладая близкими к Mg^{2+} и Fe^{2+} кристаллохимическими свойствами, они преимущественно концентрируются в обогащенных биотитом разностях гранитов.

Таблица 4

Коэффициенты парной линейной корреляции
между редкими и петрогенными элементами в гранитах
($n = 28$, $r_{05} = 0,37$)

Элемент	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	P ₂ O ₅	Hf	Co
Hf	-0,56	0,58	0,47	0,49	0,67	-	-	1,00	-
Co	-0,54	0,70	0,61	0,46	0,49	0,37	0,40	0,45	1,00
Cu	-	-	-	0,38	-	-	0,39	0,43	0,58

Концентрации перечисленных элементов в гранитах (см.табл.2) практически полностью совпадают с кларками, приводимыми Турекьяном и Ведеполем для малокальциевых гранитоидов /7/. По поведению редких элементов, по петрохимическим и геологическим особенностям граниты более всего близки геохимическому типу стандартных гранитов /5/.

Теперь рассмотрим особенности распределения редких элементов в отдельных гранитных массивах. В Дзосском массиве апикальные части, сложенные порфировидными гранитами, обогащены Li, Rb, Cs, Be, U, Ta, тяжелыми РЗЭ и обеднены Ba, Sr, легкими лантаноидами и некоторыми другими элементами (рис.2) в сравнении с глубинными частями интрузива. Близкая картина наблюдается в Хусуингольском массиве (см. табл.2) – гранит-порфиры обогащены в сравнении с полнокристаллическими гранитами рубидием, ураном, торием, в них понижены концентрации бария, стронция, лития. Возможными механизмами, обусловившими наблюдаемую неоднородность массивов в вертикальном разрезе, могут быть кристаллизационная /6/

и жидкостная /20/ дифференциации. Такие процессы, как ассимиляция вмещающих толщ и вторичные изменения, исключаются из рассмотрения. Действительно, ассимиляция пород рамы (в нашем случае известняков) должна бы была привести к обогащению верхней части магматической колонны стронцием и кальцием. Фактический материал показывает, что этого не происходит. Вероятность вторичных изменений также мала, поскольку минералы гранитов отличает "свежий" облик, и даже плагиоклаз не затронут серицитизацией.

Механизм фракционирования минеральных фаз является, по-видимому, одним из наиболее часто реализуемых в природе. Применительно к гранитным системам свидетельством фракционирования полевых шпатов являются снижение концентраций Ba и Sr и накопление Rb. /21/. В рассматриваемых гранитах такой тренд установлен. С предположением о фракционировании полевых шпатов хорошо согласуется и увеличение европиевого минимума в гранитах апикальных частей. Однако на диаграмме Q-Ab-Or точки составов гранитов образуют линию, выходящую из ортоклазового угла и пересекающую Ab-Or температурный трог, что не согласуется с предположением о фракционировании полевых шпатов в данной гранитной системе (рис. 3). Ранняя кристаллизация полевых шпатов не объясняет снижения доли легких лантаноидов и обогащения тяжелыми РЗЭ верхних частей магматической колонны /19/. Отсутствуют и геологические свидетельства фракционирования полевых шпатов в гранитных массивах.

Дефицит легких РЗЭ в порфировидных гранитах апикальной части массива некоторые исследователи связывают с фракционированием аксессуаров, обогащенных этими элементами /22/. Присутствие же во всех разновидностях пород Дзосского массива таких богатых легкими РЗЭ минералов, как ортит и сфен, делает неприемлемым это предположение.

Таким образом, объяснение вариаций состава пород в вертикальном разрезе интрузива с позиции равновесия кристалл/расплав сопряжено со значительными трудностями. Вместе с тем, такие вариации достаточно обычное явление для изверженных пород гранитного состава. Они описаны для кислых туфов Бишоп /20/, риолитов Twin Peak /15/, гранитов массива Аурит /12/. Петрогеохимические особенности перечисленных образований обнаруживают много общего с таковыми гранитов Дзосского массива. Наиболее отчетливо черты сходства тех и других видны на диаграмме (рис.4). Вертикальная

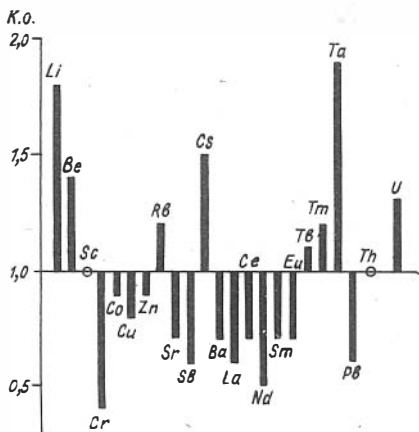


Рис. 2. Характер распределения редких элементов в Дзосском массиве. К.о. - коэффициент обогащения, равный отношению среднего содержания элемента в гранитах апикальной части массива к среднему его содержанию в гранитах нижней части массива

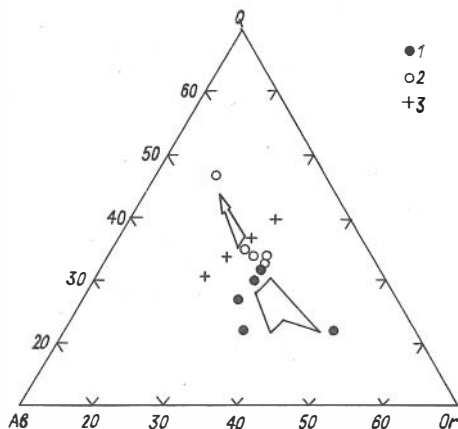


Рис. 3. Анализы гранитов Дзосского массива на диаграмме Q-Ab-Or:
 1 - полнокристаллические граниты; 2 - порфировидные; 3 - температурные минимумы при различных давлениях воды

зональность в приведенных примерах объясняется дифференциацией в жидком виде, а именно: термодиффузией и переносом элементов в апикальные части магматических камер в форме летучих комплексов. Очевидно, аналогичный процесс имел место и при формировании гранитов Дзосского массива.

Лейкограниты Тарбагатайского массива содержат повышенные, в сравнении с гранитами других массивов, количества тяжелых РЭЭ (см. рис.1). По аналогии с гранитами Дзосского массива можно

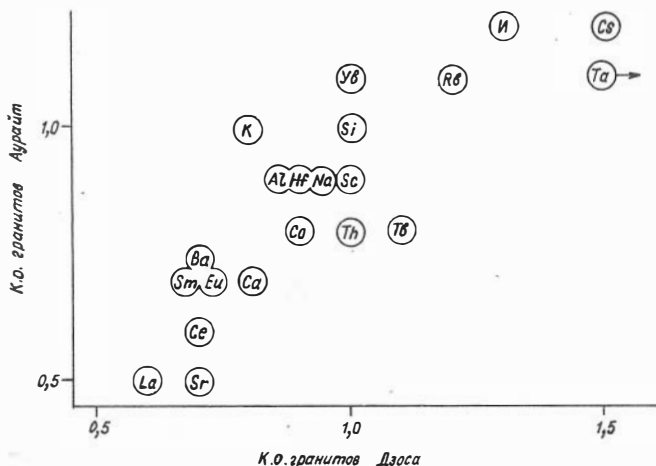


Рис. 4. Сравнение геохимических особенностей гранитов Дзосского массива и гранитов Аурайит, Центральный массив, Франция /12/. К.о. - коэффициент обогащения (см. рис. 2)

связать обогащение лейкогранитов тяжелыми РЗЭ с переносом их в апикальную часть магматической колонны летучими комплексами. На правомерность такого предположения указывает следующее. На диаграммах точки состава лейкогранитов ложатся на продолжении гранитного тренда. Обогащенность лейкогранитов тяжелыми лантаноидами хорошо согласуется с их повышенной фтористостью. Последнее объясняет отсутствие повышения концентраций легких РЗЭ в лейкогранитах, поскольку тяжелые лантаноиды обладают большим сродством к фтору /3/, а следовательно, и большей способностью к концентрированию в верхних частях магматических камер.

Накопление в апикальных частях гранитных интрузивов таких элементов, как литий, рубидий, тантал, бериллий, тяжелые РЗЭ, участие флюидной фазы в этом процессе, свидетельствуют о возможности образования рудных концентраций этих элементов в благоприятных условиях. Перечисленные элементы являются типоморфными для редкометалльных гранитов Сангилена, расположенных в непосредственной близости от рассматриваемых гранитов. В связи с этим воз-

никает вопрос – не являются ли редкометалльные граниты заключительными производными среднепалеозойского гранитного магматизма.

Интересно сопоставить среднепалеозойские граниты Сангилена с одновозрастными гранитами соседних районов Восточной Тувы. К среднему палеозою в Восточной Туве относят массивы субщелочных биотитовых гранитов брельского комплекса /Ю, II/. Так же как и на Сангиле, эти граниты тесно ассоциируют с сиенитами, граносиенитами и обнаруживают комагматическую связь со среднепалеозойскими щелочно-кислыми вулканитами. Сопоставление химизма гранитов Сангилена и гранитов брельского комплекса (табл.5) показало, что они тождественны по большинству параметров. Из петрогенных элементов статистически достоверные различия устанавливаются только по щелочам: граниты брельского комплекса содержат более высокие количества натрия, граниты Сангилена – калия. Повышенная калиевоcть гранитов Сангилена хорошо вписывается в проявленную для всей Алтае-Саянской области закономерность – калиевоcть магматитов возрастает с выходом в более жесткие структуры /9/. Увеличение калиевоcти гранитов Сангилена сопровождается накоплением редких элементов. В них в сравнении с брельскими гранитами на порядок повышены содержания лития, стронция, в несколько раз – рубидия, бария (табл.6). Обогащенность гранитов Сангилена редкими элементами свидетельствует об их повышенной потенциальной рудопродуктивности в сравнении с гранитами брельского комплекса.

Итак, изучение геохимических особенностей среднепалеозойских гранитов Сангилена показало следующее.

1. По содержанию и поведению редких элементов граниты относятся к геохимическому типу стандартных гранитов.

2. В отдельных массивах наблюдается обогащение гранитов апикальных частей литием, рубидием, танталом, скандием, тяжелыми РЗЭ, параллельно в них снижаются содержания бария, стронция, легких лантаноидов. Такая неоднородность в вертикальном разрезе интрузива находит удовлетворительное объяснение с позиции переноса редких элементов в верхние части магматических камер в форме летучих комплексов.

3. В сравнении со среднепалеозойскими гранитами соседних районов Восточной Тувы (брельский комплекс) граниты Сангилена обогащены калием, литием, рубидием, барием, стронцием.

Химические составы гранитов Сангилена (1)
и гранитов брянского комплекса Восточной Тувы (2)

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
I(39)	<u>73,11</u> 2,14	<u>0,18</u> 0,08	<u>13,30</u> 0,75	<u>0,62</u> 0,52	<u>2,03</u> 0,71	<u>0,03</u> 0,02	<u>0,25</u> 0,17	<u>0,94</u> 0,42	<u>3,72</u> 0,27	<u>4,76</u> 0,57	<u>0,06</u> 0,05
2(II3)	<u>74,08</u> 2,19	<u>0,19</u> 0,10	<u>13,25</u> 1,12	<u>1,32</u> 0,88	<u>1,27</u> 0,71	<u>0,04</u> 0,04	<u>0,33</u> 0,28	<u>1,05</u> 0,57	<u>4,08</u> 0,56	<u>4,22</u> 0,71	<u>0,05</u> 0,05

Примечание. Над чертой – средние содержания окислов, %; под чертой – стандартное отклонение; в скобках – количество анализов. Состав гранитов брянского комплекса приведен по данным А.Е.Телешева и Г.В.Полякова /10/.

Таблица 6

Микроэлементы в гранитах Сангилена (1)
и в гранитах брянского комплекса Восточной Тувы (2)

№ п/п	Li	Rb	Cs	Ba	Sr	Be	Cu	Zn	Pb
I(28)	<u>31,4</u> 5-7I	<u>167,7</u> 102-242	<u>3,2</u> 0,8-9,0	<u>546,1</u> 24-1238	<u>157,5</u> 13-359	<u>3,4</u> 1,7-4,6	<u>9,7</u> 0-23,6	<u>28,8</u> 10-44	<u>21,9</u> 10-53
2(9)	<u>5,2</u> 1,3-7,5	<u>119,8</u> 79-150	<u>2,9</u> 1,3-4,2	<u>149,8</u> 50-215	<u>25,8</u> 9-51,3	<u>3,7</u> 1,9-5	<u>23,3</u> 10-46	<u>49,2</u> 21-65,8	<u>17,9</u> 0-29,9

Примечание. Над чертой – средние содержания элементов, г/т; под чертой – пределы вариаций содержаний элементов; в скобках – количество анализов.

Литература

1. Александров И.В. К геохимии редких и рудных элементов в гранитоидах. М.: Наука, 1980. 197 с.
2. Антипин В.С., Коваленко В.И., Рябчиков И.Д. Коэффициенты распределения редких элементов в магматических породах. М.: Наука, 1984. 267 с.
3. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 267 с.
4. Довгаль В.Н., Минин В.А. Геологическое положение комплекса щелочных изверженных пород Юго-Восточной Тувы // Геол. и геофиз. 1984. № 3. С.47-51.
5. Коваленко В.И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977. 208 с.
6. Коваленко В.И., Коваль В.П., Конусова В.В. и др. К гео-

химии редкоземельных элементов в интрузивных породах известково-щелочных серий // Геохимия. 1983. № 2. С.172-189.

7. Краткий справочник по геохимии / Под ред. Войткевич Г.В., Мирошникова А.Е., Поваренных А.С. и др. М.: Недра, 1977. 184 с.

8. Минин В.А. Среднепалеозойский сиенит-гранитный комплекс Сангилены: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук / ИГиГ СО АН СССР. Новосибирск, 1987. 16 с.

9. Среднепалеозойские интрузии сиенитов и гранитов Кузнецкого Алатау и северо-западной части Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1974. 244 с.

10. Телешев А.Е., Поляков Г.В. Вещественный состав и петрохимия ассоциаций вулканических и плутонических пород Восточной Тувы // Вопросы магматической геологии Сибири. Новосибирск, 1978. С.88-114.

11. Шенкман Я.Д. Гранитоидные интрузивные комплексы Восточной Тувы. М.: Недра, 1980. 132 с.

12. Arnian D., Dupuy C., Dostal J. Geochemistry of Aurait granite (Massif Central, France) // Chemical Geol. 1984. Vol.45, N 3/4. P.263-278.

13. Bellieni G., Peccerillo A., Poli G. The Vendrette di Ries (Rieserferner) plutonic complex: petrological and geochemical data bearing on its genesis // Contr. Miner. Petrol. 1981. Vol.78, N 2. P.145-156.

14. Charboneau B.W. Radiometric study of three radioactive granites in the Canadian Shield, Eliot Lake, Ontario; Forth Smith Furi and Hecla, North West Territorien // Uranium in granites. Geol. Survey of Canada, 1982.

15. Crecraft H.R., Nash W.P., Evans S.H. Late cenozoic volcanism at Twin Peaks, Utah: geology and petrology // J. Geophys. Res. 1981. Vol.86, N 11. P.10303-10321.

16. Day W.C., Weiblen P.W. Origin of late archean granit: geochemical evidence from the Vermilion Granit Complex of northern Minnesota // Contr. Mineral. Petrol. 1986. Vol.93, N 3. P.283-296.

17. Emmermann R., Daieva L., Schneider J. Petrologic significance of rare earth distribution in granites // Contr. Mineral. Petrol. 1975. Vol.52, N 4. P.267-285.

18. Fourcade S., Allegre C.J. Trace element behaviour in

granit genesis: a case study. The calc-alkaline plutonic association from the Querigut Complex (Pyrenees, France) // Contr. Mineral. Petrol. 1981. Vol.76, N 2. P.177-195.

19. Hanson G.N. The application of trace elements petrogenesis of igneous rocks of granitic composition // Earth. Planet. Science Let. 1978. Vol.38, N 1. P.26-44.

20. Hildreth W. Gradients in silicic magma chambers: implication for lithospheric magmatism // J. Geophys. Res. 1981. Vol. 86, N B11. P.10153-10193.

21. McCarty T.S., Fripp R.E.P. The crystallization history of a granitic magma as revealed by trace element abundances // J. Geol. 1980. Vol.88, N 2. P.211-225.

22. Mittlefelhd D.W., Miller C.F. Geochemistry of Sweetwater Wash pluton, California: implication for "anomalous" trace element behaviour during differentiation of felsic magmas // Geochem. et Cosmochim. Acta. 1983. Vol.47, N 1. P.109-124.

С.В.Мельгунов, В.А.Пономарчук, Ю.Г.Шипицын

РЕДКИЕ ЗЕМЛИ ВО ФЛЮОРИТАХ
ИЗ КОМПЛЕКСНЫХ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ
ЮГА АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

В южной части Алтае-Саянской складчатой области проявления комплексной рудной минерализации, содержащей в качестве главных компонентов барит, сидерит, флюорит, гематит и магнетит, локализируются в разрывных нарушениях глубинных разломов, разграничивающих крупный каледонский прогиб и герцинскую депрессию.

Герцинская структура, представляющая собой верхний этаж коры региона, сложена средне-, верхнедевонскими и нижнекаменноугольными осадками мелководных морских бассейнов, озер и временных потоков. В строении среднего структурного этажа принимают участие нижнекембрийская вулканогенно-осадочная толща, прорванная интрузиями гипербазитов, диоритов и плагиогранитов, и транс-

грессивно залегающая на ней серия ордовикских и силурийских песчано-алевролитово-известняковых образований. На возможное наличие нижнего структурного этажа, лежащего в основании складчатых каледонских и герцинских сооружений, указывают обнаруженные в зонах разломов на уровне средне-, верхнедевонских отложений отдельные небольшие блоки андалузит-гранатовых кварцитов, биотитовых кристаллических сланцев и гнейсов, аналогичных образованиям, слагающим метаморфические толщи докембрия за пределами рассматриваемых структурно-формационных зон.

Постсилурийский магматизм региона представлен трещинными интрузиями гранит-порфиров, кварцевых порфиров, сиенит-порфиров, щелочных и лейкократовых гранитов и граносиенитов, а также диабазов, габбро-диабазов, диабазовых порфиров и долеритов. Тела гранитоидов прорывают отложения эйфельского и живетского ярусов среднего девона. По своей хорошо выраженной щелочной специфике их можно объединить в одну щелочно-гранитовую ассоциацию, в которой гранит-порфиры, сиенит-порфиры и кварцевые порфиры относятся к субвулканической фации гипабиссальных интрузий. Часть основных пород имеет явно догранитовый возраст по секущим взаимоотношениям, другая - постнижнекарбонный, поскольку дайки порфиров и долеритов пересекают гранитоиды, отложения верхнего девона и нижнего карбона, в то время как гранитовые интрузии на этом стратиграфическом уровне не установлены.

Разрывные нарушения, контролирующее размещение комплексной рудной минерализации, подразделяются на крупные региональные субширотные разломы первого порядка и оперяющие их разрывы северо-восточного и северо-западного простирания. С последними связано формирование столбообразных и линейных зон тектонических брекчий, непосредственно вмещающих рудную минерализацию и интрузии щелочно-гранитовой ассоциации. Это тесное пространственное совмещение в однотипных структурах второго порядка свидетельствует о парагенетической связи гидротермального рудного процесса со щелочно-гранитовым магматизмом.

В постмагматическую стадию становления гранитовой интрузии проявилась интенсивная грейзенизация с образованием кварцево-мусковитовых, кварц-мусковит-турмалиновых и существенно кварцевых грейзенов с турмалином, монацитом, цирконом и сфеном. Кислотное выщелачивание в ряде случаев приводило к образованию су-

щественно кварцевых и кварцитоподобных разностей с незначительным содержанием слюды. Оно вызвало перераспределение и миграцию щелочей из участков грейзенизации, главным образом калия, и формирование ореолов с повышенным его содержанием во вмещающих осадочных толщах.

При воздействии постмагматических растворов на породы основного состава происходило образование уралитовой роговой обманки, исчезновение пироксена, замещение основного плагиоклаза альбитом, появление скаполита. Дальнейшие изменения сводились к замещению амфибола магнизиальным биотитом с выделением тонкой вкрапленности магнетита и гематита, к разложению скаполита – возникла ассоциация альбит+биотит+кварц+кальцит с примесью эпидота, сфена, рутила, магнетита и гематита. Она характерна для аподиабазов, подвергшихся изменениям на контакте с гранитами или вблизи него, но за пределами участков грейзенизации. Непосредственно в зонах грейзенизации аподиабазы обогащались кварцем, мусковитом и превращались в кварц-альбит-слюдистый метасоматит.

В результате дальнейшей активизации разломов, предшествующей рудному процессу, магматиты, постмагматические метаморфиты и материал тектонических брекчий неоднократно подвергались дроблению. Совместное нахождение в зонах активизации обломков вмещающих пород, в различной степени измененных процессами раннего метаморфизма, а также неизмененных гранитоидов, биотитовых роговиков и осадочных пород, свидетельствует о временной разобщенности постмагматической деятельности и рудообразующего процесса. Гидротермальный метаморфизм, связанный с рудным процессом, имел исключительно низкотемпературный характер и не выходил за границы P – T-условий существования парагенезисов кварц-хлорит-серицит и кварц-серицит (мусковит)-карбонат. Породы преимущественно сохранили свои изначальные структурные и текстурные особенности. В осадочных породах замещению и перекристаллизации подвергалась в основном пелитовая составляющая с отторжением кварца, альбита и образованием лепидобластовой и пойкилогранобластовой структур. Ореолы таких пород достаточно уверенно устанавливаются лишь на контактах с рудной минерализацией, на большом удалении подобные изменения исчезают.

Комплексная рудная минерализация была сформирована в несколько этапов, которые выделены, в известной мере, условно в свя-

зи с многократным дроблением, перекристаллизацией и сменой окислительно-восстановительных свойств растворов. В целом изменение состава парагенезисов в вертикальном разрезе рудообразующей колонны выглядит следующим образом. Снизу вверх (5-1) устанавливается постепенное нарастание концентрации гематита в сочетании с магнетитом и уменьшение роли сидерита и флюорита.

1. Кальцит+доломит
2. Гематит+магнетит
3. Гематит⁺магнетит⁺флюорит
4. Гематит⁺сидерит⁺флюорит,
анкерит+кальцит⁺флюорит
5. Барит+сидерит+флюорит+гематит,
барит+сидерит+флюорит

Особенности этой своеобразной вертикальной зональности отражают изменение физико-химических условий минералоотложения в открытой системе: от резко восстановительных (ассоциации 5) при высоком парциальном давлении углекислоты и далее в направлении все возрастающей активности кислорода, вызвавшей замещение сидерита гематитом и магнетитом. Усиление активности кислорода приводило в конечном счете к обособлению гематит-анкеритовой, анкерит-кальцитовой и кальцитовой ассоциаций, содержащих в ряде случаев флюорит.

Стадийность минералообразования рассмотрим на примере ассоциации барит+сидерит+флюорит. Формирование её началось с выделения барита, несколько позже или одновременно с ним отлагался сидерит. Вслед за образованием барит-сидеритового агрегата, но после катаклаза, кристаллизовался флюорит-1. Гидротермальные растворы были обогащены фтором и содержали редкие земли. Последние входили изоморфно в кристаллическую решетку флюорита или образовывали редкую собственную минеральную форму - бастнезит, который по времени появления близок раннему флюориту. На этом закончилось формирование основной ассоциации. В дальнейшем, в обстановке интенсивного катаклаза, циркулировавшие гидротермальные растворы производили лишь перекристаллизацию: вновь образованный сидерит в виде регенерированных идиоморфных порфиобластов и ангедральных выделений цементировал обломки ранее отложенных мине-

ралов; в результате перекристаллизации раннего флюорита возникла его новая генерация - флюорит-II.

В ряде случаев уже на уровне отложения ассоциации 5 проявилась активная роль кислорода, в связи с чем получило развитие замещение сидерита гематитом с образованием барит+флюорит+гематитовой ассоциации.

Порядок выделения флюорита в других парагенезисах сохраняется, он появляется после кристаллизации гематита, магнетита и кальцит-анкеритовых образований. Флюорит кроме отмеченных выше форм нахождения часто встречается в щелочных гранитоидах, где выполняет многочисленные миаролы, или образует гипергенные выделения в виде мелкокристаллических корочек среди образований зоны окисления; развитой, как правило, глубоко на большинстве проявлений. Флюорит из миарол характеризует постмагматический дорудный этап минералообразования и, вероятно, время его отложения совпадает с процессом грейзенизации пород. Химический состав флюорита из ассоциации его с сидеритом и баритом, %: CaF_2 - 97,15; SiO_2 - 0,16; Fe_2O_3 - 0,84; TiO_2 - 0,48; Al_2O_3 - 1,08. Окраска минерала весьма разнообразна: от бесцветной до зеленой, бирюзовой и фиолетовой различных оттенков, сиреневой, розовой и почти черной. Нередко в одном штуфе отмечаются в тесном срастании зерна бесцветного и зеленого, темно-фиолетового и сиреневого цвета и т.д.

Первые сведения о составе редких земель во флюоритах Куга Сибири приводятся А.П.Хомяковым /3/. Им исследовано семь образцов флюорита из сидеритовых и гематитовых руд.

Нами содержание РЗЭ во флюоритах определялось в 3I образце нейтронно-активационным методом. Для сравнительной характеристики тем же методом определены РЗЭ в ассоциирующем с флюоритом кальците, а также в гранитоидах, сопровождающих рудную минерализацию. Флюориты характеризуют различные проявления, расположенные на значительном расстоянии друг от друга. Они отбирались из материала первичных и окисленных минеральных скоплений. Состав основных рудных ассоциаций приведен в таблицах.

Содержание РЗЭ во флюоритах как суммарное, так и поэлементное подвержено резким колебаниям. Такое крайне неравномерное распределение элементов отмечается по всей сводной выборке (табл. I) и в частных группировках, характеризующих сочетания

Таблица I

Содержание редких земель, г/т

№ п/п	Основная минеральная ассоциация: окраска флюорита	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Tm	Yb	Lu	δ В _с	≥ La+Ce+Nd	≥ La+Ce+Nd	≥ Sm+Gd+Tb
																≥ Sm+Gd+Tb	≥ Ho+Tm+Yb	≥ Ho+Tm+Yb
Во флюоритах																		
1	Гематит+сидерит+флюорит:	-	770	-	70	42	94, b	207,5	25,5	-	-	-	-	-	2,52	-	-	-
2	сиреневый	230	527	-	331	161	132,0	357,0	27,8	-	27	3,7	11,2	-	1,27	0,70	3,52	5,14
3	зеленый	190	458	-	240	117	75,4	372	28,0	-	24	3,62	12,7	-	1,01	0,60	3,88	6,46
4	бирюзовый	200	318	-	220	60	78,3	233	21,5	-	23	2,62	11,2	-	1,76	0,85	3,09	3,65
5	" "	140	319	-	180	62	86,25	294	23,5	-	25	2,42	11,6	-	1,33	0,59	2,37	4,02
6	" "	180	293	-	100	63	71	126	19,2	-	18, I	1,85	10	-	2,39	0,90	3,11	3,44
7	" "	360	-	-	240	82	90,5	260	22,6	-	-	2,68	23	-	1,73	-	-	-
8	Гематит+флюорит:	254,5	289	-	240	105	31	-	17,5	-	22,6	8,24	103	-	-	1,24	1,50	1,21
9	темный (почти черный)	155	530	-	430	162	53,7	-	30,0	-	40	13,0	154	-	-	0,86	1,10	1,28
10	фиолетовый	250	561	-	430	162	51,9	-	26,0	-	43,7	13,0	130,6	-	-	1,10	1,36	1,23
11	светло-фиолетовый	220	460,6	-	360	167	52,3	-	30,0	-	37,5	14,4	110,4	-	-	0,86	1,26	1,23
12	Сидерит+гематит+флюорит:	-	318	-	200	63	70	240	20,6	-	-	2,30	7,0	-	1,52	-	-	-
13	светлый	440	697	-	245	86	78,2	240	16,7	-	14,0	1,73	7,2	-	1,66	1,66	9,51	5,72
14	розовый	255	600	-	260	76	74,83	172	16,0	-	11,4	4,0	8,2	-	1,94	1,44	8,29	5,75
15	светлый	440	973,5	-	625	195	148,3	540	41	-	32	3,8	200	-	1,31	0,93	5,57	6,00
16	Гематит+флюорит:	302,25	631	-	550	121	330	-	31,64	-	-	15,0	191	-	-	-	-	-
17	темный (почти черный)	678,9	1455	-	650	180	470	-	26,6	-	-	10,1	210	-	-	-	-	-
18	Сидерит+барит+флюорит:	-	1030	-	856	610	220	58,8	60,6	-	-	11,5	65	-	1,13	-	-	-
19	гранно-зеленый флюорит	310	1000	-	920	437	146	460	50,6	-	-	12,9	51,6	-	0,99	0,74	2,86	3,86
20	Гетит-гидрогетитовая+ флюорит:	107,6	114	-	60	53	1,93	-	1,2	-	-	0,44	2,5	-	0,15	1,51	13,42	8,89
21	гипергенный светлый	-	2370	-	910	500	199	620	69,3	-	-	21	91	-	1,09	-	-	-
22	" "	-	1960	-	910	400	183	460	68,3	-	-	17,6	100	-	1,30	-	-	-
23	Гетит-гидрогематитовая:	970	390	-	360	190	52,6	-	26	-	40,4	13,74	110	-	0,65	0,92	1,42	1,42
24	светло-фиолетовый	145	353	-	415	223	51,5	-	29	-	46	13,66	100	-	0,67	1,04	1,55	1,55
25	фиолетовый	70	71	-	36,7	37	1,95	-	0,7	-	-	0,26	12,0	-	0,17	-	-	-
26	сиреневый (гипергенный)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
27	Флюорит из мварол в граносеннитах:	60	195	-	118	28,2	8,0	-	3,4	-	4,6	1,22	11	-	-	2,01	4,13	2,05
28	сиреневый	63	190	-	63	35,3	8,8	-	3,34	-	4,9	1,80	11	-	-	1,54	3,08	2,00
29	Гетитовая:	690	2500	-	2500	900	226,4	312	35,6	-	-	3,86	15	-	1,06	1,44	20,28	14,16
30	зеленый	307,22	899,6	-	532	226	120	-	33,1	-	22	5,5	27,1	-	-	-	-	-
31	светлый	365,11	630,0	-	448	194	58	-	30,0	-	38	12,6	128,7	-	-	-	-	-
32	фиолетовый	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
В минералах и в каронатных залежах																		
31	Флюорит	17,2	57,5	13,9	101	50,3	23,1	92,3	17,7	108,4	23,1	9,3	51,2	5,5	1,02	0,30	0,35	1,16
32	Кальцит	19,1	47,6	-	53,7	32,6	14,59	-	9,25	-	-	-	11,7	1,88	-	-	-	-
В гранит-порфирах и граносеннитах																		
33	Гранит-порфир	49	118,8	-	19	17,1	1,55	-	2,96	-	-	-	15	2,76	-	-	-	-
34	" "	43,6	114,1	-	63	17,7	2,56	-	3,01	-	-	-	14,7	2,81	-	-	-	-
35	" "	53,3	112,7	-	58,6	15,9	1,54	-	2,53	-	-	-	9,83	1,95	-	-	-	-
36	Граносеннит	76,26	183	-	80,7	16,3	4,23	-	1,67	-	-	-	6,73	1,39	-	-	-	-

главных рудных минералов или отдельные рудные проявления. При более детальном сопоставлении средних содержаний каждого элемента и сумм РЗЭ устанавливается их зависимость от минерального состава ассоциаций. Например, флюориты в ассоциации с сидеритом и баритом наиболее обогащены каждым редкоземельным элементом, чем флюориты из гематитовых и гематит-магнетитовых скоплений, а в сидерит-гематитовых проявлениях имеют промежуточные средние концентрации.

Следует отметить, что флюориты, окрашенные в светлые, зеленые и бирюзовые тона, несколько обогащены легкими, средними и обеднены тяжелыми РЗЭ по сравнению с фиолетовыми и темными разновидностями. Отмеченные особенности распределения содержания РЗЭ свойственны и флюоритам из ассоциаций, подвергшихся воздействию зоны окисления (см. табл. I, образцы 23, 24 и 28, из которых последний представляет собой барит+сидерит+флюоритовый тип первичной минерализации).

Оценка изменения составов РЗЭ проведена с помощью отношения содержания элемента в образце к его содержанию в углистом хондрите /4,6/. На "нормализованных графиках" совершенно четко проявились особенности распределения элементов во флюоритах из разных объектов и минеральных ассоциаций. На рис. I представлен нормированный состав РЗЭ в густоокрашенных флюоритах существенно гематитовых и гематит-магнетитовых скоплений (см. табл. I, образцы 8-II, I6, I7). Обращает на себя внимание односторонний общий наклон кривых с некоторым обогащением Yb в ряду Dy-Yb. Здесь не отмечается аномалий европия и церия, а суммарные отношения трех групп лантаноидов указывают на незначительное преобладание легких и средних РЗЭ над тяжелыми. В двух флюоритах из материала зоны окисления, имевшего первичный гематит-сидеритовый состав, распределение РЗЭ характеризуется явным дефицитом легких лантаноидов и некоторым относительным обогащением средними по сравнению с тяжелыми (рис. 2).

Следующий тип распределения РЗЭ свойствен минеральной ассоциации гематит+сидерит+флюорит из двух проявлений со значительным, иногда преимущественным содержанием гематита (рис. 3). Несмотря на идентичность в конфигурации кривых распределения РЗЭ, отмечаются различия в значениях соотношений легких лантаноидов к средним (в образцах 2-7 оно меньше 1, в образцах I3-I4 установ-

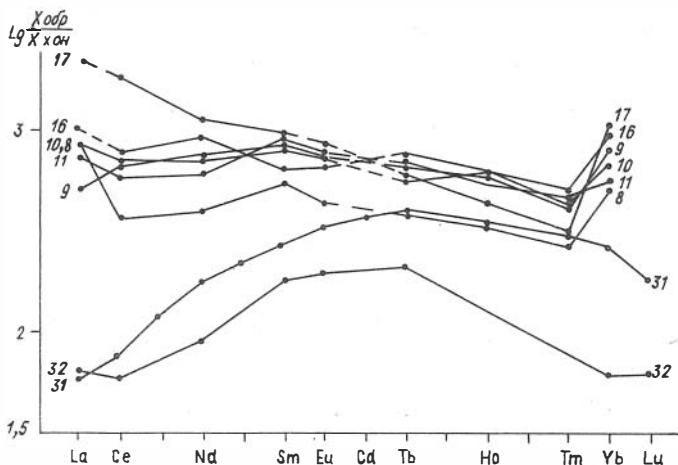


Рис.1. Распределение РЗЭ во флюоритах из гематитовых и гематит-магнетитовых проявлений (образцы 8-II, 16, 17) и из кальцитовых залежей (31). 32 - РЗЭ в кальците.

