

Г. Ю. Шардакова

**РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ
МИНЕРАЛАХ ГРАНОДИОРИТОВЫХ ПЛУТОНОВ СРЕДНЕГО УРАЛА**

В пределах окраинно-континентальной и континентальной зон Уральского подвижного пояса (УПП) локализован ряд гранодиоритовых плутонов (Чусовской, Осиновский, Шабровский, Смолинский, и т.п.), расположенных на различном расстоянии от шовной зоны и обладающих определенным набором общих признаков и характерных особенностей [5]. Их внутреннее строение, химический и минеральный состав отражены в ряде работ [2, 6, 7]. Следующим этапом является изучение геохимии породообразующих минералов внутри отдельных типов пород и целых гранитоидных серий с целью реставрации поведения отдельных элементов в ходе эволюции магматических расплавов и получения данных о возможных условиях петрогенезиса. Анализы монофракций минералов на редкие элементы выполнены методом ICP-MS (Университет, Гранада, под руководством проф. Ф. Беа).

Биотиты из пород всех типов характеризуются пологонаклонными трендами распределения РЗЭ со слабым преобладанием легких элементов над тяжелыми при суммарных содержаниях 30-100 г/т. В них также наблюдаются повышенные для биотитов, кристаллизующихся из расплавов [1, 8, 9], содержания хрома (75-300 г/т), ванадия (200-450), ниобия (7-14), циркония (60-240), тория (4-12 г/т), что, вероятно, связано с наличием в них трудно отделимых микровключений акцессорных минералов. Прямая зависимость содержаний РЗЭ в биотитах от количества включений подтверждена Ф. Беа и другими с помощью лазерного микроанализа отдельных зерен в участках, свободных от включений [4, 8]. В нашем случае максимально насыщены включениями биотиты из гранодиоритов Шабровского массива, они обладают самыми высокими содержаниями редких элементов, особенно в легкой части спектра РЗЭ (пр. 5 на рис. 1 и в табл. 1), по сравнению с биотитами из одноименных пород других массивов (пр. 4, 7, 8). Со-

держат минимальное количество аксессуаров-"узников" биотиты из гранодиоритов Чусовского массива (пр. 4) характеризуются самыми низкими концентрациями РЗЭ, близкими к реальному их уровню в биотите, кристаллизующемся из расплава.

Отличительной чертой биотитов из пород всех типов является положительная аномалия европия ($Eu/Eu^*=1,25-1,95$), характерная для этих минералов при определенных условиях кристаллизации. Наличие положительной аномалии Eu в биотитах, вероятно, обусловлено существованием в расплаве преимущественно Eu в трехвалентной форме, и, по-видимому, является функцией температурного и окислительно-восстановительного режима системы [1, 6].

Роговые обманки из гранодиоритов Шабровского и Чусовского массивов обладают сходным типом кривых нормированных содержаний РЗЭ при повышенных концентрациях элементов тяжелой части спектра. Сумма РЗЭ в них составляет 160-250 г/т, что примерно в 2-2,5 раза превышает содержания РЗЭ во вмещающих их породах. При этом амфибол из гранодиоритов и адамеллитов Шабровского массива (пр. 3, 6 на рис. 1) содержит в 1,5-2 раза меньше РЗЭ, преимущественно тяжелых, чем роговая обманка из одноименных пород Чусовского массива (пр. 1, 2). В целом же гранодиориты Шабровского массива характеризуются более высоким уровнем содержаний РЗЭ [5, 6], чем одноименные породы Чусовского массива, что, возможно, связано с присутствием в шабровских гранитоидах большого количества аксессуарных минералов.

Характерной чертой роговых обманок из всех образцов является наличие отрицательной аномалии европия, величина которой в амфиболах из описываемых массивов близка (около 0,7, см. табл. 1).

