

СТРОНЦИЙ
И
БАРИЙ
В
ЭНДОГЕННЫХ
ОБРАЗОВАНИЯХ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ

В сборнике «Стронций и барий в эндогенных образованиях» изложен обширный материал по распределению стронция и бария в ультраосновных породах, траппах, гранитах, щелочных и нефелиновых сиенитах, метаморфических породах, пегматитах, карбонатитах и в околорудных ореолах полиметаллических месторождений Сибири. Авторы сборника отмечают ряд закономерностей в поведении стронция и бария в магматических, метаморфических и гидротермальных процессах. На основании этих закономерностей определяются возможности и намечаются перспективы использования указанных элементов как геохимических индикаторов при оценке условий формирования различных эндогенных образований и их генетических связей, при решении вопроса об источнике материала. В статьях приведены результаты более 5000 новых определений стронция и бария в породах и минералах, а также большого количества минералогических и химических анализов исследованных материалов.

Сборник предназначен для широкого круга геологов, занимающихся исследованием изверженных горных пород и эндогенных месторождений.

Ответственный редактор

доктор геол.-мин. наук

Л. К. ПОЖАРИЦКАЯ



СТРОНЦИЙ И БАРИЙ
В ЭНДОГЕННЫХ
ОБРАЗОВАНИЯХ

522



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА

1973

СТРОНЦИЙ И БАРИЙ В ПРОЦЕССАХ ФРАКЦИОНИРОВАНИЯ БАЗАЛЬТОВОЙ МАГМЫ

Работа выполнена на основе данных, полученных по породам трапповой формации Сибирской платформы. Изучение поведения стронция и бария в траппах, помимо общих вопросов геохимии этих элементов в основных породах, позволило выявить некоторые особенности дифференциации магмы, например, вскрыть различия в глубинной и внутрикамерной дифференциации. Поведение стронция и бария в процессах глубинной (докамерной) дифференциации изучено на примере базальтов и недифференцированных долеритов; в процессах внутрикамерной дифференциации — на примере массивов, дифференцированных *in situ*.

Определение концентраций стронция и бария проведено Н. П. Смирновой количественным спектральным методом на спектрографе ИСП-51 с камерой УФ-84. Чувствительность определения обоих элементов $3 \times 10^{-4}\%$, точность $\pm 10-20\%$.

Стронций и барий в базальтах и недифференцированных габбро-долеритах

Определение особенностей геохимии стронция и бария в базальтах и недифференцированных габбро-долеритах Сибирской платформы проводилось на достаточно представительном материале. Штуфные пробы в общем количестве 477 штук были объединены в 31 групповую пробу (в среднем по 10—20 штуфов в каждой); эти пробы были сравнительно равномерно распределены по всей площади развития траппов [1]. Такой метод опробования позволил охарактеризовать в первом приближении состав магматических очагов в различных районах платформы, а сопоставление групповых проб — рассмотреть направление эволюции исходного субстрата на огромной территории.

Результаты определения концентраций стронция и бария в базальтах и недифференцированных габбро-долеритах (табл.1) показывают, что траппы Сибирской платформы по сравнению с

Таблица 1

Содержание стронция и бария в базальтах и недифференцированных габродолеритах Сибирской платформы

№ пробы	Кол-во обр. в пробе	Sr Ba		Ba/Sr	Ca K		Место отбора пробы
		x10 ⁻⁴ %			%		
Долериты							
C=1	19	380	570	1,50	10,51	0,63	Норильский район
C=2	9	350	230	0,80	11,07	0,53	Реки Северная, Летняя
C=2a	22	930	330	0,41			Р. Нижняя Тулгузка
C=3	12	570	210	0,37	10,31	0,43	Р. Хурингда
C=4	15	470	230	0,49	10,62	0,45	Р. Тутончаа
C=5	12	510	270	0,53	11,04	0,40	Р. Учами
C=6	8	920	400	0,43	11,07	0,42	Р. Нидым
C=6a	8	500	170	0,34			Р. Таймура
C=7	17	680	300	0,44	10,23	0,49	Реки Турама, Подкаменная Тулгузка
C=8	12	850	260	0,31	11,09	0,54	Р. Подкаменная Тулгузка
C=9	14	650	340	0,52	10,35	0,61	(нижнее течение) Устье р. Чули
C=10	10	370	300	0,81	10,89	0,54	Р. Итмпеня
C=11a	10	590	250	0,42	10,63	0,49	
C=11б	16	550	340	0,62	10,91	0,61	Верховье р. Катанги и между- речье Катанги и Ангары
C=11в	11	500	460	0,92	10,70	0,75	
C=12a	32	570	230	0,49	11,84	0,61	Р. Ахтараанда
C=12б	20	730	820	1,05	11,06	0,61	р. Виллой
C=13	5	700	480	0,69	9,86	0,93	р. Мэйеро, приток р. Котуй
C=14	6	530	180	0,34	9,71	0,40	Нижнее течение р. Тембенчи, приток р. Кочечумы
Среднее		690	330		10,85	0,56	
Базальты							
C=15a	5	540	280	0,52	11,12	0,43	Ямбукинская свита
C=15б	6	340	170	0,50	10,97	0,26	Кочечумская свита
C=15в	7	340	140	0,41	11,15	0,18	Нидымская свита
C=16	8	280	160	0,57	9,62	0,49	Верхнее течение р. Северной
C=17a	17	850	900	1,05	7,00	3,02	Ивакинская свита
C=17б	25	710	720	1,02	7,84	1,43	Сыверминская свита
C=17в	31	360	350	0,97	9,84	0,59	Гудчихинская свита
C=17г	58	240	370	1,55	10,13	0,89	Надеждинская свита
C=17д	18	430	160	0,37	10,01	0,35	Морогоновская свита
C=17е	14	270	150	0,56	11,46	0,29	Надморогоновская свита
C=17ж	22	450	320	1,71	9,55	0,53	Гудчихинская свита
C=17з	8	650	690	1,05	10,72	1,32	Надеждинская свита
Среднее		430	400		9,63	0,85	

Таблица I (окончание)

№ пробы	Кол-во обр. в пробе	Sr	Ba	Ba/Sr	Ca	K	Место отбора пробы
		$\times 10^{-4}$			%	%	
Долериты Карру [3]							
Главный тип	18	170	400				
Интрузия, бога- тые железом	13	140	340				
Среднее содер- жание в основ- ных породах [4]		440	300				

долеритами Карру [2] отличаются более высокими содержаниями стронция при практически одинаковых содержаниях бария. Это, по-видимому, является характерной чертой Сибирской трапповой провинции. В свою очередь интрузивные породы Сибирской платформы заметно обогащены стронцием ($690 \times 10^{-4} \%$) по сравнению с базальтами ($430 \times 10^{-4} \%$). Это выглядит странно, если учитывать комагматичность эффузивных и интрузивных образований. На первый взгляд такое различие можно объяснить с позиций изоморфизма стронция с кальцием, тесная геохимическая связь которых общепризнана [3]. Действительно, в габбро-долеритах наблюдается в среднем более высокое содержание кальция (10,85% CaO) по сравнению с базальтами (9,68% CaO) [1]. Однако по отдельным пробам для стронция и кальция характерна противоположная зависимость, что ранее для основных пород было отмечено К. К. Турекьяном и Дж. Калпом [3]. Характерно также, что стронций, как и барий, в габбро-долеритах и базальтах коррелируется с калием. Таким образом, только с позиций кристаллохимии повышенное содержание стронция в интрузивных траппах объяснить трудно. Оно определяется более глубокими причинами, связанными, по-видимому, с дифференциацией магмы, начиная с моментов ее возникновения.

Анализ поведения стронция и бария в докамерном магматическом процессе позволяет выяснить интересную закономерность. На рис. 1, где данные табл. I изображены графически, намечаются две группы точек с линейной зависимостью между концентрациями стронция и бария. Полученная картина была проверена статистически. С этой целью по величинам отношений Ba/Sr построена вариационная кривая, где по оси ординат (рис. 2) отложены частоты, а по оси абсцисс — интервалы значений отношения Ba/Sr через 0,1. На полученной кривой простейшим методом [5] представляется возможным выделить две совокупности точек с граничной областью значений отношения

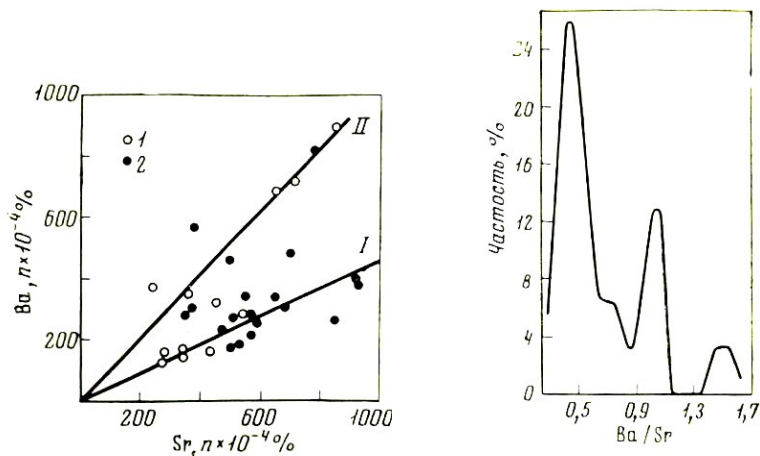


Рис. 1. Зависимость содержания стронция от содержания бария в процессах докамерной дифференциации магмы

1 — базальты; 2 — габбро-долериты; I и II — пути эволюции магмы по Ba/Sr отношениям

Рис. 2. Вариационная кривая Ba/Sr отношений в базальтах и недифференцированных габбро-долеритах

Ba/Sr 0,75—0,85. Кроме того, слабее намечается третья совокупность со значением отношения $Ba/Sr > 1,40$. Поскольку, однако, последняя охарактеризована всего двумя значениями Ba/Sr отношений, при дальнейшем анализе она не принимается во внимание. Ранговый коэффициент корреляции [6] для каждой из выделенных групп точек¹ показывает прямую зависимость со значением ρ для первой группы 0,80 и для второй 1.

Качественная оценка и статистический анализ полученных результатов свидетельствуют, таким образом, о наличии двух групп пород, характеризующихся различными содержаниями бария. В первую группу попадают в основном интрузивные породы и базальты р. Северной, а также серия базальтов р. Тембенчи. Вторая группа представлена базальтами Норильского района и интрузивными породами районов р. Вилюя (ниже устья р. Ахтаранды) и междуречья Катанги и Ангары. Характерно, что в обе группы (рис. 1) попадают члены не только эффузивных, но также и интрузивных серий. Это показывает, что выявленные особенности определяются, по-видимому, различиями в условиях глубинной эволюции магматического расплава и позволяет предположить в траппах Сибирской платформы два направления докамерной дифференциации.

¹ Из расчетов были исключены пробы С-2 и С-10 со значениями отношений Ba/Sr, попадающими в граничный интервал (0,75—0,85).

Стронций и барий в дифференцированных траппах

Дифференцированные трапповые интрузии Сибирской платформы представлены главным образом пластовыми, сидлоподобными телами мощностью до первых сотен метров. Несмотря на то что исследователи выделяют несколько типов интрузий [7], во взаимоотношениях слагающих пород много общего. Последнее проявляется прежде всего в асимметрии внутреннего строения пластовых массивов и приуроченности наиболее магнезиальных дифференциатов (оливиновые, троктолитовые и шкритовые габбро-долериты) к приподошвенным частям вертикальных разрезов; наиболее железистых дифференциатов (габбро-пегматиты, феррогаббро и др.) — к верхней трети разрезов или к прикровлевым зонам. Магнезиальные и железистые породы связаны постепенными переходами, что подчеркивается последовательным изменением минерального и химического состава: при переходе от первых ко вторым наблюдается тенденция к уменьшению содержания оливина при одновременном увеличении роли микропегматита, свободного кварца и окисно-рудных минералов, а также рост железистости темноцветных минералов и снижение основности плагиоклазов. В интрузиях аламджакского типа отмечаются, кроме того, кислые разновидности пород — гранофиры, однако в общем объеме пород они занимают резко подчиненное положение [8].

Формирование дифференцированных траппов контролируется кристаллизационным фракционированием исходного расплава с различной ролью процессов гравитации. Незначительную роль играют также процессы эманационной дифференциации, диффузия на стадии кристаллизации и ликвация. Магнезиальные породы зоны подошвы большинства исследователей признают ранними, наиболее высокотемпературными образованиями, железистые породы верхней трети вертикальных разрезов — относительно низкотемпературными, сформировавшимися на поздних этапах становления интрузий.

Конкретные примеры строения и особенностей формирования массивов различных типов приведены в целом ряде опубликованных работ [7—12 и др.]. Нашими исследованиями охвачены Черногорская интрузия (Норильский район), являющаяся типичным представителем интрузий норильского типа; западный комплекс Аламджакской интрузии (среднее течение р. Вилюй), служащий примером массивов одноименного типа; Падунская интрузия (район среднего течения р. Ангара) и Кайерканская интрузия (Норильский район), отвечающие представителям слабодифференцированных траппов ангарского типа.

Содержание стронция и бария в исследованных интрузиях колеблется в незначительных пределах (табл. 2). Полученные цифры ($390\text{--}1120 \times 10^{-4}\%$ Sr и $130\text{--}620 \times 10^{-4}\%$ Ba) близки по результатам, приведенным нами ранее для долеритов платформы

Таблица 2

Содержание стронция и бария в разновидностях пород дифференцированных траппов

Породы	Коллич. обр.	Sr	Ba	Ba/Sr	Ca	K
		n × 10 ⁻⁴ вес %			%	
Черногорская интрузия						
Габбро-диориты	3	810	220	0,27	5,33	1,09
Диорит- и габбро-пегматиты	4	820	280	0,34	7,20	1,24
Призматически-офитовые габбро-долериты со спорадическим оливином	4	720	470	0,65	8,63	0,70
Офитовые, оливиновые габбро-долериты	4	630	420	0,67	9,34	0,46
Пойкилоофитовые, оливиново-биотитовые габбро-долериты	5	660	620	0,94	7,57	0,63
Пикритовые габбро-долериты	4	390	360	0,92	4,18	0,56
Такситовые и контактовые габбро-долериты	5	800	390	0,49	7,30	0,53
Средневзвешенное	29	650	450	0,69	7,53	0,57
Ламджахская интрузия (западный комплекс)						
Микродолериты зона эндоконтакта кровли	3	800	160	0,20	7,47	0,68
Долериты с биотитом и кварцем	3	510	210	0,41	4,00	0,97
Кварцевые, щелочные габбро	5	750	180	0,24	—	—
Гранофиры	2	980	130	0,13	—	—
Феррогаббро	6	1120	170	0,15	5,89	0,91
Габбро-долериты	6	930	200	0,21	7,84	0,53
Троктолитовые и меланократовые долериты	5	770	140	0,18	8,54	0,40
Средневзвешенное	30	840	180	0,22	7,54	0,65
Падунская интрузия						
Микродолериты эндоконтакта кровли	1	530	270	0,51	6,58	0,52
Габбро-пегматиты	3	650	200	0,31	6,54	0,35
Призматически-офитовые габбро-долериты	4	550	210	0,38	6,73	0,38
Таксито-офитовые габбро-долериты	4	540	210	0,39	6,54	0,38
Троктолитовые габбро-долериты	2	550	240	0,44	6,58	0,51
Средневзвешенное	14	570	210	0,37	6,58	0,41

Таблица 2 (окончание)

Породы	Коллич. обр.	Sr Ba Ba, Sr			Ca K	
		$n \times 10^{-4}$ вес. %			%	
Кайерканская интрузия						
Микродолериты эндоконтакта кровли	2	590	280	0,47	5,40	0,49
Пойкилоофитовые габбро-долериты	11	570	260	0,46	7,26	0,43
Габбро-пегматиты	5	730	180	0,25	5,16	1,04
Призматически-офитовые габбро-долериты	11	650	210	0,32	7,50	0,48
Офитовые габбро-долериты	5	650	230	0,35	—	—
Пойкилоофитовые габбро-долериты	9	590	290	0,49	7,21	0,53
Микродолериты эндоконтакта подошвы	3	650	240	0,37	7,04	0,57
Средневзвешенное	46	620	250	0,40	6,83	0,63

Примечание. 1. Количество образцов приведено для стронция и бария.

2. Последовательность смены пород в вертикальных разрезах интрузий дана сверху вниз.

($690 \times 10^{-4}\%$ и $360 \times 10^{-4}\%$ соответственно), и несколько выше средних содержания элементов в основных породах, рекомендуемых А. П. Виноградовым [4]. При этом большая дисперсия концентраций обоих элементов наблюдается в интрузиях, дифференцированных наиболее глубоко (норильский и аламджакский типы).

Максимальные количества стронция в пределах главного этапа¹ дифференциации отмечаются в наиболее железистых породах прикровлевой зоны (диорит- и габбро-пегматиты, феррогаббро), минимальные — в более магнезиальных породах подошвы (пикритовые, троктолитовые габбро-долериты).

Особенности распределения бария в вертикальных разрезах интрузий сложнее. Если в слабодифференцированных сериях (интрузии ангарского типа) наблюдается последовательное уменьшение концентраций элемента от ранних дифференциатов к поздним (табл. 2), то в интрузиях норильского и аламджакского типов пониженные концентрации бария свойственны не только наиболее железистым породам, но также и наиболее магнезиальным. Максимальные же количества элемента приходятся на нормальные по составу породы, занимающие промежуточное положение между магнезиальными и железистыми дериватами, но тяготеющие, однако, к первым.

Отмеченные закономерности распределения стронция и бария, особенно в слабодифференцированных траппах, согласуются

¹ Серии главного этапа дифференциации ограничиваются наиболее магнезиальными и железистыми породами.

в целом с существующим мнением об их поведении в процессах дифференциации базальтовой магмы *in situ* [4, 13—15] и подтверждают, таким образом, результаты, полученные исследователями ранее.

Геохимическая история этих элементов, как известно [4, 15], тесно связана с поведением кальция и калия. В основных породах кальций и калий концентрируются главным образом в плагиоклазах и моноклинных пироксенах. Определение содержаний стронция и бария в этих минералах показало тем не менее, что наиболее высокие концентрации элементов ($500—2000 \times 10^{-4}\%$ Sr и $100—1200 \times 10^{-4}\%$ Ba, табл. 3) характерны только для плагиоклазов¹. В моноклинных пироксенах концентрации стронция и бария (табл. 4) лишь в некоторых образцах незначительно превышают уровень чувствительности метода анализа ($3 \times 10^{-4}\%$). Таким образом, практически все количество исследуемых элементов сосредоточивается в лейкокраговой составляющей дифференцированных траппов, представленной на 95—100% плагиоклазами. Это достаточно отчетливо подтверждается балансами распределения стронция и бария с учетом распространенности минералов (табл. 4). Лишь для наиболее магnezиальных пород можно предположить незначительную связь описываемых элементов в других минеральных фазах, в частности в биотитах, содержание которых здесь (например, в оливиново-биотитовых и шикритовых габбро-долеритах интрузий норильского типа) может становиться ощутимым [9].

Преимущественное нахождение обоих элементов в решетках плагиоклазов и их возможность изоморфно замещать одни и те же петрогенные элементы: $\text{Ca}^{2+} \rightarrow (\text{Ba}^{2+}, \text{Sr}^{2+})$; $\text{K}^+, \text{Si}^{4+} \rightarrow [(\text{Ba}^{2+}, \text{Sr}^{2+}), \text{Al}^{3+}]$, казалось бы, должны определять одинаковый характер их поведения в процессе эволюции расплава *in situ*. Однако, как показано выше, стронций накапливается к концу процесса дифференциации, барий обнаруживает тенденцию к накоплению в более ранних продуктах кристаллизации. Особенно четко их противоположное поведение показывает рис. 3, где зависимость между содержанием стронция и бария близка к обратно пропорциональной. Различный характер поведения стронция и бария обусловлен, по всей вероятности, спецификой индивидуальных свойств этих элементов и их ионов.

Хотя стронций, концентрируясь в плагиоклазах, замещает, очевидно, кальций, отчетливо наблюдается тенденция к увеличению содержания элемента по мере уменьшения основности плагиоклазов (рис. 4). Например, для Черногорской интрузии, являющейся наиболее глубоко дифференцированной из числа исследованных, содержание стронция в более основных плагиоклазах магnezиальных пород [9] $800 \times 10^{-4}\%$ (табл. 3), в то время как

¹ В исследованных фракциях плагиоклазов присутствовала незначительная примесь ортоклаза. Последнее относится главным образом к плагиоклазам из железистых пород, в которых отмечается микропегматит.

Таблица 3

Содержание стронция и бария в платноклазах дифференцированных траппов

Породы	№ обр.	Sr, $\mu \times 10^{-4}$ %	Ba, $\mu \times 10^{-4}$ %	Ca, %	$\frac{Sr \times 1000}{Ca}$	$\frac{Ba}{Sr}$
Черногорская интрузия						
Габбро-диориты	62-653	1000	1000	3,60	27,8	1,00
Диорит-пегматиты	62-655	2000	750	4,02	49,7	0,37
Призматически-офитовые габбро-долериты со спорадическим оливином	62-657	1900	1200	8,33	22,8	0,63
Офитовые, оливиновые габбро-долериты	62-665	1300	1000	10,41	12,5	0,77
Пойкилоофитовые оливино-биотитовые габбро-долериты	62-669	800	1100	10,06	8,0	1,38
Пикритовые габбро-долериты	62-671	800	1100	10,52	7,6	1,38
Такситовые габбро-долериты	62-756	800	700	9,87	8,1	0,88
Аламджахская интрузия (западный комплекс)						
Долериты зоны эндоконтакта кровли	61-134	600	360	7,61	7,9	0,60
Феррогаббро	61-102	1000	410	6,24	12,8	0,41
Габбро-долериты	61-72	400	250	9,08	4,4	0,62
Долериты, переходные к троктолитовым	61-67	500	250	10,06	5,0	0,50
Падунская интрузия						
Габбро-пегматиты	59-6	1200	500	5,80	20,4	0,42
Призматически-офитовые габбро-долериты	59-7	700	150	7,06	10,0	0,21
Таксито-офитовые габбро-долериты	59-8	600	140	7,93	7,6	0,23
Кайерканская интрузия						
Пойкилоофитовые габбро-долериты	62-1025	700	220	6,60	10,6	0,31
Габбро-пегматиты	62-1031	1000	420	7,10	14,1	0,42
Призматически-офитовые габбро-долериты	62-1039	400	180	7,70	5,2	0,45
Офитовые габбро-долериты	62-1043	500	160	8,28	6,0	0,32
Пойкилоофитовые габбро-долериты	62-1049	600	200	8,13	7,4	0,33

Таблица 4

Распределение стронция и бария по минералам-носителям ($n \times 10^{-4}$ вес. %)

Минерал	Содержание минерала, вес. %	Содержание в минерале		Вес. %, приходящийся на минерал		Доля, приходящаяся на минерал		Содержание в породе	
		Sr	Ba	Sr	Ba	Sr	Ba	Sr	Ba
Черногорская интрузия, викритовый габбро-долерит, обр. 62-674									
Плагиоклаз	19,83	800	1100	15,9	21,8	54,8	68,2	—	—
Моноклиновый пироксен	23,38	5	2	0,12	0,05	0,4	0,2	—	—
Сумма	43,21	—	—	16,02	21,85	55,2	68,4	290	320
Олвиново-биотитовый габбро-долерит, обр. 62-669									
Плагиоклаз	50,27	800	1100	40,3	55,4	63,9	106,3	—	—
Моноклиновый пироксен	30,11	2	5	0,06	0,15	0,1	0,4	—	—
Сумма	80,38	—	—	40,36	55,55	64,0	106,7	630	520

Падунская интрузия, габбро-пегматит, обр. 59-6

Диорит-пегматит, обр. 62-655

Плагноклаз Моноклининый пироксен	40,84	750	84,3	30,6	141,3	74,2	—	—
	45,94	3	0,15	0,30	0,2	0,7		
Сумма	86,78	—	84,45	30,90	141,5	74,9	730	430

Алмазская интрузия, феррогаббро, обр. 61-102

Плагноклаз Моноклининый пироксен	48,28	410	42,28	19,77	60,5	116,2	—	—
	29,64	100	2,96	0,06	4,2	0,4		
Сумма	77,92	—	45,24	19,83	64,7	116,6	700	170

в железистых дифференциатах, где плагноклазы менее основные, содержание стронция в этих минералах увеличивается до $1900-2000 \times 10^{-4}\%$. Аналогичная зависимость (противоположное поведение стронция и кальция) свойственна в целом и породам (табл. 2).

Отмеченная особенность поведения стронция, свойственная в той или иной степени всем исследованным интрузиям, типична, впрочем, не только для сибирских траппов. Аналогия в его поведении установлена разными исследователями и для некоторых других базальтоидных серий, в частности Турекьяном и Калпом [3] для комплекса Стиллаутер, Монтана и Уэйджером и Митчеллом для Скаергаардской интрузии [13].

В генетически связанных сериях гранитоидов, наоборот, наблюдается резко противоположное поведение стронция: элемент накапливается в более кальциевых породах и в большей степени концентрируется в более основных плагноклазах [16, 17]. Подобная специфика геохимии стронция определяется, по всей вероятности, тем, что поведение элемента контролируется главным образом температурными режимами кристаллизации пород. Если предположить, что стронций является «среднетемпературным» элементом (температура плавления SrO составляет 2430°C против 2572°C для CaO [18]), то становятся объяснимыми особенности его поведения. С этих позиций логичным выглядит накопление стронция в более поздних (менее основных) членах генетически связанных серий базальтоидов и, наоборот, его накопление

в более ранних и более основных фациях гранитоидных серий. Не исключено, что этими же причинами обусловлено накопление стронция в средних породах [4] при общей эволюции вещества земной коры. Кальций же, являясь одним из наиболее высоко-температурных компонентов расплава, выпадает на ранних этапах кристаллизации, накапливаясь в ранних членах базальтоидных и гранитоидных дифференцированных серий. Но лишь в последних этапах его поведение аналогично поведению стронция.

В отличие от стронция барий, концентрирующийся также преимущественно в плагиоклазах (табл. 4), где он замещает, вероятнее всего, Ca^{2+} (и, возможно K^+ , который может в качестве примеси в незначительных количествах находиться в этих минералах), показывает минимальные концентрации в породах с менее основными полевыми шпатами. Вторичное же уменьшение концентраций бария в магмезиальных породах глубоко дифференцированных интрузий (см. табл. 2) обусловлено специфичностью их минерального состава и особенностями формирования этих массивов.

В интрузиях норильского и аламджахского типов в припо-

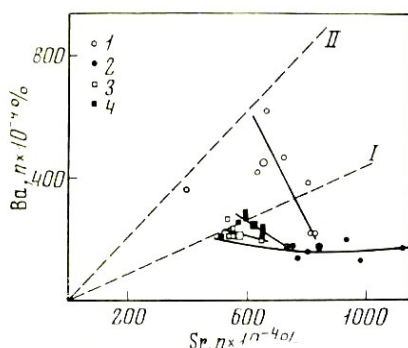
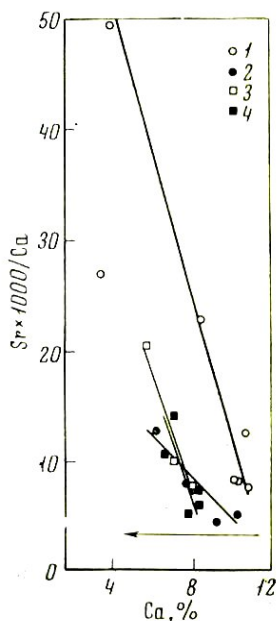


Рис. 3. Характер изменения Ba/Sr отношений в процессе камерной дифференциации базальтовой магмы

1 — Черногорская интрузия; 2 — западный комплекс Аламджахской интрузии; 3 — Падуйская интрузия; 4 — Кайерканская интрузия. Более крупные значки соответствуют Ba/Sr отношениям для средних составов интрузий; пунктиром показаны линии эволюции расплава в докамерный период (см. рис. 1). I, II — то же, что на рис. 1

Рис. 4. Соотношения концентраций стронция и кальция в плагиоклазах дифференцированных интрузий

I—4 — то же, что на рис. 3. Стрелка показывает направление дифференциации



дошвенных горизонтах расположены существенно магнезиальные породы, характеризующиеся большей меланократовостью по сравнению с вышележащими дифференциатами [8, 9]. Например, в пикритах Черногорской интрузии (норильский тип) на сумму темноцветных минералов (главным образом оливин, моноклинный и ромбический пироксены) приходится до 75—80% объема породы, тогда как в других разностях пород количество темноцветных минералов не превышает 50—60%. Вследствие того, что фемические порообразующие минералы содержат весьма низкие количества бария, уменьшение здесь его концентраций достаточно убедительно объясняется уменьшением количества плагиоклаза — главного минерала-носителя этого элемента. В слабодифференцированных массивах ангарского типа, где уменьшение количеств плагиоклаза в породах нижних горизонтов незначительное [11, 19], максимальные концентрации элемента отмечаются в магнезиальных породах (см. табл. 2).

Поведение бария в процессах формирования дифференцированных траппов весьма близко, таким образом, к таковому кальция, но противоположно поведению стронция. В то же время особенности геохимии бария предопределяются также, вероятно, температурными режимами кристаллизации пород. Эта зависимость, отмечавшаяся исследователями ранее [15], подтверждена рядом экспериментальных работ. Так, Энгельхарт, основываясь на экспериментах Дитлера и Лаша, указывает [15], что может быть достигнута значительная смесимость бариевых и кальциевых плагиоклазов, цельзнана и ортоклаза. Причем в последнем случае из расплава выпадают сначала богатые барием компоненты, позднее — богатые калием. Поэтому, очевидно, не случайными причинами обусловлена противоположность в поведении бария и калия в базальтоидных сериях, в том числе и в исследованных интрузиях.

Таким образом, приведенные данные показывают, что поведение стронция и бария в процессах докамерного (базальты и недифференцированные габбро-долериты) и камерного (дифференцированные интрузии) этапов эволюции расплава несколько различается. Особенно четко это видно на рис. 3, где показаны направления дифференциации в обоих этапах: докамерные процессы приводят к образованию серий пород с прямо пропорциональной зависимостью между содержаниями стронция и бария; процессы дифференциации *in situ* служат причиной развития серий пород, члены которых характеризуются зависимостью между концентрацией стронция и бария, близкой к обратно пропорциональной. Характерно, что угол наклона кривых в последнем случае закономерно возрастает от интрузий, обогащенных железом (аламджахский тип) к магнезиальным интрузиям норильского типа (Черногорская интрузия). Для первых дифференциация происходит с изменением концентраций стронция при постоянном в целом содержании бария; для вторых, наоборот, —

с изменением преимущественно содержания бария при незначительных вариациях количеств стронция.

Различие с поведением стронция и бария в двух указанных этапах эволюции расплава определяется, вероятно, различием механизмов дифференциации. В процессах дифференциации *in situ* преобладающим механизмом, по современным представлениям, является кристаллизационно-гравитационное фракционирование расплава. Общепринятого представления о путях докамерного этапа дифференциации магмы до настоящего времени нет. Возможно, что решающим в данном случае является «механизм зонной плавки» [20, 21].

Фигуративные точки пород дифференцированных интрузий, рассмотренных в работе, по Ba/Sr отношениям тяготеют к линии *I* (рис. 3), т. е. попадают в область (на диаграмме) преобладающих Ba/Sr отношений. Следует отметить, что по средним значениям отношений элементов точки интрузий, близких по составу к «среднему» траппу платформы [1], находятся в непосредственной близости от линии *I*. Соответственно точки Аламджакской и Черногорской интрузий располагаются на удалении слева и справа от линии *I*. Это свидетельствует об изначальном обеднении (Аламджакская интрузия) и обогащении (Черногорская интрузия) расплава барием в процессе его глубинной (докамерной) эволюции.

Различие в исходном содержании бария в массивах дифференцированных траппов разного типа приобретает практическое значение в связи с поисками интрузий норильского типа, с которыми могут быть связаны промышленные медно-никелевые месторождения [9]. Действительно, породы последних характеризуются большими концентрациями бария по сравнению с «дифференциатами» интрузий других типов (см. табл. 2). Наиболее четко эта специфика находит свое отражение в содержании бария в плагиоклазах — основных минералах-концентраторах и носителях этого элемента: в породах Черногорской интрузии содержание бария в плагиоклазах больше $700 \times 10^{-4}\%$, в то время как в других типах интрузий оно не превышает величины $500 \times 10^{-4}\%$ (см. табл. 3). Столь же отчетливо эта особенность фиксируется и по Ba/Sr отношениям в плагиоклазах: в большинстве разновидностей пород в плагиоклазах Черногорской интрузии отношение Ba/Sr значительно выше по сравнению с плагиоклазами интрузий других типов (см. табл. 3).

Выявленные геохимические особенности, наряду с установленными ранее по хром-ванадиевым [22] и титан-хромовым [23] отношениям, могут быть использованы в качестве вспомогательных критериев при комплексных поисковых работах.

Выводы

1. Содержание стронция в породах трапповой формации составляет $390-1120 \times 10^{-4}\%$, бария — $130-900 \times 10^{-4}\%$, что несколько выше цифр, приводимых А. П. Виноградовым для основных пород.

2. В процессах докамерной эволюции трапповой магмы по Ва/Sr отношениям фиксируются два направления дифференциации, характерных как для эффузивной, так и для интрузивной фаций траппов.

3. Максимальные количества стронция в интрузиях, дифференцированных *in situ*, характерны для пород поздних этапов кристаллизации, обогащенных железом и располагающихся в верхней трети вертикальных разрезов пластовых тел; минимальные — для магнетитовых пород подошвы, являющихся по времени кристаллизации наиболее ранними. Особенности распределения бария противоположны: минимальные количества элемента отмечаются в железистых породах, максимальные — в магнетитовых (слабодифференцированных интрузиях) или в горизонтах, расположенных несколько выше (интрузии норильского и аламджахского типов).

4. Оба элемента концентрируются главным образом в лейкократовой составляющей траппов, представленной на 90—100% плагиоклазами, где они замещают Ca^{2+} и, вероятно, K^+ . Однако только для бария соблюдается прямая связь с кальцием.

5. Специфика геохимии стронция и бария в процессах дифференциации магмы *in situ* определяется главным образом различной степенью их вхождения в кристаллические фазы в зависимости от температуры: барий более интенсивно связывается в относительно высокотемпературных кальциевых плагиоклазах, стронций, наоборот, обнаруживает тенденцию к накоплению в менее основных, относительно низкотемпературных полевых шпатах.

6. Наблюдается различие в поведении стронция и особенно бария в процессах докамерной и внутрикамерной дифференциации магмы, что обусловлено, по-видимому, различием в механизмах дифференциации на соответствующих этапах.

7. Разновидности пород интрузий норильского типа характеризуются повышенными содержаниями бария, особенно в плагиоклазах (больше $700 \times 10^{-4}\%$) и более высокими значениями Ва/Sr отношений. Эта особенность позволяет предложить новый геохимический критерий определения принадлежности пород к рудоносным интрузиям норильского типа.

ЛИТЕРАТУРА

1. Т. В. Нестеренко, И. С. Авилова, И. П. Смирнова. Редкие элементы в траппах Сибирской платформы.— *Геохимия*, 1964, № 10.
2. F. Walker, A. Poldervaart. Karoo dolerites of the Union of South Africa.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1949, **60**, № 4.
3. К. К. Турекьян, Дж. Калп. Геохимия стронция.— В кн. «Геохимия редких элементов». ИЛ, 1959.
4. А. П. Виноградов. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород.— *Геохимия*, 1962, № 7.
5. А. П. Соловов. Применение методов математической статистики при геохимических поисках. Алма-Ата, 1965.
6. А. К. Митропольский. Техника статистических вычислений. М., Физматгиз, 1961.
7. А. П. Лебедев. О типах дифференциации в траппах Сибирской платформы.— *Изв. АН СССР, серия геол.*, 1957, № 2.
8. В. Л. Масайтис. Петрология Аламджахской трапповой интрузии (бассейн р. Вилуй).— *Труды ВСЕГЕИ, новая серия*, 1958, вып. 22.
9. М. Н. Годлевский. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. Госгеолтехиздат, 1959.
10. В. В. Резердатто. Петрология Анакитского дифференцированного массива и его структура.— *Геология и геофизика*, 1963, № 10.
11. Ю. Н. Корняков, Г. В. Нестеренко, И. П. Смирнова. Петрография Каверканской интрузии траппов и особенности распределения в ней некоторых элементов-примесей.— В сб. «Вопросы геохимии изверженных горных пород и рудных месторождений Восточной Сибири». Изд-во «Наука», 1965.
12. М. С. Мащак, А. А. Панкратов, А. И. Пономаренко. Дифференцированная интрузия Велшга.— В сб. «Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы». Изд-во «Наука», 1966.
13. L. R. Wager, R. L. Mitchell. The distribution of trace elements during strong fractionation of basic magma- a farther study of the Sraergaard intrusion, East Greenland.— *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1951, **1**, № 3.
14. В. В. Бурков, Е. К. Подпорина. Стронций. Минералогия, геохимия и главные типы месторождений.— *Труды ИМГРЭ*, 1962, вып. 12.
15. W. Engelhart. Die Geochemie des Bariums.— *Chemie der Erde*, 1936, **10**, II, 2.
16. В. В. Бурков. Стронций.— В кн. «Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов», I. М., изд-во «Наука», 1964.
17. В. В. Могаровский, А. К. Мельниченко. Геохимия стронция в верхнепалеозойских гранитоидах Южного Гиссара (Таджикистан).— *Геохимия*, 1967, № 9.
18. Диаграммы состояния силикатных систем. Справочник, вып. 1. М.—Л., 1965.
19. Г. Д. Феоктистов. Петрография траппов бассейна среднего течения р. Ангары.— *Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та*, 1961, вып. 7.
20. А. П. Виноградов. О происхождении вещества земной коры.— *Геохимия*, 1961, № 1.
21. А. А. Ярошевский. Принцип зонной плавки и его применение при решении некоторых геохимических вопросов.— В сб. «Химия земной коры», 2. Изд-во «Наука», 1964.
22. Г. В. Нестеренко, И. П. Смирнова. Хром-ванадиевые отношения как поисковый признак дифференцированных траппов Норильского типа.— *Докл. АН СССР*, 1964, **154**, № 6.
23. А. И. Альмухамедов, И. П. Смирнова. Титан-хромовые отношения—дополнительный геохимический критерий обнаружения трапповых интрузий норильского типа.— *Докл. АН СССР*, 1968, **179**, № 5.

ГЕОХИМИЯ СТРОНЦИЯ В ГАББРОИДНЫХ ФОРМАЦИЯХ САЯНО-БАЙКАЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ

Введение

К. Турекьян и Дж. Кали [1] по существу впервые вскрыли основные закономерности распределения Sr в базальтах. Они не только уточнили кларк элемента к земной коре, подметили особенности геохимии в базальтах отдельных районов мира, но и указали на его индикаторную роль при решении ряда конкретных вопросов петрогенезиса.

Последующие работы Г. Фора и Р. Харлея [2], Куширо и Куно [3], И. М. Горохова [4], проведенные на уровне изотопов, подтвердили большую информативность Sr, особенно для определения степени кантаминированности первичной магмы и выяснения общей направленности процесса эволюции магматических очагов. Несмотря на такое важное значение Sr, геохимия его в основных породах складчатых зон изучена в самом общем виде. В Саяно-Байкальской области, например, не определена региональная распространенность Sr в габброндах и отсутствуют цифры содержания для большинства эталонотипных массивов; не известно также, как изменяется концентрация элемента в генетически различных формационных типах и разновозрастных ассоциациях габбро. Имеющиеся же разрозненные определения Sr были получены на основе полуколичественного анализа и не отличаются достаточной точностью.

При выполнении настоящей работы преследовалась цель осветить вопросы геохимии Sr на возможно большем числе массивов — типичных представителей разных формаций базальтоидного ряда.

Для определения стронция была использована методика, позволяющая одновременно оценивать количественное содержание большой группы элементов-примесей в породах и минералах¹.

¹ Наряду со стронцием по этой методике могут быть количественно определены никель, кобальт, хром, ванадий, медь, молибден, свинец, цинк, олово, барий, ниобий, скандий, цирконий и другие элементы.

Техника проведения анализа сводится к следующему. Тонко истертую пробу смешивают в отношении 1 : 1 со спектрально чистым угольным порошком, содержащим элемент сравнения палладий. Испарение и возбуждение вещества пробы проводятся в электродах с шейкой. Источником возбуждения служит дуга постоянного тока силой в 12 а, пробу помещают на анод. Время полного испарения составляет 2,5 мин. Спектры фотографируют на приборе СТЭ-1 (пленка МЗ-3-35). Градуировочные графики

Таблица 1

Сопоставление определений стронция разными методами

№ пробы	Содержание Sr, %		Относительное расхождение результатов, %
	спектральный метод	рентгеноспектральный метод	
64а	0,200	0,190	+5,0
2543	0,050	0,045	+10,0
2544	0,010	0,012	-18,0
25,49	0,027	0,023	-4,0

строят в координатах $\lg R$, $\lg C$. В качестве эталонов используют синтетически приготовленные стандарты. Граница обнаружения — 3×10^{-3} для линии Sr с длиной волны 3464Å. Воспроизводимость метода характеризуется среднеквадратичным отклонением, равным для стронция $\pm 15\%$. Правильность определения проверялась сопоставлением результатов, полученных спектральным и рентгеноспектральным методами (аналитик Г. В. Павлинский; табл. 1). Приведенные цифры воспроизводимости и правильности метода анализа на Sr свидетельствуют о надежности аналитических данных.

Для статистического обчета использованы результаты анализа на Sr и Ca по 100 пробам, отобраным из массивов габбро-пироксенитовой формации (Лысанский комплекс, Восточный Саян) и габбро-перидотитовой формации (Курловский и Нюрундуканский массивы в Северном Прибайкалье). Наряду с этим были проанализированы пробы, любезно переданные нам С. С. Ильенком по массиву горы Патын в Горной Шории, О. И. Пятовым по Кизирским плутонам, Ю. В. Мосным по горе Осерёдок в Восточном Саяне, а также пробы А. Ф. Коробейникова по древним габброндам Кузнецкого Алатау. Хотя для исследования нами использованы материалы по большому числу объектов Саяно-Байкальской области, данные по Sr не всегда имеют генетический смысл. Это объясняется тем, что для некоторых массивов пока отсутствуют строго обоснованные петрологические модели. В этой связи приведенные ниже материалы

по геохимии Sr могут рассматриваться как региональные категории, но не предназначаются для обсуждения деталей петрологии конкретных массивов.

Краткие сведения о геологии массивов

Алтае-Саянская складчатая область характеризуется широким проявлением разновозрастного базальтоидного магматизма [5]. Наибольшего размаха он достиг в пределах Байкалид Восточного Саяна и Северного Прибайкалья и в области раннекаледонской складчатости Кузнецкого Алатау и Горной Шории. Все габбронды подразделяются на определенные формационные типы, которые отличаются по возрасту, приуроченности к различным геологическим структурам, а также по особенностям геохимии. Большинство из них детально описано в литературе [6—11].

Дайкообразные тела древнейших габбро, габбро-амфиболитов распространены в пределах Центрального и Бирюсинского

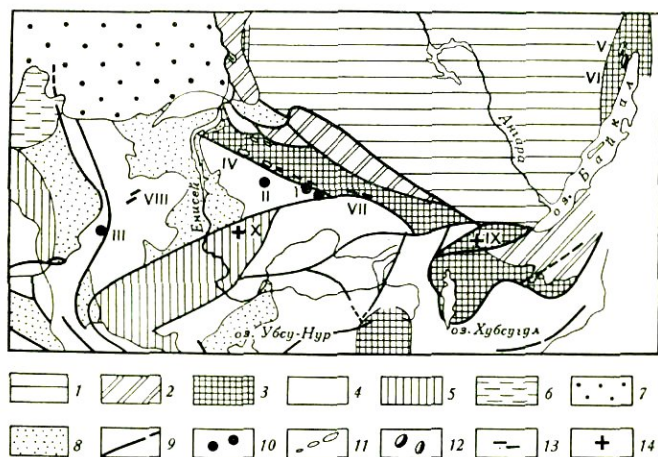


Рис. 1. Размещение некоторых габброидных массивов в тектонических структурах Саяно-Байкальской области (упрощенная схема из работы Г. В. Пинуса и Ю. Н. Клесника «Альпидные гипербазиты Юга Сибири», 1966)

1 — Сибирская платформа; 2 — выступы фундамента Сибирской платформы; 3—7 — складчатые структуры: 3 — протерозойские, 4 — древнекаледонские (салаирские), 5 — каледонские, 6 — герцинские, 7 — герцинские наложенные прогибы; 8 — покров мезо-кайнозойских отложений; 9 — региональные разломы; 10—14 — габброидные массивы: 10 — стратифицированные конформные (Р — С) (I — Кизирские, Восточный Саян, II — Осерёдок, Восточный Саян, III — Патын, Горная Шория), 11 — габбро-пироксенитовой формации синия (IV — Лысанская группа, Восточный Саян), 12 — габбро-перидотитовой формации (V — Нюрундуканский, VI — Курловский, Северный Байкал), 13 — тела габбро-амфиболитовой формации (VII — Хойто-Окинский, Агульский в Восточном Саяне, VIII — Бьюский, Кузнецкий Алатау), 14 — тела палингенового габбро (IX — Хуша-Гол, X — р. Кашкарет, Западный Саян)

антиклинорий Восточного Саяна [6], на юго-западной окраине Сибирской платформы (рис. 1). В Кузнецком Алатау близкие по составу породы приурочены к вулканогенно-осадочной и эффузивной свитам [7]. Для пород комплекса характерно достаточно высокое отношение Mg/Fe (1,34), повышенное содержание Rb (31 $г/т$) и Sr (400 $г/т$). Абсолютный возраст их аналогов в Восточном Саяне оценивается в 1178 млн. лет [6].

Габбро-пироксенитовая формация Сибири объединяет ряд массивов Лысанского комплекса на южном крыле антиклинория Восточного Саяна (протеросаяна) [8]. Внутри массивов габбро перемежается с пироксенитами и отличается повышенной титаноносностью.

Интрузивные тела никеленосной габбро-перидотитовой формации Северного Байкала (Нюрундуканский, Курловский) приурочены к зонам разломов на границе внешнего и внутреннего пояса Байкалид [9, 10].

Габбро участков завершённой складчатости¹ представлены группой Кизирских массивов, интрузивами гор Осерёдок в Восточном Саяне и Патын в Горной Шории. Кизирские массивы залегают на пересечении дизъюнктивов Западно-Саянского и Восточно-Саянского направлений [12, 13]. Массив Патын располагается по окраине Мрасского карбонатного блока [14, 15]. По химическому составу и внутренней структуре эти массивы сходны с базальтовыми интрузивами платформ. Абсолютный возраст их в Кузнецком Алатау не древнее 411—438 млн. лет [15].

Палингенные габбро пространственно тесно ассоциируют с гипербазитами [16]. Они содержат в различной степени переработанные ксенолиты эффузивов и серпентинитов; характеризуются пестротой минерального состава, разнообразием структур и текстур, а также большой дисперсией отношения Mg/Fe и повышенной концентрацией Sr .

Приведенные для сравнения гибридные породы габбро-диоритового и габбрового состава залегают в виде шлиров по периферии плутона гранодиоритов горы Аргыджек в Восточном Саяне [17].

Основные черты геохимии Sr в габброидных формациях

Стронций является типичным элементом базальтоидных формаций [1, 18]. В породах основного состава элемент обычно не образует самостоятельных минералов, будучи рассеян в силикатах и аксессуориях [18, 19].

¹ Ранее габбро Кизирских массивов описывались в составе габбро-монзонит-сиенитовой формации [11]. Новыми данными доказана генетическая самостоятельность сиенитов, поэтому кизирские габбро мы считаем целесообразным относить к формации участков завершённой складчатости. Массивы в дальнейшем будем именовать стратифицированными и конформными в отличие от базальтовых, для которых употребляется термин «расслоенные» интрузии платформ.

Таблица 2

Среднее содержание стронция и других элементов
в основных породах различных формаций

Порода	Число проб	Sr, г/т	Ca, %	Sr/Ca×10 ³	Rb, г/т	Rb/Sr×10 ³
1	31	913	8,0	11,4	10,5	11,5
2	42	895	8,05	11,1	12,5	14,0
3	9	340	7,12	4,8	31,0	91,2
4	19	690	7,7	9,0	—	—
5	245	465	7,1	6,5	—	—
6	—	440	6,7	6,6	—	—
7	22	594	6,1	9,7	—	—
8	—	258	5,4	4,8	—	—
9	—	208	9,5	2,2	—	—
10	—	410	7,7	5,3	—	—

1—габбро стратифицированных массивов Кизирского и горы Осерёдок в Восточном Саяне и Патынского в Горной Шории; 2—габбро из габбро-пироксенитовой формации в Восточном Саяне (Лысанские и др. массивы); 3—габбро-амфиболиты Хойто-Оквинский в Восточном Саяне и Бюйский в Кузнецком Алатау; 4—долериты Сибирской трапповой формации [20]; 5—базальты мира [1]; 6—кларк, по А. П. Виноградову [21]; 7—среднее по лавам Гавайских островов; 8—габбро контаминированное; 9—габбро пегматоидное; 10—габбро базальное № 7–10, по данным Турекьяна и Калпа [1].

Региональная распространенность Sr в габброидах базальтового происхождения Саяно-Байкальской области достигает 635 г/т, а отношение ¹ Sr/Ca равно 9,5 (табл. 2). Эти цифры сопоставимы с содержанием элемента в долеритах трапповой формации Сибирской платформы [20] и в общем близки к среднему составу из «первичных» и «поздних» лав Гавайев, базальтов Фенноскандии и оливниновых базальтов северо-западной части Тихоокеанского побережья Северной Америки [1]. В то же время региональная распространенность Sr в габброидах Саяно-Байкальской области превышает кларк элемента в базальтах (465 г/т), по К. Турекьяну и Дж. Каллу [1], и в основных породах (440 г/т, табл. 3), по А. П. Виноградову [21]. Значение его заметно отклоняется к концентрации Sr в диоритах и более чем в 1,5 раза выше количественного уровня в земной коре (385 г/т).

Ниже следует остановиться на особенностях распределения Sr в габброидных массивах и формациях, месте его в магматической стадии среди других элементов и соотношении с Ca.

Прежде всего необходимо отметить, что отдельные формационные типы резко разграничиваются между собой по содержанию Sr. Наиболее высокой концентрацией элемента характери-

¹ Геохимия Sr в основном определяется связью с его петрогенным аналогом — Ca, поэтому отношение Sr/Ca имеет индикаторное значение [19]. Для удобства мы выражаем его в виде Sr/Ca×10³.

Таблица 3
Распределение стронция в основных породах различных формационных типов
Саяно-Байкальской области

Формационные типы пород	Массив	Регион	Породы	Геологический возраст	Число проб	Sr, ε/m		Ca, %	Sr $\times 10^3 / Ca$	Rb, ε/m	Rb $\times 10^3 / Sr$	Mg/Fe
						среднее	дисперсия					
1	Кизирский Патын Осерёдок	ВС ГШ ВС	Габбро, габбро-пориты	p—C	10	900	340—1600	7,66	12,0	21,0	23,0	1,09
					10	770	650—890	7,60	10,0	2,5	3,0	0,83
					11	1070	300—1200	8,80	12,20	7,0	6,5	1,68
2	Лысанский Кедранский Нюрункан	ВС СБ	Габбро, габбро-широксениты	Sp	29	880	100—3000	7,45	11,80	9,0	10,0	1,22
13					910	770—1060	8,65	10,50	16,0	17,6		
4	Хойто-Окинск Буйский	ВС КА	Габбро, габбро-амфиболиты	Pt ₁	4	190	100—280	8,25	2,30	31,0	163,0	1,34
					5	490	80—940	6,00	8,20	31,0	63,0	
5	Хуша-Гол Кашкарет	ВС ЗС	Габбро пегматонидные и другие метасоматические	—	8	60	40—80	8,70	0,69	5,0	83,0	5,7
					8	210	120—320	5,00	4,20	9,0	43,0	
6	Аргыджек	ВС	Гибридные	—	4	440	310—560	6,90	6,37	19,7	45,0	1,6

1—стратифицированные конформные этапов завершённой складчатости; 2—габбро-пироксенитовый; 3—габбро-перидотитовый; 4—габбро-амфиболитовый; 5—палингенный и метасоматический типы габбро; 6—гибридный тип гранитоидов. ВС—Восточный Саян; КА—Кузнецкий Алагау; СБ—Северный Байкал; ЗС—Западный Саян; ГШ—Горная Шория.

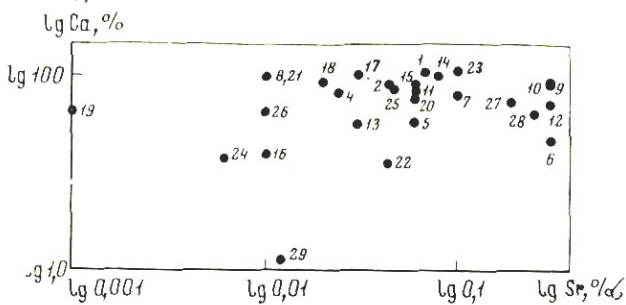


Рис. 2. Диаграмма логарифмической зависимости концентраций Sr от логарифмического значения содержания Ca в основных породах Восточного Саяна

зуются габбро типично базальтоидных серий. Ведущее место среди них (913 г/т) занимают основные породы стратифицированных массивов (см. табл. 2, 3). Далее следуют габбро-пироксенитовая и габбро-перидотитовая формации, где количество Sr соответственно оценивается в 895 и 910 г/т. Низкая стронциеность присуща габбро-амфиболитам и натрийным габбро (340 и 135 г/т). В гибридных породах гранитоидов фиксируется до 440 г/т. В указанном ряду, за исключением гибридных образований, уменьшение содержания Sr сопровождается ростом величины отношений Rb/Sr и снижением Sr/Ca.

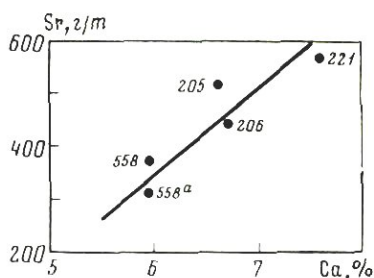


Рис. 3. Соотношение содержания Sr и Ca в гибридных породах гранитоидного массива Аргыджек Восточного Саяна. Каждая точка — среднее из трех определений

Интересен вопрос о соотношении Sr и Ca в различных сериях основных пород. Ранее К. Турекьян и Дж. Кали указали на отсутствие когерентности между этими элементами в базальтах и существование прямой связи в гранитоидах. По мнению этих исследователей, концентрация Sr в базальтах больше контролируется содержанием элемента в исходной магме, дифференциацией и фракционной кристаллизацией, чем геохимической близостью с кальцием. Что касается габброидов складчатых областей, то в них, судя по графической проверке (рис. 2), так же как в базаль-

тах, содержание Sr практически не зависит от количества присутствующего в породе Ca. Расчетная оценка степени связи показывает равноценные значения коэффициентов парной корреляции в базальтах ($r = -0,048$) и в породах основного состава одной из формаций ($r = -0,078$) складчатых зон. В противоположность этому в гибридных породах очень четко выражена прямая зависимость между Sr и Ca, обычно свойственная гранитоидным сериям (рис. 3).

Габброидные формации Саяно-Байкальской области различаются не только по абсолютной концентрации Sr, но и по характеру его распределения. Математическая обработка данных анализа проб на стронций, выполненная с целью проверки гипотезы его распределения, показала, что рассеяние элемента в основных породах конформных массивов субплатформенных этапов развития не противоречит нормальному закону, тогда как в габбро-пироксенитовой формации приближается к логнормальному [22]. При рассмотрении табл. 4 можно также убедиться в идентичности закона распределения и его некоторых параметров, в частности, дисперсии в базальтах и габбро стратифицированных конформных массивов складчатой области. Сходство функции распределения Sr в сравниваемых группах пород, по-видимому, возникает в результате проявления близких физико-химических и динамических процессов в магме, локализованной в разной структурной обстановке.

К. Турекьян и Дж. Калл на основании анализа материалов Хесса по массиву Стиллутер показали, что от подошвы к кровле массива с уменьшением анортитовой составляющей плагиноклаза в анортозитах и габбро возрастает количество Sr (табл. 5). При этом из-за тенденции Sr долго удерживаться в плагиноклазовом остатке кристаллы, образующиеся в последнюю очередь, имеют самое высокое отношение Sr/Ca. Поскольку одним из ведущих механизмов формирования конформных плутонов Саяно-Байкальской области была гравитационная дифференциация, то по аналогии с дифференцированными эталонными массивами Стиллутер [1] и Скаергард [23], по которым картина распределения Sr по разрезу и поведение его в процессе известны, можно допустить, что в изучавшихся нами массивах содержание Sr также будет возрастать при движении от нижних горизонтов к верхним, а максимум накопления Sr будет приходиться на плагиноклазы жильной стадии. С наибольшей долей вероятности подобное распределение Sr можно ожидать в массиве Патын, так как его строение почти соответствует классическому типу стратифицированных интрузий платформ.

В дополнение к сказанному выше следует указать, что внутри формации от массива к массиву наблюдаются существенные вариации концентрации Sr. Среди стратифицированных интрузий максимум концентрации Sr — 900—1070 г/т отмечен в габбро-плутонов Осерёдок и Кизирский в Восточном Саяне. Содержание

Таблица 4

Проверка гипотезы распределения стронция в основных породах

Порода	\bar{x}	s	A	C	Вид распределения
I	0,055	0,029	-0,358	0,79	Нормальный закон
II	0,092	0,053	-0,067	0,85	Нормальный закон
	$\lg \bar{x}$	$\lg s$	A	C	
III	2,68	0,70	-0,07	0,74	Логнормальный закон

I—базальты [1]; II—габбро концентрически зональных массивов сублатформенного этапа развития Саяно-Байкальской области; III—габбро из габбро-пироксенитовой формации Восточного Саяна. \bar{x} —среднее арифметическое; s—дисперсия; A—коэффициент асимметрии; C—коэффициент эксцесса.

Таблица 5

Содержание стронция и кальция в плагиноклазах пород комплекса Стиллутер, Монтана (по Турекьяну и Каллу [1])

№ плагиноклаза (% An)	Ca, %	Sr, ϵ/m	Sr/Ca $\times 10^3$	№ плагиноклаза (% An)	Ca, %	Sr, ϵ/m	Sr/Ca $\times 10^3$
86	12,4	141	1,14	75	10,9	201	1,84
80	11,6	191	1,65	74	10,7	243	2,27
79	11,5	196	1,70	62	9,0	270	3,00
79	11,4	200	1,76				

Таблица 6

Распределение стронция в минералах габбро Лысанского комплекса Восточного Саяна

(среднее содержание в породе 0,038)

Минерал	Содержание		Вес. % Sr, приходящегося на минерал
	минералов в породе, в вес. %	Sr в минерале, %	
Лабрадор—битовинг	45,0	0,040	0,018
Зеленая роговая обманка	30,0	0,010	0,003
Кесутиг	13,0	—	—
Апатит	4,0	1,50	0,030
Ильменит	6,0	—	—
Сфен	2,0	—	—
Сумма	100,0		0,081

элемента в массиве Патын не превышает 890 г/т. Отношение же Sr/Ca изменяется мало, чего нельзя сказать о Rb/Sr. Повышенной величиной отношения Rb/Sr выделяются Кизирские массивы Восточного Саяна (см. табл. 3). Эта особенность их геохимии обусловлена либо высокой общей щелочностью магмы, либо паложением на габбро процессов калишпатизации, в которых заметную роль играют редкие щелочи.

Основные породы габбро-пироксенитовой формации по содержанию Sr занимают промежуточное положение между кизирскими габбро и габбро-амфиболитами, так как среднее содержание Sr по 29 анализам достигает 880 г/т. Количество элемента в авгитовых пироксенитах, серпентинизированных пироксенитах, перидотитах и альбититах соответственно равно 450, 120, 110 г/т. Расчет баланса (табл. 6) показывает, что около 25% всего Sr габбро независимо от содержания рассеивается в породообразующих силикатах (авгит и амфибол 10—100 г/т, плагиоклаз 500 г/т). Основными же минералами-концентраторами Sr являются апатит и карбонаты жильной стадии, на долю которых приходится 75% Sr. На диаграмме, построенной в координатах Ca к Sr/Ca

(рис. 4), видно, что в габбро при слабом возрастании количества Ca резко уменьшается величина показателя Sr/Ca. Таким образом, можно говорить о почти полной независимости концентрации Sr от содержания Ca не только в базальтах, но и в габбро складчатых зон. Однако по сравнению со стратифицированными телами базальтов [1], где картина распределения ряда элементов, в том числе и Sr, проста и зависит от местоположения минералов в разрезе плутона, распределение элемента в габбро-пироксенитовой формации зависит преимущественно от возрастной позиции минеральных парагенезисов. Сказанное подтверждается сравнением концентраций Sr и Ca в таком проходящем минерале, как плагиоклаз. Можно проследить (табл. 7), как от породообразующего андезин-лабрадора к жильному альбититу со снижением основности возрастает содержание Sr и

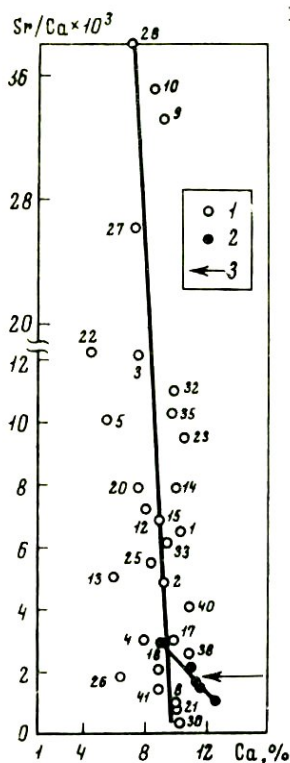


Рис. 4. Диаграмма зависимости характеристики $Sr/Ca \times 10^3$ от содержания Ca

1 — основные породы габбро-пироксенитовой формации; 2 — базальты массива Стиллутер [1]; 3 — фронт кристаллизации базальтов

величина Sr/Ca отношения. Следовательно, в период формирования габбро-пироксенитового комплекса Sr в процессе фракционирования также предпочитал до конца процесса накапливаться в жидкой плагиоклазовой фазе. Аналогичная тенденция поведения Sr обнаруживается в «расслоенных» базальтоидных сериях. Наблюдается, например, существенное обогащение Sr поздних по времени лав относительно состава родоначального расплава [1].

