

Академия наук
СССР



И. В. Александров

К ГЕОХИМИИ
РЕДКИХ
И РУДНЫХ
ЭЛЕМЕНТОВ
В ГРАНИТОИДАХ

Издательство · Наука ·



Академия наук СССР

Ордена Ленина институт геохимии
и аналитической химии
им. В.И. Вернадского

И. В. Александров

К ГЕОХИМИИ
РЕДКИХ
И РУДНЫХ
ЭЛЕМЕНТОВ
В ГРАНИТОИДАХ

54481



Издательство
"Наука"
Москва
1980



Александров И.В. К геохимии редких и рудных элементов в гранитоидах. М.: Наука, 1980.

Книга посвящена исследованию статистическими методами геохимических особенностей редких и рудных элементов в гранитоидах (Li, Rb, Cs, Be, Nb, Ta, Zr, Mo, W, Sn, Pb, Zn, Cu, Co, Ni, F, B). С помощью предложенного автором метода обобщения уравнений и K - Rb стандарта устанавливается влияние кристаллизационной дифференциации и специализации на распределение элементов в породах. Наиболее общие корреляционные связи между элементами выражены в виде обобщенных уравнений. Сравнение корреляционных связей между элементами в глобальном и региональном масштабах позволяет установить геохимические особенности гранитоидов отдельных регионов. Приводится геохимическая характеристика элементов в приложении к гранитоидному процессу.

Табл. 49. Ил. 61. Библ. 105 назв.

Ответственный редактор

В.И. ГЕРАСИМОВСКИЙ

ВВЕДЕНИЕ

С гранитоидами генетически связаны месторождения многих редких и рудных элементов, что определяет повышенный интерес к этим породам. Изучением геохимии гранитоидов занимаются крупные коллективы. Особенно широкий размах работы приобрели в Советском Союзе, известный вклад сделан учеными зарубежных стран. В настоящее время имеются данные о среднем содержании редких и рудных элементов в целом по гранитоидам, в генетических и формационных типах гранитоидов; средние содержания в породообразующих и акцессорных минералах; большое число химических анализов характеризует распределение элементов в гранитоидах различных регионов, комплексов и массивов. В приложении к геохимическим исследованиям проведено экспериментальное изучение физико-химических свойств ряда элементов и условий формирования гранитоидов. Существенный вклад в геохимию редких и рудных элементов в гранитоидах сделан работами В.Л. Барсукова, А.А. Беуса, А.И. Гинзбурга, И.Н. Говорова, В.И. Коваленко, Я.А. Косалса, Ф.А. Летникова, В.В. Ляховича, Л.Н. Овчинникова, А.С. Павленко, И.Д. Рябчикова, О.Д. Ставрова, Л.В. Таусона и многих других исследователей.

Предлагаемая книга не претендует на всестороннее рассмотрение геохимии редких и рудных элементов в гранитоидах. Она посвящена выявлению наиболее общих закономерностей распределения элементов в гранитоидах статистическими методами. В основе дальнейших рассуждений будут находиться обобщенные уравнения, суть которых сводится к следующему [3]. В самом общем виде содержание редких и рудных элементов в гранитоидах зависит от факторов трех порядков. К первому из них относятся глобальные факторы, отражающие общие закономерности эволюции гранитоидов в земной коре. Вторую группу составляют региональные факторы, зависящие от особенностей геологического строения и развития отдельных регионов. Факторы третьего порядка связаны с локальными (местными) условиями, например с глубиной формирования интрузивов, их формой, размерами и т.п. Зависимость между содержаниями отдельных элементов в гранитоидах во многих случаях можно выразить с помощью выборочных уравнений регрессии y по x :

$$\bar{y}_x - \bar{y} = r \frac{\sigma_y}{\sigma_x} (x - \bar{x}), \quad (1)$$

или x по y :

$$\bar{x}_y - \bar{x} = r_{\theta} \frac{\sigma_x}{\sigma_y} (y - \bar{y}), \quad (2)$$

где \bar{x}_y и \bar{y}_x — условные средние содержания элементов x и y ; \bar{x} и \bar{y} — выборочные средние x и y ; σ_x и σ_y — выборочные средние квадратичные отклонения; r_{θ} — выборочный коэффициент корреляции. Выбор аргумента и функции при геохимических исследованиях в большинстве случаев произволен.

Чем ближе по абсолютной величине r_{θ} к 1, тем сильнее проявляются общие закономерности и тем меньше влияют на соотношение элементов частные условия. И наоборот, чем больше отличается r_{θ} от 1, тем слабее проявляются общие закономерности и тем большее влияние оказывают частные причины.

Можно искусственно принять r_{θ} равным 1 или -1 и сделать соответствующую подстановку в уравнения (1) и (2). Тогда мы получим уравнения, названные автором обобщенными. В конечном виде они представляют уравнения прямой линии:

$$y = ax + b, \quad (3)$$

или

$$x = \frac{1}{a}y - \frac{b}{a},$$

где $a = r_{\theta} \frac{\sigma_y}{\sigma_x}$ при r_{θ} — равном 1 или -1, $b = \bar{y} - a\bar{x}$.

Таким образом, если уравнения (1) и (2) отражают картину с учетом общих и частных особенностей процесса, то обобщенные уравнения отражают в абстрагированном виде лишь общие закономерности. С помощью обобщенных уравнений появляется возможность разделить влияние факторов разных порядков.

Автором предложены и использованы в книге три новых приема:

а) метод, позволяющий устанавливать наиболее общие для гранитоидов парные корреляционные связи между элементами в виде обобщенных уравнений;

б) схема корреляционных связей для гранитоидов, с помощью которой осуществляется переход от парных корреляций к наглядному изображению корреляционной взаимосвязи между большим числом элементов, что позволяет выявлять геохимические особенности отдельных геологических объектов и сравнивать их;

в) метод К—Rb стандарта, позволяющий оценивать вклад кристаллизационной дифференциации и специализации при накоплении редких и рудных элементов в гранитоидах.

В настоящее время большинство исследователей признают гетерогенную природу гранитоидов. Выделяют три генетические группы [69]: интрузивные гранитоиды, возникающие при палингенезе; автохтонные гранитоиды, являющиеся продуктом гранитизации метаморфических пород; гранитоиды — производные основных магм. Эти группы имеют между собой различия как по геологическому

положению, так и по содержанию редких и рудных элементов. В частности, на редкие элементы наиболее перспективны интрузивные палингенные гранитоиды. Для них ведущим является процесс дифференциации с переходом от диоритов и гранодиоритов (реже граносиенитов) к биотит-амфиболовым и биотитовым гранитам. Иногда процесс доходит до образования двуслюдяных и мусковитовых гранитов. Изредка в апикальных частях массивов или в виде апофиз к ним развиваются литионит-альбитовые граниты, представляющие продукт кристаллизации магмы, обогащенной водой, фтором, редкими щелочными и другими редкими элементами. Литионит-альбитовые граниты являются сравнительно низкотемпературной фазией гранитов, завершающей гранитоидный процесс.

Предметом рассмотрения в этой книге будут палингенные интрузивные гранитоиды и кристаллизационная дифференциация как ведущий процесс при их формировании. Из рассмотрения исключены жильные породы, а также граниты, существенно измененные в гидротермальную стадию, например при грейзенизации, и приконтактовые граниты в том случае, когда заметную роль играла ассимиляция вмещающих пород.

Работы проводились в Институте геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского АН СССР по инициативе В.Л. Барсукова, предложившего в качестве индикатора на тантало-ниобиевое оружение использовать фтор и редкие щелочи, содержащиеся в слюдах. Первоначально работы велись на материале, собранном автором с сотрудниками. Изучение геохимических особенностей элементов с помощью слюд дало положительные результаты. Была установлена корреляционная зависимость между содержаниями тантала и ниобия в гранитах и содержаниями лития, рубидия и фтора в слюдах [7]. Корреляция между перечисленными элементами во многих случаях сохраняется, если рассматривать их содержания не только в слюдах, но и непосредственно в гранитах. Метод обобщенных уравнений позволил более целенаправленно изучать геохимические особенности гранитоидов, привлечь наряду с собственным также литературный материал и расширить круг элементов.

В сборе и обработке проб участвовали О.О. Ларичева и Е.Б. Соловьев. Анализы выполнены в Бронницкой геохимической экспедиции ИМГРЭ, часть анализов на фтор сделана в ГЕОХИ Е.Н. Савиновой и Т.П. Андреевой. Большую помощь оказал А.В. Гаранин, разработавший программы для корреляционного анализа не полностью определенных выборок на ЭВМ Мир-2 и консультировавший по вопросам математической статистики. В обсуждении результатов участвовали В.Л. Барсуков и А.С. Павленко. Всем им автор приносит искреннюю благодарность.

СОДЕРЖАНИЕ РЕДКИХ
И РУДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ
В ГРАНИТОИДАХ

В дальнейшем будут рассмотрены геохимические особенности 17 элементов. Среди них литофильные элементы представлены литием, рубидием, цезием, бериллием, ниобием, танталом, цирконием, вольфрамом, оловом, фтором и бором, халькофильные элементы — молибденом, свинцом, цинком, медью, сидерофильные элементы — кобальтом и никелем. В таблицах они расположены соответственно классификации А.Н. Заварицкого [41]: литий, рубидий, цезий, бериллий (элементы горных пород), ниобий, тантал, цирконий, молибден, вольфрам (редкие элементы), олово, свинец, цинк, медь (элементы металлические рудные), кобальт, никель (элементы группы железа), фтор и бор (элементы магматических эманаций). Первостепенное значение будет иметь отношение K:Rb. В связи с этим использованы лишь те опубликованные анализы гранитоидов (средние содержания элементов по отдельным массивам, средние по фазам и фациям гранитоидов в массивах, реже — средние для отдельных комплексов), в которых указана величина отношения K:Rb или ее можно было рассчитать. Поэтому круг гранитоидов оказался ограниченным породами Советского Союза и Монголии. По другим районам земного шара имеются лишь разрозненные данные. И в Советском Союзе есть регионы, например Приморье, по которым много анализов редких и рудных элементов, но, к сожалению, без указания величины отношения K:Rb.

Таблица 1
Распределение анализов по типам гранитоидов

Гранитоиды	Число анализов						
	Li	Rb	Cs	Be	Nb	Ta	Zr
Граносиениты	12	12	3	6	3	3	—
Гранодиориты	46	46	2	38	17	17	—
Граниты	278	284	72	216	123	74	47
Двуслодяные граниты	66	68	14	55	42	15	17
Литионит-альбитовые граниты	35	36	25	21	35	35	18
Всего	437	446	116	336	220	144	82

Гранитоиды разнообразны по названиям. В книге для удобства рассмотрения они разбиты на пять типов: а) граносиениты, б) гранодиориты, в) биотит-роговообманковые и биотитовые граниты (в таблицах и на диаграммах они названы просто гранитами), г) двуслодяные и мусковитовые граниты (в таблицах и на диаграммах объединены под названием "двуслодяные граниты"), д) литионит-альбитовые граниты. Распределение анализов по типам пород показано в табл. 1. Химические анализы приведены в табл. 2. Названия гранитоидов в ней даются в соответствии с принятым делением на пять типов. Ниже приводится краткая геологическая характеристика отдельных регионов, перечисляются используемые гранитоиды под теми же номерами, что и в табл. 2, но с названиями пород, указанными в литературных источниках. Иногда по таким названиям трудно было отнести гранитоиды к тому или иному типу, принятому в табл. 2. Тогда обращалось внимание на содержание калия в породах, а если приводился минеральный состав, то на соотношение породообразующих минералов. Следует отметить, что отнесение гранитоидов в спорных случаях к тому или иному типу принципиального значения в наших исследованиях не имеет. Регионы и отдельные комплексы в основном описываются в возрастной последовательности от более древних к более молодым.