Плаггиоклазы по конфигурации трендов нормированных содержаний РЗЭ подразделяются на две группы: со слабой отрицательной аномалией Eu (или совсем без аномалии) и положительной. К первой группе относятся плаггиоклазы из

Таблица 1

Концентрации редких элементов в породообразующих минералах гранитоидов, г/т

N п/п	Номер пробы	Pb	Sn	Rb	Cs	Ba	Sr	Ga	Li	Th	U	Eu/ Eu*	Сумма РЗЭ
Роговые обманки													
1	Уф-51*	4	3,60	-	-	90	123	18	3	2,05	0,31	0,75	246,85
2	Уф-59	6	3,21	-	-	83	146	18	5	3,45	0,39	0,73	240,29
3	Ук-100	12	4,52	32	0,59	164	135	33	19	4,16	2,47	0,69	167,11
Биотиты													
4	Уф-51	8	1,58	240	8,57	2274	31	28	127	2,12	0,36	1,95	32,77
5	Ук-95	9	0,01	468	8,82	2632	40	88	228	6,91	3,81	1,30	130,02
6	Ук-104	3	0,01	342	6,43	2833	65	82	122	3,39	2,48	1,25	68,37
7	Ос-28	3	2,43	273	12	1734	13	33	197	3,86	0,54	1,36	38,39
8	Ос-29	4	3,11	336	11	2063	23	35	160	2,54	2,16	1,34	105,23
Плаггиоклазы													
9	Уф-51	67	4,41	-	-	507	1001	16	168	5,95	0,10	1,03	48,20
10	Ук-95	22	1,48	-	-	665	211	15	-	3,04	0,62	0,85	11,87
11	Ук-106	24	2,58	-	-	289	272	22	-	7,09	1,31	0,60	37,26
12	Ук-127	478	11,74	3	-	282	594	18	-	12,97	0,47	0,40	62,74
13	Чл-104	422	3,27	3	-	464	203	16	5	2,48	0,47	1,32	25,23
Калишпаты													
14	Ук-153	28	0,60	51	0,15	600	271	16	-	7,85	1,51	1,10	11,91
15	Чл-104	52	1,05	192	0,49	1678	258	15	-	4,29	1,03	2,30	21,46

* Минералы выделены из следующих типов пород: Чусовской массив: 1, 2, 4, 9 - гранодиориты; Шабровский массив: 3, 5, 10 - гранодиориты, 6 - адамеллит, 11 - гранит, 12 - аплит, 14 - микрогранит; Осинский массив: 7, 8 - гранодиорит; Челябинский массив: 13, 15 - адамеллит.

гранодиоритов Чусовского массива (пр. 9) и из пород Шабровского массива - гранодиоритов (пр. 10 на рис.1) и гранитов (пр. 11) главной серии, а также секущих их аплитовидных гранитов (пр. 12). При этом минимальное содержание РЗЭ наблюдается в плагиоклазе из шабровского гранодиорита (сумма РЗЭ - 1,87 г/т), промежуточное - в плагиоклазе из гранита (37,26), а самое высокое - в плагиоклазе из аплита (62,74). Такое же поведение обнаруживают Pb, Sn, Sr, Th. По мере увеличения кислотности пород растет амплитуда отрицательной аномалии европия в плагиоклазах ($Eu/Eu^* 0,85 - 0,6 - 0,4$) (см. рис. 1, табл. 1).

В самих же породах, вмещающих плагиоклазы, поведение РЗЭ обратное: в ряду гранодиорит-гранит-аплит содержания РЗЭ падают, а величина положительной аномалии европия растет [7], что обусловлено различным соотношением в породах плагиоклаза, фемических и акцессорных минералов, а также повышением доли калишпата в наиболее кислых разностях.

Такое поведение европия в плагиоклазах противоположно его обычному поведению в гомогенном ряду пород, где значение коэффициента распределения Eu прямо коррелируется со снижением доли анортитовой составляющей в плагиоклазе и с ростом кремнекислотности породы [1, 12]. Плагиоклазы с отрицательной аномалией Eu описаны в гранитоидах массива Педробернардо (Испания), редкометалльных гранитоидах Дальнего Востока и т. п. [4, 8].