Основным породам, пространственно связанным с гипербазитами, в целом присуще низкое содержание Sr (135 г/т) при довольно сильной его дисперсии (от 60 до 210 г/т). Предел его концентраций лишь в 2—2,5 раза выше, чем в силикатной фазе каменных метеоритов [24] и в 6 раз ниже кларка (465 г/т) для базальтов [1]. Однако эти породы отличаются от базальтов также меньшим значением отношения Sr/Ca (2,45). По величине последнего они приближаются, с одной стороны, к кантаминированным или пегматоидным габбро (табл. 2), с другой — к гибридным породам гранитоидного происхождения. Вместе с тем этим образованиям свойственно высокое значение параметра Rb/Sr, близкое к соответствующим параметрам кислых контаминатов [2]. В габбро «чистой линии», наоборот, величина Rb/Sr отношения в общем низка, но значительно варьирует около среднего.

Если содержание Sr, показатель Sr/Ca и другие геолого-геохимические данные для габбро складчатых зон указывают на их базальтоидное происхождение, то эти же характеристики в палингенных габбро ставят под сомнение генетическую связь последних с базальтоидными расплавами. Зафиксированные в породах повышенные величины отношения Rb/Sr, обычно свойственные гранитоидам, и Mg/Fe, типичные для гипербазитов, лишней раз свидетельствуют о смешанном палингенно-метасоматическом пути их рождения. Следует сказать, что пестрота состава и разнообразие структур указывают на неравновесный и незавершенный характер самого процесса.

По сравнению с габбро базальтоидных формаций габбро-амфиболиты протерозоя в общем отличаются низкой стронциеносностью. Среднее содержание элемента, равное 340 г/т, почти в 2 раза ниже регионального кларка Sr для базитов Саяно-Байкальской области. В какой-то степени частичное обеднение этих пород стронцием может быть связано с метаморфической дифференциацией, проявляющейся как следствие регионального метаморфизма. Но главная причина низкой концентрации стронция в габбро-амфиболитах заключается в обедненности этим элементом первичной магмы, ибо известно, что дифференциация элементов при метаморфизме имеет незначительные масштабы и не приводит к существенному изменению химического состава [25, 26]. Кроме того, как подчеркнул в одной из последних работ Хайер [27], региональный метаморфизм обычно не сопровождается уменьшением содержания Sr. В связи с этим не лишено

основания предположение о происхождении габбро-амфиболитов из субстрата, по составу близкого к полевошпатовым перидотитам, и, следовательно, обедненного элементами щелочного ряда. Отмечается, что содержание Sr в древних габброндах приближается к таковому в лавах Гавайских островов (398 ϵ/r), которые принято относить к наиболее вероятным продуктам выплавки из мантии [1].

При сравнении основных пород отдельных регионов Саяно-Байкальской области нельзя не заметить контрастности их по содержанию Sr (табл. 8). Аномально высокое количество Sr приходится на габбронды Северного Байкала, минимальные — на габбро Восточного Саяна. Величина отношения $Rb/Sr \times 10^3$ достигает 22 в габброндах Восточного Саяна и снижается до 18 на Северном Байкале. Не менее четко различаются габбро этих регионов по содержанию Rb (см. табл. 8).

Возникает вопрос, чем объясняется общая повышенная стронциенность габбро складчатой области и различие отдельных массивов по содержанию Sr. Имеется попытка отнести эту особенность за счет ассимиляции габброндной магмой стронций-содержащих хемогенных пород, через которые она интродуцирует. Однако это объяснение нельзя признать удовлетворительным, так как оно находится в противоречии с рядом геологических фактов. Прежде всего отсутствует прямая зависимость между насыщенностью габбро стронцием и площадью развития карбонатных пород на современном эрозионном срезе. Так, поля распространения известковистых толщ в Кузнецком Алатау и Восточном Саяне приблизительно одинаковы, а содержание Sr в габбро различное. В районах Северного Прибайкалья доля карбонатных пород в общем балансе незначительна, а насыщенность габбро стронцием высокая. Более того, в непосредственном контакте с

Таблица 7

Содержание стронция в последовательно выделившихся минералах Лысанского комплекса

Минерал	Число проб	Sr, ϵ/m		Ca, %	Sr $\times 10^3$
		среднее	дисперсия		
Титан-авгит	4	10	0—40	14,57	0,039
Андезин породообразующий	3	430,0	400—600	5,14	8,4
Зеленая роговая обманка	3	100	0—200	8,57	1,2
Андезин шпировый	3	500	400—600	6,10	8,2
Биотит	2	20	0—40	0,18	11,0
Кальцит	3	1000	—	33,91	2,57
Альбит из жил	6	600	100—2000	0,55	109,0

Таблица 8

Распределение содержания стронция и других элементов
в основных породах различных регионов Саяно-Байкальской области

Регион	Число массивов	Общее колич. проб	Sr, г/т	Ca, %	Rb, г/т	Sr/Ca×10 ³	Rb/Sr×10 ³
1	7	76	593	7,80	13	7,6	22,0
2	2	18	630	6,30	14	10,0	22,0
3	2	13	910	8,65	16	10,5	18,0

1—Восточный Саян; 2—Кузнецкий Алатау, Горная Шория; 3—Северный Байкал.

известняками в габбро не фиксируется заметного роста содержания Sr. В Патынском массиве, залегающем среди известняков, концентрация элемента в габбро ниже, чем в остальных массивах этого формационного типа. Наконец, имеется еще одно возражение против гипотезы обогащения габброидов ассимиляционным стронцием. Как известно из работ А. П. Виноградова, А. Б. Ронова и др., содержание Sr закономерно возрастает по мере аккумуляции все более молодых осадков [28]. На основании этого можно допустить, что карбонатные породы Восточного Саяна, наиболее бедные Sr, вследствие своего древнего возраста по сравнению с аналогичными образованиями смежных районов, должны были обусловить слабую «заражаемость» габбро хемогенным стронцием. В действительности здесь наблюдается противоположная картина. Следовательно, при объяснении эффекта высокой стронциеносности отдельных магматических тел и их природных совокупностей нельзя преувеличивать роль ассимиляции магмой стронция из вмещающих пород в условиях верхних структурных горизонтов земной коры. Очевидно, нужно отдать предпочтение процессам обогащения магмы элементом в обстановке больших глубин. В этой связи достаточно сослаться на работы В. Пинсона и И. М. Горохова [4, 29], которые, используя изотопные смещения Sr⁸⁷ к Sr⁸⁶, приходят к выводу о большом размахе кантаминации в глубинных базальтоидных очагах.

Распределение некоторых элементов, в том числе и Sr, достаточно четко отражает главные моменты химической эволюции габброидной магмы во времени. При корреляции идентичных типов пород из массивов разного возраста, но лежащих в пределах одной структурной зоны, устанавливается, что от древних к молодым интрузиям заметно возрастает концентрация Sr и отношение Sr/Ca, а величина Rb/Sr отношения снижается (рис. 5). Сейчас не представляется возможным однозначно объяснить особен-

ности распределения Sr в разновозрастных габбро. Вероятно, подмеченное колебание содержаний элемента в гротескном виде отражает главные этапы геологической эволюции базальтового вещества во времени.

Основные выводы

По содержанию Sr отдельные формационные типы Саяно-Байкальской области достаточно четко разграничиваются между собой.

Наиболее высокой стронциеносностью характеризуются габбро, имеющие базальтоидное происхождение. Среди них ведущее место (913 г/т) занимают стратифицированные конформные массивы верхнего палеозоя (С — Р). Внутри этой формации наиболее высоким содержанием отличаются интрузии габбро Восточного Саяна. За этой группой следуют основные породы массивов габбро-пироксенитовой и габбро-перидотитовой формаций синия — кембрия, в которых концентрация элемента, соответственно, 880 и 910 г/т. Самый низкий уровень Sr (135 г/т) имеют палингенные габброиды, пространственно ассоциирующие с массивами гипербазитов. Древнейшие в районе габбро-амфиболиты (Pt₁) несут около 340 г/т Sr. В этом ряду формаций по мере сни-

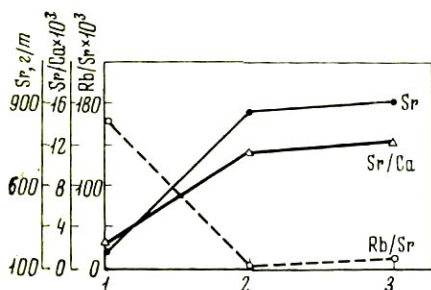


Рис. 5. Эволюция состава габброидной магмы во времени (Восточный Саян)

1 — габбро — габбро-амфиболиты (Pt₁); 2 — основные породы габбро-пироксенитовой формации (Sn); 3 — габбро стратифицированных массивов (P — C)

жения содержания Sr заметно уменьшается отношение Sr/Ca и увеличивается отношение Rb/Sr. Последнее достигает своего максимума в древних и палингенных габбро и гибридных породах гранитоидного происхождения.

Ассоциации основных пород каждой из геологических провинций различаются концентрациями Sr. Аномально высоким содержанием выделяется район Северного Байкала. Минимальные количества характерны для габброидов Восточного Саяна.

Средняя величина концентрации Sr в габбро Восточного Саяна (593 г/т) почти соответствует уровню содержания элемента в базальтах Фенноскандии, системы Карру в Африке и некоторых островов внутренней части Тихого океана [1], тогда как в Кузнец-

ком Алатау и Горной Шории она приближается к количеству Sr в долеритах Сибирской платформы [20] и оливнивых базальтах районов Северной Америки [1]. Региональный кларк Sr для основных пород «чистой линии» Саяно-Байкальской области равен 635 г/т, что значительно превосходит мировую распространенность Sr в базальтах, равную по современной оценке К. Турекьяна и Дж. Калпа 465 г/т [1].

Охарактеризованные выше формационные типы пород различаются не только по абсолютному содержанию Sr, но и по характеру его распределения. В габбро стратифицированных массивов складчатых зон, так же как и в базальтах платформ, локализация Sr не противоречит нормальному закону, имеет небольшие и в общем сопоставимые параметры дисперсии. В габбро-широксенитовой формации распределение Sr подчиняется догнормальному закону и характеризуется большой амплитудой колебания содержания. Неидентичность функций распределения элемента в габброидах разных формаций, возможно, является отражением различных путей развития магматических очагов в субплатформенных и геосинклинальных условиях. Независимо от генетической и формационной принадлежности как в габбро складчатых зон, так и в базальтах платформ в общем выдерживается обратная корреляционная зависимость содержания Sr и Ca с почти одинаковой степенью корреляционной связи. Исключение представляют гибридные породы, которым свойственна типичная для гранитоидов прямая зависимость концентраций Sr от количества Ca.

Вопрос о причинах неодинакового содержания Sr в габброидах описываемых групп в настоящее время не может быть решен однозначно. Высокую стронциенность, свойственную габброидам Северного Байкала и Саяно-Байкальской области в целом, очевидно, нельзя связать генетически с процессами ассимиляции Sr из вмещающих карбонатных пород, так как в массивах, непосредственно интродуцирующих карбонатные породы, не наблюдается обогащения габброидов стронцием. Следует предположить возможность кантаминации магмы стронцийсодержащими породами в глубинных магматических очагах. Признаки такой кантаминации обнаруживаются в последнее время по соответствующему смещению отношения изотопов Sr^{87}/Sr^{86} [4, 28].

Если согласиться с общепринятыми представлениями об увеличении содержания Sr и щелочей в направлении от глубинных участков к поверхности Земли [30] и считать справедливыми данные об уменьшении отношения Rb/Sr в верхней мантии с глубиной [2, 31], то колебание величин таких геохимических характеристик в габброидах разных регионов Саяно-Байкальской области можно относить за счет зарождения магматических очагов на различных высотных уровнях и в субстрате, гетерогенном по химическому составу, а следовательно, и по содержанию Sr. Аналогичное предположение, основанное на материале изуче-

ния базальтов, в последнее время высказано И. М. Гороховым [4].

Несомненно также, что вариации содержания Sr в габбро могут быть вызваны эволюцией химизма материнского субстрата в течение геологического времени. Достаточно убедительно это иллюстрируется примером Восточного Саяна, где от раннепротерозойских к позднепалеозойским интрузиям габбро постепенно нарастает содержание Sr и Sr/Ca отношение и параллельно снижается отношение Rb/Sr. Эта тенденция обогащения Sr все более молодых по возрасту интрузий в общем виде повторяет осадочный цикл элемента в ходе развития Земли [28]. Основные причины закономерного изменения уровня Sr и Rb в габбро разного возраста заключаются в закономерном сдвиге изотопного состава земного Sr в сторону обогащения Sr⁸⁷ за счет распада Rb⁸⁷ [4]. Можно полагать, что рассчитанный для Саяно-Байкальской области региональный кларк Sr габброндов с известным приближением отражает концентрацию элемента в базальтовом слое, подстилающем в прошлом сиалическую оболочку Саяна и Прибайкалья.

Предпринятая нами попытка изучения геохимии Sr выдвигает целый ряд новых и важных вопросов. Прежде всего необходимо выяснить особенности распределения изотопов элемента в интрузивных телах разной структуры и их поведение в магматическом и постмагматическом процессах. Важно также вскрыть главные черты распределения Sr в эффузивных эквивалентах габброндов.

ЛИТЕРАТУРА

1. К. Турекьян, Дж. Калп. Геохимия стронция.— В кн. «Геохимия редких элементов». ИЛ, 1959.
2. G. Faure, P. M. Hurlley. The isotopic composition of Sr in oceanic and continental basalts: application to the origin of igneous rocks.— *J. Petrology*, 1963, 4, № 1.
3. J. Kushiro, H. Kuno. Origin of primary basalt magmas in classification of basalt rock.— *J. Petrology*, 1963, 4, № 1.
4. И. М. Горохов. Некоторые вопросы геохимии изотопов стронция.— *Сов. геология*, 1968, № 2.
5. О. М. Глазунов. Особенности проявления ультраосновного и основного магматизма в западной части Восточного Саяна.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Зап. Сибири. Изд-во Томск. ун-та, 1964.
6. В. С. Дибров. Геология центральной части Восточного Саяна. Изд-во «Недра», 1964.
7. Л. В. Бозин, Н. Л. Охалкин. Интрузивные комплексы Коммунар-Балахчинского района Кузнецкого Алатау.— В сб. «Интруз. комплексы юга Красноярского края». Новосибирск, 1967.
8. О. М. Глазунов. Лысанский габбро-пироксенито-серпентинитовый комплекс в Западной части Восточного Саяна.— *Геология и геофизика*, 1961, № 3.
9. М. И. Грудинин. Петрография Ньюрундуканского и Давыренского габбро-перидотитовых массивов (Сев. Прибайкалья). Петрография Вост. Сибири, III. Изд-во «Наука», 1965.

10. Л. И. Салоп. Геология Байкальской горной области, II. М., изд-во «Недра», 1967.
11. Ю. А. Кузнецов. Главные типы магматических формаций. М., изд-во «Недра», 1964.
12. А. Д. Шелковников. Дифференцированная габброидная интрузия бассейна на р. Казыр в Восточном Саяне.— Сов. геология, 1958, № 3.
13. А. П. Лебедев, О. А. Богатиков. Петрология Кизирского габбро-сиенитового плутона (Восточный Саян).— Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 97. Изд-во АН СССР, 1963.
14. С. С. Ильенко. Основные черты петрологии Патянского массива.— Геология и геофизика, 1960, № 4.
15. С. С. Ильенко. Петрология габбро-сиенитового комплекса Горной Шории. Изд-во Томск. ун-та, 1964.
16. Г. В. Пинус, В. А. Кузнецов, И. М. Волохов. Гипербазиты Алтае-Саянской области. М., Изд-во АН СССР, 1958.
17. А. Д. Шелковников. Основные черты петрологии и металлогении Ольховского гранодиорит-плагногранитного комплекса.— В сб. «Новые данные по геологии Красноярского края».— Материалы по геол. и полез. ископ. Красноярского края. Красноярск, 1964.
18. А. Е. Ферсман. Геохимия, I. ОНТИ, 1934.
19. Геохимия редких элементов, I. ИМГРЭ. Изд-во «Наука», 1964.
20. Г. В. Нестеренко и др. Редкие элементы в траппах Сибирской платформы.— Геохимия, 1964, № 10.
21. А. П. Виноградов. Закономерности распределения химических элементов в земной коре.— Геохимия, 1956, № 1.
22. Ю. Ю. Урбах. Биометрические методы. М., изд-во «Наука», 1964.
23. L. R. Wager, R. L. Mitchell. The distribution of trace elements during strong fractionation of basic magma — a further study of the Skaergard intrusion, East Greenland.— Geochim. Cosmochim. Acta, 1951, 1, № 129.
24. А. П. Виноградов. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— Геохимия, 1962, № 7.
25. Ф. Тернер, Дж. Ферхуген. Петрология изверженных и метаморфических пород. ИЛ, 1961.
26. Н. А. Елисеев. Метаморфизм. Изд-во «Недра», 1963.
27. K. C. Heier. Rb/Sr and Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ ratio in deep crystal material.— Nature, 1964, 202, № 4931.
28. А. П. Виноградов, А. Б. Ронов и др. Эволюция химического состава карбонатных пород.— В кн. «Совещ. по осадочным породам», вып. I, Изд-во АН СССР, 1952.
29. W. H. Pinson et al. Evidence on origin of felsitic volcanic rocks from their initial abundance of Sr⁸⁷.— Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, 1963, № 73.
30. Ф. Берч. Радиогенное тепло. Ядерная геология (под ред. Г. Фауля). ИЛ, 1956.
31. I. L. Powell, G. Fougere, P. M. Hurley. Sr⁸⁷ abundance in a suite of Hawaiian volcanic rocks of varying silica content. J. Geophys. Res., 1965, 70, № 6.

**БАРИЙ И СТРОНЦИЙ
В МЕЗОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДАХ
ПРИШИЛКИНСКОЙ СТРУКТУРНОЙ ЗОНЫ
(Восточное Забайкалье)**

Закономерности распределения бария и стронция в изверженных горных породах изучены еще недостаточно. Если геохимии стронция посвящен ряд работ [1—3], позволяющий наметить некоторые черты поведения элемента в магматическом процессе, то для бария такие сведения почти отсутствуют. В частности, установлено преимущественное концентрирование стронция в полевых шпатах гранитоидов. В генетически связанных сериях этих пород фиксируется уменьшение содержания стронция в поздних интрузивных фазах [3].

Настоящая работа посвящена выяснению статистических закономерностей распределения содержания бария и стронция в едином генетическом ряду гранитоидных пород и связи этих элементов на магматическом этапе с петрогенными элементами, а также особенностей распределения бария и стронция в разновременных генерациях полевых шпатов. Исследования проводились на примере мезозойских гранитоидов Пришилкинской зоны Восточного Забайкалья.

В Пришилкинской структурной зоне преимущественно распространены палеозойские интрузивные образования. Они участвуют в строении батолитообразных массивов и представлены сложным комплексом пород гранитоидного состава.

Мезозойский магматизм в пределах Пришилкинской зоны представлен гипабиссальными интрузиями гранитоидов умеренно кислого состава. Размещение массивов контролируется главной ветвью Монголо-Охотского глубинного разлома [4] и зонами сопряженных разрывных нарушений. Исследуемые гранитоиды объединяются в амуджикано-сретенский интрузивный комплекс [5]. Характерным признаком пород комплекса является наличие крупных выделений калиевого полевого шпата размером до 10—15 см. Возраст гранитоидов определяется как верхнеюрский [5]. Авторами рассмотрены следующие массивы: Амуджиканский (100 км²), Кара-Чачинский (250 км²), Сретенский (230 км²), Куренгинский (40 км²), Актаиканский (80 км²), Верхнегологотайский (80 км²), Нижнегологотайский (50 км²), а также

несколько штоков-сателлитов, расположенных вблизи Голготайских массивов.

В строении Кара-Чачинского, Куренгинского и Актанканского массивов участвуют преимущественно порфиroidные амфибол-биотитовые гранодиориты. Однако в центральной и северо-восточной частях наиболее крупного Кара-Чачинского массива наблюдаются постепенные переходы этих пород в гигантопорфиroidные граниты. Гранитами также сложены Амуджиканский, Сретенский, Нижнеголготайский массивы и фация сателлитов. В эвдоконтактовых зонах этих массивов породы приобретают порфиroidное строение и по составу приближаются к гранодиоритам. Верхнеголготайский массив по минеральному и химическому составу занимает промежуточное положение между типичными гранодиоритовыми и гранитными массивами комплекса. По геофизическим данным [6] он совместно с Нижнеголготайским образует единое интрузивное тело. Породы рассматриваемого комплекса секутся многочисленными дайками жильных гранитов и гранит-аплитов.

Амуджикано-сретенские гранитоиды обладают обычной гнипидноморфнозернистой структурой с совершенным идиоморфизмом плагиоклаза по отношению к другим минералам. Формирование крупных призматических кристаллов калиевого полевого шпата непосредственно связано с процессом кристаллизации магматического расплава и предшествовало появлению минералов позднематматического этапа. Для последнего характерно выделение ксеноморфных зерен калиевого полевого шпата основной массы породы. Часть крупных выделений щелочного полевого шпата образовалась, вероятно, в процессе порфиroidблестящей гранитизации ксенолитов более основных пород. Крупные овоиды калиевого полевого шпата в ксенолитах глубинного происхождения могут свидетельствовать о таком ходе процесса.

Более раннее образование калиевого полевого шпата вкрапленников по отношению к калиевому полевному шпату основной массы подтверждается как геолого-петрографическими наблюдениями, так и сравнительным анализом состава, структурного состояния и геохимических особенностей полевых шпатов обоих типов [7]. Вкрапленники обогащены альбитовой составляющей, характеризуются более низкими содержаниями рубидия, цезия и бериллия, а также менее упорядоченной структурой кристаллической решетки по сравнению с калиевым полевым шпатом основной массы.

Образование указанных выше фацональных разновидностей гранитоидов, а также многочисленных небольших по мощности даек аплитовидных жильных гранитов и гранит-аплитов мы рассматриваем как результат кристаллизационной дифференциации внутри интрузивной камеры. Как показали геологопетрографические наблюдения, процессы усвоения магмой вмещающих пород не оказывали существенного влияния на ее состав.

Для всех пород амуджикано-сретенского комплекса характерны соотношения главных минеральных компонентов, близкие к эвтектическим. Непосредственно с точкой температурного минимума [8] совпадают составы гранитов и гранит-аплитов.

Определение содержаний бария и стронция проведено количественным спектральным методом в Институте геохимии СО АН СССР. Воспроизводимость метода оценивалась среднеквадратичной ошибкой, которая для Ba равна 12%, для Sr — 13%.

В табл. 1 даны оценки параметров распределения содержаний и средние содержания бария и стронция в гранитоидах различных массивов. В целом по комплексу среднее содержание бария близко к кларку его для кислых пород (830 γ/g), по А. П. Виноградову, К. К. Турекьян и Дж. Калп [1] на основании анализа большого фактического материала дают различные средние содержания стронция в гранитных породах в зависимости от содержания в них кальция: 100 γ/g (0,1—1,0% Ca) и 440 γ/g (1,0—5,0% Ca). В мезозойских гранитоидах Пришилкинской зоны содержания кальция обычно выше 1% (табл. 2), поэтому мы сравниваем содержания стронция в них с кларком для пород, богатых кальцием. Гранодиоритовые массивы амуджикано-сретенского комплекса имеют средние содержания стронция, превышающие кларковые. Массивы, представленные гранитами, характеризуются более низкими значениями средних содержаний его по отношению к кларку. Среднее содержание стронция по комплексу соответствует кларку для пород гранитного состава, приводимому К. К. Турекьяном и Дж. Калпом [1].

Содержания бария и стронция в жильных гранитах и аплитах (табл. 3) в 2—3 раза ниже по сравнению с гранитоидами главных фаций массивов.

Статистический анализ аналитических данных показал, что функции распределения содержаний стронция и бария не противоречат ни нормальному, ни логнормальному законам при однопроцентном уровне значимости статистик $\bar{\gamma}_1/\sigma_{\bar{\gamma}_1}$ и $\bar{\gamma}_2/\sigma_{\bar{\gamma}_2}$. В то же время в большинстве случаев отмечается лучшее согласие функции распределения содержаний данных элементов с логнормальным законом.

Среднее квадратичное отклонение содержаний бария обычно выше, чем значение указанного параметра для стронция. Также выше для бария и значение коэффициента вариации. Общей особенностью распределения содержаний стронция и бария является заметное возрастание значений коэффициента вариации их при переходе от гранодиоритовых массивов к гранитным. Это является свидетельством более неравномерного распределения содержаний стронция и бария в гранитах. В то же время массивы, представленные гранодиоритами, характеризуются более высокими средними содержаниями рассматриваемых элементов.

В целом поведение стронция и бария в процессе дифференциации гранитного магматического расплава сходно. Оба эле-

мента преимущественно концентрируются в более ранних дифференциатах. Жильные граниты и анциты, максимально приближающиеся к эвтектическому соотношению главных минеральных компонентов, характеризуются минимальными содержаниями стронция и бария.

В работах [1, 2, 3] ряда исследователей показано, что поведение стронция в гранитоидном магматическом процессе во многом определяется его связью с кальцием. Поэтому определенный интерес представляет рассмотрение величины $Sr/Ca \times 10^3$ отношения. При значительных колебаниях в содержаниях кальция и стронция в гранитоидах комплекса величина $Sr/Ca \times 10^3$ изменяется в небольших пределах (табл. 3) и в среднем равна 25,3, что близко к среднему значению этой величины для гранитоидов, богатых кальцием (23,0) [1].

Такое постоянство значений стронций-кальциевого отношения для генетически связанной серии гранитоидов иллюстрируется диаграммой (рис. 1), на которую нанесены точки, отвечающие различным уровням содержания элементов. Известно, что стронций преимущественно рассеивается в кальциевых минералах [1, 2, 3]. Это хорошо объясняется с общих позиций близости кристаллохимических свойств стронция и кальция и возможности изоморфных замещений между ними.

Ионный радиус, Å (по Арсену)	Электроотрицательность, $kcal/e\text{-ат}$	Потенциал ионизации, Эв
Sr^{2+} 1,12	125	5,68
Ca^{2+} 0,99	137	6,10

Установлено [3], что 90—95% стронция от общего содержания в породе связано с полевыми шпатами и роговой обманкой, а на долю биотита и кварца приходится около 5—10%.

В гранитоидах амуджикано-сретенского комплекса было изучено распределение стронция в полевых шпатах, так как они являются основными минералами-носителями этого элемента. Определение содержания стронция из двух проб плагиоклазов Верхнеголготайского массива ($Pl_I = 0,105\%$; $Pl_{II} = 0,085\%$) показало, что в минерале концентрируется 55—65% стронция породы. С калиевыми полевыми шпатами (табл. 4) Голготайских массивов связано от 30 до 45% стронция от его общего содержания в породе.

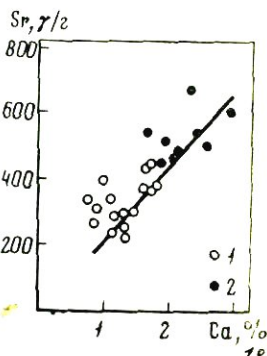


Рис. 1. Изменение содержания стронция в зависимости от содержания кальция в гранитоидах амуджикано-сретенского комплекса

1 — граниты; 2 — гранодиориты

Порода	Массив	$\bar{\gamma}'_1$		$\bar{\gamma}_2$		$\bar{\gamma}'_2$		$\gamma'_1/\sigma_{\gamma_1}$		$\bar{\gamma}'_1/\sigma_{\gamma_1}$		$\bar{\gamma}_2/\sigma_{\gamma_2}$		$\bar{\gamma}'_2/\sigma_{\gamma_2}$	
		Ba	Sr	Ba	Sr	Ba	Sr	Ba	Sr	Ba	Sr	Ba	Sr	Ba	Sr
1	Кара-Чачинский	0,38	-0,28	-2,76	-0,04	-0,32	0,37	2,40	0,91	1,08	-0,80	-3,76	-0,06	-0,46	0,52
2	Актаиканский	0,44	0,17	-2,84	-1,31	-1,53	-1,69	0,68	0,38	0,52	0,20	-1,64	-0,76	-0,88	-0,98
3	Куренгинский	-0,54	0,23	-1,25	-1,85	-0,86	-1,78	-0,34	0,09	-0,63	0,26	-0,72	-1,07	-0,49	-1,03
4	Верхнеголготайский	-0,70	0,01	-1,08	-0,93	-0,65	-1,05	-0,28	0,38	-1,11	0,02	-1,03	-0,93	-0,65	-1,05
5	Амуджиканский	0,10	0,14	0,25	2,32	-0,58	1,69	1,63	2,16	0,21	0,28	0,26	2,36	-0,59	1,72
6	Сретенский	0,14	0,90	-0,44	0,76	-0,90	-0,45	2,22	2,51	0,25	2,27	-0,54	0,93	-1,10	-0,55
7	Нижеголготайский	-0,40	0,70	-0,63	3,60	-0,38	0,34	0,57	3,48	-0,74	1,32	-0,57	3,27	-0,35	0,31
8	Сателлиты Голготайских массивов	0,24	0,70	-0,53	1,13	-0,89	-0,61	1,05	2,15	0,37	1,09	-0,40	0,86	-0,69	0,47

1—4 преимущественно гранодиориты; 5—8—граниты. Среднее по комплексу рассчитано с учетом площадей выходов массивов. \bar{c} —среднее арифметическое содержание; S —среднее квадратичное отклонение; v —коэффициент вариаций; $\bar{\gamma}_1$ —коэффициент асимметрии; $\bar{\gamma}_2$ —коэффициент эксцесса; σ_{γ_1} и σ_{γ_2} —средние квадратичные отклонения коэффициентов асимметрии и эксцесса; $\lg \bar{c}$ и $\text{ant} \lg \bar{c}$ —средние арифметические логарифмов и антилогарифмов содержаний; $S \lg \bar{c}$ —среднее квадратичное отклонение логарифмов содержаний; γ'_1 —коэффициент асимметрии логарифмов содержаний; γ'_2 —коэффициент эксцесса логарифмов содержаний.

1	Кара-Чачинский	0,38	-0,28	-2,76	-0,04	-0,32	0,37	2,40	0,91	1,08	-0,80	-3,76	-0,06	-0,46	0,52
2	Актаиканский	0,44	0,17	-2,84	-1,31	-1,53	-1,69	0,68	0,38	0,52	0,20	-1,64	-0,76	-0,88	-0,98
3	Куренгинский	-0,54	0,23	-1,25	-1,85	-0,86	-1,78	-0,34	0,09	-0,63	0,26	-0,72	-1,07	-0,49	-1,03
4	Верхнеголготайский	-0,70	0,01	-1,08	-0,93	-0,65	-1,05	-0,28	0,38	-1,11	0,02	-1,03	-0,93	-0,65	-1,05
5	Амуджиканский	0,10	0,14	0,25	2,32	-0,58	1,69	1,63	2,16	0,21	0,28	0,26	2,36	-0,59	1,72
6	Сретенский	0,14	0,90	-0,44	0,76	-0,90	-0,45	2,22	2,51	0,25	2,27	-0,54	0,93	-1,10	-0,55
7	Нижнеголготайский	-0,40	0,70	-0,63	3,60	-0,38	0,34	0,57	3,48	-0,74	1,32	-0,57	3,27	-0,35	0,31
8	Сателлиты Голготайских массивов	0,24	0,70	-0,53	1,13	-0,89	-0,61	1,05	2,15	0,37	1,09	-0,40	0,86	-0,69	0,47

1—4 преимущественно гранодиориты; 5—8—граниты. Среднее по комплексу рассчитано с учетом площадей выходов массивов. \bar{c} —среднее арифметическое содержание; S —среднее квадратичное отклонение; v —коэффициент вариаций; $\bar{\gamma}_1$ —коэффициент асимметрии; $\bar{\gamma}_2$ —коэффициент эксцесса; $\sigma_{\bar{\gamma}_1}$ и $\sigma_{\bar{\gamma}_2}$ —средние квадратичные отклонения коэффициентов асимметрии и эксцесса; $\lg \bar{c}$ и $\text{antlg } \bar{c}$ —средние арифметические логарифмов и антилогарифмов содержаний; $S \lg \bar{c}$ —среднее квадратичное отклонение логарифмов содержаний; $\bar{\gamma}'_1$ —коэффициент асимметрии логарифмов содержаний; $\bar{\gamma}'_2$ —коэффициент эксцесса логарифмов содержаний.

Таблица 2

Стронций-кальциевое отношение в гранитоидах амуджикано-сретенского комплекса

Массив	№ пробы	Sr		Ca	Sr/Ca × 10 ³
		вес. %			
Кара-Чачинский	Б-794	0,050	2,61		19,2
»	Б-795	0,030	2,95		20,3
»	Б-595	0,048	2,14		22,4
»	Б-612	0,047	2,11		22,3
»	Б-615	0,045	1,87		24,1
Актанканский	0431	0,053	2,42		21,9
»	0433	0,051	1,87		27,3
Верхнеголготайский	Б-103	0,035	1,44		24,3
»	В-106	0,035	1,29		27,1
»	Б-112	0,057	1,64		34,8
Амуджиканский	Б-565	0,033	1,79		21,2
»	Б-578	0,044	1,72		25,6
»	Б-580	0,038	1,76		21,6
Сретенский	Б-210	0,026	1,28		20,3
»	Б-219	0,044	1,71		25,7
»	Б-222	0,024	1,11		21,6
»	Б-241	0,021	1,30		16,2
»	Б-243	0,022	1,24		17,7
Нижеголготайский	Б-136	0,040	1,00		40,0
»	Б-144	0,027	0,76		35,5
»	Б-156	0,031	0,91		34,1
Перевальный шток	Б-726	0,067	2,28		29,4
Березовский шток	Б-728	0,032	1,03		29,6
Улановский шток	Б-737	0,029	1,17		24,8

Высокие содержания стронция в плагиоклазах по сравнению с калиевыми полевыми шпатами подтверждают выводы [1—3] о предпочтительном концентрировании элемента в кальциевых минералах. Это фиксируется также более высокими содержаниями стронция в основных плагиоклазах по сравнению с кислыми. Преимущественное концентрирование стронция в ранних и высокотемпературных генерациях плагиоклазов отмечалось в ряде работ [1, 2, 9].

Значительный интерес представляет выяснение характера распределения стронция в различных калиевых полевых шпатах, так как они в отличие от плагиоклазов не относятся к числу кальциевых минералов и в то же время концентрируют от $1/3$ до $1/2$ стронция породы.

Возможность гетероэвалентного изоморфизма стронция и калия ($K^+ + Si^{4+} \rightarrow Sr^{2+} + Al^{3+}$), подтверждена экспериментально

Таблица 3

Содержание бария и стронция в аплитовидных жильных гранитах и гранит-аплитах (γ/ϵ)

Массив	№ проб	Ba	Sr	
Кара-Чачинский Куренгинский	Б-608/1	440	240	
	Б-253	560	160	
	»	Б-258	500	100
	»	Б-261	530	120
	»	Б-632/1	700	210
Среднее		546	166	
Верхнеолготайский	0226	210	150	
	»	0243	30	20
	»	Б-104	330	170
	»	Б-109	200	110
	»	Б-165	110	130
Среднее		176	116	
Амуджиканский	Б-573/1	50	30	
	»	Б-575/1	200	130
Среднее		125	80	
Сретенский	Б-202	160	90	
	»	Б-206	160	60
	»	Б-220	200	80
	»	Б-221	250	80
	»	Б-224	220	70
	»	Б-231	50	20
	»	Б-266	90	90
Среднее		167	70	
Нижнеолготайский	Б-138	270	140	
	»	Б-140	70	60
	»	Б-152	170	140
Среднее		170	113	

Таблица 4

Распределение бария и стронция в калиевых полевых шпатах (КПШ) порфирированных гранитоидов амуджикано-сретенского комплекса

Массив	№ пробы	КПШ вкрапленников				КПШ основной массы			
		содержание в минерале, %		коэффициент концентрации: содержание в минерале/содержание в породе		содержание в минерале, %		коэффициент концентрации: содержание в минерале/содержание в породе	
		Ba	Sr	Ba	Sr	Ba	Sr	Ba	Sr
Верхнеголготайский	Б-103	2220	570	2,4	1,6	700	200	0,8	0,6
	Б-106	2500	370	2,4	1,1	1000	250	1,0	0,7
	Б-107	3700	700	3,1	1,2	1900	450	1,6	0,8
	Б-112	3000	550	3,3	1,0	1400	450	1,5	0,8
Нижнеголготайский	Б-136	3100	530	5,2	1,3	1200	360	2,0	0,9
	Б-144	2500	470	3,0	1,7	1000	230	1,2	0,9
	Б-156	3200	590	4,0	1,9	1400	280	1,8	0,9
Андрюшкинский шток	Б-534	3000	590	3,6	1,5	1900	240	2,3	0,6
	Б-535	3200	660	3,7	1,8	1400	350	1,6	1,0
	Б-536	3800	800	5,1	2,5	2500	480	3,4	1,5
	Б-539	2900	700	3,9	1,8	1600	340	2,2	0,7
Среднее		3000	600	3,6	1,6	1500	330	1,8	0,9

Таблица 5

Содержания бария и стронция в калиевых полевых шпатах гранит-аплитов (в %), Нижнеголготайский массив

№ пробы	Ba	Sr	№ пробы	Ba	Sr
Б-138	550	150	Б-703/1	650	60
Б-140	360	40	Б-704/1	180	90
Б-152	550	110	Б-719	190	100
Среднее	410	90	Среднее	410	90

Дитлером и Лашем [10]. В гранитоидах амуджикано-сретенского комплекса более ранние вкрапленники обогащены стронцием в 2 раза по сравнению с калиевым полевым шпатом основной массы (см. табл. 4). Минимальные содержания стронция имеет щелочной полевой шпат гранит-аплитов (табл. 5). Таким обра-

зом, характер распределения стронция в полевых шпатах во многом зависит от условий кристаллизации и в первую очередь от температуры. Высокотемпературные генерации калиевых полевых шпатов имеют большие содержания стронция по сравнению с низкотемпературными минеральными фазами. Изменение содержания стронция в калиевых полевых шпатах при переходе от гранитов к аплитам иллюстрируется рис. 2.

Барий кристаллохимически сходен с калием.

	Ионный радиус, А (по Аренсу)	Электроотрица- тельность, ккал/э-ат	Потенциал ионизации, Эв
Ba ²⁺	1,34	115	5,20
K ⁺	1,33	100	4,32

Очевидно, этим сходством и объясняется преимущественное вхождение бария в калиевые полевые шпаты, что устанавливается на примере амуджикано-сретенских гранитоидов (см. табл. 4). С калиевым полевым шпатом в них связано от 60 до 85% бария породы. Содержания бария в плагиоклазе (Верхне-голотайский массив: П₁=0,025%, П₁₁=0,040%) приблизительно в 10 раз меньше, чем в калиевом полевоом шпате вкрапленников. На долю плагиоклаза приходится около 12—16% бария породы.

Таким образом, характер вхождения бария в кристаллизующийся калиевый полевой шпат, который является основным минералом-носителем этого элемента, должен во многом определять поведение его в магматическом процессе. Поэтому интересно рассмотреть распределение бария в различных калиевых полевых шпатах. Такой анализ показал, что вкрапленники в 2 раза обогащены барием по сравнению с калиевым полевым шпатом основной массы (см. табл. 4). Еще более низкие содержания бария по отношению к калиевому полевоому шпату основной массы характерны для щелочного полевого шпата аплитов (табл. 5). Между содержаниями бария и калия в калиевых полевых шпатах устанавливается обратная зависимость, которая иллюстрируется диаграммой (рис. 3). Существование такой зависимости может свидетельствовать о принципиально различном поведе-

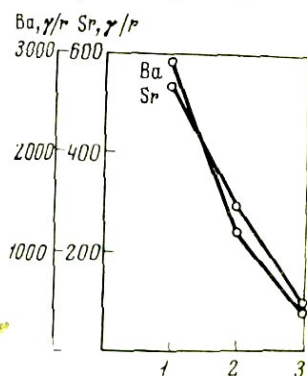


Рис. 2. Изменение содержания бария и стронция в калиевых полевых шпатах при переходе от порфировидных гранитов к гранит-аплитам (Нижнеголотайский массив)

1 — КПШ вкрапленников гранитов; 2 — КПШ основной массы гранитов; 3 — КПШ аплитов

нии бария и калия при кристаллизации калиевых полевых шпатов и в магматическом процессе в целом. Очевидно, содержание бария в калиевых полевых шпатах зависит от температуры их кристаллизации, на что впервые обратил внимание В. Энгельгардт [11]. Им установлено, что в трахитах более ранние вкрапленники содержат больше бария (1,6%), чем калиевый полевой

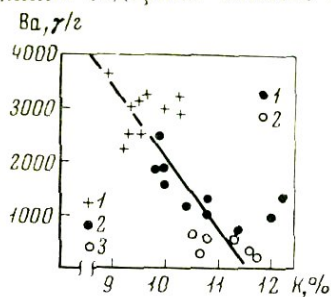


Рис. 3. Зависимость между содержаниями бария и калия в калиевых полевых шпатах (КПШ) порфиroidных гранитов и гранит-аплитов Голготайских массивов

1 — КПШ вкрапленников гранитов; 2 — КПШ основной массы гранитов; 3 — КПШ гранит-аплитов

шпат в основной массе (0,062%). Подобный характер распределения бария в калиевых полевых шпатах устанавливается Г. П. Сафроновой [9] на примере различных зон (приконтактовых, промежуточных и осевых) в пегматитах Северной Карелии. Более ранние генерации микроклина приконтактовых зон пегматитов в значительной степени обогащены барием.

Изучение бария при кристаллизации калиевого полевого шпата амуджикано-сретенских гранитоидов также свидетельствует о предпочтительном вхождении бария в более ранние и высокотемпературные генерации этого минерала.

Выводы

1. В мезозойских гранитоидах Пришилкинской структурной зоны (амуджикано-сретенский интрузивный комплекс) средние содержания стронция и бария близки к кларковым содержаниям для кислых пород и соответственно равны: $Ba = 860$ г/г, $Sr = 440$ г/г.

2. В процессе кристаллизационной дифференциации гранитного магматического расплава содержания стронция и бария уменьшаются от более ранних образований к поздним. При этом поведение стронция в генетически связанной серии пород во многом сходно с поведением кальция.

3. Калиевый полевой шпат является основным минералом-носителем бария породы.

4. Калиевые полевые шпаты вкрапленников порфиroidных гранитоидов, являющиеся более ранними и высокотемпературными образованиями, характеризуются большими содержаниями стронция и бария по сравнению с щелочными полевыми шпатами основной массы. Минимальные содержания стронция и бария установлены в калиевых полевых шпатах гранит-аплитов.

ЛИТЕРАТУРА

1. К. К. Турекьяи, Дж. Кали. Геохимия стронция.— В сб. «Геохимия редких элементов», ИЛ, 1959.
2. В. В. Бурков, Е. К. Подпорина. Стронций.— Труды ИМГРЭ, вып. 12. Изд-во АН СССР, 1962.
3. В. В. Могаровский, А. К. Мельниченко. Геохимия стронция в верхнепалеозойских гранитоидах Южного Гиссара (Таджикистан).— Геохимия, 1967, № 9.
4. Д. И. Горжевский, Е. М. Лазько. Монголо-Охотский глубинный разлом.— Докл. АН СССР, 1961, 137, № 5.
5. Н. П. Тихомиров и др. Интрузивные комплексы Забайкалья. М., изд-во «Недра», 1964.
6. В. С. Меньшиков. О мезозойских гранитах центральной части Юго-Восточного Забайкалья.— Вестник Вост.-Сиб. правления научно-техн. об-ва цветн. металлургии, 1962, вып. 7.
7. В. С. Антипин, М. П. Кузьмин. Геохимические особенности калиевых полевых шпатов гигантопорфировидных гранитоидов Восточного Забайкалья.— Геология и геофизика, 1968, № 1.
8. O. F. Tuttle, N. L. Bowen. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$.— Geol. Soc. Amer. Mem., 1958, 74.
9. Г. П. Сафронова. Геохимические критерии в изучении генезиса слюдоносных пегматитов Северной Карелии.— Геохимия, 1966, № 11.
10. W. Noll. Geochemie des Strontiums. Mit. Bemerkungen zur Geochemie des Bariums.— Chemie Erde, 1934, 8, H. 4.
11. W. Engelhardt. Die Geochemie des Bariums.— Chem. Erde, 1936, 10.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ БАРИЯ, СТРОНЦИЯ И РУБИДИЯ В ЭФФУЗИВНЫХ И ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОДАХ БАЙКАЛЬСКОГО ХРЕБТА

Район Байкальского хребта составляет часть Северо-Байкальского вулканического пояса [1] и характеризуется широким развитием среднепротерозойских осадочно-вулканогенных пород аkitканской серии и интрузий гранитоидов ирельского комплекса [2]. Все магматические образования вулканического пояса связаны общностью происхождения и составляют единую вулканоплутоническую серию. Породы этой серии в пределах рассматриваемого района сформировались в два этапа. Первый этап ознаменовался излияниями лав трахандезитовых порфиров домугдунской свиты [1] и внедрением кварцевых диорит-сиенитов и гранодиорит-сиенитов первой фазы ирельского комплекса (Куерминский массив). Во второй этап происходило формирование толщ риолитовых порфиров хибеленской свиты [1] и внедрение граносиенитов и гранитов второй фазы ирельского комплекса (Абчадский, Нижне-Ирельский и Средне-Кедровский массивы). В заключительную стадию вулканической деятельности второго этапа вновь изливались лавы трахандезитовых порфиров.

Магматические образования второго этапа подразделены на два вулканоплутонических комплекса — мужинайский и тоигодинский¹, сформировавшихся параллельно в смежных структурно-фациальных зонах. Эффузивы и гранитоиды Нижне-Ирельского массива, развитые в северной части Байкальского хребта, объединены в мужинайский комплекс. В состав данного комплекса включены также, с некоторой долей условности, и гранитоиды Абчадского массива. Развитые в южной части Байкальского хребта эффузивы хибеленской свиты и граниты Средне-Кедровского массива объединены в тоигодинский комплекс. Выделение двух самостоятельных вулканоплутонических комплексов объясняется не столько их пространственной разобщенностью, сколько, как будет показано ниже, существенными различиями в составе слагающих их пород.

¹ Ранее интрузивные образования данных комплексов выделялись под названием северного и южного типов [3].

Трахиандезитовые порфиры и гранодиорит-сиениты первого этапа по характеру наблюдающихся в них парагенезисов минералов (калишпат, плагиоклаз № 30—33, роговая обманка, кварц) соответствуют второму полю щелочности гранитоидов, по Д. С. Коржинскому [4].

Риолитовые порфиры и их интрузивные аналоги (граносиениты, граниты, гранит-порфиры) мужиайского комплекса также соответствуют второму полю щелочности гранитоидов. Для риолитовых порфиров данного комплекса характерно постоянное присутствие фенокристаллов калишпата, плагиоклаза и кварца, количественные соотношения которых существенно варьируют в разных эффузивных телах. При этом калишпат всегда преобладает над плагиоклазом и кварцем. Местами отмечены полные псевдоморфозы хлорита, эпидота и карбоната по роговой обманке.

Риолитовые порфиры тонгодинского комплекса содержат вкрапленники плагиоклаза, кварца, роговой обманки и единичные кристаллы калишпата. Для гранитов Средне-Кедровского массива характерна парагенетическая ассоциация плагиоклаза № 18—20 с калишпатом, роговой обманкой и биотитом, что соответствует первому полю, либо линии моновариантного равновесия между первым и вторым полями щелочности гранитоидов.

На диаграмме В. Н. Лодочникова (см. диаграмму), отражающей химизм рассматриваемой вулcano-плутонической серии, трахиандезитовые порфиры, гранодиорит-сиениты и кварцевые диорит-сиениты первого этапа образуют хаотичный рой точек.



Однако породы эффузивной и интрузивной фаций по составу близки.

Фигуративные точки вулcano-плутонических пород мужиайского комплекса распределяются вдоль линий, составляющих единый комплементарный ряд (сплошные линии). В пределах данного ряда риолитовые порфиры занимают промежуточное положение между крайними дифференциатами Нижне-Ирель-

ского и Абчадского массивов, причем излившиеся аналоги гранитондов практически не дифференцированы.

Состав вулканоплутонических пород тонгодинского комплекса также комплементарен, и эти породы вполне могут быть дифференциатами единой магмы. Однако линии, вдоль которых они группируются (пунктир), не совпадают с аналогичными линиями мужиайского комплекса, а секут их под острым углом.

Исключение составляют фельзитовые порфиры III (см. таблицу), которые по химическому составу (наклон векторов на приводимой диаграмме) приближаются к породам мужиайского комплекса. Сравнивая вулканоплутонические породы мужиайского и тонгодинского комплексов, следует отметить, что при близких содержаниях SiO_2 последние отличаются повышенным содержанием CaO , MgO , FeO и меньшей концентрацией K_2O и величиной отношения $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$.

На основании геологических и петрологических данных авторами ранее было высказано предположение, что формирование вулканоплутонических пород первого этапа происходило из единого относительно гомогенного магматического очага среднего состава. В период излияния и внедрения кислых расплавов второго этапа существовали автономные магматические очаги, развивавшиеся за счет плавления различного субстрата, что привело к появлению кислых расплавов разного состава [3].

В настоящей статье рассматриваются закономерности распределения стронция, бария и рубидия в вулканоплутонических породах и обсуждается вопрос о возможности использования стронция, бария и рубидия как элементов-индикаторов в петрогенетических целях. Все количественные определения содержания стронция и бария в породах выполнены в спектральной лаборатории Института геохимии СО АН СССР Т. А. Кузьминой. Рубидий и калий определены Т. В. Егоровой методом спектрофотометрии пламени. Количественные определения кальция выполнены Л. Н. Матвеевой комплексометрическим методом. Часть данных по содержанию кальция в породах заимствована из силикатных анализов.

Стронций и барий. В вулканоплутонических породах Байкальского хребта средние содержания стронция ниже, а бария выше кларковых для кислых пород, по А. П. Виноградову [5]. В гранитоидах и риолитовых порфирах мужиайского комплекса содержание стронция близко к среднему для малокальциевых гранитов (100 γ/g , по К. К. Турекьяну и Дж. Калпу [6]).

Оценивая средние содержания стронция и бария в эффузивах и комагматичных им интрузивах, следует отметить, что рассматриваемые элементы не обнаруживают тенденции к накоплению в какой-либо определенной фацальной разновидности пород. Например, трахиандезитовые порфиры первого этапа несколько обогащены стронцием и барием по сравнению с комагматичными им гранодиорит-сyenитами Кунерминского массива.

Этап и комплекс		Фация	Порода массивов	K	Ca	Rb	Ba	Sr	K/Rb	K/Ba	Sr×10 ³ /Ca
Первый		Интрузивная	Куермнинский								
			Гранодиорит-сиениты, кварцевые диорит-сиениты	4,26	1,89	0,0189	0,202	0,0215	229	21	11,6
		Эффузивная	Трахиадезитовые порфиры	4,02	2,09	0,0208	0,254	0,0286	193	15,9	14,4
Второй	Мужинайский вулcano-плутонический	Интрузивная	Абчадский								
			Гибридные гранодиорит-сиениты и граниты	4,70	0,92	0,0277	0,150	0,0111	174	33	13,5
			Граниты подфазы дополнительных интрузий	4,70	0,62	0,0297	0,112	0,0067	160	44	11,2
			Нижне-Ирельский								
			Порфиroidные граносиениты и граносиенит-порфиры	4,76	1,01	0,0248	0,180	0,0152	195	27	15,7
			Гранит-порфиры (красвая фация)	4,38	0,66	0,0300	0,073	0,0087	147	61	13,7
	Тонгодинский вулcano-плутонический	Эффузивная	Кварцевые порфиры I ¹	4,58	0,78	0,0200	0,226	0,0183	223	20,7	23,4
Фельзитовые порфиры II			4,86	0,62	0,0303	0,0648	0,0031	161	77,9	13	
Кварцевые порфиры III			4,89	0,66	0,0321	0,1066	0,0097	154	46,2	14,7	
Трахиадезитовые порфиры IV			3,90	1,79	0,0222	0,124	0,0191	176	32,1	10,7	
Интрузивная		Средне-Кедровский									
		Граниты биотит-роговообманковые	3,68	1,28	0,0145	0,223	0,0205	254	16	15,3	
		Кварцевые порфиры I	3,73	1,06	0,0154	0,150	0,0187	245	25,1	17,6	
		Кварцевые порфиры II	3,78	0,76	0,0150	0,212	0,0141	258	18	20,1	
		Фельзитовые порфиры III	4,64	0,91	0,0176	0,162	0,0108	265	30,2	11,8	
		Трахиадезитовые порфиры IV	4,18	1,95	0,0215	0,140	0,0171	193	30,5	8,9	

¹ I—IV—индексация эффузивных тел в порядке их стратиграфической последовательности в разрезах соответствующих комплексов.

Риолитовые порфиры мужинайского комплекса в среднем содержат несколько меньше стронция и бария, чем граносиениты, но больше, чем гранит-порфиры Нижне-Ирельского массива. В тонгодинском комплексе риолитовые порфиры отличаются пониженными концентрациями стронция и бария по сравнению с гранитами Средне-Кедровского массива. Таким образом, несмотря на некоторые отличия эффузивных и интрузивных фаций, количество как стронция, так и бария в конкретных типах пород соизмеримо и может служить дополнительным критерием их комагматичности.

Геохимическая история стронция и бария на магматическом этапе тесно связана с калием, а стронция, кроме того, с кальцием [6, 7, 8]. Главными минералами-носителями этих элементов в гранитоидах являются полевые шпаты [7, 8, 9]. Стронций и барий обычно накапливаются в ранних высокотемпературных генерациях калишпата [10, 11, 12]. В плагиоклазах количество стронция возрастает по мере увеличения основности минерала [6, 9]. При последовательном снижении температур кристаллизации Sr/Ca отношение в плагиоклазах и калишпатах уменьшается по сравнению с их ранними генерациями [11]. Экспериментальные данные по системе целезиан — гналофан — калишпат позволяют предполагать ее аналогию с плагиоклазовой [12].

Таким образом, в процессе дифференциации существенно калиевых магм кислого состава должно наблюдаться снижение концентраций стронция и бария в конечных, наиболее низкотемпературных продуктах. При этом Sr/Ca отношение может как уменьшаться, так и увеличиваться в ходе данного процесса. Уменьшение Sr/Ca отношения в поздних дифференциатах должно наблюдаться, если количественные соотношения плагиоклаза и калишпата в породах на всех стадиях процесса изменяются незначительно. Если же калишпат накапливается интенсивнее плагиоклаза, то Sr/Ca отношение должно увеличиваться, так как в калишпатах оно значительно больше (в 10 раз), чем в существующих плагиоклазах [11].

Анализ распределения стронция и бария в вулканоплутонических породах Байкальского хребта позволяет выявить две наиболее общие закономерности.

1. В риолитовых порфирах и гранитоидах мужинайского комплекса содержание стронция и бария снижается, а величина Sr/Ca и K/Wa отношений увеличивается по сравнению с трахиадезитовыми порфирами и гранодиорит-сиенитами первого этапа.

2. В риолитовых порфирах и гранитах тонгодинского комплекса содержания стронция и бария остаются на том же уровне, что и в породах первого этапа. Величина K/Wa отношения также не изменяется, а Sr/Ca отношение обнаруживает тенденцию к увеличению в вулканоплутонических породах тонгодинского комплекса. Выявленные закономерности наиболее отчетливо фиксируются в породах интрузивных фаций. Стронций-

кальцевое отношение в гранитах Средне-Кедровского массива увеличивается, несмотря на то что содержание полевых шпатов в них уменьшается, а количественные соотношения плагиоклаза и калишпата остаются на том же уровне, что и в гранодиорит-сиенитах Кунерминского массива.

Такое поведение стронция и бария в процессе вулканоплутонической деятельности противоречит представлению о формировании пород в процессе дифференциации единого исходного расплава и, таким образом, может служить подтверждением предположению о формировании пород кислого и среднего состава из самостоятельных магматических источников. Повышенные концентрации стронция и бария в кислых породах тонгодинского комплекса по сравнению с аналогичными образованиями мужиайского комплекса также свидетельствуют о формировании их из автономных магматических очагов, отличавшихся разными исходными содержаниями этих элементов в родоначальных магмах.

Независимое развитие магматических очагов при формировании мужиайского и тонгодинского комплексов подтверждается также при анализе поведения стронция и бария в продуктах их деятельности. В риолитовых порфирах мужиайского комплекса содержание стронция и бария уменьшается от кварцевых порфиров I к фельзитовым порфирам II и вновь незначительно возрастает в кварцевых порфирах III (см. таблицу). Одновременно с уменьшением содержаний стронция и бария происходит возрастание K/Ba и уменьшение Sr/Ca отношений, что свидетельствует о накоплении бария и стронция относительно калия и кальция в ранних продуктах вулканической деятельности (кварцевые порфиры I). Между стронцием и барием в риолитовых порфирах устанавливается положительная корреляционная зависимость ($r_{Sr-Ba} = +0,91$). Интересно, что поведение обоих элементов не зависит от особенностей распределения кристаллохимически близкого им калия. Поведение стронция в большей степени определяется его связью с кальцием ($r_{Sr-Ca} = +0,42$).

Поскольку в риолитовых порфирах процессы дифференциации проявлены очень слабо, наблюдаемые особенности распределения стронция и бария не могут быть связаны со степенью дифференцированности. Скорее всего количество стронция и бария в какой-то мере отражает специфику исходных расплавов, образующихся периодически. При вовлечении в магмаобразование пород с разными концентрациями редких элементов возникающие расплавы наследуют редкоэлементный состав субстрата. Соотношение же петрогенных элементов в расплаве может меняться незначительно, так как зависит главным образом от термодинамических условий плавления, и при относительном постоянстве этих условий селективные выплавки будут иметь сходный состав.

✶ В процессе дифференциации кислых расплавов, давших начало фаціальным разновидностям Нижне-Ирельского и фазовым — Абчадского массивов, происходит снижение концентраций стронция и бария с ростом кремнекислотности пород. Минимальные содержания стронция и бария устанавливаются как в гранит-порфирах краевой фации Нижне-Ирельского массива, так и в гранитах дополнительной подфазы Абчадского интрузива. Для этих пород характерны также более высокие значения К/Ва отношения и минимальные Sr/Ca. Следовательно, в процессе дифференциации происходит накопление бария относительно калия, а стронция — относительно кальция как в гранит-порфирах краевой фации, так и в гранитах дополнительной подфазы. Одинаковое поведение стронция и бария в гранитоидах Нижне-Ирельского и Абчадского массивов подтверждается существованием между этими элементами положительной корреляционной зависимости ($r_{Sr-Ba} = +0,78$). В то же время, если количество стронция прямо зависит от содержания его петрогенного аналога кальция ($r_{Sr-Ca} = +0,60$), то между барием и калием не обнаруживается сколько-нибудь заметной статистической связи.

В риолитовых порфирах тонгодинского комплекса поведение стронция прямо противоположно поведению бария, вследствие чего между ними существует обратная корреляционная зависимость ($r_{Sr-Ba} = -0,40$). Максимальные содержания бария наблюдаются в кварцевых порфирах II. Судя по величинам К/Ва отношения, в конечных дифференциатах барий накапливается интенсивнее калия, что не находит пока удовлетворительного объяснения. В целом в риолитовых порфирах тонгодинского комплекса, как и в мужинайских, распределение бария не зависит от характера распределения в них калия.

В отличие от бария стронций в наиболее кремнекислых дифференциатах (кварцевые порфиры II) содержится в минимальном количестве, и эти породы характеризуются максимальной величиной Sr/Ca отношения. На фоне общего понижения концентраций стронция в эффузивах по мере увеличения кремнекислотности, в фельзитовых порфирах III, отличающихся пониженной кремнекислотностью, наблюдаются низкие содержания Sr. По его количеству и величине Sr/Ca отношения фельзитовые порфиры III сопоставимы с мужинайскими эффузивами.

Как уже отмечалось выше, кварцевые порфиры двух первых покровов являются, по-видимому, дифференциатами. Магмы, давшие начало фельзитовым порфирам III, возможно, формировались за счет плавления субстрата несколько иного состава, и появление их связано с этапом дальнейшего разрастания магматического очага.

Граниты Средне-Кедровского массива характеризуются однородным составом. В ряду вулканоплутонических пород тонгодинского комплекса они комплементарны с кварцевыми порфи-

рами двух первых покровов и представляют наиболее основные разновидности. Характерно, что граниты содержат максимальные количества как бария, так и стронция и отличаются минимальными значениями K/Ba и Sr/Ca отношений. Таким образом, как и в породах мужиайского комплекса, в процессе дифференциации с ростом кремнекислотности здесь фиксируется снижение содержания Sr и менее четко Ba .

Рубидий. Среднее содержание рубидия в вулканоплутонических породах Байкальского хребта близко к кларковому для кислых пород, по А. П. Виноградову. При этом эффузивы и их интрузивные аналоги в соответствующих вулканоплутонических комплексах содержат одинаковое количество рубидия (см. таблицу). Этот факт наряду с геолого-петрологическими данными является косвенным подтверждением генетического родства эффузивов и интрузивов в пределах Северо-Байкальского вулканического пояса.