УКРАИНСКИЙ КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ МАССИВ

По этому региону анализов с указанием величины отношения K:Rb немного и они разрознены.

1. Биотитовые граниты, осницкий комплекс PR₁ [43].
2. Биотитовые граниты, коростенский комплекс PR₂ [43].
3. Роговообманково-биотитовые граниты, Каменноугольский массив, Приазовье [80].
4. Биотитовые граниты, там же [80].
5. Биотитовые граниты, Екатерининский массив, Приазовье [80].
6. Биотит-роговообманковые граниты, Ново-Янисольский массив, Приазовье [80].

	Число анализов									
	Mo	W	Sn	Pb	Zn	Cu	Co	Ni	F	B
1	—	6	4	2	—	—	—	8	2	
8	14	39	26	20	6	7	7	36	17	
105	96	217	170	147	46	57	57	216	108	
29	39	54	52	38	13	14	15	53	23	
9	12	22	12	12	—	—	—	26	17	
152	161	338	264	219	65	78	79	339	167	

Таблица 2
Содержание редких и рудных элементов в гранитоидах (в г/т, - количество аналитов)

№ п/п	Тип гранитоидов	n	K:Rb	Li	Rb	Cs	Be	Nb	Ta
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Украинский кристаллический массив									
1	Граниты	3	328	26	120	-	-	-	-
2	"	7	176	18	260	-	-	-	-
3	"	8	148	59	304	-	6,7	75	3,4
4	"	44	61	112	647	-	6,2	61	7,4
5	"	13	74	70	571	-	5,8	82	5
6	"	12	250	22	180	-	4,9	34	3
Восточная Сибирь									
Восточный Саян									
7	Граниты	7	215	32	210	2,5	-	-	-
8	"	2	134	37	320	6	-	-	-
9	Двуслюдяные граниты	7	148	32	330	10	-	-	-
10	Гранодиориты	7	184	46	140	11	-	-	-
11	"	5	160	90	180	21	-	-	-
12	Граниты	-	230	33	103	-	2,4	-	-
13	"	-	140	78	286	-	4,2	-	-
14	"	-	240	25	96	-	1,9	-	-
15	Двуслюдяные граниты	-	132	40	250	-	2,6	-	-
16	Граниты	-	165	70	150	-	2,9	-	-
17	"	-	285	15	142	-	1,1	12	1,2
18	Граносиениты	-	353	13	116	-	1,5	13	1,3
19	Гранодиориты	-	368	17	89	-	1,3	18	1,4
20	"	-	396	21	80	-	2,6	8	0,9
21	"	-	367	28	73	-	2,2	6	0,7
22	"	-	356	9	77	-	1,3	6	0,8
23	"	-	333	13	96	-	1,4	5	0,6
24	"	-	322	12	107	-	-	8	1,1
25	Граносиениты	-	263	35	169	-	5,5	13	1,0
26	Граниты	-	209	62	214	-	4,3	26	9
27	"	-	139	60	298	-	5,8	34	5,7
28	"	-	185	40	220	-	6,3	30	3,9
29	"	-	280	38	154	-	2,7	-	-
30	"	-	300	40	145	-	2,3	10	0,9
Енисейский край									
31	Граниты	3	196	17	260	-	-	-	-
32	"	13	238	14	160	-	-	-	-
33	"	6	294	-	190	-	-	-	-
Северо-Байкальская провинция									
34	Граниты	15	160	31	224	-	-	-	-
35	"	10	258	74	127	-	-	-	-
36	"	11	156	29	195	-	-	-	-
37	"	-	220	48	170	-	-	-	-
38	"	42	176	45	233	-	-	-	-
39	"	38	175	32	216	-	-	-	-
40	"	-	175	41	238	-	-	-	-
41	"	117	322	28	93	-	-	-	-
42	"	45	294	23	125	-	-	-	-
43	Граносиениты	6	300	27	160	14	-	-	-

Zr	Mo	W	Sn	Pb	Zn	Cu	Co	Ni	F	B
11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
Украинский кристаллический массив										
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
728	-	-	8,8	-	-	-	-	-	2800	-
139	-	-	26	-	-	-	-	-	5400	-
174	-	-	24	-	-	-	-	-	-	-
525	-	-	3	-	-	-	-	-	-	-
Восточная Сибирь										
Восточный Саян										
-	-	-	-	-	-	-	-	-	520	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	370	7
-	-	-	-	-	-	-	-	-	280	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	1200	11
-	-	-	-	-	-	-	-	-	1200	22
240	1,0	3,7	10	24	95	-	26	-	570	10
140	0,7	2,5	13	48	40	-	5	-	540	24
200	0,8	3,3	4,2	18	58	-	-	-	440	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	3,1	-	-	-	-	-	900	-
-	-	-	3,6	-	-	-	-	-	1000	-
-	-	-	3,1	-	-	-	-	-	1400	-
-	-	-	4,3	-	-	-	-	-	1000	-
-	-	-	3,7	-	-	-	-	-	800	-
-	-	-	3,0	-	-	-	-	-	800	-
-	-	-	4,0	-	-	-	-	-	800	-
-	-	-	2,6	-	-	-	-	-	800	-
-	-	-	3,5	-	-	-	-	-	600	-
-	-	-	5,1	-	-	-	-	-	700	-
-	-	-	5,0	-	-	-	-	-	800	-
-	-	-	4,1	-	-	-	-	-	1100	-
-	-	-	3,7	-	-	-	-	-	700	-
-	-	-	2,7	-	-	-	-	-	600	-
Енисейский край										
-	-	-	-	17	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	12	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	21	-	-	-	-	-	-
Северо-Байкальская провинция										
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	9

Таблица 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Северо-Байкальская провинция									
44	Граниты	10	238	41	162	-	2,6	-	-
45	"	8	283	21	140	-	2,9	-	-
46	Граносиениты	9	378	13	129	-	3,1	-	-
Забайкалье									
47	Гранодиориты	18	340	40	72	-	2,0	-	-
48	Граносиениты	15	360	40	125	-	2,1	-	-
49	Граниты	16	300	50	138	-	2,3	-	-
50	"	7	310	35	142	-	3,1	-	-
51	"	20	235	50	190	-	3,6	-	-
52	"	15	180	50	238	-	5,8	-	-
53	"	-	88	135	500	-	4,9	-	-
54	"	25	185	45	200	-	5,8	-	-
55	"	42	186	63	226	-	3,7	-	-
56	"	24	192	40	208	-	4,5	-	-
57	"	26	94	74	407	-	7,2	-	-
58	Граниты	11	145	56	267	-	5,8	-	-
59	"	23	250	41	144	-	2,0	-	-
60	"	39	151	33	245	-	4,4	-	-
61	"	9	133	45	263	-	6,7	-	-
62	Двуслюдяные граниты	32	70	71	631	-	11	-	-
63	Граниты	14	93	79	482	7,5	6,9	34,2	3,5
64	"	13	107	64	395	5,8	6,3	31,1	3,1
65	"	15	125	57	342	5,2	5,2	28,8	2,7
66	"	20	129	72	375	9,2	3,5	38,4	5,1
67	Гранодиориты	9	271	36	85	-	2	-	-
68	Граниты	6	350	35	100	-	2	-	-
69	Гранодиориты	5	388	18	98	-	1,6	-	-
70	"	5	236	39	140	-	2,7	-	-
71	Граниты	19	227	63	150	-	2	-	-
72	Гранодиориты	11	267	57	120	-	2	-	-
73	"	23	240	55	150	-	3	-	-
74	"	19	242	51	120	-	2	-	-
75	Граниты	21	227	53	150	-	3	-	-
76	"	40	212	62	160	-	3	-	-
77	"	12	206	64	160	-	3	-	-
78	Гранодиориты	10	264	56	110	-	2	-	-
79	"	10	280	50	100	-	3	-	-
80	"	10	313	58	83	-	3	-	-
81	Граниты	5	254	69	130	-	3,3	-	-
82	Гранодиориты	11	215	54	130	-	3	-	-
83	Граниты	8	185	39	200	-	4	-	-
84	"	18	189	40	180	-	4	-	-
85	"	9	212	61	165	-	3	-	-
86	"	9	229	49	170	-	3	-	-
87	"	7	228	39	180	-	5	-	-
88	"	14	222	53	185	-	3,8	-	-
89	"	17	206	64	180	-	4,1	-	-
90	"	7	256	27	160	-	3,4	-	-
91	Граниты	12	211	34	190	-	5	-	-
92	"	15	133	40	270	-	4	-	-
93	"	7	206	49	180	-	3	-	-
94	"	44	176	40	210	-	4	-	-
95	"	-	212	62	160	-	3,1	-	-
96	"	-	231	62	160	-	3,8	-	-
97	"	-	240	36	140	-	3,5	20	3,5
98	Гранодиориты	11	234	48	120	-	1,3	-	-
99	Граниты	-	237	42	140	-	1,8	-	-