Составы РЗЭ в образцах нормированы по хондриту /4, 6/. Нумерация кривых распределения - согласно таблице I

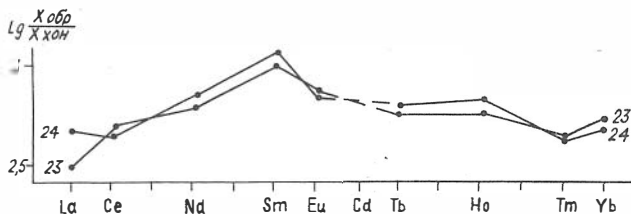


Рис.2. Распределение РЗЭ во флюоритах из материала зоны окисления гематит-гидрогематитового состава.

Первичный состав - гематит-сидеритовый

ливается некоторый дефицит средних), а отношение этих двух групп РЗЭ к их тяжелой фракции вскрывает преобладающее накопление первых. На общем высоком фоне распределения средних лантаноидов вы-

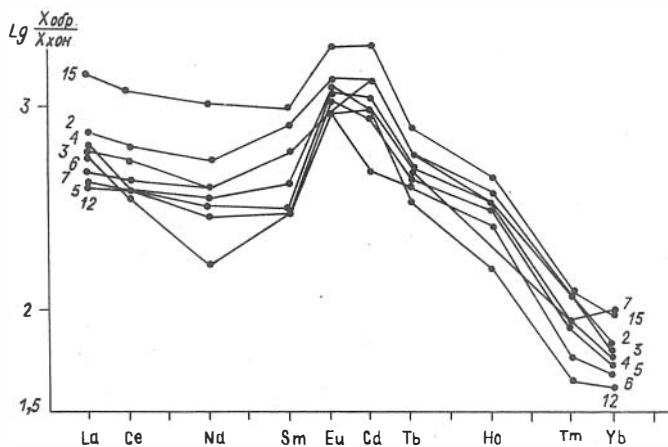


Рис.3. Распределение РЗЭ во флюоритах из гематит-сидеритовой ассоциации

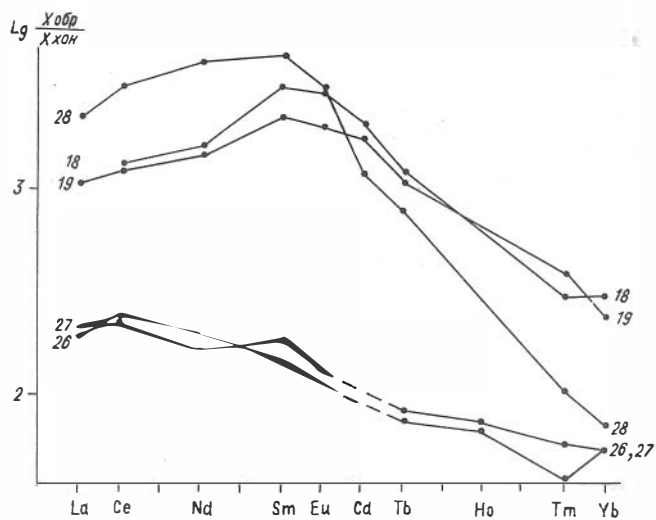


Рис.4. Распределение РЗЭ во флюоритах из барит-сидеритовых проявлений (18,19,28) и из монарол в граносиенитах (26,27)

деляются положительные аномалии европия и гадолиния — $\delta Eu = I,0I-2,52$. Во всех образцах флюорита значения относительной обогащенности элементов падают от La в сторону Nd. С увеличением роли сидерита и исчезновением гематита и магнетита в главных рудных ассоциациях характер распределения РЗЭ во флюоритах существенно меняется. В сидерит-барит-флюоритовых проявлениях, иногда с резкоподчиненным развитием гематита, определено во всех случаях многократное преобладание легких и средних лантаноидов над тяжелыми, отраженное крутым наклоном кривых распределения в сторону Yb (рис.4, образцы I8, I9, 28). Минимальные значения относительной обогащенности в ряду лантан-тербий имеют два крайних его члена. На графиках этот ряд представлен отрезками плавной выпуклой формы с относительно небольшим максимумом европия — $\delta Eu = I-I,3$. Особенно контрастная степень обогащенности легкими и средними лантаноидами на фоне их высоких содержаний установлена в образце 28.

В связи с изложенным следует сопоставить наши анализы с данными по флюоритам А.П.Хомякова /3/, отобраным им из проявлений того же минерального состава. Общим свойством распределения лантаноидов здесь является повышенный фон их концентраций во флюоритах из барит-сидеритовых проявлений, относительное обогащение окрашенных в фиолетовые тона разностей гольмием, эрбием, тулием, иттербием, заметное снижение содержания РЗЭ в процессе замещения сидерита гематитом. Вместе с тем, по данным А.П.Хомякова, в характере распределения РЗЭ устанавливаются явные отклонения по сравнению с нашими данными. Здесь в образцах I, 4 и 5 (табл. 2), представляющих гематитовые руды, фиксируется резкий дефицит европия, несвойственный нашим минеральным разновидностям. В других же флюоритах из сидеритовых руд степень обогащения их европием заметно возрастает, но не настолько, чтобы этот дефицит перекрыть. Напротив, по нашим более многочисленным данным, поведение европия имеет явно противоположную направленность — δEu во флюоритах из гематит-сидеритовых ассоциаций выше, чем в таковых из собственно сидеритовых, и не опускается до значений менее I.

Во флюорите из мономинеральных кальцитовых и кальцит-анкеритовых жил, сопровождающих гематитовую и гематит[±]магнетит[±]сидеритовую минерализацию, содержание РЗЭ значительно ниже, чем во флюоритах рудных проявлений (см. табл. I). Отличительной особен-

Таблица 2

Содержание редких земель во флюоритах Южной Сибири /3/

№ п/п	Минеральная ассоциация, окраска флюорита	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Eu	$\geq \text{Ce} + \text{Ce} + \text{Nd}$	$\leq \text{Sm} + \text{Gd} + \text{Tb}$	$\neq \text{Sm} + \text{Gd} + \text{Tb}$
																	$\geq \text{Sm} + \text{Gd} + \text{Tb}$	$\leq \text{Ho} + \text{Tm} + \text{Yb}$	$\neq \text{Ho} + \text{Tm} + \text{Yb}$
	Гематит+барит+ флюорит:																		
1	фиолетовый ($\Sigma \text{TR} = 4500$)	333	I305	400	990	364	23	302	68	302	68	I98	3I	99	-	0,2I	0,97	I,82	I,89
	Сидерит+барит+ флюорит:																		
2	фиолетовый ($\Sigma \text{TR} = 4700$)	433	I4I0	282	799	376	85	5I7	7I	329	47	I65	28	I4I	28	0,59	0,83	2,04	2,47
3	зеленый ($\Sigma \text{TR} = 3700$)	I92	85I	3I5	925	407	III	407	48	222	30	8I	I5	70	I9	0,83	0,69	2,64	3,84
	Гематит+барит+ флюорит:																		
4	зеленый ($\Sigma \text{TR} = 2600$)	442	I0I4	I30	442	I43	I6	I5I	23	I6I	I3	42	-	I3	-	0,33	0,90	7,63	4,02
5	розовый Сидерит+барит+ флюорит:	42	I008	I37	476	I7I	42	207	36	207	28	50	-	II	-	0,68	I,39	4,99	3,58
6	бесцветный	275	9I8	275	867	663	II7	765	I07	56I	87	245	3I	I33	3I	0,50	0,40	I,24	3,07

Примечание. Для удобства сравнения содержания элементов рассчитаны в г/т, поскольку в первоисточнике состав РЗЭ приведен в процентах от суммы окислов.

ностью распределения элементов здесь является резкое накопление средних и тяжелых лантаноидов по отношению к легким с небольшим преобладанием средних (см. рис. I, образец 3I) при отсутствии аномалий европия ($\delta_{Eu} = 1,02$).

Во флюоритах, выполняющих многочисленные миаролы в граносиенитах, содержание РЗЭ значительно ниже, чем в разновидностях из барит-сидерит-флюоритовой ассоциации, пространственно совмещенной с этими гранитоидами (см. табл. I, рис. 4, образцы 26, 27). Распределение элементов характеризуется плавным возрастанием нормированных концентраций в сторону все более легких членов ряда, что несвойственно большинству флюоритов, связанных с рудным процессом. В постмагматических разновидностях отмечается слабый положительный пик церия.

Еще более низкий фон содержания РЗЭ отмечается в гипергенных скоплениях флюорита, довольно широко развитых в пределах зоны окисления. Конфигурация нормализованных кривых распределения, имеющих общий отрицательный наклон в сторону тяжелых лантаноидов, четко фиксирует резкий дефицит европия ($\delta_{Eu} = 0,16$) и многократное суммарное преобладание лантана, церия и неодима (см. табл. I).

В гранитоидах, парагенетически ассоциирующих с рассматриваемыми рудопоявлениями, фон РЗЭ близок среднему его значению для кислых пород земной коры, а нормализованные графики отражают классическое для гранитоидов распределение лантаноидов, с четко выраженным европиевым минимумом и преобладанием легких над средними и тяжелыми (рис. 5, табл. I).

Изложенный фактический материал позволяет предложить схему поведения РЗЭ во флюоритах, связав их перераспределение с изменением Р-Т- и окислительно-восстановительных условий отложения минералов. Состав рудных ассоциаций, как было уже сказано, свидетельствует об усиливавшейся активности кислорода в направлении к верхним уровням рудообразующей колонны (от ассоциации 5 к ассоциации I). Содержащие РЗЭ первичные растворы были насыщены углекислотой и фтором, которые играли определяющую роль в переносе лантаноидов в виде хорошо растворимых карбонатных комплексов, а чрезвычайно высокая концентрация катионов железа способствовала появлению устойчивых в растворе соединений типа $TRF_3 \cdot FeF_3$ или $TRFeF_6$ /2/.

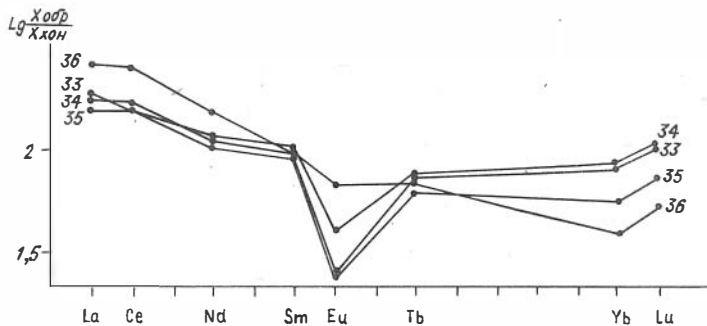


Рис. 5. Распределение РЗЭ в граносиенитах и гранит-порфирах

На ранних стадиях формирования рудной минерализации (ассоциация 5) в восстановительных условиях происходило интенсивное связывание углекислоты с железом в форме сидерита, явившегося основным минералом рудной концентрации. Разрушение карбонатных комплексов в связи с этим процессом приводило в конечном счете к концентрации главным образом легких и средних лантаноидов во флюорите, кристаллизовавшемся вслед за сидеритом.

В дальнейшей эволюции рудообразующих растворов вследствие удаления из них значительной части CO_2 главную роль в переносе РЗЭ играли, очевидно, железо-фторидные комплексы, а тяжелые лантаноиды оставались в растворе также и в виде карбонатных соединений, как наиболее подвижные /2/. Развитие ассоциаций сидерита с гематитом и магнетитом при усилении активности кислорода наложило определенный отпечаток на распределение РЗЭ во флюоритах этих ассоциаций. В них устанавливается большая степень относительной обогащенности средними лантаноидами по сравнению с легкими и в особенности с тяжелыми. На нормализованных графиках (см. рис.3) характерны положительные европиевые аномалии, подтверждающие окислительную обстановку в момент насыщения минерала РЗЭ. Явление относительной обогащенности минералов средними лантаноидами в связи с возрастанием окислительных свойств раствора установлено при исследовании уранинитов /5/.

Формирование ассоциаций 2 и 3 (см. с.62) сопровождалось

относительным обогащением флюорита группой тяжелых лантаноидов, очевидно, вследствие преимущественного разрушения их карбонатных комплексов, устойчивых в менее окислительных условиях. В связи с этим происходило выравнивание в распределении РЗЭ, которое на графиках (см. рис. I) отражено в виде односторонних слабонаклоненных кривых без аномалий обогащения или дефицита, а из табл. I видно, что эта особенность выражена в небольшом преимуществе легких и средних РЗЭ над тяжелыми (коэффициенты соотношений до 1,5).

Относительно высокое обогащение флюоритов из кальцитовых и кальцит-анкеритовых залежей тяжелыми лантаноидами подтверждают наши представления о большей растворимости карбонатных комплексов элементов иттриевой группы по сравнению с цериевой. Подчеркнем, что эти проявления с флюоритом постоянно сопровождают гематитовые и гематит-магнетитовые руды, из чего можно заключить, что возникновение локальных карбонатных залежей имеет прямую связь с дегазацией первичных рудообразующих растворов, вызванной падением давления в системе.

В свете изложенной схемы перераспределения РЗЭ в зависимости от направленного изменения химических свойств раствора мы не можем оценить данные А.П.Хомякова и Е.И.Семенова по флюоритам из аналогичных проявлений, так как приходится сравнивать результаты разных методов анализа, из которых используемый нами метод нейтронной активации является прецизионным и более совершенным.

Результаты наших исследований согласуются с представлениями, изложенными в работах /1,5/, о поведении РЗЭ при стадийном минералообразовании и сводятся к основному выводу - значительные изменения состава и суммарного содержания РЗЭ в типоморфных флюоритах из рассмотренных рудных ассоциаций зависят от окислительно-восстановительных свойств и состава растворов и подвижности отдельных лантаноидов, т.е. от условий существования их комплексных соединений.

Авторы благодарят Н.А.Кулик, доцента кафедры НГУ, за ценные советы и замечания, а также за участие в сборах каменного материала.

Литература

1. Барсуков В.Л., Лучицкий М.И., Волосов А.Г., Колесов Г.М., Суцевская Т.М. Редкоземельные элементы в флюоритах Хинганского оловорудного месторождения как индикатор условий минералообразования // Геохимия. 1987. № 2. С.163-177.
2. Кастерин А.В. О возможных формах переноса редкоземельных элементов гидротермальными растворами // Геохимия. 1959. № 4. С.310-315.
3. Хомяков А.П., Семенов Е.И. Гидротермальные месторождения фтор-карбонатов редких земель. М.: Наука, 1971. 134 с.
4. Evensen N.M., Hamilton P.J. and O'Nions R.K. Rare earth abundances in chondritic meteorites // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1978. Vol.42, N 8. P.1199-1212.
5. Fryer Brian J. and Taylor Richard P. Rare earth element distributions in uraninites: implications for ore genesis // Chemical Geology 1987. Vol.63. P.101-108.
6. Rare Earth Element geochemistry / Ed. Henderson P. Amsterdam. e.a.:Elsevier, 1984. 510 p.

В.А.Макрыгина, В.А.Бобров

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОИДОВ СЕВЕРНОГО ПРИБАЙКАЛЯ

На территории Северного Прибайкалья выделяется по меньшей мере шесть гранитоидных комплексов. Наиболее полно изучена геохимия приморского /10/, несколько хуже ирельского /7/ и татарниковского комплексов. Для остальных геохимических данных практически нет.

На исследованной нами площади - от р.Кутимы на севере до оз.Байкал на юге и от р.Рель на юго-западе до верховьев р.Гасан-Дякит на северо-востоке (рис.1) - встречаются гранитоидные породы относят к четырем комплексам: угольканскому, ирельскому, муйскому и мамско-оронскому. При комплексном исследовании геохи-

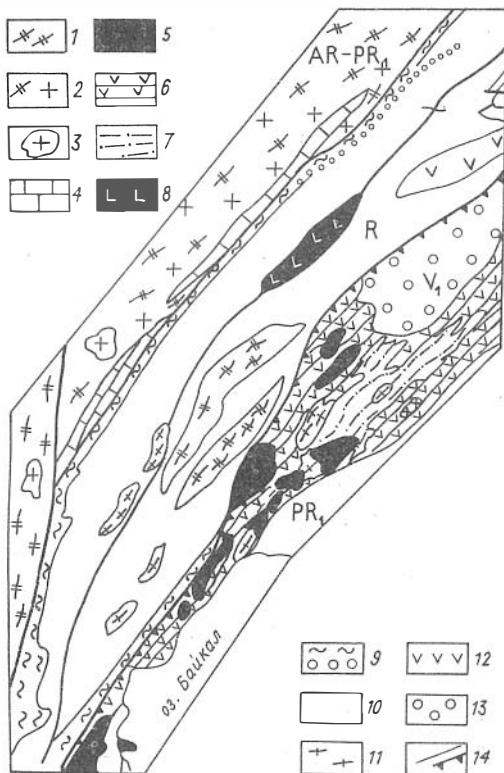


Рис. 1. Геологическая схема западной части Северного Прибайкалья (по В.Г.Кушеву /II/ с дополнениями В.А.Макрыгиной):

I - мигматиты и гнейсы чуйской серии; 2 - темные мигматиты с участками гранодиоровых гранитов (в ней же); 3 - массивы гранитов татарниковского комплекса; 4 - доломиты абчадской свиты; 5-7 - нюриндуканская серия; 5 - габбро-перидотитовые массивы, 6 - амфиболиты, 7 - плагиомигматиты и плагиограниты (муйский комплекс); 8 - габбро-перидотиты довыренского комплекса; 9 - иловирская свита бластокатаклизитов с

горизонтом тулоукитских конгломератов; 10 - отложения олокитской серии; 11 - биотитовые мусковитизированные граниты (мамско-оронский комплекс); 12 - эффузивы сыннырской свиты; 13 - холоднинская свита; 14 - разломы крутые и пологие

мии процессов метаморфизма, гранитизации и пегматитообразования в структурных зонах Чуйского поднятия, Олокитского синклинория и Кичеро-Мамского антиклинория были опробованы не только метаосадки и метавулканыты, но и мигматиты Чуйского поднятия (Кутимской глыбы), гранитоиды Иловирского массива и Абчады, катаклизиты и бластомилониты гранитоидного состава иловирской свиты, подстилающей Олокитский синклинорий, плагиомигматиты и плагиограниты, а

также двуполевошпатовые граниты, залегающие в нюрндуканской серии Кичеро-Мамского антиклинория.

Ранее одним из авторов была изучена геохимия миня-абчадского мигматитового комплекса Чуйского поднятия /7/. На основании петролого-геохимического изучения всех образований данного участка коры было показано, что и мигматиты, относимые прежде к угольканскому гранитоидному комплексу, и гранитоиднейсы с участками гранофировых гранитов (ирельский комплекс) сформировались в результате единого процесса субщелочной гранитизации с последующим выплавлением анхизвтектических составов. По геохимическим особенностям – резкому обогащению ниобием, цирконием, редкими землями – эти породы очень близки акитканским кислым эффузивам, но несопоставимы с биотитовыми гранитами севера Чуйского поднятия, обедненными этими компонентами, которые тем не менее также относятся к ирельскому комплексу.

В этой работе главное внимание уделено новым данным по геохимии гранитоидных пород и вмещающих их метавулканитов нюрндуканской серии, а также породам гранитоидного состава – катаклазитами иловирской свиты.

Вдоль северного берега оз. Байкал и вверх по р. Кичере протянулась полоса выходов пород нюрндуканской толщи, которую К.А. Клитин /4/, а затем Н.Л. Добрецов /1/ отнесли к южной ветви Байкало-Муйского офиолитового пояса, а ряд других исследователей – к Байкало-Муйскому зеленокаменному поясу. Отложения серии на 75–80 % представлены метабазами – габбро-перидотитовыми массивами и амфиболитами, которые реконструируются как метабазалты толеитового ряда. Для небольшого объема метасадочной части разреза характерны туфогенно-осадочные отложения – биотит-амфиболовые и гранат-биотит-амфиболовые сланцы, кварциты. Сланцы близки по составу метабазальтам, но обогащены литофильными элементами.

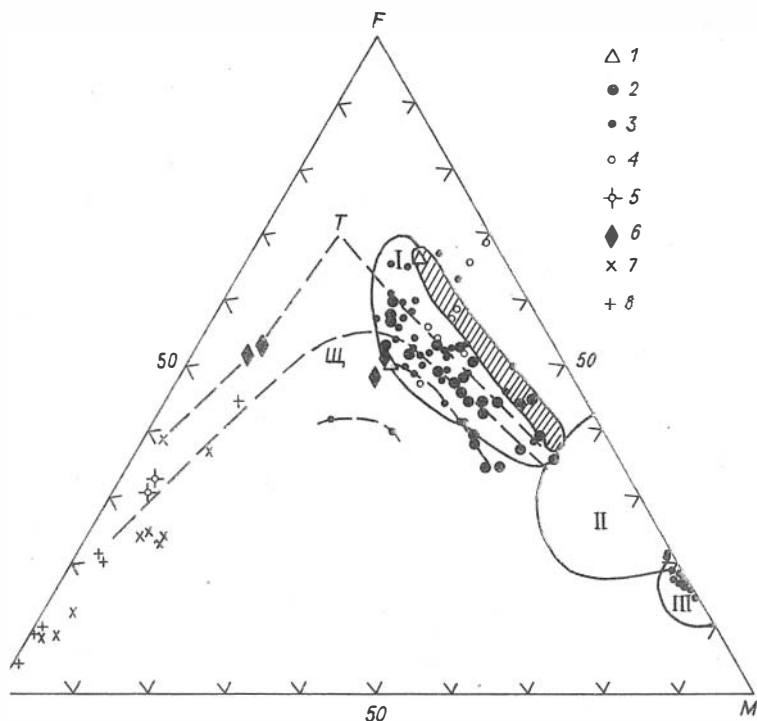
В интрузивной части комплекса наиболее хорошо изучены петрохимия, а частично и геохимия габбро-перидотитовых массивов /2, 8/. Лейкократовыми разностями являются анортозиты, а также жилы гранитов с пегматоидными участками и секущие их дайки диорит-порфиритов. Среди более слабометаморфизованных метабазалтов по р. Гаенде обнаружены субсогласные тела кварцевых альбитофиров. Степень метаморфизма пород здесь не превышает зеленосланцевой-эпидот-амфиболитовой фации, поэтому в метаэффузивах сохраняются

реликты первичных миндалекаменных, порфиризовых, пирокластических структур. К северу метаморфизм пород заметно повышается, они представлены равномерно зернистыми амфиболитами с глиноземистой роговой обманкой, появляется значительное количество плагиомигматитов и плагиогранитов. Тонкополосчатые мигматиты местами переходят в плагиогранито-гнейсы и плагиограниты, образующие согласные и секущие тела с амфиболом либо гранатом.

Для нюрундуканской серии характерны сложные, противоречивые взаимоотношения между этапами метаморфизма, гранитизацией и деформациями пород, свидетельствующие о длительности процесса движения и преобразования пород. В.Г.Картавченко выделяет в нюрундуканской толще три цикла деформаций /3/. Им соответствует, по крайней мере, три этапа метаморфизма. Метаморфизм эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций с плагио- и калишпатowymi мигматитами является самым ранним из распознаваемых этапов. Гранитизация здесь совпала, по-видимому, с началом надвигания нюрундуканского аллохтона на породы иловирской, а севернее - тийской и ондокской свит Олокинского синклиория. Об этом свидетельствует как наличие в основании амфиболитов зоны их брекчирования с гранитизированным цементом, так и то, что калишпатизация развивается по катаклазированным плагиомигматитам и амфиболитам. В то же время породы иловирской свиты (автохтона) катаклазированы на большом расстоянии и содержат обломки, глыбы и отдельные зерна основных пород, мигматитов и даже мусковитовых пегматитов, образованием которых завершается этот этап метаморфизма. Последний факт говорит, скорее, о тектонической природе данного образования, а не осадочной олистостроме, как считают В.Г.Картавченко /3/ и Н.Л.Добрецов /1/.

Следующий этап метаморфизма, регрессивный по отношению к раннему, также сопровождал мощные подвижки, так как новые парагенезисы эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций развиваются по катаклазированным амфиболитам и гранитам /II/. В амфиболитах обломки роговой обманки замещаются волокнистым амфиболом и эпидотом, в более низкотемпературной зоне развиваются пренит и пумпелиит. В гранитах биотит замещается мусковитом и эпидотом, так что двуслюдяные граниты - вторичные образования.

На заключительном этапе в относительно спокойной обстановке по катаклазитам плагиогранитов или альбитофириров вблизи зоны раз-



ис.2. Положение составов пород нюрундуканской серии на диаграмме АФМ:

- перidotиты; 2 - габбро; 3 - амфиболиты; 4 - хлорит-актинолитовые сланцы туйской свиты; 5 - кварцевые альбитоиды; 6 - мигматиты; 7 - плагиограниты; 8 - двуполевошпатовые граниты. I - поле перidotитов; II - поле габбро; III - поле базальтов; Т - толеитовые базальты, Щ - щелочные базальты, заштриховано - поле базальтов Красного моря /Альмухамедов А.И., 1986/

лома разрастаются радиально-лучистые агрегаты **СТИЛЬПНОМЕЛАНА** и актинолита.

Таким образом, породы гранитоидного состава в **нюрндуканской** серии представлены кварцевыми альбитофирами, плагио- и калишпатовыми мигматитами, плагио- и двуполевошпатовыми гранитами и их катаклазированными и регрессивно измененными разностями. Плагиограниты относят к муйскому, а двуполевошпатовые мусковитизированные граниты - к мамско-оронскому комплексам.

В олокитской серии гранитоидный состав имеет лежащая в основании иловирская свита, которая вряд ли принадлежит к осадочным образованиям этой толщи. Она представлена blastокатаклазитами по гранитам и мигматитам либо субцелочным порфирам и относится, видимо, к фундаменту. Кроме того, вдоль осевого разлома Олокитского синклинория выходит несколько мелких гранитных массивов, которые мы не изучали.

По петрохимическим характеристикам как амфиболиты, так и габброиды нюрндуканской толщи попадают в поле базальтов, от толеитовых до известково-щелочных (рис.2). Кварцевые альбитофиры, мигматиты, плагиограниты и в разной степени калишпатизированные их разности лежат на гранитной ветви тренда дифференциации толеитовой магмы. Промежуточных андезитовых составов практически нет (табл.1, см. вклейку).

Редкоэлементные характеристики metabазальтов тоже двойственны: в одном разрезе могут чередоваться амфиболиты с высокими содержаниями никеля и хрома и относительно малым количеством стронция с разностями, имеющими низкие концентрации элементов группы железа и высокие - стронция. Если сравнивать с эталонными характеристиками современных геодинамических обстановок, то как и по петрохимии, эти породы совмещают черты океанических и островодужных базальтов (рис.3). Однако спектры РЭЭ (рис.4,5) для всех амфиболитов близки по уровню и характеру распределения толеитам офиолитовых комплексов, в частности, дайковым сериям офиолитовых разрезов /9/. Подобная редкоэлементная характеристика свойственна базальтам офиолитовых комплексов задуготых спрединговых зон, а также склонов островных дуг, обращенных к континенту /14/, (рис.3).

Если сравнивать с metabазальтами зеленокаменных поясов, то амфиболиты нюрндуканской серии ближе к типу ТН1 - толеитовой

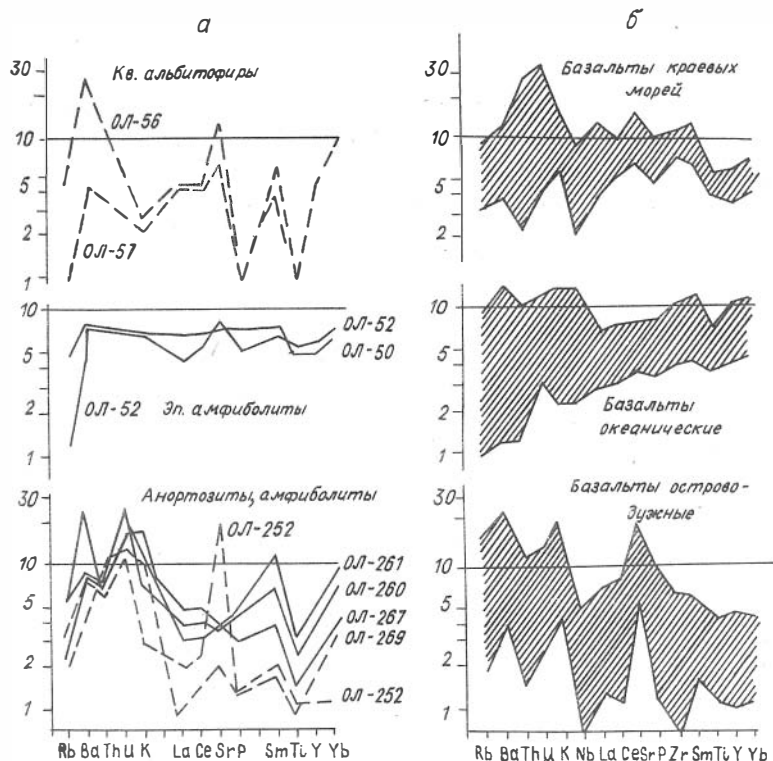


Рис.3. Распределение гидромагматофильных элементов, нормированных по первичной мантии /I5/:
 а – породы Тийского массива и разреза по р.Гаенде; б – базальты

серии, выделенной К.Конди в поясах архея, в отличие от ТН2 – известково-щелочных базальтов /5/. Видимо, и в зеленокаменных поясах могли существовать разные геодинамические обстановки, соответствующие зарождающимся океанам и примитивным островным дугам. Поэтому наличие в нюрндуканской толще фрагментов разреза, аналогичных офиолитам окраинных морей, может не быть альтернативой существования здесь зеленокаменного пояса. Подобие разрезов вулканогенных толщ и их геохимии в условиях наложения разной степе-

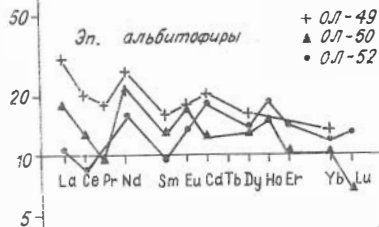
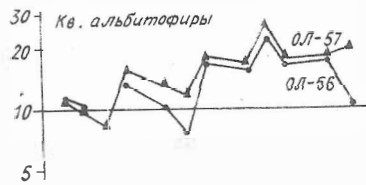
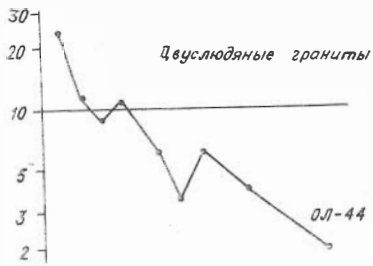
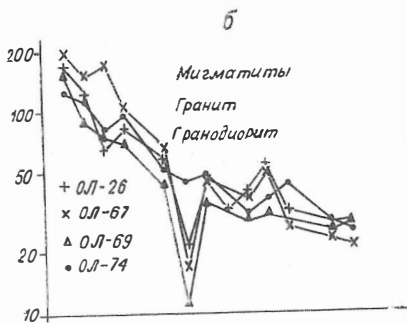
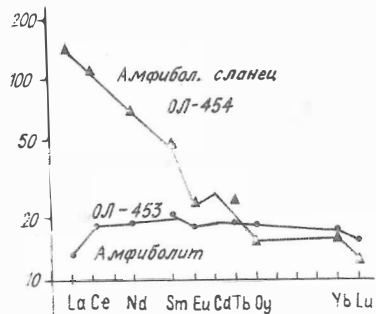
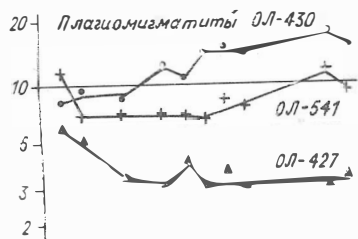
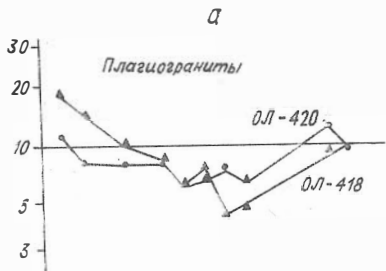


Рис.4. Спектры РЭЭ, нормированные по хондриту /I3/:
а - разрез по руч.Ветвистый и р.Гасан-Джикит; б -
разрез по р.Гаенде

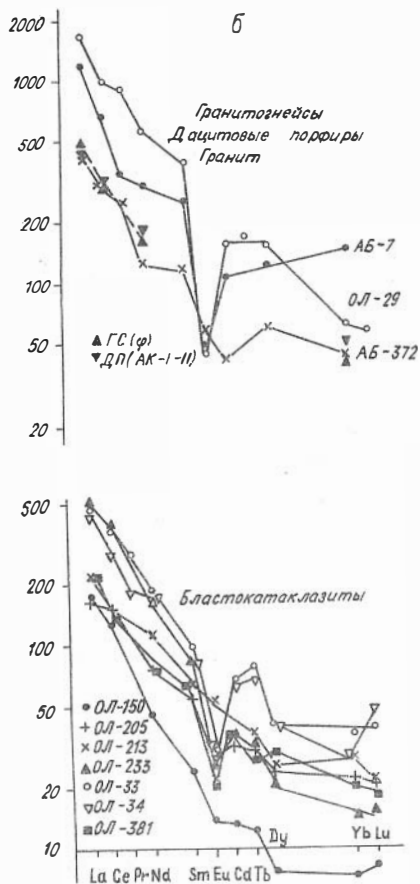
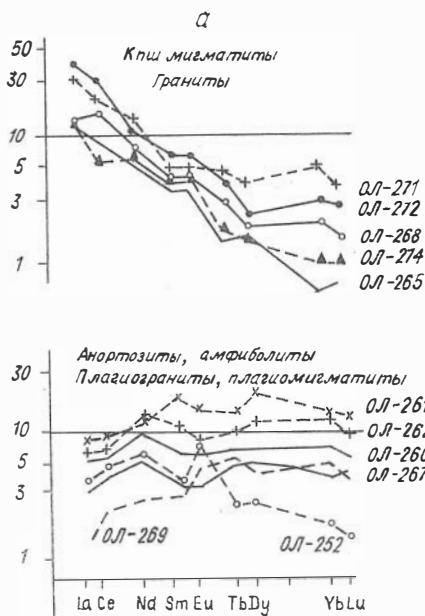


Рис.5. Спектры РЭЭ, нормированные по хондриту /I3/:
 а - породы Туйского массива; б - бластокатаклазиты иловирской свиты, туйские гранитогайсы, дацитовые порфиры акитканской серии, гранит (Галька тулуокитского конгломерата - обр.ОЛ-29)

ни метаморфизма свидетельствует о преимущественно изохимическом его характере.

Наличие альбитофиров в разрезе нюрундуканской толщи также не противоречит обстановке вулканизма окраинных морей и склонов островных дуг. Они представляют, как правило, субсогласные тела, катаклазированные, но сохраняющие реликты порфировых структур: обломки и доросшие при метаморфизме лейсты альбита и рекристаллизованные вкрапленники кварца. По редкоземельной характеристике они похожи на амфиболиты, но с несколько более низкими содер-

жаниями литофилов (за исключением Va и St) (см. рис.3) и легких лантаноидов (см. рис.4).