Ко второй группе относится плагиоклаз из адамеллита Смолинского плутона, количество РЗЭ в нем близко к уровню в шабровских гранитах, а величина положительной аномалии европия существенна (около 1,3). Гранитоиды Смолинского плутона (южная часть Челябинского массива [2, 5]) локализованы в континентальной зоне УПП и несут отрицательную аномалию Eu.

Получены также данные о концентрациях РЗЭ в калишпатах из двух типов пород: адамеллитов главной серии Смолинского массива (пр. 14) и жильных микрогранитов Шабровского массива (пр. 15). С различными механизмами формирования пород связано и разное поведение РЗЭ в минералах - калишпат из адамеллитов характеризуется повышенными относительно микрогранитов содержаниями РЗЭ и значительной положительной аномалией Eu; при этом порядок величин для РЗЭ в калишпате достаточно близок к таковому в сосуществующем

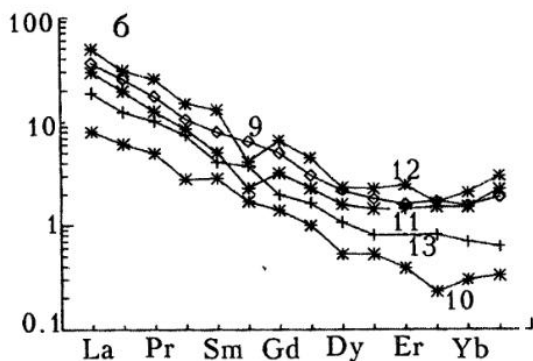
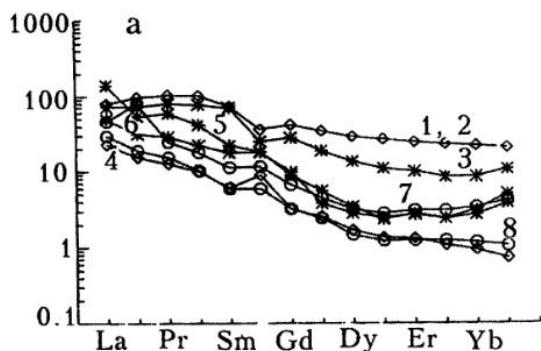
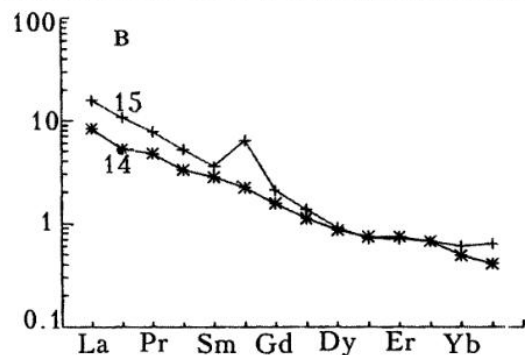


Рис. 1. Нормированные относительно хондритов содержания РЗЭ в породообразующих минералах гранодиоритов: а - роговых обманках (1-3) и биотитах (4-8), б - плагиоклазах (9-13), в - калишпатах (14, 15).

Цифры на рисунке соответствуют номерам проб в табл. 1

плагиоклазе (пр. 13). Калишпат из шабровского микрогранита обладает низкими содержаниями РЗЭ при отсутствии европиевой аномалии.

Кроме описанных различий, пороодообразующие минералы характеризуются разным уровнем содержаний других редких элементов, предположительно входящих в их структуру (см. табл. 1).

Как видно из приведенных данных, все пороодообразующие минералы гранодиоритов Чусовского массива охарактеризованы геохимически (пр. 1, 4, 9 на рис. 1 и в табл. 1), что позволяет оценить вклад каждого минерала в уровень РЗЭ породы. Для этого построен график нормированных содержаний РЗЭ в минералах (рис. 2) относительно породы (коэффициент распределения), а также рассчитан примерный баланс РЗЭ на основе определений количества минералов в шлифе (см. табл. 2).