11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
Северо-Байкальская провинция										
-	-	-	3,3	46	31	-	-	-	-	-
-	-	-	3,6	51	38	-	-	-	-	-
-	-	-	4,4	49	44	-	-	-	-	-
Забайкалье										
-	-	-	6,0	-	-	-	-	-	1050	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	700	-
-	-	-	2,7	-	-	-	-	-	790	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	420	-
-	-	-	2,4	-	-	-	-	-	700	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	1410	-
-	2,5	-	4,6	26	56	-	-	-	1200	-
-	0,6	-	3,6	22	35	-	-	-	800	-
-	2,3	-	6,0	18	51	-	-	-	900	-
-	2,6	-	4,8	23	49	-	-	-	300	-
-	3,5	-	5,0	22	44	-	-	-	1600	-
-	2,1	-	4,7	22	41	-	-	-	700	-
-	0,8	-	4,6	20	34	-	-	-	1300	-
-	0,7	-	3,5	28	35	-	-	-	1200	-
-	0,8	-	2,9	23	42	-	-	-	500	-
-	9,3	-	5,7	20	55	-	-	-	7000	-
-	-	3,8	4,5	-	-	-	-	-	2500	2,3
-	-	3,2	3,5	-	-	-	-	-	2200	2,1
-	-	2,8	2,8	-	-	-	-	-	1900	2,0
-	-	1,1	2,2	-	-	-	-	-	390	15,7
-	-	1,0	3,1	34	85	-	-	-	500	16
-	-	1,3	3,4	27	29	-	-	-	200	1,5
-	-	1,2	3,8	22	43	-	-	-	400	20
-	-	2,5	3,7	19	55	-	-	-	500	32
-	-	0,8	5,4	28	38	-	-	-	500	16,5
-	-	0,9	5,8	24	42	-	-	-	500	12
-	-	1,3	6,8	20	54	-	-	-	600	18
-	-	0,7	5,7	24	68	-	-	-	400	16
-	-	1,3	5,3	24	51	-	-	-	600	13
-	-	1,0	10	18	60	-	-	-	600	17
-	-	1,2	5,3	23	61	-	-	-	500	18
-	-	1,3	4,9	19	68	-	-	-	500	15
-	-	1,6	3,6	34	66	-	-	-	400	15
-	-	-	4,9	15	60	-	-	-	400	17
-	-	2,2	2,8	37	32	-	-	-	300	16
-	-	2,7	5,8	30	85	-	-	-	600	36
-	-	6,1	6,8	35	26	-	-	-	400	15
-	-	3,2	4,4	27	44	-	-	-	300	16
-	-	3,3	4,6	19	55	-	-	-	500	11
-	-	-	4,9	36	25	-	-	-	200	15
-	-	2,3	5,7	52	66	-	-	-	-	18
-	-	1,1	4,7	32	46	-	-	-	300	14
-	-	1,2	7,5	-	33	-	-	-	400	24
-	-	4,4	3,9	30	30	-	-	-	100	16
-	-	0,8	4,8	38	20	-	-	-	200	14
-	-	4,9	9,8	24	30	-	-	-	200	26
-	-	3,2	5,5	34	36	-	-	-	300	22
-	-	1,5	4,6	32	30	-	-	-	400	16
-	-	1,8	11	22	60	-	-	-	600	-
-	-	2,2	6,9	23	50	-	-	-	400	-
200	1,6	2,0	5,3	25	45	-	-	-	800	-
-	-	-	5,8	-	-	-	-	-	700	-
-	-	-	4,4	-	-	-	-	-	700	-

Таблица 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Забайкалье									
100	Граниты	-	310	27	105	-	2,1	-	-
101	"	-	274	33	160	-	2,3	-	-
102	"	-	181	11	210	-	3,5	-	-
103	"	-	212	21	180	-	2,6	-	-
104	"	-	260	39	140	-	1,8	-	-
105	"	41	237	54	160	-	2,3	-	-
106	Двуслюдяные граниты	21	160	52	250	-	4,0	-	-
107	Граниты	11	264	25	140	-	2,6	-	-
108	"	22	195	46	200	-	4,5	-	-
109	"	-	194	60	185	10	-	-	-
110	"	11	240	67,5	140	-	5	5,6	0,8
111	"	27	206	71	177	-	4,4	6,9	1,4
112	"	21	120	111	290	-	9,5	7,6	1,0
113	Гранодиориты	22	258	62	118	-	2,7	-	-
114	"	22	207	75	154	-	2,3	-	-
115	"	10	278	60	111	-	4,6	-	-
116	"	10	242	42	128	-	4,4	-	-
117	Граниты	-	224	70	145	10	4,6	7,0	1,0
118	"	14	108	91	370	-	10	-	-
119	"	15	108	84	380	-	13	-	-
120	"	6	79	190	480	-	9,3	-	-
121	"	12	171	20	240	-	5	-	-
122	"	25	108	90	380	-	12	-	-
123	"	7	102	96	400	-	10	-	-
124	Граниты	9	105	80	380	-	14	-	-
125	"	4	114	70	350	-	9,3	-	-
126	"	-	102	82	390	-	16	-	-
127	Двуслюдяные граниты	23	108	86	390	-	12	-	-
128	То же	10	120	69	350	-	12	-	-
129	Граниты	25	117	70	370	-	14	-	-
130	Двуслюдяные граниты	5	145	34	235	-	5,3	-	-
131	Граниты	19	114	56	370	-	8,9	-	-
132	"	7	121	43	340	-	8,8	-	-
133	"	10	111	88	370	-	7,2	-	-
134	"	23	120	50	340	-	9,2	-	-
135	"	-	117	120	300	-	6,7	-	-
136	Гранодиориты	12	267	37	120	-	3	-	-
137	"	6	246	26	130	-	3,1	-	-
138	Граниты	7	227	37	150	-	3,8	-	-
139	Гранодиориты	10	250	50	140	-	2,8	-	-
140	Граниты	3	275	32	120	-	-	-	-
141	Гранодиориты	11	173	36	150	-	3	-	-
142	"	9	233	44	120	-	3	-	-
143	Граниты	6	254	21	130	-	4,3	-	-
144	Гранодиориты	37	217	33	180	-	2,3	6,5	0,8
145	Граниты	-	159	53,5	249	-	3,2	22	2,6
146	Гранодиориты	22	220	34	154	-	3,7	5,8	0,7
147	"	16	236	34	125	-	3	2,7	0,6
148	"	32	344	20	99	-	2,3	4,6	0,5
149	Граниты	13	127	110	300	-	6,0	-	-
150	Двуслюдяные граниты	8	130	135	300	-	8,0	-	-
151	Граниты	3	121	200	330	-	14	-	-
152	Двуслюдяные граниты	4	145	130	290	-	22	-	-
153	Граниты	6	122	110	320	-	5,5	-	-

11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
Забайкалье										
-	-	-	3,2	-	-	-	-	-	500	-
-	-	-	3,7	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	3,5	-	-	-	-	-	400	-
-	-	-	4,5	-	-	-	-	-	1050	-
-	-	-	4,6	-	-	-	-	-	600	-
-	-	1,3	4,0	24	52	-	-	-	500	15
-	-	1,1	6,5	25	43	-	-	-	600	14
-	-	1,8	3,6	28	39	-	-	-	300	31
-	-	1,2	4,3	39	27	-	-	-	500	17
-	1,05	1,7	4,5	28	58	-	-	-	1000	-
-	-	-	5,9	-	-	-	-	-	700	-
-	1,9	-	4,2	28	35	-	8,7	42	1000	-
-	2,0	-	4,3	42	35	-	5,2	16	1500	-
-	-	-	4,8	-	-	-	-	-	700	-
-	-	-	4,2	-	-	-	-	-	600	-
-	-	-	5,0	-	-	-	-	-	800	-
-	-	-	5,0	-	-	-	-	-	700	-
-	1,6	2,1	5,0	30	39	-	-	-	800	-
-	-	6,3	12	26	42	-	-	-	2900	14
-	-	4,8	7,3	29	56	-	-	-	2800	12
-	-	9,1	6,0	30	60	-	-	-	3200	16
-	-	3,3	10	34	69	-	-	-	1200	9
-	-	6,0	9,7	30	48	-	-	-	2900	-
-	-	7,0	6,5	42	36	-	-	-	3600	14
-	-	6,6	6,0	38	38	-	-	-	2400	18
-	-	3,5	8,7	40	50	-	-	-	2500	7
-	-	5,7	6,5	40	37	-	-	-	2500	15
-	-	2,6	9,7	27	56	-	-	-	3700	14
-	-	6	9,1	30	42	-	-	-	2700	14
-	-	2,8	11	27	55	-	-	-	3200	-
-	-	3,5	6,5	18	12	-	-	-	200	18
-	-	6	11	28	31	-	-	-	2900	28
-	-	8	-	30	25	-	-	-	2300	36
-	-	5,5	11	32	41	-	-	-	2900	30
-	-	6,0	12	30	25	-	-	-	2900	-
-	-	2,7	8	40	42	-	-	-	900	-
-	-	2,8	4	20	58	-	-	-	600	28
-	-	1,6	6,7	22	57	-	-	-	500	17
-	-	4,3	3,5	19	46	-	-	-	600	25
-	-	1,4	5,5	27	44	-	-	-	600	31
-	-	-	3,7	30	48	-	-	-	400	-
-	-	-	1,8	3,6	25	48	-	-	700	71
-	-	-	1,6	3,7	23	80	-	-	500	21
-	-	-	4,8	5,9	28	48	-	-	600	32
-	-	-	-	2,4	24	40	-	-	800	-
-	-	-	3,7	-	-	-	-	-	900	-
-	-	-	3	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	3,4	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	4,1	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	3,6	12	20	28	-	-	1400	47
-	-	-	4,5	14	22	20	-	-	1300	69
-	-	5,7	23	22	26	-	-	-	1800	96
-	-	2,8	16	23	17	-	-	-	1600	49
-	-	3,8	12	18	22	-	-	-	1400	-

Таблица 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Забайкалье									
154	Двуслоняные граниты	10	103	170	350	-	13	-	-
155	Двуслоняные граниты	11	87	290	415	-	20	-	-
156	Граниты	4	121	185	290	-	11	-	-
157	Двуслоняные граниты	5	92	190	390	-	19	-	-
158	Граниты	6	109	96	350	-	6	-	-
159	"	8	130	110	270	-	7	-	-
160	Двуслоняные граниты	8	104	190	345	-	11	-	-
161	То же	6	62	250	550	-	25	-	-
162	Граниты	12	118	125	330	-	6,7	-	-
163	"	12	114	140	315	-	8	-	-
164	"	5	121	93	280	-	5,4	-	-
165	"	6	98	130	400	-	8,3	-	-
166	Двуслоняные граниты	4	140	120	285	-	8,8	-	-
167	То же	5	100	55	360	-	7,2	-	-
168	Граниты	4	83	108	350	26	-	19	2,7
169	"	50	120	120	300	-	7	-	-
170	Двуслоняные граниты	25	112	160	330	-	11	-	-
171	То же	30	86	200	420	-	14	-	-
172	Граниты	32	120	130	300	-	6	-	-
173	"	16	186	56	210	-	4	-	-
174	"	5	191	55	220	-	6,4	-	-
175	"	5	191	36	230	-	3,9	-	-
176	"	15	177	68	220	-	4	-	-
177	"	6	156	330	250	-	11	-	-
178	Двуслоняные граниты	5	115	190	330	-	14	-	-
179	Граниты	-	142	170	240	-	8	-	-
180	"	12	156	29	230	-	5	-	-
181	"	10	115	70	343	-	5,9	32	5,9
182	Двуслоняные граниты	4	130	46	300	-	4,4	-	-
183	То же	14	111	57	280	-	13	-	-
184	Двуслоняные граниты	6	76	90	460	-	8,1	-	-
185	То же	7	96	110	280	-	16	-	-
186	"	12	103	93	320	-	8,2	-	-
187	"	8	77	180	390	-	13	-	-
188	Граносиениты	31	382	13	142	-	2,6	-	-
189	Граниты	-	185	31	238	-	5,5	10	1,4
190	"	56	125	69,5	346	-	7	24	3,4
191	"	-	115	84	378	-	7,2	35	7,4
192	"	11	103	136	326	-	7,1	25	3,6
193	"	7	83	150	467	-	5,8	38	9,8
194	"	24	90	134	411	-	7,1	-	-
195	"	13	164	8	140	-	3,2	-	-
196	Граносиениты	-	248	33	147	-	4	-	-
197	"	-	449	22	109	-	-	-	-
198	Граниты	13	251	17	152	-	2,4	18	1,7
199	Двуслоняные граниты	-	80	82	481	17	5,6	31,2	3,5
200	То же	-	88	72	459	17	9,5	39,5	3,2
201	Литионит-альбитовые граниты	-	22	271	1331	20	16	76	60