Плаггиомигматиты и плаггиограниты, как послынные, так и секущие, полностью повторяют спектры РЗЭ и редких элементов метабазальтов, что характерно и для плаггиогранитов типичных офиолитовых комплексов /14/. Проблема происхождения плаггиогранитов рассматривалась многими исследователями, но не решена до сих пор. Расчет возможных вариантов равновесного и фракционного плавления показывает, что наблюдаемую картину распределения РЗЭ может дать частичное плавление глубинного источника (из базальтов такого количества плаггиогранитов получить нельзя) в водных условиях /14/. В то же время авторы оговаривают возможность формирования плаггиогранитов на месте, ссылаясь на морфологию: тонкосетчатые залежи и пятнистые сегрегации плаггиоклаза в амфиболитах. В нашем случае вопрос генезиса плаггиомигматитов и плаггиогранитов еще более сложен: изолированные жилы плаггиогранитов могут быть результатом внедрения расплавов или метаморфизма альбитофилов. Но тонкие полосчатые мигматиты, где количество гранитного материала растет до гранитных соотношений, скорее всего являются результатом гранитизации с последующими выплавками, генерирующими секущие мигматиты тела.

Калишпатизация является явно наложенным, более поздним процессом. Калишпат развивается как по катаклазированным плаггиомигматитам и гранитам, так и в амфиболитах, а также образует зонки порфиروبластеза в габброидах. В плаггиогранитах при этом образуются зоны и участки пегматоидных гранитов. Геохимически калишпатизация, формирование мигматитов и двуполевошпатовых гранитов сопровождается резким возрастанием концентраций калия и бария (см. табл.1), но не рубидия. Такая специфика может явиться результатом протекания процессов метаморфизма и гранитизации при повышенных давлениях. Мусковитовые пегматиты Богучанского поля, конечные дифференциаты анатектических расплавов, возникающих при гранитизации, также характеризуются максимально высокими для мусковитовых пегматитов концентрациями бария. По данным Б.М.Шмакина /12/, в минералах пегматитов Богучанского (Букачанского), Мамского и Гутаро-Бирюсинских месторождений содержится Va , соответственно: мусковиты - 0,95-0,98 %; 0,26-0,44; 0,14-0,16; биотиты - 0,23-0,66; 0,09-0,14; 0,16 %, калишпаты - 0,26-1,28;

0,46–I,15; 0,54–0,98 %. Геохимическая особенность процесса сохраняется до конца. С другой стороны, для всех гранитоидных образований нюрундуканской серии также, как и для вмещающих метабазальтов, остаются исключительно низкими содержания урана и тория.

С началом калишпатизации амфиболитов резко меняется наклон спектров РЗЭ, причем не столько за счет повышения концентраций легких лантаноидов, сколько за счет выноса иттриевых редких земель (см. рис.4). Сумма РЗЭ изменяется от 10–13 г/т в габбро, 15–45 г/т в амфиболитах, 19–25 г/т в мигматитах и плагиогранитах до 24–50 г/т в калишпатовых мигматитах и гранитах. Такое поведение РЗЭ лучше всего объясняется растворением темноцветных минералов и выносом Y–РЗЭ при метасоматическом развитии калишпата. Тем более что породы эти не образуют четко ограниченных тел: это либо полосчатые мигматиты, либо пятна пегматоидных гранитов в плагиогранитах.

Похожие спектры РЗЭ, но уже с европейским минимумом наблюдаются и в разнозернистых, всегда катаклазированных, мусковитизированных и эпидотизированных гранитах, массивы которых залегают вдоль зон нарушений в нюрундуканской серии (обр. 0Л–44). Их принято относить к мамско–оронскому комплексу. Если сравнить их редкоэлементные характеристики с таковыми для типичных мамских пегматоидных гранитов, то явное сходство наблюдается по высоким содержаниям Ва и Sr и низким РЗЭ. Но мамские граниты несколько богаче Li, Rb, В, Ве, Рb /6/, что явно связано с влиянием геохимических различий вмещающих толщ.

В нюрундуканской серии встречен еще один тип гранитов – мясо–красные амфибол–биотитовые сфен–ортитовые, образующие отчетливо интрузивные тела с ороговикованием вмещающих пород, с диоритовыми краевыми фациями. В них повышены содержания щелочей, Ве, Sn, Рb и суммы РЗЭ (см. табл. I, обр. 0Л–67). Спектры последних характеризуются правосторонним наклоном с глубоким европейским минимумом (см. рис.5). Возможно, это уже конкудерский комплекс палеозойских гранитов.

Как уже упоминалось, Олоkitский синклиниорий обрамляется выходами иловирской свиты, которая представлена очень своеобразными породами. Это бластокатаклазиты, бластомилониты устойчиво гранитоидного состава с высокими содержаниями щелочей и особенно калия. Обломки – порфиробласты калишпата, реже плагиоклаза от

Таблица 2

Состав и редкоземельная характеристика бластокатаклазитов (БК) иловирской свиты, гальки тулоукитских конгломератов (ГЛ) в сравнении с чужскими гранито-гнейсами (КМ, Г) и акитканскими дацитовыми порфирами (ДП) и граносиенитами (ГС)

Компо- ненты	БК	БК	БК	БК	БК	БК	БК	ГЛ	ГЛ	КМ	Г	ДП	ГС
	ОЛ-33	ОЛ-34	ОЛ-150	ОЛ-205	ОЛ-213	ОЛ-233	ОЛ-381	ОЛ-31	ОЛ-29	АБ-372	АБ-7	АК-1-11 (ср.6)	(ср.6)
SiO ₂	70,0	70,42	68,27	71,46	69,13	71,30	69,73	71,56	74,34	67,37	62,25	63,41	73,03
TiO ₂	0,43	0,41	0,42	0,48	0,61	0,39	0,56	0,39	0,32	0,67	0,80	1,05	0,22
Al ₂ O ₃	14,14	13,76	15,29	12,39	12,88	13,34	13,34	12,89	13,43	14,13	15,68	13,85	12,66
Fe ₂ O ₃	2,26	3,13	1,73	3,50	2,98	2,25	2,68	1,40	0,43	2,31	4,99	3,46	1,54
FeO	2,19	1,44	1,43	1,79	2,96	1,07	2,15	2,12	1,22	2,87	3,23	4,34	1,78
MnO	0,08	0,11	0,04	0,07	0,10	0,04	0,07	0,03	0,03	0,08	0,13	0,15	0,03
MgO	0,37	0,22	0,80	0,28	0,24	0,56	1,18	0,65	0,52	0,68	0,57	1,02	0,20
CaO	0,68	1,08	1,84	1,25	2,00	1,37	2,05	0,13	0,24	2,09	1,30	3,09	0,78
Na ₂ O	2,72	2,87	3,80	3,20	3,08	2,60	2,39	2,44	3,61	3,56	4,72	3,18	3,32
K ₂ O	5,86	5,67	3,11	4,50	4,84	5,79	4,56	7,09	5,07	5,43	6,41	4,99	5,91
P ₂ O ₅	0,07	0,07	0,16	0,08	0,11	0,09	0,12	0,07	0,07	0,15	0,03	0,33	0,05
П.п.п.	0,95	0,63	2,92	0,66	0,49	0,90	0,85	0,45	0,39	0,19	0,18	0,61	0,18
Li	14	7	22	10	8	15	23	10	6	26	30	8	3
Rb	211	200	153	150	112	136	128	184	110	280	320	260	368
Ba	1200	1300	900	1300	2800	2200	1010	710	1100	1100	1000	1150	390
Sr	66	72	190	110	130	210	80	57	120	70	12	108	69
Ni	3,4	5,4	6,4	3,9	4,5	5,1	11	7,6	4,3	14	2,4	9,1	8,6
Cr	8,7	14	20	20	21	16	25	8,6	5	25	-	6,1	9,6
V	5,5	6,3	26	3	8,6	10,9	24	12	12	16	-	30	3,8
La	150 ⁺	130 ⁺	52	50	67	153	66	150 ⁺	540 ⁺	130 ⁺	360 ⁺	140 ⁺	150 ⁺
Ce	270	220	100	120	160	310	100	200	900	230 ⁺	540	265	240
Pr	35	21	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	116	30	44	Не опр.	Не опр.
Nd	105	96	27	44	71	93	44	98	330	76	180	110	95
Sm	18	15	4,7	10,5	14,6	15,5	12,3	Не опр.	75	22	50	Не опр.	Не опр.
Eu	1,9	2,1	0,95	1,8	3,86	1,85	1,4	"	3,48	4,1	3,7	"	"
Gd	18	17	3,3	7,8	Не опр.	9,4	9,6	"	41	11	28	"	"
Tb	3,8	3,3	0,55	1,47	1,75	1,5	1,3	"	8	Не опр.	Не опр.	"	"

Dy	13	2,3	7,6	8,35	6,5	9,5	"	45	20	33	"	"
Yb	7,8	1,15	4,5	6,2	2,9	4,1	9,8	13	10	30	II	8,5
La	1,3	0,22	0,65	0,71	0,48	0,57	Не опр.	1,9	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Zr	830	575	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	365	365	715	1130	965	380
Hf	27	6	9,8	12,8	10	8,7	13	13,6	21,8	11,5	11,6	11,4
Nb	63,5	48,8	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	30	32,5	37	37,8	48,4	44,5
Ta	3,7	3,5	0,7	1,35	0,8	1,1	3	2,7	0,7	1,5	1,1	2,7
U	Не опр.	Не опр.	20	24	43	21	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	28,2	44,5
V	"	"	1,5	5,7	2,1	2,4	"	"	"	"	4,95	10,93
	10	6	30	10	15	18	4	4	8	16,5	4	3,5

Примечания см. в табл. I (выделена); ср. 6 - среднее из шести анализов.

гранитной до пегматитовой размерности и сгустки темно-зеленого амфибола и биотита находятся в разнотекстурной дробленой основной массе с флюидальностью, образованной тонкими прожилками "потекшего" кварца. В северном крыле синклинория, в тулуокитском разрезе, они очень похожи на аkitкканские дацитовые порфиры, но далее на запад, на реках Тыйский Уокит и Гоуджекит видно, что субстратом послужили чуйские мигматиты. В юго-восточном крыле, где на эти породы непосредственно надвинуты нюрундуканские амфиболиты, они внешне напоминают аркозы, но повсеместно содержат обломки гранитов и пегматоидных гранитов.

По петрохимическим характеристикам данные породы можно отнести к субщелочным гранитам или дацитам. Для сравнения в табл. 2 и на рис. 5б приведены анализы наиболее представительных образцов как бластокатаклазитов "иловиурской" свиты, так и чуйских гранитогайсов, аkitкканских эффузивов и граносиенитов, а также гальки гранитов из тулуокитских конгломератов. Отчетливо видно сходство, даже идентичность этих пород, особенно в северном крыле синклинория (см. обр. 0Л-33, 0Л-34). В юго-восточном крыле и на замыкающей структуре содержания Rb, Be, Sn, Pb и P33 несколько снижаются, высокими остаются Ba и Th. В спектре P33 исчезает европейский минимум (обр. 0Л-150, 0Л-205, 0Л-213). На

эти раздробленные породы ложатся метатупф и метаэффузивы тыйской свиты и тулдоукитские конгломераты с гальками гранитов и гранито-гнейсов чуйской серии. Так что, скорее всего, это бластомилониты по породам чуйской серии, а отложения олокинской серии начинаются с тыйской свиты. Из-за сходства геохимических характеристик мигматитов чуйской и дацитов аkitканской серий решить эту проблему окончательно трудно. Для данной работы важно, что эти высококальциевые и высокобариевые бластокатаклазиты лежат в автохтоне, на который надвигается метабазитовая нюрндулканская толща, и они могут служить источником К и Ва при калишпатизации основных пород.

Таким образом, в нюрндулканской толще выделяются следующие типы гранитоидных пород.

1. Кварцевые альбитофиры и группа плагиомигматитов — плагиогранитов. Для тех и других характерна тесная ассоциация с метабазальтами, низкие, близкие к базальтовым, концентрации литофильных редких элементов, урана, тория и редких земель. По всем параметрам подобны плагиогранитам офиолитовых комплексов. Плагиограниты могут быть как продуктами перекристаллизации при метаморфизме альбитофиров, так и результатом кристаллизации расплавов, возникших при частичном плавлении глубинного источника, но главным образом они формировались путем метасоматической плагиомигматизации и образования выплавов в условиях амфиболитовой фации метаморфизма.

2. Продукты калишпатизации амфиболитов, плагиомигматитов и плагиогранитов. Они наследуют очень низкие содержания редких земель, но при калишпатизации начинается их фракционирование с выносом тяжелых и слабым возрастанием легких лантаноидов. Привносятся только К и Ва.

3. Перемещенные массивы двуполевошпатовых, мусковитизированных гранитов, возможно, материнских для мусковитовых пегматитов. От типично мамско-оронских отличаются более низким уровнем литофильных элементов, что, как и более низкая продуктивность на мусковитовые пегматиты, связано с влиянием основного состава толщи, непосредственно их вмещающей. Источник вещества — коровый, возможно, за счет плавления автохтона.

4. Более молодые (палеозойские?), не испытавшие метаморфизма двуполевошпатовые граниты с кларковыми для гранитов содержаниями редких и редкоземельных элементов.

Литература

1. Добрецов Н.Л. Офиолиты и проблемы Байкало-Муьского офиолитового пояса // Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Т.1. Новосибирск, 1982. С.11-19.
2. Геохимия элементов группы железа в эндогенном процессе / О.М.Глазунов, А.С.Мехоношин, М.Н.Захаров и др. Новосибирск: Наука, 1985. 200 с.
3. Картавченко В.Г. Структурная эволюция метаморфических комплексов Олоkitской зоны (Северное Прибайкалье): Автореф. дис... канд.геол.-мин.наук. Новосибирск, 1987. 18 с.
4. Клитин К.А., Павлова Т.Г. Офиолитовый комплекс Байкальской складчатой области // Докл. АН СССР. 1974. Т.215, № 2. С.413-416.
5. Конди К.К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 с.
6. Макагон В.М. Пегматоидные граниты зон регионального метаморфизма высоких давлений. Новосибирск: Наука, 1977. 204 с.
7. Макрыгина В.А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма умеренных и низких давлений. Новосибирск: Наука, 1981. 199 с.
8. Протерозойские ультрабазит-базитовые формации Байкало-Становой области / П.А.Балькин, Г.В.Поляков, В.И.Богнибов и др. Новосибирск: Наука, 1986. 206 с.
9. Семенов Н.В., Коленко Л.Н., Штенке А.А. РЗЭ в базальтах вулканогенных формаций Уральской эвгеосинклинали // Элементы-примеси в минералах и горных породах Урала. Свердловск, 1980. С.36-64.
10. Собаченко В.Н., Костюкова Е.С., Кузнецова А.И. и др. Геолого-геохимическая характеристика грацитоидов Даванской и Приморской зон глубинных разломов // Геохимия. 1974, № 2. С.233-242.
11. Типы и фации метаморфизма севера Байкальской горной области / Болонев В.У., Доронина Н.А., Кушев В.Г. и др. Новосибирск: Наука, 1983. 152 с.
12. Шмакин Б.М. Мусковитовые и редкометалльно-мусковитовые пегматиты. Новосибирск: Наука, 1976. 367 с.

13. Evensen N.M., Hamilton P.J. and O'Nions R.K. Rare earth abundances in chondritic meteorites // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1978. Vol.42, N 8. P.1199-1213.

14. Gerlach D.C., Leeman W.R., Ave Lallemant H.G. Petrology and geochemistry of plagiogranite in the Canyon Mountain ophiolite, Oregon // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1981. Vol.77, N 1. P.82-92.

15. Holm P.E. The geochemical fingerprints of different tectonomagmatic environments using hydromagmatophile element abundances of tholeiitic basalts and basaltic andesites // *Chem. Geol.* 1985. Vol.51, N 3. P.303-323.

Б.М.Шмакин, В.А.Бобров

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В ГРАНИТОИДАХ И ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОДАХ ПРИБАЙКАЛЬЯ

Индикаторное значение редкоземельных и некоторых других микроэлементов для решения генетических вопросов было показано уже достаточно давно /I,5,6,II/. Однако использование данных по распределению микроэлементов в породах обычно затруднено недостаточной чувствительностью или правильностью эмиссионного спектрального анализа наиболее широко используемого в геохимических исследованиях аналитического метода /8/. В последние годы интересные результаты по распределению большего круга микроэлементов в породах получены с помощью метода нейтронной активации.

В настоящей работе обобщаются результаты изучения распределения микроэлементов в 35 пробах горных пород Прибайкалья, в двух его районах: Слюдянском и Приольхонском. Оба района хорошо изучены в геологическом и минералогическом отношениях и описаны в литературе /2,3,7,10/.

При отборе образцов в обоих районах выдерживалась единая схема: пегматиты, граниты и вмещающие (метаморфические) породы (см. таблицу). Среди пегматитов выделялись мелкозернистые и крупнозернистые (более молодые); для первых начальный вес составлял

СОДЕРЖАНИЕ МАЛЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Группа	Номер пробы	Порода	Место взятия	Fe	Ti	Na	Cr	Co	Zn	Rb	Cs	Ba	Sb	Str	Ca	Zr	Sc	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Th	U		
Следянский район																																
Вмещающие породы	354	Гнейс гр.-биотит	Копь Сальникова	7,85	0,53	1,96	126	33	103	89	0,4	765	0,20	415	1,7	140	35	23,7	40	27	6,5	1,8	0,90	0,45	3,6	0,50	4,2	0,35	4,0	0,73		
	356	Гранито-гнейс	Мыс Шаманский	1,15	0,24	3,46	7,5	3,1	14	31	0,2	3250	0,09	440	1,6	70	3,3	18,1	26,5	8,5	1,92	0,90	0,22	0,15	0,75	0,14	3,2	0,28	3,0	0,60		
	360	Гнейс пирок.-амф.	Мыс Шаманский	10,5	1,17	1,85	130	53	140	38	0,2	295	0,20	380	3,5	280	53	16,6	35	19	7,3	2,1	0,70	Не обн.	4,2	0,65	3,0	0,58	0,5	0,5		
	361	Гнейс т/з	рудник 3	1,76	0,45	4,16	11,4	7,4	29	112	0,2	4275	>0,05	330	1,6	750	7,6	125	272	116	24,4	2,8	2,4	0,85	6,9	0,85	24	2,1	9,0	2,8		
	362	Монзонит	"-	7,1	1,05	3,80	5,7	18,2	204	32,4	0,2	1760	>0,06	811	2,17	455	12,5	89,5	170	75	16,2	3,9	2,6	0,8	6,1	0,75	12,6	1,0	2,1	1,1		
Дофлогопитовые граниты	364	Пегматит. обособление в граните	Р.Бол. Быстрая	0,49	0,11	2,88	5,2	0,60	8	272	1,2	550	0,090	200	0,31	25	0,21	10,3	33	24	7,6	0,25	1,0	0,24	2,6	0,26	0,48	1,7	3,0	0,69		
	350	Гранит ср/з	"-	0,70	0,046	2,13	5,0	0,75	15	247	1,7	255	0,1	130	0,3	60	1,61	4,0	11	6,6	2,32	0,23	0,35	0,18	1,21	0,16	2,7	0,74	5,5	1,5		
	353	Гранит м/з	"-	0,62	0,047	2,65	9	0,72	19	180	0,6	515	0,10	120	0,6	30	0,79	8,1	12	7	1,91	0,34	0,20	0,06	0,44	0,051	0,5	0,3	1,3	0,2		
	357	Гранит пегматит.	Падь Улунтуй	1,83	0,15	2,59	4,5	1,35	43	167	1,7	1635	0,12	120	0,6	150	1,71	14,1	19	6,5	1,78	0,54	0,20	0,1	0,57	0,083	6,6	0,37	5,0	1,1		
	363	Гранит лейкокр.	Мыс Шаманский	0,71	0,20	3,83	10,5	0,95	5	15	0,1	770	0,09	570	2,4	40	0,12	10,2	13	5,5	0,87	0,81	0,06	0,0	0,20	0,04	0,9	0,08	0,2	0,3		
Дофлогопитовые пегматиты	351	Пегматит в диоксид породе	Рудник 3	0,72	0,071	4,14	5,1	1,31	9	62	0,7	1750	0,067	131	0,55	60	0,97	11,1	13	6	0,96	0,47	0,12	0,02	0,34	0,052	1,7	0,15	2,2	0,55		
	352	Пегматит ср/з	Мыс Шаманский	1,62	0,30	3,36	6,0	6,3	24	17	0,3	550	0,073	243	1,21	110	1,05	11,3	14	4,6	0,95	0,86	0,10	0,075	0,32	0,045	4,3	0,25	0,25	0,24		
	358	Пегматит м/з	Падь Талая	1,75	0,68	3,76	8,8	1,13	110	100	1,65	180	0,165	>66	0,91	830	1,10	32,7	103	51	13,3	0,87	1,35	Не обн.	2,6	0,37	39,5	47	10,4	17,4		
Постфлогопитовые пегматиты	355	Пегматит редкозем.	Копь Кабера	2,5	0,19	4,49	5,8	7,10	66	220	2,35	620	0,152	265	1,21	55	2,71	5,0	5,3	3	0,46	0,10	0,08	0,1	0,37	0,10	3,34	0,22	8,6	1,2		
	359	Пегматит плаг.	Копь Вернадского	0,43	0,065	6,0	6,3	0,63	29	18	0,5	80	0,082	39	0,36	100	0,13	3,2	7,0	5	0,39	0,08	0,3	0,21	1,1	0,20	2,9	0,60	-	14,5		
Приольхонский район																																
Вмещающие породы	374	Амфиболит	Тажеранское поле	5,0	0,92	0,86	550	54,9	29	7	0,0	>30	0,1	>100	8,47	50	59	1,6	3	2	0,5	0,25	0,2	0,0	0,80	0,09	0,3	0,04	1,3	0,3		
	375	Альбитит	"-	0,55	0,02	3,45	1,3	0,58	5,6	347	2,5	80	0,18	>21	0,17	90	0,63	3,0	6,5	6	1,05	0,13	0,3	0,46	4,9	0,82	6,4	0,02	23,5	9,2		
	379	Габбро-диорит	Правобережный разрез р.Анга	8,2	0,92	2,61	66	38,0	112	26	1,4	850	0,29	322	5,8	90	27,8	17,6	38	22	6,0	1,60	0,90	0,36	2,9	0,44	2,25	0,92	2,6	1,5		
	366	Гнейс роговоб.-биотит	"-	3,45	0,40	3,17	28	11	58	114	4	925	0,30	370	2,3	180	9,0	13,7	37	17	4,8	1,15	0,60	0,34	2,1	0,34	6,1	1,00	8,5	4,6		
	380	Гнейс муск.-биотит	"-	6,1	0,71	3,12	40	31	110	8	6,2	1045	>0,1	1120	3,7	100	23,5	18,5	37	22	5,5	1,45	0,60	0,24	1,6	0,29	1,1	0,15	2	1,3		
	381	Гнейс биотит.	"-	6,4	0,70	3,27	44	31	71	15	6,0	910	>0,1	1100	4,7	120	24,2	20,4	35,5	17	5,4	1,38	0,40	0,24	1,2	0,24	1,5	0,27	1,3	1,2		
	382	Гнейс биотит.-амф.	"-	5,0	0,85	2,11	420	36	74	56	0,5	660	0,21	380	6,1	50	42	17,6	29	17	5,0	1,00	0,60	0,22	1,75	0,28	2,3	0,60	6,0	2,7		
	370	Гнейс роговоб. амф.	"-	4,6	0,75	1,93	440	37	48	37	0,9	520	0,32	180	5,9	150	42	16,9	27	17	4,2	1,10	0,56	0,36	1,67	0,33	2,4	0,67	4,5	2,7		
Догерцинские граниты	376	Гранит биотит.	Шаранурский комплекс	0,85	0,31	2,80	10	3,84	12	17	1,0	1235	0,12	930	2,6	200	0,82	10,7	12,5	4	0,53	0,85	0,08	0,05	0,35	0,04	8,1	0,16	0,5	0,2		
	377	Гранит биотит.	Приморский комплекс	1,37	0,093	2,52	3,5	1,03	62	295	5,8	859	0,14	190	0,9	170	5,83	98	165	70	16,2	0,95	2,0	0,77	6,0	0,87	7,8	1,55	36	3,1		
	378	Гранит биотит.	Шаранурский комплекс	1,45	0,12	2,81	4	1,68	30	80	0,6	2740	>0,1	890	0,8	110	1,05	27,8	45	19	4,0	0,88	0,30	0,16	1,0	0,19	3,8	0,42	8,5	2,6		
Герцинские граниты	371	Гранит биотит.	Хайдарский комплекс	2,28	0,39	3,52	17	7,9	50	73	1,7	1120	0,15	550	1,8	110	6,8	19,3	33	19	3,4	0,82	0,45	0,03	0,90	0,17	3,5	0,73	5,7	1,7		
	373	Гранит лейкогр.	Аинский комплекс	0,88	0,015	3,71	4	0,84	4	305	3,4	85	0,15	40	Не обн.	90	0,20	3,47	7,3	3,5	1,96	0,09	0,80	0,82	5,3	0,87	6,2	5,95	13,5	7,4		
	384	Гранит биотит.	Аинский комплекс	1,77	0,056	2,63	3,3	1,75	50	313	8,6	305	0,21	>60	0,6	130	2,86	45	91	39	10,0	0,40	1,4	0,71	3,8	0,62	6,5	2,77	48	6,3		
Догерцинские пегматиты	367	Пегматит апогр.	айкальский хр.	0,63	0,20	3,83	4,3	1,60	17	74	16	93	0,837	107	1,28	75	0,57	14	23	13	3,7	0,39	0,60	0,46	2,5	0,39	3,9	6,0	23	3,8		
	369	Пегматит апогр.	"-	0,65	0,13	2,80	4,7	1,07	17	95	2,5	240	0,24	134	0,49	80	17,6	6,1	12	4	2,21	0,60	0,50	0,3	2,5	0,42	2,5	0,95	8,0	1,8		
	372	Пегматит апогр.	"-	0,50	0,155	3,33	2,6	0,95	10	122	9,3	370	0,55	116	1,26	45	0,42	5,5	9,0	4	1,21	0,45	0,18	0,0	0,74	0,12	2,4	0,95	10	18		
Герцинские пегматиты	365	Пегматит апогр.	Тажеранское поле	0,65	0,06	0,99	3,5	1,60	6,7	62	1,4	2575	0,237	105	0,38	45	0,30	6,3	9,0	6	1,03	0,97	0,05	0,0	0,37	0,04	0,65	0,15	1,5	0,58		
	368	Пегматит апогр.	"-	0,62	0,08	2,74	5,1	0,87	24	759	138	90	6,27	>60	0,2	80	0,59	4,8	12	9	3,	3	1,1	3,5	18,1	3,0	5,5	22	22	10,0		
	383	Пегматит апогр.	Мыс Ая	1,30	0,10	2,72	60	0,98	21,5	291	16,5	270	0,30	>80	1,06	550	1,02	10,3	28	21	4,9	0,33	2,8	13,6	141	24	33	25	-	-		

Примечание: Fe, Ti, Na, Ca, в %; остальные, в г/т; гр. - гранатовый; биотит. - биотитовый; шрок. - шроксеновый; амф. - амфиболовый; лейкокр. - лейкократовый; пегматит. - пегматитовый; редкозем. - редкоземельный; плаг. - плагио-оклазовый; апогр. - апографический; т/з - тонкозернистый; м/з - мелкозернистый; ср/з - среднезернистый. Аналитики: обров В.А., Пархоменко В.С.

СОДЕРЖАНИЯ МАЛЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Группа	Номер пробы	Порода	Место взятия	Fe	Ti	Na	Cr	Co	Zn	Rb	Cs	Ba	Sb	Str	Ca	Zr	Sc	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Th	U	
Слюдянский район																															
Вмещающие породы	354	Гнейс гр.-биотит	Копь Сальникова	7,85	0,53	1,96	126	33	103	89	0,4	765	0,20	415	1,7	140	35	23,7	40	27	6,5	1,8	0,90	0,45	3,6	0,50	4,2	0,35	4,0	0,73	
	356	Гранито-гнейс	Мыс Шаманский	1,15	0,24	3,46	7,5	3,1	14	31	0,2	3250	0,09	440	1,6	70	3,3	18,1	26,5	8,5	1,92	0,90	0,22	0,15	0,75	0,14	3,2	0,28	3,0	0,60	
	360	Гнейс пирок.-амф.	Мыс Шаманский	10,5	1,17	1,85	130	53	140	38	0,2	295	0,20	80	3,5	280	53	16,6	35	19	7,3	2,1	0,70	He обн.	4,2	0,65	3,0	0,58	0,5	0,5	
	361	Гнейс т/з	рудник 3	1,76	0,45	4,16	11,4	7,4	29	112	0,2	4275	>0,05	330	1,6	750	7,6	125	272	116	24,4	2,8	2,4	0,85	6,9	0,85	24	2,1	9,0	2,8	
	362	Монзонит	"-	7,1	1,05	3,80	5,7	18,2	204	32,4	0,2	1760	>0,06	811	2,17	455	12,5	89,5	170	75	16,2	3,9	2,6	0,8	6,1	0,75	12,6	1,0	2,1	1,1	
Дофлогопитовые граниты	364	Пегматит. обособление в граните	Р.Бол. Быстрая	0,49	0,11	2,88	5,2	0,60	8	272	1,2	550	0,090	200	0,31	25	0,21	10,3	33	24	7,6	0,25	1,0	0,24	2,6	0,26	0,48	1,7	3,0	0,69	
	350	Гранит ср/з	"-	0,70	0,046	2,13	5,0	0,75	15	247	1,7	255	0,1	130	0,3	60	1,61	4,0	11	6,6	2,32	0,23	0,35	0,18	1,21	0,16	2,7	0,74	5,5	1,5	
	353	Гранит м/з	"-	0,62	0,047	2,65	9	0,72	19	180	0,6	515	0,10	120	0,6	30	0,79	8,1	12	7	1,91	0,34	0,20	0,06	0,44	0,051	0,5	0,3	1,3	0,2	
	357	Гранит пегматит.	Падь Улунтуй	1,83	0,15	2,59	4,5	1,35	43	167	1,7	1595	0,12	120	0,6	150	1,71	14,1	19	6,5	1,78	0,54	0,20	0,1	0,57	0,083	6,6	0,37	5,0	1,1	
	363	Гранит лейкокр.	Мыс Шаманский	0,71	0,20	3,83	10,5	0,95	5	15	0,1	770	0,09	570	2,4	40	0,12	10,2	13	5,5	0,87	0,81	0,06	0,0	0,20	0,04	0,9	0,08	0,2	0,3	
Дофлогопитовые пегматиты	351	Пегматит в диопсид породе	Рудник 3	0,72	0,071	4,14	5,1	1,31	9	62	0,7	1750	0,087	131	0,55	60	0,97	11,1	13	6	0,96	0,47	0,12	0,02	0,34	0,052	1,7	0,15	2,2	0,55	
	352	Пегматит ср/з	Мыс Шаманский	1,62	0,30	3,36	6,0	6,3	24	17	0,3	550	0,073	243	1,21	110	1,05	11,3	14	4,6	0,95	0,86	0,10	0,075	0,32	0,045	4,3	0,25	0,25	0,24	
	358	Пегматит м/з	Падь Талая	1,75	0,68	3,76	8,8	1,13	110	100	1,65	180	0,165	>66	0,91	830	1,10	32,7	103	51	13,3	0,87	1,35	He обн.	2,6	0,37	39,5	47	10,4	17,4	
Постфлогопитовые пегматиты	355	Пегматит редкозем.	Копь Кабера	2,5	0,19	4,49	5,8	7,10	66	220	2,35	620	0,152	265	1,21	55	2,71	5,0	5,3	3	0,46	0,10	0,08	0,1	0,37	0,10	3,34	0,22	8,6	1,2	
	359	Пегматит плаг.	Копь Вернадского	0,43	0,065	6,0	6,3	0,63	29	18	0,5	80	0,082	39	0,36	100	0,13	3,2	7,0	5	0,39	0,08	0,3	0,21	1,1	0,20	2,9	0,60	-	14,5	
Приольхонский район																															
Вмещающие породы	374	Амфиболит	Тажеранское поле	5,0	0,92	0,86	550	54,9	29	7	0,0	>30	0,1	>100	8,47	50	59	1,6	3	2	0,5	0,25	0,2	0,0	0,80	0,09	0,3	0,04	1,3	0,3	
	375	Альбитит	"-	0,55	0,02	3,45	1,3	0,58	5,6	347	2,5	80	0,18	>21	0,17	90	0,63	3,0	6,5	6	1,05	0,13	0,3	0,46	4,9	0,82	6,4	0,02	23,5	9,2	
	379	Габбро-диорит	Правобережный разрез р. Анга	8,2	0,92	2,61	66	38,0	112	26	1,4	850	0,29	322	5,8	90	27,8	17,6	38	22	6,0	1,60	0,90	0,36	2,9	0,44	2,25	0,92	2,6	1,5	
	366	Гнейс роговоб.-биотит	"-	3,45	0,40	3,17	28	11	58	114	4	925	0,30	370	2,3	180	9,0	13,7	37	17	4,8	1,15	0,60	0,34	2,1	0,34	6,1	1,00	8,5	4,6	
	380	Гнейс муск.-биотит	"-	6,1	0,71	3,12	40	31	110	8	6,2	1045	>0,1	1120	3,7	100	23,5	18,5	37	22	5,5	1,45	0,60	0,24	1,6	0,29	1,1	0,15	2	1,3	
	381	Гнейс биотит.	"-	6,4	0,70	3,27	44	31	71	15	6,0	910	>0,1	1100	4,7	120	24,2	20,4	35,5	17	5,4	1,38	0,40	0,24	1,2	0,24	1,5	0,27	1,3	1,2	
	382	Гнейс биотит.-амф.	"-	5,0	0,85	2,11	420	36	74	56	0,5	660	0,21	380	6,1	50	42	17,6	29	17	5,0	1,00	0,60	0,22	1,75	0,28	2,3	0,60	6,0	2,7	
	370	Гнейс роговоб. амф.	"-	4,6	0,75	1,93	440	37	48	37	0,9	520	0,32	180	5,9	150	42	16,9	27	17	4,2	1,10	0,56	0,36	1,67	0,33	2,4	0,67	4,5	2,7	
Догерцинские граниты	376	Гранит биотит.	Шаранурский комплекс	0,85	0,31	2,80	10	3,84	12	17	1,0	1235	0,12	930	2,6	200	0,82	10,7	12,5	4	0,53	0,85	0,08	0,05	0,35	0,04	8,1	0,16	0,5	0,2	
	377	Гранит биотит.	Приморский комплекс	1,37	0,093	2,52	3,5	1,03	62	295	5,8	859	0,14	190	0,9	170	5,83	98	165	70	16,2	0,95	2,0	0,77	6,0	0,87	7,8	1,55	36	3,1	
	378	Гранит биотит.	Шаранурский комплекс	1,45	0,12	2,81	4	1,68	30	80	0,6	2740	>0,1	890	0,8	110	1,05	27,8	45	19	4,0	0,88	0,30	0,16	1,0	0,19	3,8	0,42	8,5	2,6	
Герцинские граниты	371	Гранит биотит.	Хайдарский комплекс	2,28	0,39	3,52	17	7,9	50	73	1,7	1120	0,15	550	1,8	110	6,8	19,3	33	19	3,4	0,82	0,45	0,03	0,90	0,17	3,5	0,73	5,7	1,7	
	373	Гранит лейкогр.	Аинский комплекс	0,88	0,015	3,71	4	0,84	4	305	3,4	85	0,15	40	He обн.	90	0,20	3,47	7,3	3,5	1,96	0,09	0,80	0,82	5,3	0,87	6,2	5,95	13,5	7,4	
	384	Гранит биотит.	Аинский комплекс	1,77	0,056	2,63	3,3	1,75	50	313	8,6	305	0,21	>60	0,6	130	2,86	45	91	39	10,0	0,40	1,4	0,71	3,8	0,62	6,5	2,77	48	6,3	
Догерцинские пегматиты	367	Пегматит апогр.	Байкальский хр.	0,63	0,20	3,83	4,3	1,60	17	74	1,6	93	0,837	107	1,28	75	0,57	14	23	13	3,7	0,39	0,60	0,46	2,5	0,39	3,9	6,0	23	3,8	
	369	Пегматит апогр.	"-	0,65	0,13	2,80	4,7	1,07	17	95	2,5	240	0,24	134	0,49	80	17,6	6,1	12	4	2,21	0,60	0,50	0,3	2,5	0,42	2,5	0,95	8,0	1,8	
	372	Пегматит апогр.	"-	0,50	0,155	3,33	2,6	0,95	10	122	9,3	370	0,55	116	1,26	45	0,42	5,5	9,0	4	1,21	0,45	0,18	0,0	0,74	0,12	2,4	0,95	10	18	
Герцинские пегматиты	365	Пегматит апогр.	Тажеранское поле	0,65	0,06	0,99	3,5	1,60	6,7	62	1,4	2575	0,237	105	0,38	45	0,30	6,3	9,0	6	1,03	0,97	0,05	0,0	0,37	0,04	0,65	0,15	1,5	0,58	
	368	Пегматит апогр.	"-	0,62	0,08	2,74	5,1	0,87	24	759	1,38	90	6,27	>60	0,2	80	0,59	4,8	12	9	3,	3	1,1	3,5	18,1	3,0	5,5	22	22	10,0	
	383	Пегматит апогр.	Мыс Ая	1,30	0,10	2,72	60	0,98	21,5	291	16,5	270	0,30	>80	1,06	550	1,02	10,3	28	21	4,9	0,33	2,8	13,6	141	24	33	25	-	-	

Примечание: Fe, Ti, Na, Ca, в %; остальные, в г/т; гр. - гранатовый; биотит. - биотитовый; пирок. - пироксеновый; амф. - амфиболовый; лейкокр. - лейкократовый; пегматит. - пегматитовый; редкозем. - редкоземельный; плаг. - плагио-оклазовый; апогр. - апограйческий; т/з - тонкозернистый; м/з - мелкозернистый; ср/з - среднезернистый. Аналитики: Бобров В.А., Пархоменко В.С.