Обычно рубидий на всех стадиях собственно магматического процесса тесно связан с калием [7, 8]. В процессе эволюции единого магматического очага калий-рубидиевое отношение остается постоянным [8] или незначительно уменьшается в поздних дифференциатах [7].

Анализ особенностей распределения рубидия в ходе вулканоплутонической деятельности показал, что в риолитовых порфирах и гранитоидах мужиайского комплекса содержание рубидия возрастает, а K/Rb отношение уменьшается по сравнению с триандезитовыми порфирами и гранодиорит-сиенитами первого этапа. В то же время в риолитовых порфирах и гранитах тонгодинского комплекса содержание рубидия снижается, а K/Rb отношение увеличивается по сравнению с породами первого этапа. Таким образом, вулканоплутонические породы мужиайского комплекса содержат почти в 2 раза больше рубидия, чем аналогичные образования тонгодинского комплекса. Различная концентрация рубидия в вулканоплутонических породах мужиайского и тонгодинского комплексов, сформировавшихся параллельно, противоречит предположению о возможности их возникновения в процессе дифференциации единого очага расплавов и может рассматриваться как подтверждение наличия самостоятельных магматических источников с разными исходными концентрациями рубидия.

Поскольку вулканоплутонические породы мужиайского и тонгодинского комплексов, вероятно, являются продуктами деятельности автономных магматических очагов, интересно рассмотреть поведение рубидия в каждом из них отдельно.

В кислых эффузивах мужиайского комплекса содержание рубидия закономерно увеличивается от кварцевых порфиров I к фельзитовым порфирам II и достигает максимальных значений в кварцевых порфирах III. Величина K/Rb отношения изменяется от 228 (I покров) до 154 (III покров), что указывает на

более интенсивное накопление рубидия по сравнению с калием к концу вулканического процесса. Хотя в рассматриваемых породах между калием и рубидием существует прямая корреляционная зависимость ($r_{K-Rb} = +0,51$), темп возрастания содержания рубидия в риолитовых порфирах значительно выше, чем у калия. Интересно отметить, что рубидий накапливается в тех эффузивных телах, которые содержат максимальное количество фтора (II и III покровы). Это, вероятно, объясняется наличием общих форм переноса у рубидия и фтора, вследствие чего обогащение расплавов фтором способствует и накоплению рубидия.

При формировании интрузивных массивов мужинайского комплекса рубидий накапливается как в гранитах дополнительной подфазы (Абчадский массив), так и в гранит-порфирах красной фации Нижне-Прельского массива (см. таблицу). В породах Нижне-Прельского массива поведение рубидия и калия прямо противоположно. Если количество калия в гранит-порфирах красной фации уменьшается по сравнению с граносениитами, то содержание рубидия, наоборот, увеличивается, вследствие чего между рубидием и калием наблюдается обратная корреляционная зависимость ($r_{K-Rb} = -0,37$). Значительное обогащение рубидием пород красной фации как абсолютно, так и относительно калия ($K/Rb = 147$), по-видимому, также связано с увеличением содержания фтора в этих породах.

Таким образом, в вулкано-плутонических образованиях мужинайского комплекса геохимическая история рубидия определяется, с одной стороны, его тесной связью с калием, а с другой — с наличием общих форм переноса с фтором, что приводит к накоплению рубидия относительно калия в породах, обогащенных летучими.

Риолитовые порфиры и граниты тонгодинского комплекса содержат в среднем практически одинаковое количество рубидия и не различаются по величине K/Rb отношения. Постоянство отношения в породах тонгодинского комплекса свидетельствует о тесной геохимической связи рубидия с калием на всех этапах вулкано-плутонической деятельности. Это подтверждается существованием прямой корреляционной зависимости между рубидием и калием ($r_{K-Rb} = +0,62$) в риолитовых порфирах. Следовательно, в процессе эволюции кислых расплавов тонгодинского комплекса поведение рубидия определялось главным образом его связью с калием.

Различное поведение рубидия в вулкано-плутонических породах мужинайского и тонгодинского комплексов не только подтверждает существование автономных магматических очагов при формировании каждого из них, но и дает возможность предполагать разные пути эволюции родоначальной магмы.

Полученные данные по поведению бария, стронция и рубидия позволяют сделать следующие выводы.

1. Геохимической особенностью вулканоплутонических пород Байкальского хребта является повышенное по сравнению с кларковым содержание бария и пониженное стронция.

2. Одни и те же петрографические типы пород и в эффузивных, и в интрузивных фациях близки по содержаниям стронция, бария и рубидия. Этот факт наряду с другими геолого-петрологическими данными может служить дополнительным критерием комагматичности вулканических и плутонических пород в пределах Северо-Байкальского вулканического пояса.

3. Особенности распределения стронция, бария и рубидия в породах первого и второго этапов магматической деятельности среднего протерозоя подтверждают предположение о формировании их из самостоятельных магматических источников.

4. В свою очередь различная концентрация стронция, бария и рубидия в кислых вулканоплутонических комплексах второго этапа отражает, по-видимому, разницу в исходном составе родоначальных магм. Специфика микроэлементного состава, наряду с другими геологическими данными (одновременность формирования, пространственная разобщенность и др.), позволяет считать вулканоплутонические породы мужинайского и тонгодинского комплексов продуктами деятельности автономных очагов. Последнее подтверждается не только спецификой микроэлементного состава пород, но и различным поведением стронция, бария и рубидия в процессе формирования комплексов.

5. Четкие геохимические связи стронция и кальция, рубидия и калия, бария и калия наблюдаются лишь в дифференциатах единой магмы. Эти связи могут отсутствовать в дериватах различных очагов и породах, формирующихся в процессе разрастания одного магматического очага. Содержание данных микроэлементов в расплавах в большей степени зависит от количества их в исходном субстрате.

6. Рубидий в истории кислого магматического процесса тесно связан также с летучими компонентами, с которыми он образует легкоподвижные комплексные соединения.

ЛИТЕРАТУРА

1. В. Д. Мац. Основные этапы геологического развития Западного Прибайкалья в верхнем докембрии.— В сб. «Геология и полезные ископаемые Байкало-Патомского нагорья». Иркутск, 1966.
2. Л. И. Салоп. Стратиграфия докембрия Байкальской горной области.— Труды Межведомств. совещ. по разраб. унифицир. стратиграф. схем Сибири, 1956. Изд-во АН СССР, 1958.
3. К. В. Флёрова, Л. И. Матвеева, Г. В. Павлинский. Петрохимические особенности и некоторые вопросы генезиса магм ирельского интрузивного комплекса гранитондов (Северо-Западное Прибайкалье).— Геология и геофизика, 1969, № 8.
4. Д. С. Коржинский. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. Изд-во АН СССР, 1957.

5. А. П. Виноградов. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры.— *Геохимия*, 1962, № 7.
6. К. К. Турекьян, Дж. Калп. Геохимия стронция.— В кн. «Геохимия редких элементов». ИЛ, 1959.
7. О. Д. Ставров. Основные черты геохимии лития, рубидия, цезия в процессе становления гранитных интрузивов и связанных с ними пегматитов.— В сб. «Геология месторождений редких элементов», 1963, вып. 21.
8. Л. В. Таусон. Геохимия редких элементов в гранитоидах. Изд-во АН СССР, 1961.
9. N. Sen, S. R. Nock olds, R. Allen. Trace elements in minerals from rocks of the S. Californian batholith.— *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1959, **16**, No. 1—3.
10. Wolf von Engelhardt. Die Geochemie des Barium.— *Chem. Erde*. Jena, 1936, **10**, H. 2.
11. K. S. Heier, S. R. Taylor. Distribution of Ca, Sr and Ba in Southern Norwegian Precambrian alkali feldspars.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1959, **16**, No 3/4.
12. У. А. Дир, Р. А. Хауи, Дж. Зусман. Породообразующие минералы. 4. Изд-во «Мир», 1966.

**СТРОНЦИЙ И БАРИЙ
В НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДАХ
БУГУЛЬМИНСКОГО ИНТРУЗИВНОГО КОМПЛЕКСА
(Восточный Саян)**

Большинство исследований по геохимии стронция и бария в гранитоидах посвящено главным образом породам щелочного ряда [1—4 и др.]. Если некоторые данные по стронцию в гранитоидах нормального ряда имеются в обзорных геохимических работах [5—8], то сведений о геохимических особенностях бария после работ [9—11] практически не публиковалось. Целью настоящей работы является стремление в какой-то мере дополнить сведения по геохимии стронция и бария в гранитоидах нормального ряда и выяснить возможности использования этих элементов для расшифровки некоторых процессов петрогенезиса, в частности процессов гибридизма.

Определения стронция и бария в породах и минералах выполнены количественным спектральным методом. Чувствительность метода определения элементов следующая (в %): в породах: Sr $3,10^{-3}$; Ba $5,10^{-3}$; в минералах: Sr $6,10^{-3}$, Ba $1,10^{-2}$. Относительная ошибка определения бария и стронция в породах 12—15%, в минералах 10—13%.

Особенности геологического строения массивов и петрохимии гранитоидов бугульминского комплекса освещены в работе одного из авторов [12] и сводятся к следующему.

На территории междуречья Уды и Малого Тагула (центральная часть Восточного Саяна) нижнепалеозойские гранитоиды бугульминского комплекса слагают несколько разобленных массивов площадью от нескольких до 200 км². Все массивы представляют однофазные дискордантные интрузии, как правило, с круто наклоненными контактами, приуроченные к двум крупным тектоническим структурам района — Гутаро-Бирюсинскому антиклинальному поднятию (среднепалеозойская наложенная структура) и Канско-Опотекому глубинному разлому. В целом гранитоиды комплекса относятся к мезоабиссальным интрузиям. Формирование массивов, находящихся в зоне поднятия, происходило на относительно большей глубине по сравнению с массивами, приуроченными к глубинному разлому.

☀ Как правило, массивы комплекса имеют зональное строение с постепенными переходами между фациальными разновидностями.

Геологическими и петрологическими исследованиями установлено, что роль магматической дифференциации до внедрения магматического расплава в различные структурные зоны была незначительной.

В зоне поднятия выделяются две серии пород: гранодиорит-монцит (массивы Сапкольский, Джугоякский и Черноогнитский) и адамеллит — сиенито-диорит — кварцевый диорит — диорит (массивы Миллионный, Хоройский и Черноогнитский).

Состав фациальных разновидностей этих серий, в которых более основные породы расположены в краевых и апикальных частях массивов, не обнаруживает какой-либо зависимости от состава вмещающих пород на современном эрозивном срезе. В эволюции расплава, формировавшего массивы Гутаро-Бирюсинского поднятия, главным фактором был процесс ассимиляции в глубинных условиях при движении расплава в верхние структурные этажи; процессы магматической дифференциации здесь не имели существенного значения. При формировании пород серии гранодиорит — монцит происходила ассимиляция материала в основном карбонатного состава, а в серии пород адамеллит — диорит ассимиляции подверглись породы главным образом основного состава.

В массивах из зоны глубинного разлома развита серия пород граносиенит — гранит. Наиболее отчетливо она проявлена в сравнительно глубоко эродированном Бугульминском массиве. Здесь граносиениты, находящиеся в более глубоких частях массива, в направлении к контакту с ксенолитом (крупным протесом кровли докембрийских гранитов) переходят в резко порфиroidные граниты, которые в свою очередь в эндоконтакте сменяются средними и мелкозернистыми порфиroidными гранитами. Особенности состава гранитов на контакте с ксенолитом обусловлены усвоением первоначальной магмой древнего гранитного материала. Близость составов гранитов эндоконтакта и апикальных гранитов в Бугульминском массиве позволяет предполагать, что при формировании последних также имело место усвоение магмой древних гранитов.

Определяющим фактором эволюции расплава, формировавшего массивы зоны глубинного разлома, были магматическая дифференциация (кристаллизационная и эманационная) и в значительно меньшей мере — усвоение более древних гранитов на месте становления массивов.

Из всех фациальных разновидностей гранитоидов комплекса наименее подверженными влиянию процессов гибридности являются граносиениты глубинного разлома. По петрохимическим особенностям адамеллиты и отчасти гранодиориты зоны поднятия обнаруживают большое сходство с граносиенитами.

Как видно из табл. 1, все три серии пород четко различаются не только по содержанию в них стронция и бария, но и по характеру распределения этих элементов в пределах каждой серии.

Содержания бария в граносенинтах, адамеллитах и гранодиоритах примерно соизмеримы (0,041—0,63%) и в общем значительно меньше средних содержаний бария в кислых породах [13, 14]. Количество стронция в породах массивов Канско-Онотского глубинного разлома в несколько раз меньше, чем в породах массивов Гутаро-Бирюсинского поднятия и приближается к среднему содержанию стронция в «низкокальциевых» гранитоидах [13].

Содержание стронция и бария в гранитоидах бугульминского комплекса зависит от состава ассимилируемого материала, точнее, от количества этих элементов в ассимилируемом материале.

По данным К. К. Турекьяна и К. Х. Ведеполя [13], среднее содержание бария в карбонатных породах в несколько десятков раз меньше, чем стронция (Ba 0,001%, Sr 0,061%). Ранее В. Энгельгардом [9] также было показано, что для карбонатных отложений характерны незначительные количества бария. Содержание стронция в карбонатных породах различных районов мира, как правило, не ниже 0,04—0,05% [14, 16—19]. Совершенно иное соотношение стронция и бария в изверженных породах основного ряда. Количество бария в них значительно больше, чем в карбонатных отложениях и сравнительно мало отличается от содержания стронция, составляя в среднем 0,03—0,04% [9, 13, 15]. Содержание стронция в изверженных породах основного ряда 0,03—0,05% и соизмеримо с количеством его в карбонатных породах.

Докембрийские граниты, подвергшиеся ассимиляции в зоне глубинного разлома, содержат стронция 0,01%, бария 0,01%, кальция 0,33% и калия 3,75%.

В ряду пород гранодиорит — монцонит при общем значительном количестве стронция, характерном для всей серии пород, содержания его возрастают в монцонитах по сравнению с гранодиоритами; концентрация же бария, оставаясь ниже кларковой, практически не изменяется в этой серии пород. Увеличение количества стронция происходит в равной мере с кальцием, о чем свидетельствуют незначительные колебания Sr/Ca отношений. Отношения Ba/K в этой серии пород также не изменяются.

В серии пород адамеллит — диорит (на примере массива Миллионного) по мере повышения основности пород наблюдается одновременное резкое увеличение количества стронция и бария. При этом, если концентрация стронция, как и в первой серии пород, возрастает в одинаковой мере с ростом концентрации кальция, то количество бария увеличивается на фоне уменьшения содержания калия, что приводит к закономерному возрастанию отношения Ba/K.

Породы Хоройского и Миричунского массивов, аналогичные породам краевых фаций массива Миллионного, близки к ним по содержанию стронция и бария, а также отношениям Sr/Ca и Ba/K.

Таблица 1 (окончание)

Серия	Породы	Массив	Коды, обр.	Sr	Ba	Sr/Ca $\times 10^3$	Ba	K	Ba/K $\times 10^3$
	Среднезернистые граниты (аникальные)	Бугульминский	16	0,012	0,26	45	0,021	4,09	5
	Среднезернистые, неравно-зернистые граниты	Бугульминский	3	0,010	0,46	23	0,036	4,30	8
		Каменный Белок	7	0,012	0,61	19	0,047	4,31	11

В породах серии граносиенит — гранит, наименее подверженных процессам гибридизма — граносиенитах и резко порфирировидных гранитах, являющихся главным образом продуктами магматической дифференциации, содержания стронция, кальция и калия почти не изменяются; резко порфирировидные граниты содержат несколько меньше бария, чем граносиениты.

В эндоконтактовых гранитах, образование которых связано с усвоением материала более древних гранитов, содержание стронция остается примерно на том же уровне, что в граносиенитах и резко порфирировидных гранитах; количество же бария в них резко уменьшается. Эндоконтактовые граниты содержат в несколько раз меньше кальция, чем граносиениты и резко порфирировидные граниты, при незначительном уменьшении содержания калия. Эти особенности распределения стронция, бария, кальция и калия в рассматриваемой серии пород приводят к тому, что эндоконтактовые граниты по сравнению с граносиенитами и резко порфирировидными гранитами, характеризуются высокой величиной отношения Sr/Ca и пониженным отношением Ba/K. Среднезернистые граниты аникальной части Бугульминского массива содержат примерно такие же количества стронция и бария, как и эндоконтактовые граниты, имея одинаковые с ними отношения Sr/Ca и Ba/K.

Очевидно, незначительное уменьшение количества бария в резко порфирировидных гранитах, как и в случае эндоконтактовых и аникальных гранитов, связано с усвоением материала древних гранитов. В частности, в гранитах массива Каменный Белок, где усвоение более древних гранитов происходило в значительно меньших масштабах, содержание бария почти такое же, как в граносиенитах.

Таким образом, в породах серии адамеллит — диорит, образовавшейся в связи с ассимиляцией пород основного состава, наблюдается резкое увеличение концентрации стронция и бария. При этом отмечается одновременное возрастание количества каль-

Таблица 2

Содержание стронция и бария в породах жильной серии
(в вес. %)

№ обр.	Порода	Массив	Sr	Ba
6122	Жильный гранит	Хоройский	0,016	0,008
3405/2	Гранит-порфир	Миллионный	0,009	0,013
726/1	Гранит-порфир	Бугульминский	0,011	0,008
739/1	»	»	0,012	0,013
746/1	»	»	0,011	0,009
3402/2	Аплит	Миллионный	0,013	0,009
3403 2	»	»	0,019	0,011

ция (в такой же мере, что и стронция) и уменьшение количества калия. Для пород серии граиодиорит — моцонит, в эволюции расплава которых имела место ассимиляция пород карбонатного состава, характерно только повышенные концентрации стронция, причем, как и в случае пород первой серии, оно осуществляется в одинаковой мере с кальцием. Ассимиляция древних гранитов в серии пород граносенит — гранит приводит к понижению количества бария в эндоконтактных и апикальных гранитах Бугульминского массива; процесс магматической дифференциации в этой серии сколько-нибудь существенно не отражается на распределении стронция и бария.

В породах жильной серии во всех случаях бария меньше, чем в материнских гранитоидах. Количество же стронция в породах жильной серии, связанных с гранитоидами Канско-Оюотского глубинного разлома (Бугульминский массив), не изменяется, а в породах, связанных с гранитоидами Гутаро-Бирюсинского поднятия, оно значительно уменьшается по сравнению с материнскими (табл. 2).

Средние содержания стронция и кальция в различных фациальных разновидностях комплекса связаны прямой зависимостью (рис. 1). Обратная связь между содержаниями бария и калия, характерная для пород серии адамеллит — диорит, намечается и в целом по гранитоидам комплекса (рис. 2).

Концентрация стронция и бария в минералах зависит от первоначального содержания этих элементов в магматическом расплаве. Так, плагиоклазы из пород серии: адамеллит — диорит по сравнению с плагиоклазами из пород серии граиодиорит — моцонит содержат больше стронция и бария. Биотиты из пород серии адамеллит — диорит характеризуются более высокими содер-

жаниями бария, чем биотиты из пород серии граносеннит — гранит; стронций в биотитах не обнаружен (табл. 3).

Исключением являются калиевые полевые шпаты, в которых содержание бария зависит не только от концентрации его в расплаве, но и от минерального состава породы. В породах серии адамеллит — диорит, кроме калиевого полевого шпата, присутствует биотит, концентрирующий барий примерно в таком же количестве, как и калиевый полевой шпат. Это приводит к тому, что калиевые полевые шпаты безбиотитовых пород серии гранодиорит — монзонит содержат барий в большем количестве. Анализ смеси полевых шпатов из пород серии граносеннит — гранит показывает, что для них характерны незначительные содержания стронция и бария.

В пироксене, роговой обманке, магнетите, сфене и кварце стронций и барий не обнаружены.

Таким образом, не только в породах, но и в минералах различных серий гранитоидов бугульминского комплекса фиксируются различия в содержании бария и стронция, обусловленные разными концентрациями этих элементов в расплавах, формировавшихся данные серии. Последнее же связано с содержанием бария и стронция в ассимилируемом материале.

Распределение стронция и бария по минералам в гранитоидах различно. Минералом-концентратором и носителем стронция, независимо от присутствия других минералов в породе, является плагиоклаз, тогда как распределение бария зависит от минерального состава пород (табл. 4).

В породах серии гранодиорит — монзонит, где плагиоклаз беден барием, а биотит отсутствует, главным минералом-концентратором и носителем бария служит калиевый полевой шпат. В породах серии адамеллит — диорит, где плагиоклаз богаче барием и присутствует биотит, концентрирующий значительную часть бария, барий распределяется поровну между плагиоклазом,

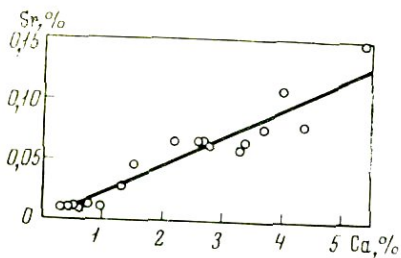


Рис. 1. Соотношение средних содержаний стронция и кальция в гранитоидах бугульминского комплекса

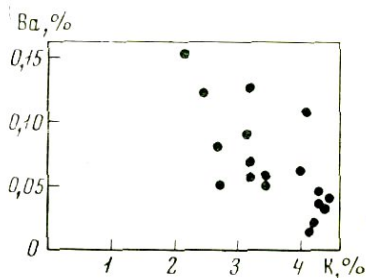


Рис. 2. Соотношение средних содержаний бария и калия в гранитоидах бугульминского комплекса

Таблица 3

Содержание стронция и бария в минералах из пород бугульминского комплекса
(в вес. %)

Минерал	Элемент	Серия пород		
		адамеллит—диорит	гранодиорит—монцитит	граносиенит—гранит
Плагиоклаз	Sr	0,25 (6124) 0,21 (6206)	0,16 (6007) 0,13 (6410)	Стронций и барий определялись в смеси плагиоклаза и калиевого полевого шпата
	Ba	0,09 (6124) 0,056 (6206)	0,026 (6007) 0,013 (6410)	
Калиевый полевой шпат	Sr	0,10 (6124) 0,09 (6206)	0,07 (6007) 0,06 (6410)	(6301) (6302) (6303) Sr 0,01 0,01 Не обн.
	Ba	0,11 (6124) 0,18 (6206)	0,28 (6007) 0,40 (6410)	Ba 0,20 0,09 0,01
Клинопироксен (салит)	Sr	Не обн.(6503)	Не обн.(6007)	
	Ba	Не обн.(6503)	Не обн.(6007)	
Роговая обманка	Sr	Не обн.(6503)	Не обн. $\left\{ \begin{array}{l} (6007) \\ (6410) \\ (6402) \end{array} \right\}$	
	Ba			
Биотит	Sr	Не обн. $\left\{ \begin{array}{l} (6124) \\ (6206) \\ (6123) \\ (6503) \\ (6501) \\ (6502) \end{array} \right\}$		Не обн. $\left\{ \begin{array}{l} (6301) \\ (6302) \\ (6303) \\ (6205) \\ (6305) \\ (6203) \end{array} \right\}$
	Ba	0,14 (6124) 0,26 (6206) 0,56 (6123) 0,32 (6503) 0,17 (6501) 0,19 (6502)		0,10 (6301) 0,13 (6302) 0,027 (6303) 0,032 (6205) 0,023 (6305) Не обн. (6203)

Примечание. В скобках указаны номера образцов.

калиевым полевым шпатом и биотитом. Однако основными минералами-концентраторами по-прежнему остаются калиевые минералы (калиевый полевой шпат и биотит).

Изучение распределения стронция и бария по минералам показало, что при кристаллизации стронций «предпочитает» главным образом структуру плагиоклаза, а барий — структуру калиевых минералов, причем в случае одновременного присутствия ка-

Таблица 4

Распределение стронция и бария по минералам пород бугульминского комплекса

Минерал	Содержание минерала в породе, вес. %	Содержание элемента в минерале, вес. %		Количество элемента в минерале, при пересчете на 1 г породы, %		% элемента, приходящийся на данный минерал	
		Sr	Ba	Sr	Ba	Sr	Ba
Гранодириот. Содержание: Sr 0,083%, Ba 0,076%							
Плагиоклаз	51,4	0,43	0,013	0,067	0,007	81	9
Калиевый полевой шпат	25,5	0,06	0,23	0,015	0,071	18	94
Сумма				0,082	0,078	99	103
Кварцевый двюрт. Содержание: Sr 0,096%, Ba 0,073%							
Плагиоклаз	48,6	0,21	0,056	0,102	0,027	106	37
Калиевый полевой шпат	13,1	0,09	0,18	0,012	0,024	12	33
Биотит	6,5	Не обн.	0,26	—	0,017	—	23
Сумма				0,114	0,038	118	93

лиевого полевого шпата и биотита барий в большей степени концентрируется в последнем.

Концентрация стронция в кальциевом минерале, а бария в калиевых минералах обусловлена близостью их свойств соответственно с кальцием и калием. Стремление же стронция концентрироваться главным образом в плагиоклазе, а не в темноцветных минералах, а калия в большей степени в биотите, чем в калиевом полевоом шпате, определяется, очевидно, тем, что в силу своих больших ионных радиусов ($Sr^{2+} - 1,20 \text{ \AA}$; $Ba - 1,38 \text{ \AA}$), эти элементы требуют в структурах минералов высокой координации. Последнее же условие наиболее полно может быть удовлетворено именно в биотите и плагиоклазе [20].

Суммируя результаты исследований особенностей распределения стронция и бария в гранитоидах бугульминского комплекса, можно сделать следующие выводы.

Содержания стронция и бария в фашиальных разновидностях пород, образовавшихся при магматической дифференциации на месте становления массивов, не изменяются.

В гибридных породах на содержания стронция и бария достаточно отчетливо влияет состав ассимилируемого материала.

Ассимиляция пород основного состава сопровождается увеличением концентраций стронция и бария, а ассимиляция карбо-

натного материала — увеличением концентрации только стронция.

Содержание стронция и бария в ассимилируемом материале отражается на концентрации этих элементов как в породах, так и в минералах. Различия в содержаниях стронция и бария в плагиоклазах, а бария в биотитах могут быть использованы для суждения о составе материала, участвовавшего в процессах ассимиляции.

Основным минералом-концентратором и носителем стронция в гранитоидах комплекса является плагиоклаз. Главным минералом-концентратором и носителем бария в безбиотитовых породах служит калиевый полевой шпат. В биотитовых фациальных разновидностях барий концентрируется в калиевом полевом шпате и биотите примерно в одинаковых количествах.

Геохимическая история стронция и кальция в эволюции магматического расплава (кристаллизация и ассимиляция) остается во многом одинаковой, что приводит к прямой зависимости между содержаниями этих элементов в целом по гранитоидам комплекса. Поскольку барий концентрируется в калиевых минералах, в процессе кристаллизованной дифференциации он следует за калием. При ассимиляции, сопровождающейся поступлением бария в гранитный расплав (ассимиляция пород основного состава) между содержанием бария и калия возникает обратная связь. Нарушается связь между барием и калием и при ассимиляции гранитного материала, бедного барием. В связи с этим нарушение связей между калием и барием может служить указанием на значительную роль процессов гибридизма в эволюции магматического расплава.

ЛИТЕРАТУРА

1. В. И. Герасимовский, В. И. Лебедев. О соотношении стронция и кальция в породах Ловозерского массива.— *Геохимия*, 1958, № 6.
2. В. И. Герасимовский, Ю. И. Беляев. О содержании марганца, бария и стронция в щелочных породах Кольского полуострова.— *Геохимия*, 1963, № 12.
3. К. А. Власов, М. В. Кузьменко, Е. М. Еськова. Ловозерский щелочной массив. Изд-во АН СССР, 1959.
4. Е. М. Еськова, А. Г. Жабин, Г. Н. Мухитдинов. Минералогия и геохимия редких элементов Вишневых гор (щелочные породы). Изд-во «Наука», 1964.
5. К. К. Турекьян, Дж. Калп. Геохимия стронция.— В кн. «Геохимия редких элементов», ИЛ, 1959.
6. В. В. Бурков, Е. К. Подпорина. Стронций. Минералогия, геохимия и главные типы месторождений.— *Труды ИМГРЭ*, 1962, вып. 12.
7. В. В. Бурков. Стронций.— В кн. «Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов», I. Изд-во «Наука», 1964.
8. N. Sen, S. R. Nockolds, R. Allen. Trace elements in minerals from rocks of the S. California Batholith.— *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1959, 16, No 1/3.
9. W. Engelhardt. Die Geochemie des Bariums.— *Chemie der Erde*, 1936, 10, S. 187.

10. J. M. Bray. Spectroscopic distribution of minor elements in igneous rocks from Jamestown, Colorado.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1942, **53**, No 5.
11. K. S. Heier, S. R. Taylor. Distribution of Ca, Sr and Ba in southern Norwegian pre-Cambrian alkali feldspars.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1959, **17**, No 3/4.
12. А. Е. Воронцов. Нижнепалеозойские гранитоиды Бугульминского интрузивного комплекса и их главные геохимические особенности (центральная часть Восточного Саяна).
13. K. K. Turekian, K. H. Wedepohl. Distribution of the elements in some major units of Earth's crust.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1961, **72**, No 2.
14. А. П. Виноградов, Т. Ф. Боровик-Романова. К геохимии стронция.— *Докл. АН СССР*, 1945, **46**, № 5.
15. А. П. Виноградов. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород.— *Геохимия*, 1962, № 7.
16. А. П. Виноградов, А. Б. Ронов, В. М. Ратынский. Изменение химического состава карбонатных пород Русской платформы.— *Изв. АН СССР, серия геол.*, 1952, № 1.
17. J. L. Kulp, K. Turekian, D. Boyd. Strontium content of limestones and fossils.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1952, **63**, No 7.
18. K. Turekian. Paleocological significance of the strontium-calcium ratio in fossils and sediments.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1955, **66**, No 1.
19. С. М. Катченков. Малые химические элементы в осадочных породах и нефтях.— *Труды ВНИИНефти*, 1959, вып. 143.
20. Г. Б. Бокий. Кристаллохимия. Изд-во МГУ, 1960.

**РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СТРОНЦИЯ И БАРИЯ
В КИСЛЫХ И ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОДАХ
КОНКУДЕРО-МАМАКАНСКОГО КОМПЛЕКСА
(Северо-Байкальское нагорье)**

В Северо-Байкальском нагорье, в междуречье Мамы и Мамакана, среднем и нижнем течении Лево́й Мамы широко распространены интрузивные породы конкудеро-мамаканского комплекса палеозойского возраста. Породы комплекса имеют очень разнообразный состав и слагают ряд массивов различных размеров от нескольких десятков (Джиллиндра) до нескольких сотен квадратных километров (Сынныр). Среди интрузивных пород выделяются биотитовые и биотит-амфиболовые граниты, граносениты, кварцевые сениты, щелочные сениты (кварцевые акериты и акериты), святоноситы, биотитовые и биотит-пироксеновые нефелиновые сениты и псевдолейцитовые сениты. Выделенные группы пород являются фацциальными разновидностями единого конкудеро-мамаканского комплекса [1, 2]. Образование щелочных пород происходило в результате взаимодействия гранитной магмы с вмещающими карбонатными породами.

Среди пород жильной серии выделяются следующие разновидности: шонкиниты и кампитониты (характерны для массива Сынныр), лампрофиры, мелкозернистые биотитовые и биотит-амфиболовые граниты, граносениты и кварцевые сениты, мелкозернистые пегматиты, аплиты и аплитовидные граниты. На основании геологических взаимоотношений устанавливается следующий порядок их внедрения: 1) лампрофиры; 2) мелкозернистые граниты; 3) мелкозернистые пегматиты; 4) аплиты и аплитовидные граниты.

Содержания бария и стронция в породах и минералах определялись количественным спектральным методом (аналитик Т. А. Кузьмина). Данные спектрального анализа, свидетельствующие о высоких концентрациях бария в породах комплекса, проверены химическим методом. Сопоставление методик показало хорошую сходимость результатов (табл. 1).

Содержания бария в породах верхнепротерозойского возраста (кварцевых мраморах), вмещающих массивы щелочных пород Джиллиндра и Моюкап, значительно ниже, чем в интрузивных породах комплекса, а стронция — несколько выше по сравнению

с его содержаниями в биотитовых гранитах (табл. 2). Содержание стронция в кварцевых мраморах значительно выше, чем в известняках по К. К. Турекьяну [3] и мраморах из вмещающих пород Вишневогорского щелочного интрузива [4]. Наличие высоких концентраций стронция отмечено также в верхнепротерозойских карбонатных отложениях жуинской свиты Патомского нагорья, которые находятся вне воздействия палеозойского магматизма (см. статью Б. В. Петрова, В. А. Макрыгиной, В. М. Новикова в настоящем сборнике).

Средние содержания бария и стронция в биотитовых гранитах в 2—3 раза выше кларковых содержаний в кислых породах по А. П. Виноградову [5]. Количество бария и стронция в щелочных и нефелиновых сиенитах в 2—9 раз выше их средних концентраций в щелочных породах Ловозерского и Вишневогорского массивов [4, 6]. Содержания бария в щелочных породах комплекса значительно превышают известные концентрации его в магматических породах различных районов мира, а стронция сравнимы только с его содержанием в щелочных породах Хибин [7].

В каждой изученной фацальной разновидности пород конкудеро-мамаканского комплекса содержания бария и стронция варьируют в широких пределах, особенно в биотит-пироксеновых нефелиновых сиенитах. Максимальные концентрации бария наблюдаются в кварцевых акеритах и акеритах массивов Джиллиндра и Авсак, а стронция — в святоноситах (см. табл. 2). В то же время средние содержания бария и стронция закономерно возрастают в ряду фацальных разновидностей пород по мере увеличения щелочности последних. Так, в районе рек Конкудери, Якдакара, Каверги средние содержания бария и стронция от биотитовых гранитов до щелочных сиенитов увеличиваются в 2—4 раза. В районе р. Лево́й Ма́мы количество бария в ряду пород от биотитовых гранитов до щелочных сиенитов увеличивается в 2,5 раза, затем в биотитовых нефелиновых сиенитах резко уменьшается и возрастает в биотит-пироксеновых нефелиновых сиенитах и псевдолейцитовых сиенитах. Средние содержания стронция в ряду пород от биотитовых гранитов до биотит-пироксеновых нефелинно-

Т а б л и ц а 1
Содержание бария (в вес. %)

№ обр.	Порода	Анализы	
		спектральный	химический
1024	Биотит-амфиболовый гранит	0,37	0,26
988	Святоносит	0,60	0,60

Таблица 2

Содержание бария и стронция в интрузивных породах
конкудеро-мамаканского комплекса
(в вес. %)

Место взятия образца	Кол-ч. проб	$\overline{\text{Ba}}$	Ba_{min}	Ba_{max}	$\overline{\text{Sr}}$	Sr_{min}	Sr_{max}	Ba/Sr
Биотитовые граниты								
Р. Мамакан	12	0,276	0,030	0,400	0,100	0,020	0,200	2,90
Реки Конкудери, Як-дакар, Каверга	5	0,270	0,170	0,340	0,069	0,038	0,108	3,91
Левобережье Витима (реки Бугорихта, Брызгунья)	7	0,272	0,076	0,500	0,054	0,013	0,091	5,04
Реки Монокан, Левая Мама	7	0,224	0,100	0,360	0,071	0,042	0,150	3,12
Биотит-амфиболовые граниты, граносениты, кварцевые сениты								
Р. Мамакан	6	0,450	0,300	0,630	0,230	0,130	0,460	1,61
Реки Каверга, Конкудери	9	0,348	0,210	0,470	0,241	0,100	0,420	1,43
Р. Левая Мама	5	0,260	0,046	0,480	0,115	0,035	0,300	2,26
Щелочные сениты (кварцевые акериты и акериты)								
Р. Конкудери (массивы Джилиндра, Авсак)	5	0,800	0,430	1,190	0,330	0,180	0,600	2,42
Реки Якдакар, Каверга	4	0,480	0,150	0,650	0,330	0,250	0,520	1,45
Реки Монокан, Левая Мама	8	0,593	0,360	0,910	0,322	0,195	0,500	1,84
Святоноситы								
Массивы Джилиндра, Монокан	3	0,580	0,430	0,800	0,390	0,200	0,600	1,49
Биотитовые нефелиновые сениты								
Р. Левая Мама (массивы Даохшинский, Якшинский, Сынныр)	7	0,210	0,100	0,620	0,300	0,170	0,420	0,70
Биотит-пироксеновые нефелиновые сениты								
Р. Левая Мама (массивы Даохшинский, Якшинский, Сынныр)	8	0,437	0,013	0,960	0,380	0,018	0,740	1,16
Псевдолейцитовые сениты								
Массив Сынныр	4	0,420	0,140	0,740	0,192	0,069	0,500	2,18

Таблица 2 (окончание)

Место взятия образца	Кол-во проб	\bar{Ba}	Ba_{min}	Ba_{max}	\bar{Sr}	Sr_{min}	Sr_{max}	Ba/Sr
Породы жильной серии (лампрофиры, шонкиниты и др.)								
Р. Каверга (лампрофир)	1	0,190	—	—	0,110	—	—	1,73
Р. Левая Мама (шонкинит)	1	0,630	—	—	0,430	—	—	1,47
Р. Левая Мама (шонкинит с апатитом)	1	0,047	—	—	0,180	—	—	0,26
Р. Левая Мама (камптонит)	1	0,280	—	—	0,320	—	—	0,88
Мелкозернистые граниты, граносениты								
Р. Мама	3	0,476	0,290	0,660	0,253	0,200	0,310	1,87
Р. Каверга	2	0,230	0,210	0,250	0,121	0,083	0,160	1,90
Мелкозерные пегматиты								
Р. Мамакан	1	0,180	—	—	0,037	—	—	2,06
Реки Конкудери, Якдакар, Каверга	3	0,190	0,085	0,310	0,155	0,034	0,400	1,22
Р. Левая Мама	1	0,012	—	—	0,010	—	—	1,20
Аплитовидные граниты и аплиты								
Р. Витим	1	0,110	—	—	0,040	—	—	2,75
Р. Каверга	3	0,053	0,024	0,100	0,023	0,016	0,042	1,96
Р. Левая Мама	3	0,058	0,041	0,200	0,033	0,023	0,052	2,97
Вмещающие породы (кварцевые мраморы)								
Реки Конкудери, Монуокан	2	0,033	0,011	0,056	0,110	0,11	0,11	0,3

вых сенитов увеличиваются в 5 раз, а затем резко снижаются в псевдолейцитовых сенитах.

Среди пород жильной серии комплекса максимальные концентрации бария и стронция наблюдаются в шонкините (см. табл. 2). В последних дифференциатах комплекса — аплитах и аплитовидных гранитах по сравнению с главными фаціальными разновидностями пород не происходит накопления ни бария, ни стронция.

Величина Ba/Sr отношения в каждой выделенной разновидности пород различных районов междуречья Мама и Мамакана изменяется незначительно (см. табл. 2). В то же время наблюдается закономерное уменьшение величины Ba/Sr отношения по мере возрастания щелочности пород. В целом для пород комплекса

Содержание бария и стронция в минералах из пород конкудеро-мамаканского комплекса

№ обр.	Порода	Место взятия образца	Содержание элементов в минералах, вес. %		Колич. элементов, приходящееся на минерал, %		Содержание элементов в породе, вес. %		Степень триклинности калиевого полевого шпата, ΔP*
			Ba	Sr	Ba	Sr	Ba	Sr	
Плагноклазы									
1028	Биотит-амфиболовый гранит	Р. Каверга	0,04	0,23	5,7	44,2	0,23	0,17	—
1018	Граносиенит	То же	0,19	0,35	21,2	30,8	0,33	0,42	—
417	Акерит	Р. Конкудери	0,15	—	15,6	—	0,43	0,18	—
Калиевые полевые шпаты									
714	Биотитовый гранит	Р. Мамакан	—	0,25	—	40,4	—	0,19	—
548	» »	Р. Конкудери	0,63	—	64,0	—	0,34	0,072	0,25
856	» »	Р. Витим	0,80	—	94,4	—	0,35	0,056	0,34
1028	Биотит-амфиболовый гранит	Р. Каверга	0,57	0,30	87,6	27,7	0,23	0,17	0,69
1018	Граносиенит	То же	0,89	0,32	104,5	66,0	0,33	0,42	0,25
417	Акерит	Р. Конкудери	1,00	0,30	108,2	77,4	0,43	0,18	0,10
C1678**	»	Массив Сынный	0,81	0,30	—	—	—	—	0,20
493	Святоносит	Р. Конкудери	0,75	0,79	78,5	111,0	0,80	0,60	0,15
988	»	Р. Мошюкан	0,52	0,50	93,4	121,0	0,60	0,37	0,25
1318	Биотитовый нефелиновый сиенит	Р. Левая Мама	0,23	0,21	100,0	41,0	0,16	0,35	0,76
1152	Мелкозернистый пегматит	Р. Якдакар	0,16	—	88,3	—	0,085	0,034	0,99
C4000**	Микроклиновая порода	Массив Сынный	0,48	0,38	—	—	—	—	0,40

№	Породы	Нефелин					Кварц
		0,022	0,30	2,0	10,0	0,16	
1318	Биотитовый нефелиновый снейт	Р. Левая Мама	0,30	2,0	10,0	0,16	0,35
1018	Граноснейт	Р. Каверга	0,026	0,0023	4,5	1,0	0,33

** Определение степени триклинности калиевого полевого шпата производится по методике, описанной ранее [8]; анализ Г. Г. Афонина. Пробы из коллекции А. Я. Жидкова.

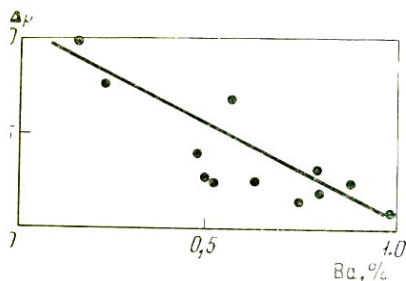
характерно преобладание бария над стронцием, за исключением биотитовых нефелиновых снейтов.

Наблюдается четкая прямая корреляционная зависимость в ряду пород от биотитовых гранитов до биотит-широксеновых нефелиновых снейтов между содержаниями бария и стронция, бария и кальция, стронция и кальция ($r_{Ba-Sr}=0,69$; $r_{Ba-Ca}=0,71$; $r_{Sr-Ca}=0,66$). Между содержанием же бария и калия корреляционная зависимость практически отсутствует как в отдельных фашиальных разновидностях пород комплекса (r_{K-Ba} в биотитовых гранитах равен 0,003), так и для всего ряда пород от биотитовых гранитов до биотит-широксеновых нефелиновых снейтов ($r_{K-Ba}=0,13$).

Распределение бария и стронция в минералах из пород комплекса было изучено только для калиевых полевых шпатов, нефелина и кварца (табл. 3). Максимальные концентрации бария и стронция наблюдаются в калиевых полевых шпатах, которые являются главными концентраторами бария и стронция: на их долю приходится основная масса бария пород комплекса, особенно щелочных его разновидностей (см. табл. 3). Плагноклазы, нефелин и кварц содержат бария значительно меньше, чем калиевые полевые шпаты и, как правило, не играют существенной роли в общем балансе бария.

В калиевых полевых шпатах содержание бария и стронция варьируют в широких пределах. Минимальная концентрация наблюдается в калиевом полевом шпате из биотитового нефелинового снейта, что объясняет и наименьшие средние содержания бария в этих породах по сравнению с другими разновидностями пород комплекса. Максимальные концентрации бария обнаруживаются в калиевых полевых шпатах акеритов, пород, наиболее обогащенных барием. Между степенью триклинности калиевых полевых шпатов из пород комплекса и содержанием в них бария наблюдается обратное

пропорциональная зависимость (см. рисунок). Вероятно, именно высокие содержания бария в калиевых полевых шпатах из пород конкудеро-мамаканского комплекса являются причиной устойчивости в них моноклинной модификации калиевого полевого шпата и тормозят процесс упорядочения его решетки [9]. Вхождению бария в решетку калиевых полевых шпатов из пород комплекса способствовала высокая температура их кристаллизации, которая для щелочных пород массива Сышныр на основании данных по гомогенизации газовой-жидких включений принимается Л. И. Пашиной равной 900°C [10].



Зависимость между содержаниями бария и степенью рентгеновской триклинности в калиевых полевых шпатах из пород конкудеро-мамаканского комплекса

В плагиоклазах, калиевых полевых шпатах и нефелине из пород комплекса наблюдаются в целом близкие содержания стронция. Основная масса стронция пород приходится на калиевые полевые шпаты и плагиоклазы. Максимальные концентрации стронция обнаруживаются в калиевых полевых шпатах из святоноситов, где калиевый полевой шпат является единственным светлосветным минералом и составляет по объему 85—90% породы. Возможно, что причиной высоких содержаний стронция в щелочных породах комплекса служит заимствование его из вмещающих карбонатных пород, обогащенных стронцием. Косвенным подтверждением этого предположения является закономерное уменьшение величины Ba/Sr отношения по мере возрастания щелочности фацциальных разновидностей пород комплекса.

Выводы

1. Высокие концентрации бария и стронция в изверженных и метаморфических породах являются региональной особенностью ого-восточной и восточной частей Северо-Байкальского нагорья.

2. Близкие содержания бария и стронция в палеозойских интрузивных породах районов междуречья Мамы и Мамакана, среднего и нижнего течений р. Лево́й Мамы, варьирующих по минеральному составу от биотитовых гранитов до нефелиновых снитов, являются дополнительным признаком принадлежности этих пород к единому магматическому комплексу.

3. Основная масса бария и стронция пород комплекса сосредоточена в калиевом полевоом шпате.

4. Степень триклинности калиевых полевых шпатов связана обратно пропорциональной зависимостью с содержаниями в них бария.

ЛИТЕРАТУРА

1. К. Ф. Каширин, В. А. Кондрашова, Б. М. Шмакин. Петрохимическая и геохимическая характеристика палеозойских гранитоидов Конкудеро-Мамаканского комплекса (Северо-Байкальское нагорье).— В сб. «Вопросы геохимии изверженных горных пород и рудных месторождений Восточной Сибири». Изд-во «Наука», 1965.
2. К. Ф. Каширин. К петрохимической и геохимической характеристике нефелиновых сиенитов Северо-Байкальского нагорья.— В кн. «Материалы геохимической конференции, посвященной 50-летию Советского государства...» Улан-Удэ, 1967.
3. К. К. Турекьян, Дж. Калп. Геохимия стронция.— В кн. «Геохимия редких элементов». ИЛ, 1959.
4. Е. М. Еськова, А. Г. Жабин, Г. А. Мухитдинов. Минералогия и геохимия редких элементов Вишневых гор. Изд-во «Наука», 1964.
5. А. П. Виноградов. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— Геохимия, 1962, № 7.
6. В. И. Герасимовский, В. П. Волков, Л. Н. Когарко, А. И. Поляков, Т. В. Сапрыкина, Ю. А. Балашов. Геохимия Ловозерского щелочного плутона. Изд-во «Наука», 1966.
7. Л. Л. Шилин, Г. Н. Муравичка, А. М. Сидорочева. О распространении стронция в щелочных породах и минералах Хибинского массива.— Вопросы геохимии, V, вып. 99. Труды Ин-та геол. рудных месторождений, петрографии, минерал. и геохимии. Изд-во АН СССР, 1963.
8. Б. М. Шмакин, Г. Г. Афонина. О методике рентгеновского определения триклинности калиевых полевых шпатов для решения генезиса горных пород. — Докл. АН СССР, 1967, 173, № 2.
9. Б. М. Шмакин. О бариевом ортоклазе из Южной Якутии и значении бария как элемента-индикатора.— Изв. вузов, геол. и разв., 1967, № 4.
10. Л. И. Папина. Минералого-генетическая характеристика некоторых щелочных массивов Прибайкалья. Автореф. дисс. Новосибирск, 1967.

СТРОНЦИЙ И БАРИИ В МЕЗОЗОЙСКИХ ИНТРУЗИЯХ ЗОН АКТИВИЗАЦИИ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

В Восточном Забайкалье выделяются два пояса золото-молибденовой минерализации (Шилка-Олекминский и Аленгус-Уровский), симметрично обрамляющих с северо-запада и юго-востока область остаточной мезозойской геосинклинали [1]. В пределах северного пояса развиты два мезозойских интрузивных комплекса: ранний — амананский (условно Т) и поздний — амуджиканский (J₃). В южном поясе в конце средней юры происходит формирование шахтаминского комплекса, позднее (J₃) — внедрение дифференциатов позднего шахтаминского комплекса. Расположение интрузий контролируется разломами северо-восточного простирания, параллельными Монголо-Охотскому шву, а также сопряженными широтными разломами.

Интрузивные комплексы в пределах северного и южного золото-молибденовых поясов обладают рядом общих особенностей в эволюции магматизма. Ранние комплексы (амананский и шахтаминский) характеризуются развитием магматизма гомодромного типа — от основных комагматов к кислым — и имеют трехфазное строение. Первые фазы представлены в них габбро-диоритами, диоритами, кварцевыми диоритами, сенинто-диоритами; вторые — гранодиоритами, роговообманково-биотитовыми гранитами; третьи — лейкократовыми и анлитовидными гранитами. В шахтаминском комплексе отмечается большая роль подщелоченных фаций.

Наиболее сложный из поздних комплексов амуджиканский, ранние внедрения его представлены гранодиоритами, гранодиорит-порфирами и кварцевыми диоритовыми порфирами (I фаза). Далее формируются породы собственно амуджиканского типа: гигантопорфиroidные граниты (II фаза), лампрофиры, гибридные порфиры, меланократовые гранодиорит-порфиры (III фаза) и гранодиорит-граносенинт-порфиры (IV фаза). Поздний шахтаминский комплекс представлен лампрофирами, гибридными порфирами, меланократовыми гранодиорит-порфирами (I фаза), гранодиорит-граносенинт-порфирами и гранит-порфирами (II фаза). Полное макро- и микроскопическое сходство пород III и

IV фаз амуджиканского комплекса и I и II фаз позднего шахтаминского комплекса позволяют считать их интрузивными аналогами. Совокупность образований в этих фазах фактически представляет собой дифференцированную серию от лампрофиров до гранит-порфиров. К IV фазе амуджиканского и II фазе позднего шахтаминского комплексов относятся сложные дифференцированные дайки, для которых характерна совершенно постепенная смена более основных эндоконтактовых зон (лампрофиры) все более и более кислыми (гибридные порфиры, гранодиорит-граносиенит-порфиры, гранит-порфиры) к центральным частям тел. Характерной петрографической особенностью дифференцированных серий является присутствие в породах любого состава интрателлурических вкрапленников кварца, калиевого полевого шпата и олигоклаза, реакционно неустойчивых по отношению к более поздним пироксену, роговой обманке, биотиту, андезину.

При сравнении петрохимических особенностей ранних (амананский и шахтаминский) и поздних (амуджиканский и поздний шахтаминский) комплексов из различных металлогенических поясов выявляется ряд общих закономерностей. Ранние комплексы имеют близкие по величине индексы Куно — 26,5—27,5 и Пиккока — 52,5—53 [2] при значениях $\text{CaO} = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 5,6—6,0$ [3, 4]. Для поздних комплексов обоих поясов индекс Куно имеет значение 37,5, а индекс Пиккока 54—55, при $\text{CaO} = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 6—7$.

На плоскости *sab* диаграммы Н. А. Заварицкого линии эволюции поздних комплексов по сравнению с ранними сдвинуты вправо — к щелочным типам (рис. 1). Так, линия дифференциатов позднего шахтаминского комплекса расположена между линиями Йеллоустона и Этны, а линия раннего шахтаминского комплекса — чуть левее линии Йеллоустона. О более щелочном типе магм в поздних комплексах свидетельствуют также несколько повышенные значения *a/c* при близких величинах *s*. По-видимому, повышенные щелочности магм в поздних комплексах определяет и их более низкую железистость $[(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)/(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})]$.

Наряду с петрохимическим сходством мезозойских магматических комплексов из северной и южной зон четко проявляются и региональные петрохимические различия. Так, магматические комплексы из южного пояса характеризуются

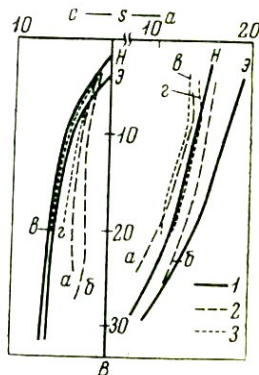


Рис. 1. Диаграмма составов для пород комплексов зон активизации (по А. И. Заварицкому)

1 — Йеллоустонский парк (H), Этна (Э); 2 — шахтаминский комплекс (a), поздний шахтаминский комплекс (б); 3 — амананский комплекс (θ), амуджиканский комплекс (ε)

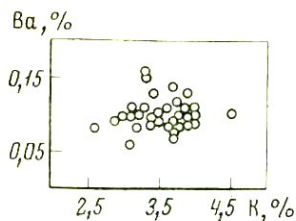


Рис. 2. Зависимость между содержаниями К и Ва в породах шахтаминского комплекса

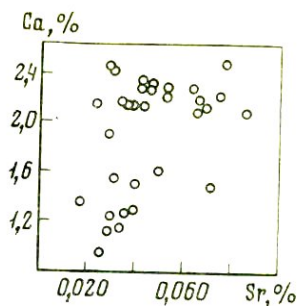


Рис. 3. Зависимость между содержаниями Sr и Ca в породах шахтаминского комплекса

меньшими величинами c (полевошпатовая известь) и Ca_m/Ca' (отношение атомных количеств кальция в плагиоклазе к кальцию в цветных минералах), а также более высокими значениями a и c при сопоставимых количествах кремнекислоты. Таким образом, магмы, сформировавшие породы шахтаминского и позднего шахтаминского комплексов, были малокальцевыми, а также более магниезнальными и щелочными по сравнению с магмами амананского и амуджиканского комплексов.

Вопросы геохимической корреляции магматических комплексов, близких по времени внедрения, специализированных на одинаковые рудные элементы и формирующихся в сходных структурно-тектонических условиях, приобретают в настоящее время большое значение. С этой целью рассматривается поведение бария и стронция в породах и минералах из магматических комплексов северного и южного поясов. Определение этих элементов произведено спектрографическим методом аналитиком Е. С. Костюковой в лаборатории физических методов исследования в Институте геохимии СО АН СССР¹. На основании полученных данных можно наметить определенные общие тенденции в поведении этих элементов в интрузивных породах обоих поясов.

В ранних комплексах северного и южного поясов отмечается некоторое накопление бария к поздним более кислым фазам (табл. 1). Одновременно с этим увеличивается и содержание калия. Более медленное возрастание содержания бария по сравнению с калием обуславливает закономерное снижение Ва/К отношения по мере раскисления пород ранних комплексов. Несмотря на это между содержаниями К и Ва в породах II и III фаз шахтаминского комплекса сохраняется прямая, хотя нечеткая корреляционная связь (рис. 2). Содержания стронция в различных фазах шахтаминского и амананского комплексов варьируют незначительно. Резкое уменьшение концентраций кальция в кислых членах приводит к закономерному снижению в поздних фа-

¹ Чувствительность анализа на оба элемента $1 \times 10^{-4}\%$; точность анализа 14–20%.

зах величины Ca/Sr отношения. В то же время в близких по составу фазах одного комплекса (II и III фазы шахтаминского комплекса) между этими элементами проявлена нечеткая прямая корреляционная связь (рис. 3). По мере увеличения содержания кремнекислоты в породах ранних комплексов происходит уменьшение Sr/Ba и K/Rb отношений, а также уменьшение содержания рубидия. Много общего в распределении Ba, Sr, Rb и в изменении Sr/Ba, Ba/K, Ca/Sr и K/Rb отношений отмечается для пород из дифференцированных серий поздних комплексов. Для них характерны более высокие содержания бария по сравнению с ранними комплексами. В дифференцированных сериях барий обогащает ранние более основные фазы (лампрофиры, гибридные порфиры) по сравнению с более кислыми породами поздних фаз. По мере раскисления пород в них возрастает количество калия и уменьшается Ba/K отношение. Количество стронция растет, а величина Ca/Sr отношения уменьшается от основных пород к кислым. Кислые члены характеризуются также меньшими величинами K/Rb отношений, так как содержат меньше рубидия, чем основные.

Отмечая определенные черты сходства, тем не менее можно говорить о различной геохимической специализации юрских интрузий северного и южного поясов на барий, стронций и рубидий. В частности, при сопоставимых содержаниях кремнекислоты интрузии северного пояса заметно беднее барием, рубидием и богаче стронцием. В связи с этим величина Sr/Ba отношения характерна для интрузий каждого пояса: в породах шахтаминского и позднего шахтаминского комплексов (южный пояс) Sr/Ba отношение изменяется от 0,31 до 0,47; в породах амананского и амуджиканского комплексов эта величина варьирует от 0,45 до 0,9. Соответственно на рис. 4 линия Sr/Ba=0,5 разделяет поля точек, отвечающих породам северного и южного поясов. Эти различия, по-видимому, объясняются петрохимической спецификой комплексов из разных поясов; в частности, более высокие содержания Ba, Rb и более низкие содержания Sr в породах южного пояса можно объяснить более щелочным и менее кальциевым характером магм по сравнению с магмами северного пояса.

Некоторые особенности в поведении стронция и бария в сериях лампрофиры, гибридные порфиры — граносенит-гранодиорит-порфиры из

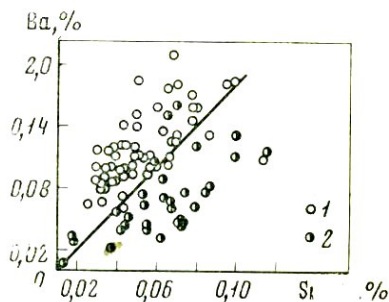


Рис. 4. Зависимость между содержанием Ba и Sr в породах шахтаминского и позднего шахтаминского комплексов (1) и амуджиканского и амананского комплексов (2)

Южный	Шахтаминский	I	Габбро-диориты, монцититы	0,085 (3)*	0,040 (3)	110**	2,58**	4,74 (11)
		II	Гранодиориты, граносиениты, роговообманково-биотитовые граниты	0,107 (55)	0,047 (55)	181**	3,89**	2,16 (32)
		III	Лейкократовые граниты	0,104 (11)	0,043 (11)	249**	3,96**	1,26 (14)
	Поздний Шахтаминский	I	Лампрофиры, гибридные порфиры, меланократовые гранодиорит-порфиры	0,170 (12)	0,052 (12)	213 (24)	3,35 (24)	2,69 (5)
		II	Граносиенит-гранодиорит-порфиры; граносиенит-гранит-порфиры	0,150 (15)	0,059 (15)	149 (36)	3,62 (36)	1,93 (6)
Северный	Амананский		Биотит-роговообманковые граниты, гранодиориты	0,0860 (5)	0,0750 (5)	94 (8)	3,33 (8)	1,94
			Лейкократовые биотитовые граниты, аляскиты	0,0900 (2)	0,0730 (2)	101 (2)	3,30 (2)	0,74
	Амуджиканский	I	Гранодиориты, гранодиорит-порфиры, кварцевые диоритовые порфириты	0,0950 (7)	0,0750 (7)	95 (3)	3,18 (3)	2,07
		II	Гиганто-порфировидные граниты	0,0530 (8)	0,0430 (9)	174 (2)	3,50 (2)	2,16
		III	Гибридные порфиры, лампрофиры (ранние)	0,1100 (15)	0,0495 (15)	116 (16)	2,45 (16)	3,79
		IV	Граносиенит-гранодиорит-порфиры	0,1000 (9)	0,0665 (9)	84 (9)	3,00 (12)	2,09

Таблица 1 (окончание)

Пояс	Комп-лекс	Фаза	Главные породы фазы	Sr/Ba	Ca/Sr	K/Rb	Ba/K×10 ²	Ca _{MI} /Ca ⁺	SiO ₂
Южный	Шахтаминский	I	Габбро-диориты, монцониты	0,47	118	234**	3,3	1,84	56,9
		II	Гранодиориты, граносиениты, роговообманково-биотитовые граниты	0,44	46	215**	2,8	2,60	66,3
		III	Лейкократовые граниты	0,41	30	159**	2,6	30,0	70,6
	Поздний Шахтаминский	I	Лампрофиры, гибридные порфиры, меланократовые гранодиорит-порфиры	0,31	52	157	5,1	1,3	61,2
		II	Граносиенит-гранодиорит-порфиры; граносиенит-гранит-порфиры	0,39	33	226	4,2	4,3	65,9
Северный	Амананский		Биотит-роговообманковые граниты, гранодиориты	0,9	26	354	2,6	14,0	67,9
			Лейкократовые биотитовые граниты, аляскиты	0,8	10	300	2,7	19,0	73,5
	Амузжанский	I	Гранодиориты, гранодиорит-порфиры, кварцевые диоритовые порфириты	0,8	28	335	3,0	50,0	66,4
		II	Гиганто-порфировидные граниты	0,8	5	253	1,5	2,9	68,5
		III	Гибридные порфиры, лампрофиры (ранние)	0,45	76	213	4,5	1,4	58,6
		IV	Граносиенит-гранодиорит-порфиры	0,7	32	357	3,0	3,0	68,10

Таблица 2

Содержания редких и петрогенных элементов в сложных дифференцированных дайках

Комп-лекс	Номер дайки	Зона	Породы	Объем зоны, %	Вл. %	Sr. %	Rb, г/т	Tl, г/т	Cs, г/т	K, %	Na, %
Подлий Шахтинский	1	Эндоконтакт	Лампрофиры, гибридные порфиры	20	0,241 (3)*	0,083 (3)	216 (4)	2,3 (4)	11 (4)	3,0 (4)	2,63 (4)
		Переходная	Гибридные порфиры, меланократовые гранодиорит-порфиры	40	0,174 (5)	0,066 (5)	149 (2)	1,0 (4)	7 (3)	3,26 (2)	2,86 (2)
		Центральная	Гранодиорит-гранодиорит-порфиры	40	0,135 (3)	0,075 (3)	135 (3)	1,1 (3)	6 (3)	3,15 (3)	3,17 (3)
	2	Эндоконтакт	Керсантиты-спессартиты	4	0,305 (2)	0,131 (2)	140 (3)	1,5 (3)	8 (2)	3,18 (3)	2,95 (3)
		Переходная	Кварцевые монзонит-порфиры	33	0,199 (4)	0,099 (4)	122 (4)	0,9 (4)	6 (3)	3,00 (4)	3,11 (4)
		Центральная	Кварцевые снейт-диорит-порфиры	63	0,075	0,045 (1)	101 (2)	0,8 (2)	5 (1)	3,29 (2)	3,64 (2)
Амуджиканский	3	Эндоконтакт	Лампрофиры (керсантиты-спессартиты)		0,047 (2)	0,051 (2)	197			3,00	2,5
		Переходная	Гибридные порфиры, меланократовые гранодиорит-порфиры		0,076	0,054	120			2,4	2,7
					0,068	0,060	100			2,7	2,7
				0,049	0,041	123			2,0	3,0	
	Центральная	Гранодиорит-порфиры		0,047	0,071	186			2,9 (2)	3,0 (2)	
	4	Эндоконтакт	Керсантиты-спессартиты		0,110	0,045	130			2,3	3,8
Переходная		Гибридные порфиры		0,066	0,059	114			2,7	3,3	
Центральная		Гранодиорит-порфиры		0,066	0,046	132			3,3	3,0	

* В скобках указано количество анализов.