11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
Забайкалье										
-	1,1	7,1	25	18	27	-	-	-	2500	108
-	-	12	58	11	21	-	-	-	3800	49
-	-	2,3	13	19	26	-	-	-	1300	20
-	-	5,3	29	15	20	-	-	-	1700	25
-	-	2,5	11	30	41	-	-	-	600	19
-	-	1,5	13	22	50	-	-	-	700	20
-	-	4,4	18	21	47	-	-	-	1100	31
-	-	17	37	12	43	-	-	-	2000	29
-	-	3,7	11	52	40	-	-	-	900	30
-	-	5,3	6,9	48	44	-	-	-	1100	35
-	-	2,3	5,7	52	66	-	-	-	800	18
-	-	1,7	55	50	42	-	-	-	1300	20
-	-	2,7	22	44	46	-	-	-	900	17
-	-	8,8	26	43	18	-	-	-	1700	17
-	-	-	-	-	-	-	-	-	2400	-
-	-	5,8	10	38	42	-	-	-	1000	35
-	-	3,1	20	24	30	-	-	-	1300	30
-	-	11	40	24	26	-	-	-	2000	38
-	-	1,7	15	54	34	-	-	-	900	13
-	-	1,5	7,9	34	47	-	-	-	900	24
-	-	-	19	30	65	-	-	-	900	39
-	-	5,2	3,9	33	49	-	-	-	800	22
-	-	1,9	9,3	30	51	-	-	-	1100	23
-	-	1,9	44	31	67	-	-	-	2100	52
-	-	5,0	25	34	43	-	-	-	1400	-
-	-	1,4	13	39	46	-	-	-	1100	18
-	-	2,0	7,8	35	59	-	-	-	200	11
-	1,0	-	3,7	32	54	-	-	-	1740	-
-	-	2,9	8,6	27	36	-	-	-	200	18
-	-	4,6	18	21	7	-	-	-	400	22
-	-	3,1	47	26	17	-	-	-	800	21
-	-	9,5	13	15	19	-	-	-	600	46
-	-	2,6	20	44	15	-	-	-	400	52
-	-	3,0	36	17	19	-	-	-	900	39
-	2,2	-	2,6	23,5	85	-	-	-	560	-
-	2,2	-	4,2	31	62	-	-	-	1400	-
-	2,3	-	6,2	32	61	-	-	-	3000	-
-	2,0	-	7,4	21	42	-	-	-	3300	-
-	0,8	-	8,7	31	37	-	-	-	2240	-
-	-	-	10	25	41	-	-	-	1850	-
-	-	-	7,4	37	44	-	-	-	2570	-
-	1,2	1,4	3,2	22	40	-	6,1	15	1000	20
-	-	-	3,5	-	-	-	-	-	1400	-
-	-	-	5,4	-	-	-	-	-	600	-
121	-	-	2,6	-	-	-	-	-	-	-
90	-	-	6,7	-	-	-	-	-	-	-
159	-	-	5,3	-	-	-	-	-	-	-
42	-	-	13	-	-	-	-	-	-	-

Таблица 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Забайкалье									
202	Литионит-альби- товые граниты	26	18	580	1590	15	-	141	74
203	То же	5	18	1200	1820	29	-	140	42
204	Граниты	3	46	160	510	18	-	80	5,2
205	Литионит-альби- товые граниты	6	37	310	790	28	-	68	11,5
206	Граниты	-	115	70	333	-	5,9	32	5,9
207	Литионит-альби- товые граниты	7	31	694	1141	23	4,7	119	29,3
208	То же	-	25	410	1186	12	4,4	179	83,1
209	Граниты	2	95	150	330	20	-	25	5
210	Двуслюдные граниты	2	59	200	480	38	-	42	13,2
211	Литионит-альби- товые граниты	3	26	430	1150	32	-	61	34
212	То же	14	12	3100	2300	65	-	142	205
213	Граниты	-	100	120	390	15	5,2	28	4,1
214	Двуслюдные граниты	-	95	-	404	22	-	30	5,8
215	То же	-	82	165	455	22	-	33	10,4
216	Литионит-альби- товые граниты	-	32	389	1217	-	-	28	20
217	То же	-	34	264	1153	-	-	49	49
218	"	-	21	1370	1490	50	8	77,2	142
219	"	11	62	292	452	10	6,3	164	14
220	"	47	42	624	602	10	5,3	151	17,3
221	Граниты	8	90	253	388	18	-	62	3,5
222	"	9	118	113	268	9	-	55	3,4
223	Литионит-альби- товые граниты	19	93	192	279	7	-	54	3,6
224	То же	37	67	540	380	9	-	72	7,5
225	"	20	91	996	570	15	-	83	10,8
226	"	19	68	763	460	16	-	100	22,2
227	"	-	19	-	1460	130	2,4	84	47
Монголия									
228	Гранодиориты	-	263	22	107	-	2,5	17,3	1,4
229	"	-	291	27	96	-	1,9	15,7	0,9
230	"	-	252	34	122	-	2,3	18,3	1,7
231	"	-	258	41	117	-	2,6	15,0	1,7
232	"	-	356	26	86	-	1,8	13,4	1,1
233	"	-	394	17	54	-	1,4	11,1	0,8
234	"	-	402	15	66	-	2,0	11,0	0,7
235	Граниты	-	138	71	245	-	4,0	24,1	2,1
236	"	-	419	25	91	-	2,2	15,2	1,7
237	"	-	281	19	119	-	1,9	14,4	0,9
238	"	-	248	35	183	-	3,8	22,6	2,4
239	Граниты	-	444	7	108	-	2,4	15,5	1,2
240	"	-	340	17	131	-	2,7	19,3	1,7
241	"	-	270	23	163	-	3,2	19,0	1,8
242	"	-	266	23	140	-	4,1	30,3	2,2
243	"	-	316	16	172	-	4,4	20,0	2,2
244	"	-	253	18	155	-	5,9	31,4	2,5
245	"	-	203	18	198	-	4,9	37,4	2,9
246	"	-	236	72	176	-	5,4	52,8	3,6
247	"	-	178	79	188	-	5,5	39,7	3,4
248	"	-	143	99	312	-	8,2	108	6,0
249	"	-	131	118	288	-	10,6	65,9	4,2
250	"	14	377	26	82	2	1,7	-	-

11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
Забайкалье										
-	-	-	-	-	-	-	-	-	10 700	9
-	-	-	-	-	-	-	-	-	9900	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	2500	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	2800	-
93	1,0	-	3,7	-	-	-	-	-	-	-
174	-	-	166	-	-	-	-	-	-	-
81	-	-	370	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	1350	17
-	-	-	-	-	-	-	-	-	1500	19,5
-	-	-	-	-	-	-	-	-	5600	17
-	-	-	-	-	-	-	-	-	20 000	15
175	1,8	-	3,7	-	-	-	-	-	-	-
162	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
15	-	-	32	-	-	-	-	-	-	-
220	-	-	12	-	-	-	-	-	-	-
246	-	-	19	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	5800	39
-	-	-	-	-	-	-	-	-	1300	30
-	-	-	-	-	-	-	-	-	1000	9
-	-	-	-	-	-	-	-	-	2200	11
-	-	-	-	-	-	-	-	-	4400	15
-	-	-	-	-	-	-	-	-	3500	19
50	-	-	460	-	-	-	-	-	-	-
Монголия										
-	1,0	-	4,5	18	66	24	15,9	13,2	430	-
-	0,5	-	4,1	35	71	20,7	28,5	13,2	361	-
-	0,3	-	4,7	16	81	18,0	29,5	14,4	626	-
-	0,3	-	5,4	16	75	16,3	34,7	23,0	694	-
-	0,3	-	2,7	-	-	25,2	34,0	15,8	437	-
-	0,4	-	1,6	-	-	-	-	-	-	-
-	0,5	-	3,1	-	-	66,7	45,9	20,5	478	-
-	0,3	-	3,7	-	-	-	-	-	-	-
-	0,4	-	3,1	-	-	-	-	-	-	-
-	0,5	-	3,4	31	39	20,0	16,0	6,5	310	-
-	0,6	-	4,1	17	49	15,9	21,5	9,4	510	-
-	0,8	-	2,6	-	-	19,3	18,1	9,6	188	-
409	-	-	4,0	31	49	13,1	13,9	7,1	337	-
304	-	-	4,3	-	-	11,6	12,8	7,2	314	-
-	0,7	-	2,4	-	-	-	-	-	-	-
509	-	-	5,5	-	-	21,5	20,3	6,3	600	-
550	-	-	4,5	-	-	13,8	14,2	5,9	1300	-
-	0,8	-	4,8	-	-	-	-	-	-	-
-	0,6	-	4,9	-	-	-	-	-	-	-
285	-	-	4,7	-	-	12,6	19,5	10,7	1100	-
420	-	-	16,0	-	-	12,9	16,0	6,5	3700	-
-	1,0	-	11,2	-	-	-	-	-	800	-
-	2,3	-	3,2	11	38	-	6,3	6,4	720	20

184481

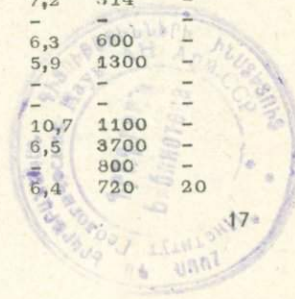


Таблица 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Монголия									
251	Граниты	20	310	42	116	4,7	3,1	-	-
252	"	14	505	13	82	2	1,0	-	-
253	"	28	139	87	253	2,4	3,0	-	-
254	"	27	347	31	95	4	2,0	-	-
255	"	11	267	40	164	6	2,1	-	-
256	"	7	256	40	168	7	2,2	-	-
257	"	5	213	52	188	8	2,7	-	-
258	"	25	180	65	216	8	4,3	-	-
259	"	11	164	80	263	8	5,2	-	-
260	"	-	143	40	244	10	7,5	49	6,2
261	"	13	170	46	235	11	6,3	10,9	0,9
262	Двуслюдные граниты	6	254	34	106	6	4,2	-	-
263	То же	43	162	12	210	10	25	44,8	4,0
264	Граниты	60	173	77	231	9	7,2	-	-
265	"	21	158	68	259	7	7,1	-	-
266	"	50	181	66	227	5	7,2	-	-
267	"	-	87	136	470	-	4,3	27	3
268	"	-	130	73	334	-	5,6	-	-
269	"	-	160	58	264	-	5,7	-	-
270	"	-	140	83	275	-	8,0	-	-
271	"	-	110	86	308	-	4,0	59	3,3
272	"	16	110	150	390	-	11	36	6
273	"	20	64	240	600	-	10	73	18
274	"	17	86	195	511	-	9,9	23	4
275	"	11	58	260	589	22	-	48	11
276	Литионит-альби- товые граниты	-	70	150	529	-	4,6	28	6
277	То же	5	61	190	600	-	4,1	54	60
278	"	6	45	64	670	-	6,8	72	96
279	"	-	46	630	960	-	15	70	58
280	"	8	46	289	795	18	7,0	46	11,1
281	"	16	40	428	881	26	6,7	46	15,2
282	"	17	23	878	1500	17	5,1	75	49
283	"	16	25	350	870	-	4,4	44	110
284	"	-	30	403	1106	-	4,2	91	16,1
285	"	-	52	347	751	-	-	66	9
286	"	-	42	330	854	-	5,7	-	-
287	"	-	26	456	1008	-	18	50	50
Казахстан									
288	Граниты	-	201	85	160	7	-	-	-
289	"	-	207	140	170	12	-	-	-
290	"	-	153	123	260	14	-	-	-
291	"	3	181	132	140	8	-	19	1,9
292	Двуслюдные граниты	3	200	400	140	22	-	21	3
293	Граниты	3	147	240	210	20	-	14	1,6
294	Двуслюдные граниты	5	168	220	200	22	-	14	2,0
295	То же	3	174	520	200	44	-	14	2,0
296	Граниты	4	189	29	180	-	-	23	4,0
297	"	15	115	19	285	-	3,6	19	-
298	"	4	135	22	302	-	4,0	19	-
299	"	8	106	24	374	-	5,8	24	-
300	Двуслюдные граниты	11	148	43	259	-	3,8	17	-
301	То же	11	153	40	254	-	4,0	16	-