Составы серий анортозит (АН) - амфиболит (А) - плагиомигматит (ПМ) - плагиогранит (ПГ) - калищатовый мигматит (КМ) - калиевый гранит (Г) в нюрндуканской толще

Компоненты	АН	А	ПМ	ПГ	КМ	Г	АН	А	ПГ	КМ	КМ	Г	МГ	МГ	
	ОЛ-252	ОЛ-260	ОЛ-261	ОЛ-262	ОЛ-265	ОЛ-265 ^б	ОЛ-269	ОЛ-267	ОЛ-274	ОЛ-271	ОЛ-268	ОЛ-272	ОЛ-44	ОЛ-511	
SiO ₂	47,51	48,49	53,57	70,65	73,12	73,14	51,19	49,11	73,22	71,23	73,02	74,21	73,47	71,66	
TiO ₂	0,44	0,61	1,39	0,56	0,07	0,04	0,44	0,32	0,14	0,18	0,14	0,04	0,08	0,20	
Al ₂ O ₃	22,00	13,87	13,96	12,45	15,13	14,72	16,00	16,85	15,31	16,23	14,82	14,82	15,25	15,77	
Fe ₂ O ₃	2,25	4,50	8,63	4,19	1,11	0,49	4,29	4,26	1,25	1,46	0,44	0,69	0,32	0,08	
FeO	4,52	6,26	5,65	1,70	0,08	0,08	6,08	5,09	0,08	0,35	0,89	0,08	0,97	1,17	
MnO	0,10	0,17	0,13	0,06	0,02	0,01	0,16	0,16	0,02	0,04	0,03	0,02	0,03	0,03	
MgO	7,55	10,40	4,77	1,35	0,19	0,10	6,63	7,44	0,28	0,45	0,38	0,10	0,18	0,37	
CaO	11,85	10,80	6,40	3,41	1,89	0,73	9,30	10,90	2,76	3,13	2,28	1,09	1,42	1,96	
Na ₂ O	2,71	2,68	3,54	4,81	4,92	3,43	3,89	2,28	5,64	4,80	5,06	4,45	4,63	4,90	
K ₂ O	0,09	0,58	0,34	0,22	2,62	5,79	0,29	1,37	0,62	1,13	1,59	3,81	3,23	3,42	
P ₂ O ₅	0,03	0,06	0,11	0,10	0,03	0,01	0,03	0,02	0,05	0,07	0,05	0,02	0,03	0,07	
П.п.п.	0,61	0,93	0,88	0,33	0,64	0,52	1,04	1,60	0,60	0,80	0,94	0,60	0,27	0,56	
Li	2	7	11	3	2	2	7	9	4	9	3	1	11	14	
Rb	-	5	3	2	27	63	2	4	6	25	24	65	50	49	
Ba	60	70	60	60	1500	9600	40	200	500	700	1200	700	1260	1300	
Sr	505	90	90	80	380	240	40	140	635	470	460	170	330	620	
Ni	45	202	16	9	7,7	2,2	46	64	5,4	4,5	3,3	4,1	4	3	
Cr	399	803	17	184	10	3,5	43	340	6,4	10	5,2	13,4	5,4	4,4	
V	55	345	427	92	6	2,7	562	272	6,9	10	10	4,4	7,9	10,4	
La	1,4	2,3	3,4	2,7	5,6	0,6	0,6	1,2	1,2	8,3	6,0	6,1	7,8 ⁺	He опр.	
Ce	5	6	10	8	11,3	1	2,7	4	21,6	14,5	18,8	7,3	9,7	"	
Nd	4	7,8	9,7	10	5	-	2,2	4,5	12,8	10	7	6,3	6,4	"	
Sm	0,86	1,5	4,8	2,7	0,99	0,12	0,73	0,72	1,15	1,49	1,21	1,32	1,1	"	
Eu	0,62	0,58	1,49	0,83	0,4	0,38	0,41	0,28	0,57	0,54	0,53	0,48	0,3	"	
Gd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Tb	0,15	0,4	0,95	0,63	0,11	0,03	0,33	0,3	0,13	0,22	0,20	0,35	0,2	"	
Dy	1,15	2,9	8,75	4,75	0,83	-	1,68	1,76	0,22	0,80	0,89	1,97	1,3	"	
Yb	0,51	1,75	4,03	3,38	0,20	0,09	1,28	1,03	0,37	0,67	0,68	1,65	0,5	"	
Lu	0,06	0,20	0,50	0,41	0,04	0,03	0,14	0,16	0,05	0,08	0,08	0,18	He опр.	"	
Ta	0,04	0,13	0,8	0,1	0,03	0,03	0,2	0,2	0,1	0,22	0,16	0,27	-	"	
Hf	0,4	1,0	2,3	2,1	1,8	1,4	0,5	0,4	2,6	2,6	2,3	1,7	1,8	"	
Th	0,6	0,6	0,8	0,7	1,1	0,5	1,0	0,5	1,3	0,9	1,6	1,0	He опр.	"	
U	0,3	0,5	0,7	0,7	0,6	0,3	0,4	0,6	0,5	1,0	1,1	0,9	"	"	
B	7	6	4	7	10	10	5	5	8	10	10	13	1	6	
Компоненты	А	БА	ПМ	ПМ	ПМ	ПГ	ПГ	А	А	А	АБ	АБ	КМ	Г	ГД
	ОЛ-453	ОЛ-454	ОЛ-427	ОЛ-430	ОЛ-541	ОЛ-420	ОЛ-418	ОЛ-49	ОЛ-50	ОЛ-52	ОЛ-56	ОЛ-57	ОЛ-69	ОЛ-67	ОЛ-74
SiO ₂	47,67	63,76	52,76	63,55	73,22	71,47	77,79	46,34	47,49	46,55	78,31	78,21	65,47	71,88	55,95
TiO ₂	1,63	0,85	0,24	0,48	0,24	0,23	0,11	1,34	1,50	1,26	0,10	0,13	0,62	0,34	1,28
Al ₂ O ₃	15,34	16,18	15,75	13,87	12,65	12,82	11,58	17,01	16,91	15,08	10,57	11,07	13,85	14,53	18,84
Fe ₂ O ₃	3,20	3,99	5,00	0,57	3,19	2,81	0,92	5,25	6,76	2,83	1,68	1,75	3,98	0,83	3,89
FeO	8,49	2,94	5,56	4,88	1,79	2,80	1,17	5,48	5,70	7,83	1,22	0,68	1,58	1,44	3,92
MnO	0,18	0,05	0,19	0,07	0,11	0,13	0,06	0,17	0,16	0,19	0,06	0,05	0,12	0,05	0,20
MgO	7,37	2,48	5,99	2,93	0,62	0,88	0,24	7,30	5,57	10,23	0,43	0,24	1,01	0,50	1,76
CaO	10,73	0,84	9,94	5,82	3,64	4,10	2,35	11,45	11,55	10,03	1,75	3,01	6,97	1,11	4,52
Na ₂ O	2,60	1,30	2,39	4,76	3,53	3,52	4,14	1,74	3,39	1,86	4,52	4,22	3,24	3,63	6,22
K ₂ O	0,53	4,65	0,46	0,19	0,22	0,44	0,33	0,35	0,21	0,22	0,17	0,07	1,42	4,64	1,41
P ₂ O ₅	0,15	0,15	0,02	0,11	0,07	0,07	0,02	0,20	0,11	0,10	0,01	0,01	0,10	0,08	0,44
П.п.п.	1,24	2,47	1,05	0,36	0,55	0,46	0,23	2,97	1,24	3,04	0,62	0,53	1,54	0,71	1,00
Li	12	14	3	2	4	2	2	14	16	38	4	2	5	16	16
Rb	9	13	4	2	2	5	2	5	4	2	5	0,5	15	58	13
Ba	80	700	80	80	100	200	200	31	59	60	210	35	620	1200	2000
Sr	290	60	160	130	110	120	140	320	200	290	140	300	290	180	720
Ni	113	78	31	21	6	6	6	74	73	140	11	3,2	15	5,5	4
Cr	391	196	92	81	16	21	31	200	220	370	13	3,2	36	8,2	18
V	426	76	262	85	19	52	8,5	220	290	170	25	12	100	30	9
La	4	44	1,8	2,5	3,5	3,4	5,5	9 ⁺	5,2 ⁺	3,3 ⁺	3,5 ⁺	3,4 ⁺	45 ⁺	61 ⁺	38 ⁺
Ce	14	83	3,9	7,5	5,5	6,5	11	15	9,8 ⁺	6,5	8,4	8	70	120	90
Pr	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	2	1,2	He опр.	He опр.	1	9	20	10
Nd	11	39	1,8	5,3	4,1	4,8	6	17	14	8,7	8	9,4	41	63	58
Sm	3,8	8,4	0,6	2,5	1,4	1,6	1,6	3,1	2,5	1,9	2	2,5	8,6	13	10
Eu	1,34	1,62	0,30	0,80	0,55	0,45	0,46	1,3	1,3	1	0,55	0,85	0,8	1,3	3,3
Gd	He опр.	He опр.	0,8	3,8	1,8	1,7	1,95	4,9	3,4	5	4,4	4,8	9,4	13	13
Tb	0,9	1,1	0,18	0,73	0,41	0,39	0,20	-	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
Dy	5,8	4,4	1,0	4,6	He опр.	2,0	1,45	4,6	4,3	4,4	5	5,5	9,4	12	10
Yb	3,5	3,3	0,7	4,0	2,5	2,6	1,86	2,4	2,2	2,5	3,6	3,8	5,5	4,9	6,1
Lu	0,48	0,36	0,12	0,5	0,3	0,3	0,32	-	0,2	0,44	0,33	0,65	0,90	0,68	0,85
Ta	0,22	1,06	-	0,05	0,06	0,8	0,05	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
Hf	2,5	6,3	0,3	1,6	1,2	1,6	3,4	"	"	"	"	"	"	"	"
Th	0,6	12,5	0,4	0,4	0,4	0,5	0,6	"	"	"	"	"	"	"	"
U	0,5	3,5	0,1	0,2	0,1	0,2	-	"	"	"	"	"	"	"	"
B	8	150	3	3	3	4	5	6	6	5	4	3	7	8	8

Примечание. МГ - двуслюдяные граниты, БА - биотит-амфиболовый парасланец, АБ - альбитофиры, ГД - гранодиориты; разрезы: ОЛ-252 - ОЛ-271 - Тыйский массив и вмещающие породы, ОЛ-453 - ОЛ-418 - р.Ветвиный, ОЛ-50 - ОЛ-74 - р.Гаенда. Петрогенные элементы (мас.%) определялись рентгенофлуоресцентным методом (РФА), ИГХ СО АН СССР, аналитик Т.Н.Гуничева; редкие элементы (г/т): Ва, Sr - ИГХ, РФА; Li, Rb - ИГХ, фотометрия пламени, аналитик В.А.Григорьева; Ni, Cr, V - ИГХ, аналитический спектральный метод, аналитик Л.Н.Одорева, остальные РЭ и РЗЭ - ИНАА, ИГХ. РЗЭ⁺ - определялись спектральным методом с предварительным обогащением в ИГХ, аналитик В.В.Конусова. He опр. - не определялось, прочерк - не обнаружено.

Составы серий анортозит (АН) - амфиболит (А) - плагиомигматит (ПМ) - плагиогранит (ПГ) - калищатовый мигматит (КМ) - калиевый гранит (Г) в нюрндуканской толще

Компоненты	АН	А	ПМ	ПГ	КМ	Г	АН	А	ПГ	КМ	КМ	Г	МГ	МГ	
	ОЛ-252	ОЛ-260	ОЛ-261	ОЛ-262	ОЛ-265	ОЛ-265 ^б	ОЛ-269	ОЛ-267	ОЛ-274	ОЛ-271	ОЛ-268	ОЛ-272	ОЛ-44	ОЛ-511	
SiO ₂	47,51	48,49	53,57	70,65	73,12	73,14	51,19	49,11	73,22	71,23	73,02	74,21	73,47	71,66	
TiO ₂	0,44	0,61	1,39	0,56	0,07	0,04	0,44	0,32	0,14	0,18	0,14	0,04	0,08	0,20	
Al ₂ O ₃	22,00	13,87	13,96	12,45	15,13	14,72	16,00	16,85	15,31	16,23	14,82	14,82	15,25	15,77	
Fe ₂ O ₃	2,25	4,50	8,63	4,19	1,11	0,49	4,29	4,26	1,25	1,46	0,44	0,69	0,32	0,08	
FeO	4,52	6,26	5,65	1,70	0,08	0,08	6,08	5,09	0,08	0,35	0,89	0,08	0,97	1,17	
MnO	0,10	0,17	0,13	0,06	0,02	0,01	0,16	0,16	0,02	0,04	0,03	0,02	0,03	0,03	
MgO	7,55	10,40	4,77	1,35	0,19	0,10	6,63	7,44	0,28	0,45	0,38	0,10	0,18	0,37	
CaO	11,85	10,80	6,40	3,41	1,89	0,73	9,30	10,90	2,76	3,13	2,28	1,09	1,42	1,96	
Na ₂ O	2,71	2,68	3,54	4,81	4,92	3,43	3,89	2,28	5,64	4,80	5,06	4,45	4,63	4,90	
K ₂ O	0,09	0,58	0,34	0,22	2,62	5,79	0,29	1,37	0,62	1,13	1,59	3,81	3,23	3,42	
P ₂ O ₅	0,03	0,06	0,11	0,10	0,03	0,01	0,03	0,02	0,05	0,07	0,05	0,02	0,03	0,07	
П.п.п.	0,61	0,93	0,88	0,33	0,64	0,52	1,04	1,60	0,60	0,80	0,94	0,60	0,27	0,56	
Li	2	7	11	3	2	2	7	9	4	9	3	1	11	14	
Rb	-	5	3	2	27	63	2	4	6	25	24	65	50	49	
Ba	60	70	60	60	1500	9600	40	200	500	700	1200	700	1260	1300	
Sr	505	90	90	80	380	240	40	140	635	470	460	170	330	620	
Ni	45	202	16	9	7,7	2,2	46	64	5,4	4,5	3,3	4,1	4	3	
Cr	399	803	17	184	10	3,5	43	340	6,4	10	5,2	13,4	5,4	4,4	
V	55	345	427	92	6	2,7	562	272	6,9	10	10	4,4	7,9	10,4	
La	1,4	2,3	3,4	2,7	5,6	0,6	0,6	1,2	1,2	8,3	6,0	6,1	7,8 ⁺	He опр.	
Ce	5	6	10	8	11,3	1	2,7	4	21,6	14,5	18,8	7,3	9,7	"	
Nd	4	7,8	9,7	10	5	-	2,2	4,5	12,8	10	7	6,3	6,4	"	
Sm	0,86	1,5	4,8	2,7	0,99	0,12	0,73	0,72	1,15	1,49	1,21	1,32	1,1	"	
Eu	0,62	0,58	1,49	0,83	0,4	0,38	0,41	0,28	0,57	0,54	0,53	0,48	0,3	"	
Gd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Tb	0,15	0,4	0,95	0,63	0,11	0,03	0,33	0,3	0,13	0,22	0,20	0,35	0,2	"	
Dy	1,15	2,9	8,75	4,75	0,83	-	1,68	1,76	0,22	0,80	0,89	1,97	1,3	"	
Yb	0,51	1,75	4,03	3,38	0,20	0,09	1,28	1,03	0,37	0,67	0,68	1,65	0,5	"	
Lu	0,06	0,20	0,50	0,41	0,04	0,03	0,14	0,16	0,05	0,08	0,08	0,18	He опр.	"	
Ta	0,04	0,13	0,8	0,1	0,03	0,03	0,2	0,2	0,1	0,22	0,16	0,27	-	"	
Hf	0,4	1,0	2,3	2,1	1,8	1,4	0,5	0,4	2,6	2,6	2,3	1,7	1,8	"	
Th	0,6	0,6	0,8	0,7	1,1	0,5	1,0	0,5	1,3	0,9	1,6	1,0	He опр.	"	
U	0,3	0,5	0,7	0,7	0,6	0,3	0,4	0,6	0,5	1,0	1,1	0,9	"	"	
B	7	6	4	7	10	10	5	5	8	10	10	13	1	6	
Компоненты	А	БА	ПМ	ПМ	ПМ	ПГ	ПГ	А	А	А	АБ	АБ	КМ	Г	ГД
	ОЛ-453	ОЛ-454	ОЛ-427	ОЛ-430	ОЛ-541	ОЛ-420	ОЛ-418	ОЛ-49	ОЛ-50	ОЛ-52	ОЛ-56	ОЛ-57	ОЛ-69	ОЛ-67	ОЛ-74
SiO ₂	47,67	63,76	52,76	63,55	73,22	71,47	77,79	46,34	47,49	46,55	78,31	78,21	65,47	71,88	55,95
TiO ₂	1,63	0,85	0,24	0,48	0,24	0,23	0,11	1,34	1,50	1,26	0,10	0,13	0,62	0,34	1,28
Al ₂ O ₃	15,34	16,18	15,75	13,87	12,65	12,82	11,58	17,01	16,91	15,08	10,57	11,07	13,85	14,53	18,84
Fe ₂ O ₃	3,20	3,99	5,00	0,57	3,19	2,81	0,92	5,25	6,76	2,83	1,68	1,75	3,98	0,83	3,89
FeO	8,49	2,94	5,56	4,88	1,79	2,80	1,17	5,48	5,70	7,83	1,22	0,68	1,58	1,44	3,92
MnO	0,18	0,05	0,19	0,07	0,11	0,13	0,06	0,17	0,16	0,19	0,06	0,05	0,12	0,05	0,20
MgO	7,37	2,48	5,99	2,93	0,62	0,88	0,24	7,30	5,57	10,23	0,43	0,24	1,01	0,50	1,76
CaO	10,73	0,84	9,94	5,82	3,64	4,10	2,35	11,45	11,55	10,03	1,75	3,01	6,97	1,11	4,52
Na ₂ O	2,60	1,30	2,39	4,76	3,53	3,52	4,14	1,74	3,39	1,86	4,52	4,22	3,24	3,63	6,22
K ₂ O	0,53	4,65	0,46	0,19	0,22	0,44	0,33	0,35	0,21	0,22	0,17	0,07	1,42	4,64	1,41
P ₂ O ₅	0,15	0,15	0,02	0,11	0,07	0,07	0,02	0,20	0,11	0,10	0,01	0,01	0,10	0,08	0,44
П.п.п.	1,24	2,47	1,05	0,36	0,55	0,46	0,23	2,97	1,24	3,04	0,62	0,53	1,54	0,71	1,00
Li	12	14	3	2	4	2	2	14	16	38	4	2	5	16	16
Rb	9	13	4	2	2	5	2	5	4	2	5	0,5	15	58	13
Ba	80	700	80	80	100	200	200	31	59	60	210	35	620	1200	2000
Sr	290	60	160	130	110	120	140	320	200	290	140	300	290	180	720
Ni	113	78	31	21	6	6	6	74	73	140	11	3,2	15	5,5	4
Cr	391	196	92	81	16	21	31	200	220	370	13	3,2	36	8,2	18
V	426	76	262	85	19	52	8,5	220	290	170	25	12	100	30	9
La	4	44	1,8	2,5	3,5	3,4	5,5	9 ⁺	5,2 ⁺	3,3 ⁺	3,5 ⁺	3,4 ⁺	45 ⁺	61 ⁺	38 ⁺
Ce	14	83	3,9	7,5	5,5	6,5	11	15	9,8 ⁺	6,5	8,4	8	70	120	90
Pr	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	2	1,2	He опр.	He опр.	1	9	20	10
Nd	11	39	1,8	5,3	4,1	4,8	6	17	14	8,7	8	9,4	41	63	58
Sm	3,8	8,4	0,6	2,5	1,4	1,6	1,6	3,1	2,5	1,9	2	2,5	8,6	13	10
Eu	1,34	1,62	0,30	0,80	0,55	0,45	0,46	1,3	1,3	1	0,55	0,85	0,8	1,3	3,3
Gd	He опр.	He опр.	0,8	3,8	1,8	1,7	1,95	4,9	3,4	5	4,4	4,8	9,4	13	13
Tb	0,9	1,1	0,18	0,73	0,41	0,39	0,20	-	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
Dy	5,8	4,4	1,0	4,6	He опр.	2,0	1,45	4,6	4,3	4,4	5	5,5	9,4	12	10
Yb	3,5	3,3	0,7	4,0	2,5	2,6	1,86	2,4	2,2	2,5	3,6	3,8	5,5	4,9	6,1
Lu	0,48	0,36	0,12	0,5	0,3	0,3	0,32	-	0,2	0,44	0,33	0,65	0,90	0,68	0,85
Ta	0,22	1,06	-	0,05	0,06	0,8	0,05	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
Hf	2,5	6,3	0,3	1,6	1,2	1,6	3,4	"	"	"	"	"	"	"	"
Th	0,6	12,5	0,4	0,4	0,4	0,5	0,6	"	"	"	"	"	"	"	"
U	0,5	3,5	0,1	0,2	0,1	0,2	-	"	"	"	"	"	"	"	"
B	8	150	3	3	3	4	5	6	6	5	4	3	7	8	8

Примечание. МГ - двуслюдяные граниты, БА - биотит-амфиболовый парасланец, АБ - альбитофирры, ГД - гранодиориты; разрезы: ОЛ-252 - ОЛ-271 - Тыйский массив и вмещающие породы, ОЛ-453 - ОЛ-418 - р.Ветвиный, ОЛ-50 - ОЛ-74 - р.Гаенда. Петрогенные элементы (мас.%) определялись рентгенофлуоресцентным методом (РФА), ИГХ СО АН СССР, аналитик Т.Н.Гуничева; редкие элементы (г/т): Ва, Sr - ИГХ, РФА; Li, Rb - ИГХ, фотометрия пламени, аналитик В.А.Григорьева; Ni, Cr, V - ИГХ, аналитический спектральный метод, аналитик Л.Н.Одорева, остальные РЭ и РЗЭ - ИНАА, ИГХ. РЗЭ⁺ - определялись спектральным методом с предварительным обогащением в ИГХ, аналитик В.В.Конусова. He опр. - не определялось, прочерк - не обнаружено.

10–12 кг, для вторых – 50–120 кг (из одной пегматитовой жилы). Для гранитов и метаморфических пород начальные веса были, соответственно, 10–12 и 5–6 кг.

Пегматиты Слюдянского района считаются докембрийскими, хотя определения абсолютного возраста по ним обычно дают цифры в интервале 400–500 млн лет. Они слагают секущие жилы и, как правило, залегают в метаморфических породах слюдянской толщи, традиционно относимой к протерозою. Это гранат–биотитовые и пироксен–амфиболовые, реже биотит–амфиболовые гнейсы. Часть пегматитовых жил пересекает метасоматические пироксеновые породы и кальцитовые жилы Слюдянского месторождения флогопита. По составу темноцветных и акцессорных минералов П.В.Калинин /3/ выделил среди пегматитов титанит(сфен)–пироксеновые, ортит–биотитовые и бетафит–биотитовые разновидности. Все они относятся к гранитным пегматитам с крупными обособлениями кварца и преобладанием микроклина среди полевых шпатов. Среди акцессорных минералов кроме перечисленных выше встречаются гранат, магнетит, циркон, реже турмалин и апатит.

Пегматиты Приольхонья расположены на северо–западном берегу оз.Байкал в пределах 75–километровой полосы от устья р.Бугульдейки до пролива Ольхонские Ворота. Среди них четко выделяются две возрастные группы: докембрийские, преимущественно метаморфического, реже магматического (ультраметаморфического) происхождения и палеозойские (герцинские), связанные пространственно и генетически с гипабиссальными гранитами мыса Ая /2/. Первая группа залегают в кристаллических сланцах, гнейсах и амфиболитах ольхонской серии, которая традиционно считалась докембрийской, но в последнее время С.П.Кориковский и В.С.Феодоровский получили определения абсолютного возраста, свидетельствующие о формировании её пород в нижнем палеозое (кембрий – ордовик). Кроме кварца, микроклина и плагиоклаза (последний здесь преобладает) в составе пегматитов участвуют биотит, титанит, циркон, турмалин, ортит, иногда акцессорные. Палеозойские пегматиты слагают жилы в пределах Аинского гранитного массива, а также в упомянутых выше метаморфических и изверженных породах (нефелиновые сиениты, диориты) в радиусе до 20 км от этого массива, внутри которого пегматитовые тела имеют неправильную форму и постепенно переходят в гранит. В окружающих породах это явно секущие жилы

различной мощности, содержащие значительное количество микроклина (в крупных жилах – с амазонитовой окраской). Второстепенным минералом во всех палеозойских пегматитах является биотит, а акцессорные представлены ортитом, бетафитом, титанитом, турмалином, гранатом, магнетитом и цирконом.

По минеральному составу пегматиты и вмещающие их породы двух изучаемых районов достаточно близки. Акцессорная составляющая пегматитов представлена обычно минералами Fe, Ti, Ca, Mg, Zr, B, P и редкоземельных элементов.

Метаморфические породы Слюдянского района отбирались по разрезу пади Улунтуй, а в Приольхонском районе – в разрезе по правому берегу р. Анга, где хорошо вскрыта ольхонская серия докембрия.

Выполненные на основе нейтронно-активационного метода результаты анализа позволили для изученных пород дать первые цифры содержаний некоторых элементов: Hf, Ta, U, Th, Eu, Tb, Tm, Lu, которые ранее, в работах на основе спектральных методов, не находили отражения. Кроме того, уточнены данные о распределении в породах ряда элементов с низкими концентрациями. В частности, средние содержания цинка во вмещающих породах Приольхонья оказались на уровне 0,007–0,01 %, а не 0,02 – 0,04 % /7/. Более полными и точными стали сведения о распределении циркония, цезия и лантаноидов во всех типах пород. В основном подтверждены опубликованные ранее данные о концентрациях Rb, Cs, Ba, Sr, Cr, Co, Sc и лантаноидов в породах Приольхонья /2,7/ и Слюдянского района /9,10/. Некоторые наиболее существенные уточнения прежних цифр сводятся к более низким средним содержаниям Rb и более высоким Ba и Sr в допалеозойских гранитах и пегматитах Приольхонья, которые обычно параллелизуются с гранитами I и II ольхонской серии /7/.

Сравнительный анализ распределения микроэлементов в изученных породах позволяет сделать некоторые выводы об устойчивых различиях в уровнях средних концентраций большинства элементов. Несмотря на значительный разброс отдельных полученных значений и малое число проб для каждой из выделенных групп пород, главные закономерности представляются явными (см. таблицу, рис. I, 2).

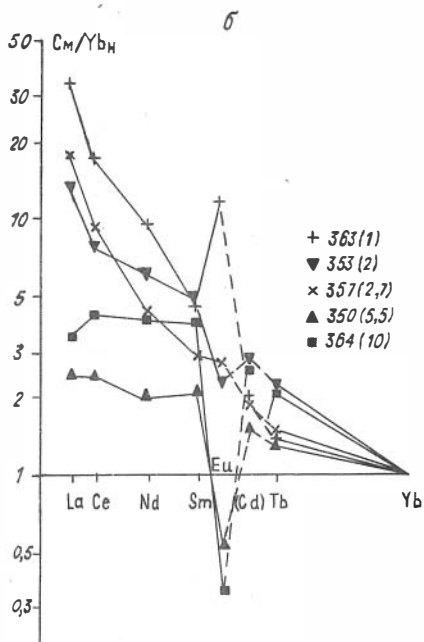
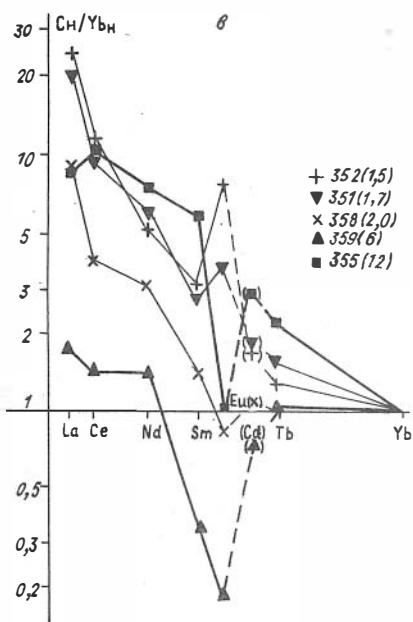
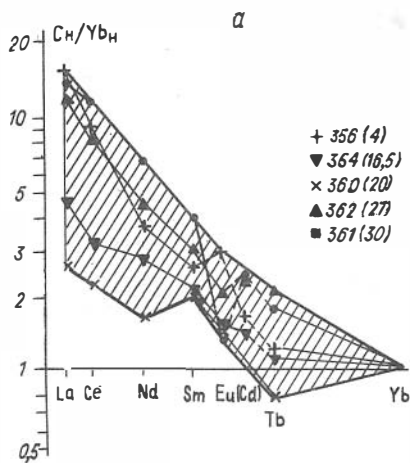


Рис. I. Распределение лантаноидов в породах Слюдянского района:
 а - гнейсы, б - граниты, в - пегматиты. Справа - обозначения кривой для данного образца, в скобках - содерж. у.б. Пунктирной линией выделены более молодые граниты и пегматиты, для гнейсов - граничные значения.

Пунктирной линией проведен предполагаемый ход кривой на участке Eu-Tb (Ga расчетный)

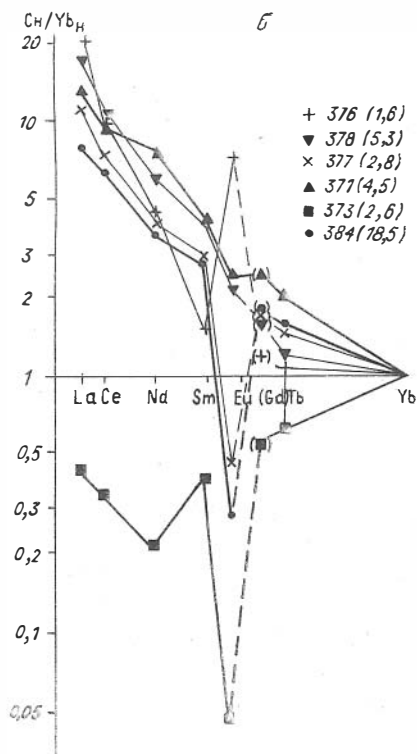
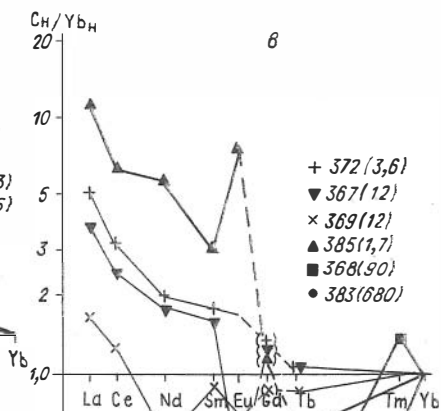
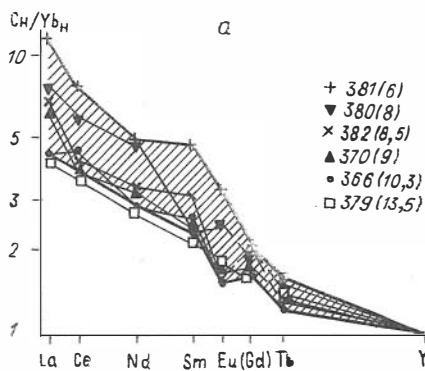


Рис.2. Распределение лантаноидов в породах Приольхонья
Обозначения аналогичны рис.1

Вмещающие породы Слюдянского района явно более богаты всеми лантаноидами и иттрием^ж. По средним цифрам это различие составляет от двух (Eu, Tm, Lu) до трех-четырёх раз (La, Ce, Nd, Y). Перекрывание интервалами колебаний отдельных значений наблюдается очень редко. Из других элементов, дающих устойчивые различия между метаморфическими породами двух районов, следует отметить Ba, Zr и Hf, которых в три-четыре раза больше в породах Слюдянского района. И только один элемент — Sr наблюдается в отчетливо повышенных концентрациях во вмещающих породах Приольхонского района. Его здесь в 2,5 раза больше, чем в сланцах Мира /12/.