Таблица 2 (окончание)

Комплекс	Номер дайки	Зона	Породы	Объем зоны, %	Ca, %	Str/Ba	K/Rb	Ca/Sr	Ba/K × 10 ²	Ba/Rb	Ba/Tl	Ba/Cs	a/c	Ca ₀ /Ca*	SiO ₂	
Поздний Шахтамский	1	Эндоконтакт	Лампрофиры, гибридные порфиры	20	3,35	0,34	121	40,3	8,0	11,2	1050	220	4,84	0,83	58,7	
		Переходная	Гибридные порфиры, меланократовые гранодиорит-порфиры	40	2,63	0,38	214	36,2	5,1	11,7	1740	250	8,00	1,03	65,6	
		Центральная	Гранодиорит-гранодиорит-порфиры	40	1,90	0,55	235	25,4	4,3	10,0	1230	225	8,35	1,13	67,2	
	2	Эндоконтакт	Керсантиты-спессартиты	4	3,00	0,43	227	23,0	9,6	21,8	1970	380	3,83	0,72	62,0	
		Переходная	Кварцевые монзонит-порфиры	33	2,93	0,50	244	29,6	6,6	16,5	2250	335	8,17	0,71	63,5	
		Центральная	Кварцевые сиенит-диорит-порфиры	63	1,76	0,60	324	44,0	2,3	7,4	940	150	9,73	2,32	66,8	
Амуджикапский	3	Эндоконтакт	Лампрофиры (керсантиты-спессартиты)			1,09	152		1,6	2,4						
		Переходная	Гибридные порфиры, меланократовые гранодиорит-порфиры			0,71	200		3,1	6,3						
						0,88	270		2,5	6,8						
	Центральная	Гранодиорит-порфиры			1,03	162		2,0	3,3							
	4	Эндоконтакт	Керсантиты-спессартиты			1,52	339		1,6	2,5						
		Переходная	Гибридные порфиры			0,41	177		4,8	8,5						
Центральная		Гранодиорит-порфиры			0,76	237		2,4	5,8							
					0,70	250		2,0	5,0							

поздних комплексов становятся понятными при рассмотрении в качестве геологической модели сложных дифференцированных даек. Породы из различных зон в этих дайках петрографически и петрохимически как бы повторяют последовательный ряд комагматов в поздних комплексах. Геолого-петрографические данные свидетельствуют о гранитоидном характере начальной магмы, давшей в процессе камерной дифференциации ряд пород от лампрофиров до гранит-порфиров. Интенсивное замещение ранних интрателлурических вкрапленников (кварц, калиевый полевои шпат и олигоклаз) более поздними пироксеном, амфиболом, биотитом, андезитом в периферических частях даек свидетельствует о проявлении здесь эффекта защелачивания магмы, который приводит к замене более кислотных анионных группировок (SiO_2 , $\text{AlSi}_3\text{O}_8^-$) менее кислотными (слоистые и цепочечные полимеры, $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8$).

В табл. 2 приводятся величины содержаний ряда элементов, а также их отношений и ряд петрохимических характеристик пород из четырех разрезов сложных дифференцированных даек. В направлении от центральной, кислой части к эндоконтакту даек последовательно нарастают содержания Mg, Fe, Ca, а также Ba, Sr, Rb, Tl, Cs с одновременным обеднением пород кремнекислотой, Na и иногда K. В этом же направлении закономерно снижаются K/Rb, Sr/Ba и возрастают Ba/K, Ba/Rb и Ba/Tl отношения. Преимущественное накопление в краевых частях сложных дифференцированных даек элементов с сильными основными свойствами в ущерб менее основным: Cs, Tl, а также Rb по сравнению с K и Ba по сравнению со Sr, по-видимому, связано с проявлением здесь эффекта защелачивания магм. Некоторые нарушения правила кислотно-основного взаимодействия, в частности, отсутствие четко проявленного накопления Sr по сравнению с менее основным Ca, и более интенсивное накопление бария по сравнению с K, Rb, Tl, по-видимому, связаны с изменением минерального состава пород. Данные по распределению стронция в минералах [6] и наши данные свидетельствуют о его преимущественной концентрации в плагиоклазах по сравнению с темноцветными минералами (табл. 3). По направлению к краевым частям камер доля атомов кальция в цветной части породы по сравнению с его долей в плагиоклазах закономерно возрастает (уменьшение Ca_m/Ca' с одновременным возрастанием CaO). Интенсивное накопление в лампрофировых зонах бария, по-видимому, связано с тем, что его петрогенный элемент-хозяин — калий входит здесь преимущественно в состав биотита и лишь в незначительной мере идет на постройку калиевого полевого шпата.

При сравнении поведения элементов в дифференцированных сериях поздних комплексов и в сложных дифференцированных дайках устанавливается полная аналогия в изменении содержания Ba, Sr, Rb, K, Ca и величин Sr/Ba, K/Rb, Ba/K и Ca/Sr отношений по мере раскисления пород. Эти данные хорошо согла-

Таблица 3

Содержание и распределение бария и стронция в минералах гранитоидов
II фазы шахтаминского комплекса

Минерал	Содержание минерала в породе, %	Содержание в минерале, г/т		Колич. в минерале при пересчете на 1 г породы		% элемента породы, приходящийся на данный минерал		Содержание в породе, г/т	
		Ba	Sr	Ba	Sr	Ba	Sr	Ba	Sr
Плагиоклаз	43,74	450	740	197	323,7	19,7	64,0	—	—
Кварц	25,47	35	8	8,9	2,0	0,9	0,4	—	—
Калиевый полевой шпат	26,43	2500	340	660	89,8	66,0	17,5	—	—
Биотит	1,1	3800	6,2	41,8	0,07	4,1	0,013	—	—
Роговая обманка	2,0	10	8,0	0,2	0,16	0,02	0,031	—	—
Акцессорные	—	—	—	—	—	—	—	—	—
								1000	510

суются с геолого-петрографическими выводами о большом сходстве процессов дифференциации в дайковых камерах и в поверхностных очагах. Защелачивание магмы в периферических частях очагов, вероятно, связано с уходом летучих компонентов по дренирующим структурам перед поступлением магмы в камеры внедрения.

Данные по распределению бария и стронция в минералах Шахтаминского комплекса приведены в табл. 3 и 4. Основная часть бария сосредоточена в калиевом полевоом шпате (66%) и в плагиоклазе (20%). В этих же минералах заключено 80—90% стронция породы: около 64—70% в плагиоклазе и 17,5% в калиевом полевоом шпате. Минералом-концентратором бария является биотит. Наиболее высокие концентрации стронция отмечаются в плагиоклазе, иногда в калиевом полевоом шпате. Калиевые полевые шпаты — вкрапленники в поздних комплексах по содержаниям Ba, Sr, Rb и величинам Sr/Ba и K/Rb отношений резко отличаются от калиевых полевых шпатов из гранодиоритов шахтаминского комплекса (табл. 5). Они содержат в 3—3,5 раза больше бария, в 2,5—4 раза больше стронция и в 1,5—2 раза меньше рубидия. Различия между калиевыми полевыми шпатами из позднего шахтаминского и амуджиканского комплексов весьма незначительны. Минералы первого содержат больше бария, меньше рубидия и стронция, а также отличаются более высокими величинами Sr/Ba и K/Rb отношений. Чрезвычайно характерно, что содержания этих элементов и величины Sr/Ba и K/Rb отношений в калиевых полевоых шпатах не обнаруживают за-

Таблица 4

Содержание бария, стронция, рубидия и калия в минералах шахтаминского комплекса

№ пробы	Фаза, порода	Минерал	Ba, %	Sr, %	Sr/Ba	K, %	Rb, $\mu\text{г/г}$	K/Rb
	I фаза							
Ш-598	Сиенит-диорит	Биотит	0,210	—	—	—	—	—
	II фаза							
1	Гранодиорит (адамеллит)	Калиевый полевой шпат	0,400	0,037	0,092	9,2	420	219
2	То же	То же	0,350	0,038	0,109	8,8	330	268
3	» »	» »	0,240	0,035	0,145	9,8	435	226
4	» »	» »	0,280	0,026	0,093	9,7	420	230
5	» »	» »	0,380	0,041	0,108	9,7	400	242
		Биотит	0,400	0,0002	0,0005	—	—	—
		Амфибол	0,0005	0,0002	0,4	—	—	—
6	Гранит	Калиевый полевой шпат	0,250	0,034	0,136	10,6	305	348
		Биотит	0,380	0,0006	0,0015	—	—	—
		Амфибол	0,0010	0,0003	0,8	—	—	—
Ш-479	Гранодиорит	Биотит	0,440	0,0005	0,001	—	—	—
		Амфибол	0,0080	0,0020	0,25	—	—	—
	III фаза							
Ш-429	Гранит	Биотит	0,350	—	—	—	—	—
Среднее содержание в калиевых полевых шпатах			0,320	0,035	0,114	9,6	385	255

зависимости от химизма вмещающих их пород. Вкрапленники в лампрофирах и в гибридных порфирах (ранние фазы в позднем шахтаминском и амуджиканском комплексах) практически неотличимы по количеству Ba, Sr, Rb от вкрапленников в кислых членах серий — граносиенит- и гранит-порфирах. Содержание бария и стронция коррелируются с величиной K/Rb отношения в минерале. Калиевые полевые шпаты из пород шахтаминского комплекса отличаются от этих минералов поздних комплексов меньшими величинами содержания Ba, Sr и K/Rb отношений, так что соответствующие им точки образуют обособленное поле в нижней части графиков (рис. 5). Отмечается положительный прямолинейный характер зависимости между величинами Sr/Ba и K/Rb отношений в калиевых полевых шпатах из

Таблица 5

Содержание редких элементов в калиевых полевых шпатах поздних комплексов

Комп-лекс	№ проб	Фаза, порода	Ba, %	Sr, %	Sr/Ba	K, %	Rb, g/m	K/Rb	
Амуджиканский	854a	III. Гибридные порфи-ры	1,40	0,093	0,084	10,2	200	501	
	860		—	—	—	10,2	185	552	
	854в		0,08	0,090	0,087	—	—	—	
	887a		0,93	0,100	0,108	8,6	200	430	
	823a		1,07	0,030	0,075	9,50	210	452	
	823б		0,88	0,058	0,066	10,0	200	500	
	A-1		0,85	0,082	0,097	9,3	210	442	
			Среднее содержание	0,935	0,034	0,086	9,6	200	480
	A-4	IV. Гранодiorит, граносиенит-пор-фиры	0,96	0,070	0,074	10,2	240	425	
	819		0,80	0,110	0,137	10,2	185	551	
	827		0,95	0,055	0,055	9,9	203	475	
	849б		1,32	0,081	0,061	10,7	210	509	
	853		1,00	0,100	0,100	10,0	185	541	
	860г		0,81	0,037	0,103	—	—	—	
	982		0,65	0,080	0,128	—	—	—	
	Среднее содержание	0,93	0,083	0,095	10,2	205	500		
Поздний шахтамский	52-III	I. Гибридные порфиры	1,07	0,115	0,107	8,1	155	523	
	52-IV		1,00	0,130	0,130	9,0	160	563	
	631		0,70	0,110	0,157	9,7	160	607	
	632		1,36	0,095	0,070	9,9	174	563	
	632a		0,96	0,110	0,115	9,1	160	563	
	684в/I		0,92	0,130	0,142	8,1	144	513	
	708г		1,27	0,140	0,111	8,7	155	573	
	771a		1,55	0,170	0,110	8,6	152	567	
			Среднее содержание	1,10	0,125	0,125	8,9	156	565
	52-V		II. Граносиенит-грано-диорит-порфиры	1,40	0,160	0,146	9,8	195	503
	708в	1,53		0,120	0,030	—	—	—	
	771б	1,00		0,155	0,155	5,9	100	590	
	Среднее содержание	1,16	0,141	0,127	—	148	549		

поздних комплексов (рис. 6). Характерно, что K/Rb отношение в минерале возрастает с увеличением K/Rb отношения в породе (рис. 7).

Особенности распределения Ba, Sr, Rb в калиевых полевых шпатах шахтаминского, позднего шахтаминского и амуджиканского комплексов можно объяснить влиянием физико-химических условий, при которых они образуются. Ряд геолого-петрографических фактов свидетельствует о более высоких температурах кристаллизации калиевых полевых шпатов в породах поздних комплексов по сравнению с ранними. Диаграмма плавкости цельзиан — ортоклаз относится к I типу Розсбума [2]. Высокотемпературный конец кривой образует цельзиан. Такой тип диаграммы предполагает обогащение барием более высокотемпературных ортоклазов. Для рубидия эффект скорее всего будет противоположным. К этому выводу на примере природных калиевых полевых шпатов приходят Heier и Taylor [7]. Косвенным подтверждением могут служить экспериментальные данные по распределению Cs между саннином и водяным паром [8], а также многочисленные примеры накопления рубидия в поздних низкотемпературных образованиях (поздние фазы, пегматиты). Вероятно, именно разница в температурах образования обусловила различия в содержаниях Ba, Sr, Rb и в величине K/Rb отношения в калиевых полевых шпатах ранних и поздних комплексов.

Наряду с температурой на вхождение бария и стронция в решетку калиевых полевых шпатов могут влиять условия кислотности — щелочности среды. Усиление кислотных свойств среды должно способствовать преимущественному поглощению менее основных частиц (Ba^{2+} , Sr^{2+}) в ущерб более основным (Rb^{+} , Tl^{+}). Наличие прямой связи между Sr/Ba и K/Rb отношениями

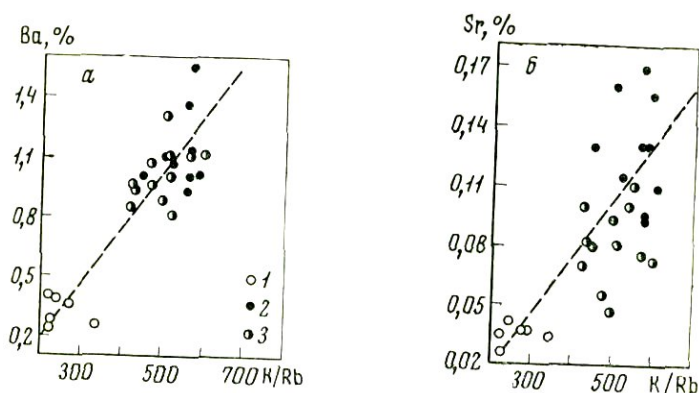


Рис. 5. Зависимость между содержаниями Ba (а) и Sr (б) и величинами K/Rb отношения в калиевых полевых шпатах

1 — шахтаминский комплекс; 2 — поздний шахтаминский комплекс; 3 — амуджиканский комплекс

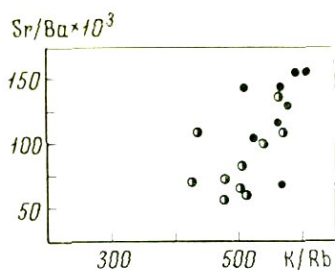


Рис. 6. Зависимость между величинами Sr/Ba и K/Rb отношений в калиевых полевых шпатах

Условные обозначения см. рис. 5

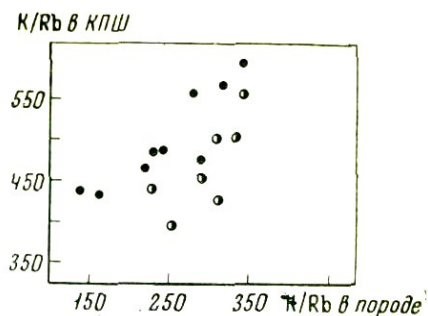


Рис. 7. Зависимость между величинами K/Rb отношений в калиевом полевом шпате и породе

Условные обозначения см. рис. 5

в калиевых полевых шпатах (рис. 6) свидетельствует о существенном влиянии кислотности — щелочности на распределение редких элементов в калиевых полевых шпатах поздних комплексов.

Одинаковые геохимические свойства интрателлурических вкрапленников калиевого полевого шпата из различных по составу пород поздних комплексов согласуются с геолого-петрографическими выводами о том, что кристаллизация вкрапленников происходила при достаточно высокой температуре и, по-видимому, в гомогенной гранитоидной магме еще до начала процесса дифференциации.

Выводы

Распределение бария и стронция в юрских интрузиях Восточного Забайкалья, с которыми парагенетически связано золото-молибденовое оруденение, свидетельствует о наличии региональных геохимических особенностей комплексов. Повышенные содержания бария, пониженные — стронция и соответственно низкие величины отношений в шахтаминском и позднем шахтаминском комплексах по сравнению с интрузиями северного пояса (аманский и амуджиканский комплексы) объясняются малокальциевым и более щелочным характером магм в южном поясе.

Геохимические данные подтверждают геолого-петрографические выводы о защелачивании гранитоидной магмы как главном факторе очаговой дифференциации в породах серий.

Изменение содержаний Ba, Sr и величин Ba/K, Ca/Sr, K/Rb и Sr/Ba отношений имеет одинаковую направленность в ранних комплексах обоих поясов. Одинаковым образом изменяются эти

величины по мере раскисления пород в дифференцированных сериях поздних комплексов.

Характерной чертой дифференцированных серий является геохимическая близость интрателлурических вкрапленников калиевых полевых шпатов в породах разных поясов.

ЛИТЕРАТУРА

1. В. С. Кормилицыи. Основные черты мезозойской металлогении Восточного Забайкалья.— Сов. геология, 1959, № 11.
2. У. А. Дир, Р. А. Хауи, Дж. Зусман. Подообразующие минералы. 4. Изд-во «Мир», 1966.
3. Р. Барт. Теоретическая петрология. М., ИЛ, 1956.
4. Х. Купо. Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas.— Bull. volcanologique. Napoli, 1959, serie 11, XX.
5. М. И. Кузьмин, Е. А. Клепикова, Л. Л. Петров, О. С. Рощункина, Л. В. Таусон, А. А. Хлебникова. Поведение редких элементов при становлении гипабиссальных интрузий на примере Шахтмисского массива (Вост. Забайкалье).— В кн. «Геохимия редких элементов в изверженных горных породах». Изд-во «Наука», 1964.
6. Н. Р. Fugster. The cesium-potassium equilibrium in the system sanidine-water.— Carnegie Inst. Wash. Year Book, 1955, No 54.
7. K. S. Heier, S. R. Taylor. Distribution of Li, Na, K, Rb, Cs, Pb and Tl in southern Norwegian precambrian alkali feldspar.— Geochim. Cosmochim. Acta, 1959, 15, No 4.
8. N. Sen, S. R. Nockolds, R. Allen. Trace elements in minerals from rocks of the S. Californian batholith.— Geochim. Cosmochim. Acta, 1959, 16, No 1—3.

**РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СТРОНЦИЯ И БАРИЯ
В МЕЗОЗОЙСКИХ МАЛЫХ ИНТРУЗИЯХ
ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ПОЯСА
ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ**

В пределах полиметаллического пояса Восточного Забайкалья широко развиты юрские малые интрузии габбро-сиенитов, сиенит-диоритов и граносиенит-порфиров, принадлежащие к Нерчинско-Заводскому интрузивному комплексу. Большинство исследователей, начиная с С. С. Смирнова [1, 2], связывают с этим комплексом полиметаллическое оруденение.

Рассматриваемые малые интрузии являются эпизональными посторогенными образованиями; их размещение, а также размещение эффузивов трахиандезитовой формации определяется крупными глубинными разломами фундамента [3, 4], вдоль которых они часто образуют цепочки из отдельных тел (рис. 1). Изученные интрузии сиенит-диоритов по вещественному составу тождественны базальным покровам трахиандезитов вулканогенной толщи. Тесная генетическая связь со средне-верхнеюрскими эффузивами составляет характерную особенность Нерчинско-Заводского интрузивного комплекса [5, 6].

Особенности внутреннего строения и последовательность формирования для изученных интрузий приводятся в табл. 1. Наиболее сложное строение имеет Акатуевский массив, где авторами выделяются три интрузивные фазы: ранняя — габбро-сиениты, главная — сиенит-диориты, поздняя — сиенит-порфиры и граносиенит-порфиры. Последние образуют самостоятельный Северо-Акатуевский шток. С главной фазой Акатуевского массива связана фация жильных гранитоидов (аплиты, микрограносиениты).

Для суждения о химическом составе изученных малых интрузий в нашем распоряжении имеется 58 силикатных анализов, выполненных в химической лаборатории Института геохимии СО АН СССР аналитиками В. А. Бондаренко, Г. С. Гормашёвой, Р. М. Журавлевой. Данные о вещественном составе малых интрузий приводятся на петрохимической диаграмме (рис. 2). Для всего ряда изученных массивов и в пределах отдельных интрузивных тел отмечается комплементарность их химических составов. Наблюдаются однонаправленные изменения химического состава пород как при смене пород главной фазы отдельного массива жильными производными, так и при последовательной смене

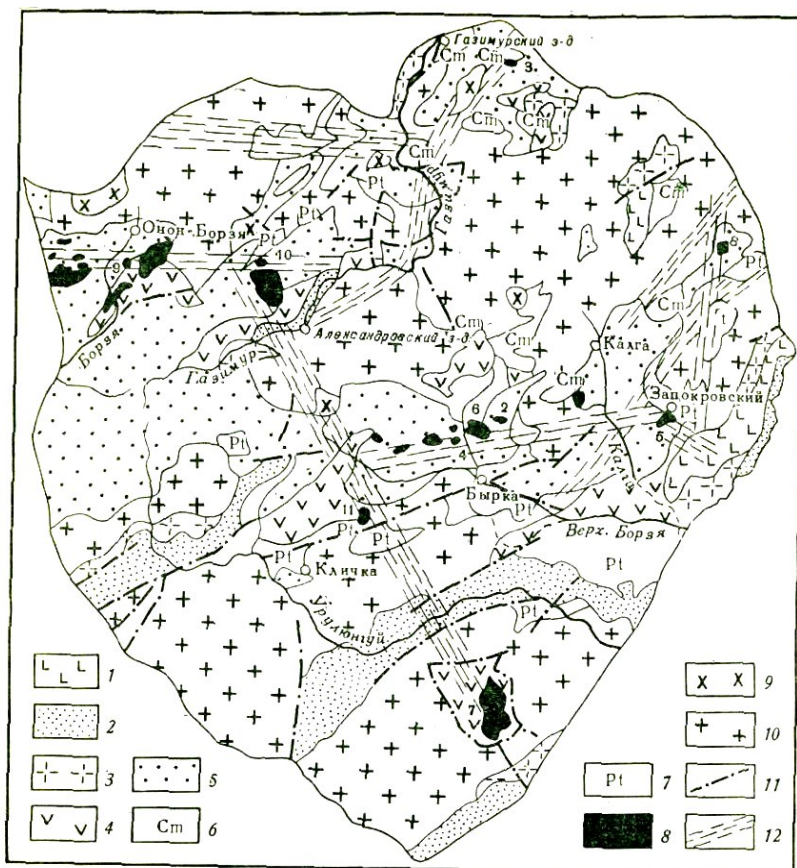


Рис. 1. Схема размещения малых интрузий нерчинско-заводского интрузивного комплекса и эффузивов трахиандезитовой формации в Юго-Восточном Забайкалье (составлена М. Н. Захаровым на основе геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 ВСЕГЕИ под ред. Н. И. Тихомирова. Скрытые глубинные разломы нанесены по материалам Н. И. Томсона) 1 — андезито-базальты (нижний мел — палеоген); 2 — песчаники, алевролиты, конгломераты и т. д. (нижний мел); 3 — липариты, дациты и их туфы (нижний мел — верхняя юра); 4 — трахиандезиты, латиты, трахидациты (средняя — верхняя юра); 5 — терригенные отложения (нижняя — средняя юра); 6 — известняки с водорослями, алевролиты, кремнистые сланцы (кембрий); 7 — сланцы, филлиты, известняки, доломитовые мраморы (протерозой); 8 — нерчинско-заводской комплексе: габбро-сиениты, сиенит-диориты, кварцевые сиенит-диориты, кварцевые монзонит-порфиры, сиенит-порфиры, граносиенит-порфиры (средняя — верхняя юра); 9 — шахтаминский комплекс: гранодиориты, граниты, граносиениты (средняя — верхняя юра); 10 — гранитоиды (палеозой и допалеозой); 11 — разломы; 12 — зоны скрытых глубинных разломов (по Н. И. Томсону)

Таблица 1 Стронций и барий в средне-верхнеюрских малых интрузиях нерчинско-заводского интрузивного комплекса (в %)

Массив	Размер, км ²	Ранняя фаза. Габбро-сиениты-трахидолериты, редко габбро-диориты, сиенит-диориты		Главная фаза. Сиенит-диориты—граносиениты						Поздние фазы				Вмещающие породы
				главная фация		апикальные части интрузий		сиенит-порфиры		граносиенит-порфиры				
		Sr	Ba	Sr	Ba	порфировые фации	участки крупнозернистых пород	Sr	Ba	Sr	Ba			
Далбыркейский	0,6	0,19 (11)*	0,24 (11)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Нижнеюрские терригенные, отчасти верхнеюрские трахиандезиты
Запокровский. Сиенит-диориты	12	—	—	0,14 (19)	0,16 (21)	—	—	—	—	—	—	—	—	Докембрийские сланцы и карбонатные породы
Боямшинский	0,8	—	—	—	—	0,27 (5)	0,27 (5)	0,64 (4)	0,28 (4)	0,13 (7)	0,20 (7)	—	—	Терригенные нижней юры
Куйтунский. Кварцевые сиенит-диориты и граносиениты	4,5	—	—	0,09 (5)	0,12 (5)	—	—	—	—	—	—	—	—	Среднеюрские трахиандезиты и их туфы
Быстринский. Кварцевые сиенит-диориты	1,5	—	—	0,09 (2)	0,10 (2)	—	—	—	—	—	—	—	—	Терригенные нижней юры и карбонатные нижнего палеозоя
Каргантуйский	5	0,26 (5)	0,22 (5)	0,13 (15)	0,18 (14)	—	—	—	—	—	—	—	—	Нижнеюрские терригенные, отчасти нижнепалеозойские карбонатные
Жилы аплитов главной фазы Акатуевский	15	0,16 (5)	0,18 (5)	0,024 (6)	0,09 (5)	—	—	—	—	—	—	—	—	Терригенные нижней юры
Жильные граносиениты главной фазы	—	—	—	0,5 (7)	0,10 (7)	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Северо-Акатуевский	0,1	—	—	0,10 (7)	0,14 (7)	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Северо-Акатуевский	0,1	—	—	0,11 (7)	0,11 (7)	—	—	—	—	—	—	—	—	Карбонатные нижнего палеозоя
Мулинский	6	—	—	—	—	0,22 (7)	0,26 (7)	0,32 (1)	0,24 (1)	—	—	—	—	Юрские трахиандезиты
Михайловский шток	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Кварц-монцитонитовые порфиры	16	—	—	—	—	0,15 (16)	0,27 (17)	—	—	—	—	—	—	Молассы нижней юры, редко кварциты нижнего палеозоя
Онон-Борзинский силл	0,1	0,17 (1)	0,18 (1)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Молассы нижней юры

* В скобках указано количество проанализированных образцов.

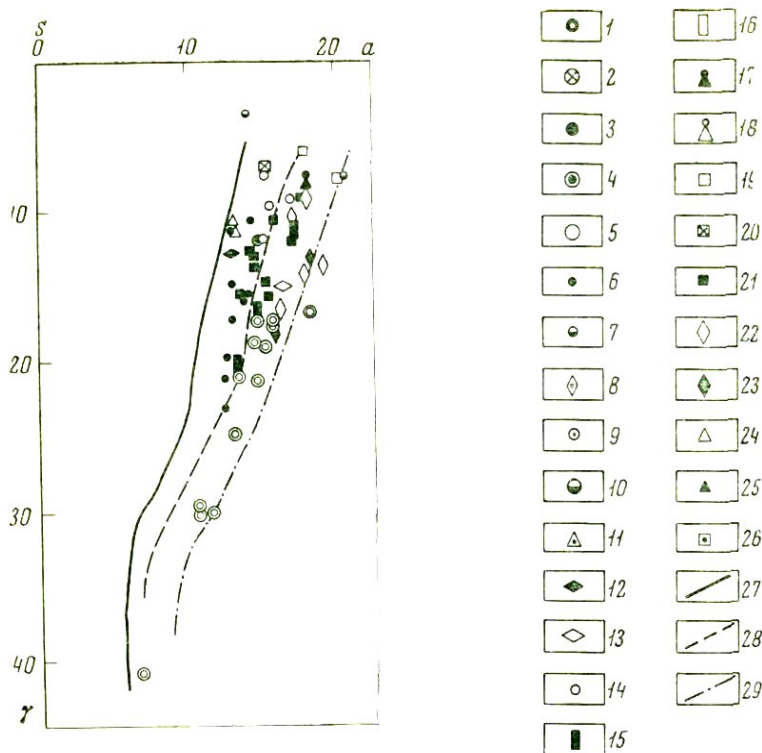


Рис. 2. Диаграмма химических составов пород нерчинско-заводского интрузивного комплекса

1 — габбро-сиениты, габбро-диориты, трахидолериты I интрузивной фазы; 2 — габбро-сиениты Далбыркейского штока; 3 — габбро-сиениты и габбро-диориты Далбыркейского штока; 4 — дайки роговообманковых порфиритов, связанные с Далбыркейским штоком; 5 — сиенит-диориты Запокровского штока; 6 — сиенит-диориты, диориты Запокровского штока; 7 — сиенит-диориты и 8 — сиенит-порфиры Боямшинского штока; 9 — породы Боямшинского штока; 10 — граносиениты Куйтунского штока; 11 — граносиениты и кварцевые сиенит-диориты Куйтунского штока; 12 — кварцевые сиенит-диориты Быстринского штока; 13 — кварцевые сиенит-диориты Усть-Аленуевского штока; 14 — сиенит-диориты и кварцевые сиенит-диориты Каргантуйского штока; 15 — аллиты Каргантуйского штока; 16 — породы Каргантуйского штока; 17 — сиенит-диориты и 18 — сиенит-порфиры Акатуевского штока; 19 — сиенит-диориты и другие породы Акатуевского штока; 20 — жильные граносиениты II фазы Акатуевского штока; 21 — граносиенит-порфиры Северо-Акатуевского штока; 22 — кварцевые сиенит-диориты Мулинского штока; 23 — кварцевые сиенит-диориты и сиенит-диориты Мулинского штока; 24 — кварц-монцититовые порфиры Михайловского штока; 25 — дайки роговообманковых порфиритов, связанные с михайловскими кварц-монцититовыми порфирами; 26 — трахиандезиты нижнего горизонта вулканогенной толщи Александрово-Заводской мульды; 27—29 — типы вулканических ассоциаций (вариационные линии): 27 — типа Иеллоустонский парк, 28 — типа Этна, 29 — типа Марос-Хайфуд

интрузивных фаз всего комплекса или вариаций состава внутри отдельных однофазных интрузивных тел. Это обычно имеет место, когда основные особенности вещественного состава пород определяются процессами фракционной кристаллизации.

Характерную черту изученной серии составляет высокая общая щелочность (a), что сочетается с низкими значениями полевошпатовой извести (c); последнее особенно четко проявляется в ранних продуктах дифференциации.

Отношение K_2O/Na_2O для большинства изученных пород близко к единице, отклонения равновероятны в обе стороны (рис. 3).

Основные особенности поведения окиси кальция и щелочей в породах изученной интрузивной серии весьма наглядно отражаются на диаграммах Пиккока и Куно (рис. 4).

Полученное значение известково-щелочного индекса, нанесенное на сводную диаграмму Куно [7], свидетельствует о принадлежности изученных образований к щелочной серии (рис. 5), для которой исходной магмой являлась щелочная оливин-базальтовая, образовавшаяся в результате частичного плавления вещества мантии.

Таким образом, рассматриваемые малые интрузии являются дифференциатами основной трахибазальтовой магмы, умеренно загрязненной силикатным материалом.

Для изучения поведения стронция и бария в процессах становления мезозойских малых интрузий полиметаллического пояса отобрано и проанализировано более 150 проб двенадцати интрузивных тел. Количественные определения стронция и бария в породах и минералах производились методом спектрального анализа в лаборатории физических методов анализа Института геохимии СО АН СССР (аналитики Е. С. Костюкова и Т. А. Кузьмина). Определение содержания в части проб дублировалось для стронция методом фотометрии пламени (аналитик В. М. Новиков), а для бария — химическим методом (аналитик Г. С. Гормашёва).

Средние содержания стронция и бария в изученных интрузивных телах и в комагматичных им эффузивах приводятся в табл. 1, 2.

В полнокристаллических породах, кроме жильных пород и дайкообразных тел заключительного этапа фракцион-

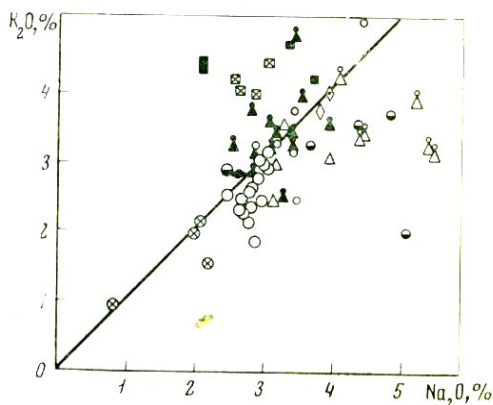


Рис. 3. Диаграмма $K_2O - Na_2O$
Условные обозначения см. рис. 2

ной кристаллизации, в целом по изученному комплексу в среднем содержится 0,18% Sr и 0,20% Ba, что превышает кларковые значения для средних пород соответственно в 2,2 и 3 раза. Наблюдается повышение концентраций стронция и бария по отношению к кальцию и калию.

Столь же высокие значения средних содержаний рассматриваемых элементов получены для среднеюрских эффузивов трахиандезитовой формации Александрово-Заводской мульды, комагматических с Акатуевскими сиенит-диоритами и габбро-сиенитами. Они составляют для стронция 0,26%, для бария 0,24%. Концентрация стронция и бария в эффузивах обычно несколько выше, чем в их интрузивных аналогах [8].

Для большинства изученных интрузивных тел вмещающими породами являются молассы нижней юры. С целью выяснения характера их воздействия на интрузии типа Акатуевской терригенные отложения проанализированы на стронций и барий. Содержания бария и в особенности стронция во вмещающих породах по сравнению с интрузивными очень низкие (см. табл. 2). Таким образом, высокие концентрации стронция и бария в интрузивных нерчинско-заводского комплекса не могут быть объяснены поглощением этих элементов при ассимиляции вмещающих пород.

Повышенные содержания стронция и бария характерны для щелочных и субщелочных серий горных пород различных районов мира [9].

В процессе фракционирования расплава от раннего к среднему этапу дифференциации в изученных интрузивных массивах последовательно снижается содержание стронция и бария при одновременном снижении и концентрации бария по отношению к калию. Для стронция, наоборот, проявляется тенденция к накоплению его по отношению к кальцию и в меньшей степени по отношению к сумме кальция и калия (табл. 3).

Отчетливые различия в содержаниях стронция и бария наблюдаются между главной интрузивной фазой и конечными продуктами дифференциации. Рассматриваемые элементы ведут себя различным образом в зависимости от вещественного состава

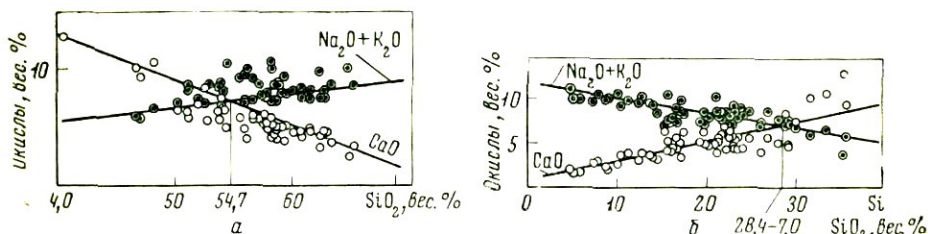


Рис. 4. Диаграммы Пиккока (а) и Куно (б) для малых интрузий нерчинско-заводского интрузивного комплекса

Условные обозначения см. рис. 2

Таблица 2

Средние содержания стронция и бария и их соотношения с некоторыми петрогенными элементами в породах нерчинско-заводского интрузивного комплекса
(в %)

Геологическое подразделение	Средние содержания		Характерные соотношения			
	Sr	Ba	Sr/Ba	Sr/Ca×100	Sr/(Ca+K)×100	Ba/K×100
Среднеюрские эффузивы	0,26 (41)*	0,24 (41)	1,08	6,0	—	7,0
Интрузивный комплекс (в целом)	0,18 (110)	0,20 (108)	0,9	4,5	2,5	6,0
В том числе						
1. Ранняя фаза	0,20 (24)	0,23 (24)	0,9	3,8	2,3	6,8
2. Главная фаза	0,17 (86)	0,20 (84)	0,86	5,0	2,5	6,0
в том числе						
фация порфировых пород главной фазы	0,15	0,27	0,56	6,0	2,6	7,8
граносиениты в составе главной фазы	0,10 (13)	0,16 (13)	0,6	3,7	—	—
сиенит-диориты из апикальных частей интрузий	0,23 (17)	0,25 (17)	0,9	—	—	—
участки лейкодиоритов пегматондного облика в апикальных частях интрузий	0,64 (4)	0,28 (4)	2,3	—	—	—
фация жильных гранитоидов главной фазы	0,04 (10)	0,10 (8)	0,4	4,3	0,70	2,2
3. Заключительная фаза (в целом)	0,10 (26)	0,21 (22)	0,48	5,9	1,8	5,6
в том числе						
граносиенит-порфиры	0,022 (14)	0,089 (14)	0,2	2,3	0,5	3,0
сиенит-порфиры	0,13 (17)	0,24 (17)	0,5	7,1	2,4	6,6
Песчаники и алевролиты нижней юры	0,041 (23)	0,13 (23)	0,32	—	—	—
Карбонатные отложения нижнего палеозоя	0,018 (28)	0,0023 (28)	7,8	—	—	—
Кларк земной коры, по А. П. Виноградову	0,034	0,065	0,52	—	—	—

* В скобках указано количество проанализированных образцов.

Таблица 3

Некоторые петрохимические и геохимические характеристики интрузий
перчинско-заводского интрузивного комплекса
(в %)

№ пробы	Sr	Индекс за-тверде-вания	Sr/Ca×100	Sr/(Ca+K)×100	Sr/Ba	Ba	K ₂ O/ /Na ₂ O	Ba/K×100
<i>Далдыркейский штук</i>								
584	0,23	35,5	3,4	2,5	1,2	0,20	0,8	9,5
586	0,20	35,1	3,2	1,9	0,8	0,24	1,1	15,2
219	0,19	31,5	2,6	2,0	1,0	0,20	1,0	7,9
588	0,14	22,6	3,1	1,8	0,7	0,21	1,0	6,6
589	0,13	22,0	2,7	1,6	0,5	0,29	0,9	9,9
582	0,17	17,4	3,9	2,1	0,6	0,30	1,0	8,7
585	0,14	15,3	3,9	1,9	0,7	0,21	0,9	7,5
	Среднее		3,1	2,0	0,8		1,0	9,3
<i>Запокровский штук</i>								
413	0,184	29,9	3,5	2,5	2,3	0,03	0,7	4,0
423	0,151	22,8	3,8	2,2	0,8	0,18	0,9	6,7
414	0,12	22,5	3,0	1,8	0,8	0,16	0,9	6,0
410	0,09	21,5	2,1	1,1			0,95	
796	0,12	21,4	3,0	1,7	0,6	0,20	1,0	6,2
394	0,17	19,8	4,9	2,7	1,1	0,15	1,0	5,2
409	0,12	19,3	3,3	1,8	0,9	0,14	0,8	4,5
810A	0,09	16,2	2,8	1,4	0,6	0,16	1,0	5,0
	Среднее		3,3	1,9	1,0		0,9	5,4
<i>Боямищинский штук</i>								
151	0,34	17,1	9,8	4,6	1,6	0,21	0,8	5,6
167	0,66	16,6	16,5	10,1	2,4	0,27	0,5	11,3
158	0,30	15,6	10,4	4,5	1,1	0,29	0,8	7,7
	Среднее		12,2	6,4	1,7		0,7	8,2
<i>Каргантуйский штук</i>								
577	0,21	23,5	5,1	2,9	1,1	0,20	1,1	6,5
197	0,14	20,2	4,2	2,3	1,2	0,12	0,8	4,2
191	0,11	17,1	4,5	1,9	0,6	0,19	0,9	5,9
184	0,12	14,5	5,5	2,1	0,6	0,22	1,0	6,3
322	0,10	10,4	3,9	1,5	0,50	0,22	1,0	5,5
	Среднее		4,6	2,1	0,8		1,0	5,7

Таблица 3 (продолжение)

№ пробы	Sr	Индекс за-тверде-вания	Sr/Ca×100	Sr/(Ca+K)×100	Sr/Ba	Ba	K ₂ O/Na ₂ O	Ba/K×100
<i>Акатувский штук</i>								
Первая фаза								
2	0,16	24,7	4,1	2,1	0,9	0,13	1,0	4,9
Вторая фаза								
277	0,12	29,1	3,5	1,7	0,8	0,16	1,2	4,6
96	0,20	24,0	6,4	3,1	1,1	0,19	1,1	5,6
74	0,14	24,0	4,5	1,8	1,1	0,13	1,1	3,8
89в	0,12	23,8	3,7	2,0	1,1	0,11	0,8	3,8
289	0,17	23,5	5,0	2,5	1,5	0,11	1,0	8,2
376	0,14	21,3	3,8	2,0	0,9	0,15	1,0	4,3
109	0,19	21,1	7,0	2,9	1,1	0,17	1,1	4,5
371	0,23	14,0	11,6	4,5	1,6	0,18	0,9	4,6
	Среднее		5,7	2,5	1,1		1,0	5,3
Третья фаза								
286	0,23	12,8	8,2	3,2	0,7	0,33	1,0	7,7
520	0,10	10,0	5,2	1,9	0,4	0,29	0,6	8,2
519	0,11	7,9	5,2	2,0	0,4	0,29	0,7	8,5
125	0,14	7,4	7,1	2,5	0,7	0,21	0,8	5,5
	Среднее		6,4	2,4	0,6		0,8	7,5
Жильные граносиениты второй фазы								
72	0,11	12,2	6,7	1,9	1,0	0,11	1,4	2,6
377	0,05	7,6	15,9	1,0	0,5	0,10	1,3	2,3
126в	0,10	4,9	10,4	1,8	0,7	0,14	1,3	3,1
	Среднее		11,0	1,6	0,7		1,3	2,7
<i>Северо-Акатувский штук</i>								
548	0,025	8,2	1,8	0,4	0,3	0,10	1,3	2,0
490	0,032	5,9	2,6	0,6	0,25	0,13	1,1	2,0
489	0,032	5,2	2,9	0,6	0,25	0,13	1,1	3,0
	Среднее		2,4	0,5	0,3		1,1	2,7

Таблица 3 (окончание)

№ пробы	Sr	Индекс за-тверде-вания	Sr/Ca×100	Sr/(Ca+K)×100	Sr/Ba	Ba	K ₂ O/Na ₂ O	Ba/K×100
<i>Михайловские малые интрузии</i>								
850	0,22	22,7	9,2	3,7	0,8	0,28	1,0	7,7
848	0,16	21,1	6,9	2,9	0,6	0,27	0,8	8,1
842	0,135	20,5	5,5	2,2	0,4	0,36	1,0	9,7
838	0,18	20,7	6,1	2,8	0,6	0,32	0,9	9,1
833	0,17	19,5	5,5	2,7	0,85	0,20	0,9	6,2
834	0,13	17,3	5,0	2,1	7,5	0,25	1,0	6,9
845	0,11	17,1	3,9	1,7	0,4	0,25	1,0	6,9
Среднее			6,0	2,6	0,5		0,9	7,6

конечных порций магмы. В относительно кислых дифференциатах, например в граносиенит-порфирах Северо-Акатувеского штока, содержание стронция и бария существенно ниже, чем в главной фазе как по абсолютным значениям, так и по отношению к кальцию и калию. Здесь средние содержания стронция и бария близки к кларку кислых пород, по А. П. Виноградову [10]. Наоборот, в сиенит-порфирах заключительной фазы по сравнению с главной фазой содержания бария возрастают, а также увеличивается концентрация стронция по отношению к кальцию. Абсолютные содержания стронция в заключительных порциях магмы всегда ниже, чем в главной фазе.

Величина Sr/Ba отношения для ранней и главной фазы изученных интрузий постоянна, как и для комагматичных эффузивов, она близка к единице (0,9). Sr/Ba отношение в сиенит-порфи-

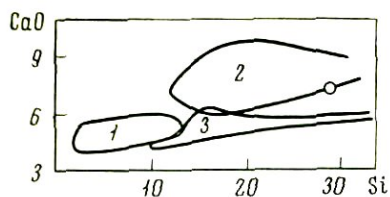


Рис. 5. Сводная диаграмма Куно для вулканических провинций мира (кружком обозначены малые интрузии нерчинско-заводского интрузивного комплекса)

рах в 2 раза, а в граносиенит-порфирах в 4 раза ниже, чем в породах главной интрузивной фазы.

Среди фациальных разновидностей пород главной интрузивной фазы, образовавшихся в процессе фракционной кристаллизации, кислые члены ряда дифференциатов, граносиениты и кварцевые сиенит-диориты, как правило, характеризуются пониженными значениями содержаний стронция и бария, соответствен-

но, 0,1 и 0,16%. Эта тенденция особенно четко проявляется для фации жильных гранитоидов главной интрузивной фазы (аплиты и микрограносениты), в которых среднее содержание стронция составляет 0,04%, а бария 0,10%. Соотношение стронция и кремнекислоты в различных интрузивных телах перчинско-заводского комплекса показано на рис. 6.

Для главной фазы изученных интрузивов в табл. 3 приводятся данные о распределении стронция и бария и характерные отношения их с петрогенными элементами в зависимости от величины индекса затвердевания X. Куно, который в данном случае используется в качестве показателя степени дифференциации первоначального расплава. Если рассматривать данные в пределах одного массива, то в породах, как правило, снижение величины индекса затвердевания сопровождается снижением содержания стронция (Далбыркейский, Запокровский, Каргантуйский, Михайловский штоки). Для бария такой закономерности не наблюдается (рис. 7). Отмечается постоянство $Ba/K \times 100$ отношения в пределах отдельных массивов, что может говорить о тесной связи бария с калием. Величина $Sr/Ca \times 100$ и $Sr/(Ca+K) \times 100$ отношений для большинства изученных массивов варьирует незначительно. Можно говорить о постоянстве этой величины для ряда массивов (Далбыркейский и Запокровский). Существует прямо пропорциональная зависимость между содержаниями стронция и кальция в изученном комплексе интрузий (рис. 8).

Порфиновые фации пород главной интрузивной фазы (Михайловский шток) и фацциальные разновидности, залгающие в апикальной части интрузивных тел (Боямшинский, Акатуевский, Мулинский штоки), как и комагматичные им эффузивы, характеризуются повышенными содержаниями стронция и бария по сравнению с более глубинными разновидностями тех же пород. Наиболее благоприятные условия для концентрации стронция и бария в апикальных частях интрузии имели место в Боямшинском штоке, где собственные зоны закалки интрузии в ряде случаев, вероятно, служили своеобразным экраном для газовых эманаций, вследствие чего здесь образовывались линзы лейкодiorитов пегматонидного облика, в которых содержания стронция составляют 0,64%, а бария 0,28%.

Некоторые авторы, Л. К. Пожарицкая и др. [11], успешно используют стронций-бариевое отношение для оценки кислотности — щелочности среды при выделении различных фаций щелочности. Для выяснения правомерности применения Sr/Ba отношения как показателя щелочности среды в наших условиях составлен график (рис. 9). По оси абсцисс отложены величины отношения a/c , представляющего условный показатель щелочности для изучения пород, вычисленный по данным полного силикатного анализа. По оси ординат дается величина Sr/Ba отношения для тех же пород. На графике видно, что при условии использования данных из одного массива Sr/Ba отношение, как и отно-

шение a/c может с надежностью использоваться в качестве условного показателя щелочности пород. Оно имеет то преимущество, что не требует дорогостоящего силикатного анализа. Результаты использования Sr/Ba отношения в качестве условного показателя щелочности пород приводятся в табл. 2 и 3. В изученных породах Sr/Ba отношение обычно близко к единице. В эндоконтактных зонах и в апикальных частях Боямшинского, Акатуевского и Мулинского штоков, там, где внедрившийся расплав взаимодействовал с относительно кислыми терригенными отложениями нижней юры, Sr/Ba отношение заметно больше единицы, а $K_2O/Na_2O < 1$. Как видно на примере Северо-Акатуевского штока, там, где под влиянием карбонатных пород расплав ощелачивается, величина Sr/Ba отношения заметно меньше единицы, а $K_2O/Na_2O > 1$.

Изучено распределение стронция и бария в породообразующих минералах полнокристаллических пород главной и ранней интрузивных фаз. Полные балансы распределения стронция и бария получены для сениит-диоритов Акатуевского штока (табл. 4). Для других интрузивных тел выяснено распределение стронция и бария в полевых шпатах и биотитах (табл. 5, 6).

Как видно из приводимых табл. 4—6, основная масса стронция в Акатуевском и в других штоках концентрируется в плагиноклазах (от 55 до 90% от общего его количества). Здесь, по-видимому, в полной мере проявляется изовалентный изоморфизм двухвалентного стронция и кальция, определяющийся сходством их химических свойств, близостью ионных радиусов (Sr 1,2 Å; Ca 1,04 Å) и величин электроотрицательности (Sr 125; Ca 137) [12].

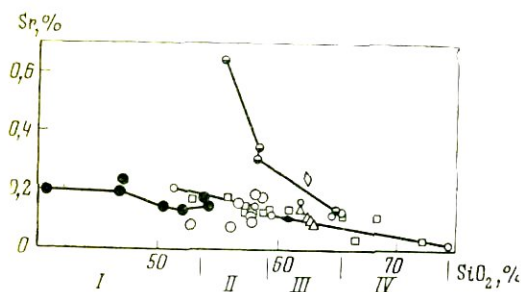


Рис. 6. Соотношение стронция и кремниевой кислоты в малых интрузиях нерчинско-заводского интрузивного комплекса. I — габбро-дiorиты, габбро-сенииты; II — сениит-дiorиты; III — кварцевые сениит-дiorиты, аламельлиты, сенииты; IV — граносенииты, сенииты. Условные обозначения см. рис. 2

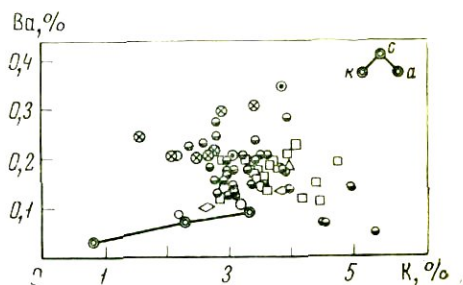
Минералом-концентратором стронция является также калиевый полевой шпат, в котором заключено от 4,5 до 30% этого элемента. В данном случае проявляется гетеровалентный изоморфизм стронция и калия, возможность которого экспериментально подтверждена Диттлером и Лашем [13]. Повышенные содержания стронция отмечаются, как правило, в калиевых полевых шпатах из пород первой интрузивной фазы и из апикальных ча-

стей массивов сиецит-диоритов главной интрузивной фазы. «Тяготение стронция к ранним генерациям калиевых полевых шпатов, очевидно, объясняется тем, что замещение одновалентного и более электроположительного иона калия двухвалентным ионом стронция является энергетически выгодным и укрепляет структуры полевых шпатов в условиях высоких температур» [8]. Содержания стронция в кальциевых темноцветных минералах и в биотитах незначительны, так как кристаллические решетки пироксенов, амфиболов и слюд неблагоприятны для вхождения в них стронция [14]. Количество этого элемента, заключенного в апатите, также невелико. По нашим данным, в апатитах из габбро-сиецитов Акатуевского массива содержится 550—650 μg Sr, т. е. в 3 раза ниже, чем в среднем в породах изученного типа.

Основными минералами-концентраторами бария в изученных интрузиях сиецит-диоритов являются калиевые полевые шпаты и биотиты (см. табл. 4—5). Содержание бария в калиевом полево-шпате, как правило, выше, чем в биотитах. В изученных породах калиевый полевой шпат выступает главным минералом-носителем бария, с ним связывается от 50 до 90% бария, заключенного в породе. С биотитом связано 7—14, реже до 20% бария породы. Такое же количество бария связывается в плагиноклазах. Повышенные содержания бария в плагиноклазах, по-видимому, объясняются обилием в нем антипертитовых вростков калиевого полевого шпата, что составляет характерную особенность изученных сиецит-диоритов. Количество бария, заключенного в пироксенах и амфиболах, незначительно. Таким образом, в

Рис. 7. Соотношение бария и калия в малых интрузиях черчинско-заводского интрузивного комплекса

a — кларковые содержания в кислых, средних и основных породах по А. П. Виноградову; другие условные обозначения см. рис. 2



рассматриваемых малых интрузиях вхождение бария в породообразующие минералы целиком определяется его родством с калием, с которым он имеет сходные ионные радиусы и одинаковую электроотрицательность.

Соотношения между стронцием и барием в калиевых полевых шпатах и плагиноклазах из пород главной и ранней фаз иллюстрирует табл. 6. Средняя величина Sr/Ba отношения в плагио-

клазах 5,9; колебания незначительны — от 3,8 до 6,4. Повышенные значения Sr/Ba отношения (6—6,4) отмечаются в плагиоклазах из пород ранней фазы и в эндоконтактовых разновидностях сиенит-диоритов, пониженные его значения — в плагиоклазах центральных частей массивов (3,8—5,3). Такая закономерность связана с увеличением основности плагиоклаза в породах ранней фазы и в эндоконтактовых разновидностях, т. е. с увеличением доли его аортитовой составляющей, несущей стронций. Установлено, что более основные плагиоклазы являются и более высокотемпературными, что благоприятствует вхождению в них стронция [8].

Величина Sr/Ba отношения в калиевых полевых шпатах в среднем составляет 0,51. Повышенные значения Sr/Ba отношения (0,73—1,8) наблюдаются в калиевых полевых шпатах из пород ранней фазы и в некоторых эндоконтактовых разновидностях сиенит-диоритов главной фазы, калиевые полевые шпаты которых характеризуются повышенными содержаниями натрового компонента. В калиевых полевых шпатах сиенит-диоритов главной фазы средняя величина Sr/Ba отношения снижается до 0,33. Для типичных разновидностей калиевых полевых шпатов по содержанию в них натрового компонента с помощью кривой Барта [15] определена возможная температура их кристаллизации. Калиевые полевые шпаты с повышенными значениями Sr/Ba отношения принадлежат к относительно высокотемпературным разновидностям (температура кристаллизации 650—700°С). Калиевые полевые шпаты из центральных частей массивов сиенит-дио-

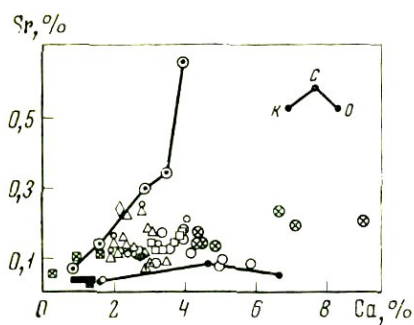


Рис. 8. Соотношение стронция и кальция в малых интрузиях перчинско-заводского интрузивного комплекса

Условные обозначения см. рис. 2

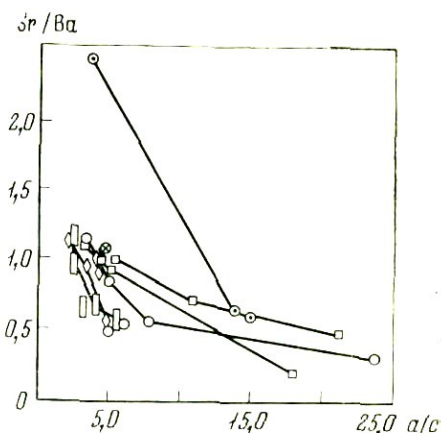


Рис. 9. Соотношение между показателем щелочности a/c и Sr/Ba отношением в малых интрузиях перчинско-заводского комплекса

Условные обозначения см. рис. 2

Таблица 4

Распределение стронция и бария по минералам снейт-диоритов Акутеевского массива

Минерал	Содержание минерала в породе, %	Содержание элемента в минерале, %		Колич. элемента, приходящееся на минерал, при пересчете на 1 г породы		Процент элемента, приходящийся на минерал		Общее содержание элемента в породе, %	
		Sr	Ba	Sr	Ba	Sr	Ba	Sr	Ba
Меланократовые снейт-диориты главной фазы									
Кварц	3,0	—	—	—	—	—	—	—	—
Плагиоклаз	50,3	0,25	0,048	0,1258	0,024	105	15		
Калиевый полевой шпат	21,1	0,065	0,72	0,0137	0,152	11	95		
Биотит	7,5	0,0069	0,26	0,0005	0,019	—	12		
Диопсид	14,0	—	—	—	—	—	—		
Роговая обманка	4,1	—	—	—	—	—	—		
Сумма	100			0,14	0,195	116	122	0,12	0,16
Кварцевый снейт-диорит главной фазы									
Кварц	9,1	—	—	—	—	—	—		
Плагиоклаз	43,9	0,23	0,053	0,1229	0,023	61	12		
Калиевый полевой шпат	38,2	0,14	0,40	0,0535	0,153	27	81		
Биотит	4,4	0,0033	0,13	0,0001	0,006	—	4		
Роговая обманка	4,4	0,0095	0,005	0,0004	—	—	—		
Сумма	100			0,1769	0,184	88	97	0,20	0,19
Меланократозый биотит-амфиболовый снейт-диорит фазы эндоконтакта									
Кварц	2,6	—	—	—	—	—	—		
Плагиоклаз	45,5	0,28	0,053	0,1274	0,024	75	22		
Калиевый полевой шпат	23,1	0,22	0,30	0,0508	0,069	23	63		
Биотит	9,8	0,0067	0,26	0,0007	0,026	—	23		
Амфибол	19,0	0,0190	0,009	0,0036	0,002	2	1,5		
Сумма	100			0,1825	0,121	105	109	0,17	0,11
Калишпатизированный снейт-диорит из апикальной части интрузии									
Кварц	0,5	—	—	—	—	—	—		
Плагиоклаз	54,8	0,23	0,036	0,1260	0,020	45	11		
Калиевый полевой шпат	35,1	0,22	0,45	0,0772	0,158	23	88		
Биотит	5,0	0,022	0,28	0,0041	0,014	—	8		
Диопсид	3,0	0,03	0,026	0,0009	0,001	—	—		
Амфибол	1,6	—	—	—	—	—	—		
Сумма	100			0,2052	0,193	73	107	0,28	0,18

Таблица 5

Распределение стронция и бария в полевых шпатах и биотитах из полнокристаллических пород перчинско-заводского интрузивного комплекса

Минерал	Содержание минерала в породе, %	Содержание элемента в минерале, %		Кол-во элемента, приходящееся на минерал при пересчете на 1 г породы		Процент элемента, приходящийся на минерал		Общее содержание элемента в породе, %	
		Sr	Ba	Sr	Ba	Sr	Ba	Sr	Ba

Далбыркейский штук

Меланократовые сениит-диориты, относимые к первой интрузивной фазе

Калиевый полевой шпат	29,8	0,43	0,56	0,1281	0,1670	75	56	0,17	0,30
-----------------------	------	------	------	--------	--------	----	----	------	------

Запокровский штук

Биотит-амфиболовый сениит-диорит

Плагиоклаз	46,4	0,26	0,045	0,1206	0,0209	80	12		
Калиевый полевой шпат	17,5	0,16	0,49	0,0250	0,0358	19	50		
Биотит	10,7	0,0010	0,55	—	0,0588	—	35		
Сумма				0,1486	0,1655	99	97	0,15	0,17

Пироксен-амфибол-биотитовый сениит-диорит

Плагиоклаз	58,1	0,19	0,038	0,1104	0,0221	83	16		
Калиевый полевой шпат	17,6	0,14	0,79	0,0246	0,1390	20	99		
Биотит	10,9	—	0,12	—	0,0119	—	9		
Сумма						103	134	0,12	0,14

Амфибол-пироксен-биотитовый сениит-диорит

Плагиоклаз	53,0	0,17	0,045	0,09	0,0233	50	12		
Калиевый полевой шпат	22,3	0,22	0,50	0,049	0,1115	56			
Сумма				0,139	0,1353	77	68	0,13	0,20

Бояшинский штук

Лейкодиорит пегматоидного облика

Калиевый полевой шпат	17,0	0,53	1,15	0,09	0,1955	14,0	72	0,66	0,27
-----------------------	------	------	------	------	--------	------	----	------	------

Таблица 5 (окончание)

Минерал	Содержание минерала в породе, %	Содержание элемента в минерале, %		Колич. элемента, приходящееся на минерал при пересчете на 1 г породы		Процент элемента, приходящийся на минерал		Общее содержание элемента в породе, %	
		Sr	Ba	Sr	Ba	Sr	Ba	Sr	Ba
<i>Быстринский шток</i>									
Кварцевые биотит-амфиболовые сениит-диориты главной фазы									
Калиевый полевой шпат	27,3	0,09	0,46	0,0246	0,1256	25	126	0,10	0,10
<i>Каргантуевский шток</i>									
Биотит-амфиболовые сениит-диориты главной фазы									
Калиевый полевой шпат	38,1	0,06	0,28	0,0229	0,1067	21	82		
Биотит	6,0	—	0,14	—	0,0034	—	7		
Сумма					0,1151	—	89	0,11	0,13
Калиевый полевой шпат	18,7	0,063	0,26	0,0118	0,0486	8,5	39	0,14	0,12
<i>Акатуевский шток</i>									
Габбро-сенииты ранней фазы									
Калиевый полевой шпат	23,7	0,18	—	0,0427	—	27	—	0,16	—
Калиевый полевой шпат	22,0	0,22	—	0,0484	—	30	—	0,16	—

ритов главной фазы, как правило, относительно низкотемпературные, с температурой кристаллизации 500—550° С.