Из расчетов следует, что приведенные содержания РЗЭ в минералах находятся в достаточном соответствии с их уровнем в породе; несколько, быть может, заниженный остаток, приходящийся на акцессорные минералы, вполне сопоставим со слегка завышенными содержаниями РЗЭ в биотитах, поскольку полностью избавиться от включений не представляется возможным; отсутствие аномалии Eu в породе [5, 6] объясняется компенсацией величин, характерных для фемических силикатов (см. рис. 2). Поведение РЗЭ в минералах из гранодиоритов Шабровского массива практически такое же (см. рис. 1), в результате чего и распределение РЗЭ в породе почти аналогично описанному для гранитоидов Чусовского массива [5, 6].

Таблица 2

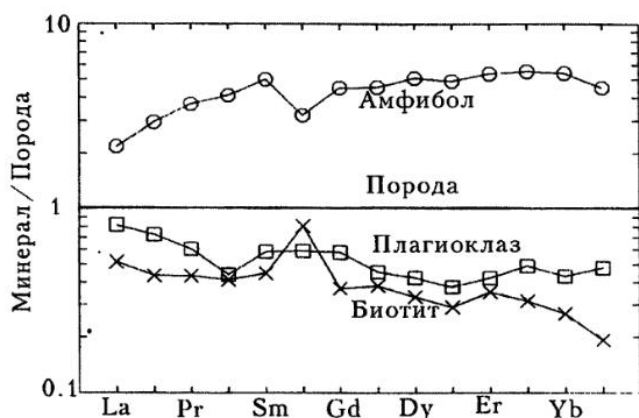
Баланс РЗЭ в плагиогранодиоритах Чусовского массива

Элемент	Порода, в г/т	Плагиоклаз		Биотит		Рог.обманка		Акцессорные	
		1*	2	1	2	1	2	1a	2a
La	14.65	11.93	5.48	7.51	0.92	31.71	5.07	3.19	319
Ce	30.57	22.06	10.15	13.25	1.62	89.73	14.36	4.45	445
Pr	3.77	2.26	1.04	1.62	0.20	13.87	2.22	0.31	31
Nd	15.18	6.64	3.05	6.21	0.76	62.10	9.93	1.44	144
Sm	2.77	1.61	0.74	1.23	0.15	13.88	2.22	(0.34)	-
Eu	0.84	0.50	0.23	0.68	0.08	2.70	0.43	0.10	10
Gd	2.38	1.37	0.63	0.88	0.11	10.74	1.72	(0.08)	-
Tb	0.33	0.15	0.07	0.13	0.02	1.50	0.24	0	0
Dy	1.75	0.74	0.34	0.58	0.07	8.86	1.42	(0.08)	-
Ho	0.36	0.14	0.06	0.10	0.01	1.77	0.28	0.01	-
Er	0.84	0.35	0.17	0.30	0.03	4.54	0.73	(0.10)	-
Tm	0.12	0.06	0.03	0.04	0.00	0.67	0.11	(0.02)	-
Yb	0.77	0.33	0.15	0.21	0.03	4.19	0.67	(0.08)	-
Lu	0.13	0.06	0.03	0.03	0.00	0.59	0.09	0.01	-
Сумма	74.46	48.20	22.17	32.77	4.00	246.85	39.49	9.51	949
Доля в балансе, %	-	-	29.77	-	5.37	-	53.03	12.77	100.94
Содержание минерала в породе, %	24.8**	-	46	-	12.2	-	16	1	100

*1 - содержание РЗЭ в минерале, г/т; 2 - доля минерала в содержании РЗЭ породы, г/т. Цифры в скобках означают отрицательные величины, т.е. дефицит РЗЭ в породе по сравнению с их суммой в минералах; избыток тяжелых, вероятно, связан с присутствием небольшого количества циркона (заключенного преимущественно внутри зерен биотита), который в гранитоидах сходных фаций глубинности обогащен тяжелыми РЗЭ [3, 10, 11]. Количество РЗЭ в акцессорных минералах рассчитано путем умножения приходящегося на них остатка (графа 1a) на содержание акцессорных минералов в породе.

** Содержание кварца в породе. Сумма РЗЭ в минералах составляет 65.66 г/т

Рис. 2. Нормированные относительно породы содержания РЗЭ в породообразующих минералах из гранодиорита Чусовского массива (пр. Уф-51).