Любопытно, что сравнение древних гранитов и пегматитов двух районов дает совершенно другую, иногда даже противоположную картину. Так, допалеозойские граниты и пегматиты Приольхонья обнаруживают устойчиво более высокие концентрации Sm, Tb, Tm, Yb и Lu по сравнению с древними дофлогопитовыми гранитоидами Слюдянского района. Из других элементов такое же различие дают Cs, Sc, Ta, U и Th, которых в приольхонских гранитах и пегматитах по средним цифрам заметно больше. А древние гранитоиды Слюдянки не содержат ни одного элемента в устойчиво более высоких концентрациях.

Аналогичное сопоставление самых молодых пегматитов двух районов дает несколько иную картину. Постфлогопитовые пегматиты Слюдянки явно богаче легкими лантаноидами (La, Ce, Nd) и цинком, а герцинские пегматиты Приольхонья — тяжелыми лантаноидами (Tb-Lu) и большой группой других элементов: Rb, Cs, Cr, Ta, U. Из них Sr соответствует различиям в составе вмещающих пород, а лантаноиды, Cs, Ta и U — различиям между древними гранитоидами двух районов.

Сравнение молодых и древних пегматитов внутри каждого района обнаруживает более или менее одинаковые закономерности в обоих. Наблюдается явный рост содержаний всех лантаноидов, кроме Eu, а также Zr, Hf, Ta, Th в молодых пегматитах. В то же время концентрации Ba и Sr от древних гранитоидов к молодым в обо-

^ж Иттрий определен эмиссионным спектральным анализом (Е.В.Смирнова, ИГХ СО АН СССР). Среднее содержание иттрия в метаморфических породах Слюдянского района составляет величину 48 г/т, в Приольхонье, соответственно, — 17 г/т.

их районах снижаются. В дополнение к этим общим различиям можно упомянуть для Слюдянского района рост содержаний Zn и U при падении Co , а для Приольхонского – резкий рост Rb и Sr . Следует подчеркнуть, что и внутри группы герцинских гранитоидов Приольхонья Rb и Sr обнаруживают четкий рост в пегматитах по сравнению с материнскими гранитами. Аналогичное поведение характерно для Cr , Zr , Hf , Ta , U и тяжелых лантаноидов. А средние концентрации Ba , Sr , Sc и легких лантаноидов в пегматитах явно ниже, чем в материнских гранитах.

Для сравнительного анализа характера распределения редкоземельных элементов произведено нормирование по хондриту, а затем нормированные значения концентраций отнесены к нормированному значению Yb , предварительно скорректированному по отношению соседних Tm и Lu . Построены кривые распределения лантаноидов для выделенных аналитических групп (см. рис.1,2). Содержание Yb записывается как индекс конкретной кривой после номера образца в скобках.

Отмечаются следующие закономерности.

1. В метаморфических породах (гнейсах) обоих районов распределение редкоземельных элементов однотипно. Такая форма распределения характерна для континентальных осадочных пород. Европиевые аномалии отсутствуют либо слабо проявлены (обр.362). Лишь в двух образцах вмещающих пород (обр.361 и 375) европиевый минимум значителен по своей величине.

2. В гранитах как Слюдянского района, так и Приольхонья растет дифференцированность распределения редкоземельных элементов. В ряде образцов (353, 357, 371, 378) характер распределения близок к распределению в гнейсах, но с более крутым спадом в сторону тяжелых лантаноидов. Граниты (обр.364,377,384) с содержаниями лантаноидов на уровне гнейсов и выше имеют резкий европиевый минимум, образцы с более высокой долей тяжелых лантаноидов (350 и 373) сохраняют его.

Наконец, имеются образцы с явной положительной европиевой аномалией (363 и 376). Содержание всех лантаноидов, за исключением европия и в меньшей мере лантана, значительно ниже, чем в гнейсах, и содержание европия остается на уровне гнейсов. В отношении указанных гранитов, гранитогнейса (обр.356) и ассоциирующихся с ними пегматитов (обр.351, 352) имеется заключение об их

ультраметаморфическом происхождении, что дает основание говорить об инертности европия в процессе гранитизации гнейсов.

3. В пегматитах в целом сохраняются особенности в распределении редкоземельных элементов, приобретенные породами на стадии гранитизации. В наиболее молодых пегматитах Приольхонского района имеются образцы как с очень низкими содержаниями лантаноидов (особенно тяжелых) и характерным европиевым максимумом (обр.365), так и очень высокими содержаниями лантаноидов (тяжелой части) и характерным европиевым минимумом (обр.368 и 383).

Таким образом, поведение редкоземельных элементов в системе гнейсы – граниты – пегматиты имеет тенденцию как к снижению, так и увеличению содержаний лантаноидов. Снижение содержаний лантаноидов в гранитах и пегматитах дает распределение с европиевым максимумом (инертность E_u). Увеличение содержаний лантаноидов по сравнению с гнейсами в пегматитах и гранитах со смещением как в сторону легких, так и тяжелых элементов может быть объяснено составом акцессорных минералов – концентраторов лантаноидов (легких или тяжелых).

Литература

1. Бородин Л.С. Редкоземельные элементы как геохимические индикаторы при решении вопросов эндогенного рудообразования // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 7. С.3–21.
2. Иванов А.Н., Шмакин Б.М. Граниты и пегматиты Западного Прибайкалья. М.: Наука, 1980. 219 с.
3. Калинин Л.В., Шмакин Б.М., Ширяева В.А. Состав сфена из гранитных пегматитов Прибайкалья // Минерал. журнал. 1984. Т.6, № 5. С.34–44.
4. Леонова В.А. Некоторые вопросы геохимии и генезиса пегматитовых жил Чупы (Северная Карелия) // Зап.Всесоюз. минерал. о-ва. 1965. Ч.94, вып.3. С.272–287.
5. Ляхович В.В. Редкие элементы в породообразующих минералах гранитоидов. М.: Недра, 1972. 200 с.
6. Минеев Д.А. Лантаноиды в минералах. М.: Недра, 1969. 180 с.
7. Петрова З.И., Левитский В.И. Петрология и геохимия грану-

литовых комплексов Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1984. 200 с.

8. Райхбаум Я.Д. Физические основы спектрального анализа. М.: Наука, 1980. 160 с.

9. Шмакин Б.М. Калиевые полевые шпаты из пегматоидов Слюдянского района (ЮЗ Прибайкалье) // Ежегодник Ин-та геохимии СО АН СССР по работам 1975 года. Иркутск, 1976. С.56-61.

10. Шмакин Б.М., Ширяева В.А. Геохимия редкоземельных элементов в гранитных пегматитах Прибайкалья // Геохимия пегматитов и методы их поисков. Новосибирск, 1983. С.104-120.

11. Щербина В.В. Геохимические основы разделения редкоземельных элементов // Редкоземельные элементы и их месторождения. М., 1959. С.44-59.

12. Turikian K.K., Wedepohl R.H. Distribution of the elements' in some major units of the Earth's crust // Geol. Soc. Amer. Bull. 1961. Vol.72. P.175-192.

В.Б.Савельева, В.А.Бобров, Ф.А.Летников
РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В БЛАСТОМИЛОНИТАХ
ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ ШАРЫЖАЛГАЙСКОГО БЛОКА

Как показывают многочисленные исследования, редкоземельные элементы являются чувкими индикаторами физико-химических условий эндогенных процессов. Однако до сих пор никем не изучалось распределение РЗЭ в такой распространенной группе пород, как бластомилониты.

Нами определено содержание лантаноидов (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu) в биотит-роговообманковых, биотитовых и кальцит-хлоритовых бластомилонитах (БМ) по основным кристаллосланцам, пироксеновым и биотитовым гнейсам и гранитоидам шарыжалгайской серии, слагающей Шарыжалгайский краевой выступ фундамента Сибирской платформы /2/. Полученные данные показывают, что образование бластомилонитов сопровождалось изменением как суммарного содержания лантаноидов в породе, так и соотношений между отдельными членами ряда (см. таблицу).

В биотит-амфиболовых и биотитовых БМ по сравнению с исходными роговообманково-пироксеновыми плагиосланцами возрастает доля легких лантаноидов при неизменном или возрастающем общем содержании РЗЭ ($\Sigma Ce/\Sigma Y_1+Y_2$ увеличивается от 4,5-8 до 8,5-14; $\Sigma PЗЭ$ - от 3I-74 до 76-II7 г/т). Отношение La/Ce не меняется, но возрастает La/Nd - от 0,6 до 0,9-2,4. Противоположная тенденция наблюдается при образовании кальцит-биотитового БМ: при уменьшении $\Sigma PЗЭ$ до 50 г/т отношение $\Sigma Ce/\Sigma Y_1+Y_2$ равно 6, отношения La/Yb и La/Lu уменьшаются почти в два раза (соответственно от 8 до 5 и от 70 до 30), а La/Ce и La/Nd не меняются.

Для кварц-плагиоклаз-биотитовых БМ по пироксеновым гранитоидам характерно пониженное содержание всех лантаноидов (92-215 г/т в гранитоидах и 62-102 г/т в БМ). $\Sigma Ce/\Sigma Y_1+Y_2$ меняется незначительно и составляет 14-25. Изменения происходят в основном в пределах групп легких, средних и тяжелых лантаноидов. Проявлена тенденция к росту отношения La/Nd и Eu/Tb . В эпидот-кальцит-биотитовом БМ уменьшается $\Sigma PЗЭ$ до 80 г/т при одновременном снижении доли цериевых лантаноидов (отношение $\Sigma Ce/\Sigma Y_1+Y_2$ уменьшается от 23 до 19, La/Yb и La/Lu от 52 и 294 соответственно до 34 и 103). В то же время возрастает содержание La относительно Ce и Nd .

Образование мусковит-биотитового БМ по биотитовому гнейсу сопровождается ростом $\Sigma PЗЭ$ от 59 до 151 г/т, прежде всего за счет Ce . $\Sigma Ce/\Sigma Y_1+Y_2$ возрастает от 18 до 33, Ce/Nd от 1,5 до 2,4 при близких соотношениях La/Ce и La/Nd . В кальцит-хлоритовых БМ по биотитовым гранитоидам резко пониженное содержание лантаноидов (137-282 г/т в гранитоидах и 31-87 г/т в БМ) и отношение $\Sigma Ce/\Sigma Y_1+Y_2$ (соответственно 12-17 и 6-8). Отношения La/Yb и La/Lu уменьшаются от 15-21 и 94-120 до 3-15 и 16-100. Среди цериевых РЗЭ растет доля Nd .

На кривых распределения РЗЭ, нормализованных по хондриту, для биотитовых БМ характерен отчетливый европиевый максимум. Однако абсолютное содержание Eu возрастает лишь в эпидот-кальцит-биотитовом БМ, тогда как в кварц-плагиоклаз-биотитовых БМ оно уменьшается. Факторный кластер-анализ R-типа по редким (Li , Rb , Sr , Sn , Pb , Cr , V , Ni , Co , а также Na_2O и K_2O) и редкоземельным элементам для всех проб подчеркивает аномальное поведение Eu в породах шарьжалгайской серии и БМ по ним. La , Ce ,

Содержание РЗЭ в бластомилонитах и исходных породах, г/т

Номер		La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	ΣРЗЭ	$\frac{\Sigma Ce}{\Sigma Y_1+Y_2}$	$\frac{La}{Ce}$	$\frac{Ce}{Nd}$	$\frac{Nd}{Sm}$	$\frac{Eu}{Tb}$	$\frac{La}{Yb}$	$\frac{La}{Lu}$
п/п	образца	3	4	5	6	7	8	9	10	II	12	13	14	15	16	17	18
Кристаллосланцы основного состава																	
I	60-13	5	12	8,7	2,1	0,86	0,51	1,80	0,25	31,2	4,7	1,2	0,9	1,5	1,1	3	20
2	61-3	14	31	19,5	4,4	1,3	0,92	2,80	0,50	74,4	6,5	1,3	1,1	1,6	0,9	5	28
3	66-8	12	25	19,0	4,0	1,0	0,61	1,43	0,17	63,2	7,8	1,3	0,9	1,7	1,1	8	70
4	49-3I	29	62	25,2	4,5	1,35	0,42	1,70	0,20	124,4	14,2	1,3	1,7	2,0	2,1	17	145
Гнейсы и гранитоиды																	
5	5I-10	47	100	49	8,4	2,8	0,96	1,65	0,25	210,1	13,9	1,3	1,4	2,1	1,9	29	180
6	58-10	60	102	42,5	6,4	1,7	0,56	1,90	0,26	215,3	18,9	1,7	1,7	2,4	2,0	32	231
7	6I-9	47	82	36	4,4	1,43	0,43	0,90	0,16	172,3	22,6	1,6	1,6	3,0	2,2	52	294
8	60-6	33	43,5	11,6	1,2	1,22	0,12	0,80	0,22	91,7	24,7	2,1	2,6	3,5	6,7	41	150
9	74-5	32	65	29,5	5,5	1,60	1,26	2,2	0,34	137,4	11,6	1,4	1,5	1,9	0,8	14	94
10	3I6-I	72	139	55	8,5	2,1	1,14	3,50	0,60	281,8	16,8	1,5	1,7	2,3	1,2	21	120
II	66-3	18	25,5	12	1,4	1,11	0,15	0,27	0,13	58,6	18,1	1,9	1,5	3,1	4,8	67	138
12	55-15	17	32	13,4	3,15	0,93	0,28	1,2	0,25	68,1	10,7	1,5	1,7	1,5	2,2	14	68
Бластомилониты по кристаллосланцам																	
13	60-15	24	53	27,5	6,2	1,41	0,86	3,10	0,60	116,7	8,6	1,3	1,3	1,6	1,1	8	40
14	48-18	29	62	22,5	4,3	1,20	0,70	1,60	0,37	121,7	13,9	1,3	1,9	1,9	1,1	18	78
15	6I-10	23	38,5	9,5	2,0	1,40	0,28	1,30	0,17	76,2	13,8	1,7	2,9	1,7	3,3	18	135
16	66-II	11	19	12,5	3,0	0,7	0,56	2,3	0,37	49,4	6,1	1,6	1,1	1,5	0,8	5	30

Окончание табл.

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Бластомилониты по пироксеновым гнейсам и эндробитам																	
17	5I-5	23	38	12,3	2,25	1,45	0,19	0,50	0,13	77,8	16,2	1,7	2,1	2,0	5,0	46	177
18	60-II	21	29	9,0	1,25	0,81	0,15	0,38	0,05	61,6	22,4	2,0	2,2	2,6	3,5	55	466
19	58-I5	31	48	18	2,1	1,58	0,28	0,90	0,30	102	18,8	1,8	1,8	3,1	3,8	34	103
20	61-I3	27	35	12,2	2,0	2,9	0,20	0,90	0,15	80,4	12,1	2,2	2,0	2,2	9,6	30	180
21	64-I3	40	75	34,5	5,6	1,34	0,54	2,0	0,40	159,4	15,1	1,5	1,5	2,2	1,6	20	100
Бластомилониты по биотитовым гнейсам и гранитам																	
22	66-I2	46	78	22,5	2,5	1,22	0,18	0,60	-	151	32,6	1,7	2,4	3,3	4,5	77	-
23	55-0	27	55	21	3,25	1,25	0,40	1,30	0,20	109,4	16,1	1,4	1,8	2,3	2,1	25	135
24	74-II	5	12	9,7	1,5	0,58	0,30	1,60	0,30	31,0	6,2	1,2	0,9	2,4	1,3	3	16
25	316-0	18	36,5	22,7	6,0	1,2	1,24	1,20	0,18	87,0	7,9	1,4	1,1	1,4	0,6	15	100

Примечание. В номерах проб первые две цифры - номер разреза, последующие - номер пробы. Кристалло-сланцы: 1-3 - роговообманково-двупироксен-плагио-глазовые; 4 - биотит-двупироксен-плагиоклазовые. Гнейсы и гранитоиды: 5 - пироксеновый гнейс; 6-8 - эндробиты; 9-II - биотитовые плагиогнейсы; 12 - биотитовый гранит. Бластомилониты: 13 - роговообманково-плагиоклазовый (+биотит); 14 - роговообманково-биотитовый; 15 - биотитовый; 16 - кальцит-биотитовый; 17-19 - кварц-плагиоклаз-биотитовые; 20 - эпидот-кальцит-биотитовый; 21 - хлорит-серицитовый; 22 - мусковит-биотитовый; 23 - хлоритовый; 24-25 - кальцит-хлоритовые. Привязка проб к километровым столбам вдоль линии Кругобайкальской железной дороги: 1,8,13,18 - 90; 2,7, 15,20 - 85,7; 3,11,16,22 - 93,8; 4,14 - 102; 5,17 - 99,2; 6,19 - 90,8; 9,24 - 132; 10,25 - 120,6; 12, 23 - III; 21 - 76,4 км.

Nd, Sm, Tb, Yb и Lu проявляют ярко выраженные индивидуальные свойства, обособляясь в тесную группу с положительными связями с K, Li и Rb. Европий объединяется в группу со Sr, Na, Sn и Pb, которая с остальными элементами имеет слабую отрицательную связь. Европиевый максимум на фоне уменьшения содержания практически всех лантаноидов может быть обусловлен несколькими причинами: большей устойчивостью плаггиоклаза по сравнению с пироксенами при преобразовании пироксеновых гранитоидов в биотитовые БМ и сохранением в плаггиоклазе Eu исходных пород; концентрацией Eu в эпидоте и фоне в эпидот-кальцит-биотитовом БМ; восстановительными условиями при образовании биотитовых БМ.

Изучение распределения РЗЭ в БМ по породам шарьжалгайской серии показало, что редкоземельный состав пород при образовании БМ испытывает глубокие изменения, что подтверждает сделанный ранее вывод о метасоматической природе БМ /2/. В ряду РЗЭ в направлении от La к Lu происходит постепенное ослабление основных свойств элементов /1/. По величинам соотношений La/Yb БМ располагаются в следующие ряды. По кристаллосланцам: биотитовые (18) — биотит-амфиболовые (8-18) — кальцит-биотитовые (5); по гранитоидам: мусковит-биотитовые (77) — биотитовые (34-55) — эпидот-кальцит-биотитовые (30) — хлорит-серицит-кальцитовые (20) — хлорит-кальцитовые (3-15). Полученные ряды отражают изменение кислотности растворов, под воздействием которых формируются БМ. Наиболее щелочные условия характерны для мусковитовых и биотитовых БМ, более кислые — для кальцит-хлоритовых. С учетом установленных ранее двух преобладающих типов метасоматоза в тектонических нарушениях Шарьжалгайского выступа — Si — Na-K при образовании биотитовых БМ и Ca-Mg-Fe при образовании хлоритовых БМ /2/ — зоны биотитовых и хлоритовых БМ можно рассматривать как комплементарные и связывать образование последних с инверсией состава (основности) первоначально щелочного флюида в процессе его взаимодействия с породами в зонах тектонических нарушений.

1. Бородин Л.С. Редкоземельные элементы как геохимические индикаторы при решении вопросов эндогенного минералообразования // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 7. С.3-20.
2. Летников Ф.А., Савельева В.Б., Балышев С.О. Петрология, геохимия и флюидный режим тектонитов. Новосибирск: Наука, 1986. 222 с.

Л.В.Агафонов, Ю.А.Еркушов

КОЭФИЦИЕНТЫ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЗЭ И МОДЕЛЬНЫЕ РАСЧЕТЫ ПАРЦИАЛЬНОГО ПЛАВЛЕНИЯ И ФРАКЦИОННОЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ

Исходя из модели образования гипербазитов, являющихся одним из членов разреза офиолитов, последние представляют тугоплавкий остаток, обедненный (относительно хондритовых метеоритов) легкоплавкими компонентами в процессе парциального выплавления базальтоидов из первичного субстрата. При этом, если тугоплавкий остаток обедняется редкоземельными элементами, то легкоплавкая часть, напротив, обогащается. В процессе этого разделения РЗЭ базальтоиды обогащаются легкими лантаноидами, а ультрамафиты — тяжелыми РЗЭ. Образования различного по составу типов базальтоидов, наблюдаемые в земной коре, объясняются как глубиной их выплавления (различный состав субстрата), так и различной степенью плавления. Допускаются следующие возможные источники субстрата для выплавки базальтоидов: гранатовые, шпинелевые и плагиоклазовые лерцолиты и эклогиты.

Плавление гранатовых лерцолитов, залегающих наиболее глубоко в пределах жестких структур-платформ, приводит к появлению щелочных базальтоидов. Фациально менее глубинные шпинелевые лерцолиты в зонах островных дуг и срединно-океанических хребтов, частично плавясь, дают известково-щелочные или толеитовые базальтоиды.

Плагиоклазовые лерцолиты как исходный субстрат для выплав-

ления базальтоидов используются весьма редко. Это связано главным образом с отсутствием в распределениях РЗЭ большинства базальтов европиевого максимума. Тогда как при частичном плавлении плагиоклазового лерцолита за счет плавления в первую очередь плагиоклаза единственной фазы, обогащенной европием, базальтоиды должны были бы характеризоваться европиевым максимумом. На состав расплавов, образующихся при частичном плавлении и достигающих поверхности, влияют: исходный состав субстрата, механизм излияния, давление и температура плавления /17,7/.

В данной статье указанные факторы не рассматриваются, они обсуждены Д.Г.Шиллингом /17/. Мы остановимся только на обсуждении результатов определения коэффициентов распределения РЗЭ между минералами и расплавом и приложением их для расчета полей возможных концентраций при частичном плавлении и фракционной кристаллизации. В наших расчетах, несмотря на то, что коэффициенты распределения РЗЭ (Кр) зависят от давления и температуры, возрастая с увеличением последней /21/, значение Кр остается величиной постоянной. Определение коэффициентов распределения РЗЭ выполнено на примере вулкана Шаварын-Царам (МНР), щелочные базальтоиды которого (базаниты) содержат многочисленные ксенолиты глубинных пород и мегакристы высокобарических минералов /1,2,3,9/. Эти коэффициенты сопоставлены с таковыми, полученными экспериментально другими авторами /21,22/. Расчеты частичного плавления и фракционной кристаллизации проведены для проверки потенциальной возможности формирования магматических пород в рамках рассматриваемых моделей на примере офиолитов Монголии.

Имеются литературные данные по коэффициентам распределения РЗЭ между минералом и расплавом, определяемые как отношение концентрации элемента в минерале к таковой во вмещающем расплаве. В наиболее полном объеме они приведены в работе С.С.Шнегцлера и Дж.А.Филлота /25/. Ими были опубликованы Кр РЗЭ для многих минералов в различных по составу расплавах. Следует отметить, что приводимые исследователями коэффициенты распределения РЗЭ весьма различаются по своей величине, достигая разницы до двух порядков /18,11/. Эти несоответствия, вероятно, обусловлены как температурными факторами, так и составом матрицы. Ограниченные экспериментальные данные по определению Кр /22,21/ подтверждают вышесказанное. Разница между экспериментально полученными и литера-

турными данными на основании анализа природных объектов также достигает больших величин /25,18,11,19,22/.

Ранее нами в расчетах частичного плавления среднего лерцолита вулкана Шаварын-Царам /3/ применялись коэффициенты распределения, полученные для некоторых РЭЭ при анализе природных объектов /20,25/. При этом использовались как минимальные, так и максимальные величины К_р, чтобы охватить возможно больший интервал их значений при степенях плавления от 2 до 10 %. Сопоставление графиков распределения РЭЭ в теоретически полученных выплавках с графиками распределения РЭЭ в базанитах вулкана Шаварын-Царам показало значительные различия. На основании этого было высказано предположение о маловероятности образования базанитов только за счет плавления лерцолитов, выносимых в виде ксенолитов этими щелочными расплавами /3/, для принятых в расчетах параметров.

Поскольку, как уже говорилось, величина К_р может меняться в зависимости от состава расплава, то очевидно, что в каждом случае для корректности нужно использовать коэффициенты распределения лантаноидов минерал/расплав, полученные для этого конкретного случая. С этой целью выполнено определение РЭЭ с помощью нейтронно-активационного анализа в породообразующих и акцессорных минералах шпинелевых и шпинель-пироповых лерцолитов, эцлогитов, в мегакристаллах и щелочных базальтоидах вулкана Шаварын-Царам, содержащих различные породы и минералы /3/, табл.1,2.

Коэффициент распределения РЭЭ минерал/расплав определяется отношением содержания элемента в минерале к содержанию этого элемента в породе. Содержание в породе принималось как среднее по двум анализам (см. табл.2, ан.1). Прежде всего рассчитывались К_р для ромбического пироксена. Для этого вычислялось среднее количество РЭЭ для двух бронзититов (см. табл.2) и относилось к содержанию в базаните. Величина этого отношения и является К_р ортопироксена. В данном случае бронзитит как порода отождествлен с минералом – ромбическим пироксеном по той причине, что изученные бронзититы в двух различных образцах характеризуются одинаковым содержанием РЭЭ, а сложены эти породы лишь одним крупнозернистым очень свежим бронзитом. Кстати, составы этих пород идентичны составу бронзита, анализ которого выполнен на микроанализаторе. Кроме того, при таком допущении намного выше веро-

Содержание РЗЭ в минералах ксенолитов и мегакристов, г/т

Элементы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
La	0,065	1,12	0,046	0,085	0,77	0,68	0,53	0,65	0,47	2,04
	0,009	0,09	0,006	0,005	0,02	0,02	0,06	0,03	0,02	0,24
Ce	0,20	3,63	0,15	0,30	2,32	1,50	1,24	1,64	1,24	8,57
	0,02	0,3	0,02	0,04	0,21	0,10	0,17	0,12	0,14	0,94
Pr	-	-	-	-	0,32	-	-	-	0,23	-
	-	-	-	-	0,02	-	-	-	0,03	-
Nd	0,19	1,53	0,10	0,18	1,58	1,38	0,85	1,52	1,36	7,69
	0,04	0,18	0,023	0,03	0,16	0,15	0,11	0,16	0,15	0,83
Sm	0,081	0,31	0,062	0,062	2,69	1,41	0,71	1,62	0,41	3,47
	0,022	0,01	0,003	0,002	0,31	0,02	0,06	0,08	0,05	0,12
Eu	0,029	0,10	0,13	0,16	0,60	0,512	0,75	0,65	0,69	0,73
	0,0013	0,01	0,01	0,005	0,02	0,04	0,06	0,05	0,02	0,05
Gd	0,10	0,42	0,061	0,102	3,40	2,47	3,03	2,22	0,82	3,94
	0,021	0,05	0,007	0,012	0,05	0,31	0,42	0,21	0,09	0,41
Tb	0,029	0,071	0,0046	0,0082	0,64	0,53	0,709	0,43	0,122	0,80
	0,009	0,012	0,001	0,0011	0,05	0,07	0,08	0,03	0,003	0,09
Dy	-	-	-	-	5,41	-	-	-	1,80	-
	-	-	-	-	0,05	-	-	-	0,23	-
Ho	-	-	-	-	1,50	-	-	-	0,45	-
	-	-	-	-	0,03	-	-	-	0,05	-
Er	-	-	-	-	2,49	-	-	-	1,47	-
	-	-	-	-	0,06	-	-	-	0,09	-
Tm	0,026	0,05	0,01	0,0074	1,41	0,67	0,63	0,84	0,77	0,08
	0,009	0,012	0,0023	0,002	0,09	0,15	0,12	0,13	0,12	0,02
Yb	0,57	0,618	0,192	0,208	7,60	5,47	5,21	8,24	4,3	0,94
	0,03	0,02	0,02	0,009	0,01	0,04	0,52	0,64	0,02	0,16
Lu	0,051	0,031	0,0286	0,030	0,505	0,605	0,76	0,792	0,85	0,284
	0,02	0,007	0,0012	0,002	0,01	0,025	0,02	0,02	0,063	0,005

Примечание. 1 - П-2 - титан-биотит, мегакристал; 2 - Ш-16 - биотит, санидин-биотитовый сросток; 3 - Ш-16С; 4 - Ш-17 - санидин, санидин-биотитовые сростки; 5 - Ш-4 - гранат, эглогит; 6 - Ш-2 - гранат, эглогит; 7 - Гг, 8 - Ш-8 - гранат, мегакристал; 9 - 200-81 - гранат, пироп-шпинелевый лерцолит; 10 - Гг-1 - авгит, мегакристал; 11 - Ш-1; 12 - Ш-2 - авгит, эглогиты; 13 - Ш-7 - шпинель, вебстерит; 14-17 - Ш-21 - шпинелевый лерцолит; 18-21 - 200-81 - пироп-шпинелевый лерцолит; 14,18 - оливин, 15,19 - ромбический пироксен, 16,20 - моноклинный пироксен; 17,21 - шпинель, ($n \cdot 10^{-3}$).

Таблица I

II	I2	I3	I4	I5	I6	I7	I8	I9	20	2I
2,8I	2,72	0,078	0,15	0,27	1,52	10,0I	0,18	0,20	0,6I	1,23
0,24	0,22	0,009	0,0I	0,0I	0,007	0,08	0,02	0,002	0,0I	0,03
5,70	8,53	0,205	0,47	1,5I	2,68	25,63	0,45	0,4I	3,50	7,95
0,52	0,7I	0,023	0,035	0,04	0,07	0,82	0,09	0,04	0,4I	0,83
-	-	-	0,034	0,2I	0,34	2,89	0,043	0,125	0,60	1,27
-	-	-	0,002	0,03	0,0I	0,23	0,005	0,02	0,08	0,03
5,55	8,3I	0,158	0,082	0,29	1,46	16,24	0,09	0,65	3,68	7,57
0,33	1,05	0,02	0,004	0,05	0,03	0,15	0,0I	0,03	0,53	0,6I
2,85	3,43	0,054	0,029	0,19	1,34	1,09	0,025	0,38	2,05	3,34
0,18	0,16	0,009	0,004	0,0I	0,04I	0,03	0,001	0,04	0,05	0,12
I,16	0,70	0,0058	0,047	0,04	I,00	0,078	0,015	0,013	0,84	0,03
0,06	0,065	0,0032	0,006	0,0009	0,007	0,00I	0,002	0,00I	0,089	0,00I
4,10	4,03	0,074	0,05	0,18	2,4I	1,2I	0,05	0,30	3,4I	1,93
0,5I	0,45	0,008	0,0I	0,02	0,2I	0,20	0,0I	0,06	0,52	0,20
0,75	0,76	0,0299	0,085	0,086	0,36	0,14	0,009	0,028	0,57	0,32
0,05	0,058	0,007	0,005	0,007	0,04	0,02	0,001	0,004	0,07	0,02
-	-	-	0,05	0,2I	2,46	1,78	0,045	0,17	3,33	1,58
-	-	-	0,008	0,02	0,09	0,09	0,003	0,02	0,02	0,15
-	-	-	0,016	0,026	0,5I	0,32	0,018	0,06	0,84	0,37
-	-	-	0,003	0,009	0,10	0,04	0,003	0,0I	0,09	0,05
-	-	-	0,07	0,24	2,96	1,13	0,075	0,20	2,48	1,4I
-	-	-	0,013	0,02I	0,2I	0,2I	0,002	0,02	0,30	0,17
0,068	0,076	0,023	0,04	0,04	0,60	0,16	0,012	0,032	0,36	0,35
0,006	0,009	0,006	0,009	0,0I	0,016	0,03	0,002	0,004	0,05	0,07
0,35	0,576	0,165	0,13	0,2I	1,97	0,62	0,069	0,37	1,6I	2,38
0,025	0,024	0,009	0,02I	0,009	0,027	0,0I	0,001	0,0I	0,0I	0,04
0,059	0,0239	0,049	0,04	0,036	0,062	0,104	0,028	0,055	0,2I	0,22
0,012	0,003	0,008	0,007	0,004	0,007	0,005	0,001	0,006	0,005	0,003

ятность, что Кр ортопироксена ближе отвечает истинному значению, чем величина Кр, полученная исходя из содержания РЭВ в ромбическом пироксене шпинелевого или шпинель-пиропового лерцолита. Другими словами, в данном случае мономинеральный бронзитит мы рассматриваем как мегакрист ромбического пироксена, который находится в равновесии (или по крайней мере приближается к этому состоянию) по распределению РЭВ между минералом и расплавом.

В отношении ортопироксена из лерцолитов этого сказать нельзя.

Коэффициенты распределения РЭВ для граната, моноклинного

Таблица 2

Коэффициенты распределения РЗЭ (Кр) между расплавом и минералами

Элементы	1	2	Опр	Гр	Кпр	Ол	Шп	Сан	Ти-би	Би	Пи
La	42,94	2,13	0,050	0,018	0,048	0,028	0,0018	0,0015	0,0015	0,026	0,118
Ce	121,83	4,62	0,038	0,019	0,070	0,012	0,0017	0,0018	0,0016	0,029	0,115
Pr	14,74	0,40	0,027	0,022	0,044	0,0044	0,0004	-	-	-	0,050
Nd	70,85	2,65	0,037	0,022	0,109	0,011	0,0022	0,002	0,0027	0,0216	0,077
Sm	17,56	0,219	0,013	0,153	0,198	0,002	0,0031	0,0035	0,0046	0,0177	0,014
Eu	5,34	0,15	0,028	0,112	0,137	0,033	0,0011	0,027	0,0054	0,0187	1,49
Gd	8,94	0,83	0,093	0,380	0,441	0,003	0,0083	0,0092	0,0112	0,0469	0,254
Tb	1,23	0,10	0,081	0,520	0,650	0,080	0,0243	0,0052	0,0236	0,0577	0,353
Dy	4,43	0,71	0,160	1,221	1,879	0,038	0,0014	-	-	-	1,694
Ho	0,44	0,108	0,245	3,409	4,816	0,151	0,0017	-	-	-	1,838
Er	1,32	0,22	0,167	1,886	2,055	0,049	0,0011	-	-	-	1,227
Tm	0,172	0,045	0,262	8,198	3,583*	0,262	0,0134	0,0506	0,151	0,291	6,304
Yb	0,882	0,225	0,255	8,617	1,066	0,158	0,0187	0,227	0,646	0,701	2,964
Lu	0,077	0,039	0,507	6,558	3,688	0,563	0,0636	0,381	0,662	0,404	7,835

Примечание. 1 - среднее содержание РЗЭ в базаните; 2 - среднее содержание в бронзитите; Опр - ромбический пироксен; Гр - гранат (мегакрит); Кпр - моноклинный пироксен (мегакрит); Ол - оливин; Шп - шпинель (вебстерит); Сан - санидин; Ти-би - титан-биотит (мегакрит); Би - биотит (санидин-биотитовый сросток); Пи - пироп (пироповый лерцолит). * - рассчитано на основании среднего значения Кр Тм в Ш-21 и 200-81 (см. табл.1).