Направленность изменений Ba/K×100 отношения в калиевых полевых шпатах аналогична описанной для Sr/Ba отношения. Ba/K×100 отношение достигает максимума 6,8 в калиевых полевых шпатах из пород ранней фазы, а в низкотемпературных калиевых полевых шпатах центральных частей массивов сениит-диоритов снижается до 4,0—4,3. Однонаправленные изменения значений Sr/Ba, B/K×100 и K/Na отношений в калиевых полевых шпатах от ранних стадий фракционной кристаллизации к более поздним свидетельствуют о повышении щелочности к концу процесса формирования интрузий сениит-диоритов.

Концентрация стронция в калиевых полевых шпатах из пород ранней фазы выше, чем в породах главной интрузивной фазы.

Таблица 6 Соотношение между стронцием и барием в полевых шпатах из полнокристаллических пород нерчинско-заводского интрузивного комплекса

112

№ пробы	Порода	Калиевые полевые шпаты					Плагиоклазы		
		Sr, %	Ba, %	Sr/Ba	K/Na	Ba/K×100	Sr, %	Ba, %	Sr/Ba
Ранние генерации калиевого полевого шпата									
582	Меланократовый сиенит-диорит Далбыркейского штока	0,43	0,56	0,77	2,7	6,8	0,27	0,045	6,0
219	Габбро-диорит Далбыркейского штока	0,25	0,14	1,8	—	—	—	—	—
797	Сиенит-диорит из эндоконтактной зоны Запокровского штока	0,45	1,26	0,4	4,6	12,5	0,20	0,032	6,3
326Б	Крупнозернистый лейкодиорит Боямшинского штока	0,53	1,15	0,46	—	—	0,65	0,14	4,7
167	То же	0,10	0,33	0,3	1,1	7,0	0,88	0,17	5,2
485	Габбро-сиенит Акатуевского штока	0,18	0,19	0,95	—	—	—	—	—
486	То же	0,22	0,12	1,7	1,7	—	—	—	—
371	Сиенит-диорит апикальной части Акатуевского штока	0,22	0,45	0,5	—	—	0,23	0,036	6,4
289	Сиенит-диорит из эндоконтактной зоны Акатуевского штока	0,22	0,30	0,7	3,7	3,3	0,28	0,053	5,3
Поздние генерации калиевого полевого шпата									
420	Сиенит-диорит Запокровского штока	0,16	0,69	0,2	—	—	—	—	—
795	То же	0,14	0,79	0,2	—	—	0,19	0,038	5,0
796	» »	0,22	0,50	0,4	3,6	5,0	0,17	0,045	3,8
799	» »	—	0,49	—	3,8	5,7	0,26	0,045	5,8
472	Кварцевый сиенит-диорит Быстринского штока	0,09	0,46	0,2	6,0	4,3	—	—	—
197	Сиенит-диорит Каргантуйского штока	0,063	0,26	0,24	—	—	—	—	—
580	То же	0,060	0,28	0,2	—	—	—	—	—
20	Кварцевый сиенит-диорит Акатуевского штока	0,14	0,40	0,35	5,0	4,0	0,28	0,053	5,3
480	То же	0,16	0,39	0,4	—	—	—	—	—
	Среднее арифметическое	0,44	0,65	0,5	—	—	0,37	0,07	5,9

По-видимому, накоплению стронция в этом случае благоприятствуют повышенные температуры кристаллизации расплава. Что касается бария, то содержание его в минерале-носителе часто высокое и в породах позднего этапа дифференциации; вероятно, здесь решающее влияние на распределение бария оказывают такие факторы, как кислотность — щелочность среды.

Приведенный фактический материал по распределению стронция и бария в малых интрузиях нерчинско-заводского интрузивного комплекса свидетельствует о сравнительном обогащении родоначальной щелочной магмы этими элементами. В породах одинакового вещественного состава порфиновые фации концентрируют больше стронция и бария, чем их глубинные аналоги. По-видимому, это объясняется тем, что формирование приповерхностных интрузий или апикальных частей интрузивных тел осуществляется в условиях с большим количеством летучих. В результате поступившая в камеру щелочная магма, богатая стронцием и барием, сбрасывает эти элементы в твердую фазу; вследствие этого основное количество стронция и бария уже не участвует в последующем процессе фракционной кристаллизации. Например, содержание стронция и бария в сиенит-диоритах апикальных частей Боямшинского штока составляет в среднем 0,27%, т. е. заметно выше, чем в аналогичных по вещественному составу, но более глубоко эродированных сиенит-диоритах Запоровского штока, где среднее содержание стронция 0,14%, а бария 0,16%. Точно так же в кварц-монцитонитовых порфирах Михайловского штока содержание стронция 0,15% и бария 0,27%, в то время как в аналогичных по вещественному составу граносиенитах из других массивов среднее содержание снижается до 0,1% для стронция и до 0,16% для бария.

Выше было отмечено, что максимальные содержания стронция и бария в изученном комплексе наблюдаются в участках развития лейкодиоритов пегматитового облика, залегающих в апикальных частях Боямшинского штока. Минералогической особенностью этих крупнозернистых существенно плагиоклазовых пород является то, что калиевый полевой шпат в них присутствует исключительно в виде антипертитовых вростков в плагиоклазе, призматические кристаллы которого составляют основной каркас породы. Плагиоклаз из лейкодиоритов (андезин № 31—33) характеризуется высокими содержаниями стронция (0,6—0,88%), при этом концентрации бария также максимальны — 0,14%. Концентрация бария в кали-натровом полево шпате антипертитовых вростков достигает 1,15%, а стронция 0,53%. Подобные концентрации стронция в калиевых полевых шпатах больше нигде не отмечаются. Наблюдаемые соотношения изученных элементов в породообразующих минералах лейкодиоритов, вероятно, объясняются неравномерным отделением летучих компонентов из расплава с локальным повышением их концентрации на участке кристаллизации этих пород.

Анализ приведенного фактического материала позволяет сделать следующие выводы:

1. Изученные малые интрузии, относимые к нерчинско-заводскому интрузивному комплексу и являющиеся интрузивными членами юрской трахиадезитовой формации Юго-Восточного Забайкалья, представляют собой производные щелочной оливиново-базальтовой магмы, умеренно контаминированной силикатным материалом, и образовались в основном в результате ее фракционной кристаллизации.

2. Максимальные концентрации стронция и бария, превышающие кларковые соответственно в 8 и 4 раза, характерны для покровной фаши изученного эффузивно-интрузивного комплекса, что свидетельствует о своеобразной специализации родоначальной магмы в отношении стронция и бария.

3. При фракционировании первоначального расплава в интрузивных камерах содержание стронция и бария закономерно снижается от начальных к конечным продуктам фракционной кристаллизации. Минимальные концентрации этих элементов наблюдаются в кислых дифференциатах, в граносиенитах и граносиенит-порфирах заключительного этапа фракционной кристаллизации.

4. Приповерхностные интрузии среднего и раннего этапов дифференциации и особенно их апикальные части более благоприятны для накопления стронция и бария, чем аналогичные по вещественному составу глубинные разновидности тех же пород.

5. В сиенит-диоритах и габбро-сиенитах главными минералами-носителями и концентраторами стронция являются полевые шпаты, а бария — кальевый полевой шпат и частично биотит (последний только как минерал-концентратор).

ЛИТЕРАТУРА

1. С. С. Смирнов. Очерк металлогении Восточного Забайкалья. Госгеол-издат, 1944.
2. П. Ф. Иванкин. О формах связи сульфидного оруднения с магматическими породами. — В кн. «Вопросы геологии рудных месторождений Забайкалья». Чита, 1963.
3. Н. П. Томсон, В. В. Архангельская, Н. Г. Семенови. О системах глубинных разломов в Восточном Забайкалье. Скрытые рудоконтролирующие глубинные разломы. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 84.
4. Ю. А. Кузнецов. Главные типы магматических формаций. М., 1964.
5. Н. П. Томсон, Г. М. Лобанова. Структурные условия возникновения специализированных рудных районов Восточного Забайкалья. — В сб. «Металлогенетическая специализация магматических комплексов», М., 1964.
6. Н. В. Шталь. Закономерности развития магматизма Восточного Забайкалья в связи с формированием тектонических структур. — В кн. «Материалы годичной сессии Ученого совета ВСЕГЕИ по результатам работ 1958 г.» Л., 1960.
7. H. Kuno. Origin of cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. — Bull. volcanologique, Napoly, 1959, serie II XX.

8. В. В. Бурков, Е. К. Подпорина. Стронций. — Труды ИМГРЭ, М., 1962.
9. С. Р. Поколдс, Р. Аллен. Геохимические наблюдения. ИЛ, 1958.
10. А. П. Виноградов. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7.
11. Е. И. Воробьев, Л. К. Пожарицкая, Э. А. Развозжаева. Некоторые особенности распределения редких элементов в карбонатах Восточной Сибири. — Материалы ко второй конференции по околорудному метасоматозу, Л., 1966.
12. А. С. Поваренных. О кристаллохимической классификации боратов. — Труды Минерал. музея АН СССР, 1955, вып. 7.
13. W. No 11. Geochemie des strontium. — Chem. Erde, 1934, 8, H. 4.
14. С. Р. Поколдс, Р. Л. Митчелл. Геохимия некоторых каледонских интрузивных пород: исследование связи между основными и рассеянными элементами изверженных пород и их минералах. — В кн. «Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах». Изд-во АН СССР, 1952.
15. У. А. Дир, Р. А. Хауи, Дж. Зусман. Породообразующие минералы. 4. Изд-во «Мир», 1966.

СТРОНЦИЙ И БАРИЙ В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОДАХ ПАТОМСКОГО НАГОРЬЯ

Поведение стронция и бария в процессе регионального метаморфизма почти не изучено. В книге В. В. Буркова и Е. К. Подпорной [1] сказано следующее: «...В настоящее время невозможно наметить какие-либо закономерности в распределении стронция среди различных типов этих (метаморфических) пород. Еще меньше известно о поведении стронция в метаморфических процессах». Такое заявление в полной мере применимо и к барию.

Мы исследовали поведение стронция и бария в четырех типах пород, прослеженных в разных метаморфических зонах от серицит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации до дистен-альмандиновой субфации амфиболитовой фации. Вес каждой пробы 10—15 кг. Проба состоит из большого числа образцов, отобранных в пределах характерной свиты или горизонта по одной литологической разности.

Геологическая обстановка участка опробования и характерные парагенетические ассоциации исследованных пород во всех метаморфических зонах рассмотрены нами в предыдущей статье [2].

Стронций

Группа¹ железистых метапелитов отличается весьма низкими содержаниями кальция — 0,3—0,4%. Содержание стронция в них колеблется от 0,0072 до 0,030%. Прямой корреляции стронция с кальцием или с калием в метапелитах не наблюдается. Средние содержания стронция близки к кларкам этого элемента для глин, глинистых сланцев, филлитов и слюдяных сланцев различных регионов [1]. Изменение степени метаморфизма пород с последовательным появлением в метапелитах хлоритонда, граната, дистена, ставролита (и биотита) практически не влияет на уровень концентрации стронция (табл. 1). Отношение Ca/Sr равно 59,8

¹ Здесь и далее в тексте под группой пород понимаются породы одного литологического типа из разных метаморфических зон.

в эпидот-амфиболитовой субфации и уменьшается до 39,3 в дистен-альмандиновой субфации.

В табл. 2 приведены содержания стронция в минералах группы метапелитов. Единственный минерал, концентрирующий стронций в заметных количествах,— мусковит. Тем не менее концентрация в нем стронция обычно не выше, чем в породе. В серицит-хлоритовой субфации (зона I) присутствует альбит. В нем могут быть заметные содержания этого элемента [3]. Кроме того, нами не изучены концентрации стронция в хлоритах I и II зон. Подсчет баланса распределения стронция по минералам показывает, что все они содержат только 30—50% общего количества стронция породы. Для метапелитов характерно высокое содержание углеродного вещества во всех метаморфических зонах. Возможно, что значительная часть стронция сорбируется органическими соединениями и не входит в состав минералов.

Таблица 1

Средние содержания кальция, стронция, калия и бария в % и их атомные отношения в метаморфических породах Патомского нагорья

Тип пород	Метаморфические зоны	Число проб	Ca	Sr	K	Ba	$\frac{Ca}{Sr}$	$\frac{K}{Ba}$	$\frac{Ba}{Sr}$
Железистые пелиты	I	9	0,34	0,0153	2,15	0,087	49,0	86,5	3,72
	II	9	0,36	0,0156	3,00	0,076	50,8	138	3,17
	III	4	0,35	0,0180	2,86	0,059	42,8	113	3,14
	IV	9	0,30	0,0168	2,53	0,036	39,3	103	3,26
Известковистые алевролиты	I	4	3,67	0,015	1,27	0,032	539	139	1,36
	II	5	2,57	0,017	1,14	0,038	332	105,5	1,43
	III+IV	6	4,74	0,013	0,14	0,024	803	20,4	1,18
Известково-силикатные породы (мергели)	I	5	7,44	0,063	2,10	0,054	258	137	0,54
	II	3	7,95	0,083	1,78	0,049	210	124	0,37
	III	5	10,10	0,078	2,34	0,047	232	178	0,38
	IV	5	7,95	0,073	2,44	0,051	239	163	0,44
Известняки	I	1	35,7	0,730*	0,16	0,022	107	25	0,019
	II	2	31,8	0,465*	0,29	0,032	150	31,7	0,044
	III	3	34,1	0,578*	0,22	0,029	130	26,7	0,032
	IV	4	35,4	0,543*	0,32	0,023	144,5	43,9	0,027

Здесь и далее: I—серицит-хлоритовая зона, II—биотит-альмандиновая зона (эпидот-амфиболитовая фация), III—ставролит-альмандиновая зона, IV—дистен-альмандиновая зона. Sr и Ba определены по количественной спектральной методике в Институте геохимии СО АН СССР, аналитики Т. А. Кузьмина и Е. С. Костюкова. Под звездочкой—определения Sr, произведенные методом фотометрии пламени по методике В. М. Новикова. Систематическое занижение абсолютных содержаний Sr по сравнению со спектральным методом составляет 30%.

Таблица 2

Содержание стронция и бария в минералах метapelитов
(в %)

Метаморфическая зона	№ обр.	Sr	Ba	$K_{Sr} = \frac{Sr_{\text{минерала}}}{Sr_{\text{породы}}}$	K_{Ba}
Мусковиты					
II	12с	0,0100	0,228	1,00	5,42
	19с	0,0156	0,156	0,98	1,42
III	22с	0,0240	0,145	1,09	1,20
	24с	0,0210	0,180	2,26	3,46
IV	27с	0,0200	0,280	0,67	3,38
	33с	0,0220	0,400	1,58	4,00
	30с	0,0150	0,160	1,15	2,54
Биотиты					
III	24с	0,0007	0,046	0,979	0,89
IV	33с	0,0003	0,025	0,024	0,25
	30с	0,0018	0,054	0,138	0,86
Гранаты					
II	16с	Не обн.	0,0003		
	19с	Сл.	0,0004		
Хлоритоиды					
II	18с	0,0002	0,0012		
	14с	Не обн.	0,0025		
Ставролиты					
III	24с	0,0002	0,0044		
IV	33с	Не обн.	0,0014		

В группе известковистых алевролитов — амфиболовых гнейсов содержание стронция колеблется от 0,010 до 0,022%. Средние концентрации стронция не обнаруживают изменений с повышением степени метаморфизма пород. Они очень близки к содержаниям стронция в параамфиболитах США [1]. Единственным минералом-носителем и концентратором стронция в амфиболовых гнейсах является плагиоклаз, так как содержание Sr в биотитах, амфиболах и гранитах в 100 раз ниже (табл. 3, 4). Количество плагиоклаза в породах колеблется от 12 до 40%, поэтому не менее 80% стронция породы входит в его состав. Нами не изучены

Таблица 3

Состав плагиоклазов из амфиболовых гнейсов

Метаморфическая зона	№ обр.	Sr*, %	Ca/Na	№ плагиоклаза	$Ng \pm 0,001$	$Np \pm 0,001$	№ плагиоклаза (иммерсия)	K_{Sr}
II	3	0,097	0,610	26	1,548	1,539	21	6,1
	10	0,091	—	—	1,549	1,540	25	5,4
III	9п	0,056	0,478	23	1,548	1,540	23	3,5
	4	0,150	0,759	31	1,553	1,545	34	9,4
IV	5п	0,158	0,827	33	1,556	1,546	37	15,8
	8	0,141	0,890	35	1,552	1,543	30	11,3
	7	0,104	0,631	27	1,550	1,544	30	8,7

Примечание. Sr, Ca и Na в плагиоклазах определены методом пламенной фотометрии по методике В. М. Новикова. Sr*—см. объяснение к табл. 1.

альбиты серицит-хлоритовой субфации. Они обычно беднее стронцием, чем более основные плагиоклазы [3]. В этой зоне значительная часть стронция, вероятно, концентрируется в карбонатном цементе.

Литературные данные показывают, что содержание стронция в плагиоклазе метаморфических пород не зависит от состава минерала [3]. В изученных плагиоклазах (табл. 3) намечается взаимосвязь между номером плагиоклаза и концентрацией в нем стронция. Однако ряд соображений, изложенных ниже, позволяет считать, что эта связь случайна, и содержание стронция в плагиоклазах определяется другими факторами.

Известково-силикатные породы жуинской свиты по первичному составу отвечают мергелям. Концентрация стронция в них колеблется от 0,011 до 0,150% (в среднем 0,074%). Для сравнения можно указать, что кларк SrO для мергелей Волго-Уральского района равен 0,13% [1]. Содержание стронция в породах практически не меняется с повышением степени метаморфизма. Ca/Sr отношение также довольно постоянно и варьирует от 210 до 282. В минералах этой группы пород наибольшее содержание стронция наблюдается в клиноцоизите, затем следуют плагиоклазы, карбонаты и мусковиты (табл. 5, 6). Количество карбонатов в I зоне составляет около 40% (почти исключительно анкерит), а в последующих в среднем 25% (из них около 7% анкерита или железистого доломита). На их долю в серицит-хлоритовой зоне приходится около 80% стронция породы, а в более высокотемпературных зонах 50—60%. Остальная часть стронция концентрируется в клиноцоизите и плагиоклазе.

Содержания стронция в известняках и мраморах жуинской свиты совершенно аномальны. Кларки стронция для карбонат-

Таблица 4

Содержание стронция и бария в минералах амфиболовых гнейсов

Метаморфическая зона	№ обр.	Sr, %	Ba, %	K_{Sr}	K_{Ba}
Епидиты					
II	11п	0,0004	0,130	0,030	5,65
	1п	0,0010	0,150	0,046	4,10
III	9п	0,0008	0,120	0,052	4,40
Амфиболы					
II	1п	0,0005	0,0020	0,023	0,054
III	9п	0,0002	0,0002	0,012	0,007
IV	5п	сл.	0,0002	—	0,001
	7п	0,0003	0,0003	0,021	0,001
Гранаты					
II	10п	0,0015	0,0020	0,088	0,063
IV	6п	0,0003	0,0012	0,018	0,052
Плагиоклазы					
III	9п		0,0066		0,24
IV	7п		0,0053		0,20

ных пород изучены достаточно подробно. А. П. Виноградов и др. [4] показали, что в процессе эволюции земной коры в известняках закономерно возрастало количество SrO и отношение SrO/CaO. Так, третичные карбонатные породы Русской платформы содержат в 50 раз больше стронция, чем протерозойские (0,15 против 0,0033 %). Аналогичные данные получены и для Северо-Американской платформы. В силу этого существует мнение, что в докембрийских карбонатных породах не приходится ожидать месторождений стронция.

Карбонатные породы жуинской свиты относятся к самым верхам позднего докембрия. Тем не менее содержание стронция в известняках и мраморах колеблется от 0,396 до 0,760%. Как видно из табл. 1, с повышением степени метаморфизма не происходит заметного изменения количества стронция в породах. При сравнении данных по содержанию стронция в солянокислых вытяжках из мраморов и кальцитов становится очевидно, что основная масса стронция находится в виде изоморфной примеси в кальцитах (табл. 7). Более низкие содержания стронция в породах связаны с загрязнением мраморов и известняков силикатной примесью (главным образом кварцем).

Таблица 5

Состав карбонатов известково-силикатных пород

Мета-морфическая зона	№ пробы	Карбонат	Состав карбоната	Sr*, %	K _{Sr}
I	25к	Анкерит	$(Ca_{0,549}Mg_{0,315}Fe_{0,102}Mn_{0,013})_{1,00}CO_3$	0,062	—
	24к	»	$(Ca_{0,543}Mg_{0,372}Fe_{0,091}Mn_{0,001})_{1,00}CO_3$	0,433	3,61
	22к	»	$(Ca_{0,531}Mg_{0,338}Fe_{0,126}Mn_{0,000})_{1,00}CO_3$	—	—
	21к	»	$(Ca_{0,550}Mg_{0,331}Fe_{0,115}Mn_{0,004})_{1,00}CO_3$	0,106	1,86
II	18к	Кальцит	$(Ca_{0,942}Mg_{0,037}Fe_{0,017}Mn_{0,004})_{1,00}CO_3$	0,420	2,80
	16к	»	$(Ca_{0,952}Mg_{0,030}Fe_{0,016}Mn_{0,002})_{1,00}CO_3$	0,358	5,70
	4в	Анкерит	$(Ca_{0,543}Mg_{0,350}Fe_{0,038}Mn_{0,002})_{1,00}CO_3$	0,105	2,91
III	4к	Кальцит	$(Ca_{0,970}Mg_{0,009}Fe_{0,015}Mn_{0,003})_{1,00}CO_3$	0,270	3,37
	4к	Fe-доломит	$(Ca_{0,535}Mg_{0,393}Fe_{0,088}Mn_{0,000})_{1,00}CO_3$	0,116	1,45
	3в	Кальцит	$(Ca_{0,940}Mg_{0,035}Fe_{0,022}Mn_{0,003})_{1,00}CO_3$	0,125	1,67
	6к	»	$(Ca_{0,925}Mg_{0,056}Fe_{0,015}Mn_{0,004})_{1,00}CO_3$	0,322	2,48
IV	14к	Кальцит	$(Ca_{0,932}Mg_{0,039}Fe_{0,027}Mn_{0,002})_{1,00}CO_3$	0,276	3,07

*—см. объяснение к табл. I.

Стронций в известняках и мраморах жуинской свиты, вероятно, имеет первично-осадочное происхождение. Осадконакопление, предшествующее образованию этих пород, происходило в мелководном, сильно засоленном бассейне. Характерный набор пород — известняки, доломиты, мергели (иногда с глауконитом) вполне отвечает условиям, при которых происходит накопление стронция в более молодые геологические эпохи.

Считается, что в условиях низких температур в период осадконакопления, а также при диагенезе и эпигенезе пород в состав кальцита может входить лишь незначительное количество стронция [1, 5]. Именно поэтому стронций образует самостоятельную минеральную фазу — стронцианит. Однако в известняках жуинской свиты из серицит-хлоритовой субфации $SrCO_3$ нами не обнаружен. При дальнейшем повышении температуры растворимость стронция в кальците резко увеличивается. Экспериментальное изучение кальциево-стронциевых карбонатов проведено Келлуэйтом [6] и Терадой [7], которые синтезировали кальцит с изоморфной примесью $SrCO_3$ в количестве около 30 мол. %.

Таблица 6

Содержание стронция и бария в минералах известково-силикатных пород

Метаморфическая зона	№ сбр.	Str, %	Ba, %	K _{Str}	K _{Ba}
Биотиты					
II	16к	0,0024	0,045	0,034	1,80
	4в	0,0011	0,030	0,029	0,43
III	4к	0,0038	0,120	0,048	4,00
	2в	0,0015	0,115	0,036	3,03
	6к	0,0036	0,070	0,028	0,86
IV	12к	0,0029	0,480	0,028	5,30
	1в	0,0010	0,250	0,009	7,15
	8к	0,0036	0,480	0,040	3,43
	14к	0,0035	0,081	0,039	2,90
Мусковиты					
II	16к	0,0230	0,160	0,37	6,4
	4к	0,0480	0,580	0,60	19,4
III	2в	0,0440	0,550	1,15	14,8
	6к	0,0710	0,270	0,55	3,3
IV	14к	0,0460	0,200	0,51	7,1
Клинокоцит					
III	4к	0,2600	—	3,25	—
Хлорит					
I	21к	0,0002	0,0003		

В кальцитах из карбонатитов стронций изоморфно замещает кальций в количестве до 2% SrO [1]. Таким образом, в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фазий вполне возможно существование кальцитов с высоким содержанием стронция.

Рассмотрение имеющегося геологического и геохимического материала показывает, что стронций в процессе регионального метаморфизма низких и средних температур (до появления пегматитовых жил) является чрезвычайно инертным элементом. Так, в жуниской свите обычно наблюдается тонкое переслаивание (5—10 см) известково-силикатных и карбонатных прослоев (третья и четвертая группы рассмотренных выше пород). Тем не менее кальциты в разных прослоях значительно различаются по содержанию стронция (ср. табл. 5 и 7, пробы 17к—18к, 15к—16к, 3к—4к и т. д., взятые из одного разреза). Еще более велика разница между содержаниями стронция в самих породах. Все это свидетельствует о том, что даже в карбонатных фазах миграция стронция ограничена несколькими сантиметрами. Перерас-

Таблица 7

Содержание стронция в известняках и кальцитах жуинской свиты

Метаморфические зоны	№ пробы	Sr*, % в породе	Sr*, % в кальцитах	Метаморфические зоны	№ пробы	Sr*, % в породе	Sr*, % в кальцитах	
I	23к	0,730	—	IV	11к	0,600	0,600	
	17к	0,510	0,710		7к	0,530	0,580	
II	15к	0,420	0,470		13к	0,500	0,600	
	1к	0,396	0,410		9к	0,530	0,585	
III	3к	0,760	0,780					
	5к	0,580	0,580					

Примечание. Sr*—см. объяснение к табл. 1.

пределение стронция становится ощутимым в метаморфогенных жилах. Эти жилы имеют специфический состав в каждом типе пород и каждой метаморфической зоне. В известково-силикатных породах жуинской свиты в I зоне они сложены кварцем, карбонатами и хлоритом, во II зоне к этим минералам добавляется мусковит, в III — клиноцоизит, в IV — плагиоклаз. Жилы образуются в поздние этапы метаморфизма и заполняют трещины разрыва. Карбонаты из жил имеют заметно более высокое содержание стронция по сравнению с карбонатами вмещающих пород. Например, концентрация стронция в кальцитах известняков жуинской свиты в серицит-хлоритовой зоне 1,01%, а в кальцитах из жилы (проба 3ж) 2,54%. Железистый доломит пробы 4к содержит 0,116% Sr (табл. 5), а близкий по составу карбонат из жилы (проба 554/1)—0,605%. Тем не менее количество и размеры жил настолько малы, что этот процесс ни в какой мере не меняет концентрацию стронция во вмещающих породах. Перемещение Sr в жилы, возможно, объясняется понижением давления, в результате которого изоморфная емкость карбонатов в отношении стронция возрастает.

Барий

Кларки бария в метаморфических породах еще не изучены. По малочисленным данным [8] известно, что среди осадочных пород больше всего бария содержат глины (0,05%), затем следуют песчаники (0,02%) и наконец известняки (0,01%). В исследованных нами породах наибольшие концентрации бария характерны для метапелитов — от 0,042 до 0,130% (в среднем 0,082%). В этих же породах отмечаются самые высокие содержания калия. Хотя между величинами концентраций K и Ba по отдельным пробам и намечается прямая зависимость (рис. 1, а),

разброс точек слишком велик, чтобы говорить об этом уверенно. Изменение средних содержаний бария между метаморфическими зонами статистически незначимо (табл. 1).

В распределении бария по минералам метанелитов наиболее важную роль играет мусковит — коэффициенты концентрации в нем колеблются от 1,5 до 5,5. В биотите содержание бария ниже, чем в породах. Близкие по составу сланцы были исследованы в Северном Приладожье [9]. В них при средней концентрации бария в породах, равной 0,075%, в биотитах содержится 0,066% Ba, а в ставролитах — 0,01%. Таким образом, и в сланцах Северного Приладожья биотит не является концентратором бария.

При подсчете балансов бария в исследованных нами метанелитах нередко обнаруживается заметный дефицит данного элемента. Так же, как и большая дисперсия K/Ba отношения в породах, это может свидетельствовать о том, что часть бария не входит в состав минералов. Возможно, барий, как и стронций, сорбируется органикой.

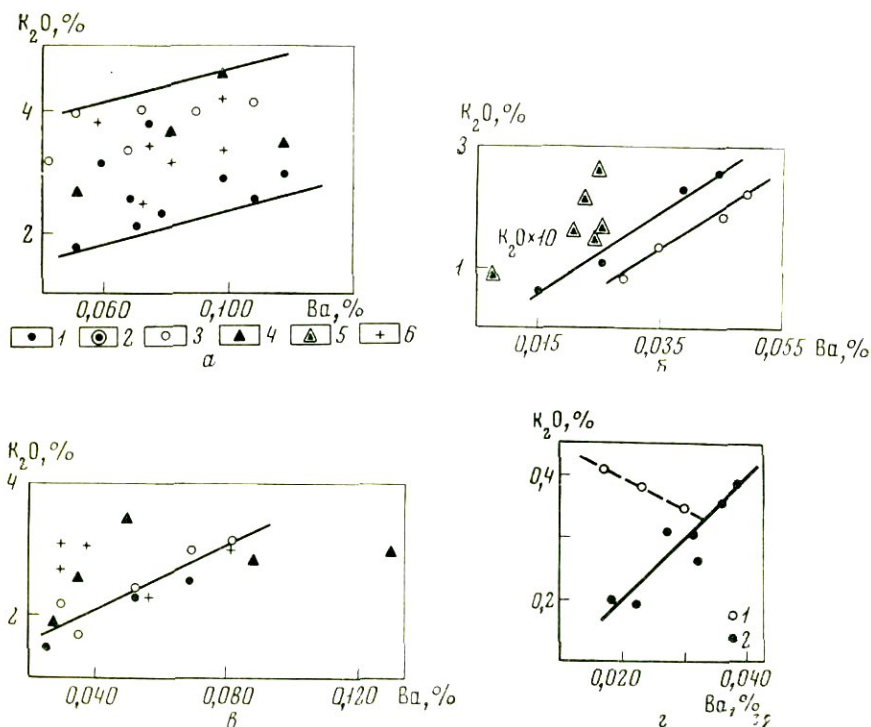


Рис. 1. Соотношение K_2O и Ba в метанелитах (а, в группе известкостых алевролитов — амфиболовых гнейсов (б), в известково-силикатных породах (в) и в группе известняков-мраморов (г)

1 — породы I зоны; 2 — породы I, II, III зон (на рис. 1, в); 3 — породы II зоны (на а, б, в); 4 — породы III зоны; 5 — породы III и IV зон; 6 — породы IV зоны (на а, б, в)

В известковистых алевролитах — амфиболовых гнейсах концентрация бария 0,016—0,047%. Резкое уменьшение количества калия в амфиболитовой фации метаморфизма (почти в 10 раз) сопровождается значительно более слабым (на 1/3) уменьшением содержания бария. В табл. 4 приведены величины концентраций бария в минералах данной группы пород. В серицит-хлоритовой субфации (зона I) барий может входить в карбонаты, серицит или альбит. Однако четкая прямая корреляция калия с барием (рис. 1, б) свидетельствует о том, что значительная часть его содержится в сериците. В зоне II роль минерала-концентрактора бария переходит к биотиту, так как мусковит в этой зоне отсутствует, а амфибол и гранат бария почти не содержат (см. табл. 4). Амфиболы других регионов также отличаются низкими (0,0065—0,0089%) содержаниями BaO [10].

В амфиболитовой фации (III и IV зоны) самые высокие концентрации бария отмечены в плагиоклазе, но и они ниже, чем в породе (см. табл. 4). Биотита в этих зонах нет, поэтому естественно отсутствие корреляции между калием и барием в амфиболовых гнейсах III и IV зон (см. рис. 1, б). По-видимому, большая часть бария в гнейсах амфиболитовой фации находится в межзерновых пленках.

Концентрация бария в известково-силикатных породах жуинской свиты 0,025—0,089% (в среднем 0,050%). В серицит-хлоритовой субфации единственным минералом-концентрактором бария является серицит. Поэтому между содержанием калия и бария в породе существует четкая прямая зависимость (рис. 1, в). Хлориты этой субфации практически не содержат бария (см. табл. 6). В биотитовой зоне и эпидот-амфиболитовой фации также почти весь барий входит в состав мусковита. Последний по абсолютному содержанию в породах преобладает над биотитом, и концентрация бария в нем в несколько раз выше (см. табл. 6). В амфиболитовой фации метаморфизма (III и IV зоны) содержание в породах биотита составляет 20—25%, а мусковита 3—5%. Тем не менее с мусковитом связано до 50% Ba породы, и прямая зависимость между содержаниями калия и бария нарушается (см. рис. 1, в), так как основная масса калия связана с биотитом, а барий в значительной степени концентрируется в мусковите. Породы III и IV зон, в которых отмечаются более высокие содержания мусковита (до 8%), характеризуются повышенными концентрациями бария.

Содержание бария в известняках и мраморах жуинской свиты наиболее низкое по сравнению со всеми изученными породами. Оно довольно постоянно во всех метаморфических зонах (см. табл. 1) и меняется в пределах от 0,017 до 0,038%. Экспериментально изучены кальциты, в состав которых входит до 55% BaCO₃ [11], но в исследованных породах главными минералами-носителями и концентраторами бария, по-видимому, являются слюды. В I зоне — это серицит, во II и III — биотит, в

IV — мусковит. Хотя слюды из мраморов на барий не проанализированы, высказанное предположение подтверждается четкой прямой зависимостью между концентрациями калия и бария в данном типе пород (см. рис. 1, а). С появлением в мраморах мусковита (IV зона) эта связь приобретает обратный характер. Количество слюд составляет всего 2—4%; чтобы сконцентрировать весь барий породы, они должны содержать около 0,5% Ва. Такая величина близка к концентрации бария в слюдах известково-силикатных пород.

Обсуждение результатов

Как показывает изложенный материал, барий и особенно стронций в процессе прогрессивного регионального метаморфизма низких и средних стадий являются инертными компонентами, т. е. система по отношению к ним должна быть закрытой. Тогда содержание бария или стронция в минерале-концентраторе или носителе определяется следующими условиями.

1. В породе имеется лишь один минерал-концентратор. Содержание бария или стронция в нем зависит только от содержания этих элементов в породе и количества данного минерала. Термодинамические условия не могут влиять на коэффициенты концентрации бария и стронция, равные $C_{\text{минерала}}/C_{\text{породы}}$. Первому варианту отвечают содержания стронция в мусковитах металецитов и плагноклазах амфиболовых гнейсов, а также содержания бария в сериците известняков (I зона) и биотите этих же пород II и III зон. В группе известковистых алевролитов — амфиболовых гнейсов аналогично ведет себя барий в сериците I зоны и биотите II зоны.

Особенно наглядно распределение стронция в плагноклазах амфиболовых гнейсов (см. табл. 3). Минимальная концентрация его отмечается в обр. 9п (0,056%), а максимальная — в обр. 5п (0,158%). В то же время содержание стронция в этих породах равно, соответственно, 0,016 и 0,014%. Такая разница в концентрациях бария в плагноклазах при близких значениях в породах связана с тем, что количество плагноклаза в пробе 9п составляет 40%, а в пробе 5п — всего 12%. Именно поэтому в большинстве случаев отсутствует зависимость концентрации стронция от номера плагноклаза в амфиболовых гнейсах [3].

2. В породе есть два минерала-носителя бария или стронция. При этом содержание данных элементов в каждом из минералов будет определяться концентрацией бария или стронция в породе, свойствами кристаллической структуры минералов и их количеством, а распределение бария или стронция между парой минералов должно отвечать закону Нернста и может зависеть от термодинамических условий.

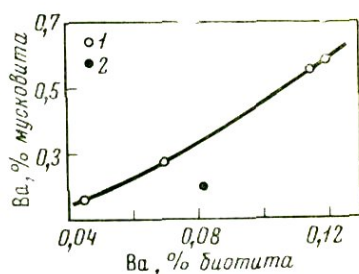
Второму варианту отвечает распределение бария между мус-

ковитом и биотитом метаселитов и известково-силикатных пород. Концентрация бария в мусковите всегда в 3—5 раз, а стронция более чем на порядок выше по сравнению с сосуществующим биотитом. На рис. 2 и в табл. 6 показаны соотношения бария в паре мусковит—биотит известково-силикатных пород. Для II и III метаморфических зон точки анализов попадают на прямую. В IV зоне, где появляются пегматитовые жилы, эта закономерность нарушается. Здесь происходит заметное повышение содержания бария в биотите, начинается мусковитизация последнего и нарушается равновесие между двумя слюдами. При дальнейшем развитии пегматитового процесса система по отношению к барию становится полностью открытой. Вокруг пегматитовых жил образуются ореолы Ва [12].

3. Барий или стронций распределяются между тремя или более минералами-носителями. Содержание элемента в каждом минерале зависит от концентрации его в породе, характера парагенеза и термодинамических условий. Закономерности становятся более сложными и, чтобы учесть все факторы распределения, требуется большое количество разборок по минералам. Например, стронций в заметных количествах содержится сразу в 4—5 минералах известково-силикатных пород II, III и IV метаморфических зон (см. табл. 5 и 6). Мы пока не имеем достаточного количества анализов, чтобы оценить влияние термодинамических условий на содержание стронция в каждом из этих минералов.

Рис. 2. Распределение бария в сосуществующих мусковитах и биотитах известково-силикатных пород

1 — слюды II и III зон; 2 — слюды IV зоны



В исследованных породах вне зависимости от содержания в них бария или стронция можно выделить ряды минералов-концентраторов или носителей для каждого элемента. Для стронция: мусковит→анкерит→Fe-доломит→кальцит→плагноклаз→клиноцоизит→эпидот. Для бария: плагноклаз(?)→биотит→мусковит. В любом парагенезе содержание стронция и бария будет выше в минерале, стоящем в конце ряда. При отсутствии наилучшего концентратора содержание элемента в предыдущем по порядку минерале может заметно возрасти. Так, в амфиболовых гнейсах, где нет эпидота, концентрации стронция в плагноклазе могут быть очень высокими (см. табл. 3). При отсут-

ствии в парагенезе мусковита повышается содержание бария в биотите. Для каждого минерала есть свой предел насыщения данным элементом (изоморфная емкость). В мусковитах метapelитов коэффициент концентрации стронция обычно близок к 1 и резко поднимается до 2,3 (см. табл. 2). В плагиоклазах амфиболовых гнейсов (III и IV зоны) коэффициент концентрации бария не превышает 0,2—0,24. В обоих случаях в породе есть избыток редкого элемента, который не входит в состав других минералов.

В литературе описаны плагиоклазы с более высоким содержанием бария [5]. Однако все они отличаются повышенным содержанием ортоклазовой составляющей. В исследованных плагиоклазах содержание калия очень низкое (обр. 9п — 0,21%; обр. 5п — 0,13%), а так как барий изоморфен с калием, то насыщение плагиоклаза в данном случае наступает очень быстро.

Содержание бария или стронция в минералах, не являющихся носителями этих элементов, зависит главным образом от состава породы. Данным фактором объясняется разное содержание стронция в биотитах трех групп пород (табл. 2, 4, 6). Биотиты обр. 4в, 2в, 1в имеют более низкие уровни концентраций стронция по сравнению с другими биотитами, приведенными в той же табл. 6, что также определяется составом пород.

Таким образом, изучение поведения бария и стронция в сосуществующих минералах подтверждает вывод об инертности этих элементов в процессе прогрессивного метаморфизма низких и средних стадий. Калий и кальций в ряде случаев могут быть подвижными [2]. Отношения Ca/Sr, K/Ba, Ba/Sr для характеристики метаморфического процесса неудачны. В то же время Ba/Sr отношение весьма специфично для каждого типа пород и устойчиво во всех метаморфических зонах (см. табл. 1). Это отношение очень удобно для сопоставления и картирования неоднородно метаморфизованных свит и горизонтов, что в настоящее время является весьма актуальной задачей. Мы не имели возможности изучить осадки, совершенно не затронутые процессами метаморфизма. Тем не менее можем предполагать, что Ba/Sr отношение в метаморфических породах не отличается от такового в их исходных осадочных аналогах и может применяться при литологических реконструкциях.

Выводы

1. Барий и стронций в процессе регионального прогрессивного метаморфизма низких и средних ступеней являются инертными элементами, а метаморфические породы по отношению к ним представляют закрытую систему.

2. Ba/Sr отношение устойчиво во всех метаморфических зонах и характерно для каждого типа пород. Оно может быть исполь-

зовано при корреляции неоднородно метаморфизованных свит и горизонтов и при литологических реконструкциях.

3. В метаморфических породах минералами-концентраторами стронция являются клиноцоизит, плагиоклаз и карбонаты, а концентраторами бария — мусковит и биотит. Стронций в решетках метаморфических минералов изоморфен с кальцием, а барий — с калием.

4. Концентрация бария или стронция в минералах в общем случае определяется содержанием этих элементов в породе, характером парагенеза и термодинамическими условиями метаморфизма.

5. В докембрийских известняках и мраморах Патомского нагорья установлены содержания стронция, превышающие кларк для карбонатных пород этого возраста более чем в 100 раз.

ЛИТЕРАТУРА

1. В. В. Бурков, Е. К. Подпорина. Стронций.— Труды ИМГРЭ, 1962, вып. 12.
2. Б. В. Петров, В. А. Макрыгина. Прогрессивный зональный метаморфизм в Патомском нагорье.— Труды Ин-та геологии и геохронологии докембрия. Сб., посвящ. памяти Н. Г. Судовикова. Изд-во «Наука», 1968.
3. S. K. Sen. Some aspects of the distribution of barium, strontium, iron and titanium in plagioclase feldspars.— *J. Geol.*, **68**, 1960, No 6.
4. А. П. Виноградов, А. Б. Ронов, В. М. Ратинский. Эволюция химического состава карбонатных пород Русской платформы.— В кн. «Совещ. по осадочным породам», вып. I. Изд-во АН СССР, 1952.
5. У. А. Дир, Р. А. Хауи, Дж. Зусман. Породообразующие минералы. 5. Изд-во «Мир», 1966.
6. H. Kallweit. Mischkristalle des Systems $\text{CaCO}_3\text{—SrCO}_3$ mit der Emaniermethode untersucht.— *Zeit. Naturforsch.*, 1949, 4a, 140.
7. J. Tera da. Rhombohedral crystals of Ba—Ca and Sr—Ca double carbonates.— *J. Phys. Soc. Jap.*, 1952, 7.
8. W. Engelhardt. Die Geochimie des Barium.— *Chem. Erde*, 1936, **10**, H. 2.
9. А. С. Сергеев, В. П. Петров, В. А. Галибин, А. А. Предовский. Распределение элементов-примесей в ставролите и биотите из высокоглиноземистых сланцев Северного Приладожья.— В кн. «Вопросы минералогии и геохимии», 2. Изд-во ЛГУ, 1967.
10. G. W. de Vore. The role of adsorption in the fractionation and distribution of elements.— *J. Geol.*, 1955, **63**, No 2.
11. W. T. Harry, E. M. Patterson. Unusual dolomite from Portsoy, Banff.— *Mineral. Mag.*, 1949, **28**.
12. В. А. Макрыгина, Б. М. Шмакин. Применение геохимических методов при поисках скрытых месторождений мусковита.— Труды МГК, XXIII сессия, докл. сов. геологов, пробл. 6 и 13а. Изд-во «Наука», 1968.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ БАРИЯ И СТРОНЦИЯ В ГРАНИТОВИДНЫХ ПЕГМАТИТАХ МАМСКОГО СЛЮДОНОСНОГО РАЙОНА

В Мамском пегматитовом поясе широко распространены мелкозернистые пегматиты, слагающие мелкие и крупные пегматитовые тела или значительные их участки. Структура этих пегматитов гранитовая или гранобластовая, размер зерен не превышает в поперечнике 2 см. При первом детальном исследовании пегматитов Мамского района Н. В. Петровская [1] отнесла их к мелкозернистым пегматитам дографической фазы пегматитового процесса. П. Н. Сучков [2] называет такие пегматиты гранит-пегматитами. Мы вслед за И. Н. Тимофеевым [3] считаем более правильным называть их гранитовидными пегматитами.

Среди гранитовидных пегматитов выделяются две генетические разновидности: 1) метаморфические и 2) магматические [4].

Метаморфические пегматиты часто образуют согласные тела в различных гейсах и сланцах. Текстура пегматитов полосчатая. Минеральный состав: плагиоклаз ($Ап_{18-32}$) 55—65%, кварц 30—40%, биотит 0,5—5%, мусковит 0,5—5%, калиевый полевой шпат 0—3%. Как показано исследованиями И. Н. Тимофеева [3], минеральный состав гранитовидных пегматитов определяется составом вмещающих метаморфических пород. Образование этих пегматитов связано с процессом метаморфической дифференциации.

Магматические гранитовидные пегматиты слагают массивы сложной формы и жилы, пересекающие метаморфические породы и находящиеся в них метаморфические пегматиты. Текстура их массивная. В состав этих пегматитов входят калиевый полевой шпат (ортоклаз или микроклин) 10—32%, плагиоклаз ($Ап_{20-30}$) 38—55%, кварц 25—28%, биотит 1—5% и вторичный мусковит 0,5—4%. Гораздо меньше распространены «аплитоподобные» пегматиты, образующие маломощные тела. Они состоят из микроклина (15—30%), плагиоклаза $Ап_{9-22}$ (30—50%), кварца (23—31%), мусковита (2—5%) и граната (0,3—2%). Магматические гранитовидные пегматиты являются продуктами кристаллизации палингенной магмы. В них широко развит процесс послемагматического замещения, в котором выделяются две стадии: 1) микроклинизации и 2) кварц-мусковитового замещения. Микроклинизация происходит на ранней, более высокотем-

пературной стадии послемагматического замещения. Минеральный состав микроклинизированных пегматитов: промежуточный микроклин 42—46%, плагиоклаз ($Ап_{20-27}$) 23—32%, кварц 20—25%, биотит 3—4%, мусковит — 1%. Такие пегматиты встречаются редко; обычно в гранитовидных пегматитах проявлены и микроклинизация, и кварц-мусковитовое замещение. В процессе кварц-мусковитового замещения происходит гидролиз полевых шпатов и одновременно замещение биотита мусковитом. Степень проявления этого процесса различна. При наиболее интенсивном его проявлении в состав пегматитов входят микроклин 15—21%, плагиоклаз 30—34%, кварц 29—32%, мусковит 14—21%, биотит 0,6—1,3%, обычными акцессорными минералами являются апатит и монацит.

Распределение бария и стронция в горных породах и минералах определяется, во-первых, близостью по кристаллохимическим свойствам: бария к калию, а стронция к кальцию и калию [5—7], во-вторых, условиями образования пород и минералов. Целью настоящей работы являлось выяснение особенностей распределения бария и стронция в гранитовидных пегматитах различного генезиса.

Определение содержаний бария и стронция в породах и минералах выполнено количественным спектральным анализом по методике, применяемой в спектральной лаборатории Института геохимии СО АН СССР. Перед анализом пробы и эталоны разводили в отношении 1:1 угольным порошком, содержащим 0,5% $Со_2О_3$, и набивали в канал нижнего (анодного) электрода дуги. Канал имел диаметр 4 мм, глубину 3 мм и толщину стенок 0,5—0,7 мм. Источник возбуждения спектров — дуга постоянного тока; сила тока 16 а. Время экспозиции 1 мин при определении концентраций бария и стронция 0,0001—0,01% и 1,5 мин при концентрациях их выше 0,01%. Спектры проб и эталонов фотографировали в первом случае через трехступенчатый ослабитель в области спектра 4500—4700 Å на приборе ДФС-13 с решеткой 600 шт. на 1 мм в первом порядке; во втором случае — через гартмановскую диафрагму. Для регистрации спектров применяли спектральные пластинки типа II чувствительностью 10—12 ед. ГОСТ или микрочувствительностью 22 ед. ГОСТ.

Фотометрированию подвергались аналитические пары линий: Ва 3071,58 Å — Со 3168,06 Å; Ва 3071,58 Å — Со 2886,45 Å; Sr 3464,46 Å — Со 3168,06 Å; Sr 2931,83 Å — Со 2886,45 Å (при концентрациях 0,3% и выше) и Ва 4554,04 Å¹, Sr 4607,33 Å¹. Одновременно на микрофотометре МФ-2 измеряли степень почернения фона вблизи линий бария и стронция. После перехода от почернений к интенсивностям линий по данным, полученным для спектрограмм эталонов, строили градуировочный график $lg I_x/I_c = f(lg c)$, имеющий линейную форму. Концентрации бария

¹ В качестве внутреннего стандарта использовался фон.

и стронция в пробах находили с помощью графика по вычисленным для каждой спектрограммы значениям параметра $\lg I_x/I_c$, где I_x — интенсивность определяемого элемента, I_c — интенсивность линий кобальта.

В качестве эталонов использовали пробы с точно установленным содержанием определяемых элементов. При анализе различных пород и минералов подбирали комплекты эталонов, близкие по химическому составу к анализируемым пробам. Если это было невыполнимо, использовали метод добавок [8]. Воспроизводимость определения бария и стронция характеризуется коэффициентом вариации 10% для концентраций выше 0,001% и 20% для концентраций ниже 0,001%.

Определение содержания калия и рубидия выполнено в лаборатории фотометрии пламени, а Са — в лаборатории силикатного анализа Института геохимии СО АН СССР.

Количество бария и стронция в гранитовидных пегматитах различного генезиса варьирует в широких пределах. Как видно из табл. 1, концентрации бария и стронция в метаморфических пегматитах изменяются в зависимости от состава вмещающих метаморфических пород. В пегматитах, залегающих среди известково-силикатных пород и биотитовых гнейсов, содержание

Таблица 1

Содержание калия, кальция, бария и стронция в метаморфических пегматитах, залегающих в различных вмещающих породах (в %)

№ пробы	Вмещающие породы	K	Ca	Ba	Sr	Ba×100/K	Ba/Sr	Sr×100/Ca
6308	Биотитовые гнейсы с мусковитом	1,02	2,01	0,032	0,096	3,1	0,33	4,8
6603		1,47	1,72	0,050	0,063	3,4	0,80	3,7
7393		1,03	Не опр.	0,069	0,140	6,7	0,49	—
7323		0,74	2,23	0,040	0,060	5,4	0,82	2,7
7675		1,15	Не опр.	0,059	0,037	5,1	1,59	—
7053	Гранат-биотитовые гнейсы	0,76	2,25	0,070	0,049	9,2	1,44	3,1
7127		1,10	Не опр.	0,066	0,070	6,1	0,94	—
7184		0,94	2,02	0,063	0,076	6,7	0,83	3,7
7717		1,05	Не опр.	0,025	0,052	2,4	0,48	—
7724		0,62	2,40	0,055	0,046	8,9	1,22	1,9
7174	Дистен-гранат-двуслюдяные и гранат-двуслюдяные сланцы	0,92	2,55	0,070	0,041	7,6	1,71	1,6
7681		1,19	Не опр.	0,090	0,033	7,6	2,73	—
7705		1,25	1,93	0,090	0,030	7,2	3,00	1,6
7781		1,27	Не опр.	0,150	0,037	11,8	4,05	—
7416		0,75	Не опр.	0,050	0,030	6,7	1,52	—
6626	Известково-силикатная порода	0,88	2,16	0,025	0,120	2,8	0,21	5,6

бария ниже, а стронция значительно выше, чем в пегматитах, вмещающими породами для которых являются гранат-биотитовые гнейсы и дистен-гранат-двуслюдяные сланцы. Отношения Ba/K и Ba/Sr возрастают от первых пегматитов ко вторым, а отношение K/Sr несколько уменьшается.

Минералами-концентраторами бария в метаморфических пегматитах являются слюды, причем биотит в большей степени, чем мусковит (табл. 2). В слюдах содержится 50—80% бария, остальная его часть приходится на плагиоклаз. Стронций в этих пегматитах концентрируется в плагиоклазе, который содержит более 95% стронция породы.

Сравнение метаморфических пород и залегающих в них метаморфических пегматитов показывает, что последние значительно беднее барием и богаче стронцием (табл. 3). Отношения Ba/K и Sr/Ca возрастают, а отношение Ba/Sr значительно уменьшается в пегматитах по сравнению с вмещающими их метаморфическими породами. Обогащение пегматитов стронцием и понижение в них концентрации бария обусловлены главным образом тем, что в пегматитах гораздо выше содержание плагиоклаза, являющегося концентратором стронция, а количество слюд, в которых концентрируется барий, незначительно.

Среди магматических гранитоидных пегматитов по содержанию бария и стронция выделяются три группы (табл. 4). Первая группа, включающая ортоклазсодержащие пегматиты [9], характеризуется высокими концентрациями бария и стронция, значительно превышающими их кларки для кислых изверженных пород [10]. В пегматитах второй группы, калишпат которых является промежуточным, а иногда максимальным микроклином, количество этих элементов значительно ниже. В третьей группе, объединяющей «аплитоподобные» пегматиты, оно минимально. Отношения K/Rb, Ba/K, Ba/Rb и Sr/Ca понижаются от первой группы к третьей. В пегматитах всех трех групп отчетливо наблюдается концентрирование бария в калиевом полевоом шпате, что подтверждается и наиболее высоким отношением Ba/K в этом минерале (см. табл. 2). В плагиоклазе содержание бария низкое отдельные, более высокие цифры (пр. 7096), возможно, обусловлены незначительной примесью калиевого полевого шпата. Соотношение содержания бария в калиевом полевоом шпате и плагиоклазе близко к 40 для первых двух групп магматических пегматитов; в третьей оно снижается до 6—9. Содержание бария в калишпате также значительно выше, чем в слюдах.

При сравнении минералов из различных групп пегматитов магматического происхождения наблюдается понижение содержания бария в минералах от ортоклазовых к «аплитоподобным» пегматитам (см. табл. 2). Наиболее четко это видно на пример калиевого полевого шпата. Ортоклаз пегматитов первой группы содержит 0,96—2,65% бария; в микроклине пегматитов второй и третьей группы бария значительно меньше — 0,18—0,74%.

Таблица 2

Содержание бария и стронция в минералах метаморфических пород и гранитовидных пегматитов
(в %)

№ пробы	Плагиоклаз		Калиевый полевой шпат							Биотит				Мусковит			
	Ba	Sr	K	Rb	Ba	Sr	Ba×100/K	Ba/Rb	Ba/Sr	K	Ba	Sr	Ba×100 K	K	Ba	Sr	Ba×100/K
<i>Метаморфические породы</i>																	
6307	0,016	0,150	—	—	—	—	—	—	—	7,58	0,55	0,007	7,3	8,65	0,60	0,012	6,9
7173	0,018	0,083	—	—	—	—	—	—	—	7,80	0,39	0,013	5,0	8,70	0,17	0,012	2,0
7185	0,014	0,072	—	—	—	—	—	—	—	7,55	0,66	0,005	8,7	—	—	—	—
<i>Гранитовидные пегматиты метаморфического происхождения</i>																	
63 08	0,017	0,120	—	—	—	—	—	—	—	7,70	0,38	0,006	4,9	8,65	0,31	0,016	3,6
7174	0,020	0,079	—	—	—	—	—	—	—	7,08	0,56	0,003	7,9	8,60	0,52	0,006	6,0
7705	0,047	0,074	—	—	—	—	—	—	—	7,90	0,54	0,001	6,8	8,70	0,72	0,010	8,3
7184	0,050	0,115	—	—	—	—	—	—	—	7,80	0,29	0,001	3,7	—	—	—	—
7053	0,035	0,090	—	—	—	—	—	—	—	8,30	0,58	0,011	7,0	—	—	—	—
7724	0,042	0,096	—	—	—	—	—	—	—	8,30	He опр.	He опр.	—	—	—	—	—
<i>Неизменные магматические гранитовидные пегматиты: ортоклазсодержащие</i>																	
6358	0,064	0,400	10,50	0,026	2,65	0,120	25,2	101,9	22,1	7,50	0,96	0,009	12,8	8,20	0,85	0,018	10,4
7096	0,120	0,115	10,90	0,025	2,33	0,110	21,4	93,2	21,2	7,81	0,92	0,004	11,8	—	—	—	—
7530	0,042	0,086	11,50	0,045	1,45	0,072	12,6	32,2	20,1	7,50	0,55	0,001	7,3	—	—	—	—
7087	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	1,20	0,060	—	—	21,0	He опр.	He опр.	He опр.	—	—	—	—	—
7688	» »	» »	» »	» »	1,00	0,076	—	—	13,2	» »	» »	» »	—	—	—	—	—
7811	» »	» »	» »	» »	0,96	0,060	—	—	16,0	» »	» »	» »	—	—	—	—	—

Таблица 2 (окончание)

№ пробы	Плагиоклаз		Кальцевый полевой шпат						Биотит				Мусковит				
	Ba	Sr	K	Rb	Ba	Sr	Ba × 100/K	Ba/Rb	Ba/Sr	K	Ba	Sr	Ba × 100/K	K	Ba	Sr	Ba × 100/K
с микроклином																	
7583	0,012	0,060	11,60	0,040	0,48	0,066	4,1	12,0	7,3	7,20	0,10	0,008	1,4	—	—	—	—
6814	0,018	0,085	11,10	0,050	0,74	0,120	6,7	14,8	6,2	7,91	0,24	0,010	3,0	8,30	0,093	0,006	1,1
7407	0,049	0,022	Не опр.	Не опр.	0,37	0,035	—	—	10,6	8,02	0,16	0,001	2,0	—	—	—	—
«аплитоподобные»																	
7612	0,025	0,013	11,40	0,055	0,22	0,024	1,9	4,0	9,2	—	—	—	—	8,50	0,017	0,001	0,2
7337	0,028	0,018	Не опр.	Не опр.	0,18	0,032	—	—	5,6	—	—	—	—	8,65	0,018	0,001	0,2
<i>Магматические гранитовидные пегматиты с проявлением процессов постмагматического замещения</i>																	
микроклиннизации																	
7060	0,010	0,047	10,95	0,042	0,70	0,050	6,4	16,7	14,0	7,68	0,16	0,011	2,0	—	—	—	—
7200	0,042	0,047	11,30	0,045	0,35	0,043	3,1	7,8	8,1	8,90	0,23	0,011	2,6	—	—	—	—
микроклиннизации и кварц-мусковитового замещения																	
7555	0,007	0,046	12,00	0,056	0,26	0,062	2,2	4,6	4,2	7,15	0,17	0,011	2,4	8,95	0,060	0,012	0,7
7103	0,021	0,054	11,20	0,036	0,32	0,070	2,8	8,9	4,6	7,25	0,22	0,0096	3,0	8,65	0,100	0,012	1,2
7183	Не опр.	Не опр.	11,45	0,031	0,70	0,050	6,1	22,6	14,0	8,10	Не опр.	Не опр.	—	8,50	0,100	0,010	1,2

Примечание. Прерыв в графах содержания означает отсутствие минерала в породе.

Таблица 3

Содержание калия, кальция, бария и стронция в метаморфических породах и залегающих в них гранитовидных пегматитах метаморфического происхождения (в %)

№ пробы	Породы	K	Ca	Ba	Sr	Ba > 100/K	Ba/Sr	Sr × 100/Ca
6307	Биотитовый гнейс с мусковитом	4,01	1,34	0,049	0,021	1,2	2,3	1,6
6308	Пегматит	1,02	2,01	0,032	0,096	3,1	0,3	4,8
7321	Биотитовый гнейс с мусковитом	Не опр.	Не опр.	0,074	0,023	—	3,2	—
7323	Пегматит	0,74	2,23	0,049	0,060	6,6	0,8	2,7
7185	Гранат-биотитовый гнейс	2,91	2,72	0,180	0,040	6,2	4,5	1,5
7184	Пегматит	0,94	2,02	0,063	0,076	6,7	0,8	3,8
772)	Гранат-биотитовый сланец	5,07	2,30	0,300	0,034	5,9	8,8	1,4
7724	Пегматит	0,62	2,40	0,055	0,046	8,9	1,2	1,9
7173	Дистен-гранат-двуслюдяной сланец	4,55	1,27	0,150	0,013	2,9	11,5	1,0
7174	Пегматит	0,92	2,55	0,070	0,040	7,6	1,7	1,6

Стронций в магматических пегматитах концентрируется в плагиоклазе и калишпате, причем в обоих полевых шпатах ортоклазовых пегматитов он содержится в одинаковом количестве, а в пегматитах второй и третьей групп микроклин концентрирует стронций в большей степени, чем плагиоклаз, хотя ряд авторов считают последний лучшим концентратором этого элемента, чем калиевые полевые шпаты [11, 12]. Содержание стронция в слюдах, мусковите и особенно биотите, значительно ниже, чем в полевых шпатах.