11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
Монголия										
-	2,8	-	4,1	12	26	-	2,0	4,8	670	23
-	1,6	-	2,0	9,2	18	-	3,8	5,2	210	24
-	1,5	-	5,8	20	43	-	2,6	5,6	650	16
-	1,9	0,8	4,0	16	45	-	4,6	5,8	800	22
-	2,0	-	3,0	14	23	-	2,8	5,0	1000	16
-	4,0	1,4	5,0	17	24	-	2,5	7,3	530	20
-	2,0	1,4	6,3	21	50	-	4,7	6,8	1600	24
-	2,1	1,1	7,8	17	20	-	2,3	7,1	1200	23
-	2,4	1,4	8,1	15	28	-	2,5	9,8	1800	23
78	7,2	-	7,9	25	26	-	0,9	5,7	300	26
180	3,1	3,0	3,7	13	21	-	4,0	7,8	820	18
-	5,0	12,6	6,3	14	25	-	2,2	13	710	-
55	2,3	3,3	6,2	13	19	-	1,6	4,2	320	-
-	1,1	2,6	3,8	13,1	31,3	-	-	-	1500	18,7
-	1,0	2,3	2,0	13,5	14,7	-	-	-	1700	18,8
-	3,7	1,8	1,9	10,5	20,7	-	-	-	1600	19
186	-	6,4	13,8	49	38	-	-	-	3000	15
-	-	3,2	5,2	30	43	-	-	-	2500	25
-	2,3	1,6	4,8	14	25	-	-	-	1600	26
-	-	1,8	9,7	24	34	-	-	-	2500	38
74	1,2	2,3	4,2	27	69	-	-	-	3100	10
220	1,3	5,0	7,4	23	26	-	-	-	2900	-
130	1,4	7,4	11	25	32	-	-	-	4800	-
260	2,0	4,2	12	21	37	-	-	-	3600	14
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
59	1,0	2,9	10,6	60	63	-	-	-	3400	10
130	2,7	3,9	14	50	40	-	-	-	4700	-
59	1,8	28	16	110	40	-	-	-	1800	-
112	1,2	19,2	10	24	56	-	-	-	14 400	-
104	-	3,9	50	38	64	-	-	-	2900	10
92	1,4	5,3	14,9	39	63	-	-	-	5400	11
3	1,8	3,4	10,4	24	35	-	-	-	6300	10
20	1,4	2,4	24	30	24	-	-	-	2100	-
160	-	6,0	18	106	188	-	-	-	3400	13
150	-	16,8	91	34	74	-	-	-	-	22
-	1,6	4,4	21	33	34	-	-	-	3000	22
72	-	-	94	52	17	-	-	-	2100	-
Казахстан										
-	-	-	-	-	-	-	-	-	700	9,2
-	-	-	-	-	-	-	-	-	1200	5,6
-	-	-	-	-	-	-	-	-	1500	13
-	-	-	-	-	-	-	-	-	1180	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	1020	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	1400	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	1660	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	1050	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	360	-
-	-	-	4,9	44	47	22	5	9	-	-
-	1,4	-	3,5	30	30	20	5	15	950	-
-	1,9	-	4,4	45	32	24	4	16	830	-
122	2,5	-	2,7	30	-	-	-	-	1440	-
82	8,2	-	2,7	37	-	-	-	-	1070	-

Таблица 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Казахстан									
302	Граниты	12	158	34	244	-	2,7	17	-
303	"	10	119	40	332	-	3,6	14	-
304	"	4	113	38	348	-	4,2	17	-
305	"	4	113	24	368	-	5,0	16	-
306	"	15	157	32	235	-	2,4	13	-
307	"	5	158	23	248	-	2,5	16	-
308	"	2	164	25	180	-	2,2	15	-
309	"	14	189	27	186	-	3,8	16	-
310	"	11	113	35	353	-	5,1	20	-
311	"	6	96	37	403	-	5,8	22	-
312	"	9	93	50	413	-	6,2	21	-
313	"	3	109	65	357	-	3,8	13	-
314	"	4	74	110	522	-	7,0	37	-
315	"	12	81	82	500	-	12,5	30	-
316	"	6	99	58	422	-	9,7	26	-
317	Двуслюдные граниты	20	68	91	596	-	13,7	23	-
318	То же	8	58	91	674	-	14,3	27	-
319	"	6	68	68	612	-	12,8	31	-
320	Граниты	8	150	60	262	-	3,9	18	-
321	Двуслюдные граниты	10	85	56	404	-	4,6	29	-
322	Граниты	14	150	29	241	-	3,0	11	-
323	"	3	147	18	243	-	-	21	-
324	"	3	153	22	263	-	-	17	-
325	"	5	56	42	744	-	14,9	58	-
326	"	6	55	62	713	-	15,5	56	-
327	Двуслюдные граниты	10	35	236	1100	-	19,0	45	-
328	То же	8	34	182	1080	-	8,5	38	-
329	"	16	92	78	463	-	8,6	21	-
330	"	10	89	75	442	-	13,2	16	-
331	"	10	97	50	428	-	6,0	19	-
332	"	13	55	116	673	-	10,4	38	-
333	"	6	43	143	935	-	7,6	46	-
334	"	7	166	-	240	-	2,7	22	-
335	Граниты	7	92	56	451	-	7,2	30	-
336	"	3	70	50	583	-	8,9	29	-
337	Двуслюдные граниты	13	75	85	523	-	9,4	35	-
338	Двуслюдные граниты	4	82	80	495	-	8,8	31	-
339	То же	4	67	83	407	-	5,9	26	-
340	"	6	79	45	580	-	8,3	31	-
341	"	14	189	46	488	-	8,4	27	-
342	"	10	70	16	196	-	2,7	19	-
343	"	3	104	77	543	-	10,3	29	-
344	Граниты	10	127	42	373	-	6,0	22	-
345	"	9	51	301	301	-	3,8	17	-
346	Двуслюдные граниты	13	66	37	572	-	11	46	-
347	Граниты	13	150	25	255	-	2,9	19	-
348	Двуслюдные граниты	5	60	96	694	-	6,0	41	-
349	Граниты	12	150	14	270	-	5,8	36	-
350	"	2	125	-	300	-	7,2	28	-
351	"	5	109	-	324	-	-	-	-
352	"	9	140	40	300	-	6,7	31	-

11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
Казахстан										
-	1,7	-	2,5	25	28	23	9	15	-	-
99	1,4	-	3	36	-	-	-	-	1240	-
74	1,2	-	3,5	50	-	-	-	-	325	-
58	1,6	-	3	36	-	-	-	-	525	-
-	1,2	-	5,2	29	41	24	6	5	-	-
-	-	-	2,0	23	31	78	5	7	-	-
-	1,1	-	2,4	55	46	20	8	12	-	-
-	1,6	-	5,1	27	40	15	4	7	337	-
86	1,6	-	4	30	-	-	-	-	815	-
78	1,3	-	3,5	27	-	-	-	-	700	-
60	1,4	-	4,4	32	-	-	-	-	880	-
65	1,1	-	4,3	40	-	-	-	-	1230	-
68	1,3	5	4,7	36	-	-	-	-	2300	-
115	1,9	16	6,6	45	-	-	-	-	3200	-
108	3,1	9,9	3,5	39	-	-	-	-	2580	-
92	11,2	24,8	8,5	40	-	-	-	-	2960	-
48	8,9	26,7	11,4	33	-	-	-	-	4090	-
89	34	24	8,1	44	-	-	-	-	3930	-
-	1,5	-	5,3	28	22	21	8	10	800	-
-	-	-	3,4	42	17	18	3	6	540	-
-	1,0	-	1,8	18	27	27	6	14	-	-
-	1,3	-	2,3	-	-	25	12	14	-	-
-	2,2	-	2,2	-	-	22	10	14	-	-
110	-	16	4	22	-	-	-	-	2920	-
102	-	44	4	31	-	-	-	-	2180	-
83	16,3	26,3	33	98	-	-	-	-	4810	-
72	12,4	35	22	193	-	-	-	-	3960	-
86	40	41	6	53	-	-	-	-	1540	-
68	55	19	5,2	46	-	-	-	-	1800	-
115	8,8	9,2	5,3	35	-	-	-	-	1290	-
87	1,9	8,6	9,4	59	-	-	-	-	2270	-
101	3,9	14	13	74	-	-	-	-	3250	-
-	2,0	-	5,1	22	-	-	-	-	-	-
-	1,0	4,1	5,5	42	18	22	6	4	-	-
-	1,1	-	4,5	92	20	20	5	4	-	-
-	1,0	5,8	6,9	46	21	21	5	7	-	-
-	1,0	-	5,7	60	20	16	6	6	-	-
-	2,0	-	4,8	42	19	19	6	6	-	-
-	1,0	-	4,4	53	47	19	5	5	-	-
-	7,3	9,5	3,5	30	27	24	8	12	1120	-
-	3,1	-	1,3	17	12	27	6	18	-	-
-	1,3	-	3,9	32	16	18	9	8	800	-
-	2,7	-	2,6	28	-	21	4	11	-	-
-	1,4	-	2,4	33	25	46	5	16	-	-
-	2,3	5,7	9,2	54	17	25	10	14	1060	-
75	1,1	-	1,9	24	31	31	14	17	350	-
-	16	9,5	9	87	-	-	-	-	2180	-
177	5,6	-	7	52	80	15	-	10	1350	-
175	-	-	-	-	-	27	-	17	-	-
122	-	-	5	-	-	20	8	-	-	-
-	2,2	-	4	42	58	23	11	7	1290	-