пироксена, санидина, титан-биотита и биотита рассчитаны, исходя из содержания лантаноидов в мегакристах этих минералов (см. табл. I, 2). Для расчета Кр РЗЭ в шпинели использована глиноземистая шпинель ряда шпинель - герцинит, присутствующая в больших количествах в ксенолитах вебстеритов. Как вебстериты, так и бронзититы представляют черные пироксениты, по классификации отдельных исследователей /6/, и нередко рассматриваются ими как включения, родственные базальтам, несущим эти породы. Предполагается, что образование этих пород, а также мегакристов происходит в результате кристаллизации твердых фаз и фракционирования их из щелочных базальтоидов на глубине. Следуя такой трактовке, полученные значения коэффициентов распределения РЗЭ для перечисленных минералов вполне аргументированы.

Несколько сложнее с Кр РЗЭ для оливинов и пиропов из лерцолитов, ибо эти минералы не встречаются в виде мегакристов или крупных ксенокристов, пригодных для анализа лантаноидов. Поэтому определение Кр для них проведено следующим образом. Считаем, что во всех минералах лерцолитов содержание РЗЭ сохраняется равновесным с момента кристаллизации пород. Если оливин или пироп попал бы в расплав щелочного базальтоида (в нашем случае базанита), то равновесное содержание в минералах при этих условиях изменялось бы, и соответственно изменялась бы величина коэффициента распределения. Однако соотношение Кр между минералами должно сохраняться.

$$\text{Из этого следует: } \text{Кр}_{\text{ж/баз.}} = \text{Кр}_{\text{Опр/баз.}} \cdot \frac{C_{\text{Опр}}}{C_{\text{ж}}},$$

где С - концентрация элемента в минералах лерцолита (см. табл. I), Кр ж/баз., Опр/баз. - коэффициент распределения РЗЭ между искомым минералом и базанитом, ортопироксеном и базанитом. Согласно сказанному, рассчитаны Кр для оливина и пироба (см. табл. 2). Как следует из таблицы, величина Кр плавно возрастает от легких к тяжелым лантаноидам, сохраняя эту тенденцию как и в большинстве опубликованных данных. Единственное исключение составляет санидин, для которого Кр, напротив, уменьшается в сторону тяжелых лантаноидов /25/. По данным некоторых исследователей /18/, такая же тенденция изменения Кр характерна и для шпинели.

Используя полученные коэффициенты, рассчитаем частичное плавление и фракционную кристаллизацию применительно к офиолитам

Монголии. Ф.А.Фрей с соавторами /19/ провел модельные расчеты парциального плавления в приложении к вулканическим породам Австралии. Было показано, что плавление пиролита с исходным содержанием РЗЭ, превышающим в 7-9 раз (легкие лантаноиды) и в 2-5 раз (тяжелые лантаноиды) содержания в хондритах, может дать концентрации РЗЭ в спектре магматических расплавов: оливиновый меллитит при 4-6 %-й выплавке; базанит при 5-7 %-й выплавке; щелочной оливиновый базальт при 11-15 %-й выплавке и оливиновый толеит при 20-25 %-й выплавке. В качестве субстрата в данной работе принят средний лерцолит вулкана Шаварын-Царам /4/, а в качестве расплава, подвергнутого фракционной кристаллизации, дайковые породы марианит-бонинитовой серии /10/ хр. Хан-Тайширин-Ула (табл. 3). Средний лерцолит рассчитан на основании пяти пироп-шпинелевых и трех шпинелевых лерцолитов из ксенолитов. Согласно химическому составу, его нормативный состав представлен, вес. %: оливин - 50,4; ромбический пироксен - 33,2; моноклинный пироксен - 13,3; шпинель - 2,0; пироп - 1,1.

Дайковые породы, использованные в качестве расплавов для расчета фракционной кристаллизации, взяты, во-первых, потому, что отношение E_u/E_u^* в них близко к единице и их можно рассматривать как примитивные /5/. Во-вторых, одна из них является зоной закалки дайки (357-I), а другая - маломощной дайкой (349-I), и таким образом, вполне вероятно, что в этих породах процессы фракционирования не проявились. В-третьих, эти породы являются реальными членами разреза офиолитовой Тайширинской ассоциации, взаимоотношение которых с другими членами известно /14/.

Благоприятным фактором служит также то обстоятельство, что одна из пород имеет низкомагнезиальный, а другая высокомагнезиальный состав. Это дает возможность рассмотреть процессы фракционирования в широком диапазоне составов. Расчет кривых распределения РЗЭ в процессе парциального плавления проводился согласно Д.М.Шау /24/.

$$\frac{C_1}{C_0} = \frac{1}{F + D(1-F)},$$

где C_1 - концентрация элемента в расплаве, C_0 - концентрация в исходной породе, F - степень плавления. Распределение элементов между твердой фазой и жидкостью описывается общим коэффициентом распределения (D), который рассчитывается, исходя из весовых количеств (V) каждого минерала в парагенезисе:

Таблица 3

мический состав (вес. %) и содержание РЭЭ (г/т) в породах, использованных при расчетах частичного плавления и фракционной кристаллизации

компоненты	Лерцолит	357-1	349-1
O ₂	44,88	63,80	56,33
CO ₂	0,18	0,24	0,14
SiO ₂	4,44	12,70	10,00
Al ₂ O ₃	1,09	2,01	0,80
CaO	7,55	4,04	6,75
NaO	0,15	0,10	0,15
K ₂ O	37,42	5,33	13,15
LiO	3,16	4,77	6,57
MgO	0,41	4,07	2,68
FeO	0,07	0,23	0,28
MnO	0,45	0,03	0,21
ZnO	0,25	Не опр.	Не опр.
сумма	100,05	100,14 ¹	100,80 ²
a	1,97	10,50	2,35
e	4,67	33,12	8,11
r	0,49	4,18	0,39
d	3,29	13,03	7,22
m	0,59	4,60	2,04
u	0,22	2,02	0,937
d	0,66	6,05	3,23
b	0,16	0,97	0,58
y	0,97	5,12	4,35
o	0,21	0,98	0,53
tr	0,62	3,12	3,08
m	0,068	0,40	0,46
b	0,56	1,81	2,45
u	0,064	0,32	0,312

Примечание. 1 - в том числе: P₂O₅ - 0,05; H₂O⁻ - 0,46; П.п.п. - 2,31 вес.%; 2 - в том числе: P₂O₅ - 0,04; H₂O - 46; П.п.п. - 3,24 вес.%. -

$$D = \sum_{i=1}^n V_i \cdot K_{pDi}$$

Расчеты проведены при различных степенях плавления в интервале от 0,5 до 30 %. При этом были рассмотрены и другие варианты субстрата (рис.1,2,3). Как видим (см. рис.1), при малых степенях плавления от 0,5 до 2 % содержание лантаноидов в полученных выплавках близко к их количеству в базанитах, что и фиксируется схожестью кривых распределения РЗЭ. Некоторые отклонения заметны только в содержаниях диспрозия, тулия и лютеция. Следует отметить, что наибольшие отличия в конфигурациях кривых распределения РЗЭ в базанитах и расчетных выплавках характерны для тяжелых лантаноидов. Кривые распределения РЗЭ в тугоплавких остатках, соответствующих малым степеням плавления (до 2 %), практически не отличаются от кривых распределения лантаноидов в исходном среднем лерцолите. Дальнейшее увеличение количества выплавливаемой жидкости приводит к существенному изменению характера распределения лантаноидов в выплавках по сравнению с базанитами. В области тяжелых РЗЭ, начиная с гольмия, рисунок кривых повторяется. При 20-30 % выплавления содержания РЗЭ в полученных расплавах приближается к содержанию их в эффузивах хр.Хан-Тайширин-Ула/8/. Согласно расчетам (см.рис.1), кривые, соответствующие указанным степеням плавления, ложатся или частично пересекают поле доверительных интервалов для среднего состава вулканитов пород Тайширинской офиолитовой ассоциации. Интересно, что тугоплавкие остатки, соответствующие 10 и 15 % степени плавления по конфигурации кривых распределения РЗЭ приближаются к кривым распределения лантаноидов в лерцолитах из офиолитов названной ассоциации (см.рис.3).

Поскольку наибольшие расхождения в рисунках кривых распределения РЗЭ наблюдаются в области тяжелых лантаноидов, причем тенденция указывает на нехватку тяжелых РЗЭ в субстрате, поэтому предполагается, что в исходной породе должно быть повышено содержание граната - фазы, обогащенной тяжелыми лантаноидами. Для этого была составлена искусственная смесь следующего минерального состава, вес. %: оливин - 22, моноклинный пироксен - 13, ромбический пироксен - 33, пироп - 30, шпинель - 2. Расчет частичного плавления такой смеси, отвечающей по классификации гранатовому пироксениту, свидетельствует, что с увеличением количества

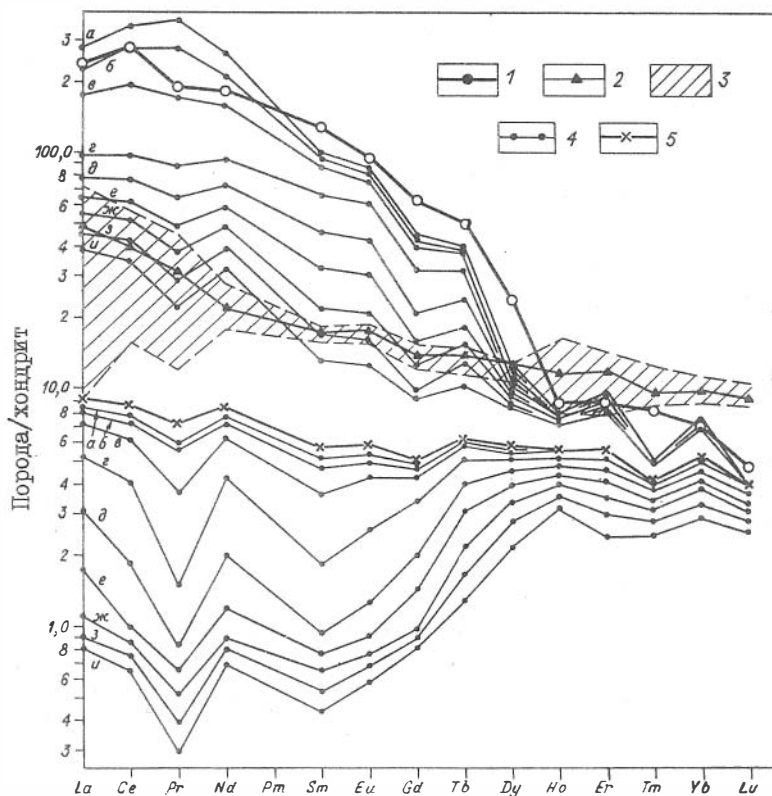


Рис.1. Распределение РЗЭ в расчетных выплавках и тугоплавких остатках при частичном плавлении лерцолита включений из вулкана Шаварын-Царам:

1 - распределение РЗЭ в базанитах; 2 - распределение РЗЭ в излившихся вулканитах хр.Хан-Тайширин-Ула; 3 - область доверительных интервалов концентраций РЗЭ в среднем эффузиве; 4 - распределение РЗЭ в расчетных выплавках и соответствующих им остатках; 5 - распределение РЗЭ в среднем лерцолите включений. Степень плавления, %: а - 0,5 ; б - 1 ; в - 2 ; г - 5 ; д - 10 ; е - 15 ; ж - 20 ; з - 25 ; и - 30

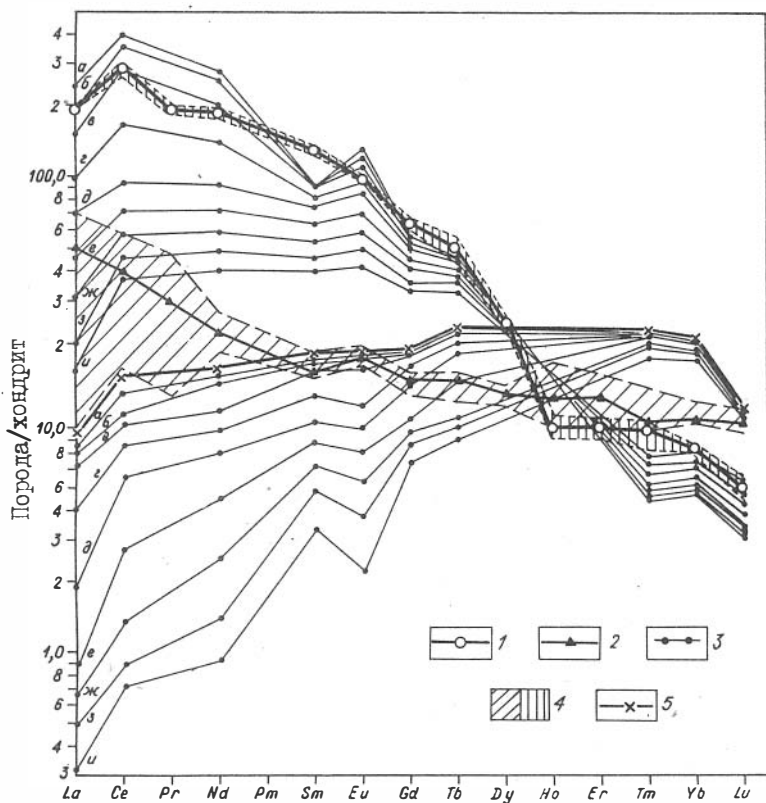


Рис. 2. Распределение РЗЭ в выплавках и тугоплавких остатках при разных степенях плавления эклогита (гранатового пироксенита):

1 - распределение лантаноидов в базанитах; 2 - распределение лантаноидов в излившимся вулканитах хр. Хан-Тайширин-Ула; 3 - расчетные кривые распределения РЗЭ в выплавках и в соответствующих им остатках; 4 - область доверительных интервалов концентрации РЗЭ среднего базанита и вулканита хр. Хан-Тайширин-Ула; 5 - распределение РЗЭ в эклогите из ксенолитов вулкана Шаварын-Царам. Степень плавления, %: а - 0,5; б - 1; в - 2; г - 5; д - 10; е - 20; ж - 30; з - 40; и - 50

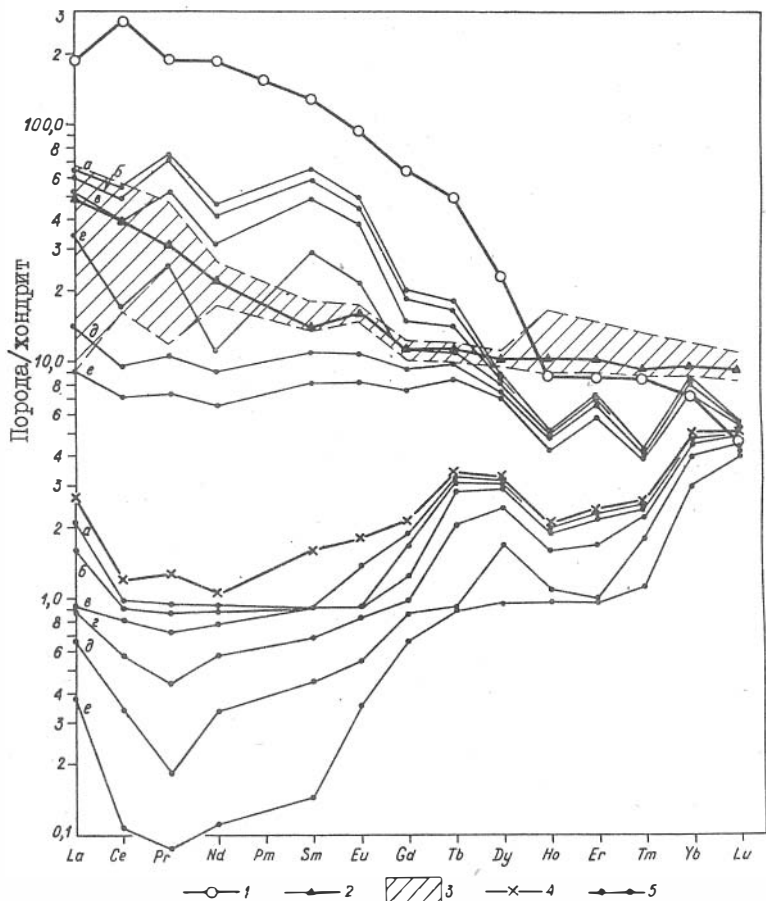


Рис.3. Распределение P3Э в выплавках и тугоплавких остатках в зависимости от степени плавления среднего альпинотипного габбро хр.Хан-Тайширин-Ула:

1 - распределение P3Э в базанитах; 2 - распределение P3Э в излившихся вулканитах хр.Хан-Тайширин-Ула; 3 - область доверительных интервалов концентрации P3Э в среднем эффузиве; 4 - распределение P3Э в среднем габбро хр.Хан-Тайширин-Ула; 5 - распределение P3Э в расчетных выплавках и соответствующих им остатках. Степень плавления, %: а - 0,5; б - 1 ; в - 2 ; г - 5 ; д - 10 ; е - 20

фазы, обогащенной тяжелыми лантаноидами, появляются значительные расхождения в характере кривых распределения в области легких и средних РЗЭ в выплавках и сравниваемых с ними базанитах и эффузиве офиолитов. Не улучшается идентичность кривых и в области тяжелых РЗЭ. Таким образом, предложенная модель искусственной смеси не удовлетворяет поставленным задачам.

Следующий вариант рассматривает в качестве исходной породы эклогит. Ксенолиты этих пород редко встречаются в базанитах вулкана Шаварын-Царам /3/. Количественный минеральный состав эклогитов, вес. %: моноклинный пироксен - 50, гранат - 50. Состав минералов в эклогитах такой же, как и состав мегакристов этих фаз, широко распространенных в базанитах. Учитывая низкую термическую устойчивость эклогитов /12/, можно предполагать более высокое количество этих пород в глубинных условиях. Расчет, выполненный в диапазоне степеней плавления от 0,5 до 50 % (см. рис.2), показывает очень близкую сходимость расчетных кривых распределения в области 0,5-5 % плавления с кривой распределения РЗЭ в базанитах до диспрозия включительно. Далее в сторону тяжелых лантаноидов рисунок кривых резко меняется. Увеличение степени плавления эклогитов в расчетах не приводит к содержанию лантаноидов в выплавках, распределение которых соответствовало бы распределению в излившихся вулканитах из офиолитов, и как видим (см. рис.2), при принятых условиях никогда не будет соответствовать даже при дальнейшем увеличении степени плавления. К тому же содержание РЗЭ в соответствующих выплавках тугоплавких остатках очень резко отличается от наблюдаемого (см. рис.3). Все сказанное свидетельствует, что принятый в качестве исходного субстрата эклогит при частичном плавлении не даст того разнообразия выплавки и тугоплавких остатков, в которых распределения лантаноидов соответствовали бы наблюдаемым.

Наконец, были рассчитаны выплавки и тугоплавкие остатки, за исходный субстрат которых принято среднее содержание РЗЭ в лерцолитах Тайширинской офиолитовой ассоциации (см. рис.3). Как можно видеть, выплавки и остатки из такого субстрата характеризуются распределениями РЗЭ, которые очень резко отличаются от изученных ультрамафитов и эффузивных образований.

Выше мы отмечали, что использование в расчетах коэффициентов распределения РЗЭ, опубликованных в литературе, привело к

Коэффициенты распределения РЗЭ
 между минералами и расплавом по литературным данным,
 использованные в расчетах частичного плавления.

Элементы	Оливин	Ромбический пироксен	Моноклинный пироксен	Гранат	Шпинель
La	0,0021	0,0021	0,084	0,003	—
Ce	0,0033	0,004	0,166	0,007	0,08
Pr	—	—	—	—	—
Nd	0,0055	0,0083	0,382	0,033	0,6
Sm	0,0098	0,0147	0,736	0,161	0,08
Eu	0,0088	0,0171	0,753	0,284	0,04
Gd	0,012	—	0,42	0,36	0,04
Tb	0,0097	0,0303	0,97	1,20	—
Dy	0,014	0,117	0,57	—	—
Ho	0,0103	0,0468	1,03	3,50	—
Er	0,008	—	0,68	2,50	0,04
Tm	—	—	0,57	—	—
Yb	0,0202	0,1443	1,01	9,84	0,04
Lu	0,0238	0,19	0,95	13,00	—

результатам, свидетельствующим о невозможности появления базанитов при частичном плавлении лерцолитов ксенолитов. Повторный более детальный расчет кривых распределения РЗЭ при частичном плавлении и использованием усредненных данных (табл. 4) по опубликованным Кр (ссылки на источники приводятся в данной работе) подтвердили предыдущие выводы. Десяти-, двадцатипроцентные выплавки имеют распределения лантаноидов, попадающие в поле доверительных интервалов, характеризующих распределения РЗЭ в вулканиках офиолитов, однако в тугоплавких остатках кривые распределения лантаноидов мало соответствуют наблюдаемым. Другими словами, применение Кр РЗЭ, опубликованных в литературе и обычно имеющих широкий интервал значений применительно к другим объектам, использовать не целесообразно. По-видимому, эти различия в коэффициентах обусловлены составами базальтоидов и физико-химическими параметрами, характеризующими конкретный объект.

Подводя итог, отметим некоторые полученные результаты определения коэффициентов распределения РЗЭ и их применения для модельных расчетов частичного плавления.

На примере щелочных базальтоидов вулкана Шаварын-Царам, содержащих большое количество разнообразных ксенолитов пород фундамента и коры, а также мегакристов различных минералов, рассчитаны коэффициенты распределения лантаноидов между минералами и расплавом. Величина этих коэффициентов в некоторых случаях отличается от приводимых в литературе, хотя тенденция изменения её в ряду от легких к тяжелым для большинства минералов сохраняется. Расчеты кривых распределения РЗЭ в выплавках при различных степенях плавления с использованием Кр по литературным данным и полученных для пород вулкана Шаварын-Царам свидетельствуют о более высокой гармонии рисунка распределения лантаноидов в выплавках и соответствующих им тугоплавких остатках при использовании данных этой работы. Вероятно, при такого рода расчетах должны использоваться коэффициенты, определенные применительно к объекту исследования. В этом случае величина Кр автоматически снимает, в какой-то мере, зависимость коэффициентов распределения от состава расплава, температуры и давления.

Выполненные модельные расчеты показывают, что как из лерцолита, так и из эглогита в процессе частичного плавления (0,5–5 %) можно получить выплавки с кривыми распределения РЗЭ в области легких и средних лантаноидов, располагающихся вблизи или в площади доверительных интервалов распределения РЗЭ в базанитах. Дальнейшее увеличение степени плавления лерцолита (20–30 %) приводит к выплавкам, распределение РЗЭ в которых близко по своему характеру к распределению лантаноидов в вулканитах Тайширинской офиолитовой ассоциации. Кривые распределения РЗЭ в тугоплавких остатках плавления лерцолита (15–20 %) также по своему рисунку приближаются к распределению лантаноидов в лерцолитах указанной ассоциации. Увеличение объема в составе лерцолита граната – минерала, обогащенного тяжелыми лантаноидами, не приводит к улучшению в совпадении расчетных кривых с наблюдаемыми распределениями РЗЭ. Более того, расчетные графики еще в большей степени отклоняются от фактических распределений лантаноидов в базанитах, тугоплавких остатках и вулканитах из офиолитов.

При использовании эглогитовой модели субстрата в расчетах

парциального плавления получают наименее удовлетворительные результаты. При этом лишь кривые распределения в области легких и средних РЭЭ при малых степенях плавления совпадают с распределением лантаноидов в базанитах.

Полностью не удовлетворяет требованию субстрата лерцолит офиолитовой ассоциации хр. Хан-Тайширин-Ула. В рамках рассмотренных моделей эта порода по содержанию РЭЭ может рассматриваться как тугоплавкий остаток частичного плавления (15-20 %) лерцолита включений.

Учитывая все сказанное, можно предположить, что наиболее рациональной моделью субстрата для получения распределения РЭЭ, отвечающего при незначительной степени плавления базанитам, а при больших степенях плавления - эффузивам офиолитов с соответствующими им тугоплавкими остатками, будет рассмотренный средний состав лерцолита вулкана Шаварын-Царам, к которому при плавлении добавляется небольшое количество граната или другой фазы, обогащенной тяжелыми лантаноидами.

После обсуждения предполагаемых моделей субстрата, в результате частичного плавления которого получают различные выплавки и тугоплавкие остатки, остановимся на вопросе формирования некоторых интрузивных габброидных членов офиолитов с точки зрения распределения в них редкоземельных элементов. Исследование гипербазитов Монголии и связанных с ними интрузивных и эффузивных образований основного состава /I4, I5, I6/ свидетельствует о весьма сложных взаимоотношениях различных членов разреза офиолитов, не укладывающихся в рамки идеализированной схемы формирования офиолитов. Так установлено /I4/, что между гипербазитами и габброидами существуют интрузивные контакты, указывающие на более позднее внедрение последних. Габброиды интродуцируют не только гипербазиты, но и, в отдельных случаях, вмещающие их толщи. Дайковые породы прорывают не только гипербазиты, но иногда и габброиды, а также молодые по сравнению с названными образованиями тела плагиогранитов. Последние, в свою очередь, могут интродуцировать древние дайки диабазов или андезито-базальтов. Эта довольно сложная картина взаимоотношений различных членов офиолитов почти повсеместно осложнена интенсивно проявленными тектоническими нарушениями /I4/. Несмотря на сказанное, устанавливается более позднее внедрение габброидов (в широком смысле) по сравнению с

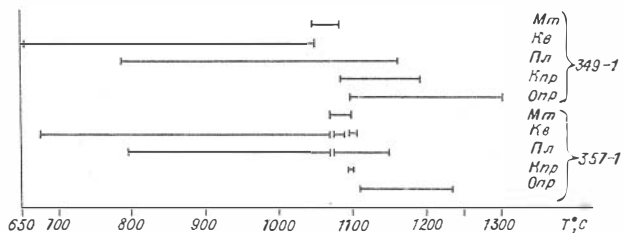


Рис.4. Порядок и температуры кристаллизации минералов при расчетах фракционной кристаллизации (Опр - ромбический пироксен, Кпр - моноклинический пироксен, Пл - плагиоклаз, Кв - кварц, Мт - магнетит)

гипербазитами. Считая дайковые породы фациальными аналогами расплава, при кристаллизации которого возникли интрузивные члены основного состава, на примере Тайширинской ассоциации рассчитаны поля распределения лантаноидов в породах при фракционной кристаллизации расплавов. В таблице 3 приведены содержания порообразующих компонентов в исходных составах и количество в них редкоземельных элементов. Поля распределения РЗЭ при различных степенях фракционной кристаллизации рассчитывались по К.Г.Коксу и др. /11/. Первоначально на основании химического состава дайковых пород на ЭВМ по программе, составленной Г.Д.Феокистовым (ИЖ СО АН СССР) в соответствии с моделью магматической кристаллизации /23/, рассчитана фракционная кристаллизация расплава при давлении в 1 атм без участия летучих компонентов. Порядок и температура кристаллизации минералов показаны на рис.4. В обоих случаях как при высокомагнезиальном составе, так и при низкомагнезиальном первой кристаллизующейся фазой является ромбический пироксен, а последней - кварц. Согласно порядка кристаллизации минералов, с незначительными упрощениями можно составить следующий ряд пород и их объемы. Низкомагнезиальный состав, вес. %: ортопироксенит - 13; норит - 40; кварцевое габбро - 4; гранит - 38. Высокомагнезиальный состав, %: ортопироксенит - 27; вебстерит - 10; габбро-норит - 49; гранит - 9. Как следует из приведенных расчетных количеств различных петрографических типов пород, их набор полностью совпадает с наблюдаемым. Особен-

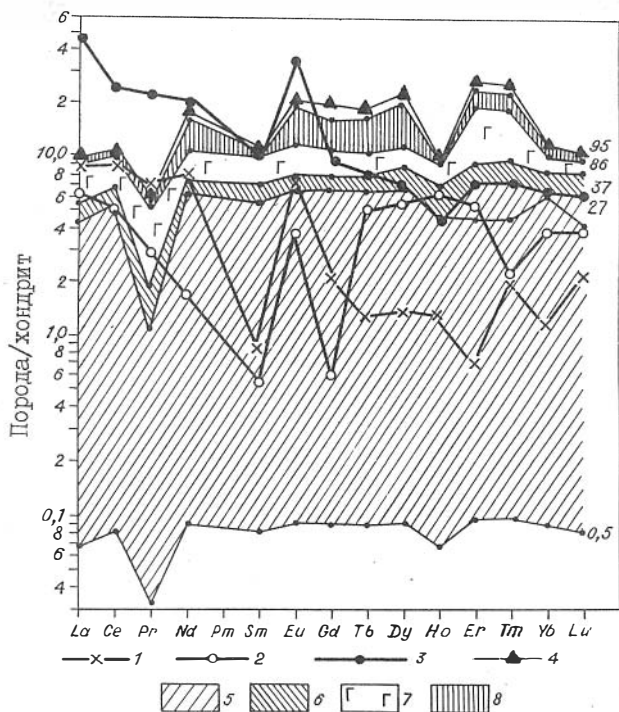


Рис.5. Расчетные поля распределения РЭЭ в процессе фракционной кристаллизации расплава высокомагнезильного состава (Хан-Тайширин-Ула).

Наблюдаемое распределение РЭЭ: 1 - в вебстерите; 2 - в энстатитите; 3 - в габбро-норите; 4 - в исходной породе. Расчетные поля: 5 - ортопироксенит; 6 - вебстерит; 7 - габбро-норит; 8 - гранит. Цифры справа - процент кристаллизации

но наглядно это проявляется на примере Наранского массива, в котором прорывающее гипербазиты габброидное тело сложено полосчатым комплексом пород, состоящим из ортопироксенитов, вебстеритов и габбро-норитов [13]. Встречаются здесь также кварцевые

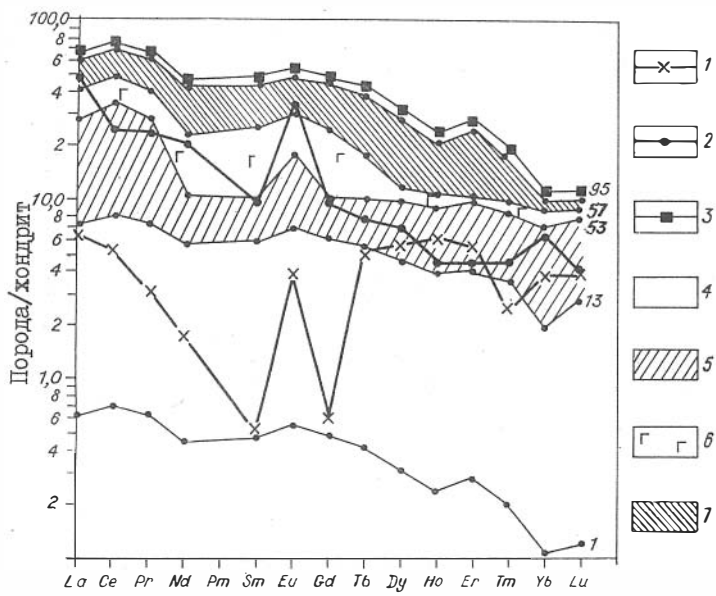


Рис.6. Расчетные поля распределения РЗЭ в процессе фракционной кристаллизации расплава низкомагнезиального состава.

Наблюдаемое распределение РЗЭ: 1 - в энстатите; 2 - в габбро-норите; 3 - в исходной породе. Расчетные поля: 4 - ортопироксенит; 5 - норит; 6 - габбро; 7 - гранит. Цифры справа - процент кристаллизации

габбро и плагииграниты. Из этого следует, что теоретически из расплавов, исходный состав которых отвечает дайковым породам, использованным для расчетов, посредством магматической фракционной кристаллизации можно получить весь набор пород полосчатого комплекса.

Исходя из полученных при фракционной кристаллизации объемов пород, рассчитаны поля распределения РЗЭ (рис.5,6). С этими графиками совмещены кривые распределения лантаноидов для средних составов ортопироксенита, вебстерита и габбро-норита. На приведенных рисунках видим, что для низкомагнезиального состава вул-

канитов получается очень хорошее совпадение расчетных данных. Кривая распределения РЗЭ в ортопироксенитах лежит в поле распределения лантаноидов в этих породах, полученном расчетным путем. Некоторое несовпадение наблюдается только для области тяжелых РЗЭ. Кривая распределения лантаноидов в габбро-норитах полностью попала в поле норитов и габбро. При этом в обоих случаях в расчетных полях и на кривых распределения РЗЭ, полученных с помощью аналитических данных, проявились европиевые максимумы. Несколько хуже совпадение кривой распределения РЗЭ в габбро-норитах и вебстеритах с расчетными полями распределения лантаноидов, рассчитанными для высокомагнезиального состава. Если кривая распределения РЗЭ в энстатититах в данном случае полностью лежит в поле ортопироксенита, то кривая распределения РЗЭ в вебстеритах, ввиду незначительной площади, характеризующей расчетное распределение лантаноидов в вебстеритах, совпадает лишь по содержанию отдельных элементов. То же самое можно сказать о сравнении расчетных и наблюдаемых распределений РЗЭ в габбро-норитах. Для высокомагнезиальных составов в расчетных полях европиевый максимум проявился очень плохо.

Приведенное сравнение расчетных распределений с наблюдаемыми, несмотря на близкий набор пород, получаемых при фракционной магматической кристаллизации как из низкомагнезиального, так и из высокомагнезиального составов, наибольшие совпадения к наблюдаемому имеют расчетные распределения РЗЭ в породах, кристаллизующихся из низкомагнезиальных составов.

В заключение отметим основные полученные результаты.

1. Определены коэффициенты распределения РЗЭ между минералами и расплавом на примере глубинных ксенолитов и мегакристов эруптивного аппарата Шаварын-Царам.

2. Проведены оценки применения вычисленных и взятых из литературы коэффициентов распределения лантаноидов при расчетах парциального плавления различных по минеральному и химическому составу субстратов. Показана целесообразность в каждом случае использовать коэффициенты распределения РЗЭ, рассчитанные применительно к конкретному объекту.

3. Наиболее удовлетворяющим по составу РЗЭ субстратом в рамках рассмотренных моделей (лерцолит включений, альпинотипный лерцолит, эклогит, искусственная смесь типа гранатового веб-

стерита) является средний лерцолит из вclusions вулкана Шаварын-Царам. При незначительных степенях плавления его от 0,5 до 5 % распределения РЗЭ в выплавках близко соответствуют базанитам, а при 20-30 % - эффузивам Тайширинской офиолитовой ассоциации, лерцолиты которой приближаются по распределению лантаноидов к тугоплавким остаткам 15-20 %-го плавления.

4. Фракционная кристаллизация расплавов, которые по первичному составу сопоставляются с некоторыми вулканитами Тайширинской офиолитовой ассоциации, приводит к набору пород, соответствующему полосчатому комплексу этой ассоциации. Это соответствие подтверждается как по породообразующим, так и по редкоземельным элементам.

5. Наблюдаемые взаимоотношения в Тайширинской офиолитовой ассоциации - ранние ультрамафиты и более поздние по времени формирования габброиды, интродуцирующие гипербазиты, хорошо согласуются с расчетными данными.