Наши данные по соотношению содержаний стронция в калишпатах и плагиоклазе близки к цифрам, приводимым К. С. Хейером и С. Р. Тейлором [5], но не согласуются с выводом Т. Ф. Барта [13] о возрастании отношения $Sr_{\text{калишпата}}/Sr_{\text{плагиоклаза}}$ с увеличением температуры образования гранитных пород, так как последнее очень трудно предположить для гранитовидных пегматитов в той последовательности, в какой возрастает указанное отношение. Скорее, наоборот, ортоклазовые пегматиты первой группы являются наиболее высокотемпературными, а «аплитоподобные» пегматиты — самыми низкотемпературными образованиями. Наш фактический материал не соответствует также данным И. Офтедаля по пегматитам Норвегии [6], согласно которым

Таблица 4

Содержание калия, кальция, рубидия, бария и стронция в гранитовидных пегматитах магматического происхождения

(в %)

№ пробы	K	Ca	Rb	Ba	Sr	K/Rb	Ba×100/K	Ba/Rb	Ba/Sr	Sr×100/Ca
<i>Неизменные гранитовидные пегматиты</i>										
<i>Ортоклазовые</i>										
6215	3,08	1,13	0,0069	0,59	0,095	446	19,1	85,5	6,2	8,4
6358	3,80	0,99	0,0127	1,00	0,072	300	26,3	78,7	13,9	7,3
7096	3,90	1,59	0,0095	0,68	0,080	411	17,5	71,6	8,5	5,0
7674	3,87	He опр.	0,0136	0,52	0,060	285	13,4	38,2	8,7	—
7535	3,40	» »	0,0121	0,80	0,096	281	23,5	66,1	8,3	—
7530	2,82	1,50	0,0141	0,49	0,080	200	17,4	34,8	6,1	5,3
7576	3,32	He опр.	0,0190	0,67	0,110	175	20,2	35,3	6,1	—
7608	3,57	» »	0,0141	0,29	0,076	253	8,1	20,6	3,8	—
6082	2,55	1,11	He опр.	0,32	0,091	—	12,5	—	3,5	8,2
<i>Микроклиновые</i>										
6814	1,28	2,07	0,0057	0,069	0,045	225	5,4	12,1	1,5	2,2
7407	3,34	1,34	0,0172	0,080	0,017	194	2,4	4,6	4,4	1,3
7583	2,15	1,75	0,0088	0,130	0,032	244	6,0	14,8	4,1	1,8
7500	2,31	He опр.	0,0070	0,094	0,078	339	4,1	13,4	1,2	—
7702	2,30	» »	0,0060	0,096	0,036	217	7,4	16,0	2,7	—
<i>«Дилитоподобные»</i>										
7692	2,31	1,30	0,0105	0,011	0,011	220	0,5	1,0	1,0	0,9
7612	4,75	1,40	0,0213	0,056	0,022	226	1,2	2,6	2,5	1,6
7337	3,93	He опр.	0,0143	0,037	0,030	274	0,9	2,6	1,2	—

*Гранитовидные пегматиты с проявлением процессов послемагматического замещения:**Микроклинизации*

7060	5,86	1,09	0,0188	0,27	0,045	312	4,6	14,4	6,0	4,1
7200	5,81	0,73	0,0175	0,21	0,035	332	3,4	11,4	5,7	4,8
7081	5,17	1,44	0,0192	0,17	0,028	269	3,3	8,9	6,1	2,0

Микроклинизации и кварц-мусковитового замещения

7729	5,32	He опр.	0,0184	0,330	0,045	289	6,2	17,9	7,3	—
7581	5,00	» »	0,0155	0,190	0,032	323	3,8	12,3	5,9	—
7070	4,47	0,97	0,0177	0,080	0,022	253	1,8	4,3	3,6	2,2
7103	4,71	1,56	0,0200	0,080	0,030	236	1,7	4,0	2,7	1,9
7555	4,80	1,57	0,0210	0,067	0,025	229	1,4	3,2	2,2	1,6
7183	5,22	1,24	0,0226	0,160	0,031	231	3,1	7,1	5,2	2,5
7683	4,37	1,10	0,0200	0,140	0,030	219	3,2	7,0	4,7	2,7
7150	4,72	He опр.	0,0195	0,087	0,015	247	1,8	4,5	5,8	—
7684	4,70	» »	0,0160	0,100	0,023	294	2,1	6,3	4,3	—

отношение $Sr_{\text{плагноклаза}}/Sr_{\text{микроклина}}$ близко к отношению $Ba_{\text{микроклина}}/Ba_{\text{плагноклаза}}$.

Отношения Ba/K , Ba/Rb , Ba/Sr и Sr/Ca в гранитовидных пегматитах магматического происхождения понижаются от первой группы к третьей, как и отношение K/Rb (см. табл. 4). Понижение отношений Ba/K , Ba/Rb и Ba/Sr характерно и для калиевых полевых шпатов тех же пегматитов (см. табл. 2). Особенно важно отметить характер поведения последних двух отношений, поскольку С. Р. Тейлор и К. С. Хейер [14] считают такое изменение Ba/Rb в калишпатах геохимическим индикатором процесса магматической дифференциации, предполагая, что барий и рубидий образуют в калиевом полевом шпате связи почти одинакового ионного характера. Но барий, обладающий двойным зарядом, захватывается по принципу энергетической экономии в более ранние продукты дифференциации магмы, а рубидий, имеющий больший, чем у калия, размер иона, обогащает ее поздние фракции. Понижение отношения Ba/Sr в калишпатах эти исследователи также считают следствием магматической дифференциации в процессе формирования гранитоидов.

Таким образом, наблюдаемые различия между калишпатами трех групп магматических пегматитов, возможно, обусловлены дифференциацией палингенной магмы в процессе формирования гранитовидных пегматитов. Однако понижение отношения Sr/Ca в гранитовидных пегматитах от первой группы к третьей необычно для процесса магматической дифференциации. Как правило, Sr/Ca возрастает в более поздних продуктах кристаллизации магмы [7, 15].

Сравнение приведенных выше данных по содержаниям рубидия, бария и стронция в гранитовидных пегматитах и их калишпатах с концентрациями этих элементов в мелкозернистых пегматитах и калишпатах графических зон зональных пегматитовых тел с промышленным ослюдением (табл. 5) показывает, что по отношениям K/Rb , Ba/K , Ba/Rb и Ba/Sr последние близки к магматическим гранитовидным пегматитам второй группы.

Минералом-носителем бария в гранитовидных пегматитах магматического происхождения является калиевый полевой шпат; в нем 90—95% бария породы. Большая часть стронция этих пегматитов находится в плагноклазе, поскольку количество последнего в породе обычно выше, чем калишпата. Содержание стронция в слюдах низко, и они практически не влияют на количество стронция в породе.

Поведение бария и стронция в процессах послемагматического замещения гранитовидных пегматитов различно. Микроклиннизация пегматитов сопровождается привнесением бария (см. табл. 4). Это обусловлено увеличением количества микроклина, замещающего плагноклаз. Концентрации бария в самом микроклине остаются на том же уровне. Содержание стронция в пегматитах при микроклиннизации существенно не изменяется, поскольку он рас-

Таблица 5

Содержание калия, рубидия, бария и стронция в мелкозернистых пегматитах и калишпатах графических зон зональных пегматитовых тел

(в %)

Проба	Зона пегматитовых тел	Анализируемый материал	K	Rb	Ba	Sr	K/Rb	Ba×100/K	Ba/Rb	Ba/Sr
7694	Мелкозернистая	Пегматит	3,12	0,0109	0,20	0,039	286	6,4	18,3	5,1
7361	То же	»	4,68	0,0226	0,12	0,024	176	2,6	4,5	5,0
Среднее	Графическая	Калиевые полевые шпаты	9,45	0,0320	0,40	0,051	295	4,2	12,8	7,8

пределен почти равномерно между плагиоклазом и микроклином. Однако концентрации его в полевых шпатах здесь несколько ниже, чем в полевых шпатах незамещенных пегматитов. Вынос кальция в процессе замещения плагиоклаза микроклином сопровождается сменой элемента-«хозяина» и минерала-носителя стронция. Если в магматических незамещенных пегматитах главным минералом-носителем стронция является плагиоклаз, в структуру которого стронций входит изоморфно к кальцию, то в микроклинизированных пегматитах большая часть стронция породы входит в микроклин, где стронций изоморфен с калием. В связи с этим в замещенных пегматитах возрастает отношение Sr/Ca. Отношения K/Rb и Ba/Sr в них также выше, чем в магматических пегматитах второй группы, а Ba/Rb и Ba/K отношения в сравниваемых пегматитах одинаковы.

В процессе кварц-мусковитового замещения наблюдается вынос и бария, и стронция, так что в наиболее интенсивно замещенных пегматитах их содержание минимально. Понижение концентрации бария в пегматитах с кварц-мусковитовым агрегатом происходит в основном за счет разрушения большого количества калишпата. Существенного понижения содержания бария в самом микроклине не наблюдается. Стронций в этих пегматитах концентрируется в большей степени в микроклине, чем в плагиоклазе. Содержание его в последнем остается на том же уровне, что и в плагиоклазе микроклинизированных пегматитов, а в микроклине оно несколько выше. Как и для бария, понижение концентрации стронция в пегматитах с интенсивным кварц-мусковитовым замещением связано с уменьшением в них количества полевых шпатов.

Отношения Ba/K, Ba/Sr, Ba/Rb и Sr/Ca в этих пегматитах понижаются тем сильнее, чем интенсивнее проявлен процесс кварц-

мусковитового замещения. Они показывают, что при кварц-мусковитовом замещении полевых шпатов барий выносится в большей степени, чем калий и стронций. Количество рубидия и кальция в породе остаются постоянными.

Как и в пегматитах, не затронутых послемагматическим замещением, концентратом и носителем бария в пегматитах с кварц-мусковитовым агрегатом является микроклин. В нем содержится 70—90% бария породы; остальные 10—25% бария приходится в основном на мусковит. Концентраторами и носителями стронция в этих пегматитах являются оба полевых шпата, в которых находится более 90% стронция породы.

Выводы

1. Содержание бария и стронция в метаморфических пегматитах изменяется в зависимости от состава вмещающих метаморфических пород. Концентраторами и носителями бария в этих пегматитах являются слюды, а стронция — плагноклаз.

2. В процессе образования метаморфических пегматитов из различных гнейсов и сланцев происходит обогащение пегматитов стронцием и обеднение барием.

3. В гранитовидных пегматитах магматического происхождения по содержанию бария и стронция выделяются три группы. В первой из них, включающей ортоклазовые пегматиты, содержание бария и стронция максимально и значительно превышает их кларки для кислых изверженных пород. В пегматитах второй и третьей групп, калишпат которых является микроклином, количество стронция и особенно бария значительно ниже. Отношения Ba/K , Ba/Rb и Ba/Sr в пегматитах и калиевых полевых шпатах понижаются от первой группы к третьей.

4. Минералом-концентратом и носителем бария в магматических гранитовидных пегматитах является калиевый полевой шпат. Стронций концентрируется в обоих полевых шпатах. В них содержится более 90% стронция породы.

5. В процессе послемагматического замещения гранитовидных пегматитов микроклинизация сопровождается привнесом бария при постоянном количестве стронция; последующее кварц-мусковитовое замещение приводит к выносу и стронция, и бария, причем последнего в большей степени. Изменение концентраций бария и стронция в процессах послемагматического замещения пегматитов обусловлено в основном изменением количества полевых шпатов в этих породах. Содержание элементов в минералах изменяется незначительно.

6. В пегматитах, подвергшихся процессам послемагматического замещения, барий концентрируется в микроклине, а стронций — в обоих полевых шпатах. Минералы-концентраты этих элементов являются и их носителями.

ЛИТЕРАТУРА

1. Н. В. Петровская. Пегматиты Мамско-Витимского слюдоносного района.— В сб. «Пегматиты СССР», III. Изд-во АН СССР, 1941.
2. П. Н. Сучков. К вопросу о слюдоносности мамских пегматитовых полей.— В сб. «Минеральное сырье», 1961, вып. 2.
3. Н. Н. Тимофеев. Особенности переработки вмещающих пород на ранних этапах пегматитового процесса.— В сб. «Геология месторождений редких элементов», вып. 7. М., 1960.
4. Б. М. Шмакин. Гетерогенность и конвергентность в мусковитовых пегматитах (на примере Мамского района).— Изв. АН СССР, серия геол., 1967, № 7.
5. K. S. Heier, S. R. Taylor. Distribution of Ca, Sr and Ba in Southern Norwegian pre-Cambrian alkali feldspars.— *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1959, 17, No 3—4.
6. I. Oftedal. Remarks on the variable contents of Ba and Sr in microcline from a single pegmatite body.— *Norsk. geol. tidsskr.*, 1961, 41, No 2—4.
7. К. К. Турекьян, Дж. Калп. Геохимия стронция.— В сб. «Геохимия редких элементов». ИЛ, 1959.
8. Я. Д. Райхбаум, Е. С. Костюкова. Использование метода добавок при спектральном анализе руд на индий и германий.— *Зав. лаб.*, 1959, № 8.
9. В. М. Макагон, Б. М. Шмакин. Триклинность калиевых полевых шпатов из мусковитовых пегматитов и содержание в них бария.— *Записки Всес. мин. об-ва*, 1970, ч. 99, вып. 4.
10. А. П. Виноградов. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— *Геохимия*, 1962, № 7.
11. A. Hall. The distribution of some major and trace elements in feldspars from Rosses and Aldara granite complexes, Donegal, Ireland.— *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1967, 31, No. 5.
12. S. K. Sen. Some aspects of the distribution of barium, strontium, iron and titanium in plagioclase feldspars.— *J. Geol.*, 1960, 68, No. 6.
13. Т. Ф. Барт. Измерения палеотемператур гранитоидных пород. Изд-во АН СССР, 1962.
14. С. Р. Тейлор, К. С. Хейер. Петрологическое значение изменения содержания элементов-примесей в щелочных полевых шпатах.— *Труды МГК*, XXI сессия, вып. 2. М., ИЛ, 1963.
15. В. В. Могаровский, А. К. Мельниченко. Геохимия стронция в верхнепалеозойских гранитоидах Южного Гиссара (Таджикистан).— *Геохимия*, 1967, № 9.

СТРОНЦИЙ И БАРИЙ В ПЛАГИОКЛАЗАХ МУСКОВИТОВЫХ ПЕГМАТИТОВ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Геохимические исследования мусковитовых пегматитов начались с изучения поведения щелочных элементов в пегматитовом процессе [1, 2]. В дальнейшем было установлено, что большой интерес представляют также двухвалентные элементы-примеси: Pb, Be, Sr, Ba [3—5]. Настоящая статья посвящена характеристике распределения Sr и Ba в различных возрастных генерациях плагиноклаза, одного из главных минералов мусковитовых пегматитов двух слюдоносных районов Восточной Сибири: Мамского и Гутаро-Бирюсинского.

Становление пегматитов происходит в два этапа: магматический и послемагматический. Последовательность послемагматического минералообразования в изученных пегматитах связана с волнообразным изменением кислотности растворов [5]. На основании этого выделены следующие стадии преобразования пегматитовых тел: ранняя щелочная (образуется биотит и микроклин вместо плагиноклаза), возрастания кислотности (зоны кварц-мусковитового замещения), максимальной кислотности (зоны кварцевого замещения), поздняя щелочная (зоны альбитизации).

Плагиноклаз первой генерации (плагиноклаз I) входит в состав первичных структурных разновидностей пегматитов. Он образуется при кристаллизации расплава в пегматитах магматического генезиса или при дифференциации и перекристаллизации плагиноклаза вмещающих гнейсов в пегматитах метаморфического генезиса. В тех и других пегматитах плагиноклаз I содержит от 20 до 30% (в среднем 25%) анортитовой составляющей.

Особое место занимают тонкографические сростания плагиноклаза с кварцем. Они образовались явно раньше начала процесса кварц-мусковитового замещения, во время которого подвергаются перекристаллизации. Однако эти сростания резко различаются по структуре и составу от других пород первичных структурных зон. Судя по постоянной ассоциации с мелкими лейстами биотита, тонкографические сростания плагиноклаза с кварцем образуются в раннюю щелочную стадию послемагматического процесса [5].

Плагноклаз второй генерации (плагноклаз II) входит в состав зон кварц-мусковитового замещения, образующихся как в первично-магматических, так и в первично-метаморфических пегматитах при воздействии гидротермальных растворов. В этих зонах происходит замещение микроклина плагноклазом и перекристаллизация плагноклаза I. В обоих случаях плагноклаз II содержит, как правило, от 15 до 25% (в среднем 20%) анортитовой составляющей.

В части слюдоносных жил, кроме кварц-мусковитового замещения, проявляется более позднее — кварцевое. При этом образуется плагноклаз III, крупные кристаллы которого окаймляют блоки кварца. Состав плагноклаза III наиболее изменчив: от № 8 до № 23, но преобладают разности с 10—16% анортитовой составляющей.

Наконец, в отдельных пегматитовых жилах Мамского района встречаются зоны альбитизации (плагноклаз IV), содержащие берилл колумбит, и зоны растворения с друзами альбита и горного хрусталя. Плагноклаз IV представлен чистым альбитом, содержащим не более 5% анортитового минерала.

Определение Na, Ca и Sr выполнено методом фотометрии пламени с использованием аппаратуры ИСП-51 ФЭП-1. Измерение интенсивности эмиссии Na производилось по линии 589,0 нм, Ca — по линии 422,7 нм, Sr — по линии 460,7 нм. Плавку плагноклаза 0,5 г разлагали смесью плавиковой и хлорной кислот по общепринятой методике. Содержание Na определялось из аликвотной части. При определении Ca в качестве буферного раствора применялся $SrCl_2$ и, наоборот, при определении Sr — $CaCl_2$. Количество введенных буферных растворов составляло 5 мг/мл. Использование буферного раствора не устранило полностью влияния алюминия и железа. Поэтому все определения Ca и Sr произведены методом внутренних добавок.

Барий определяли путем количественного спектрального анализа по методике, применяемой в Институте геохимии СО АН СССР.

Состав плагноклаза был установлен как оптическими методами, так и по отношению Ca:Na. В большинстве случаев сходимость была хорошей. При расхождении результатов предпочтение отдавалось химическому методу. Всего изучено более 50 образцов плагноклаза по каждому из районов. Полученные данные сведены в табл. 1.

Средние содержания Sr и Ba в плагноклазах мусковитовых пегматитов двух районов оказались близкими и составляют 0,079 и 0,0069%. В обоих районах сходны и особенности распределения Sr и Ba по отдельным генерациям (см. рисунок). Максимальные концентрации Sr и Ba (0,150 и 0,0140%) фиксируются в плагноклазе I. В плагноклазе II содержание Sr колеблется от 0,030 до 0,090% и Ba — от 0,0020 до 0,0090%. Содержание Sr и Ba в плагноклазе III ближе к нижнему пределу содержаний этих

Таблица 1

Средние содержания кальция, стронция и бария в плагиоклазах из пегматитов Мамского (М) и Гутаро-Бирюсинского (Г) районов (вес. %)

Генерация плагиоклаза	Район	Кол-во проб	% An	Ca	Sr	Ba	Ca/Sr	Ca/Ba	Sr/Ba
I. Плагиоклаз первичных структурных зон	М	20	26	3,72	0,120	0,0120	31,0	310	10,0
	Г	10	24	3,43	0,140	0,0120	24,5	286	11,9
II. Плагиоклаз зон кварц-мусковитового замещения	М	27	19	2,72	0,060	0,0056	45,3	486	10,7
	Г	32	21	3,00	0,065	0,0060	46,1	500	10,8
III. Плагиоклаз зон кварцевого замещения	М	8	11	1,57	0,044	0,0030	35,7	523	14,6
	Г	12	16	2,29	0,052	0,0024	44,0	955	21,6

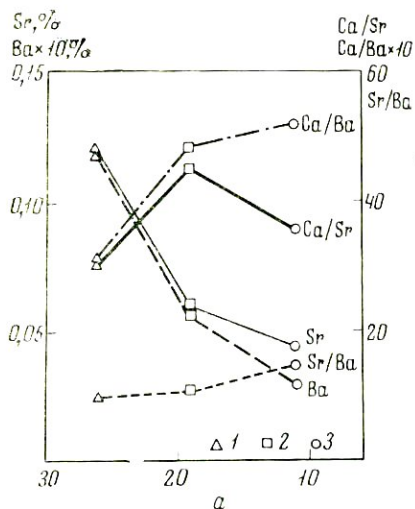
элементов в плагиоклазе II. Характерно, что внутри выделенных генераций плагиоклаза наблюдается значительный разброс содержаний. Пределы колебаний, свойственные одной генерации, нередко перекрываются таковыми следующей генерации. Однако общая тенденция к уменьшению содержаний Sr и Ba и увеличению Ca : Ba и Sr : Ba отношений от ранних генераций к поздним в большинстве случаев сохраняется. Отношение Ca : Sr максимально в плагиоклазе II. Особенно четкую картину дает сравнение цифр, относящихся к образцам плагиоклаза нескольких генераций, взятых из одной пегматитовой жилы (табл. 2 и 3).

Главной причиной отклонений от средних содержаний, свойственных плагиоклазу I, является различие в составе вмещающих пород. Наиболее резко выделяются высокими содержаниями Ca плагиоклазы из жил, залегающих в ортогнейсах и других меланократовых породах (г. Дистеновый, К.— см. табл. 2). Содержания Sr и Ba в них, наоборот, понижены по сравнению со средними. Своеобразие типа жил сказывается на содержаниях Ca, Sr и Ba в плагиоклазах всех генераций. Так, в жилах с проявлением минерализации поздней щелочной стадии и отсутствием четко выраженных первичных структурных зон для плагиоклазов характерны пониженные содержания Ca, Sr и Ba (ж. 117, С. и ж. 138, Ма). Наиболее полно дифференцированные жилы существенно микроклинового состава резко выделяются на общем фоне низкими содержаниями Sr и Ba и максимальной величиной Ca : Ba отношения в плагиоклазах II и III (ж. 1 и 6, Н. II; ж. Я. в 2 км от устья). Немаловажной причиной отклонений отдельных результатов от средних является неполнота метасоматического

преобразования. По-видимому, макрокомпонент оказывается иногда более «инертным» по сравнению с элементами-примесями, и при недостаточной интенсивности метасоматической переработки в таких зонах плагиоклаз II (иногда III) сохраняет основной состав, но содержания Sr и Ba в них понижаются (ж. 20, ВР.; ж. 84 С. и др.). Примечателен и тот факт, что в жилах с проявлением обильной апатитовой минерализации для плагиоклаза II характерны повышенные содержания Sr и Ba (ж. 3, 4 и 31, Т.).

Плагиоклаз тонкографических структур в пегматитах того и другого района отличается низкими содержаниями Ca и Sr (2,17 и 0,032%) при довольно высоких содержаниях Ba (0,0071%).

Величины индикаторных отношений Ca : Sr, Ca : Ba и Sr : Ba в плагиоклазе I колеблются в незначительных пределах, не считая жил г. Дистенового, К. (см. табл. 2) ввиду специфичности вмещающих пород. В плагиоклазе II и III для этих отношений характерен больший разброс значений соответственно: от 12 до 110, от 238 до 2025 и от 5 до 39. Отношение Ca : Ba более устойчиво внутри каждой из генераций, но при переходе от ранних генераций к последующим неуклонно возрастает. По-видимому увеличение дисперсии величин индикаторных отношений с углублением метасоматической проработки жил следует считать естественным.



Изменение содержаний Sr и Ba и индикаторных отношений в генерациях плагиоклаза мусковитовых пегматитов Мамского района (а) и Гутаро-Бирусинского района (б)

1 — плагиоклаз I; 2 — плагиоклаз II; 3 — плагиоклаз III

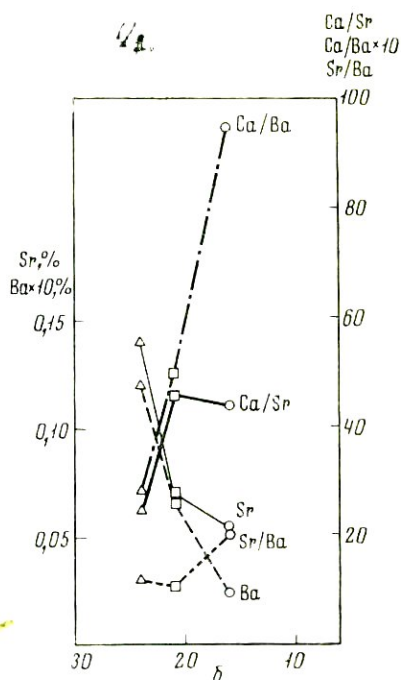


Таблица 2

Содержания кальция, стронция и бария
в отдельных образцах плагиноклаза из пегматитов Мамского района
(в вес.%)

Место взятия образца	% Ап	Са	Ст	Ва	Са/Ст	Са/Ва	Ст/Ва
Плагиноклаз I (первичные структуры)							
Ж. 142, М.	28	4,00	0,120	0,0140	33,3	285,7	8,6
Ж. 142, М.	29	4,16	0,140	0,0120	29,6	345,8	11,7
Ж. 362, М.	30	4,29	0,110	0,0100	39,0	429,0	11,0
Ж. 362, М.	28	4,00	0,087	0,0140	45,9	285,7	6,2
Ж. 362, М.	23	3,29	0,080	0,0120	41,1	274,1	6,6
Ж. 118, К.	24	3,43	0,100	0,0100	34,3	343,0	10,0
Ж. 2, К.	26	3,72	0,104	0,0110	35,7	338,1	9,4
Г. Дистеновый, К.	33	4,72	0,056	0,0053	84,0	890,5	10,6
То же	36	5,15	0,052	0,0047	99,0	1095,7	11,1
» »	30	4,29	0,052	0,0056	82,5	766,0	9,3
Ж. 50, С.	28	4,00	0,144	0,0140	27,7	285,7	10,3
Ж. 87, С.	27	3,86	0,130	0,0110	29,7	350,9	11,8
Ж. 53, С.	27	3,86	0,104	0,0100	37,1	386,0	10,4
Ж. 1, СК.	24	3,43	0,104	0,0120	32,9	285,8	8,7
Ж. 1, СК.	26	3,72	0,144	0,0100	25,8	372,0	14,4
Г. Поворожный, Сл.	25	3,57	0,128	0,0100	27,9	357,0	12,8
Ж. 3, Сл.	23	3,29	0,090	0,0083	36,5	396,4	10,8
Ж. 1, Сл.	27	3,86	0,148	0,0098	26,1	393,9	15,1
Ж. 2, Сл.	27	3,86	0,120	0,0110	32,2	350,9	10,9
Плагиноклаз II (зоны кварц-мусковитового замещения)							
Ж. 142, М.	16	2,29	0,057	0,0050	40,2	458,0	11,4
Ж. 362, М.	14	2,00	0,048	0,0047	41,6	425,5	10,2
Ж. 289, М.	28	4,00	0,075	0,0065	53,3	615,3	11,5
Ж. 366, М.	26	3,72	0,070	0,0081	53,1	459,3	8,6
Ж. 369, М.	20	2,86	0,050	0,0074	57,2	386,5	6,7
Г. Горелый, К.	13	1,86	0,060	0,0075	31,0	248,0	8,0
Ж. 15, К.	24	3,43	0,044	0,0059	77,9	581,3	7,4
Ж. 118, К.	17	2,43	0,060	0,0080	40,5	303,7	7,5
Ж. 2, К.	21	3,00	0,092	0,0077	32,6	389,6	11,9
Ж. 50, С.	27	3,86	0,068	0,0049	56,7	787,7	13,9
То же	24	3,43	0,065	0,0053	52,7	647,2	12,3
Ж. 84, С.	26	3,72	0,065	0,0041	57,2	907,3	15,8
То же	25	3,57	0,065	0,0037	54,9	964,8	17,6
Ж. 87, С.	19	2,72	0,032	0,0021	85,0	1295,1	15,2
Ж. 117, С.	14	2,00	0,050	0,0024	40,0	833,3	20,0
То же	13	1,86	0,030	0,0016	62,0	1162,5	20,0
Ж. 138, Ма.	15	2,14	0,051	0,0037	41,9	578,4	13,8
Ж. 53, Ч.	16	2,29	0,060	0,0060	38,2	381,6	10,0
Ж. 138, Ч.	15	2,14	0,081	0,0090	26,4	237,7	9,0
Ж. 3, Сл.	19	2,72	0,081	0,0053	33,6	513,2	15,3
Ж. 2, Сл.	23	3,29	0,090	0,0087	36,5	378,1	10,3

Таблица 2 (окончание)

Место взятия образца	% Ap	Ca	Sr	Ba	Ca/Sr	Ca/Ba	Sr/Ba
Плагиоклаз III (зоны кварцевого замещения)							
Ж. 362, М.	10	1,43	0,048	0,0040	29,8	357,5	12,0
Ж. 84, С.	23	3,29	0,064	0,0029	51,4	1134,5	22,1
Ж. 117, С.	16	2,29	0,012	0,0029	19,1	789,6	4,1
То же	10	1,43	0,030	0,0040	47,6	357,5	7,5
Ж. 138, Ма.	10	1,43	0,017	0,0029	84,1	493,1	5,9
То же	10	1,43	0,013	0,0029	110,0	493,1	6,5
Ж. 138, Ч.	12	1,72	0,090	0,0071	19,1	242,2	12,7
Ж. 3, Сл.	8	1,14	0,015	0,0027	76,0	422,2	5,5
То же	8	1,14	0,012	0,0025	95,0	456,0	4,8
Плагиоклаз IV (альбит поздних зон растворения)							
Ж. 138, Ма.	2	н. о.	ч. о.	0,0009	—	—	—
То же	2	н. о.	н. о.	0,0009	—	—	—

Примечание. В этой и следующей таблице в графе «Место взятия образца» приведены номер жилы или название гольца и обозначение месторождения, рудопроявления, места: ВР₄—Верхне-Решетское, К₄—Кочектинское, Ма.—Максимихинское, М.—Мочникитское, Н. I—Неройское I, Н. II—Неройское II, Сл.—Слюдянкинское, С.—Согдиондонское, СК.—Старо-Камнижское, Ст.—Студенческое, Т.—Тепсинское, Тр.—Трудовое, Ч.—Чуйское, Я.—устье р. Яндарма.

Обсуждение результатов

Сравнение содержаний изученных элементов в плагиоклазах из пегматитов двух мусковитоносных районов показывает по существу идентичность составов для всех генераций плагиоклаза и одинаковый характер изменений содержаний Ca, Sr и Ba от одной генерации плагиоклаза к другой. Это еще раз подчеркивает геохимическую близость двух районов, отмечавшуюся ранее [6] на основе изучения минерального состава и степени метаморфизма пород, типов пегматитовых жил и последовательности минералообразования.

Средние цифры показывают последовательное снижение концентраций Ca, Sr и Ba от плагиоклаза I к плагиоклазу III. Как указывалось выше, резкое уменьшение содержаний примесей Sr и Ba в плагиоклазе II по сравнению с плагиоклазом I связано не только с изменением состава плагиоклаза, так как одновременно в 1,5—2 раза увеличиваются отношения Ca: Sr и Ca: Ba. Поскольку плагиоклаз II образуется на послемагматическом этапе, уменьшение содержаний элементов-примесей по сравнению с элементом-хозяином вызвано, возможно, снижением изоморфной

Таблица 3

Содержания кальция, стронция и бария в отдельных образцах плагиоклаза из пегматитов Гугаро-Бирюсинского района
(в вес.%)

Место взятия образца	% An	Ca	Sr	Ba	Ca/Sr	Ca/Ba	Sr/Ba
Плагиоклаз I (первичные структуры)							
Ж. 4. Т.	28	4,01	0,144	0,0120	27,8	334,0	12,0
Ж. 38. Т.	21	3,00	0,143	0,0140	20,9	214,2	10,2
Ж. 38. Т.	23	3,29	0,135	0,0087	24,4	378,2	15,5
Ж. 38. Т.	23	3,29	0,140	0,0140	23,5	235,0	10,0
Плагиоклаз II (зоны кварц-мусковитового замещения)							
Ж. 3. Т.	21	3,00	0,104	0,0120	28,8	250,0	8,7
Ж. 3. Т.	21	3,00	0,108	0,0120	27,8	250,0	9,0
Ж. 3. Т.	20	2,86	0,144	0,0120	19,8	238,3	12,0
Ж. 4. Т.	25	3,57	0,104	0,0100	34,3	357,0	10,4
Ж. 4. Т.	25	3,57	0,104	0,0120	34,3	297,5	8,7
Ж. 38. Т.	24	3,43	0,084	0,0074	40,8	463,5	11,4
Ж. 38. Т.	20	2,86	0,084	0,0050	34,0	572,0	16,8
Ж. 38. Т.	16	2,29	0,080	0,0060	28,6	381,6	13,3
Ж. 38. Т.	20	2,86	0,078	0,0078	36,6	366,6	10,0
Ж. 31. Т.	21	3,00	0,050	0,0100	60,0	300,0	5,0
Ж. 31. Т.	20	2,86	0,088	0,0090	32,5	317,7	9,7
Ж. 31. Т.	22	3,15	0,050	0,0100	63,0	315,0	5,0
Ж. 31. Т.	18	2,57	0,060	0,0097	43,0	264,9	6,0
Ж. 31. Т.	25	3,57	0,096	0,0078	37,2	457,6	12,0
Ж. 31. Т.	25	3,57	0,112	0,0054	31,9	661,1	20,7
Ж. 31. Т.	26	3,72	0,098	0,0061	37,9	609,8	16,3
Ж. 31. Т.	24	3,43	0,100	0,0070	34,3	490,0	14,3
Ж. 100. Т.	20	2,86	0,033	0,0041	86,6	697,5	8,2
Ж. 100. Т.	19	2,72	0,062	0,0050	43,9	544,0	12,4
Ж. 20. ВР.	27	3,86	0,058	0,0047	66,5	821,2	12,3
Ж. 20. ВР.	28	4,01	0,070	0,0038	57,3	1055,3	18,4
Ж. 1. Ст.	24	3,43	0,064	0,0085	53,6	403,5	7,5
Ж. 1. Н. II	24	3,43	0,062	0,0039	55,3	1143,3	20,6
Ж. 1. Н. II	26	3,72	0,050	0,0033	74,4	1127,2	15,2
Ж. 6. Н. II	24	3,43	0,032	0,0035	107,2	980,0	9,1
Ж. (в 2 км от устья)	19	2,72	0,036	0,0029	75,5	937,9	12,4
Плагиоклаз III (зоны кварцевого замещения)							
Ж. 38. Т.	10	1,43	0,080	0,0034	17,8	420,5	23,5
Ж. 31. Т.	20	2,86	0,080	0,0037	35,7	772,9	20,0
Ж. 31. Т.	18	2,57	0,104	0,0041	24,7	626,8	26,0
Ж. 31. Т.	21	3,00	0,128	0,0033	23,4	909,1	38,8
Ж. 100. Т.	18	2,57	0,054	0,0037	47,6	694,6	14,6
Ж. 100. Т.	19	2,72	0,080	0,0044	34,0	618,2	18,2

Таблица 3 (продолжение)

Место взятия образца	% Ап	Са	Sr	Ва	Ca/Sr	Ca/Ba	Sr/Ba
Ж., Н I (в 5 км к юго-востоку)	10	1,43	0,058	0,0027	24,6	529,6	21,5
Ж. 20, ВР.	16	2,29	0,060	0,0047	12,8	487,2	38,2
Ж. 1, Ст.	19	2,72	0,050	0,0032	54,4	850,0	15,6
Ж. 1, Н. II	17	2,43	0,028	0,0012	86,8	2025,0	23,3
Ж. 1, Н. II	18	2,57	0,038	0,0012	67,6	2141,6	31,6
Ж. 6, Н. II	11	1,57	0,018	0,0015	87,2	1046,6	12,0
Ж. 1, Тр.	14	2,00	0,020	0,0010	100,0	2000,0	20,0
Ж. Я. (в 2 км от устья)	12	1,72	0,018	0,0009	95,5	1911,1	20,0

Примечание. Объяснение графы «Место взятия образца» см. в примечании к табл. 2.

емкости минерала, кристаллизующегося из растворов, в отличие от того же минерала магматического или метаморфического происхождения. Характерно, что Sr и Ва ведут себя здесь примерно одинаково, их содержания как в плагиоклазе I, так и в плагиоклазе II различаются примерно на порядок.

Сравнение плагиоклаза II и плагиоклаза III, образовавшихся при последовательном росте кислотности послемагматического процесса [5], обнаруживает иную картину. Уменьшение содержаний Са сопровождается примерно параллельным уменьшением содержаний Sr. Концентрации более щелочного Ва снижаются в большей степени (см. рисунок), что приводит к возрастанию отношений Са:Ва и Sr:Ва в плагиоклазе III в 1,5—2 раза (см. табл. 3). Таким образом, на послемагматическом этапе два элемента с различной основностью распределяются в соответствии с изменением кислотности процесса. Следует отметить, что из трех индикаторных отношений отношения Са:Ва и Sr:Ва оказываются более надежными.

В магматических породах с плагиоклазом связано 50—60% Sr [7]. Главную роль здесь играет изоморфизм Sr с Са [7, 8, 9], однако некоторые исследователи считают возможным замещение стронцием натрия [10]. В ряде работ [11, 12, 13, 14] показано, что содержание стронция в плагиоклазах основных пород может изменяться независимо от изменения содержания Са. Для пород гранитного ряда наблюдалась только прямая корреляция между содержаниями Са и Sr в породах и плагиоклазе [13, 15, 16]. Наши данные показывают, что в гранитных пегматитах на соотношение между Sr и Са в плагиоклазе влияют особенности условий образования минерала.

Вхождение Ва в решетку плагиоклаза осуществляется, по-видимому, по принципу «ступенчатого изоморфизма», вслед за Sr. Не случайно содержание Ва в большинстве образцов на порядок

ниже содержания Sr. Чем больше кристаллохимические различия между элементом-примесью и элементом-хозяином, тем более существенную роль играют внешние факторы изоморфизма. Поэтому изменение кислотности послемагматического процесса более четко сказывается на содержании Ba в плагиоклазах, чем на содержании Sr.

Выводы

1. Как в Мамском, так и в Гутаро-Бирюсинском мусковитоносных районах пегматиты содержат несколько генераций плагиоклаза, состав которых изменяется от олигоклаза высоких номеров в первичных структурах до альбита в наиболее низкотемпературных зонах.

2. Содержания Sr и Ba в плагиоклазах обоих районов максимальны для плагиоклаза I (0,12—0,14% Sr и 0,012% Ba) и последовательно снижаются к плагиоклазу III (0,04—0,05% Sr и 0,002—0,003% Ba). В альбите Sr не обнаружен, а Ba содержится в минимальных концентрациях (0,001%).

3. На изменения содержания элемента-хозяина и вхождение Sr и Ba в решетку плагиоклазов влияет способ кристаллизации минерала (магматический или послемагматический), уровень кислотности — щелочности послемагматических растворов, вмещающая среда, в которой идет формирование пегматитовых тел, и отчасти проявление в последних сопутствующей акцессорной минерализации.

4. Величины отношений Ca:Ba и Sr:Ba закономерно изменяются при переходе от ранних генераций плагиоклаза к поздним, что позволяет считать их индикаторными для данного минерала и процесса.

ЛИТЕРАТУРА

1. И. Д. Рябчиков, Б. А. Соловьева. К геохимии рубидия и лития в слюдоносных пегматитах Северной Карелии.— *Геохимия*, 1961, № 4.
2. Б. М. Шакин, А. И. Кириллов, М. М. Рыбакова. К геохимии щелочных металлов в слюдоносных пегматитах.— В сб. «Геохимия редких элементов в изверженных горных породах». Изд-во «Наука», 1964.
3. М. П. Глебов, В. А. Легайдо, М. М. Рыбакова, В. А. Ширяева. Состав мусковита из пегматитов Восточного Саяна в условиях меняющейся щелочности среды.— *Геохимия*, 1968, № 10.
4. Г. П. Сафронова. Геохимические критерии в изучении генезиса слюдоносных пегматитов Северной Карелии.— *Геохимия*, 1966, № 11.
5. Б. М. Шакин. Геохимические особенности процессов формирования слюдоносных пегматитов Мамского района.— МГК, XXII сессия, докл. сов. геол., пробл. 6. М., изд-во «Недра», 1965.
6. М. П. Глебов, Б. М. Шакин. Особенности контактовых изменений и первичных ореолов вокруг мусковитовых пегматитов Гутаро-Бирюсинского района (Восточный Саян).— В сб. «Ореолы рассеяния месторождений Восточной Сибири». М., изд-во «Наука», 1968.

7. В. В. Бурков, Е. К. Подпорина. Стронций.— Труды ИМГРЭ, 1962, вып. 12.
8. Н. В. Белов. Кристаллохимия основного процесса кристаллизации магмы.— Геохимия редких элементов в связи с пробл. петрогенезиса, 1959.
9. V. M. Goldschmidt. *Geochemistry*. Oxford, 1954.
10. В. И. Лебедев. О закономерностях изоморфизма.— Геохимия, 1959, № 6.
11. J. R. Butler, W. Skiba. The use of An and Sr data on plagioclase in a study of basic xenoliths in a gabbroic mass of Hamar, Somalia.— *Mineral. Mag.*, 1966, 35, No. 273.
12. L. R. Wager, R. L. Mitchell. The distribution of trace elements during strong fractionation of basic magma — a further study of the Skaergaard intrusion, East Greenland.— *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1951, 1, No 3.
13. К. К. Турекьян, Дж. Қали. Геохимия стронция.— В сб. «Геохимия редких элементов». М., ИЛ, 1959.
14. Shuzo Iida. Элементы-примеси в минералах и породах района Исихакона, Япония. Ч. 2. Плагноклаз.— *G. Earth. Sci. Nagoya Univ.*, 1961, N 1, 9 (по РЖ геол., № 12, 1962).
15. N. Sen, S. R. Nockolds, R. Allen. Trace elements in minerals from rocks of the S. California Batholith.— *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1959, 16, No 1/3.
16. A. Hall. The distribution of some major and trace elements in feldspars from the Rosses and Ardara granite complexes, Donegal, Ireland.— *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1967, 31, No 5.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СТРОНЦИЯ И БАРИЯ В КАЛЬЦИТАХ ИЗ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД СЛЮДЯНСКОГО ФЛОГОПИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В ряде опубликованных работ [1—3] отмечено появление минералов с высоким содержанием бария в флогопитовых месторождениях. Б. М. Шмакин [1] предложил использовать барий в качестве геохимического индикатора слюдоносности.

В этой статье изложены результаты предварительных исследований распределения бария и стронция в кальцитах из разных типов карбонатных пород Слюдянского флогопитового месторождения.

Геологическое строение Слюдянского флогопитового месторождения освещено в работах большого числа авторов, наиболее детально — в работе Б. М. Ронсона [4].

Глубоко метаморфизованная архейская толща, вмещающая Слюдянское флогопитовое месторождение, сложена переслаивающимися пластами мраморов, разнообразных гнейсов и кристаллических сланцев. Основное промышленное ослюденение сосредоточено в лестничных и одиночных флогопит-кальцитовых жилах (четвертый морфологический тип скоплений флогопита, по Б. М. Ронсону). Флогопит-кальцитовые лестничные жилы секут все породы слюдянской толщи за исключением мраморов, которые очень часто являются экраном для данных жил.

В ходе исследований было отобрано 30 проб из различных карбонатных пород, главным образом из флогопит-кальцитовых жил. Среди опробованных жил, по данным эксплуатации, выделяются три типа:

1) богатые, с большим количеством промышленного флогопита;

2) бедные, среди которых выделяются: а) кальцитовые с редкими включениями крупного промышленного флогопита; б) кальцитовые, часто очень мощные, содержащие мелкочешуйчатый флогопит, общее количество которого невелико;

3) безрудные кальцитовые, не содержащие флогопита.

Опробованы также различные типы мраморов слюдянской серии. Одна проба мрамора взята из горизонта (K_{18}), экранящего богатую флогопит-кальцитовую жилу. Отбор проб проводился из карьеров и подземных горных выработок. Кальцит, вы-

деленный из отобранных проб, проанализирован автором статьи на содержание стронция и бария количественным эмиссионным спектральным методом в лаборатории физических методов анализа в Институте геохимии СО АН СССР. Результаты анализа сведены в табл. 1.

Минимальные содержания стронция и бария отмечаются в кальцитах из мраморов слюдянской серии (от 0,04 до 0,16% Sr и от 0,006 до 0,01% Ba). Величина стронций-бариевого отношения в них варьирует в пределах 6—21.

Повышенное содержание стронция и бария отмечается в кальцитах мраморов из непосредственного контакта с гнейсами (0,16% Sr и 0,01% Ba). Для них же характерна наибольшая величина стронций-бариевого отношения (16—21). В кальците из мрамора, экранирующего флогопит-кальцитовую жилу (проба взята вблизи выклинивания жилы), содержание стронция остается на уровне его содержания в обычных мраморах ($\sim 0,04\%$), а содержание бария увеличивается примерно на порядок (0,080%), величина стронций-бариевого отношения уменьшается до $\sim 0,5$. Подобное явление было отмечено М. Г. Оостеромом: «В кальцитах из контактово-метаморфических известняков содержание стронция остается примерно таким же, как и в регионально-метаморфизованных известняках, а количество бария резко увеличивается» [5]. Значительное увеличение содержания бария в кальцитах из мраморов, экранирующих флогопит-кальцитовые жилы, следует иметь в виду при поисках слесных флогопит-кальцитовых жил. Ореолы повышенного содержания бария в кальцитах мраморов, связанные с образованием флогопит-кальцитовых жил, можно выделять среди флюктуаций в содержаниях бария, обусловленных действием других факторов (например, на контакте с гнейсами) по резкому уменьшению величины стронций-бариевого отношения (см. табл. 1).

Кальциты из гидротермальных флогопит-кальцитовых жил по содержанию стронция и бария резко отличаются от кальцитов из мраморов. Кальциты из богатых флогопит-кальцитовых жил содержат в среднем 0,24% Sr и 0,0332% Ba. Кальциты из бедных флогопит-кальцитовых жил содержат примерно столько же стронция, а количество бария в них варьирует в значительных пределах: кальциты из жил с мелкочешуйчатым флогопитом (тип 2б) содержат почти в 2 раза больше бария, чем кальциты из жил с редкими включениями крупного флогопита (тип 2а; см. табл. 1). Кальциты из безрудных кальцитовых жил содержат в среднем 0,211% Sr и 0,0179% Ba. Результаты исследования показали, что в общем по содержаниям стронция и бария в кальцитах жилы, богатые флогопитом, и безрудные почти не различаются. Более интересным оказалось изменение стронций-бариевого отношения в кальцитах разных жил. Минимальная величина этого отношения (4,5—5,5; в среднем 5,1) характерна для кальцитов бедных флогопит-кальцитовых жил с мелкочешуйчатым

Таблица 1

Распределение стронция и бария в кальцитах разных карбонатных пород
Слюдянского флогопитового месторождения

№ пробы	Характеристика породы, из которой взят на анализ кальцит	Место взятия пробы	Содержание в кальците		Sr/Ba
			Sr	Ba	
Мраморы					
X-a	Белый мелкозернистый	Месторождение Слюдянка	0,04	0,0068	6
X	Голубой гигантозернистый	То же	0,089	0,0089	10
3-1	Розовый среднезернистый из контакта с гнейсом	»	0,160	0,0075	21
3-1-a	Тот же в 2—3 см от контакта с гнейсом	»	0,160	0,010	16
5-к	Из слоя, экранирующего флогопит-кальцитовую жилу	Месторождение Слюдянка, рудник 2, горизонт K ₁₈ в 0,5 м от видимого окончания флогопит-кальцитовой жилы	0,04	0,080	0,5
Карбонатные жилы					
44-к	Богатые флогопитом	Штольня 21, штрек 6, жила № 338	0,216	0,0355	6
43-к	То же	То же	0,237	0,0332	7
46-к	Флогопит-кальцитовые с большим количеством флогопита и крупнозернистым кальцитом	Шахта «Новая», жила 252	0,255	0,0270	9,5
49-к	Те же	Карьер 8, канава в I уступе	0,240	0,0410	6
50-к	»	То же	0,226	0,0380	5,8
51-к	»	»	0,295	0,0332	9
52-к	»	»	0,280	0,0420	6,7
47-к	»	Шахта «Новая», штрек 10, кварцшлаг 9	0,220	0,0210	10,2
42-к	»	Штольня 21, штрек 6, кварцшлаг 3	0,225	0,0282	8
Среднее для богатых флогопитом жил			0,24 (±0,02)	0,033 (±0,005)	7,3

Таблица 1 (окончание)

№ пробы	Характеристика породы, из которой взят на анализ кальцит	Место взятия пробы	Содержание в кальците		Sr/Ba
			Sr	Ba	
25-к	Бедные флогопитом	Штольня 21, штрек 66	0,225	0,0500	4,5
26-к	Флогопит-кальцитовые с включениями мелко-чешуйчатого флогопита и крупнозернистым кальцитом	Штольня 21, штрек 7	0,250	0,0450	5,5
27-к	То же	Штольня 21, квершлаг 8	0,220	0,0410	5,5
28-к		Штольня 21, квершлаг 8, рассечка 3	0,172	0,0364	4,8
Среднее для данного типа жил			0,22 ($\pm 0,02$)	0,043 ($\pm 0,004$)	5,1
2-к	Бедные флогопитом	Рудник № 5	0,243	0,0224	11
45-к	Флогопит-кальцитовые с редкими включениями крупных кристаллов флогопита и крупнозернистым кальцитом	Штольня 21, штрек 66	0,230	0,0210	11
1-к	То же	Рудник № 5	0,263	0,0270	9,7
Среднее для данного типа жил			0,24 ($\pm 0,01$)	0,023 ($\pm 0,002$)	10,6
3-к	Безрудные	Рудник 5 т/т 148-а	0,230	0,0146	16
21-к	Кальцитовые без флогопита с крупнозернистым кальцитом	Штольня 21-А,	0,200	0,0224	9
4-к	То же	Рудник 5 т/т 148-а	0,200	0,0168	12
23-к	»	Штольня 21-А, квершлаг 1	0,220	0,0195	11
22-к	»	То же, правый	0,207	0,0166	12,5
Среднее для данного типа жил			0,211	0,0179	12,1
	Флогопит-кальцитовая с тонкозернистым перекристаллизованным кальцитом	Штольня 21			
	То же	Штрек 6	0,205	0,0093	21
	»	Квершлаг 3			

флогопитом (тип 2б). В кальцитах богатых флогопитом жил величина стронций-бариевого отношения варьирует от 5,8 до 10,2 (в среднем 7,8). В кальцитах бедных флогопит-кальцитовых жил, содержащих небольшое количество крупного флогопита (тип 2а), величина этого отношения колеблется от 9,7 до 11 (в среднем 10,6). Кальциты безрудных карбонатных жил отличаются наибольшей величиной стронций-бариевого отношения (от 11 до 16; в среднем 12,1).

Таким образом, по величинам стронций-бариевого отношения в кальцитах и по петрографическим признакам исследованные карбонатные жилы разделяются на четыре группы.

1. Группа кальцитовых жил с небольшим количеством мелкочешуйчатого флогопита. Величина стронций-бариевого отношения в их кальцитах 4,5—5,5.

2. Группа богатых флогопитом флогопит-кальцитовых жил (промышленные тела). Величина стронций-бариевого отношения в кальцитах 6—10.

3. Группа бедных флогопитом флогопит-кальцитовых жил с редкими включениями крупного флогопита. Величина стронций-бариевого отношения в кальцитах 10—11.

4. Группа кальцитовых жил, не содержащих флогопит (безрудные жилы). Величина стронций-бариевого отношения в кальцитах 9—16.

Следует оценить, является ли расхождение между средними значениями величин стронций-бариевого отношения в кальцитах из различных карбонатных жил случайным из-за случайности выборки или оно реально (значимо). Предположив справедливость нулевой гипотезы, т. е. отсутствие реального различия, вычисляем вероятность того, что из-за случайности выборки расхождение может достигнуть фактически наблюдаемой величины; если эта вероятность окажется очень малой, то нулевая гипотеза отвергается (т. е. маловероятно, что расхождение вызвано случайными причинами, а не реальным различием). Допустимо считать, что нулевая гипотеза принимается, если $t \leq t_{\alpha}$, где $\alpha = 0,05 = 5\%$; и отвергается, если $t \geq t_{\alpha}$, где $\alpha = 0,01 = 1\%$. Если вероятность лежит в пределах от $\alpha = 0,01 = 1\%$ до $\alpha = 0,05 = 5\%$, то возможность отвергнуть нулевую гипотезу несколько сомнительна. Для расчетов используются формулы и таблицы критических значений t_p и t_{α} , приведенные в работе [6] стр. 147, 150, 337. Судя по данным, изложенным в примечаниях к табл. 2, результаты расчетов в общем не противоречат предположению, что по величине стронций-бариевого отношения в кальцитах можно с достаточной степенью достоверности определить принадлежность отдельно взятой карбонатной жилы к выделяемым типам жил с разной потенциальной флогопитоносностью. Правда, степень достоверности не всегда равна 99,9%, но в общем для практического применения вполне достаточна. Исключением являются две группы жил: бедные

жилы достаточно надежно выделяются среди более бедных и бесфлогопитовых, и величину стронций-бариевого отношения в кальцитах, вероятно, можно использовать как дополнительный критерий при оценке промышленной перспективности отдельных карбонатных жил Слюдянского флогопитового месторождения.

Отмечается некоторое изменение содержания стронция и бария и величины стронций-бариевого отношения в кальцитах в пределах отдельных жил.

В кальцитах из богатых флогопитом флогопит-кальцитовых жил количество стронция незначительно, но закономерно уменьшается, а бария увеличивается от внутренней части жилы к внешней. Соответственно величина стронций-бариевого отношения уменьшается в этом же направлении (см. табл. 3). По-видимому, это обусловлено изменением состава раствора в ходе взаимодействия последнего с вмещающими породами. Изменение величины стронций-бариевого отношения в кальцитах разных зон одной жилы не выходит за пределы интервала вариаций величин стронций-бариевых отношений, характерных для данного типа жил (5,8—10).

Таблица 3

Изменение содержания стронция, бария и величины стронций-бариевого отношения в кальцитах в пределах отдельных жил

Место взятия пробы	Зона флогопит-кальцитовой жилы	Содержание в кальците		Sr:Ba
		Sr	Ba	
Месторождение Слюдянка, штольня 21, штрек 6, жила 338	Центральная	0,230	0,033	7
	Внешняя	0,216	0,035	6
Месторождение Слюдянка, карьер 8, канава на I уступе	Центральная	0,29	0,033	9
	Внешняя	0,24	0,041	6
	Внешняя на ее выклинивании	0,22	0,038	5,8

Во флогопит-кальцитовых жилах крупнокристаллического строения встречаются участки наложенной поздней перекристаллизации. Из одного такого участка во флогопит-кальцитовой жиле с большим содержанием флогопита был проанализирован кальцит, представляющий собой тонкозернистый агрегат.

Анализ показал, что в нем содержится 0,20% Sr и 0,0093% Ba, т. е. при перекристаллизации кальциты из флогопит-кальцитовых жил теряют 10—20% первоначально содержащегося стронция и 60—70% бария. Эти данные показывают, что при определении величины стронций-бариевого отношения для оценки промышленной перспективности отдельных карбонатных жил следует анализировать кальциты, не подвергшиеся поздней перекристаллизации.

ВЫВОДЫ

1. Кальциты из мраморов и флогопит-кальцитовых жил Слюдянского флогопитового месторождения резко различаются по содержанию стронция и бария.

2. Промышленные флогопитовые жилы отличаются от непромышленных по величине стронций-бариевого отношения в кальцитах. Поэтому величина стронций-бариевого отношения может быть использована как один из критериев при оценке промышленной перспективности жил.

3. Исследование распределения бария в мраморах слюдянской серии и характера изменений величины стронций-бариевого отношения может быть полезным при выделении перспективных участков для поисков слепых флогопит-кальцитовых жил.

ЛИТЕРАТУРА

1. Б. М. Шмакин. О бариевом ортоклазе из Южной Якутии и значении бария как элемента-индикатора.— Изв. вузов, геол. и разв., 1967, № 4.
2. П. В. Калинин. Минералы Слюдянского района.— Труды ВНИМС, 1939, вып. 150.
3. П. В. Калинин. Гялофан с реки Слюдянки.— Докл. АН СССР, нов. серия, 1939, 23, № 2.
4. Б. М. Робенсон. Слюдянские месторождения флогопита (геологическое строение и геолого-структурные предпосылки рационального проведения поисков и разведок месторождений флогопита). Автореф. дисс. М., 1957.
5. M. G. Oosterom. Strontium and Barium in carbonates of crystalline rocks.— Proc. Koninkl. nederl. akad. Wet., 1966, 65, N 5.
6. В. Ю. Урбах. Биометрические методы. Глава 4. Изд-во «Наука», 1964.

ГЕОХИМИЯ СТРОНЦИЯ И БАРИЯ В КАРБОНАТИТАХ

Многие исследователи карбонатитов [1—5] отмечали значительные содержания стронция и бария в качестве одной из специфических особенностей, отличающих карбонатиты от других карбонатных пород. Карбонатиты отдельных массивов настолько обогащены этими элементами, что могут являться источниками их промышленной добычи. Поэтому изучение поведения стронция и бария в карбонатитовом процессе, с одной стороны, может помочь выяснению геохимической специфики карбонатитообразования, а с другой, — расширить круг сведений о геохимии стронция и бария и дать представление об условиях образования их промышленных концентраций в эндогенных процессах. Исследования карбонатитов последнего времени выявили главные особенности эволюции физико-химических условий в процессе карбонатитообразования. Это дает возможность сопоставить эмпирическую схему распределения стронция и бария в карбонатитах с их физико-химической моделью и выяснить основные факторы, определяющие поведение данных элементов в карбонатитах.

Автором был собран обширный материал по распределению стронция и бария как в различных типах пород, так и в отдельных минералах карбонатитовых комплексов Советского Союза. Аналитические работы по определению количеств стронция и бария в породах и минералах выполнены количественным спектральным методом на спектрографах ИСП-51 и ДФС-8 в физико-аналитической лаборатории Института геохимии СО АН СССР по методике, изложенной в опубликованной работе [4]. Относительная ошибка анализа¹ в карбонатах 5—7%, в других минералах 10—15%. Контрольные анализы на стронций проведены рентгеноспектральным методом Г. В. Павлинским в той же лаборатории; они показали хорошую сходимость результатов. В основу настоящей работы положены результаты более 800 анализов минералов и пород.

¹ Чувствительность анализа на стронций $1 \times 10^{-3}\%$ и на барий $1 \times 10^{-4}\%$.

**Краткая геологическая характеристика карбонатитов.
Распределение стронция и бария
в основных типах силикатных пород**

Наиболее детальная картина распределения стронция и бария в карбонатитах получена для двух массивов Восточного Саяна и одного Алданского массива. Проанализирована также коллекция карбонатов из карбонатитов Маймеча-Котуйской провинции ультраосновных — щелочных пород, любезно предоставленная автору Л. С. Егоровым. Кроме того, использован материал по содержаниям стронция и бария в карбонатитах и их минералах из работ зарубежных исследователей [1, 3, 5]. Геологическое строение и генезис массивов Восточного Саяна и Алдана освещены группой исследователей в ранее опубликованных работах [6—9]. Из изложенного в них материала следует, что главными чертами карбонатитов этих массивов являются следующие:

1. Карбонатиты изученных массивов образовались преимущественно путем замещения нефелин-пироксеновых пород и в меньшей мере нефелиновых сиенитов и фенитов. Карбонатиты поздних стадий замещали также ранние карбонатиты.

2. Процесс образования карбонатитовых массивов длительный, многостадийный. Выделяются четыре главных типа карбонатитов, отвечающих четырем последовательным стадиям карбонатитообразования (табл. 1).

3. Карбонатиты каждой стадии характеризуются определенной ассоциацией породообразующих и редкометалльных минералов, специфической структурой и текстурой.

4. Главным фактором, определившим изменение состава карбонатитов последовательных стадий, было закономерное снижение температуры карбонатитообразования. Карбонатиты I и II стадий формировались при температуре 400—600°, карбонатиты III стадии — при температуре 300—400°, карбонатиты IV стадии — при температуре 300° и ниже. Отмечается также функционально связанное с температурой последовательное снижение щелочности карбонатитовых систем от стадии к стадии.

5. Карбонатитовые тела каждой стадии имеют зональное строение. Обычно в них выделяются две главные зоны: а) внешняя, где состав карбонатитов в значительной степени зависит от состава исходных пород; б) внутренняя, где влияние исходных пород почти не проявлено (рис. 1).

6. Влияние исходных пород сказывается, в частности, на изменении щелочности карбонатитовых систем от центра к периферии тел. В карбонатитах I стадии от осевых частей зон к периферии щелочность снижается, в карбонатитах II, III и IV стадий щелочность в том же направлении возрастает.