Таблица 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
353	Граниты	15	179	9	194	-	2,4	15	-
354	"	11	132	14	319	-	3,2	18	-
355	"	9	150	17	253	-	4,8	34	-
356	"	4	154	20	247	-	5,4	28	-
357	Двуслюдяные граниты	13	126	11	316	-	3,3	12	-
358	Граниты	13	143	14	267	-	4,6	21	-
359	"	13	96	33	404	-	6,2	37	-
360	"	3	117	-	340	-	4,5	18	-
361	"	10	166	21	232	-	2,4	13	-
362	Двуслюдяные граниты	15	192	7	194	-	2,1	18	-
363	То же	7	132	10	288	-	2,5	22	-
364	Граниты	3	108	-	353	-	-	-	-
365	"	2	118	15	340	-	4,2	32	-
366	Двуслюдяные граниты	2	91	55	405	-	10,1	36	-
367	Граниты	5	116	64	336	-	4,7	39	-
368	Граниты	10	135	21	285	-	7,9	31	-
369	"	3	139	27	293	-	6,8	30	-
370	"	10	113	18	364	-	5,5	31	-
371	"	5	426	11	130	1,9	-	-	-
372	"	7	400	4,2	120	1,9	-	-	-
373	"	4	176	2,6	240	3,3	-	-	-
374	"	2	373	16	110	1,9	-	-	-
375	"	4	340	8,1	150	3,3	-	-	-
376	"	2	207	30	220	7,5	-	-	-
377	"	4	145	32	290	8,5	-	-	-
378	"	6	193	2,3	230	1,9	-	-	-
379	"	2	126	39	370	14,2	-	-	-
380	"	3	116	56	400	10	-	-	-
381	"	2	115	32	370	3,3	-	-	-
382	"	-	160	76	251	8	6	20	2
Урал									
383	Гранодиориты	3	178	15	143	-	-	-	-
384	"	6	224	6	130	-	5,1	-	-
385	"	5	394	6	46	-	-	-	-
386	"	2	204	11	100	-	-	-	-
387	"	3	177	15	145	-	-	-	-
388	Граносиениты	2	157	6	295	-	-	-	-
389	Гранодиориты	6	222	12	124	-	-	-	-
390	Граниты	8	73	19	477	-	6,5	-	-
391	Граносиениты	6	187	11	202	-	-	-	-
392	Граниты	6	180	6	205	-	-	-	-
393	"	4	500	25	61	-	-	-	-
394	"	5	492	44	53	-	-	-	-
395	"	4	307	13,6	91	-	3,0	-	-
396	"	18	90	40	409	-	4,6	-	-
397	"	3	104	60	347	-	-	-	-
398	"	3	231	57	136	-	-	-	-
399	"	17	214	21	160	-	-	-	-
Тянь-Шань									
400	Граниты	-	220	32	170	7	-	-	-
401	"	-	143	55	250	10	-	-	-
402	"	-	300	25	120	3,1	-	-	-
403	Граносиениты	2	108	14	460	18	-	28	3,1
404	Граниты	4	117	10	290	-	-	54	3,0

	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
-	-	1,6	-	2,1	28	33	29	4	9	-	-
-	-	1,9	-	1,6	21	16	22	7	14	-	-
-	-	1,7	-	3,4	31	43	22	5	10	590	-
-	-	2,8	-	3,6	24	37	30	6	15	560	-
-	-	1,5	-	2,6	23	24	24	4	12	-	-
-	-	-	-	1,7	27	26	14	10	14	-	-
-	-	-	-	3,4	35	27	13	8	14	1770	-
105	-	-	-	8,5	-	-	22	3	13	-	-
-	-	-	-	5,6	35	47	23	4	10	-	-
-	-	1,1	-	3,5	17	33	19	4	8	-	-
-	-	1,4	-	3,5	12	25	18	6	14	-	-
81	-	-	-	7,6	-	-	20	6	-	-	-
-	-	1,2	-	2,8	26	33	16	-	3	-	-
-	-	1,8	4	3,0	55	33	14	-	3	-	-
-	-	1,5	-	3,2	29	83	14	-	3	890	-
-	-	1,6	-	2,2	24	30	19	-	-	480	-
-	-	1,9	-	2,8	23	30	15	-	-	930	-
169	2,7	-	-	4,5	32	-	-	-	-	2600	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1750	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2000	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3100	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1800	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3000	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3900	-
217	-	-	-	20	-	-	-	-	-	-	-
Урал											
-	-	-	-	-	12	-	-	-	-	-	-
-	-	2,5	-	2,0	13	-	-	15	15	-	-
-	-	-	-	-	10	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	13	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	26	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	40	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	10	-	-	-	-	-	-
-	-	0,9	-	2,1	33	-	-	13	6	-	-
-	-	-	-	-	31	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	35	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	17	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	12	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	1,0	-	1,3	33	-	-	14	8,5	-	-
-	-	0,3	-	3,1	41	-	-	13	10	-	-
-	-	-	-	-	35	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Тянь-Шань											
-	-	0,6	-	-	25	56	12	-	-	1000	7
-	-	0,5	-	-	34	30	9	-	-	1250	10
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3,7
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1500	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1000	-

Таблица 2 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Тянь-Шань									
405	Граниты	5	98	15	360	11	-	60	3,0
406	"	-	106	43	360	5	6,2	60	5
407	"	-	57	112	620	17	6,0	90	8
408	Литионит-альби- товые граниты	-	50	183	700	33	6,3	70	8
409	То же	-	24	254	1400	21	6,7	110	15
410	Двуслюдяные граниты	4	167	66	220	-	-	14	2,3
411	Граниты	3	80	190	460	25	-	93	6,1
412	Литионит-альби- товые граниты	2	36	440	1000	20	-	143	17,5
413	То же	3	37	520	920	22	-	91	17,7
414	Граносиениты	5	316	75	180	3,5	-	-	-
415	Граниты	5	175	16	290	7,6	-	-	-
416	"	4	183	60	280	14	-	-	-
417	"	-	224	44	242	-	6	-	-
418	"	-	262	77	211	6	7	-	-
419	"	-	250	48	205	4	5	-	-
420	"	-	180	77	292	10	6	-	-
421	"	-	200	55	246	3	5	-	-
422	"	-	107	142	449	13	11	-	-
423	"	-	119	174	445	21	11	-	-
424	"	3	170	33	240	12	-	18	2,8
425	"	3	88	150	380	95	-	32	3,3
426	"	3	66	104	550	29	-	49	8,2
427	Литионит-альби- товые граниты	4	24	870	1450	115	-	49	30
428	Граниты	-	138	90	392	5,2	12	23	5,2
429	"	-	107	132	458	31	20	58	16
430	Литионит-альби- товые граниты	-	58	498	836	95	37	34	16
431	Граниты	5	188	40	170	-	-	20	1,9
432	"	3	170	59	130	-	-	23	1,0
433	Двуслюдяные граниты	4	180	30	165	-	-	16	1,3
434	Граниты	2	216	200	110	-	-	14	2,1
435	Двуслюдяные граниты	2	135	69	230	-	-	10	2,7
Памир									
436	Двуслюдяные граниты	4	104	150	240	21	-	14	1,8
437	Граниты	-	211	80	180	12	6,9	7	-
438	"	-	254	46	130	8	5,3	8	-
439	"	-	220	63	145	12	5,0	6	-
440	"	-	234	42	150	7	4,4	8	-
441	Двуслюдяные граниты	4	99	190	370	27	-	21	4,9
442	То же	5	70	220	500	41	-	25	6,5
Кавказ									
443	Граниты	9	77	-	450	-	-	-	-
444	"	50	164	52,3	213	19,5	4,2	12,3	1,75
445	"	3	140	50	160	21	-	-	-
446	"	3	161	54	207	-	-	-	-

11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
Тянь-Шань										
-	-	-	-	-	-	-	-	-	620	-
-	-	-	4	-	-	-	-	-	5000	18
-	-	-	6	-	-	-	-	-	4800	16
-	-	-	8	-	-	-	-	-	4800	29
-	-	-	155	-	-	-	-	-	5100	14
-	-	-	-	-	-	-	-	-	730	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	7200	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	6200	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	12 700	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	500	30
-	-	-	-	-	-	-	-	-	400	10
-	-	-	-	-	-	-	-	-	1700	160
-	2,7	-	12	-	-	-	-	-	1130	26
-	2,0	-	12	-	-	-	-	-	1400	34
-	1,3	-	13	-	-	-	-	-	1180	27
-	2,0	-	13	-	-	-	-	-	1350	25
-	1,6	-	9	-	-	-	-	-	1270	30
-	4,5	2,7	20	-	-	-	-	-	3250	190
-	2,1	3,0	22	-	-	-	-	-	2180	100
-	-	-	-	-	-	-	-	-	930	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	2260	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	2900	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	2050	-
-	1,7	4,9	21	-	-	-	-	-	2700	78
-	1,4	4,7	22	-	-	-	-	-	2220	150
-	1,8	7,0	45	-	-	-	-	-	3800	160
-	-	-	-	-	-	-	-	-	920	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	1280	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	640	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	200	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	120	-
Памир										
-	-	-	-	-	-	-	-	-	940	-
105	-	-	11	52	41	-	-	-	520	34
60	-	-	13	27	48	-	-	-	340	19
115	-	-	11	28	50	-	-	-	370	16
110	-	-	10	30	42	-	-	-	380	11
-	-	-	-	-	-	-	-	-	1420	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	2820	-
Кавказ										
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	1,02	1,43	6,54	21,8	43,8	12,4	-	-	900	11,9
-	-	-	-	-	-	-	-	-	970	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	1050	-

ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ

ВОСТОЧНЫЙ САЯН

В Восточном Саяне гранитоиды архея встречаются в виде небольших пластовых и штокообразных тел. Более широкое развитие имеют протерозойские гранитоиды, относимые к байкальскому тектоно-магматическому циклу, и позднепротерозойские-среднепалеозойские гранитоиды, связанные с каледонским тектоно-магматическим циклом.

Протерозойские породы байкальского тектоно-магматического цикла в табл. 2 представлены следующими гранитоидами.

7. Гигантозернистые биотитовые граниты с крупными выделениями полевого шпата - PR₁ [87].

8. Биотитовые граниты, содержащие 0,5 мусковита, - PR₃ [87].

9. Двуслюдяные граниты - PR₃ [87].

10. Биотитовый гранодиорит глубинных участков одного из массивов - PR₃ [87].

11. Роговообманково-биотитовый гранит верхних частей того же массива [87].

12. Гранитоиды I фазы саянского комплекса - PR₂, представленные биотитовыми гранитами, биотит-амфиболовыми гранодиоритами и кварцевыми диоритами [93].

13. Гранитоиды II фазы саянского комплекса - PR₂, представленные биотитовыми и двуслюдяными гранитами [93].

14. Гранитоиды главной фазы игнсонского комплекса - PR₃, представленные штокообразными телами амфибол-биотитовых тоналитов с подчиненными гранодиоритами и кварцевыми диоритами [93].

15. Двуслюдяные граниты - PR₃ [85].

16. Биотитовые граниты - PR₃ [85].