Литература

1. Агафонов Л.В., Пинус Г.В., Леснов Ф.П. и др. Глубинные вclusions в щелочных базальтоидах трубки Шаварын-Царам (МНР) // Докл. АН СССР. 1975. Т.224, № 5. С.1163-1165.
2. Агафонов Л.В., Пинус Г.В., Леснов Ф.П. и др. Ксенолиты пироповых лерцолитов в кайнозойских базальтах Центрального Хангая // Основные проблемы геологии Монголии. Вып.22. М.: Наука, 1977. С.156-167.
3. Агафонов Л.В., Еркушов Ю.А. Распределение редкоземельных элементов в породах вулкана Шаварын-Царам (МНР) // Геол. и геофиз. 1984. № 6. С.65-76.
4. Агафонов Л.В., Еркушов Ю.А. Связь редкоземельных элементов с химизмом и серпентинизацией гипербазитов // Редкие элементы в базитах и гипербазитах. Новосибирск, 1985. С.86-98.
5. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 268 с.
6. Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск: Наука, 1975. 271 с.
7. Грин Д.Х. Состав базальтовых магм как критерий условий

их возникновения при океаническом вулканизме // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., 1973. С.242-258.

8. Еркушов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов в офиолитах Монголии по данным нейтронно-активационного анализа: Автореф. дис. ... канд.геол.-мин.наук. Новосибирск, 1985. 16 с.

9. Кебезинская В.В. Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения. М.: Наука, 1979. 312 с.

10. Кебезинская В.В., Кебезинская К.Б., Бобров В.А., Пархоменко В.С. Геохимия вулканогенных пород метаофиолитовых формаций Монголии и условия образования палеоокеанической литосферы // Геохимия редкоземельных элементов в базитах и гипербазитах. Новосибирск, 1985. С.4-26.

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

12. Кутюлин В.А., Агафонов Л.В., Чепуров А.И. Относительная устойчивость оливина, пироксенов и граната в базальтовой магме и состав верхней мантии // Докл. АН СССР. 1976. Т.231, № 5. С.1218-1221.

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

14. Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Леснов Ф.П. Взаимоотношения между членами офиолитовых серий Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геол. и геофиз. 1979. № II. С.10-20.

15. Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Леснов Ф.П. Строение офиолитовых ассоциаций Монголии и возможный механизм их образования // Геол. и геофиз. 1980. № II. С.26-35.

16. Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Леснов Ф.П. Альпинотинные гипербазиты Монголии. М.: Наука, 1984. 200 с.

17. Шиллинг Дж.Г. Эволюция морского дна на основе данных по геохимии редкоземельных элементов // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., 1973. С.198-214.

18. Allegre C.J., Montigny R., Bottinga J. Cortege ophiolitique et cortege oceanique, geochimie comparee et Mode de genese // Bull. de la Soc. Geol. de France. 1973 (7). Т.ХV, N 5-6. P.461-477.

19. Frey F.A., Green D.H., Roy S.D. Integrated models of basalt petrogenesis: a study of quartz tholeiites to olivine

melillites from South Eastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data // J. Petrol. 1978. Vol.19, № 3. P.463-513.

20. Hanson G.N. Geochemical evolution of the suboceanic mantle // J. Geol. Soc. 1977. Vol.34. P.235-253.

21. Harrison W.J. Partitioning of REE between minerals and coexisting melts during partial melting of a garnet lherzolite// Amer. Mineral. 1981. Vol.66, № 3-4. P.242-259.

22. Mysen B.O. Experimental determination of rare earth element partitioning between hydrous silicate melt, amphibole and garnet peridotite minerals of upper mantle pressures and temperatures // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1978. Vol.42, № 8. P.1253-1263.

23. Nathan H.D., Vankirk C.K. A Model of Magmatic Crystallization // J. Petrol. 1978. Vol.19, № 1. P.66-94.

24. Shaw D.M. Trace element fractionation during anatexis// Geochim. et Cosmochim. Acta. 1970. Vol.34, № 2. P.237-243.

25. Schnetzler C.C., Philpotts John A. Partition Coefficients of rare earth elements between igneous matrix material and rock forming mineral phenocrysts - II // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1970. Vol.34, № 3. P.331-340.

И.К.Кележинская, В.С.Пархоменко

ГЕОХИМИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ КАМНОВОЙСКИХ ВУЛКАНИТОВ
СЕВЕРНОГО ОБРАМЛЕНИЯ КОМАНДОРСКОЙ КОТЛОВИНЫ
(Берингово море)

В проблеме происхождения андезитов, являющейся ключевой для решения многих вопросов современной геологии, наиболее важными представляются следующие три аспекта: 1) идентификация мантийных и коровых магмогенерирующих источников, участвующих в андезитовом петрогенезисе, 2) выявление спектра процессов (фракционная кристаллизация, смешение магм, контаминация коровым материалом, ликвация), приводящих к появлению пород среднего состава, 3) установление физико-химических условий генерации самостоятельных андезитовых магм.

Особенно интересными для изучения являются вулканические комплексы, содержащие примитивные андезитовые лавы. Последние представляют самостоятельные кремнекислые расплавы и могут быть использованы для петрогенетических реконструкций. Таким объектом может служить неоген-четвертичный вулканический пояс обрамления Командорской котловины, в пределах северной части которого (Пахачинский хребет) широко развиты оливин-бронзитовые, оливин-пироксеновые и двупироксеновые андезиты. Геохимия и петрология этих образований и посвящена настоящая статья.

Геологическое положение и возраст

Среди позднекайнозойских вулканогенных образований северного обрамления Командорской котловины выявлены два комплекса пород: дислоцированный вулканогенно-обломочный и перекрывающий его недислоцированный вулканогенный /I/. Для обоих комплексов характерна определенная латеральная изменчивость, выраженная в различиях состава вулканитов и ассоциирующих с ними пирокластических и туфогенно-осадочных пород.

На севере Пахачинского хребта разрез вулканогенно-обломочного комплекса имеет существенно туфогенно-осадочный характер и сложен неравномерно переслаивающимися песчано-глинистыми сланцами, туфопесчаниками, туфоконгломератами, полимиктовыми песчаниками и литокристаллокластическими туфами с редкими потоками двупироксеновых базальтов и андезитов (мощность 1000 м). Он перекрыт мощными (до 200 м) покровами плаггиофировых андезитов недислоцированного комплекса.

В центральной и южной частях Пахачинского хребта вулканогенно-обломочный комплекс распадается на две толщи - лавово-пирокластическую и вулканогенно-осадочную. Первая сложена в основном двупироксеновыми андезитами и дацитами с подчиненным количеством пирокластических пород. Вторая толща представлена оливин-пироксеновыми и плаггиофировыми андезитами, а также опалитизированной пирокластикой и туфогенно-осадочными образованиями. Суммарная мощность дислоцированного комплекса до 2000 м. Он перекрыт лавами недислоцированного комплекса, достигающими максимальной мощности (250 м) в центральной части хребта.

Фаунистическая характеристика подстилающих терригенных отложений, результаты K-Ar-датирования вулканитов, а также результаты палеомагнитного изучения эффузивных образований позволяют отнести дислоцированный комплекс к верхнему миоцену - плиоцену, а недислоцированный - к плиоцену - плейстоцену.

Минералого-петрографическая характеристика

Анализ минералогии и петрогеохимических особенностей вулканитов выделенных комплексов обнаруживает их принадлежность двум типам петрохимических серий: известково-щелочному (I) и толеитовому (II). Породы I типа отчетливо подразделяются на два подтипа - сильно дифференцированную серию Ia, развитую в составе дислоцированного комплекса, и слабо дифференцированную - Ib, сложенную породами недислоцированного комплекса. Лавы базальт-андезит-дацитовой серии (подтип Ia) представлены порфирowymi разностями с плагиоклаз-двопироксеновым парагенезисом вкрапленников (табл. I). В базальтах, при максимальных их содержаниях (30-50 %), преобладает плагиоклаз и, кроме того, отчетливо проявлены кумулятивные структуры. В андезитах, помимо плагиоклаза и пироксенов, встречается оливин и титаномagnetит. В дацитах преобладают плагиоклаз-ортопироксеновые ассоциации фенокristов. Плагиоклаз (см. табл. I) варьирует по составу от An_{48} до An_{85} и характеризуется осцилляторной неоднородностью. Преобладает зональность нормального типа, но в крупных зернах встречается и обратная. Ортопироксен в андезитах представлен бронзитом, в дацитах - гиперстеном (см. табл. I). Кайма некоторых крупных зональных вкрапленников в андезитах также соответствует гиперстену. Клинопироксен отвечает по составу субкальциевому диопсиду, реже субкальциевому авгиту и характеризуется нормальной зональностью. Титаномagnetитам свойственны повышенные концентрации TiO_2 (см. табл. I), типичные для эффузивов внутриокеанических островных дуг /6/. В основной массе преобладают плагиоклаз-пироксеновые ассоциации микролитов при переменном количестве стекла.

Лавы андезитовой серии (подтип Ia) представлены порфирowymi разностями. Основной чертой минералогии данных эффузивов является близиквидусная ассоциация кальциевого плагиоклаза, бронзита

Минералого-петрографическая характеристика позднекайнозойских вулканитов
 северного обрамления Командорской котловины

Порода	Фенокристы	Основная масса	Структура основной массы
ПАХАЧИНСКИЙ ХРЕБЕТ			
Подтип Ia			
Базальты	Пл+ТМ	Пл+РП+МП+ТМ+Ст	Интерсертальная
Андезито- базальты	Пл+РП+МП+ТМ+Ол	Пл+МП+ТМ+Ст	Гиалопилитовая, пилотакситовая
Андезиты	Пл _{55→47} +МП _{23,4} +ТМ _{10,22} +РП _{27,7} ⁺ -30,2 ⁺ Ол	Пл+МП+РП+ТМ+Ст	Гиалопилитовая, резе крипто- кристаллическая
Дацииты	Пл _{61→62} +Пл _{34→35} +РП _{31,5→36,3} ⁺ МП _{24,0→25,4}	Пл+РП _{26,2} +ТМ+Ст _{67,11-76,51} _{3,23-7,32}	Микролитовая
Подтип Ib			
Андезито- базальты	Пл+МП _{41,7→29,4} +РП _{34,3→33,3}	Пл+МП+ТМ+Ол+Ст	Микролитовая, криптокристал- лическая
Андезиты	Ол _{20,0→21,8} +РП _{23,3→25,4} +Пл ₈₅ ⁺ +МП _{30,2→23,6} +ТМ _{25,03→18,50}	Ол _{28,7} +Пл ₆₄₋₄₇ +ТМ _{7,60} +Ст ₁ ⁺ МП	Гиалопилитовая, резе крипто- кристаллическая
Тип II			
Андезиты	Пл _{52→57} +Ол _{20,9→37,8} +МП	Пл+Ол _{41,3} +ТМ+Ст	Микролитовая, резе пилотак- ситовая

Примечание. Ол - оливин; МП - моноклинный пироксен; РП - ромбический пироксен; Амф - амфибол; Пл - плагиоклаз; КШ - калиевый полевой шпат; Мт - магнетит; ТМ - титаномагнетит; Ст - вулканическое стекло. Индекс у темноцветных минералов означает железистость, у плагиоклазов - содержание анортитового компонента, у титаномагнетитов - концентрацию окиси титана. Верхний индекс у вулканических стекол показывает содержание кремнезема, нижний - суммарную щелочность. Стрелкой показан характер изменения зональности минералов от центра к краю зерен.

Таблица 2

Представительные анализы кайнозойских вулканитов Пахачинского хребта

Компо- ненты	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	50,13	54,14	54,57	55,91	56,75	60,18	60,83	60,98	61,13	61,52	61,96	62,78	63,42	65,39	66,72
TiO ₂	1,80	1,29	1,29	1,20	0,97	0,92	0,72	0,61	0,76	0,76	0,77	0,55	0,63	0,65	0,66
Al ₂ O ₃	16,84	17,01	16,99	18,35	20,45	17,99	15,86	15,46	17,26	17,10	17,00	16,36	16,90	16,04	15,73
Fe ₂ O ₃	4,25	2,49	2,37	3,70	2,28	2,56	1,72	2,68	2,44	1,89	3,20	2,75	1,24	2,77	2,28
FeO	5,00	5,22	5,41	4,16	4,06	3,88	4,98	4,08	3,46	3,63	2,38	2,56	3,96	2,81	1,99
MnO	0,13	0,13	0,13	0,11	0,10	0,10	0,10	0,13	0,09	0,09	0,09	0,08	0,09	0,08	0,08
MgO	6,58	6,02	5,94	4,03	2,77	2,52	5,12	4,65	2,95	3,14	3,00	4,00	2,96	1,27	1,89
CaO	10,67	8,53	8,13	7,45	7,55	6,38	6,33	6,95	6,60	6,58	5,71	6,53	5,63	5,07	3,95
Na ₂ O	3,17	3,90	3,89	3,90	3,77	3,79	3,15	3,10	3,76	3,73	4,17	3,06	3,42	4,12	4,44
K ₂ O	1,01	1,00	1,00	0,95	1,05	1,48	1,05	1,21	1,34	1,34	1,55	1,19	1,56	1,64	2,11
P ₂ O ₅	0,42	0,27	0,28	0,24	0,25	0,19	0,14	0,15	0,21	0,22	0,17	0,14	0,19	0,15	0,15
Cr	190	163	162	28	24	61	258	127	55	44	38	127	68	39	34
Ni	93	86	90	56	27	50	176	110	68	34	34	112	37	32	16
Co	3	28,8	28,8	26,8	20,6	16,7	25,3	19,0	14	16,4	17,6	19,0	14,6	12,1	10,4
Ba	310	350	343	267	320	390	340	470	440	493	542	480	440	440	510
Sr	1120	790	785	556	688	540	440	520	410	458	658	440	410	368	282
Li	11	-	-	10	-	9,7	-	-	7,2	-	14	-	14	-	16
Rb	7,2	9	10	7	11	24	21	18	23	20	21	20	26	29	43
Cs	4,8	0,27	0,26	2,2	0,41	1,57	1,16	0,64	2,8	0,88	0,87	0,94	2,9	1,78	2,16
Zr	161	140	140	140	120	130	110	90	130	130	130	100	130	150	196
Y	22	-	-	22	-	17	-	-	15	-	14	-	16	-	16
Nb	1	-	-	-	-	39	-	-	47	-	-	-	35	-	39
La	11	10	9,7	10,6	9,4	9,9	8,9	9,9	8,0	13,4	11,5	10,2	13,4	12,6	13,3
Ce	36	24	24	24	20	22	19	19	25	27	26	20	26	27	27
Nd	29	14,5	14,1	14,5	13,0	12,8	11,3	10,1	17	12,6	10,8	11,4	13,0	14,1	12,7
Sm	-	3,82	3,73	4,01	3,49	3,39	3,15	2,56	-	3,31	3,01	2,76	3,17	3,32	3,32
Eu	1,9	1,31	1,25	1,28	1,33	1,05	0,96	0,82	0,9	1,06	0,94	0,93	0,93	0,96	0,85
Gd	5,6	4,3	4,0	4,2	3,7	3,6	3,6	2,9	2,5	3,5	3,3	3,0	3,4	3,6	3,7
Tb	-	0,71	0,65	0,71	0,59	0,61	0,60	0,45	-	0,59	0,52	0,45	0,55	0,58	0,58
Tm	-	0,369	0,324	0,353	0,310	0,291	0,312	0,266	-	0,304	0,288	0,251	0,288	0,311	0,341

Уь	2,7	2,09	1,95	2,09	1,83	1,84	1,91	1,68	2,2	1,86	1,77	1,58	1,72	1,95	2,07
Уь	-	0,311	0,280	0,303	0,275	0,249	0,279	0,256	-	0,283	0,265	0,230	0,260	0,290	0,317
Нг	-	3,0	3,4	3,1	2,9	3,1	2,9	2,7	-	3,4	3,5	2,7	3,6	4,2	4,7
Та	-	0,268	0,262	0,260	0,264	0,262	0,217	0,177	-	0,226	0,307	0,176	0,232	0,349	0,423
Тн	-	0,80	1,06	0,73	0,75	1,51	1,31	1,80	-	2,61	2,07	2,23	3,67	2,49	3,14
У	-	0,45	0,48	0,40	0,45	0,80	0,63	0,93	-	1,13	1,01	1,02	1,56	1,19	1,41

Примечание. 2,5,8,11,12,14,15 - тип Ia; 4,6,7,9,13 - тип Ib; 1,3,10 - тип II. Содержания окислов даны в %, элементов -

в г/т.

и оливина. Лавам этой серии присущи наименьшие латеральные вариации вещественного состава. Однако в пределах отдельных центров извержений изменяется относительное содержание фенокристов и, следовательно, петрографический тип эффузивов - от серийно-порфировых андезитов до субафировых оливин-бронзитовых андезитов, идентичных ассоциирующим с высокомагнезиальными андезитами и бонинитами островодужных разрезов /8/.

Андезиты толеитовой серии (тип II) характеризуются оливин-клинопироксен-плагиоклазовыми парагенезисами при полном отсутствии ортопироксена (см. табл. I). Плагиоклаз отвечает по составу лабрадору, клинопироксен - субкальциевому диопсиду. Характерно значительное увеличение железистости оливина от центра к кайме фенокристаллов и микролитов, свойственное оливинам островодужных толеитов /1/. Основная масса сложена плагиоклаз-клинопироксеновым агрегатом с подчиненным количеством стекла.

Петрогеохимическая характеристика, химизм лав дифференцированной серии (Ia) типичен для известково-щелочных серий развитых островных дуг /1/. На всех петрохимических диаграммах эти породы либо попадают в поле известково-щелочных ассоциаций, либо формируют ярко выраженный известково-щелочной тренд дифференциации. Содержание тугоплавких элементов в эффузивах Ia подтипа близки таковым в вулканических сериях островных дуг, превышая их концентрации в лавах активных континентальных окраин (табл. 2).

Распределение крупноионных литофильных элементов (КИЛ) в лавах дифференцированной серии подчеркивает их сходство с вулканитами развитых островных дуг. Эффузивы Ia подтипа несколько обогащены Ba и Sr, однако

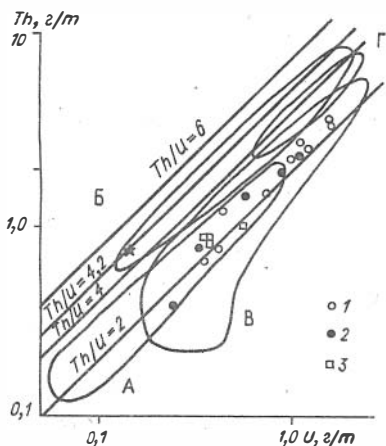


Рис.1. Распределение th и u в кайнозойских эффузивах обрамления Командорской котловины и других структур зоны перехода океан-континент.

Точки составов эффузивов обрамления Командорской котловины: 1 - тип Ia, 2 - тип Iб, 3 - тип II. Поля составов вулканитов: А - дуги Тонга-Кермадек, Б - зоны Таупо в Новой Зеландии /6/, В - Юго-Восточной Камчатки /2/, Г - Чилийских Анд /7/. Звездочкой показан валовый состав Земли по /3/

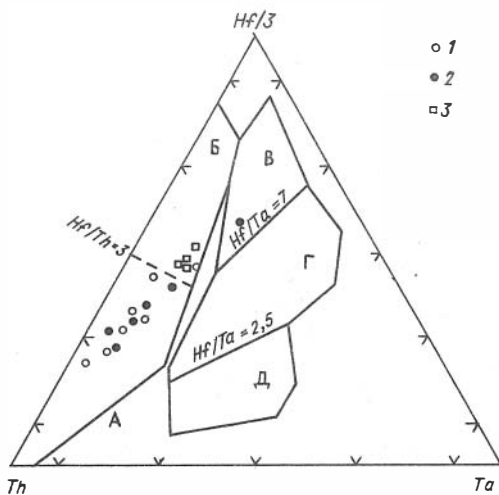
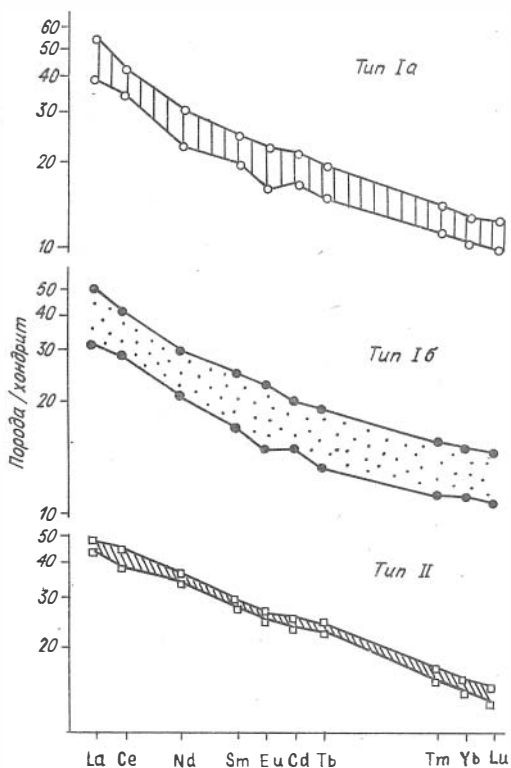


Рис.2. Диаграмма th - hf - ta для кайнозойских вулканитов северного обрамления Командорской котловины.

Поля составов /9/: А - известково-щелочных вулканитов, Б - островодужных толеитов, В - истощенных океанических толеитов, Г - обогащенных океанических толеитов, внутриплитных толеитов и их дифференциатов, Д - внутриплитных щелочных базальтов

и их дифференциатов. Точки составов вулканитов обрамления Командорской котловины: 1 - тип Ia, 2 - тип Iб, 3 - тип II

Рис.3. Распределение редкоземельных элементов в кайнозойских вулканитах обрамления Командорской котловины. Данные нормированы по углестому хондриту /5/



содержание этих элементов значимо ниже, чем их концентрации в лавах активных континентальных окраин (см. табл.2). Концентрации Th и U в лавах I типа характерны для известково-щелочных вулканитов (см. табл.2). На диаграмме Th - U (рис.1) они группируются вдоль тренда с отношением $Th/U = 2$, свойственным породам Тонга-Кермадекской островной дуги, иногда характеризуюсь повышенными абсолютными концентрациями радиоактивных элементов за счет андезитового и дацитового уровней кремнекислотности. В то же время они не достигают концентраций Th и U, которые зафиксированы в лавах активных континентальных окраин (Чилийские Анды, зона Таупо Новой Зеландии). Последним также присуще более высокое отношение Th/U , равное 4 и отражающее эволюционную зрелость лито-

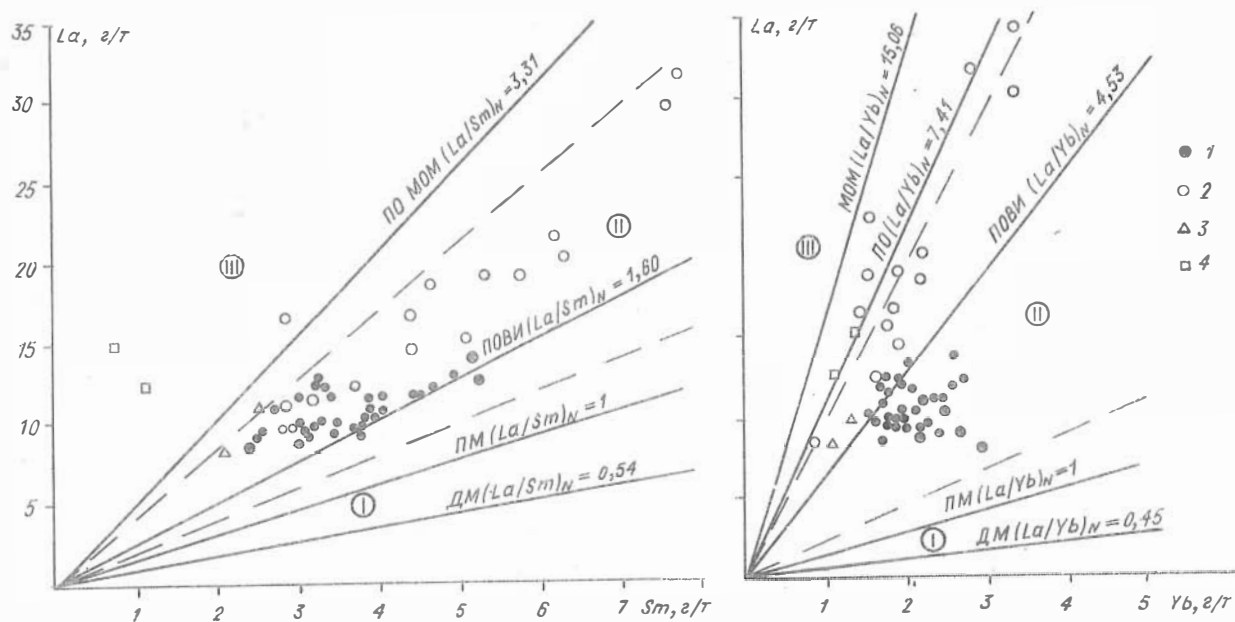


Рис.4. Редкоземельная систематика андезитов обрамления Командорской котловины. Значения $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ для деплетированной мантии (ДМ), примитивной мантии (ПМ), первоначально обогащенного внутриплитного источника (ПОВИ), пелагических осадков (ПО) и метасоматически обогащенной мантии (МОМ) даны по /1/. Цифры в кружках – геохимические типы андезитов: I – тонга-кермадекский (примитивный), II – алеутский (первично обогащенный), III – андийский (вторично обогащенный). Вулканиты обрамления Командорской котловины /1/: I – Пахачинский хребет, 2 – Камчатский перешеек, 3 – бассейн р.Вывенка, 4 – мыс Крещеный Огнем

сферы в этих структурах по сравнению с районами "низкотермического" андезитового вулканизма /3/.

Концентрации высокочarged литофилов (ВЭЛ) в лавах Ia подтипа довольно характерны для дифференцированных серий островных дуг (см. табл.2). На диаграмме Th - Hf - Ta (рис. 2) точки составов эффузивов Ia подтипа лежат в поле островодужных известково-щелочных серий. По соотношению этих элементов они аналогичны низкотермическим известково-щелочным породам Японии и Западно-Марианского хребта и резко отличаются от высокотермических эффузивов Эоловых островов и о-ва Сардинии.

Вулканиды непрерывно дифференцированной серии умеренно обогащены легкими редкоземельными элементами (РЗЭ) и имеют тип распределения, свойственный известково-щелочным эффузивам внутриокеанических островных дуг (см. табл.2, рис.3). На диаграммах La - Sm и La - Yb (рис. 4), предложенных для классификации андезитов по характеристикам их глубинных источников /1/, андезиты дифференцированной серии относятся к алеутскому (первично обогащенному) типу, связанному с деятельностью внутрилитного источника. Участие этого источника подтверждается также при рассмотрении индикаторных межэлементных отношений КИЛ (Ba / Sr , Rb / Sr), ВЭЛ (Ti / Zr , Zr / Y), КИЛ/ВЭЛ (Ba / Zr , Rb / Zr , Ba / Nb), КИЛ/РЗЭ (Ba / La) /1/.

Петрохимические характеристики эффузивов существенно андезитовой серии типа Ib позволяют отнести их к слабо дифференцированным известково-щелочным сериям внутриокеанических островных дуг /1/. Сокращенный характер дифференциации подтверждается отсутствием резких вариаций в содержаниях литофильных элементов K, P, Zr , Li, Rb, Cs и др. (см. табл.2).

Лавы Ib подтипа слабо обогащены Sr и редкими щелочами. В целом содержание и отношение крупноионных литофилов сопоставимы с таковыми в эффузивах подтипа Ia.

Для пород слабо дифференцированной серии характерны значительные вариации Th и U при практически постоянном отношении радиоактивных элементов (Th/U = 2). На диаграмме Th-U (см. рис. 1) точки составов вулканидов Ib подтипа попадают в поля эффузивов дуги Кермадек (верхняя часть поля 4) и андезитов Юго-Восточной Камчатки (Малко-Петропавловская зона поперечных разломов). Накопление Th и U связано с нормальной кристаллизационной диф-

дифференциацией орогенных магм, при которых абсолютные содержания радиоактивных элементов растут, а их отношение остается практически постоянным /6/. Отношение Th/U в лавях Iб подтипа систематически ниже, чем среднее значение Th/U для Земли - 4,2, а также для архейских коматитов барбертонского типа, представляющих примитивную мантию - 4,3 /3/, и тем более для кайнозойских вулканитов активных континентальных окраин - среднее $\text{Th} / \text{U} = 6 /4/$. В то же время примитивные лавы энзиматических островных дуг отличаются более низким отношением $\text{Th}/\text{U} = 0,72 /4,6/$, что подтверждает участие в образовании этих пород деэлетированного по некогерентным элементам мантийного источника. Торий, обладающий большим сродством к расплаву, будет первым и в большей степени уходить в жидкую фазу, уменьшая тем самым отношение Th/U в остатке. Лавы активных континентальных окраин генерировались из обогащенного, по сравнению с примитивной мантией, источника с повышенным отношением Th/U .

Сокращенный характер дифференциации вулканитов подтипа Iб фиксируется отсутствием редких вариаций ВЭИ - Р, Zr, U, Hf, Ta (см. табл. 2). На диаграмме $\text{Th} - \text{Hf} - \text{Ta}$ (см. рис. 2) составы лав Iб подтипа лежат в поле островодужных эффузивов. Один состав попадает в поле толеитов СОХ (срединно-океанических хребтов) и характеризуется высоким отношением $\text{Hf} / \text{Ta} > 7$, свойственным обогащенной океанической мантии /9/.

Лавам подтипа Iб присущи умеренно обогащенные легкими РЭЭ спектры (см. рис. 3) с довольно низкими абсолютными концентрациями лантаноидов (см. табл. 2). На диаграммах $\text{La} - \text{Sm}$ и $\text{La} - \text{Yb}$ (см. рис. 4) составы вулканитов слабо дифференцированной серии лежат в поле примитивных андезитов алеутского типа, что свидетельствует об их связи с первично обогащенным мантийным источником.

Концентрации большинства петрогенных и редких элементов, особенности минералогии и поведения железа в процессе дифференциации позволяют отнести лавы II типа к характерным островодужным толеитовым сериям. Этот вывод полностью подтверждается при анализе наиболее употребимых петрохимических диаграмм.

Соотношение тугоплавких элементов в породах этого типа - обогащение Co и V при обеднении Cr и Ni относительно известково щелочных серий - типичны для низкокальциевых островодужных толеитовых ассоциаций /4/.

Лавы II типа несколько обеднены Ba, Sr, Li и Cs по сравнению с вулканитами I типа (см. табл. 2). В то же время содержания Th и U в лавах толеит-андезитовой серии аналогичны таковым в известково-щелочных породах. Составы эффузивов II типа располагаются в верхней части поля лав Тонга-Кермадекской дуги (см. рис. 1) и обнаруживает сходные с вулканитами I типа отношения $Th/U = 2$.

Лавы II типа обогащены ВЗЛ, особенно Ti и Zr, и характеризуются значительным накоплением Zr при дифференциации (см. табл. ...). На диаграмме Th-Nf-Ta (см. рис. 2) составы вулканитов II типа располагаются в поле островодужных толеитов и близки по соотношению этих элементов к толеитам хребта Кюсю-Палау и фронтальной части Марианской дуги /9/.

Толеитовые андезиты юга Корякского нагорья характеризуются спектрами слабо обогащенными легкими лантаноидами (см. рис. 3). От типичных толеитов основания островодужного разреза эффузивы II типа отличаются несколько повышенными абсолютными концентрациями РЗЭ (см. табл. 2), связанными с существенной андезитовой природой лав II типа.

Обсуждение результатов

Смена вулканических ассоциаций в пространстве и времени определяется структурно-вещественной эволюцией литосферы в западной части Берингоморского региона, в котором основную роль играли процессы теплового диапиризма, обеспечивавшие подток недифференцированного мантийного вещества. В палеогене, в пределах северного обрамления Командорской котловины, происходит субдукция океанической литосферы под континентальные структуры Корякского нагорья. Одновременно осуществляется подъем диапира неистощенного вещества, смешение которого с веществом мантийного клина над зоной субдукции определило геохимические особенности палеогенового магматизма.

В миоцене в обрамлении Командорской котловины происходит подъем новой порции неистощенного мантийного вещества, сопровождающийся плавлением эклогитов и выраженный в заложении субмеридиональной зоны растяжения. Примерно по оси этой зоны возникает цепь небольших вулканов, продуцирующих лавы Ia подтипа и II типа

и родственную пирокластику. Продолжающийся рифтогенез сопровождается пологими деформациями и частичным размывом вулканических построек, а также образованием серий оближенных даек высокоглиноземистых базальтоидов /I/. Развитие процесса растяжения привело к площадному излиянию известково-щелочных антезитов Ib подтипа. Смещение поднимающегося неистощенного мантийного вещества с дифференцированным веществом изолированного раннего диапира привело к формированию "вторичного", крайне сложного по геохимическим свойствам, источника; в результате в маловодных условиях образовались примитивные высокотемпературные андезитовые расплавы, давшие при дифференциации эффузивы Алуэско-Пахачинской зоны растяжения. Этот рифт отличен по формационному выполнению от типичных окраинно-континентальных рифтов (Афтар) и от зон растяжения на консолидированных блоках континентальных окраин (Западная Сардиния), для которых характерно развитие сильно дифференцированных серий трахитобазальтов - трахиандезитов - трахитов и базанитов - трахитов - пантеллеритов - комендитов. Основное отличие состоит в том, что развитие Алуэско-Пахачинского рифта определялось взаимодействием теплового обогащенного диапира с веществом океанической литосферы, погружающейся в зону субдукции. В окраинно-континентальных рифтах афтарского типа обогащенный мантийный диапир эволюционировал обособленно. Приведенные материалы позволяют предполагать существование принципиально нового типа окраинно-континентальных рифтов со специфическим примитивным андезитовым вулканизмом.

Таким образом, в северном обрамлении Командорской котловины Берингова моря прослеживается эволюция вулканизма зоны перехода океан - континент, на ранних этапах связанная с субдукцией океанической литосферы, компенсирующей спрединг в Командорской котловине, и с деятельностью первичного неистощенного мантийного диапира, а на поздних - с повторным импульсом теплового диапиризма, и связанным с ним окраинно-континентальным рифтогенезом.

Литература

1. Кепежинская П.К. Позднекайнозойские вулканические серии обрамления Командорской котловины: Автореф. дис.... канд. геол. мин. наук. М., 1987. 21 с.

2. Перепелов А.Б., Базанова Н.И., Флоренский И.В., Балуев Э.Ю. Геохимическая эволюция позднекайнозойского магматизма юго-восточного фланга Малко-Петропавловской зоны поперечных разломов (Камчатка) // Геохимия вулканитов различных геодинамических обстановок. Новосибирск, 1986. С. 165-179.

3. Allegre C.J., Dupre B., Lewin E. Thorium /Uranium ratio of the earth // Chem. Geology. 1986. Vol. 56, N 3/4, P.219-227.

4. Bailey J.C. Geochemical criteria for a refined tectonic discrimination of orogenic andesites // Chem. Geology. 1981. Vol. 32, N 1/2. P. 139-154.