Большинство исследователей, изучавших карбонатитовые массивы, разделяют мнение о метасоматическом характере обра-

Т а б л и ц а 1

Схема стадийности карбонатитов Восточного Саяна и Алдана
(по Л. К. Пожарицкой и В. С. Самойлову)

Стадия	Саянский I массив	Алданский массив	Саянский II массив
I	Диопсид-авгитовые, форстеритовые, биотитовые, кальцитовые с перовскитом и кальциритом		Кальцитовые с эгирин-диопсидом, эгирином, биотитом, амфиболом, гатчеттолитом, цирконом и сфеном
II (IIa — IIб)	Диопсидовые, форстеритовые, флогопитовые, кальцитовые с гатчеттолитом, пироксеном, диэнантитом, циркелитом и бадделентом		
III	Доломит-кальцитовые, амфиболовые и флогопитовые с пироксеном, ильменитом и цирконом		Амфибол-кальцитовые карбонатиты с флогопитом, эгирином, доломитом и пироксеном
IV	Анкеритизированные, кальцитовые, доломитовые, анкеритовые с колумбитом, карбонатами и фторкарбонатами редких земель		Доломитовые и анкеритовые с карбонатами и фторкарбонатами редких земель

зования карбонатитов в результате воздействия углекисло-водных растворов на ультраосновные — щелочные породы [7, 9, 10]. Указанные представления о температурах образования карбонатитовых тел подтверждаются как экспериментальными исследованиями [11, 12], так и измерениями температур гомогенизации газожидких включений в различных минералах карбонатитов [13]. Существование функциональной зависимости между температурой и щелочностью раствора также подтверждается

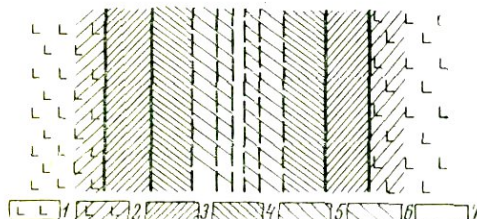


Рис. 1. Схема зональности в карбонатитовых телах I и II стадий [7]

1 — силикатная порода; 2 — силикатная порода измененная; 3—7 — карбонатиты: 3 — пироксеновый (внешняя зона), 4 — форстеритовый, 5 — флогопитовый, 6 — магнетит-кальцитовый, 7 — мономинеральный кальцитовый (внутренняя зона)

Л. К. Пожарицкой [7]. Влияние исходных пород на щелочность карбонатитообразующих растворов рассмотрено в работе [9], где В. С. Самойлов выделяет фации карбонатитов по исходным породам, одновременно являющиеся фациями щелочности.

Содержания стронция и бария во вмещающих карбонатиты силикатных породах очень разнообразны и варьируют в широких пределах (табл. 2). Наибольшее количество стронция и бария содержат породы нефелин-полевошпатового состава (нефелиновые, снениты, феоолиты и пр.), наименьшее — пироксен-нефелиновые, а особенно пироксеновые породы и пироксениты. Породы одинакового состава в разных массивах иногда содержат различные количества стронция и бария.

В карбонатитах, образующихся по силикатным породам, содержания стронция и бария не зависят от их количества в исходных

Таблица 2

Содержание стронция и бария в основных типах силикатных пород из некоторых карбонатитовых массивов (в %)

Породы	Саянский I		Саянский II		Алданский		К айзерштуль (ФРГ)	
	Sr	Ba	Sr	Ba	Sr	Ba	Sr	Ba
Пироксениты	0,039	—	—	—	0,03*	0,05 (BaO)**	—	—
Нефелин-пироксеновые породы	0,043	0,04*	0,050	—	0,07*	0,01*	—	—
Уртиты	0,032	—	—	—	—	0,23 (BaO)**	—	—
Нефелиновые снениты	0,159	0,13*	0,137	—	0,06*— 0,07*	0,56—1,0 (BaO)**	—	—
Пикритовые порфириты	0,041— 0,206	—	—	—	—	—	—	—
Оливиновые нефелиниты	—	—	—	—	—	—	0,08***	0,11***
Эссекситы	—	—	—	—	—	—	0,20***	0,27***
Феоолиты	—	—	—	—	—	—	0,073***	0,061***
Феиты	—	—	0,030	—	—	—	—	—
Среднее по массивам	0,04	0,05	—	—	0,07	0,10	0,152***	0,155***

* Результаты полуколичественного анализа (ВИМС).

** Результаты химического анализа (ВИМС).

*** По данным Л. Ван Вамбеке [3].

Таблица 3

Распределение стронция и бария по минералам в карбонатах I, II и III стадий Саянского I массива

Тип карбоната, № пробы	C, %		Минерал	Содержание, %							Коэффициент кон- центрации		
	Ba	Sr		минерала в породе	Sr	Ba	Sr	Ba	Sr	Ba	Sr	Ba	
					в минерале		приходящегося на минерал		приходящегося на минерал в % от об- щего содержания				
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	
Диопсид-авги- товый I стадии с магнетитом, 224—I	0,059	0,30	Кальцит	44,2	0,44	0,027	0,194	0,012	65	21	1,5	0,46	
			Диопсид-авгит	25,0	0,028	0,040	0,007	0,010	2,5	17	0,09	0,70	
			Апатит	12,5	0,33	0,0079	0,041	0,001	14	1,7	1,10	0,13	
			Магнетит	10,8	—	—	—	—	—	—	—	—	—
			Флогопит	5,5	0,024	0,45	0,0013	0,025	0,3	42,5	0,08	7,6	
			Шорломит	2,0	0,10	0,009	0,002	0,0002	0,7	0,30	0,33	0,15	
			Сумма						0,245	0,0482	82,5	82,5	
Диопсид-авги- товый I стадии с шорломитом, 442—V	0,033	0,29	Кальцит	52,5	0,47	0,037	0,246	0,0194	85	58	1,6	1,13	
			Диопсид-авгит	19	0,021	0,016	0,004	0,0034	1,38	10,2	0,07	0,49	
			Шорломит	12,5	0,090	0,0050	0,011	0,0063	3,8	19,1	0,32	0,15	
			Апатит	7	0,43	0,004	0,030	0,0003	10,3	0,9	1,45	0,12	
			Магнетит	6	—	—	—	—	—	—	—	—	
			Канкринит	2	—	—	—	—	—	—	—	—	
			Флогопит	1,0	0,023	0,40	0,0002	0,004	0,07	12,2	0,08	12	

Диопсидовый II стадии 220—IV	0,040	0,60	Кальцит	80	0,66	0,040	0,53	0,032	88	80	1,10	1,0
			Апатит	8,0	0,46	0,010	0,04	0,001	6,7	2,5	0,76	0,25
			Магнетит	8,0	—	—	—	—	—	—	—	—
			Диопсид	2,0	0,015	0,120	0,0003	0,0024	0,05	6	0,04	3
			Флогопит	1,0	0,025	0,160	0,00025	0,0016	0,04	4	0,042	4
			Прочие мине- ралы	1,0	0,40	—	0,004	—	0,65	—	0,67	—
			Сумма				0,58	0,037	95,44	92,5		
Диопсидовый II стадии. 220—I	0,54	0,54	Кальцит	85,6	0,54	—	0,46	—	85	—	1,0	—
			Апатит	6,0	0,50	—	0,03	—	5,5	—	0,92	—
			Магнетит	4,0	—	—	—	—	—	—	—	—
			Диопсид	3,2	0,013	—	0,0005	—	0,1	—	0,001	—
			Флогопит	1,0	0,025	—	0,00025	—	0,04	—	0,045	—
			Прочие мине- ралы	0,2	0,40	—	0,001	—	0,2	—	0,74	—
			Сумма	—	—	—	0,49	—	90,84	—	—	—
Форстеритовый II стадии, 86—I	0,035	0,56	Кальцит	82,3	0,63	0,041	0,52	0,0334	93	95	1,13	1,16
			Апатит	7,0	0,50	0,007	0,03	0,0005	5,5	1,4	0,89	0,20
			Магнетит	5,2	—	—	—	—	—	—	—	—
			Форстерит	2,0	—	—	—	—	—	—	—	—
			Флогопит	0,5	0,017	0,10	0,00009	0,0005	—	1,4	0,03	2,9
			Прочие мине- ралы	1,0	—	—	—	—	—	—	—	—
			Сумма				0,55	0,0344	98,5	97,8	—	—

Таблица 3 (окончание)

Тип карбоната, № пробы	\bar{c} , %		Минерал	Содержание, %							Коэффициент концентрации		
	Ba	Sr		минерала в породе	Sr	Ba	Sr	Ba	Sr	Ba	Sr	Ba	
					в минерале		приходящегося на минерал		приходящегося на минерал в % от об- щего содержания				
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	
Форстеритовый II стадии, 442—II		0,59	Кальцит	82,6	0,64	—	0,53	—	90	—	1,09	—	
			Апатит	9,0	0,57	—	0,05	—	8,5	—	0,96	—	
			Магнетит	5,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—
			Форстерит	1,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—
			Флогопит	0,5	0,058	—	0,0003	—	0,005	—	0,1	—	—
			Прочие мине- ралы	1,0	0,40	—	0,004	—	0,64	—	0,68	—	—
			Сумма	—	—	—	0,584	—	99,14	—	—	—	—
Амфиболовый III стадии, 59—II	0,059	0,54	Кальцит	86	0,53	0,053	0,455	0,0455	84,0	78	0,97	0,90	
			Апатит	7,0	0,47	0,0085	0,035	0,0006	6,5	1,0	0,85	0,15	
			Магнетит	4,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—
			Амфибол	1,8	0,013	0,40	0,0002	0,0080	0,03	13,3	0,02	6,8	—
			Флогопит	0,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—
			Прочие мине- ралы	0,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—
			Сумма	—	—	—	0,49	0,0541	90,53	92,3	—	—	—

Таблица 4

Среднее содержание стронция и бария в главных минералах карбонатитов Саянского I массива (в %)

Минерал	Sr	Ba	Ca	Na	K	Ca : Sr	Относительная величина изоморфной емкости (%), приведенной к кальциту для	
							Sr	Ba
Кальцит	0,51	0,040	37,2	—	—	75	100	100
Апатит	0,43	0,0080	38,2	—	—	90	82	20
Перовскит	0,10	—	26,3	—	—	260	22	—
Шорломит	0,09	0,007	22,0	0,18	0,17	240	20	23
Диопсид-авгит	0,026	~0,030	15,0	1,40	0,65	600	5	~95
Диопсид	0,021	~0,14	16,0	0,70	0,28	750	2	~300
Амфибол	0,04	0,25	~ 2,1	5,0	1,3	(52)	4	600
Флогопит	0,02	0,20	0,2—1,0*	0,5—1,0	7,0—8,0	(20)	(~4)	300—1400

* Содержания кальция завышены за счет микровключений кальцита и апатита.

часть бария породы сосредоточена в кальците (75—95%). Кроме того, барий содержится в амфиболе, флогопите и диопсиде (см. табл. 3). Небольшое количество темноцветных минералов-концентраторов в карбонатитах II стадии и сравнительное постоянство минерального состава этих пород обуславливают прямую зависимость между содержанием бария в кальцитах и его количеством в карбонатитах. Только в случае развития карбонатитов II и III стадий по силикатным породам, когда во внешних зонах карбонатитовых тел образуются карбонатиты с очень большим содержанием флогопита, содержание бария в карбонатитах резко повышается, и основная масса бария концентрируется в слюде.

Выявленные особенности распределения стронция и бария по минералам в карбонатитах следует учитывать при сравнении содержаний указанных элементов в различных типах карбонатитов как одного, так и разных массивов, так как различный минеральный состав этих пород может быть одним из факторов, определяющих различное содержание в них стронция и бария.

Содержания стронция и бария в минералах одной парагенетической ассоциации дают представления о величине изоморфной емкости минералов для стронция и бария (табл. 4). Относительные величины изоморфной емкости зависят от состава и структурных особенностей минералов. Наиболее высокие концентрации стронция отмечаются в кальцевых минералах

карбонатитов: кальцитах, апатитах, шорломитах, перовскитах и пироксенах. Изовалентный изоморфизм между стронцием и кальцием обусловлен сходством их химических свойств, близкими величинами ионных радиусов ($\text{Sr} - 1,27 \text{ \AA}$, $\text{Ca} - 1,06 \text{ \AA}$) и электроотрицательности ($\text{Sr} - 125$, $\text{Ca} - 137$). Количество стронция в минералах при прочих равных условиях зависит прежде всего от количества кальция в этих минералах. В приведенном ряду минералов количество кальция уменьшается от 37—38% (кальцит, апатит) до 15—16% (пироксены). Соответственно снижается и содержание стронция от 0,3—0,7% в кальцитах и апатитах до 0,020% в пироксенах. Другим важным фактором, определяющим возможность замещения кальция стронцием, является структура данного минерала, от которой зависит степень изоморфного замещения кальция стронцием. Наблюдается последовательное уменьшение степени изоморфного замещения кальция стронцием (увеличение кальций-стронциевого отношения) в ряду: кальцит (координационное число Ca равно 6; кальций-стронциевое отношение равно 75), апатит (к. ч. $\text{Ca} = 9$, $\text{Ca} : \text{Sr} = 90$), шорломит (к. ч. $\text{Ca} = 6-8$, $\text{Ca} : \text{Sr} = 240$), перовскит (к. ч. $\text{Ca} = 8-12$, $\text{Ca} : \text{Sr} = 260$), пироксен (к. ч. $\text{Ca} = 9$, $\text{Ca} : \text{Sr} = 600-750$). По-видимому, степень замещения кальция стронцием в этих минералах зависит не от координационного числа кальция в решетке минерала, а от плотности структур данных минералов. Если плотность структуры минералов выразить через объем, приходящийся на один атом кислорода в молекуле, то этот объем у кальцита, апатита, шорломита и пироксена составляет соответственно 12,3; 12; 11,3; 11, т. е. плотность структур минералов возрастает от кальцита к пироксену. Соответственно уменьшается степень изоморфного замещения кальция стронцием, так как увеличение плотности решетки препятствует вхождению на место кальция более крупного иона стронция.

Помимо изовалентного замещения стронцием кальция в минералах карбонатитов отмечается гетеровалентное замещение стронцием кальция. Возможность такого замещения давно известна и подтверждена экспериментальными работами. Такой тип замещения наблюдается во флюоритах. Специфической чертой амфиболов из карбонатитов является одновременное присутствие натрия и кальция в катионной группировке и дефицит атомов в восьмерной координации. Поэтому стронций сравнительно легко может занимать позиции кальция и натрия в амфиболах и входит в амфиболы в больших количествах, чем в пироксены.

Для бария в отличие от стронция более характерен гетеровалентный изоморфизм $\text{K}^{1+} \rightarrow \text{Ba}^{2+}$ и $\text{Na}^{1+} \rightarrow \text{Ba}^{2+}$, чем изовалентный изоморфизм $\text{Ca}^{2+} \rightarrow \text{Ba}^{2+}$. Такая разница в геохимических свойствах стронция и бария при их химическом родстве объясняется прежде всего различной величиной их ионных радиусов, которая у стронция ближе к кальцию, а у бария ($r_{\text{Ba}} = 1,32 \text{ \AA}$) к кальцию и натрию. В связи с этим барий охотнее кон-

центрируется в минералах, содержащих калий (слюды), чем в существенно кальциевых, что в общем и определяет распределение бария по минералам карбонатитов. В кальцитах и апатитах барий входит на место кальция и всегда количественно подчинен стронцию. В кальцитах, благодаря их меньшей плотности, бария больше, чем в апатитах. Во флогопитовых барий входит на место калия, причем в несравненно больших количествах, чем стронций. В амфиболах барий, по-видимому, так же как и стронций, замещает калий, натрий и кальций или заполняет вакансии в восьмерной координации. Сравнительно высокое содержание натрия и калия в амфиболах, а также структурные особенности последних определяют их большую изоморфную емкость по отношению к барию по сравнению с пироксенами. Этим объясняются более высокие содержания бария в амфиболах, чем в пироксенах.

Поведение стронция и бария в карбонатитовом процессе

Содержание стронция и бария в карбонатитах и их минералах каждого массива меняется от стадии к стадии. Так, в Саянском I массиве карбонатиты I стадии содержат в среднем 0,26% Sr и 0,044% Ba. В кальцитах этих карбонатитов содержится в среднем 0,39% Sr и 0,032% Ba, в апатитах 0,34% Sr и 0,0070% Ba, в слюдах 0,022% Sr и 0,300% Ba. Средняя величина стронций-бариевого отношения для карбонатитов I стадии составляет 6, для кальцитов 12, апатитов 49 и флогопитов 0,07. Карбонатиты II стадии отличаются наиболее высоким средним содержанием стронция (0,58%) Бария в них в среднем 0,040%. В кальцитах и апатитах карбонатитов II стадии по сравнению с I стадией увеличивается среднее содержание как стронция, так и бария (табл. 5—7). Слюды из карбонатитов II стадии содержат немного больше стронция (в среднем 0,030%) и значительно меньше бария (0,12%), чем слюды из карбонатитов I стадии. Средняя величина стронций-бариевого отношения в карбонатитах II стадии равна 14,5, в кальцитах 17, в апатитах 50, во флогопитах 0,25. Карбонатиты III стадии содержат в среднем 0,55% Sr и 0,048% Ba, т. е. по сравнению со II стадией количество стронция в них несколько уменьшается, а бария — увеличивается. Аналогично меняются содержания этих элементов в кальцитах и апатитах карбонатитов III стадии по сравнению с кальцитами и апатитами II стадии. В кальцитах карбонатитов III стадии среднее содержание стронция составляет 0,52%, а бария — 0,047%, в апатитах 0,41% Sr и 0,0113% Ba. Флогопиты карбонатитов III стадии содержат очень разные количества стронция (от 0,020 до 0,26%) и бария (от 0,122 до 0,315%). Величина стронций-бариевого отношения в карбонатитах III стадии в среднем составляет 11,4 в кальцитах 11, в апатитах 37, а во флогопитах она варьирует в очень широких пределах — от 0,07 до 2,1.

Т а б л и ц а 5

Распределение стронция и бария в карбонатах карбонатитов разных стадий, типов и зон Саянского I массива

Стадия	Типы карбонатитов	Содержание, %		Sr:Ba
		Sr	Ba	
1	2	3	4	5
		Внешняя зона		
I	Диопсид-авгитовый	0,41 ($\pm 0,05$)	0,030 ($\pm 0,002$)	13,7
		Внутренняя зона		
I	Форстеритовый	0,33 ($\pm 0,05$)	0,039 ($\pm 0,004$)	8,2
	Среднее	0,39	0,032	12
		Внешняя зона		
II	Диопсидовый	0,61 ($\pm 0,03$)	0,043 ($\pm 0,004$)	14,4
		Внутренняя зона		
II	Форстеритовый	0,65 ($\pm 0,03$)	0,040 ($\pm 0,003$)	16,3
II	Флогопитовый	0,73 ($\pm 0,02$)	0,036 ($\pm 0,004$)	19,8
II	Мономинеральный кальцитовый или магнетит-кальцитовый	0,73 ($\pm 0,02$)	0,034 ($\pm 0,004$)	22,2
	Среднее	0,66	0,040	17
III	Амфибол-кальцитовые, среднее	0,52 ($\pm 0,09$)	0,047 ($\pm 0,009$)	11
		Внешняя зона		
	Анкеритизированный кальцитовый	0,49 ($\pm 0,10$)	0,083 ($\pm 0,010$)	5,9
		Внутренняя зона		
IV	Анкеритовый	0,25 ($\pm 0,04$)	0,0125 ($\pm 0,003$)	24
	Доломитовый	0,031 ($\pm 0,006$)	0,0026 ($\pm 0,0004$)	12

В карбонатитах IV стадии в отличие от более ранних карбонатитов главным породообразующим карбонатом является анкерит, содержащий в среднем 0,25% Sr и 0,020% Ba. В этих же карбонатитах присутствуют барит, редкоземельные карбонаты, содержащие стронций и барий, и поздний пирохлор, содержащий до 5% SrO [14].

Несмотря на присутствие минералов с высокими содержаниями стронция и бария, количество данных элементов в карбона-

Таблица 6

Распределение стронция и бария в апатитах карбонатов разных стадий, типов и зон Саянского I массива

Стадия	Типы карбонатов	Содержание, %		Sr:Ba
		Sr	Ba	
Внешняя зона				
I	Диоксид-авгитовый с шорломитом	0,43	0,0040	107
I	Диоксид-авгитовый с магнетитом	0,33	0,0079	40
Внутренняя зона				
I	Форстеритовый	0,27	0,0092	30
	Среднее	0,34	0,0070	49
Внешняя зона				
II	Диоксидовый	0,49 ($\pm 0,02$)	0,012 ($\pm 0,002$)	40
Внутренняя зона				
II	Форстеритовый	0,48 ($\pm 0,0018$)	0,0081 ($\pm 0,001$)	60
	Среднее	0,48	0,010	50
III	Амфибол-кальцитовые, среднее	0,41 ($\pm 0,05$)	0,0113 ($\pm 0,002$)	37
IV	Анкеритизированный	0,43	0,0175	25

титах IV стадии Саянского I массива значительно меньше, чем в более ранних кальцитовых карбонатах (в среднем около 0,20% Sr и около 0,020% Ba). Средняя величина стронций-бариевого отношения для анкеритовых карбонатов IV стадии равна 10, для анкеритов — 24. Кроме анкеритовых карбонатов IV стадии, на Саянском I массиве встречаются тела доломитовых карбонатов, приуроченные к зонам тектонических нарушений. Среднее содержание стронция и бария в этих карбонатах составляет 0,030% Sr и 0,0024% Ba, а величина стронций-бариевого отношения равна 12,5. В доломите содержится в среднем 0,031% Sr и 0,026% Ba (Sr: Ba = 12).

Главными параметрами карбонатитообразующих растворов, закономерно изменяющимися во времени (от стадии к стадии), являются температура и функционально с ней связанная щелочность. Поэтому можно предполагать, что изменение как содержаний стронция и бария, так и величины стронций-бариевого отношения в минералах карбонатов от стадии к стадии связано с изменением их коэффициентов распределения по мере уменьшения температуры и щелочности растворов. Для оценки воздей-

Таблица 7

Распределение стронция и бария во флогоцитах кальцитовых карбонатитов разных стадий, типов и зон Саянского I массива

Стадия	Тип карбонатитов	Содержание, %		Sr:Ba
		Sr	Ba	
I	Диопсид-авгитовый	0,022 ($\pm 0,002$)	0,30 ($\pm 0,07$)	0,07
Внешняя зона				
II	Диопсидовый	0,015	0,125 ($\pm 0,03$)	0,12
Внутренняя зона				
II	Форстеритовый	0,026	0,120 ($\pm 0,02$)	0,21
II	Флогопитовый	0,048	0,105	0,44
	Среднее по II стадии	0,030	0,120	0,250
III	Амфибол-кальцитовые	0,020—0,26	0,122—0,315	0,08—2,10

ствия изменений температуры и щелочности растворов на изменение коэффициентов распределения стронция и бария между карбонатитообразующими растворами и минералами целесообразно сравнивать содержания этих элементов в карбонатитах и минералах из наиболее внутренних частей карбонатитовых тел разных стадий, где меньше всего проявлялось влияние состава исходных пород. Такое сравнение показывает, что от I ко II стадии наблюдается увеличение содержания стронция в карбонатитах, кальцитах, апатитах и слюдах примерно в 2 раза. Количество бария от I ко II стадии уменьшается как в карбонатитах, так и в кальцитах, слюдах и апатитах. Величина стронций-бариевого отношения увеличивается от I ко II стадии в карбонатитах, кальцитах, апатитах и слюдах. Совершенно аналогичное изменение содержания стронция и бария в кальцитах карбонатитов от I ко II стадии характерно и для Алданского массива [4]. В кальцитах карбонатитов III стадии наблюдается снижение содержания стронция по сравнению с карбонатитами II стадии, а количество в них бария несколько возрастает. Таким образом, в кальцитах карбонатитов отмечается увеличение количества стронция от I стадии ко II и уменьшение к III стадии, количество бария в них уменьшается от I стадии ко II и увеличивается к III стадии при закономерном снижении температуры карбонатитообразования последовательно от I к III стадии. Экспериментальные исследования влияния температуры на растворимость $SrCO_3$ в $CaCO_3$ и $BaCO_3$ в $CaCO_3$, результаты которых приведены в работе [15],

показали, что величины растворимости SrCO_3 и BaCO_3 в CaCO_3 проходят через максимумы (рис. 2) при температурах 700°C для SrCO_3 и 850°C для BaCO_3 и давлении около 7 ат. Эти максимумы в условиях значительно более высоких давлений, при которых шел процесс карбонатитообразования, возможно, сдвинуты в области более низких температур. Поэтому величина коэффициента распределения стронция между кальцитом и раствором в процессе образования карбонатитов изменялась под влиянием снижения температуры от стадии к стадии, и могла достигать максимума в температурном интервале образования кальцитовых карбонатитов II стадии ($400\text{--}550^\circ$). Максимум же коэффициента распределения бария между кальцитом и раствором приходится на более высокий температурный интервал образования карбонатитов I стадии ($550\text{--}650^\circ$).

На содержания стронция и бария в карбонатитах и минералах III стадии помимо уменьшения температуры и щелочности растворов могло повлиять и изменение других условий формирования. В частности, если карбонатиты более ранних стадий образовывались из надкритических гомогенных растворов, то растворы III стадии были уже двухфазными ($t = 300\text{--}400^\circ\text{C}$) с ограниченной смешимостью углекислоты и воды. Изменение состояния растворов могло отразиться и на величине коэффициентов распределения стронция и бария между раствором и твердой фазой. Кроме того, карбонатиты III стадии приурочены к тектоническим зонам. Изменение условий давления также могло повлиять на изменение коэффициентов распределения стронция и бария между раствором и твердой фазой и существенно изменить содержания указанных элементов в карбонатитах и минералах. Сочетание этих факторов, а также снижение температуры и щелочности растворов от II к III стадии привели к уменьшению содержания стронция

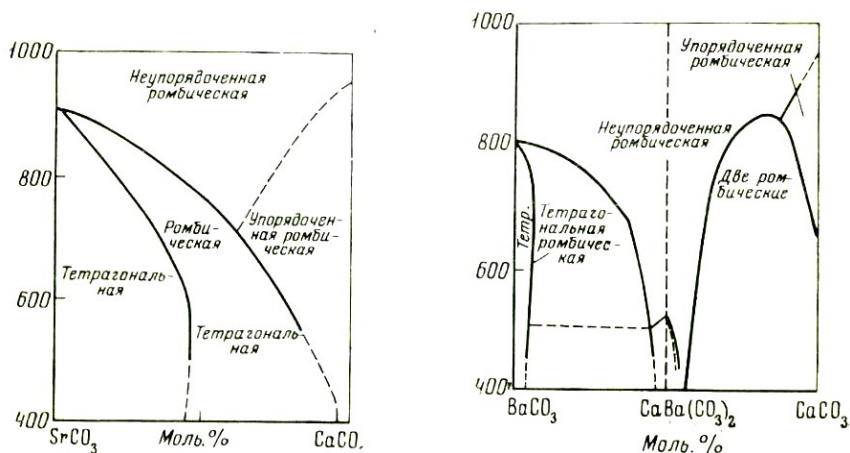


Рис. 2. Диаграммы смешимости твердых кристаллических фаз в системах $\text{SrCO}_3\text{--CaCO}_3$ и $\text{BaCO}_3\text{--CaCO}_3$ [15]

в кальцитах и апатитах III стадии по сравнению со II стадией и к увеличению количества бария. Нельзя исключать также возможность некоторого накопления бария по отношению к кальцию и стронцию в карбонатитообразующих растворах. Однако, если это накопление и имело место, то оно было весьма незначительным.

Существенные вариации минерального состава карбонатитов III стадии, связанные с разнообразием исходных пород, служат причиной больших колебаний содержания стронция и бария в карбонатитах III стадии.

Воздействие температуры и щелочности растворов на распределение стронция и бария в карбонатитах IV стадии большей частью опосредствовано влиянием других факторов. Например, интенсивный распад редкоземельных комплексов, вызванный снижением температуры и щелочности растворов от III к IV стадии, приводит к резкому увеличению концентраций ионов редких земель в растворе и способствует осаждению стронция и бария в редкоземельных минералах (бербанките, анкилите). Снижение щелочности и увеличение окислительного потенциала служит причиной повышения активности иона SO_4^{2-} , что приводит к осаждению барита. Повышенное содержание стронция в поздних пирохлорах, вероятно, связано с тем, что пирохлоры IV стадии отличаются максимальными размерами элементарных ячеек ($a_0 = 10,48-10,51 \text{ \AA}$), а также присутствием оксониевых групп и большим дефицитом в группе А [16]. Эти особенности структуры поздних пирохлоров могли значительно облегчить вхождение в их решетку крупного катиона стронция.

Постепенное снижение температуры и щелочности растворов в процессе формирования анкеритовых карбонатитов служит причиной изменения редкоземельных минералов и замещения бербанкита бастнезитом (Алданский массив) с высвобождением стронция и бария. При этом возникали временные локальные максимумы концентраций стронция и бария, что приводило к появлению барита и стронцианита в псевдоморфозах по бербанкиту.

Помимо температуры и щелочности растворов, изменения количества стронция и бария в поздних карбонатитах и их минералах определялись и другими факторами. На это указывает значительная разница в содержаниях стронция и бария в карбонатитах и минералах IV стадии из разных массивов (табл. 8), тогда как содержания стронция и бария в карбонатитах и минералах более ранних стадий для этих массивов близки. В Саянском I массиве незначительное изменение содержания стронция и бария в карбонатитах и минералах IV стадии по сравнению с более ранними карбонатитами не дают оснований предполагать значительного изменения концентраций данных элементов в растворах (во всяком случае относительно кальция). В Алданском же массиве резкое увеличение содержания стронция и бария в порообразующих карбонатах IV стадии по сравнению с Саянским I массивом

Таблица 8

Распределение стронция и бария в карбонатах анкеритовых карбонатитов IV стадии из некоторых массивов Восточного Саяна и Алдана

Массив	Тип карбонатитов	Характеристика карбонатитов	Главный породообразующий карбонат	Содержание в карбонате, %	
				Sr	Ba
Внешняя зона					
Саянский I	Анкеритовые и доломитовые	Анкеритизированные ранние кальцитовые	Кальцит	0,26—0,61 ср. 0,49	0,071—0,112 ср. 0,083
		Мелкозернистые анкеритовые	Анкерит	0,18—0,26 ср. 0,23	0,013—0,015 ср. 0,014
Внутренняя зона					
Саянский I	IV стадии	Крупнозернистые анкеритовые	Анкерит	0,14—0,31 ср. 0,22	0,0075—0,017 ср. 0,011
		Доломитовые	Доломит	0,023—0,052 ср. 0,031	0,002—0,005 ср. 0,0026
Алданский	Анкеритовые IV стадии	Мелкозернистые анкеритовые	Анкерит	0,75—0,80 ср. 0,77	0,120—0,170 ср. 0,145
		Крупнозернистые анкеритовые	Анкерит	0,56—0,69 ср. 0,62	0,039—0,053 ср. 0,046
Саянский II	Анкеритовые	Анкеритовые нерасчлененные	Анкерит	0,015—1,2 ср. ~ ~0,030	0,002—0,015 ср. ~ ~0,006

вом свидетельствует о накоплении этих элементов в растворе к концу карбонатитового процесса. Трудно сказать, что явл причиной такого накопления. Можно только отметить, что Алданский массив характеризуется несколько повышенными содержаниями стронция и бария как в силикатных породах ультраосновного — щелочного состава, так и в ранних карбонатитах по сравнению с аналогичными породами Саянского I массива [4]. Возможно, что именно первоначальная незначительная обогащенность растворами стронцием и барием, формировавших Алданский массив, и обусловила значительное накопление стронция и бария к концу процесса карбонатитообразования. Подтверждением тому является накопление стронция и бария к концу процесса наблюд

в тех массивах, где и более ранние образования несколько обогащены этими элементами, служит распределение бария в массиве Кайзерштуль (ФРГ) [3]. Здесь ранние карбонатиты (сёвиты) содержат повышенное количество бария и в наиболее поздних карбонатитах много барита, а породообразующие карбонаты обогащены барием [3]. Различия в первоначальных содержаниях стронция и бария, вероятно, отражают геохимическую специфику отдельных карбонатитовых провинций.

Несмотря на возможное накопление стронция и бария в растворах к концу процесса при образовании некоторых массивов, и в этих массивах главной причиной обогащения поздних карбонатитов стронцием и барием являются особенности поведения редких земель и изменение активности сульфат-иона вследствие снижения температуры и щелочности растворов. Таким образом, снижение температуры и щелочности растворов от I ко II стадии было решающим фактором, обусловившим изменение содержаний стронция и бария в карбонатитах и минералах по сравнению с I стадией. В более поздние стадии на изменение содержаний стронция и бария, помимо температуры и щелочности карбонатитообразующих растворов, влияли и такие факторы, как состояние растворов и условия давления. Изменение содержаний данных элементов в поздних карбонатитах и минералах IV стадии зависит также от изменения их концентраций в связи с региональными геохимическими особенностями провинций.

Содержание стронция и бария в карбонатитах и минералах одной стадии изменяется по зонам и фациям. В телах карбонатитов I стадии наиболее меланократовые карбонатиты из внешних зон содержат обычно меньше стронция и больше бария, чем более лейкократовые (с большим содержанием кальцита) из более внутренних зон. Фации карбонатитов, образовавшиеся по нефелиновым сиенитам и силикатным породам существенно нефелинового состава, характеризуются высоким содержанием бария за счет большого количества в них слюды. В карбонатитовых телах II стадии отмечается снижение средних содержаний стронция и величин стронций-бариевого отношения, а также увеличение средних содержаний бария в карбонатитах от центра тел к периферии.

Поскольку на содержание стронция и бария в карбонатитах оказывает значительное влияние их минеральный состав, поведение этих элементов в телах карбонатитов одной стадии и разных фаций целесообразно проследивать по изменению их количеств в проходящих минералах: кальците, апатите и флогопите.

В кальцитах карбонатитов одной стадии наблюдается уменьшение содержаний бария и увеличение содержаний стронция и величины стронций-бариевого отношения с уменьшением щелочности карбонатитовых систем. В карбонатитах I стадии, где щелочность растворов уменьшается от центра тел к периферии, кальциты из внутренней, форстеритовой зоны содержат в сред-

нем 0,33% Sr и 0,039% Ba ($Sr : Ba = 8,2$), а кальциты внешней, циркоксеновой зоны содержат в среднем 0,41% Sr и 0,030% Ba ($Sr : Ba = 13,7$). В карбонатитах II стадии от центра к периферии тел щелочность увеличивается; соответственно в кальцитах увеличивается содержание бария от 0,034 до 0,043%, уменьшается содержание стронция от 0,73 до 0,61% и величина стронций-бариевого отношения от 22,2 до 14,4. Совершенно аналогично изменяется содержание стронция и бария, а также величина стронций-бариевого отношения в кальцитах из карбонатитов I и II стадий Алданского массива. Закономерное изменение содержаний стронция и бария, а также изменение величины стронций-бариевого отношения наблюдается и в других минералах карбонатитов. Так, в телах карбонатитов I стадии содержание стронция в апатитах от внутренних зон к внешним увеличивается от 0,27 до 0,43%, величина стронций-бариевого отношения увеличивается от 30 до 107, а содержание бария уменьшается от 0,0092 до 0,0040%. В карбонатитах II стадии от центра к периферии тел в апатитах содержание стронция почти не меняется, содержание бария увеличивается от 0,0081 до 0,012%, а величина стронций-бариевого отношения уменьшается от 60 до 40. В этих же карбонатитах от центра к периферии тел в слюдах возрастает содержание бария от 0,105 до 0,125%, а содержание стронция и величина стронций-бариевого отношения уменьшается соответственно от 0,048 до 0,015% и от 0,44 до 0,12.

В Саянском массиве П. В. С. Самойловым [9] установлено, что щелочность карбонатитов в периферических частях тел зависит от щелочности исходных силикатных пород¹. Щелочность силикатных пород уменьшается в ряду нефелин-пироксеновые породы — ийолит-уртиты — нефелиновые сиениты — калишпатовые фениты; соответственно уменьшается и щелочность в периферических частях карбонатитовых тел. С уменьшением щелочности в кальцитах уменьшается содержание бария, а содержание стронция и величина стронций-бариевого отношения увеличиваются (табл. 9).

Поскольку уменьшение содержаний бария, увеличение содержаний стронция и величины стронций-бариевого отношения в кальцитах обусловлены уменьшением щелочности растворов при взаимодействии с вмещающими породами, можно предположить, что изменение содержаний этих элементов от I ко II стадии связано не столько с понижением температуры, сколько с уменьшением щелочности растворов, функционально связанной с температурой.

При геохимических исследованиях часто встает вопрос о возможности использования величины соотношения количеств элементов-примесей как индикаторов условий образования пород и

¹ Под щелочностью пород подразумевается щелочность поровых растворов, равновесных с данной парагенетической ассоциацией в исследуемых условиях [9].

Таблица 9

Распределение стронция и бария в кальцитах карбонатов
разных фаций по Саянскому II массиву

Исходные породы	Фации карбонатов	Среднее содержание в кальцитах, %		Sr:Ba
		Sr	Ba	
Мельтейгиты	I стадии	0,49	0,107	4,6
Ийолиты	»	0,50	0,054	9,2
Контактные нефелиновые сиениты-фениты	»	0,60	0,063	9,5
Фениты	»	0,85	0,060	14
Апфидолитовые карбонаты I стадии	Амфиболовые II стадии	0,59	0,053	11
Апофенитовые карбонаты I стадии	То же	0,82	0,062	14

минералов. Проведенные исследования позволяют оценить возможность использования стронций-бариевого отношения как индикатора условий формирования карбонатов. В разных минералах одной парагенетической ассоциации карбонатов величины стронций-бариевого отношения могут различаться более чем на два порядка (см. табл. 5-7), и эти величины в карбонатах зависят главным образом от их минерального состава, поэтому лишь в породах сходного состава величина стронций-бариевого отношения может служить индикатором условий их формирования. В минералах карбонатов величина стронций-бариевого отношения закономерно увеличивается с уменьшением щелочности карбонатных систем независимо от того, чем вызвано данное уменьшение. Поэтому стронций-бариевое отношение в минералах карбонатов можно использовать как индикатор изменения щелочности.

К вопросу об источнике стронция и бария карбонатов

Вопрос об источнике стронция и бария, содержащихся в карбонатах, принципиально важен, так как он является составной частью общей проблемы выявления источника ряда элементов в карбонатах, представляющих практический интерес. Выше отмечалось отсутствие зависимости между содержаниями стронция и бария в карбонатах и их количествами в исходных силикатных породах. Например, в Алданском массиве кальциты карбонатов I стадии, образовавшихся по пироксенитам (со-

держащим $\sim 0,03\%$ Sr и $0,05\%$ BaO) и по нефелиновым снитам (содержащим $0,06\text{--}0,07\%$ Sr и $0,56\text{--}1,0\%$ BaO) не различаются по концентрациям стронция и бария ($0,62\text{--}0,68\%$ Sr и $0,055\text{--}0,064\%$ Ba). В кальцитах карбонатитов Саянского массива II, образовавшихся по фенитам, содержащим стронция меньше, чем нйолиты (см. табл. 9), количество стронция значительно превышает его содержание в кальцитах карбонатитов, образовавшихся по нйолитам (см. табл. 9). Для всех массивов характерно увеличение содержания стронция и бария или только стронция в карбонатитах по сравнению с исходными силикатными породами, причем это увеличение бывает весьма значительным (в 5—10 и более раз). Характерно, что метасоматические процессы, предшествующие образованию карбонатитов и связанные с ними, как правило, также приводят к значительному увеличению содержания стронция и бария в некоторых породах. Так, нефелинизация пироксенов, ослоденение и калишпатизация нефелин-пироксеновых пород сопровождаются увеличением содержания стронция и особенно бария. Все это свидетельствует о том, что в процессе формирования карбонатитов стронций и барий привносились растворами из питающего очага, причем концентрация стронция и бария в карбонатитообразующих растворах была достаточно высока (исходя из данных Luke L., V. Chang [15], можно предположить, что концентрация стронция в растворах примерно равна 10^{-6} моль/л) и существенно не менялась даже при взаимодействии растворов с породами, сравнительно обогащенными стронцием и барием. При этом не исключается возможность унаследования карбонатитами некоторой части стронция, а особенно бария из исходных силикатных пород ультраосновных — щелочных массивов.

Сравнительная характеристика содержаний стронция и бария в кальцитах карбонатитов различных массивов мира

Сравнение содержания стронция и бария в кальцитах карбонатитов различных щелочно-ультраосновных комплексов с количествами этих элементов в кальцитах эндогенных карбонатных пород других генетических типов показывает специфически высокое содержание стронция и бария в кальцитах карбонатитов и позволяет предположить повышенное содержание стронция и бария в карбонатитообразующих растворах.

При сравнении данных, приведенных в табл. 10, видно значительное сходство различных карбонатитов мира по содержаниям стронция и бария в кальцитах. Как правило, нет существенных различий в содержаниях стронция и бария в кальцитах карбонатитов из массивов разных районов, так как пределы вариаций их количеств в кальцитах каждого массива соответствуют преде-

Таблица 10

Содержание стронция и бария в кальцитах
карбонатитов различных массивов мира

По данным	Массив с карбонатитами, страна	Кол-во проб	Интервалы содержания в кальцитах, %		Sr:Ba
			Sr	Ba	
Е. И. Воробьева	Саянский I, СССР	90	0,29—0,78	0,027—0,062	8—24
	Саянский II, СССР	40	0,43—1,10	0,010—0,035	4—15
	Алданский, СССР	54	0,34—0,95	0,024—0,039	7—26
	Гулинский, СССР	25	0,37—0,90	0,010—0,062	12—22
	Одхигча (жилы кальцитовых карбонатитов в щелочных породах), СССР	5	1,0—1,30	0,025—0,046	22—40
М. Г. Остерома [5]	Дайки и некки кальцитовых карбонатитов в доломитах Ст ₂ , окрестности интрузии Чангит, СССР	2	1,26—1,65	0,113—0,146	11
	Кайзерштуль, ФРГ	5	0,92—1,25	0,09—0,14	8—11
		11	0,61—0,90*	0,03—0,20*	3—12
	Панда-Хилл, Африка	4	0,83—0,97	0,05—0,06	14—15
	Ока, Канада	2	1,49—1,73	0,11—0,13	13—14
	Луеш, Африка	1	0,57	0,04	15
	Альиё, Швеция	3	0,54—0,63	0,05—0,07	8—12
	Стирнйо (Stjernö), Норвегия	6	0,66—1,13	0,07—0,14	9—20
Сивас (Sivas), Турция	1	0,01	0,06	18	

* По данным Л. Ван Вакбеке [3].

лам, общим для всех карбонатитовых массивов. Однако отдельные массивы резко выделяются повышенными содержаниями бария в кальцитах, например Кайзерштуль (ФРГ) и Ока (Канада). Характерно, что в массиве Кайзерштуль и силикатные породы ультраосновного — щелочного состава также сравнительно обогащены барием. Возможно, это связано со специфическим расположением массива Кайзерштуль в пределах древней складчатой зоны.

Как правило, отмечается, что различия в содержаниях стронция и бария в кальцитах карбонатитов не связаны с особенностями конкретной геологической обстановки. Так, почти не влияет на содержание стронция и бария в кальцитах карбонатитов глубина их формирования. Кальциты карбонатитов Гулинского мас-

сива, сформировавшегося на сравнительно небольшой глубине (на что указывает развитие эффузивных серий в районе), почти не отличаются от кальцитов из массивов Алдана и Восточного Саяна, предполагаемая глубина формирования которых 7—10 км. Кальциты карбонатитов двух массивов Восточного Саяна (I и II), имеющие разные уровни эрозионного среза (Саянский II массив вскрыт в апикальной части [9], а Саянский I массив эродирован достаточно глубоко), существенно не отличаются по содержаниям стронция и бария (см. табл. 10). Однако в отдельных случаях влияние конкретных тектонических условий, вероятно, сказывается на содержаниях стронция и бария в карбонатах карбонатитов. Так, жилы кальцитовых карбонатитов в массиве Одихинча и в окрестностях интрузии Чангит характеризуются повышенным содержанием стронция по сравнению с кальцитами карбонатитов Гулинского массива. Доломитовые карбонатиты Саянского I массива, приуроченные к тектоническим зонам, содержат очень мало стронция и бария.

Общее сходство в содержаниях стронция и бария, а также близкие величины стронций-бариевых отношений в кальцитах карбонатитов разных массивов свидетельствуют прежде всего о близких соотношениях концентраций кальция, бария и стронция в карбонатитообразующих растворах и, видимо, об одинаковых условиях возникновения этих растворов и геохимическом родстве их источников питания.

Как указывалось выше, содержание стронция и бария в кальцитах карбонатитов определяется прежде всего физико-химическими условиями их образования. В связи с этим близкие величины содержания стронция и бария в кальцитах карбонатитов различных массивов указывают прежде всего на сходство условий карбонатитообразования в массивах разных районов, а также на одинаковый ход эволюции этих условий.

Выводы

1. Отмечается повышенное содержание стронция в карбонатитах по сравнению с другими эндогенными карбонатными породами.

2. Содержание стронция и бария в карбонатитах зависит прежде всего от их минерального состава, т. е. обусловлено особенностями распределения этих элементов в минералах карбонатитов. Стронций концентрируется преимущественно в кальците и апатите, барий — в слюдах, амфиболах и пироксенах.

3. Наблюдается закономерное изменение содержания стронция и бария и величины стронций-бариевого отношения в минералах карбонатитов во времени (от стадии к стадии) и в пространстве (в телах карбонатитов одной стадии).

4. Изменение содержаний стронция и бария и величины стронций-бариевого отношения в минералах карбонатитов от стадии к стадии обусловлено закономерным изменением кислотности — щелочности растворов под влиянием изменения температуры (ее снижение от ранних стадий к более поздним).

5. Закономерное изменение количеств стронция и бария, а также величины стронций-бариевого отношения в минералах карбонатитов одной стадии связано с изменением состава раствора, его кислотности — щелочности в результате взаимодействия с вмещающими породами.

6. Величина стронций-бариевого отношения в минералах карбонатитов может быть использована в качестве индикатора щелочности карбонатизирующего раствора.

7. Снижение температуры и щелочности карбонатитообразующих растворов создает условия для образования значительных концентраций стронция и бария в наиболее поздних карбонатитах.

8. Близкие величины содержаний стронция и бария в кальцитах карбонатитов разных массивов мира указывают на общность физико-химических условий их формирования.

9. Основная масса стронция и бария карбонатитов привнесена карбонатитообразующими растворами, однако не исключается унаследование карбонатитами стронция, а особенно бария исходных силикатных пород.

ЛИТЕРАТУРА

1. H. Echerman. The distribution of barium and strontium in the rocks and minerals of the syenitic and alualine rock of Alno island.— *Arkiv. mineralogi och geol.*, 1952, Db 1, N. 3/4.
2. Л. К. Пожарицкая. Геохимические особенности процесса формирования карбонатитов.— В сб. «Геология месторождений редких элементов», вып. 17, 1962.
3. L. Van Wambeke. La geochimie des roches du Kaiserstuhl. Les roches alcalines et les carbonatites du Kaiserstuhl. 1964.
4. Е. И. Воробьев, Л. К. Пожарицкая. Распределение бария и стронция в ультраосновных — щелочных породах и карбонатитах Восточной Сибири.— В сб. «Особенности петрологии, минералогии и геохимии карбонатитов Восточной Сибири». Изд-во «Наука», 1966.
5. M. G. Oosterom. Strontium and Barium in carbonates of crystalline rocks.— *Proc. Koninkl. nederl. akad. Wet.*, 1966, 69, N 5.
6. А. А. Фролов, Е. М. Эпштейн. Геологическое строение карбонатитовых массивов.— В сб. «Геология месторождений редких элементов», вып. 17, 1962.
7. Л. К. Пожарицкая. О генезисе карбонатитов.— В сб. «Особенности петрологии, минералогии и геохимии карбонатитов Восточной Сибири». Изд-во «Наука», 1966.
8. Т. Б. Здорик. Бербанкит и продукты его изменения.— *Труды Мин. музея АН СССР*, 1966, вып. 17.
9. В. С. Самойлов, Г. С. Гормашева. О физико-химических условиях щелочно-карбонатного метасоматоза (на примере одного из массивов

- Восточной Сибири).—В сб. «Особенности петрологии, минералогии и геохимии карбонатитов Восточной Сибири». Изд-во «Наука», 1966.
10. Л. Н. Леонтьев, К. А. Жук-Кочекутов, В. С. Гладких. К вопросу о так называемой щелочно-ультраосновной формации.—В сб. «Петрология и геохимические особенности комплекса ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов». Изд-во «Наука», 1965.
 11. S. Takeouchi, G. G. Kennedy. The binary system H_2O-CO_2 at high temperatures and pressure.—Amer. J. Sci., 1964, 262, No 9.
 12. С. Д. Малинин. Система H_2O-CO_2 при высоких температурах и давлениях.—Геохимия, 1959, № 3.
 13. А. А. Кухаренко, Э. И. Донцова. К проблеме карбонатитов.—Изв. АН СССР, серия геол., 1964, № 1.
 14. В. С. Гайдукова. О стронциевом пирохлоре и кальциевом эшивите из карбонатитов.—В сб. «Геология месторождений редких элементов», вып. 30, 1966.
 15. L. Luke, V. Chang. Subsolidus phase relations in the systems $BaCO_3-SrCO_3$, $SrCO_3-CaCO_3$ and $BaCO_3-CaCO_3$.—J. Geol., 1965, 73, No 2.
 16. В. С. Гайдукова, Т. Б. Здорик. Минералы редких элементов в карбонатитах.—В сб. «Геология месторождений редких элементов», вып. 17, 1962.

**ПОВЕДЕНИЕ БАРИЯ И СТРОНЦИЯ
В ПРОЦЕССЕ ФОРМИРОВАНИЯ
САВИНСКОГО 5-го ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО
МЕСТОРОЖДЕНИЯ
(Восточное Забайкалье)**

В геологической практике известны примеры использования так называемых безрудных зон, сложенных баритом, флюоритом, кальцитом для поисков скрытого оруденения [1]. В пределах Кличкинского рудного поля также найдены баритовые жилы на участках локализации Почекуевского и Кличкинского полиметаллических месторождений [2]. Авторами на территории Кличкинского рудного поля обнаружены аномальные концентрации бария и стронция в зонах трещиноватости [3]. Возможность использования бария и стронция для поисков скрытого полиметаллического оруденения в пределах Кличкинского рудного поля побудила авторов рассмотреть поведение этих элементов в процессе формирования Савинского 5-го полиметаллического месторождения, вскрытого горными выработками на значительную глубину.

Месторождение приурочено к горизонту переслаивания сланцев и известняков алтаичинской свиты. Осадочные породы прорваны кварцевыми диоритами Савинского штока. Преобладают на месторождении сланцы и кварцевые диориты. Известняки встречаются в подчиненном количестве среди сланцев в виде линз и блоков неправильной формы.

В формировании месторождения авторами выделяются три этапа: дорудный, рудный (скарново-сульфидный) и послерудный [4]. Дорудный этап характеризуется внедрением интрузии кварцевых диоритов, в результате чего сланцы подвергаются метаморфизму и частично превращаются в роговики. Известняки испытывают перекристаллизацию. Небольшое развитие получают скарны и скарноиды [5—7]. Среди кварцевых диоритов в зависимости от вариаций породообразующих минералов в количественном соотношении выделены три разновидности: роговообманково-биотитовые, биотит-роговообманковые и лейкодiorиты. Основными породообразующими минералами в перечисленных типах пород являются плагиоклаз (андезин), составляющий 30—70%, а в лейкодiorитах 80—90% объема породы; биотит — до 30%, роговая обманка 10—20% и кварц 10—15%. В биотит-роговообманковой разновидности породы содержание биотита состав-

ляет 1—2%, роговой обманки 10—20%; в роговообманково-биотитовой разновидности содержание роговой обманки не превышает 5%, а биотита достигает 30%. В лейкодиоритах темноцветные минералы практически отсутствуют.

Скарново-сульфидный этап разделен авторами на скарновую, раннюю сульфидную и позднюю сульфидную стадии. Формирование выделенных образований связывается с внедрением морноновых гранитов, развитых к северо-востоку от месторождения. В первую (скарновую) стадию по метаморфизованным сланцам, роговикам, известнякам и, частично, кварцевым диоритам развиваются известковые скарны контактово-инфильтрационного типа. Среди них преобладают скарны, развитые по метаморфизованным сланцам разного состава: кварц-карбонат-слюдистым, кварц-слюдистым и т. д. Ведущие минералы скарнов — пироксены диопсид-геденбергитового ряда, гранаты гроссуляр-андрадитового ряда, аксинит, принадлежащий к марганецкислотной разновидности, кальцит, кварц. Реже встречаются эпидот, тремолит, актинолит. В скарнах, развитых по кварцевым диоритам, всегда присутствует сфен.

В распределении скарновой минерализации наблюдается вертикальная зональность. Для нижних горизонтов характерны гранат-пироксеновые скарны с подчиненным количеством аксинита. На средних горизонтах они вытесняются аксинитовыми разновидностями с подчиненным количеством пироксена, а иногда эпидота и актинолита. При этом объем скарнированных пород постепенно уменьшается. На верхних горизонтах при минимальном развитии скарнов начинают превалировать водные силикаты: эпидот, актинолит. Кроме того, в каждой из перечисленных ассоциаций минералов присутствует парагенетические с ними кальцит и кварц. Отмеченная вертикальная зональность и выделенные парагенетические ассоциации минералов позволяют, на наш взгляд, наметить следующую метасоматическую колонку. Внутренняя зона колонки сложена гранатом, пироксеном, кальцитом, кварцем (аксинитом, эпидотом); промежуточная — аксинитом, кальцитом, кварцем (пироксеном, эпидотом, актинолитом); внешняя — эпидотом, актинолитом, кальцитом, кварцем (пироксеном, аксинитом)¹.

Определенное влияние на состав скарнов оказывают вмещающие породы. Гранат-пироксеновые разновидности развиваются преимущественно по кварц-карбонат-графитовым сланцам и известнякам, реже — по кварц-графит-слюдистым сланцам. Аксинитовые скарны «избирают» преимущественно алюмосиликатные породы: сланцы и кварцевые диориты. И, наконец, для актинолит-эпидотовых разновидностей наиболее благоприятными оказались кварцевые диориты. Если постмагматический раствор взаимодействует с разными породами, то его кислотность — щелочность, контролируемая вмещающей средой, должна изменяться. Со-

¹ В скобках указаны минералы, присутствующие в резко подчиненном количестве.

гласно представлениям Д. С. Коржинского [8], отделяющийся от магматического очага постмагматический раствор первоначально имеет щелочной состав. Образование гранат-пироксеновых скарнов внутренней зоны Савинского 5-го месторождения происходит из щелочных растворов в условиях преобладания карбонатной среды. При поступлении раствора в алюмосиликатную среду щелочность его меняется. Появление аксинита сопровождается увеличением активности слабых оснований Mn^{2+} , Fe^{2+} и уменьшением роли более сильных оснований Ca^{2+} и Mg^{2+} , что свидетельствует о возрастании кислотности раствора. Таким образом, гранат-пироксеновые зоны возникают в более щелочной обстановке, чем аксинитовые.

На скарны накладываются минералы сульфидной стадии. Следует отметить, что на верхних горизонтах скарны развиты незначительно и рудные тела размещаются в нескарнированных вмещающих породах [9]. На глубоких горизонтах рудные тела локализуются только в скарновых телах, редко выходя за их пределы. В отдельных случаях понятия «скарновое» и «рудное» тело сливаются [10]. В распределении минералов сульфидной стадии также наблюдается определенная вертикальная зональность. Для нижних горизонтов характерна пирротин-сфалеритовая ассоциация, для средних — сфалерит-галенитовая, а на верхних горизонтах, помимо сфалерит-галенитовой, получает развитие ассоциация сульфосолей поздней сульфидной стадии. Установлено, что пирротин-сфалеритовая ассоциация на месторождении более ранняя и более высокотемпературная, чем сфалерит-галенитовая. Минералы этой ассоциации выделялись в интервале температур $335-250^{\circ}C$, тогда как галенит отлагался из среднетемпературных гидротермальных растворов при температурах порядка $220-180^{\circ}C$ [11].

С образованием полиметаллических руд тесно связаны такие гидротермальные изменения вмещающих пород, как хлоритизация, карбонатизация, окварцевание. Эти изменения затрагивают метаморфизованные сланцы, известняки, роговики, скарноиды и скарны. Кварцевые диориты подвергаются пропилитизации. На верхних горизонтах месторождения широко развита гидротермальная серицитизация [2, 5, 6 и др.]. Гидротермальные изменения приурочены к участкам локализации рудных тел или к трещиноватым зонам, ориентированным согласно с простиранием рудных тел.

В послерудный этап на месторождении возникли кварц-кальцит-флюоритовые и кальцит-цеолитовые жилы и жилкообразные тела. Согласно исследованиям Ю. П. Дорошенко, Б. В. Долишнего и Ю. П. Маркитана, формирование отмеченных образований в пределах Кличкинского рудного поля происходило со сменой кислотно-щелочного потенциала от $pH=5,03-6,7$ до $pH=7,28-8,24$ с постепенным понижением температуры. Кварц и флюорит образовались из слабokonцентрированных гидротер-

мальных растворов кислого характера ($\text{pH}=5,03-6,70$) при температуре $225-135^\circ\text{C}$. Состав растворов был фторидно-гидрокарбонатно-кальциевый с ионами HSiO_3 и небольшой примесью щелочей. Кальцит кальцит-цеолитовых жил образовался из слабощелочных растворов.

Распределение Ва и Sr на месторождении изучалось по методике, применяемой для изучения первичных ореолов рассеяния рудных элементов. Вкрест простирания рудной зоны с интервалом в 1 м отбирались геохимические пробы весом 200—300 г. На участках развития скарнов и гидротермально измененных пород, в забандах рудных тел, а также в зонах трещиноватости интервал отбора проб сгущался до 0,1 м. Были опробованы все доступные для опробования в настоящее время подземные выработки. Применение такой методики позволило изучить месторождение в целом и охарактеризовать все разновидности вмещающих пород, в том числе и подвергшиеся постмагматическим изменениям. Всего исследовано более 2000 проб.

Для определения содержаний Ва и Sr применены количественный и приближенно-количественный методы спектрального анализа. Количественные определения Ва и Sr сделаны в физической лаборатории Института геохимии СО АН СССР. Чувствительность метода на Ва $1 \times 10^{-4}\%$, на Sr $3 \times 10^{-4}\%$. Относительная ошибка анализа для Ва 12%, для Sr 15%. Приближенно-количественные анализы выполнены сотрудниками той же лаборатории Л. В. Кусакиной и С. К. Ярошенко. Чувствительность метода на Ва и Sr $1 \times 10^{-3}\%$. Кроме того, в части проб Sr определен в химической лаборатории Института геохимии СО АН СССР по методике, разработанной В. М. Новиковым. Чувствительность метода 0,01%, относительная ошибка анализа от 7 до 20%. Анализы выполнены В. А. Румянцевой. Для оценки воспроизводимости приближенно-количественного метода спектрального анализа авторами решена задача «сравнения двух выборочных средних» [12]. Решение этой задачи позволило доказать, что примененные методы определения Ва и Sr равноценны (табл. 1). Содержания Ва и Sr в минералах определены Т. А. Кузьминой, Е. С. Костюковой, В. А. Румянцевой, Э. Дорж и Е. И. Воробьевым. Всем товарищам, производившим аналитические работы, авторы выражают искреннюю признательность. Результаты анализов обработаны с применением методов математической статистики. Средние содержания и доверительные интервалы определены графически путем построения кумулятивных кривых. Принадлежность распределения элементов к логнормальному закону проверена с помощью критерия Колмогорова [13].

Поведение Ва и Sr целесообразно рассмотреть по этапам формирования месторождения. Средние содержания элементов и их доверительные интервалы во вмещающих и постмагматически измененных породах месторождения приведены в табл. 2. Содержания Ва в углисто-глинистых сланцах не отличаются от кларковых

Таблица 1

Сравнение средних содержаний элементов, определенных разными методами анализа

Элемент	Метод анализа	n	\bar{x}	S^2	t
Sr	Приближенно-количественный спектральный	40	0,043	0,0006	1,80
	Количественный спектральный	40	0,034	0,0004	
Sr	Приближенно-количественный (спектральный)	24	0,210	0,1212	0,23
	Химический	24	0,180	0,0890	
Ba	Приближенно-количественный спектральный	30	0,137	0,0470	1,00
	Количественный-спектральный	30	0,134	0,0400	

Примечание. n—количество проб; S^2 —дисперсия; \bar{x} —среднее содержание; t—критерий Стьюдента, t допустимое при уровне значимости 0,05 и заданном числе степеней свободы, равном 2.

для подобного типа пород (кларки здесь и ниже приведены по А. П. Виноградову [14]). Несколько более высокие средние содержания Ba (0,16%) характеризуют кварц-кальцит-графитистые сланцы. Кварц-слюдистые сланцы содержат в среднем 0,2% Ba. Резко снижаются содержания Ba в известково- и магнезиально-силикатных роговиках и скарнондах, что связано с изменением минерального состава пород. В кварц-слюдистых и кварц-кальцит-графитистых сланцах устанавливается четкая прямая корреляция между содержаниями K и Ba; что касается Sr, то содержания его во всех перечисленных типах сланцев, роговиков и скарнондов колеблется в одних и тех же пределах, незначительно снижаясь в углисто-глинистых сланцах и скарнондах. Известняки характеризуются высокими содержаниями Ba и Sr по сравнению с кларком карбонатных пород. Так, среднее содержание Ba в известняках в 5 раз превышает кларк, а Sr — в 7 раз. Если сравнить величины отношений Sr и Ba во всех типах вмещающих пород, то можно заметить, что они возрастают в породах, содержащих большее количество Ca.