Нижнепалеозойские гранитоиды каледонского тектоно-магматического цикла, относимые к бугульминскому интрузивному комплексу, представлены породами, развитыми в междуречье Уды и Малого Тагула. По данным А.Е. Воронцова [26], отдельные массивы площадью от нескольких до 200 км² имеют зональное строение со следующими переходами от краевых к центральным частям. Для серии адамеллит - диорит: диориты → кварцевые диориты → сиенит-диориты → адамеллиты, для серии гранодиорит - монцсит: гранодиориты → монцониты, для серии граносиенит-гранит: порфирированные граниты → граносиениты.

Серия адамеллит-диорит

17. Адамеллиты, массив Миллионный [26].

18. Сиенито-диориты, там же [26].

19. Кварцевые диориты, там же [26].

20. Сиенито-диориты, массив Хороцкий [26].

21. Кварцевые диориты, массив Миричунский [26].

Серия гранодиорит-монзонит

22. Гранодиориты, массив Сапкольский [26].
23. Гранодиориты, массив Джугоякский [26].
24. Гранодиориты, массив Черногнитский [26].

Серия граносиенит-гранит

25. Граносиениты, массив Бугульминский [26].
26. Резкопорфировидные граниты, там же [26].
27. Среднезернистые и мелкозернистые порфировидные граниты эндоконтакта, там же [26].
28. Среднезернистые граниты апикальные, там же [26].
29. Среднезернистые неравномернозернистые граниты, там же [26].
30. Среднезернистые неравномернозернистые граниты, массив Каменный Белок [26].

ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ

Анализы относятся к гранитоидам Таракского массива, слагающего ядро южной половины Ангаро-Канского поднятия [39]. Возраст массива $1850 \cdot 10^6$ лет. Среди пород массива преобладают нормальные биотитовые граниты (кварц, микроклин, олигоклаз-андезин, биотит, иногда вторичный альбит), характерна гнейсовидность. В меланократовых гранитах больше биотита, отчетливей гнейсовидность. Лейкократовые граниты отличаются преобладанием микроклина и сравнительно низким содержанием биотита (1-2%).

31. Меланократовые граниты [39].
32. Нормальные граниты [39].
33. Лейкократовые граниты [39].

СЕВЕРО-БАЙКАЛЬСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

В Витимо-Патомском нагорье выделены три магматических комплекса: мамско-оронский (PR₃), тельмамский (PR₃) и витимканский (PZ₁). Мамско-оронский комплекс представлен преимущественно биотитовыми и в меньшей степени двуслюдяными, часто разгнейсованными, среднезернистыми порфировидными гранитами. Тельмамский комплекс представлен амфиболовыми, в меньшей степени биотит-амфиболовыми и пироксен-амфиболовыми гранитами. В состав витимканского комплекса входят биотитовые граниты от нормальных до лейкократовых и аляскитовых [1].

34. Граниты витимканского комплекса, Оporогский массив [1].
35. То же, Константиновский массив [1].
36. То же, Право-Мамаканский массив [1].
37. То же, Джеждокарский массив [1].
38. То же, Брызгунский массив [1].
39. То же, Синьский массив [1].

40. То же, Верхне-Жуинский массив [1].
 41. Граниты мамско-оронского комплекса [1].
 42. Граниты тельмамского магматического комплекса [1].
 43. Массивные сиениты и граносиениты щелочного массива Бурпала [90].

В Северо-Байкальском нагорье развит конкудеро-мамаканский комплекс, представленный посторогенными интрузивами ряда гранит-сиенит, относящимися к герцинскому тектоно-магматическому циклу. Площадь выходов комплекса около 2400 км². Преобладают биотитовые граниты, менее развиты биотит-амфиболовые граниты, граносиениты и сиениты. Среди гранитов другие разновидности интрузивных пород встречаются в виде полос и изометричных выходов. Между всеми разновидностями пород наблюдаются постепенные переходы [48].

44. Биотитовые и двуслюдяные граниты [48].
 45. Биотит-амфиболовые граниты [48].
 46. Граносиениты и сиениты [48].

ЗАБАЙКАЛЬЕ

Геологическое строение региона представляется следующим образом [28].

Забайкалье является областью сопряжения трех разновозрастных систем: 1) восточной ветви Алтае-Саянской раннепалеозойской складчатой области, заложенной на байкальском складчатом основании и тектонически активизированной в позднем мезозое-кайнозое, 2) юго-западной ветви Становой складчатой системы, интенсивно переработанной герцинскими и мезозойскими тектоно-магматическими процессами, 3) северо-западной части Монголо-Охотской средне-позднепалеозойской (герцинской) складчатой области, вторично вовлеченной в геосинклинальное развитие в мезозое. В регионе выделяются структурно-формационные зоны, представляющие крупные блоки земной коры, разделенные системами разломов и перемещенные на разные вертикальные уровни.

В Забайкалье установлено большое число гранитоидных комплексов, которые характеризуются определенными формациями интрузивных пород, приуроченностью к тектоно-магматическим циклам и структурно-формационным зонам.

В восточной ветви Алтае-Саянской складчатой области к каледонскому тектоно-магматическому циклу относится джиджинский комплекс, представленный гранит-гранодиоритовой интрузивной формацией. В период герцинской активизации, связанной с развитием Монголо-Охотской складчатой области, образовывались интрузивы сиенит-гранитовой (щелочной) формации куналеиского комплекса и кислые граниты малых глубин гуджирского комплекса.

В юго-западной ветви Становой складчатой области в период каледонского тектоно-магматического цикла образовались породы гранит-гранодиоритовой формации олекминского комплекса. Во

время герцинской и киммерийской активизации развились сиенит-гранитовая щелочная формация куналейского комплекса, гибридная габбро-монзонит-гранодиоритовая формация амананского комплекса, кислые граниты чонгольского комплекса, диорит-гранодиорит-гранитовая формация амуджиканского комплекса, щелочные граниты нерчуганского комплекса.

В Монголо-Охотской складчатой области каледонский тектоно-магматический цикл представлен гранитовой формацией урулжонгуйского комплекса. В период герцинского тектоно-магматического цикла образовались габбро-плагиогранитовая формация асинского и тайнинского комплексов, гранит-гранодиоритовая формация верхне-ундинского, газимуровского, кличкинского, оленгуйского, даурского и кыринского комплексов, а также формация щелочных сиенитов и гранитов куналейского комплекса. С киммерийским тектоно-магматическим циклом связаны гибридная диорит-гранодиорит-гранитовая формация сретенского комплекса, шовные граниты цаган-олуевского комплекса, граниты борщевочного комплекса, диорит-гранодиорит-гранитовая формация сохондинского комплекса, гибридная габбро-монзонит-гранодиоритовая формация шахтаминского комплекса и кислые граниты харалгинского и кукульбейского комплексов.

Джидинский комплекс

47. Гранодиориты, I фаза [79].
48. Граносиениты, II фаза [79].
49. Порфиroidные граниты, II фаза [79].
50. Лейкократовые граниты с роговой обманкой, III фаза [79].
51. Среднезернистые лейкократовые граниты, III фаза [79].
52. Лейкократовые граниты, III фаза [79].

Гуджирский комплекс

53. Граниты, Конталанский массив [93].
54. Лейкократовые граниты, Хамнигадайский массив [99].
55. Лейкократовые граниты, Каменский массив [99].
56. Лейкократовые граниты, Тукулайский массив [99].
57. Среднезернистые лейкократовые граниты, Ореkitканский массив [99].
58. Мелкозернистые лейкократовые граниты, там же [99].
59. Порфиroidные биотитовые граниты, Бом-Горхонский массив [99].
60. Мелкозернистые биотитовые граниты, там же [99].
61. Среднезернистые лейкократовые граниты, там же [99].
62. Двуслодные граниты, Первомайский массив [99].
63. Гранит-порфир с аплитовой структурой из апофизы, там же [58].

64. Гранит-порфир с гранитной структурой из эндоконтакта, там же [58].
65. Среднезернистый биотитовый гранит, там же [58].
66. Гранит-порфир, там же [58].

Даурский и кыринский комплексы [54]

67. Гранодиориты роговообманково-биотитовые крупнозернистые, Илинский участок.
68. Граниты биотитовые крупнозернистые, там же.
69. Гранодиориты роговообманково-биотитовые крупнозернистые, Верхне-Оленгуйский участок.
70. Гранодиориты роговообманково-биотитовые крупнозернистые, Право-Букукунский участок.
71. Граниты роговообманково-биотитовые крупнозернистые, Букукунский участок.
72. Гранодиориты роговообманково-биотитовые среднезернистые, Нижне-Агуцинский участок.
73. Гранодиориты роговообманково-биотитовые крупнозернистые, Аршанский участок.
74. Гранодиориты роговообманково-биотитовые крупнозернистые, Верхне-Кыринский участок.
75. Граниты роговообманково-биотитовые крупнозернистые, там же.
76. То же, Былыринский участок.
77. То же, Салбартуйский участок.
78. Гранодиориты роговообманково-биотитовые среднезернистые, Лево-Былыринский участок.
79. То же, Арьширский массив.
80. То же, Хамаро-Тыринский массив.
81. Граниты среднезернистые, там же.
82. Гранодиориты роговообманково-биотитовые крупнозернистые, Акшинский участок.
83. Граниты биотитовые мелкозернистые, Букукунский участок.
84. Граниты лейкократовые мелко- и среднезернистые, Аршанский участок.
85. Граниты биотитовые среднезернистые меланократовые, Анацаканский участок.
86. Граниты биотитовые мелкозернистые, там же.
87. Граниты лейкократовые средне- и крупнозернистые, Право-Кыринский участок.
88. То же, Нижне-Былыринский участок.
89. Граниты биотитовые мелко- и среднезернистые, Гыр-голунский массив.
90. Граниты аплитовидные, Былыринский участок.
91. Граниты лейкократовые мелко- и среднезернистые, Салбартуйский массив.
92. То же, Ульзутуйский массив.

93. Граниты биотитовые крупнозернистые, Курулгинский массив.

94. Граниты биотитовые, Оленгуйский массив.

Анализами № 67–69 представлены гранитоиды главной фазы даурского комплекса, анализами № 70–82 – гранитоиды главной фазы кыринского комплекса. Массивы главной фазы имеют обычно зональное строение с переходом от диоритов и кварцевых диоритов, преобладающих в краевых зонах, к гранодиоритам и гранитам, развитым в центральных частях. В даурском комплексе плагиоклаз отчетливо преобладает над калишпатом, в сумме биотит и амфибол составляют от 15 до 30% при равном соотношении между собой, иногда отмечается пироксен. В кыринских гранитоидах по сравнению с даурскими повышается роль калишпата и снижается содержание темноцветных минералов (8–15%) при резком преобладании биотита. По составу аксессуарных минералов, содержание которых невелико, гранитоиды относятся к сфен–ортитовому типу.

Анализами № 83–94 представлены гранитоиды кыринского комплекса фазы дополнительных интрузий. В породах калишпат преобладает над плагиоклазом, содержание биотита в среднем около 3%, изредка встречается роговая обманка. Аксессуарные минералы представлены апатитом, сфеном, цирконом, ортитом, магнетитом, ильменитом, реже гранатом, турмалином, анатазом, монацитом [54].