5. Evenson N.M., Hamilton P.J., O'Nions R.K. Rare earth abundances in chondritic meteorites // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1978. Vol.42, N 8. P.1199-1212.

6. Ewart A., Brothers R.W., Mateen A. An outline of the geology and geochemistry and the possible petrogenetic evolution of the volcanic rocks of the Tonga-Kermadec- New Zealand arc // J.Volcanol. Geotherm. Res. 1977. Vol.2. P.205-250.

7. Lopez-Escobar L., Frey F.A., Vergara M. Andesites and highalumina basalts from the Central-South Chile High Andes: geochemical evidence bearing on their petrogenesis // Contrib. Mineral.Petrol. 1977. Vol.63. N3. P.199-228.

8. Meijer A. Primitive arc volcanism and a boninite series: examples from Western Pacific island arcs // The tectonic and geophysical evolution of South-east Asia seas and islands / Ed.by D.Hayers. Amer. Geophys. Union. 1980. Vol.23. P.269-282.

9. Wood D.A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British tertiary volcanic province // Earth Planet. Sci.Lett.1980.Vol. 50, N 1. P.11-30.

В.В.Кепежинскас, В.С.Пархоменко

ГЕОХИМИЯ АМФИБОЛИТОВ ПОДВОДНОГО ХРЕБТА ШИРШОВА
(Берингово море)

Происхождение метаморфических пород океанского дна представляет одну из важнейших проблем геологии океана. С решением

ее, в частности, связана расшифровка генезиса таких океанических структур, как подводный хребет Ширшова, а также вопросы состава и строения земной коры окраинно-морского типа. Подводный хребет Ширшова расположен в зоне сочленения принципиально различных впадин Берингова моря: глубоководной Командорской на океанической коре и Алеутской на коре субконтинентального типа.

Как подводный хребет, так и отдельные структурные элементы Палеокомандорского трога /2/ имеют структурное продолжение в континентальном покровно-сладчатом обрамлении соответственно в Олюторском и Пахачинском хребтах, вулканы последнего геотектонически охарактеризованы в настоящем сборнике (см. статью П.К.Кеппелинскаса). В 1982 г. в 29-ом рейсе НИС "Дмитрий Менделеев" с выступов акустического фундамента хребта Ширшова были драгированы коренные породы, на основании изучения которых впервые установлено, что в геологическом строении хребта принимают участие разнообразные осадочные, изверженные и метаморфические образования /1/. Метаморфиты выявлены при дражном опробовании морского дна в пределах северного и центрального сегментов подводного хребта, где они вскрыты на глубине 1200-1900 м и приурочены к тектоническим уступам его западного склона. Метаморфические породы представлены почти исключительно амфиболитами, вместе с которыми в одном случае были драгированы зеленые сланцы, являющиеся рассланцованными и сильно катаклазированными осадочными породами, происхождение и геологическое положение которых пока неясно.

Петрография и минералогия амфиболитов

Амфиболиты хр. Ширшова представляют собой чрезвычайно разнообразную по структурно-текстурным особенностям группу пород, интенсивно рассланцованных и местами сильно катаклазированных. Характерны сланцеватые и гнейсовидные структуры, обусловленные линейной ориентировкой породообразующих минералов. Хорошо проявлена сегрегация минералов, вызвавшая четкую микро- и макрополосчатость. Наблюдается непрерывный ряд пород от меланократовых почти мономинеральных амфиболовых сланцев до существенно полевошатовых разновидностей с незначительной примесью амфибола. Господствуют сильно сланцеватые тонкополосчатые мезократовые амфиболиты, ко-

торым подчинены более слабо рассланцованные, местами почти массивные горнблендиты и плагиоклазиты. Многие разновидности полностью утратили структурные и минеральные реликты первичных пород, подвергшихся метаморфизму. Однако нередко встречаются метаморфиты, сохранившие, в той или иной мере, первичную магматическую структуру и реликтовые минеральные парагенезисы. К ним относятся "очковые" гнейсовидные амфиболиты с порфирокластической структурой милонитизированных рассланцованных пород, в которых сохранились крупные порфирокласты минералов исходного габбрового парагенезиса: сосюритизированного плагиоклаза и клинопироксена. Порфирокласты сильно вытянуты, гранулированы и перекристаллизованы, но нередко обнаруживают первичный таблитчатый и призматический габитус. Часто наблюдаются следы катаклаза в виде изогнутых деформированных кристаллов, грануляция зерен пироксена, брекчирование и милонитизация.

Наиболее широко распространенный парагенезис амфиболитов представлен роговой обманкой и плагиоклазом, к которым во многих разновидностях присоединяются клинопироксен (в незначительных количествах) и хлоритовые псевдоморфозы по оливину, однозначно диагностируемому по габитусу и характерным поперечным трещинам. В виде аксессуарной примеси отмечаются кварц, циркон, апатит, ксенобластовые выделения сфена, магнетита и пластинчатые кристаллы ильменита. Крайне редок эпидот и актинолит. Выделяется три парагенезиса, соответствующих различным стадиям становления и эволюции амфиболитов. Клинопироксен и отдельные порфирокласты сосюритизированного плагиоклаза являются реликтовыми минералами магматической минеральной ассоциации пироксеновых и оливинсодержащих габброидов, претерпевших метаморфизм. Роговая обманка и основной плагиоклаз образуют первичный метаморфический парагенезис стадии прогрессивного метаморфизма; $Kв+Аб+Хл$ и реже $Аб+Акт+Хл+Эп$ являются вторичными метаморфическими ассоциациями стадии неравномерно проявленного ретроградного метаморфизма.

Клинопироксен во всех разновидностях представлен субкальциевым авгитом, по многим параметрам близким клинопироксенам меловых расслоенных габброидов континентального обрамления, в частности ультрамафитовым кумулятам Ничакваймского и Тигильского массивов. В амфиболитах других секторов Тихого океана, чаще всего развитых по толеитовым базальтам, реликтовые клинопиро-

ксены не установлены. От клинопироксенов офиолитовых габбро Япского и Марианского желобов они отличаются большей железистостью и кальциевостью. Плаггиоклаз наблюдается в виде отдельных реликтовых деанортизированных, соскюритизированных и гранулированных кристаллов, а также в виде неоднородных андезин-лабрадоровых зерен, интенсивно замещенных в процессе ретроградного метаморфизма, и новообразований альбита. Амфибол представлен субкальциевой магниезальной роговой обманкой с низкой титанистостью и щелочностью и в более редких случаях магниезально-глиноземистым тарамитом. Среди амфиболов метаморфических пород океана роговые обманки хр. Ширшова обнаруживают наибольшую близость по составу с роговыми обманками амфиболитов глубоководного желоба Яп и хр. Палмер, отличаясь несколько большей железистостью. В целом же в амфиболитах других океанических регионов резко преобладают актинолиты и актинолитовые роговые обманки.

Парагенезис субкальциевой магниезальной роговой обманки и основного - среднего плаггиоклаза фиксирует максимальную стадию прогрессивного динамотермального метаморфизма амфиболитов хр. Ширшова, который проявлен неравномерно, благодаря чему сохраняются реликты магматической структуры и первичных пироксен-плаггиоклазовых минеральных парагенезисов, позволяющих идентифицировать их в качестве метаморфизованных габброидов. Более того, реликтовые линзовидные прослои полосчатых амфиболитов, сложенные практически мономинеральным агрегатом гранулированного и катаклазированного клинопироксена, позволяют предположить, что полосчатость амфиболитов связана не только с метаморфической сегрегацией минералов, но и с наследованием полосчатой текстуры исходного субстрата, представляющего расслоенную кумулятивную серию базитов.

Петрохимия, микрокомпонентный состав и редкоземельные характеристики

Ортомагматическая природа амфиболитов хр. Ширшова выявляется не только при изучении их минералогии и структурно-текстурных особенностей, но и геохимическим анализом, устанавливающим их сходство с габброидами и базальтами. Они образуют ряд мафитовых составов от ультрамафитов (пироксенитов) через мелано- и мезокра-

товне габброидные составы до лейкократовых разностей типа плагиоклазитов (табл. I). За исключением единичных отклонений это типичная толеитовая серия, для которой характерна низкая щелочность, прежде всего низкая калиевость, а также довольно высокая железистость с колебанием $MgO / (\Sigma FeO + MgO)$ от 27 до 51 %, которое только в кумюлятах вырастает до 69 %. По титанистости амфиболиты распадаются на две группы, в которых в пределах одного интервала значений SiO_2 46–52 мас.%; в одном случае содержания TiO_2 изменяется от 0,55 до 1,71 мас.%, а в другом — от 2,04 до 2,81 мас.%, что коррелируется с железистостью амфиболитов и контролируется поведением железо-титанистых окислов в процессе эволюции магматического расплава.

Петрохимический анализ, учитывающий поведение относительно менее мобильных при метаморфизме элементов, показывает что амфиболиты хр. Ширшова соответствуют составам основных изверженных пород толеитового ряда, обнаруживают элементные соотношения, свойственные магматическим трендам и сопоставляются с основными кумюлятами и расслоенными габброидами офиолитовых ассоциаций /I/.

Их редкоэлементные и редкоземельные характеристики (табл.2) носят двойственный характер, что может быть связано как с первичными особенностями микрокомпонентного состава, так и с перераспределением их в процессе метаморфизма. Это хорошо видно при рассмотрении отношений некоторых гигромагматофильных элементов, которые используются, в частности, для классификации океанических базальтов /6/. Отношение Hf/Ta , которое в N-типе и E-типе срединно-океанических базальтов соответственно >7 и <7 , в низко- и высокотитанистых метабазах хр. Ширшова (II,4; I7,5; I3,5; 7,8) соответствует таковому в базальтах N-типа срединно-океанических хребтов (COX). В то же время наблюдается явное обогащение La , в результате чего La/Ta (35,7; 27,4; 22,0) в метабазах намного превышает значение ~ 15 , максимальное для N-типа COX. Увеличенные концентрации Sr свидетельствуют о влиянии островодужного магматизма. На диаграмме $Th - Hf - Ta$, предложенной для тектаноматматической дискриминации /5,6/, все базиты, за исключением плагиоклазитов, попадают в поле A, которое характеризует N-тип срединно-океанических базальтов. Однако по соотношению Ti , Sr и Ni , относительно не мобильных при метамор-

Содержание породообразующих окислов (мас. %) и редких элементов (г/т) в представительных образцах метаморфических пород подводного хребта Ширшова

Компоненты	А м ф и б о л и т ы				Амфибол-плагио-класовые породы		Габбро
	низко-	умеренно-	высоко-	I09	96	I03	высоко-титанистые I05
	титанистые						
	3	I	4				
SiO ₂	47,4I	52,26	48,62	52,86	4I,97	46,70	49,26
TiO ₂	0,68	I,77	2,06	2,04	0,99	0,30	3,II
Al ₂ O ₃	I4,64	I4,80	I3,24	20,I4	26,07	28,20	II,73
Fe ₂ O ₃	6,67	5,20	5,85	5,86	6,62	2,2I	5,3I
FeO	5,08	5,90	7,04	3,08	3,58	I,72	II,30
MnO	0,I6	0,I9	0,I9	0,I0	0,I3	0,03	0,28
MgO	9,36	6,63	8,75	3,4I	3,8I	I,75	5,54
CaO	I4,40	9,2I	I0,79	5,5I	I3,35	I4,45	9,38
Na ₂ O	I,42	3,47	2,88	5,52	3,03	5,20	2,54
K ₂ O	0,I4	0,34	0,33	0,86	0,30	0,42	I,04
P ₂ O ₅	0,04	0,29	0,25	0,62	0,I5	0,02	0,5I
U	0,I5	0,I6	0,II	0,I6	0,08	0,I8	I,27
Th	0,024	0,I5	0,I6	0,I4	0,06	0,87	2,56
Hf	0,4	4,I	3,3	2,9	0,3	0,I6	5,6
Ta	0,035	0,234	0,245	0,372	0,28	0,I29	0,7I3
Pb	4	7	9	I0	3	6	25
Ba	25	52	I9	84	64	I34	455
Sr	470	I90	-	27I	723	723	(80)
Cs	0,I6	0,25	0,32	0,8I	0,2I	0,I5	4,6
As	2,4	0,7	2,9	5,8	4,0	2,7	6,6
Sb	0,254	0,282	0,255	0,6I5	0,230	0,I48	0,846
Sc	59,I	40,2	43,8	I9,0	33,I	I2,6	47,2
Cr	294	225	423	56	I8	I4	I6
Co	58,2	40,2	46,4	2I,6	26,2	II,2	39
Ni	I62	39	222	48	29	I8	8
Ti	0,48	I,05	I,36	I,47	0,64	0,2I	2,I4
Fe	8,20	7,90	8,54	6,34	6,99	2,77	I0,6
Na	I,06	2,46	2,28	3,87	2,3I	3,44	I,93

Примечание. Цифры в головке таблицы - номера образцов.

Содержание редких земель (г/т)
в представительных образцах метаморфических пород
подводного хребта Ширшова

Компо- ненты	А м ф и б о л и т ы				Амфибол-плагио- класовые породы		Габбро высо- коти- танис- тые
	низко-	умеренно-	высоко-		96	I03	
	3	I	4	I09			I05
La	1,25	6,4	5,4	10,2	1,56	1,64	20,4
Ce	3,2	17	16	30	5	3,3	46
Nd	2,4	14,1	13,0	21,8	3,6	1,7	29
Sm	1,25	5,21	4,91	7,97	1,22	0,45	8,60
Eu	0,63	1,79	1,80	2,72	0,84	0,36	2,23
Gd	1,13	6,6	6,0	7,7	1,5	(0,5)	9,7
Tb	0,26	1,25	1,18	1,62	0,27	0,08	1,76
Tm	0,135	0,763	0,722	0,661	0,098	0,042	0,835
Yb	0,78	4,58	4,43	3,82	0,56	0,23	4,90
Lu	0,124	0,683	0,667	0,525	0,084	0,035	0,731
Ce_N/Yb_N	1,06	0,96	0,93	2,03	2,31	3,7	2,43
La/Ta	35,7	27,4	22,0	27,4	5,57	12,7	28,6
Th/U	0,48	0,94	1,45	0,87	0,75	4,83	2,01
Rb/Sr	0,008	0,037	-	0,037	0,004	0,008	0,312
Hf/Ta	11,43	17,52	13,47	7,79	1,07	1,24	7,85

См. примеч. к табл. I.

физме элементов, они оказываются тождественными островодужным и окраинно-морским базальтам (рис. I).

Распределение РЗЭ, нормализованных к углестому хондриту/3/, для семи представительных образцов амфиболитов хр. Ширшова приведены на рис. 2. Они образуют два типа распределения с отношением $Ce_N/Yb_N = 1$ и $Ce_N/Yb_N = 2 - 3,7$, которые характеризуют соответственно нормальный и обогащенный легкими РЗЭ типы. Первый наблюдается в низко- и высоко- титано- и мезократовых амфиболитах и как по абсолютным концентрациям редких земель, так и по виду

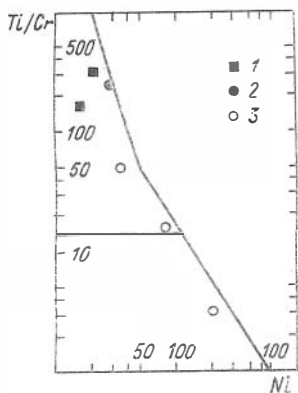


Рис.1. Диаграмма Беккалувы для амфиболитов хребта Ширшова: 1 - высокотитанистые амфиболиты; 2 - низкотитанистые амфиболиты; 3 - плагиоклазиты

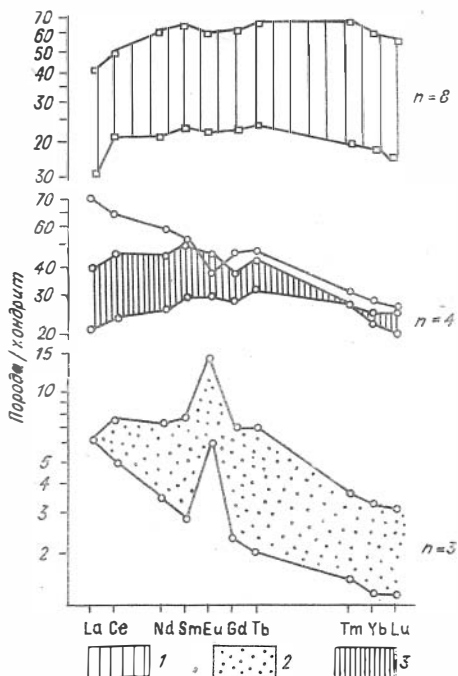


Рис.2. Типы распределения РЗЭ: 1 - в амфиболитах; 2 - в плагиоклазитах хр.Ширшова; 3 - в ферробазальтах Галапагосского срединного центра

распределения близок базальтам галапагосского срединного центра /4/. Это сходство фиксируется и для содержаний породообразующих окислов, а также некоторых параметров состава, в первую очередь железистости, которая в обоих случаях отличается повышенными значениями, вплоть до феррогаббровых и ферробазальтовых составов. Второй тип распределения обнаруживает лейкократовые разновидности амфибол-плагиоклазовых пород, представляющие метаморфизованные плагиоклазиты расслоенной серии. Они обогащены легкими РЗЭ относительно тяжелых и относительно легкой редкоземельной части меланократовых амфиболитов. Эта черта, а также наблюдаемая положительная европиевая аномалия, согласуются с предположенным изверженным кумулятивным генезисом рассматриваемых существенно плагиоклазовых метаморфитов.

Сопоставление геохимических особенностей амфиболитов хр. Ширшова, сохранивших многие элементные отношения, унаследованные от магматического этапа формирования пород, и габброидов различных структур Тихого океана (габброиды Японского и Марианского желобов, габбро разломной зоны Элтанин и др.) выявляет широкие вариации составов, обусловленные различием P-T-условий кристаллизации и фракционированием разных минералов /I/. В частности, содержания Cr, Ni и Co в низко- и высоко-Ti амфиболитах хр. Ширшова (в среднем 225-423 г/т, 39-222, 21-58 г/т соответственно) несколько меньше среднего уровня концентраций этих элементов в океанских габброидах. В то же время наблюдается тенденция накопления V. Мы связываем это, во первых, с тем, что средние значения океанских габброидов отражают состав главным образом верхних габбро океанической коры, более доступных, чем глубокие метаморфизованные части ее разреза, обнаженные в пределах хребта Ширшова. Во-вторых, эти различия вне всякого сомнения отражают разную степень дифференциации и магматической расслоенности, особенно интенсивно проявленные в Беринговоморском регионе, как свидетельствует повышенная железистость изверженных и метаморфических пород хр. Ширшова /I/.

Условия образования и генезис

Комплекс геолого-петрологических признаков не противоречит трактовке природы амфиболитов хр. Ширшова, как образований расслоенного габбрового слоя, при формировании которых большую роль играли процессы фракционирования кристаллов и жидкости исходной толеит-базальтовой магмы, приводившие к сортировке кристаллов и гравитационному расслоению. Эта первоначальная магматически расслоенная серия пироксенитов, габбро и плагиоклазитов подверглась динамотермальному метаморфизму, приведшему к расщеплению и перекристаллизации пород с образованием парагенезисов роговой обманки и основного плагиоклаза. Метаморфизм прошел неравномерно, так что местами сохранились минералогические и текстурно-структурные реликты протолитов, отвечающих магматической стадии формирования рассматриваемой серии пород. Максимальный этап прогрессивного метаморфизма зафиксирован равновесной ассоциацией незо-

нальной глиноземистой и магнезиальной роговой обманки, бедной Na и Ti, с андезин-лабрадором. Термобарометрические оценки, основанные на распределении Ca и Na в паре сосуществующих минералов и величине содержания Na в позиции M 4 в амфиболах, указывают на условия амфиболитовой фации низких и умеренных давлений, т.е. $T = 550 - 650^{\circ}\text{C}$, P не ниже 3-4 кбар /1/. Особенности метаморфических структур и вторичные метаморфические парагенезисы свидетельствуют, что породы неоднократно подвергались катаклазу, а также прошли стадию регрессивного зеленослапцевого метаморфизма и гидротермальную переработку. Амфиболиты хр. Ширшова мы составляем с расслоенными габброидами низких частей 3-го слоя океанической коры современных акваторий и с полосчатым комплексом офиолитов (палеоокеанической коры). Скорее всего это глубокие уровни океанической коры глубоководной Командорской впадины, фрагменты которой тектонически выведены на поверхность хребта Ширшова - шовной зоны сочленения различных литосферных сегментов (Командорская и Алеутская впадины).

Тектоническую переработку и метаморфизм расслоенной серии мы связываем с этапами тектонического скучивания по периферии Командорской глубоководной впадины по мере расширения и превращения ее в малый океанический бассейн, предположительно имевшими место в олигоцене /2/.

Литература

1. Богданов Н.А., Кепежинская В.В., Федорчук А.В. Усова Л.В. Берингово море //Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. М., 1987. С. 231-246.
2. Bogdanov N.A., Chekhovich V.D. Ophiolites of South Koryakia and origin of Komandor deep-water trough. // Ophiolites. 1982. N.2/3. P.197-198.
3. Evensen N.M., Hamilton P.Z., O'Nions R.K. Rare earth abundances in chondritic meteorites //Geochim. et Cosmochim. Acta. 1978. Vol. 42. P.1199-1212.
4. Shilling I.G., Kingsley R.M., Devine I.D. Galapagos Hot Spot-Spreading Centre System. I. Spatial Petrological and Geochemical Variations ($83^{\circ}\text{W}-101^{\circ}\text{W}$) // J. Geophys. Res. 1982. Vol.87. N B87. P.5593-5610.

5. Wood D.A., Jozon J.L., Treuil M. A Reappraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic setting // Earth Planet.Sci. Letters. 1979. Vol.45. P.326-336.

6. Wood D.A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British tertiary volcanic province // Earth Planet. Sci. Letters. 1980. Vol.50. P.11-30.

УДК 550.42:546.65

Редкоземельные элементы в гранитоидах Татарского массива (Енисейский кряж). О.М.Туркина //Редкоземельные элементы в магматических породах. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1988. С. 6-15.

Рассматривается распределение редкоземельных элементов (РЗЭ) в породах и минералах Татарского массива. Основными носителями РЗЭ в гранодиоритах и близких им по парагенезису гранитизированных метабазитах приконтактной зоны являются порообразующие минералы, тогда как в биотитовых границах лантаноиды концентрируются преимущественно в акцессорных минералах – монаците, цирконе, апатите. Эволюция содержаний РЗЭ при метасоматической гранитизации и формировании гранодиоритов обусловлена изменением соотношения главных минеральных фаз (роговой обманки, биотита, плагиоклаза). Редкоземельный состав пород ряда: биотитовый гранит-лейкократовый гранит-аплитовидный гранит – определяется кристаллизационной дифференциацией палингенного расплава при фракционировании акцессорных фаз.

Ил. 2, табл. 2, библиогр. 10 назв.

УДК 550.42:546.65+552.11

Поведение редких земель, тория и урана при чарнокитизации. Т.В.Геря, А.Д.Ножкин //Редкоземельные элементы в магматических породах. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР. 1988. С. 16-32.

Особенности геохимии редких элементов при метаморфизме и чарнокитизации в условиях гранулитовой фации рассматриваются на примере шарьжалгайской серии в Юго-Западном Прибайкалье. Установлено, что чарнокитизация гнейсов сопровождалась резким понижением содержаний урана и тория, перераспределением и дифференциацией редких земель. Отторжение и дифференциация тория и

редких земель обусловлены неустойчивостью основного их минерала-носителя – монацита. Торий испытывал тенденцию к флюидному выносу, редкие земли мигрировали в меньшей степени. В случае преобразования кальциевых исходно богатых апатитом пород редкие земли, высвобождавшиеся из монацита, изоморфно связывались с кальцием в структуре апатита. При чарнокитизации двуполовошпатовых низкокальциевых гнейсов разложение монацита сопровождалось совместным выносом тория и редких земель.

Ил. 4, табл.4, библиограф. 6 назв.

УДК 550.42:552.333(517.3)

Геохимия щелочных базитовых даек хребта Хан-Хухэй (МНР).
А.Э.Изох, Ю.А.Калинин //Редкоземельные элементы в магматических породах. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1988. С. 33-43.

В работе рассмотрены особенности геологического положения и состава позднепалеозойско-раннемезозойских даек щелочных базитов, выявленных в Северо-Сонгинском докембрийском выступе. Установлена антидромная последовательность внедрения даек: габбро-эссекситы – биотитовые лампрофиры – амфиболовые лампрофиры. Распределение РЗЭ показывает, что щелочные базиты возникают в результате малых степеней плавления мантийного субстрата, при ограниченной контаминации корового материала.

Ил. 2, табл.4, библиограф. 8 назв.

УДК 550.4 + 552.321.1

Редкие и редкоземельные элементы в среднепалеозойских гранитах нагорья Сангилен (Юго-Восточная Тува). В.А.Минин, Ю.Г.Шипицын, В.Н.Довгаль, Л.Д.Иванова, И.Н.Малыкова // Редкоземельные элементы в магматических породах. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1988. С. 44-59.

В статье приводятся первые сведения по геохимии среднепалеозойских субщелочных биотитовых гранитов Сангилена. По содер-

жанию редких и редкоземельных элементов и их поведению граниты соответствуют геохимическому типу стандартных гранитов. В некоторых гранитных массивах от нижних к апикальным частям устанавливается повышение концентраций Li, Rb, Be, Cs, Ta, тяжелых РЗЭ и снижение содержаний Ba, Sr, легких РЗЭ. Такое перераспределение элементов находит удовлетворительное объяснение с позиции их переноса в апикальные части магматических камер в форме летучих комплексных соединений.

Проведено сопоставление среднепалеозойских гранитов Сангиленского района с одновозрастными гранитами соседних районов Тувы.

Ил. 4, табл. 6, библиогр. 22 назв.

УДК 546.65:553.31

Редкие земли во флюоритах из комплексных железорудных проявлений юга Алтае-Саянской складчатой области. С.В.Мельгунов, В.А.Пономарчук, Ю.Г.Шипицын // Редкоземельные элементы в магматических породах. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1988. С.59-73.

На ранних стадиях формирования рудной (барит-сидерит-флюоритовой) минерализации в восстановительных условиях во флюоритах, кристаллизовавшихся вслед за сидеритом, происходило преимущественное концентрирование легких и в меньшей степени средних лантаноидов. Развитие ассоциаций сидерита с гематитом и магнетитом и смена их гематитовой ассоциацией при усилении окислительной обстановки предопределило относительное обогащение флюоритов группой средних и тяжелых лантаноидов.

Значительное изменение состава и суммарного содержания редких земель в типоморфных флюоритах из рассмотренных рудных ассоциаций является отражением окислительно-восстановительных свойств и состава рудообразующих растворов, а также подвижности отдельных лантаноидов, т.е. условий комплексообразования.

Ил. 5, табл. 4, библиогр. 6 назв.

Геохимические особенности гранитоидов Северного Прибайкалья. В.А.Макрыгина, В.А.Бобров //Редкоземельные элементы в магматических породах. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1988. С. 73-88.

Изучены геохимические особенности гранитоидов нюрндуканской толщи, относимой к Байкало-Муйскому офиолитовому поясу. Выделяется четыре типа гранитоидных пород: 1) кварцевые альбитофиры и плагиомигматиты-плагиограниты, ассоциирующие с metabазальтами и имеющие близкие к ним концентрации литофильных редких элементов, урана, тория и РЗЭ; 2) продукты калишпатизации амфиболитов, плагиомигматитов и плагиогранитов, унаследующие низкие содержания РЗЭ и характеризующиеся обеднением тяжелыми лантаноидами в связи с растворением темноцветных минералов и слабым накоплением легких лантаноидов; 3) двуполовошпатовые и мусковитизированные граниты с высокими содержаниями бария и стронция, но низкими - РЗЭ и европиевым минимумом; 4) более молодые (вероятно, палеозойские) двуполовошпатовые граниты с близким к кларковым содержаниями редких и редкоземельных элементов и глубоким европиевым минимумом.

Ил. 5, табл. 2, библи. 15 назв.

Закономерности распределения микроэлементов в гранитах и вмещающих породах Прибайкалья. Б.М.Шакин, В.А.Бобров //Редкоземельные элементы в магматических породах. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1988. С. 88-96.

Изучено распределение микроэлементов в гранитах и связанных с ними пегматитах. Особое внимание уделено изучению распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) в системе: гнейсы - граниты - пегматиты. Монотонный и выдержанный характер распределения РЗЭ в гнейсах сменяется широким спектром распределений РЗЭ в гранитах и пегматитах. Наряду с типичными для гранитов распределениями РЗЭ

выделен тип с низким содержанием РЗЭ и европиевым максимумом.

Ил. 2, табл. 2, библиогр. 12 назв.

УДК 550.42:546.65

Редкоземельные элементы в бластомилонитах юго-восточной окраины Шарьжалгайского блока. В.Б.Савельева, В.А.Бобров, Ф.А.Летников // Редкоземельные элементы в магматических породах. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1988. С. 96-101.

Впервые изучено распределение редкоземельных элементов (РЗЭ) в бластомилонитах, развитых по кристаллосланцам, пироксеновым и биотитовым гнейсам и гранитоидам Шарьжалгайской серии (фундамента Сибирской платформы). Образование бластомилонитов сопровождалось изменением как общего содержания РЗЭ, так и соотношений между отдельными членами лантаноидного ряда.

По величинам отношений I_a / Y_b бластомилониты располагаются в следующие ряды: по кристаллосланцам: биотитовые (18) - биотит-амфиболовые (8-18) - кальцит-биотитовые (5); по гранитоидам: мусковит-биотитовые (77) - биотитовые (34-55) - эпидот-кальцит-биотитовые (30) - хлорит-серицит-кальцитовые (20) - хлорит-кальцитовые (3-15). Полученные ряды отражают изменение кислотности растворов, под воздействием которых формируются бластомилониты: наиболее щелочные условия характерны для мусковитовых и биотитовых, более кислые - для кальцит-хлоритовых бластомилонитов.

Табл. 1, библиогр. 2 назв.

УДК 550.4 + 552.313 + 552.321.6

Коэффициенты распределения РЗЭ и модельные расчеты парциального плавления и фракционной кристаллизации. Л.В.Агафонов, Ю.А.Еркушов // Редкоземельные элементы в магматических породах. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1988. С. 101-124.

Определены коэффициенты распределения редкоземельных элементов между минералами и расплавами щелочных базальтоидов из вул-

кана Шаварын-Царама. Используя полученные коэффициенты, проведены расчеты парциального плавления различной по минеральному составу мантии. Показано, что кристаллизационная дифференциация легкотопливной выплавки приводит к набору пород, реально наблюдаемому в современных офиолитовых ассоциациях. Наиболее вероятный состав мантии, из которой вылавлялись щелочные базальтоиды данного региона – смесь шпинелевых и пироповых лерцолитов.

Ил. 6, табл. 4, библиограф. 25 назв.

УДК 550.42 (571.66)

Геохимия и петрология кайнозойских вулканитов северного обрамления Командорской котловины (Берингово море). П.К.Кеппежинская, В.С.Пархоменко //Редкоземельные элементы в магматических породах. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988. С. 124–137.

Приведены первые данные по геохимии редких и редкоземельных элементов в позднекайнозойских андезитах северной части континентального обрамления Командорской котловины. Доказано, что смешанные редкоземельные характеристики **южно-корякских эффузивов** являются результатом наложения, по крайней мере, двух источников – деплетированного и обогащенного магмофильными элементами. Первый может быть идентифицирован как истощенная океаническая литосфера (источник N – MORB); второй – как источник типа горячей точки (источник щелочных базальтов океанических поднятий и островов). Полученные данные находятся в соответствии с пудинговой моделью литосферы, согласно которой в деплетированной океанической мантии присутствуют обогащенные диапиры.

Ил.4, табл. 2, библиограф. 9 назв.

УДК 552.11 + 552.321 + 552.48

Геохимия амфиболитов подводного хребта Ширинова (Берингово море). В.В.Кеппежинская, В.С.Пархоменко //Редкоземельные элементы в магматических породах. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1988. С. 137–147.

Редкоэлементные и редкоземельные характеристики в сочетании с комплексом геолого-петрологических данных устанавливают магматическую природу амфиболитов, драгированных с поверхности акустического фундамента подводного хребта Ширшова. Они образованы по породам расслоенного габбрового слоя, идентифицируемых по геохимическим особенностям как толеитовый магматический тип, аналогичный толеитовым габброидам третьего слоя океанической коры и нижним габбро офиолитовых ассоциаций. Породы претерпели метаморфизм амфиболитовой фации ($T \sim 650-550^{\circ}$; $P \sim 3-4$ кбар), связанный с этапами тектонического сжатия по периферии Командорской впадины и превращения ее в малый океанический бассейн.

Ил. 2, табл. 2, библиограф. 6 назв.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие (В.А.Бобров).....	3
Туркина О.М. Редкоземельные элементы в гранитоидах Татарского массива (Енисейский край).....	6
Геря Т.В., Ножкин А.Д. Поведение редких земель, тория и урана при чарнокитизации.....	16
Изох А.Э., Калинин Ю.А. Геохимия щелочных базитовых даек хребта Хан-Хухэй (МНР).....	33
Минин В.А., Шипицын Ю.Г., Довгаль В.Н., Иванова Л.Д., Маликова И.Н. Редкие и редкоземельные элементы в среднепалеозойских гранитах нагорья Сангилен (Юго-Восточная Тува).....	44
Мельгунов С.В., Пономарчук В.А., Шипицын Ю.Г. Редкие земли во флюоритах из комплексных железорудных проявлений юга Алтае-Саянской складчатой области.	59
Макрыгина В.А., Бобров В.А. Геохимические особенности гранитоидов Северного Прибайкалья.....	73
Шмакин Б.М., Бобров В.А. Закономерности распределения микроэлементов в гранитоидах и вмещающих породах Прибайкалья.....	88
Савельева В.Б., Бобров В.А., Летников Ф.А. Редкоземельные элементы в бластомилонитах юго-восточной окраины Шарьжалгайского блока.....	96
Агафонов Л.В., Еркушов Ю.А. Коэффициенты распределения РЗЭ и модельные расчеты парциального плавления и фракционной кристаллизации.....	101
Кеpezинскas П.К., Пархоменко В.С. Геохимия и петрология кайнозойских вулканитов северного обрамления Командорской котловины (Берингово море).....	124
Кеpezинскas В.В., Пархоменко В.С. Геохимия амфиболитов подводного хребта Ширшова (Берингово море).....	137
Рефераты	148

Темат. план выпуска самостоят. изданий СО АН СССР
на 1988 г., поз. 76

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ
В МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОДАХ

Сборник научных трудов

Главный редактор
Юрий Гаврилович Щербаков

Ответственный редактор
Владислав Андреевич Бобров

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 30.09.88. МН 09673.
Бумага 60x84/16. Печ.л.9,75+I вкл. Уч.-изд.л.9,35.
Тираж 400. Заказ 355. Цена 70 коп.

Институт геологии и геофизики СО АН СССР
Новосибирск, 90. Ротапринт.