Среднее содержание Ba в неизмененных роговообманково-биотитовых кварцевых диоритах измеряется величиной порядка 0,14%, Sr — 0,056%. Минералами-носителями Ba в этом типе пород можно назвать плагиоклазы и биотит (табл. 3). Минералом-концентратором его является биотит. Следует отметить, что в

Таблица 2

Содержания калия, кальция, бария и стронция во вмещающих и постмагматически измененных породах месторождения Савинского 5

(в %)

Породы	Кларки, по А. И. Виноградову [14]		К		Са		Ba			Sr			Sr/Ba
			среднее		среднее	пределы колебаний концентраций ¹		среднее	пределы колебаний концентраций ¹				
						допустимые	фактические		допустимые	фактические			
Известняки	0,012	0,060	0,065	37,170	0,060	0,010—1,000	0,010—1,000	0,400	Недостаточно проб	0,053—1,080	6,6		
Углисто-глинистые сланцы	0,080	0,045	3,150	0,760	0,075	0,027—0,550	0,020—1,000	0,010	0,010—0,550	0,001—0,300	0,1		
Кварц-кальцит-графитистые сланцы	—	—	3,100	7,020	0,160	0,080—0,550	0,100—0,520	0,040	0,017—0,150	0,028—0,100	0,2		
Кварц-слюдистые сланцы и роговики	—	—	3,770	0,610	0,200	0,080—1,200	0,120—1,020	0,030	0,018—0,400	0,018—0,083	0,1		
Известково- и магнезиально-силикатные роговики и скарлонды	—	—	—	—	0,025	0,017—0,040	0,019—0,060	0,025	0,010—0,400	0,016—0,250	1,0		
Роговообманково-биотитовые кварцевые диориты	—	—	1,670	4,750	0,0140	0,050—0,350	0,050—0,350	0,056	0,032—0,070	0,032—0,070	0,4		
Биотит-роговообманковые кварцевые диориты	0,065	0,080	—	—	0,055	Недостаточно проб	0,050—0,062	0,030	Недостаточно проб	0,023—0,048	0,5		
Известковые скарины	—	—	0,150	18,60	0,022	0,010—0,170	0,010—0,058	0,025	0,015—0,080	0,015—0,044	1,0		
Полиметаллическая руда	—	—	0,47	4,90	0,015	—	0,010—0,030	0,004	—	0,001—0,060	0,3		

¹ С вероятностью 0,05 для граничных значений.

Таблица 3

Содержания бария и стронция в минералах диоритов и скарнов
(в %)

Порода	Минерал	Ba	Sr	Sr/Ba	
Кварцевые диориты	Роговообманково-биотитовый кварцевый диорит	Плагиоклаз	0,074	0,037	1,100
		Биотит	0,790	0,002—0,003	0,003
		Среднее из них	0,140	0,056	0,400
	Биотит-роговообманковый кварцевый диорит	Плагиоклаз	0,180	0,165	0,900
		Роговая обманка	0,063	0,002—0,003	0,040
		Среднее из них	0,055	0,031	0,500
	Проилитизированные кварцевые диориты	Серцитизированный плагиоклаз	0,790	0,081	0,100
		Хлоритизированные биотит и роговая обманка	0,034	0,002—0,003	0,070
	Скарны	Гранат-пироксеновая ¹ зона	Пироксен	0,032	0,001
Гранат			0,033	0,001	0,01
Кальцит			0,0034	0,048	14,00
Аксинитовая зона		Аксинит	0,0078	0,12	1,50
		Кальцит	0,0045	0,077	17,00

Зоны названы по наименованию ведущих минералов.

кварцевых диоритах установлена прямая корреляция между К и Ва с коэффициентом корреляции $0,8 \pm 0,03$. Достоверность коэффициента корреляции соответствует вероятности 99,9%. В биотит-роговообманковых разновидностях кварцевых диоритов среднее содержание бария снижается до 0,055%, что связано с почти полным отсутствием в породе биотита. Барий распределяется между плагиоклазами и роговой обманкой, причем плагиоклазы содержат в 2,5 раза больше бария, чем роговая обманка. Концентраторами Sr в обоих типах пород являются плагиоклазы. Характерно, что при разных содержаниях Ва и Sr отношение их в плагиоклазах равно примерно 1. В кварцевых диоритах установлена прямая средняя корреляция между Ва и Sr с коэффициентом корреляции $0,66 \pm 0,07$. Достоверность коэффициента корреляции соответствует вероятности 99,9%.

Таблица 4

Средние содержания калия, кальция, бария и стронция в скарнах и исходных породах (в %). Вынос—привнос в процессе скарнообразования

Элемент	1	2	3	4	5	6	7
K	0,065	3,150	3,100	3,770	1,670		0,150
Ca	37,170	0,760	7,020	0,610	4,750		18,600
Ba	0,060	0,075	0,160	0,200	0,140	0,055	0,022
Sr	0,400	0,010	0,040	0,030	0,056	0,030	0,025

Элемент	Вынос—привнос между:					
	1 и 7	2 и 7	3 и 7	4 и 7	5 и 7	6 и 7
K	+0,035	-3,000	-2,950	-3,620	-1,520	
Ca	-18,570	+17,840	+11,580	+17,990	+13,850	
Ba	-0,033	-0,053	-0,133	-0,193	-0,113	-0,033
Sr	-0,375	+0,015	-0,015	-0,005	-0,034	-0,005

1—известняки; 2—углисто-глинистые сланцы; 3—кварц-кальцит-графитистые сланцы; 4—кварц-слюдистые сланцы и роговики; 5—роговообманков-биотитовые кварцевые диориты; 6—биотит-роговообманковые кварцевые диориты; 7—известковые скарны.

Поведение бария и стронция на рудном этапе формирования месторождения характеризуется следующими особенностями. Средние содержания этих элементов в известковых скарнах составляют: 0,022% Ba и 0,025% Sr (табл. 2), т. е. в процессе образования скарнов по известнякам и алюмосиликатным породам происходит вынос бария и стронция за исключением тех случаев, когда скарны развиваются по углисто-глинистым сланцам (табл. 4).

Все кальциевые минералы скарнов содержат стронций, однако распределен он в них неравномерно. В пироксенах и гранатах Sr еле улавливается применяемыми методами анализа (см. табл. 3). В аксинитах содержания его возрастают в 10 раз. Основная же масса Sr накапливается в кальцитах трех зон. Преимущественное накопление Sr в кальцитах по сравнению с другими кальциевыми минералами одной парагенетической ассоциации в карбонатах Е. И. Воробьев объясняет различной плотностью структуры минералов. Если исходить из построений Е. И. Воробьева, Sr значительно легче должен входить в структуру с меньшей плотностью, в частности, в кальцит, чем в более плотную структуру пироксена, граната или аксинита. По мнению Е. И. Воробьева, с увеличением щелочности в кальцитах может проявиться тенденция к некоторому уплотнению решетки, что вызывает противодействие вхождению в их решетку крупного иона

Таблица 5

Зависимость между содержаниями калия и бария в кальцитах из разных минеральных ассоциаций скарнов (в %)

Минеральная ассоциация	К	Ва	К/Ва
Гранат-пироксеновая зона			
Аксинит-гранат-кальцит-кварцевая	0,008	0,0025	3,2
Аксинит-пироксен-гранат-кальцит-кварцевая	0,011	0,0027	4,0
Гранат-кальцит-кварцевая	0,016	0,0035	4,5
Аксинитовая зона			
Аксинит-кальцитовая	0,014	0,0037	4,0
Аксинит-кальцит-кварцевая	0,039	0,0052	7,5

Sr. Возможно поэтому в кальцитах гранат-пироксеновой метасоматической зоны содержится в 2 раза меньше Sr, чем в кальцитах аксинитовой зоны, образованной в более кислой среде.

Барий распределен совершенно иначе. Пироксенами и гранатами захватывается 86% Ва, а на аксинит и кальциты приходится только 14% (табл. 3). Являясь более основным элементом по сравнению с Са и Sr, Ва проявляет большую активность в более щелочной обстановке и накапливается в гранатах и пироксенах внутренней зоны. Несколько более высокие, чем в гранат-пироксеновой зоне, содержания Ва в кальцитах аксинитовой зоны связаны, по-видимому, с увеличением в них содержания К (табл. 5). Как показано исследованиями Е. И. Воробьева, присутствие в кальцевых минералах карбонатитов калия заметно меняет содержание в них Ва и величину его отношения со Sr.

Полиметаллические руды месторождения характеризуются невысокими содержаниями Ва и Sr (табл. 2). Из 62 проанализированных проб, отобранных из массивных полиметаллических руд, в 40 Ва и Sr не обнаружены применяемым методом анализа. Те незначительные содержания Ва и Sr, которые все же фиксируются в полиметаллических рудах, обычно связаны с кальцитом, парагенным с сульфидами (табл. 6). При этом наблюдается следующая особенность. По мере снижения температуры в кальцитах возрастают абсолютные содержания Sr и стронций-бариевое отношение, в то время как содержания Ва остаются неизменными.

В кальцитах сфалерит-галенитовой ассоциации Sr/Ba отношение в 2 раза выше, чем в кальцитах пирротин-сфалеритовой

Таблица 6

Содержания бария и стронция в кальцитах полиметаллических руд
(в %)

Минеральная ассоциация	Рудное тело	Местоположение	Температура образования, °С	Ba	Sr	Sr/Ba
Пирротин-сфалеритовая	1	Южный фланг	335—250	0,0022	0,046	21
Галенит-пирротин-сфалеритовая	6	Центральная часть	—	0,0021	0,062	30
Сфалерит-галенитовая	Ж	Северный фланг	220—180	0,0020	0,090	45

ассоциации. Изменение содержания Sr в этом случае нельзя отнести только за счет понижения температуры, что скорее должно уменьшать изоморфную емкость минерала. Здесь причиной изменения содержания Sr и Sr/Ba отношения, вероятно, можно считать уменьшение щелочности системы, связанное со снижением температуры.

При замещении вмещающих пород рудой происходит интенсивный вынос Ba и Sr (табл. 7). Развитие таких гидротермальных изменений, как окварцевание, хлоритизация и карбонатизация, также влечет за собой вынос Ba. В качестве примера авторами приводится случай гидротермального изменения кварцслюдистых сланцев. Как следует из табл. 8, Ba выносятся, а Sr перераспределяется.

Интенсивно выносимый на рудном этапе формирования месторождения алюминий, а вместе с ним и калий, отлагаются, вероятно, на верхних горизонтах в виде серицита. Серицитом, как калийсодержащим минералом, захватывается часть вынесенного бария, содержание которого в серицитизированных сланцах составляют 0,1—0,6%.

При пропилитизации кварцевых диоритов в поведении Ba и Sr отмечаются следующие особенности. Содержания Ba в серицитизированных плагиоклазах возрастают до 0,79%, что в 6 раз превышает его содержания в неизмененных плагиоклазах (см. табл. 3). В хлоритизированных биотите и роговой обманке содержания Ba снижаются до 0,034%, что примерно в 12 раз меньше его количества в неизмененных темноцветных минералах. Таким образом, величина концентрации Ba в пропилитизированных кварцевых диоритах всецело зависит от вариаций в минеральном составе породы. Наблюдавшиеся на месторождении главные варианты количественных соотношений минералов в измененных роговообманково-биотитовых кварцевых диоритах и связанные с ними колебания содержания Ba показаны в табл. 9. В пропилитизированных биотит-роговообманковых разностях кварцевых диоритов содержания Ba ниже его среднего содержа-

Таблица 7

Содержания калия, кальция, бария и стронция во вмещающих породах и полиметаллических рудах¹ месторождения (в вес %);
вынос—привнос в процессе рудообразования

Элемент	1	2	3	4	5	6	Вынос—привнос между:				
							1 и 6	2 и 6	3 и 6	4 и 6	5 и 6
K	0,065	3,400	3,770	1,670	0,150	0,470	+0,405	-2,630	-3,330	-1,200	+0,320
Ca	37,170	7,020	0,610	4,750	18,600	4,900	-32,270	-1,120	+4,290	+0,150	-13,700
Ba	0,060	0,330	0,200	0,140	0,022	0,015	-0,045	-0,315	-0,185	-0,125	-0,007
Sr	0,400	0,033	0,030	0,056	0,025	0,004	-0,396	-0,029	-0,026	-0,052	-0,021

¹ Химические анализы K и Ca в полиметаллических рудах занесены у С. С. Смирнова [2].

1—известняки; 2—кварц-кальцит-графитистые сланцы; 3—кварц-слюдистые сланцы и роговики; 4—роговообманково-биотитовые кварцевые диориты; 5—известковые скарны; 6—полиметаллическая руда.

ния в наименее богатых породах. Наибольшим содержанием Ba характеризуются пропилитизированные лейкодиориты, что связано с высоким содержанием Ba в серицитизированных плагиноклазах. Что касается Sr, то содержание его в пропилитизированных кварцевых диоритах практически не изменяется по сравнению с неизмененными породами и всецело зависит от количества плагиноклаза в породе.

Переходя к характеристике пострудного этапа, следует отметить, что распределение Ba и Sr расемотрено только в кальцитах, флюоритах и цеолитах. Флюориты и кальциты, отобранные из кварц-кальцит-флюоритовых жил на разных типометрических участках, характеризуются одним уровнем концентрации Ba, в то время как содержание Sr в них резко различны в зависимости от положения в разрезе (табл. 10). Так, содержание Sr во флюоритах II горизонта примерно в 6 раз превышает таковое во флюоритах IX горизонта. В этом же направлении возрастает и Sr/Ba отношение. Содержание Sr в кальцитах VI горизонта примерно в 11 раз выше, чем в кальцитах IX горизонта. Как следует из табл. 10, Sr/Ba отношение в кальцитах VI горизонта по сравнению с кальцитами IX горизонта растет гораздо быстрее, чем во флюоритах этих же горизонтов, что ве-

Таблица 8

Состав кварц-слюдистых сланцев (в вес. %);
вынос—привнос в процессе их гидротермального изменения¹

Компоненты	1			3		
	1	2	Вынос—привнос	1	3	Вынос—привнос
SiO ₂	59,58	43,08	-16,52	59,58	83,03	+23,50
TiO ₂	0,04	0,75	-0,29	1,04	0,20	-0,84
Al ₂ O ₃	13,59	11,61	-1,93	13,59	1,87	-11,72
Fe ₂ O ₃	0,89	4,49	+3,60	0,89	1,66	+0,77
FeO	5,52	4,28	-1,24	5,52	1,20	-4,30
MnO	0,09	0,03	-0,01	0,09	0,36	+0,27
MgO	3,12	4,71	+1,59	3,12	0,18	-2,94
CaO	0,93	11,05	+10,07	0,98	5,67	+4,69
K ₂ O	5,90	4,58	-1,32	5,90	0,54	-5,36
Na ₂ O	0,54	0,68	+0,14	0,54	0,07	-0,47
P ₂ O ₅	0,52	0,39	-0,13	0,52	0,03	-0,49
П.п.п.	6,88	14,00	+7,12	6,88	4,39	-2,49
Сумма	99,66	100,40		99,66	99,76	
Ba	0,20	0,03	-0,57	0,20	0,015	-0,185
Sr	0,03	0,03	—	0,03	0,030	—

¹ В связи с тем, что объемный вес указанных пород одинаковый (2,7 г/см³), при подсчете привноса—выноса применен метод «прямого сравнения».

1—кварц-слюдистый сланец; 2—интенсивно карбонатизированный кварц-слюдистый сланец, содержащий прожилки пирита; 3—интенсивно окварцеванный, частично карбонатизированный кварц-слюдистый сланец, пересеченный прожилками пирита.

роятно, связано с разной изоморфной емкостью указанных минералов.

В минералах кальцит-цеолитовой ассоциации стронций и барий распределены следующим образом (см. табл. 10). В цеолитах VI горизонта в 3,5 раза больше Ba, чем в цеолитах II горизонта. Содержания Sr, наоборот, возрастают в цеолитах II горизонта. В этом же направлении увеличивается и Sr/Ba отношение. Содержания Ba и Sr в кальцитах рассматриваемой ассоциации не меняются на разных уровнях разреза. Если исходить из величин электроотрицательностей [15] стронция (1,0) и бария (0,85), то увеличение Sr/Ba отношения может свидетельствовать о нарастании кислотности раствора. Наблюдающееся на месторождении повышение к верхним горизонтам Sr/Ba отношения в минералах послерудного этапа, вероятно, и связано с изменением кислотности — щелочности системы.

Проведенный анализ поведения Ba и Sr на всех стадиях формирования месторождения позволяет отметить следующее. В целом для месторождения характерно возрастание Sr/Ba отношения в кальцитах от скарновой стадии к сульфидной. На послеруд-

Таблица 9

Содержание бария и стронция в пропилитизированных кварцевых диоритах
(в %)

Порода	Характер изменения	Ba	Sr
Роговообманково-биотитовые кварцевые диориты	Серицитизированный плагиоклаз и свежий биотит	0,190—0,600 ¹	0,046—0,100
		0,331	0,075
	Серицитизированный плагиоклаз (преобладает) и хлоритизированный биотит	0,390—0,500	0,037—0,082
		0,453	0,060
	Хлоритизированный биотит (преобладает) и серицитизированный плагиоклаз (мало)	0,072—0,098	0,023—0,047
	0,088	0,034	
	Хлоритизированный биотит и серицитизированный плагиоклаз (примерно равные количества)	0,100—0,170	0,024—0,040
		0,125	0,031
	Неизменные разности (среднее из 18)	0,140	0,056
Биотит-роговообманковые кварцевые диориты	Пропилитизированные разности	0,014—0,048	0,022—0,032
		0,030	0,026
	Неизменные разности	0,055	0,030
Лейкодиориты	Пропилитизированные разности	0,330—1,150	0,052—0,089
		0,65	0,067

¹ В числителе—минимальные и максимальные концентрации; в знаменателе—средние с держания.

ном же этапе развития месторождения Sr/Ba отношение в кальцитах снижается в сторону наиболее поздней кальцит-цеолитовой стадии (табл. 11). Кроме того, для всех образований стадий характерно закономерное изменение Sr/Ba отношения в кальцитах от глубоких горизонтов к поверхности. В большинстве случаев есть основания предполагать, что одной из причин этого является изменение щелочности систем. Такое изменение связано, во-первых, с понижением температуры образования минеральных ассоциаций от стадии к стадии, а в пределах одной стадии — от нижних горизонтов к верхним; во-вторых, с изменением литологии, т. е. с переходом от существенно карбонатных пород на нижних горизонтах к силикатным на верхних. Не исключена также возможность влияния и других факторов, например, структурно-тектонических. В целом характер распределения Ba и Sr на месторождении показывает, что в процессе образования руд и сопровождающих их окolorудных изменений происходит интенсивный

Таблица 10

Содержания бария и стронция в минералах безрудных жил послерудного этапа
(в %)

Горизонт	Кварц-кальцит-флюоритовые					
	флюорит			кальцит		
	Ba	Sr	Sr/Ba	Ba	Sr	Sr/Ba
II (664 м)	0,0029	0,205	71,0	—	—	—
IV (594 м)	0,0027	0,120	44,5	—	—	—
V (554 м)	0,0023	0,110	39,5	—	—	—
VI (514 м)	0,0024	0,110	45,9	0,0043	0,103	24,0
VII (474 м)	0,0026	0,072	23,0	0,0043	0,045	10,4
IX (400 м)	0,0023	0,036	12,9	0,0040	0,009	2,2

Горизонт	Кальцит-цеолитовые					
	цеолит			кальцит		
	Ba	Sr	Sr/Ba	Ba	Sr	Sr/Ba
II (664 м)	0,0020	0,033	19,0	0,0021	0,021	10,0
IV (594 м)	—	—	—	—	—	—
V (554 м)	—	—	—	—	—	—
VI (514 м)	0,0070	0,025	3,6	0,0023	0,022	10,0
VII (474 м)	—	—	—	—	—	—
IX (400 м)	—	—	—	—	—	—

Таблица 11

Содержания Ba и Sr в кальцитах разных стадий
минералообразования
(в %)

Стадия	Кол-ч. проб	Ba	Sr	Sr/Ba
Скарновая	10	0,0032	0,047	14,7
Сульфидная	7	0,0027	0,056	20,7
Кварц-кальцит-флюоритовая	12	0,0040	0,030	20,0
Кальцит-цеолитовая	3	0,0022	0,022	10,0

вынос Ва. Это при благоприятных физико-химических условиях может привести к появлению повышенных содержаний бария в породах верхних горизонтов (надрудных участках), а также к образованию в этих участках баритовых жил. Находки баритовых жил, как отмечено выше, известны на верхних горизонтах Почекувского месторождения, которое имеет сходное геологическое строение с Савинским 5-м месторождением и является его западным продолжением. Отсутствие баритовых жил на Савинском 5-м месторождении можно объяснить более глубоким эрозийным срезом месторождения. Минералы Sr в пределах Кличкинского рудного поля не зафиксированы. Вероятно, он подвергся рассеянию.

Выводы

1. Установлены средние содержания бария и стронция во вмещающих породах месторождения, в том числе и в породах, подвергшихся постмагматическим изменениям.

2. Показано, что для месторождения характерно возрастание Sr/Ba отношения в кальцитах от скарпной стадии к сульфидной. Наряду с этим наблюдается закономерное увеличение Sr/Ba отношения в кальцитах каждой стадии от глубоких горизонтов к поверхности.

3. Изменение Sr/Ba отношения от высокотемпературных стадий к более низкотемпературным, а также от глубоких горизонтов к поверхности связывается авторами с изменением кислотности — щелочности системы.

4. Анализ распределения бария и стронция на месторождении показывает, что в процессе образования руд и сопровождающих их окolorудных изменений происходит интенсивный вынос бария в верхние части месторождения.

5. Выявленные закономерности в поведении бария при образовании руд и окolorудных изменений вмещающих пород позволяют предполагать, что повышенные концентрации бария и баритовые жилы при поисках могут быть индикаторами слепых рудных тел на территории Кличкинского рудного поля.

ЛИТЕРАТУРА

1. О. Д. Левицкий, В. И. Смирнов. Использование типогенной зональности при поисках скрытых рудных тел гидротермального происхождения.— В кн. «Вопросы изучения и методы поисков скрытого оруденения». Госгеолтехиздат, 1963.
2. С. С. Смирнов. Полиметаллические месторождения и металлогения Восточного Забайкалья. Изд-во АН СССР, 1961.
3. Б. П. Санин, Л. Д. Зорина, С. Ф. Сегадлевич. Геохимическая характеристика зон разрывных нарушений Кличкинского рудного поля.— В сб. «Вопросы региональной геологии металлогении Забайкалья», вып. III. Чита, 1967.

4. Л. Д. Зорина, Б. П. Санин. О последовательности формирования Савинского 5-го полиметаллического месторождения.— В сб. «Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья», вып. 3 (5). Чита, 1968.
5. В. В. Архангельская. Геология свинцово-цинковых месторождений Кличкинского рудного района (Восточное Забайкалье). Изд-во АН СССР, 1963.
6. Г. М. Лобанова, Б. П. Санин. Геология и вещественный состав руд месторождения Савинского 5.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 83.
7. П. В. Комаров, Г. Н. Комарова, Ю. В. Гольцман, М. М. Аркельянц. Возрастные соотношения интрузивных проявлений и минерализации Кличкинского рудного поля в Восточном Забайкалье.— Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 12.
8. Д. С. Коржинский. Очерк метасоматических процессов.— В кн. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1955.
9. Б. П. Санин. Основные закономерности локализации рудных тел на месторождении Савинское 5 (Восточное Забайкалье).— Изв. вузов, геол. и разв., 1961, № 11.
10. М. А. Свирский, Н. М. Чумаченко. Об изменении состава руд с глубиной на Савинском 5-м месторождении (Восточное Забайкалье).— Геология рудных месторождений, 1966, № 2.
11. Л. И. Колтун, Ю. В. Ляхов, А. В. Пизнюр. О температурах растворов газово-жидких включений в минералах месторождения Савинское 5-е.— Записки ВМО, 1963, ч. 92, вып. 3.
12. И. П. Шаратов. Применение математической статистики в геологии. Изд-во «Недра», 1965.
13. Е. С. Вентцель. Теория вероятностей. Изд-во физ.-мат. лит-ры, 1962.
14. А. П. Виноградов. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры.— Геохимия, 1962, № 7.
15. Л. Паулинг. Природа химической связи. Госхимиздат, 1947.

**НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПОВЕДЕНИЯ БАРИЯ
И СТРОНЦИЯ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ
МИХАЙЛОВСКОГО ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО
МЕСТОРОЖДЕНИЯ
(Восточное Забайкалье)**

В геологической литературе практически отсутствуют сведения по геохимии бария и стронция при формировании полиметаллических месторождений Восточного Забайкалья. Авторами предпринята попытка восполнить этот пробел и на примере Михайловского полиметаллического месторождения рассмотреть особенности поведения этих элементов. Общие представления о геологии и рудоносности Михайловского месторождения приводятся в работах В. Н. Куземко [1, 2]. Рудные тела месторождения, как правило, локализируются в горизонте полосчатых нижнепалеозойских известняков, реже на контакте известняков со сланцами того же возраста.

Детальные геолого-геохимические исследования на вновь открытых глубоких горизонтах позволили авторам выделить три этапа в формировании Михайловского месторождения: дорудный, рудный и послерудный. С последним этапом связано образование серии крупнокристаллических кальцитовых жил.

Поскольку рудные тела встречаются в основном в кристаллических известняках, распределение бария и стронция изучалось только в карбонатных породах. Анализ проб на Ва и Sr произведен Е. С. Костюковой количественным спектральным методом в лаборатории Института геохимии АН СССР. Чувствительность определения составила для Ва 0,0001%, для Sr 0,001%.

Поведение бария и стронция целесообразно рассмотреть по этапам формирования месторождения.

Распределение Ва, Sr и Са в неизмененных и гидротермально измененных карбонатных породах дорудного этапа приведено в табл. 1. Анализ данных табл. 1 показывает, что содержание Ва в исходных полосчатых известняках и гидротермально измененных разновидностях этих известняков практически одинаково. Концентрации стронция и кальция, а также Са/Ва и Са/Sr отношения в гидротермально измененных известняках растут от ранней стадии к поздней. Ва/Sr отношение в гидротермально измененных породах несколько возрастает по сравнению с исходными известняками и сохраняется на одном уровне в образованиях ранней и поздней стадий.

Таблица 1
 Распределение бария, стронция и кальция в дорудноизмененных карбонатных породах
 (в %)

Дорудное изменение вмещающих пород	Породы	Колич. проб	Ba	Sr	Ca	Ba×10 ² /Sr	Ca/Ba	Ca/Sr
Региональный метаморфизм фации зеленых сланцев	Слабо окварцованные, кристаллические, полосчатые известняки	5	0,0014—0,0025 ¹	0,03—0,051	40,0—42,2	5,5	20000	1100
			0,0021	0,038	41,2			
Гидротермальное изменение	Мелкозернистый доломит	3	0,0013—0,0024	0,018—0,025	26,2—27,5	7,7	16000	1200
			0,0017	0,022	27,0			
	Обеленный, слабо доломитизированный и серпентинизированный известняк	4	0,001—0,0027	0,014—0,036	32,5—39,1	7,4	18500	1400
			0,002	0,027	37,0			

¹ В числителе указаны минимальные и максимальные значения содержания, в знаменателе — средние.

Для характеристики рудного этапа распределение Ba и Sr изучено в синрудных метасоматитах, сопряженных с массивными рудами, а также в парагенном кальците полиметаллической и сульфоантимонитовой стадии.

Синрудные гидротермальные образования по известнякам представляют собой единую метасоматическую колонку, в пределах которой выделяются четыре зоны (табл. 2)¹. Аналогичную метасоматическую зональность имеют и синрудные образования по гидротермальным доломитам (табл. 2). Данные по распределению Ba, Sr и Ca в синрудных метасоматитах, приведенные в табл. 2, свидетельствуют об одинаковом характере поведения Ba и Sr по зонам синрудных метасоматитов, образованных как по известнякам, так и по доломитам. Установлено, что содержание бария и Ba/Sr отношение убывают от внутренней зоны к внешней, в то время как концентрация Sr и Ca/Ba отношение возрастают в том же направлении. Кальцит из минеральных ассоциаций различных стадий рудного этапа (табл. 3) характеризуется значительными вариациями содержания Sr: от 0,045 до 0,14%, в то время как концентрация Ba в нем практически остается на одном уровне. Следует отметить, что содержание Sr увеличивается в кальцитах более низкотемпературной — сульфоантимонитовой стадии по сравнению с полиметаллической.

Для послерудного этапа характерно широкое развитие кальцитовых жил различной мощности. Три наиболее мощные жилы (условно № 0, 1, 2) опробованы на различных гипсометрических уровнях. Данные по распределению в них Ba и Sr приведены в табл. 4. Как видно из таблицы, во всех трех жилах содержание Ba незначительно уменьшается, а Sr существенно возрастает от нижних горизонтов к верхним.

Обсуждение результатов

При рассмотрении распределения бария и стронция во вмещающих породах и постмагматических образованиях Михайловского месторождения (табл. 1—4) отмечается устойчивость содержания бария 0,0007—0,0021% и значительные колебания концентраций стронция 0,0077—0,14%.

В пределах месторождения не было обнаружено собственных минералов бария и стронция, поэтому предполагается изоморфное вхождение этих элементов в решетку кальцийсодержащих карбонатов.

В процессе дорудного гидротермального изменения рудовмещающих известняков отмечается незначительный вынос Ba и Sr (см. табл. 1).

¹ Четвертая зона (рудная) не рассматривается.

Таблица 2

Распределение бария, стронция и калия в синрудных гидротермально измененных карбонатных породах

Синрудное изменение	Зона	Порода	Количество проб	Ba	Sr	Ca	Ba×10 ² /Sr	Ca/Ba	Ca/Sr
По известнякам	Внешняя	Окремненный известняк с халцедоновидным кварцем	3	0,0007—0,0018 ¹	0,021—0,025	38,8	6,25	26000	1600
				0,0015	0,024				
	Промежуточная	Окремненный и доломитизированный известняк	11	0,0013—0,002	0,009—0,023	28,2	10,7	18000	1900
				0,0016	0,015				
По мелкозернистым доломитам	Внутренняя	Кварц-анкеритовая порода с вкрапленностью рудных минералов	4	0,0018—0,0027	0,0055—0,0093	11,2	27,2	5300	1450
				0,0021	0,0077				
	Внешняя	Окремненный доломит	1	0,0013	0,024	27,0	5,4	21000	1100

¹ См. справку к табл. I.

Таблица 3

Распределение бария и стронция в кальцитах различных стадий минерализации рудного процесса

Стадия минерализации	Минеральная ассоциация ¹	Минерал	Колич. проб	Ba	Sr	Ba×10 ² /Sr
Полиметаллическая	Марказит-сфалерит-галени- товая	Марказит, сфалерит, галенит, кальцит	6	0,0009	0,046	1,9
Сульфоантимонитовая	Буланжерит-кварц-кальцито- вая	Буланжерит, кальцит	1	0,0011	0,126	0,9
	Антимонит-кальцитовая	Антимонит, кальцит	1	0,0009	0,140	0,6

¹ Кальцит в минеральных ассоциациях колчеданной стадии обнаружен лишь под микроскопом.

Таблица 4

Погоризонтное распределение бария и стронция в мощных кальцитовых жилах Михайловского месторождения

Горизонт	Ba в жилах №				Sr в жилах №			Ba×10 ² /Sr		
	0	1	2		0	1	2	0	1	2
I			0,0009			0,078			1,1	
II	0,0008	$\frac{0,0006-0,0011}{0,0008}$	$\frac{0,0007-0,0011}{0,001}$	0,032	$\frac{0,047-0,135}{0,068}$	$\frac{0,05-0,072}{0,061}$	2,5	1,2	1,6	
III	0,001	$\frac{0,0006-0,0016}{0,001}$	$\frac{0,0008-0,0019}{0,0012}$	0,015	$\frac{0,037-0,08}{0,052}$	$\frac{0,033-0,072}{0,048}$	6,6	1,9	2,5	

¹ См. сноску к табл. I.

Образование синрудных метасоматитов сопровождается интенсивным выносом Ca и Sr (см. табл. 2). Для Ba отмечается уменьшение концентраций от внутренней зоны метасоматической колонки к внешней в 1,4 раза. Максимальные значения Ca/Ba и Ca/Sr отношений смещены в разные зоны метасоматической колонки (см. рисунок).

Рассматривая причины подобного распределения бария и стронция, следует иметь в виду, что отношения концентраций элемента-примеси к элементу-хозяину в твердой и равновесной с ним жидкой фазах определяется законом Хлопина [3]. В рассматриваемом случае на коэффициент распределения элемента-примеси ($K_{пр}^T$) влияют: 1) смена твердой фазы; 2) кислотность растворов и 3) изменение режима температуры (принимая $p = const.$).

При прочих равных условиях изоморфное замещение кальция барием и стронцием затрудняется с ростом плотности решетки кальцийсодержащих минералов.

Е. Д. Холланд с соавторами [4] экспериментально определили, что более плотной решетке арагонита (плотность 11,3¹) соответствует более низкий коэффициент распределения — $K_{Sr}^A = 0,59$, а кальциту (плотность 12,3) более высокий — $K_{Sr}^K = 0,76$.

Учитывая экспериментальные данные Е. Д. Холланда, а также исследования Е. И. Воробьева [5], можно предполагать, что коэффициенты распределения Ba и Sr для доломита и анкерита не могут быть выше коэффициента распределения этих элементов для кальцита, так как первые имеют более плотную решетку. Следовательно, смена твердой фазы от внутренней к внешней зоне метасоматической колонки не могла уменьшить K_{Sr}^K и K_{Ba}^K .

Увеличение щелочности раствора приводит к возрастанию коэффициента распределения Sr между раствором и

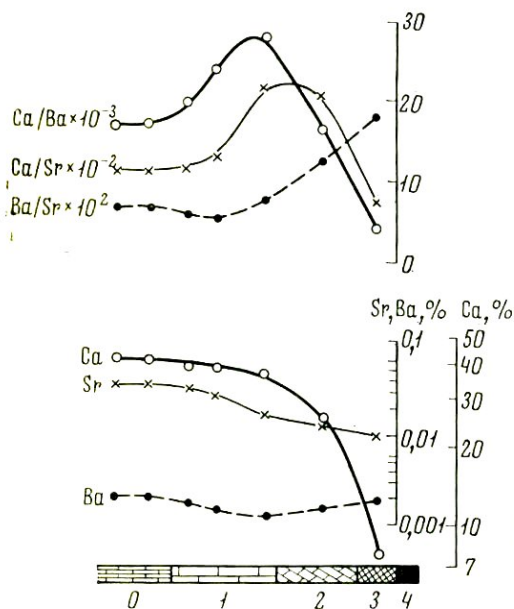


График распределения Ba, Sr и Ca по зонам метасоматической колонки синрудных кварц-анкерит-доломитовых метасоматитов

0 — вмещающие известняки; 1—4 — зоны метасоматической колонки: 1 — внешняя, 2 — промежуточная, 3 — внутренняя, 4 — рудная

¹ Плотность — объем, приходящийся на 1 атом кислорода в молекуле.

арагонитом [4]. Экспериментальные данные по определению коэффициента распределения Ва между раствором и карбонатами кальция в литературе отсутствуют. Л. К. Пожарицкая считает, что резко выраженная основность бария, по-видимому, является решающим фактором при замещении кальция и обуславливает увеличение коэффициента распределения бария с ростом щелочности.

При образовании синрудных метасоматитов происходит замещение кальцита доломитом и доломита анкеритом от внешней зоны метасоматической колонки к внутренней, что указывает на возрастание кислотности в этом направлении. Такое изменение кислотности должно было бы привести к увеличению коэффициентов распределения Sr и Ва от внутренней зоны метасоматической колонки к внешней, чего мы на самом деле не наблюдаем.

Повышение температуры вызывает увеличение коэффициента распределения Sr между раствором и равновесной с ним твердой фазой [4, 6].

В работе [7] показывается, что с ростом температуры увеличиваются изоморфная смесимость SrCO_3 и BaCO_3 с CaCO_3 . По-видимому, при образовании синрудной метасоматической колонки понижение температуры происходило от внутренней зоны к внешней.

Для внешней зоны, как предполагают авторы, основным фактором, определяющим распределение Ва и Sr, является щелочность раствора, в результате чего отмечаются более интенсивный вынос сильных оснований (Ва и Sr) и увеличение Ca/Ba и Ca/Sr отношений в этой зоне по сравнению с исходными известняками.

Уменьшение Ca/Ba отношения в промежуточной зоне и возрастание Ca/Sr отношения в ней не может быть объяснено только изменением щелочности раствора и плотности кальцийсодержащих минералов. Возможно, что на подобное распределение Ва и Sr в промежуточной зоне повлияло повышение температуры в направлении к внутренней зоне метасоматической колонки.

Во внутренней зоне существенно уменьшаются Ca/Sr и Ca/Ba отношения и резко возрастает отношение Ва/Sr, что, по-видимому, является следствием дальнейшего повышения температуры. В целом распределение Ва по зонам метасоматической колонки увязывается с характером предполагаемого температурного градиента.

Таким образом, особенности распределения Ва и Sr в синрудных метасоматитах позволяют предполагать влияние на изоморфное вхождение в решетку кальцийсодержащих минералов двух факторов: кислотности просачивающихся растворов и температурного градиента теплового поля.

Закономерности распределения бария и стронция в парагенных с рудными минеральными ассоциациями кальцитах различных стадий рудного этапа позволяют выявить некоторые физико-химические условия образования последних. При этом следует от-

метить, что авторы придерживаются общепринятых положений, что смена минеральных ассоциаций в рудном этапе от ранних к более поздним стадиям является следствием понижения температуры и кислотности растворов.

Постоянство содержания бария (см. табл. 3) и значительное увеличение концентраций стронция в кальцитах от ранних минеральных ассоциаций к поздним, по-видимому, обуславливается специфической реакцией жильных кальцитов на изменение условий образования — снижение температуры и кислотности. Подобное явление характерно для кальцитов из различных метасоматических образований (см. статьи Е. И. Воробьева, а также Б. П. Сашина и Л. Д. Зориной в настоящем сборнике).

В послерудный этап формирования мощных кальцитовых жил заполнения происходило в низкотемпературных условиях [8] при незначительном вертикальном градиенте температур. В кальцитах жил отмечается тенденция некоторого увеличения концентрации Ва и резкого уменьшения содержания Sr с глубиной. Отмеченные особенности в поведении Ва и Sr наиболее рельефно фиксируются изменением значений Ва/Sr отношения (см. табл. 4). Возможно, что и в этом случае увеличение содержания Sr и уменьшение Ва/Sr отношения в жильных кальцитах к верхним горизонтам месторождения является следствием изменения кислотности — щелочности раствора в пространстве, функционально связанного с изменением (падением) температуры.

Выводы

1. Содержания бария в породах и кальцитах на всех этапах гидротермальной деятельности испытывают незначительные колебания. Накопление его к концу гидротермального процесса не отмечается. Это позволяет утверждать, что на Михайловском рудном поле, в районе развития палеозойских известняков барий не является индикатором слепого полиметаллического оруденения.

2. Стронций на первых этапах гидротермальной деятельности — дорудном и начальных стадиях рудного — выносится, на заключительных стадиях — накапливается.

ЛИТЕРАТУРА

1. В. Н. Куземко. Характерные особенности структуры и рудоносности Михайловского рудного поля.— Вестник Львовск. ун-та, серия геол., 1965, № 3.
2. В. Н. Куземко. Барий-антимонитовое оруденение и связь его с полиметаллическим в Приаргунском рудном районе.— В сб. «Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья», вып. 1 (3). Чита, 1966.
3. В. Г. Хлопкин. Труды Гос. радиевого ин-та, 1938.
4. H. D. Holland et al. The co-precipitation of Sr^{2+} with aragonite and of Ca^{2+} with strontianite between 90 and 100° C — *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1963, 27, No 9.

5. Е. И. Воробьев. Геохимия стронция и бария в карбонатах.— В сб. «Стронций и барий в эндогенных образованиях». Изд-во «Наука», 1972.
6. H. D. Holland, L. J. Holland, J. L. Munoz. The co-precipitation of cations with CaCO_3 . II. The co-precipitation of Sr^{2+} with calcite between 90 and 100°C .— *Geochim et Cosmochim. Acta*, 1964, 28, No. 8.
7. L. J. Chong. Subsolidus phase relations in the system $\text{BaCO}_3\text{—SrCO}_3$, $\text{SrCO}_3\text{—CaCO}_3$ and $\text{BaCO}_3\text{—CaCO}_3$.— *J. Geol.*, 1965, 73, No. 2.
8. Е. М. Лозько, Ю. П. Дорошенко и др. О физико-химических условиях формирования постмагматических месторождений Восточного Забайкалья.— Труды III Всес. совещ. по минер. терм., 1968.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>А. И. Альмухамедов, Г. В. Нестеренко</i> Стронций и барий в процессах фракционирования базальтовой магмы	5
<i>О. М. Глазунов, А. Д. Глазунова</i> Геохимия стронция в габброидных формациях Саяно-Байкальской области	21
<i>В. С. Антипин, Т. А. Кузьмина</i> Барий и стронций в мезозойских гранитоидах Пришилкинской структурной зоны (Восточное Забайкалье)	38
<i>Э. Н. Копылов, К. В. Флёрова</i> Распределение бария, стронция и рубидия в эффузивных и интрузивных породах Байкальского хребта	50
<i>А. Е. Воронцов, А. Д. Глазунова</i> Стронций и барий в нижнепалеозойских гранитоидах Бугульминского интрузивного комплекса (Восточный Саян)	61
<i>К. Ф. Каширин</i> Распределение стронция и бария в кислых и щелочных породах Конкудеро-Мамаканского комплекса (Северо-Байкальское нагорье)	72
<i>Л. В. Соловьева, С. Г. Петровская</i> Стронций и барий в мезозойских интрузиях зон активизации Восточного Забайкалья	80
<i>М. И. Захаров, Б. П. Санин</i> Распределение стронция и бария в мезозойских малых интрузиях полиметаллического пояса Восточного Забайкалья	95
<i>Б. В. Петров, В. А. Макрыгина, В. М. Новиков</i> Стронций и барий в метаморфических породах Патомского нагорья	116
<i>В. М. Макагон, Е. С. Костюкова</i> Распределение бария и стронция в гранитовидных пегматитах Мамского слюдоносного района	130

М. П. Глебов, В. М. Новиков, Б. М. Шакин

Стронций и барий в плагиоклазах мусковитовых пегматитов Восточной Сибири 142

Е. И. Воробьев

Некоторые особенности распределения стронция и бария в кальцитах из карбонатных пород Слюдянского флогопитового месторождения 152

Е. И. Воробьев

Геохимия стронция и бария в карбонатах 160

Б. П. Санин, Л. Д. Зорина

Поведение бария и стронция в процессе формирования Савинского 5-го полиметаллического месторождения (Восточное Забайкалье) 185

Р. А. Торосян, Б. П. Санин, С. Ф. Сегалевич

Некоторые особенности поведения бария и стронция при формировании Михайловского полиметаллического месторождения (Восточное Забайкалье) 201

Стронций и барий в процессах фракционирования базальтовой магмы. Альмухамедов А. И., Нестеренко Г. В. Сб. «Стронций и барий в эндогенных образованиях». Изд-во «Наука», 1972 г.

Содержание стронция в породах трапповой формации Сибирской платформы колеблется в пределах 390—1120×10⁻⁴%, бария — в пределах 130—900×10⁻⁴%. Доконные процессы дифференциации обуславливают появление более высоких концентраций стронция в железистых расплавах, бария — в магнезиальных. Процессы дифференциации *in situ* приводят к дальнейшему перераспределению элементов: в дифференцированных трапповых интрузиях железистые породы поздних этапов кристаллизации обогащаются стронцием, магнезиальные породы ранних этапов — барием. Оба элемента концентрируются главным образом в лейкократовых минералах — плагиоклазах, поэтому определенное влияние на содержание элементов в породах оказывает их минеральный состав.

Породы и плагиоклазы интрузий норильского типа характеризуются повышенным содержанием бария и более высоким Ba/Sr отношением. Последнее может иметь значение при определении принадлежности пород к рудоносным интрузиям норильского типа.

Табл. 4. Илл. 4. Библ. назв. 23.

Геохимия стронция в габброидных формациях Саяно-Байкальской области. Глазунов О. М., Глазунова А. Д. Сб. «Стронций и барий в эндогенных образованиях». Изд-во «Наука», 1972 г.

Максимальным содержанием Sr характеризуются основные породы типичных базальтоидных формаций (габбро стратифицированных массивов и основные породы габбро-пироксенитовой и габбро-перидотитовой формации, габбро Северного Прибайкалья). Независимо от генетической и формационной принадлежности как в габбро складчатых зон, так и в базальтах платформ выдерживается обратная корреляция содержания Sr и Ca и почти одинаковый уровень отрицательной связи. Палингено-метасоматические породы основного состава, пространственно ассоциирующие с гипербазитами, несут минимальное количество Sr (135 г/т). Вальчина Sr/Ca в них заметно отклоняется в сторону гранитоидов. Отмечается возрастание Sr/Ca и уменьшение Rb/Sr от раннепротерозойских к верхнепалеозойским габбро. Отмеченные вариации содержания Sr и Rb, вероятнее всего, вызваны обогащением земного стронция тяжелым изотопом за счет распада Rb⁸⁷. Аномальную стронциенность основных пород авторы объясняют процессом глущинной ассимиляции магмой хемогенных карбонатных пород. Предполагается, что рассчитанный для габбро Саяно-Байкальской области региональный кларк Sr с известным приближением отражает концентрацию элемента в базальтовом слое Саяна и Прибайкалья.

Табл. 8. Илл. 5. Библ. назв. 31.

Барий и стронций в мезозойских гранитоидах Пришилькинской структурной зоны (Восточное Забайкалье). Антипин В. С., Кузьмина Т. А. Сб. «Стронций и барий в эндогенных образованиях». Изд-во «Наука», 1972 г.

На примере Амуджикано-Сретенского интрузивного комплекса рассмотрено распределение бария и стронция в гранитоидах и полевых шпатах. В исследуемых гранитоидах средние содержания стронция и бария близки к кларковым этих элементов для кислых пород. Общая черта поведения бария и стронция в процессе магматической дифференциации — уменьшение содержания элементов от ранних образований к поздним. Среди полевых шпатов основные количества стронция связаны с плагиоклазом, а бария — с калиевым полевым шпатом. Калиевый полевой шпат вкрапленников порфиридных гранитов, являющийся более ранней и высокотемпературной генерацией, характеризуется большими содержаниями бария и стронция по сравнению с калиевым полевым шпатом основной массы. Минимальные содержания рассматриваемых элементов имеет щелочной полевой шпат из гранит-аплитов, которые образовались из остаточного расплава в процессе кристаллизационной дифференциации.

Табл. 5. Илл. 3. Библ. назв. 11.

Распределение бария, стронция и рубидия в эффузивных и интрузивных породах Байкальского хребта. Копылов Э. И., Флёрова К. В. Сб. «Стронций и барий в эндогенных образованиях». Изд-во «Наука», 1972 г.

Рассматривается поведение Ba, Sr и Rb в комагматичных вулканоплутонических породах Северо-Байкальского вулканического пояса. В строении последнего принимает участие вулканоплутонические породы среднего (трахиандезиты, гранодиорит-сениты — I этап) и кислого (риолиты, граносениты, граниты — II этап) состава. В каждом из указанных типов пород эффузивные и комагматичные им интрузивные образования содержат одинаковое количество Sr, Ba и Rb. Особенности поведения этих элементов в породах среднего и кислого состава свидетельствуют о наличии для каждого типа пород самостоятельных магматиче-

ских очагов. Установлено также, что кислые вулканоплутонические породы второго этапа, формировавшиеся параллельно в смежных зонах вулканического пояса, содержат неодинаковое количество Ba, Sr и Rb и отличаются разным поведением этих элементов, что позволяет считать их продуктами деятельности автономных магматических очагов.

Табл. 1. Илл. 1. Библ. назв. 12.

УДК 552.312 : 550.42

Стронций и барий в нижнепалеозойских гранитоидах бутульминского интрузивного комплекса (Восточный Саян). Воронцов А. Е., Глазунова А. Д. Сб. «Стронций и барий в эндогенных образованиях». Изд-во «Наука», 1972 г.

Рассмотрено распределение стронция и бария в породах и минералах различных серий нижнепалеозойских гранитоидов центральной части Восточного Саяна, сформировавшихся в результате процессов магматической дифференциации и ассимиляции различного по составу материала. Содержания стронция и бария в породах, образовавшихся при магматической дифференциации на месте становления массивов, не изменяются. В гибридных породах на их содержания достаточно отчетливо влияет состав ассимилируемого материала. Ассимиляция пород основного состава сопровождается увеличением концентрации стронция и бария, а ассимиляция карбонатного материала — увеличением концентрации только стронция. Содержание этих элементов в ассимилируемом материале отражается на концентрации их как в породах, так и в минералах. Главный минерал-концентратор и носитель стронция в гранитоидах комплекса — плагиоклаз, а бария в безбиотитовых породах — калиевый полевой шпат. В биотитовых фациальных разностях барий концентрируется в калиевом полевоом шпате и биотите примерно в одинаковых количествах. Геохимическая история стронция и кальция в эволюции магматического расплава (кристаллизация и ассимиляция) во многом одинакова. Барий при кристаллизации следует за калием; при ассимиляции связь между барием и калием нарушается.

Табл. 4. Илл. 2. Библ. назв. 20.

УДК 550.42

Распределение стронция и бария в кислых и щелочных породах конкудеро-мамаканского комплекса (Северо-Байкальское нагорье). Каширин К. Ф. Сб. «Стронций и барий в эндогенных образованиях». Изд-во «Наука», 1972 г.

Высокие концентрации бария и стронция в палеозойских интрузивных породах конкудеро-мамаканского комплекса (междуречья Мамы и Мамакана, среднего течения Левой Мамы), варьирующих по минеральному составу от гранитов до нефелиновых сиенитов, являются их региональной особенностью и служат дополнительным признаком принадлежности этих пород к единому магматическому комплексу.

Табл. 3. Илл. 1. Библ. назв. 10.

УДК 552.111 : 550.42

Стронций и барий в мезозойских интрузиях зон активизации Восточного Забайкалья. Соловьева Л. В., Петровская С. Г. Сб. «Стронций и барий в эндогенных образованиях». Изд-во «Наука», 1972 г.

Рассматривается поведение Sr и Ba в мезозойских гранитоидных комплексах Восточного Забайкалья (шилка-олекминский — северный и аленгуйе-уровский — южный пояса золото-молибденовой минерализации). Амананский и амуджиканский комплексы из северного пояса имеют много общего в петрографо-петрохимическом отношении с шахтаминским и поздним шахтаминским комплексами из южного пояса. Содержания Ba, Sr и K_2O/K , Ca/Sr , Sr/Ba и K/Rb отношения изменяются в одинаковом направлении в ранних и в поздних комплексах обоих поясов. В ранних комплексах по мере раскисления пород (поздние фазы) увеличиваются содержания Ba и уменьшаются эти отношения. В дифференцированных сериях из поздних комплексов наиболее высокие содержания Ba свойственны ранним основным членам. По мере раскисления пород в них снижаются Ba/K и Ca/Sr и возрастают Sr/Ba и K/Rb отношения. Породы поздних комплексов содержат при сопоставимой кремнекислотности больше Ba по сравнению с породами ранних комплексов. Повышенные содержания Ba, пониженные Sr и Sr/Ba отношения в интрузиях южного пояса по сравнению с северными объясняются, очевидно, малокальциевым и более щелочным характером магм в южном поясе. Данные по распределению Ba, Sr и Rb в дифференцированных сериях, а также в сложных дифференцированных дайках согласуются с геолого-петрографическими фактами о защелачивании гранитоидной магмы как главным факторе очаговой дифференциации.

Табл. 5. Илл. 7. Библ. назв. 8.

УДК 552.111 : 550.42

Распределение стронция и бария в мезозойских малых интрузиях полиметаллического пояса Восточного Забайкалья. Захаров М. Н., Санин Б. П. Сб. «Стронций и барий в эндогенных образованиях». Изд-во «Наука», 1972 г.

Исследованиями охвачен юрский эффузивно-интрузивный комплекс полиметаллического пояса Восточного Забайкалья, с которым большинство авторов связывают оруденение. Интрузивные члены формации, изменяющие состав от габбро-сyenитов до граносyenитов, являются дифференциатами основной грахитбазальтовой магмы, умеренно калтаншированной свалическим материалом. В соответствии с особенностями вещественного состава изученная формация характеризуется повышенными содержаниями стронция и бария. Максимальные концентрации их, превышающие кларковые соответственно в 8 и 4 раза, характерны для покровной фации эффузивов, что говорит о своеобразной специализации родоначальной магмы в отношении стронция и бария. При фракционировании расплава в интрузивных камерах содержание их закономерно снижается от начального к конечному продуктам дифференциации. Минеральные балансы сиенит-диоритов и габбро-сyenитов показывают, что в интрузиях главными минералами-носителями и концентраторами стронция являются полевые шпаты, а бария — калиевый полевой шпат и частично биотит.

Табл. 6. Илл. 9. Библ. назв. 15.

УДК 552.4 : 550.42

Стронций и барий в метаморфических породах Патомского нагорья. Петров В. В., Макрыгина В. А., Новиков В. М. Сб. «Стронций и барий в эндогенных образованиях». Изд-во «Наука», 1972 г.

Изучено поведение стронция и бария в четырех литологических типах пород различных метаморфических зон от серицит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации до диастен-альмандиновой субфации амфиболитовой фации. Эти элементы в процессе прогрессивного регионального метаморфизма низких и средних ступеней являются инертными, а метаморфические породы по отношению к ним представляют закрытую систему. Ba/Sr отношение устойчиво во всех метаморфических зонах и характерно для каждого типа пород. Оно может быть использовано при корреляции неоднородно метаморфизованных свит и горизонтов и при литологических реконструкциях. В исследованных породах минералами-концентраторами стронция являются клинодоцит, плагиоклаз и карбонаты (прежде мусковит), а бария — мусковит и биотит. Стронций в решетках метаморфических минералов изоморфен с кальцием, а барий — с калием. Концентрация бария или стронция в минералах в общем случае определяется содержанием этих элементов в породе, характером парагенезиса и степенью метаморфизма. В Патомском нагорье в докембрийских известняках и мраморах установлены содержания стронция, превышающие кларк для карбонатных пород этого возраста более чем в 100 раз.

Табл. 7. Илл. 2. Библ. назв. 12.

УДК 552.322.2 : 550.42

Распределение бария и стронция в гранитовидных пегматитах Мамского слюдоносного района. Макагонов В. М., Костюкова Е. С. Сб. «Стронций и барий в эндогенных образованиях». Изд-во «Наука», 1972 г.

Среди гранитовидных пегматитов Мамского района выделены метаморфические и магматические. Содержание бария и стронция в метаморфических пегматитах изменяется в зависимости от состава вмещающих метаморфических пород. В пегматитах отмечаются более высокие концентрации стронция и пониженные концентрации бария по сравнению с гнейсами и сланцами, из которых образовались метаморфические пегматиты. Концентраторы и носители бария в последних — слюды, концентраторы и носители стронция — плагиоклаз. В магматических пегматитах выделяются три группы. Ортоклазовые пегматиты содержат максимальные количества бария и стронция. В пегматитах второй и третьей групп, калишпат которых представлен микроклином, количество стронция и особенно бария значительно ниже. Отношения Ba/K, Ba/Rb и Ba/Sr в пегматитах и калиевых полевых шпатах снижаются от первой группы к третьей. Минерал-концентратор и носитель бария — калиевый полевой шпат. Стронций концентрируется в обоих полевых шпатах. В них более 90% стронция породы.

В процессе постмагматического замещения гранитовидных пегматитов микроканизация сопровождается приростом бария при постоянном количестве стронция. Последующее кварц-мусковитовое замещение приводит к выносу и бария и стронция.

Табл. 5. Библ. назв. 13.

УДК 552.322.2 : 550.42

Стронций и барий в плагиоклазах мусковитовых пегматитов Восточной Сибири. Глотов М. П., Новиков В. М., Шамакин Б. М. Сб. «Стронций и барий в эндогенных образованиях». Изд-во «Наука», 1972 г.

В Мамском и Гутаро-Бирюсинском мусковитовосных районах пегматиты содержат несколько генераций плагиоклаза, состав которых изменяется от олигоклаза высоких номеров в первичных структурах до альбита в наиболее низкотемпературных зонах. Максимальные содержания Sr и Ba (0,12—0,14 и 0,012% соответственно) фиксируются в первичных генерациях плагиоклаза, а в последующих генерациях содержание Sr уменьшается до 0,04—0,05% и Ba — до 0,002—0,003%. В альбите Sr не обнаружен, а Ba — 0,001%.

Установлено, что главные причины, влияющие на распределение Sr и Ba в плагиоклазах, — время и способ кристаллизации минерала (магматический или

послемагматический этап, перекристаллизация либо кристаллизация), уровень кислотности — щелочности послемагматических растворов, состав вмещающих пегматитов пород, характер сопутствующей акцессорной минерализации. Отмечается закономерное изменение $Ca : Sr$ и $Sr : Ba$ отношений при переходе от ранних генераций плагиоклаза к поздним, что позволяет считать их индикаторными для данного минерала и процесса.

Табл. 3. Илл. 1. Библ. назв. 16.

УДК 552.51 : 550.42

Некоторые особенности распределения стронция и бария в кальцитах из карбонатных пород Слюдянского флогопитового месторождения. Воробьев Е. И. Сб. «Стронций и барий в эндогенных образованиях». Изд-во «Наука», 1972 г.

Приводятся данные по содержанию стронция и бария в кальцитах из различных карбонатных образований Слюдянского флогопитового месторождения. Кальциты из мраморов и флогопит-кальцитовых жил месторождения резко различаются по содержанию стронция и бария. Промышленные флогопитовые жилы отличаются от непроизведенных по величине стронций-бариевого отношения в кальцитах, поэтому величина этого отношения в кальцитах может быть использована как один из критериев при оценке промышленной перспективности жил.

Табл. 3. Библ. назв. 6.

УДК 552.51 : 550.42

Геохимия стронция и бария в карбонатах. Воробьев Е. И. Сб. «Стронций и барий в эндогенных образованиях». Изд-во «Наука», 1972 г.

Отмечается повышенное содержание стронция в карбонатах по сравнению с другими эндогенными карбонатными породами. Содержание стронция и бария в карбонатах зависит прежде всего от их минерального состава. Стронций концентрируется преимущественно в кальците и апатите, барий — в слюдах, амфиболах и пироксенах. Наблюдается закономерное изменение содержания стронция и бария и величины их отношения в минералах карбонатов от стадии к стадии и в телах карбонатов одной стадии. Эти изменения обусловлены закономерным изменением кислотности — щелочности растворов под влиянием изменения температуры, а также в результате взаимодействия с вмещающими породами. Величина стронций-бариевого отношения в минералах карбонатов может быть использована в качестве индикатора щелочности карбонатизирующих растворов. Близкие величины содержания стронция и бария в кальцитах карбонатов разных массивов мира указывают на общность физико-химических условий их формирования.

Табл. 10. Илл. 2. Библ. назв. 16.

УДК 553.065 : 550.42

Поведение бария и стронция в процессе формирования Савинского 5-го полиметаллического месторождения (Восточное Забайкалье). Санин Б. П., Зорин А. Д. Сб. «Стронций и барий в эндогенных образованиях». Изд-во «Наука», 1972 г.

На основе геохимических данных определены средние содержания и доверительные интервалы Ba и Sr во всех типах вмещающих и востановительных измененных пород Савинского 5-го полиметаллического месторождения. Показано изменение Sr/Ba отношения в типоморфных минералах от высокотемпературных стадий к более низкотемпературным и от глубоких горизонтов к поверхности. Установлено, что в процессе образования руд и сопровождающих их окислительных изменений происходит вынос Ba в верхние части месторождения. Повышенные концентрации Ba и баритовые жилы на территории Кличкинского рудного поля могут быть использованы в качестве индикатора слепых полиметаллических рудных тел.

Табл. 11. Библ. назв. 15.

УДК 552.065 : 550.42

Некоторые особенности поведения бария и стронция при формировании Михайловского полиметаллического месторождения (Восточное Забайкалье). Торосян Р. А., Санин Б. П., Сегаляевич С. Ф. Сб. «Стронций и барий в эндогенных образованиях». Изд-во «Наука», 1972 г.

Рассматривается распределение Ba и Sr в карбонатных породах и их гидротермально измененных разновидностях, а также в кальцитах из различных минеральных ассоциаций. При дорудном изменении рудовмещающих известняков Ba и Sr незначительно выносятся. Спиральные метасоматиты характеризуются выносом Sr и увеличением концентрации от внешних зон метасоматической колонки к внутренней Ba в 1,4 раза и Ba/Sr отношения в 4,3 раза.

Концентрация Ba в кальцитах из разных стадий рудообразования остается практически постоянной, в то же время содержание Sr увеличивается в кальцитах более низкотемпературной стадии (сульфоантимонитовой).

В послерудных кальцитах содержание Ba уменьшается незначительно. Концентрация Sr возрастает от нижних горизонтов к верхним. Особенности распределения Ba и Sr в кальцитах авторы объясняют влиянием на изоморфное включение этих элементов изменения кислотности растворов и температурного градиента теплового поля.

Табл. 3. Илл. 1. Библ. назв. 8.

**Стронций и барий
в эндогенных образованиях**

*Утверждено к печати
Институтом геохимии
Сибирского отделения АН СССР*

Редактор *С. В. Овчинникова*
Редактор Издательства *И. А. Клинцева*
Художественный редактор *С. А. Литвак*
Художник *А. Ф. Серебряков*
Технический редактор *Т. И. Анурова*

Сдано в набор 24/VIII 1972 г.
Подписано к печати 30/XII 1972 г.
Бумага № 2. Формат 60×90^{1/16}.
Усл. печ. л. 13,5 Уч.-изд. л. 13,8
Тираж 800 экз. Тип. зак. 5173.
Т-04298. Цена 1 р. 38 к.

Издательство «Наука», 103717 ГСП,
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука», 121099,
Москва, Г-99, Подсосенский пер., 10