В целом данные по геохимии породообразующих минералов из описанных массивов свидетельствуют о том, что: 1) значительная часть РЗЭ, содержащихся в гранодиоритах, особенно тяжелых, приходится на долю роговой обманки; 2) повышенные содержания легких РЗЭ должны быть сосредоточены в акцессорных минералах (в нашем случае это апатит, сфен, эпидот, иногда циркон), хотя доля их в балансе в целом невелика; 3) доля плагиноклаза в балансе РЗЭ в 2-4 раза меньше, чем доля амфибола, а уровень содержаний в среднем ниже, чем в последнем, примерно в 5-7 раз; 4) в плагиноклазах из гранодиоритов Шабровского и Чусовского массива положительная аномалия Eu отсутствует; 5) в результате компенсации величин аномалий Eu для амфибола и биотита (при отсутствии положительной аномалии в плагиноклазе) гранодиориты в целом не имеют европиевой аномалии.

Отсутствие аномалии Eu в породах главных серий является свойством многих гранодиоритовых плутонов окраинно-континентальной зоны УПП [5, 6, 7] и связано с поведением Eu в магматическом расплаве, зависящем от особенностей окислительно-восстановительного режима системы.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (код проекта 95-05-14280).

Список литературы

1. Антипин В. С. Геохимическая эволюция известково-щелочного и субщелочного магматизма. Новосибирск: Наука, 1992. С. 86-187.
2. Бородин Н. С., Шардакова Г. Ю. К петрологии Смолинского тоналитового плутона (Челябинский массив) // Ежегодник-1989 / Ин-т геологии и геохимии Свердловск: УНЦ АН СССР, 1990. С. 25-27.
3. Краснобаев А. А., Холоднов В. В. РЗЭ в апатитах и цирконах из гранитоидов и метаморфитов гнейсово-мигматитовых комплексов Урала и их петрологическая информативность // Кристаллохимические особенности силикатных минералов Урала / Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. С. 14-38.
4. Руб А. К., Руб М. Г. Распределение редкоземельных элементов в минералах рудоносных гранитов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. N 2. С. 42-55.
5. Ферштатер Г. Б., Шардакова Г. Ю. Геохимические различия гранитоидов надсубдукционной и коллизионной зон Урала // Ежегодник-1993 / Ин-т геологии и геохимии. Екатеринбург: УрО РАН, 1994. С. 127-128.
6. Ферштатер Г. Б., Рапопорт М. С., Смирнов В. Н. и др. Орогенный гранитоидный магматизм Урала. Миасс, 1994. С. 94-104.

7. Шардакова Г. Ю., Пушкарёв Е. В. Геохимия Шабровского гранодиоритового массива // Ежегодник-1994 / Ин-т геологии и геохимии. Екатеринбург: УрО РАН, 1995. С. 157-159.

8. Bea F., Pereira M.D., Corretge L. G., Fershtater G. B. Differentiation of strongly peraluminous, perphosphorus granites: The Pedrobernardo pluton, central Spain. // Geochim. Cosmochim. Acta. 1994. V. 58, N. 12. P. 2609-2627.

9. Composition Variations and Abundances of Selected Elements. Dodge F. G. W., Millard H. T., Elsheimer Jr., H. W.. Granitoid Rocks and Constituent Minerals, Central Sierra Nevada Batholith, California. Geol. Serv. Prof. Paper. 1248. Washington, 1982. V. 1248. P.1-24. .

10. Gromet L. P., Silver L. T. REE in granodiorite minerals // Geochim. Cosmochim. Acta, 1983. V. 47, N 5. P. 925-940.

11. Nagasawa H. Rare earth concentration in zircons and apatites and their host dacites and granites // Earth Planet. Sci. Let. 1970. V. 9, N. 4. P.362.

12. Schnetzler C. C., Philpotts I. A. Partition coefficient of rare-earth elements between igneous matrix material and rock-forming phenocrysts. II // Geochim. Cosmochim. Acta. 1970. V.34. P. 331-340.