Ниже приводятся средние содержания редких и рудных элементов в гранитах кыринского комплекса.

95. Биотит–роговообманковые граниты главной фазы [93].

96. Биотитовые граниты III фазы [93].

97. Граниты кыринского комплекса [93].

Газимуровский и верхне-ундинский комплексы

Анализы относятся к гранитоидам Верхнеундинского батолита. Палеозойские магматические породы батолита подразделяются на три последовательные интрузивные фазы. В первую фазу произошло внедрение интрузий основного и среднего состава, в последующие фазы формировались гранитоиды [53].

98. Кварцевые диориты и гранодиориты, II фаза.

99. Граниты и гранодиориты крупнозернистые порфиоровидные, II фаза.

100. Граниты грубозернистые порфиоровидные, II фаза.

101. Граниты лейкократовые крупнозернистые, II фаза.

102. Граниты лейкократовые, III фаза.

103. Граниты и адамеллиты крупнозернистые, III фаза.

104. Граниты биотитовые мелко- и среднезернистые, III фаза.

Борщевочный комплекс

105. Граниты биотитовые крупнозернистые главной фазы Халзанского массива [54].

106. Граниты биотитовые и двуслюдяные мелко- и среднезернистые фазы дополнительных интрузий Халзанского массива [54].

107. Граниты биотитовые среднезернистые, Лискинский купол [54].
 108. Граниты биотитовые и лейкократовые, Борщевочный массив [54].
 109. Граниты порфировидные крупнозернистые, там же [10].

Амуджикано-сретенский комплекс

Породы комплекса представлены амфибол-биотитовыми гранитами и гранодиоритами. Содержание породообразующих минералов: плагиоклаз (№ 26-34) - 30-55%, кварц - 18-30%, калишпат - 10-35%, биотит - 3-8%, роговая обманка - 0,5-4%. Акцессорные минералы: сфен, ортит, апатит, циркон, магнетит [63].

110. Граниты, Сретенский массив [63].
 111. То же, Верхнегологотайский массив [45, 62, 63, 95].
 112. То же, Нижнегологотайский массив [те же].
 113. Граниты и гранодиориты, Кара-Чачинский массив [те же].
 114. То же, Амуджиканский массив [те же].
 115. То же, Куренгинский массив [те же].
 116. То же, Актаиканский массив [те же].
 117. Порфировидные крупнозернистые граниты амуджикано-сретенского комплекса [10].

Харалгинский комплекс

Гранитоиды харалгинского комплекса развиты в пределах Даурской зоны Забайкалья, где являются главной рудоносной магматической формацией.

118. Граниты лейкократовые, Харалгинский массив [54].
 119. Граниты биотитовые порфировидные, там же [54].
 120. Граниты биотитовые мелкозернистые, там же [54].
 121. Гранит-порфиры, там же [54].
 122. Граниты Харалгинского массива [95].
 123. Граниты лейкократовые, Береинский массив [54].
 124. Граниты биотитовые порфировидные, там же [54].
 125. Гранит-порфиры, там же [54].
 126. Граниты лейкократовые, там же [54].
 127. Граниты биотитовые порфировидные (мусковита - 2,1%), Хапчерангский массив [54].
 128. Гранит-порфиры, там же [54].
 129. Граниты Хапчерангского массива [95].
 130. Граниты лейкократовые, Ингодинский массив [54].
 131. Граниты биотитовые порфировидные, там же [54].
 132. Граниты мелкозернистые, там же [54].
 133. Гранит-порфиры, там же [54].
 134. Граниты Ингодинского массива [95].
 135. Граниты биотитовые главной фазы харалгинского комплекса [93].

Шахтаминский комплекс

К шахтаминскому комплексу относятся разные породы: габбро-диориты, диориты, гранодиориты, адалеллиты, граниты. В гранитоидах плагиоклаз обычно преобладает над калишпатом, темноцветные минералы представлены роговой обманкой и биотитом, меньше развит пироксен. Среди аксессуарных минералов характерны апатит, сфен, циркон, ортит, магнетит.

136. Гранодиориты крупнозернистые, Бугунтуевский массив [54].

137. То же, Будуланский массив [54].

138. Граниты крупнозернистые, Гашуновский массив [54].

139. Диориты, гранодиориты крупнозернистые, Ималжинский массив [54].

140. Гранит-порфиры, Бугунтуевский массив [54].

141. Диориты и гранодиориты среднезернистые, Тургинский массив [54].

142. Гранодиориты среднезернистые, Букукинский массив [54].

143. Граниты биотитовые среднезернистые, Шивандинский массив [54].

144. Гранодиориты крупнозернистые, Шахтаминский массив [45, 54].

145. Граниты дополнительных интрузий, Шахтаминский массив [45, 62, 63, 95].

146. Гранодиориты и адалеллиты, Алэнгуевский массив [те же].

147. То же, Курунзулайский массив [те же].

148. То же, Антийский массив [те же].

Кукульбейский комплекс

Кукульбейский комплекс представлен биотитовыми, двуслодяными и мусковитовыми гранитами. С ним предпочтительно связано оловянно-вольфрамовое и редкометальное оруденение региона.

149. Граниты биотитовые крупнозернистые, Саханайский массив [54].

150. Граниты двуслодяные крупнозернистые, там же [54].

151. Граниты биотитовые средне- и мелкозернистые, там же [54].

152. Граниты мусковитовые крупно- и среднезернистые, там же [54].

153. Граниты Саханайского массива [95].

154. Граниты двуслодяные мелко- и среднезернистые, Зун-Ундурский массив [54].

155. Граниты существенно мусковитовые мелкозернистые, там же [54].

156. Граниты биотитовые среднезернистые, Таптанайский массив [54].

157. Граниты двуслодяные среднезернистые, там же [54].

158. Граниты биотитовые мелкозернистые, Дурулгевский массив [54].

159. Граниты биотитовые крупнозернистые, там же [54].
160. Граниты двуслюдяные крупнозернистые, там же [54].
161. Граниты мусковитовые крупнозернистые, там же [54].
162. Граниты биотитовые крупно- и среднезернистые, Хангилайский массив [54].
163. Граниты биотитовые средне- и крупнозернистые, Белухинский массив [54].
164. Граниты биотитовые крупнозернистые, Олдандинский массив [54].
165. Граниты биотитовые мелкозернистые, там же [54].
166. Граниты двуслюдяные мелкозернистые, там же [54].
167. Граниты мусковитовые средне- и крупнозернистые, там же [54].
168. Граниты биотитовые, там же [3, 7].
169. Граниты биотитовые крупнозернистые, Букукинский участок [54].
170. Граниты двуслюдяные средне- и крупнозернистые, там же [54].
171. Граниты мусковитовые, там же [54].
172. Граниты биотитовые среднезернистые, Шумиловский массив [54].
173. Граниты биотитовые крупнозернистые, Седловский массив [54].
174. Граниты биотитовые мелкозернистые, Листвянский массив [54].
175. То же, Мало-Кулиндинский массив [54].
176. Граниты биотитовые средне- и мелкозернистые, Большой Шаронайский массив [54].
177. То же, редкометальные, там же [54].
178. Граниты двуслюдяные мелкозернистые (содержание $V=470 \text{ г/т}$, вероятно, развит турмалин, И.А.), Шаронайский массив [54].
179. Граниты биотитовые крупнозернистые, Мало-Кангинский массив [54].
180. Граниты биотитовые крупнозернистые, Тургинский массив [54].
181. Граниты биотитовые, там же [45, 62, 63, 95].
182. Граниты двуслюдяные мелкозернистые, Дурулгуевский массив [54].
183. Граниты мусковитовые мелкозернистые, там же [54].
184. Граниты мусковитовые среднезернистые, массив Богов Утес [54].
185. Граниты мусковитовые средне- и крупнозернистые, Хара-Быркинский массив [54].
186. Граниты мусковитовые среднезернистые, Мало-Кангинский массив, правобережье р. Онон [54].
187. Граниты мусковитовые средне- и крупнозернистые, Мало-Кангинский массив, левобережье р. Онон [54].

188. Кварцевые сиениты и граносиениты, Соктуйский массив [45, 62, 63, 95].

189. Граниты роговообманково-биотитовые, I фаза, там же [те же].

190. Граниты биотитовые, II фаза, там же [те же].

191. Граниты биотитовые порфиroidные, III фаза, там же [те же].

192. Граниты биотитовые, Адун-Чалонский массив [те же].

193. То же, Ботовский массив [те же].

194. То же, Кир-Киринский массив [те же].

Ниже приводятся анализы пород Кондуревского и Акатуевского массивов, относимых к мезозою.

195. Биотитовые граниты Кондуревского массива цаган-олуевского комплекса [10].

196. Кварцевые сиенито-диориты главной фации, Акатуевский массив [42].

197. Граносиенит-порфиры северо-акатуевские, там же [42].

В Восточной Сибири имеются многочисленные выходы литионит-альбитовых гранитов.

Участок Северный [51]. Альбитизированные граниты слагают тектонически очерченные блоки и отдельные зоны в краевых частях массивов лейкократовых гранитов, залегающих среди домезозойских гранитов и гранито-гнейсов.

Участок Центральный [3, 7, 5]. Название массивов принято, как в книге [51].

Массив Центральный-I полностью сложен лепидолит-амазонит-альбитовыми гранитами. Площадь выхода немногим больше 1 км² [3, 7, 51].

Массив Центральный-II имеет серповидную форму, площадь выхода около 1,5 км², сложен лепидолит-амазонит-альбитовыми гранитами [те же].

Массив Центральный-III. В апикальной части массива биотитовых гранитов у контакта с алевролитами и песчаниками встречаются амазонит-альбитовые граниты (с литийсодержащим биотитом и протолитионитом), мощность которых не превышает первых десятков метров.

Участок Южный [3, 7, 51]. Название участка принято, как в книге [51]. На участке вскрыт массив биотитовых гранитов, сменяющихся с приближением к кровле мусковит-биотитовыми гранитами. Неподалеку находится выход амазонит-альбитовых гранитов. В северо-западной части выхода слюда представлена криофилит-лепидолитом, в юго-восточной - мусковитом. Установлено, что выход амазонит-альбитовых гранитов на глубине соединяется с массивом мусковит-биотитовых и биотитовых гранитов.

Биту-Днидинский массив представлен штокообразным телом размером 4×1,2 км, сложенным двумя комплексами гранитоидов. Более ранний из них представлен серыми мелкозернистыми порфиroidными гранитами и розовато-серыми среднезернистыми гранитами. Поздний комплекс составляют альбитовые граниты с циннвальдитом [51].

Один из массивов Восточной Сибири описан в монографии [57]. Массив эллипсоидальной формы (1,6×2,8 км) со сложным внутренним строением, обусловленным многофазным характером становления интрузива и проявлением гидротермальных процессов. К I фазе относятся серые биотитовые граниты, II фаза представлена розовыми среднезернистыми биотитовыми гранитами. Дайки апцитов, микро- и мелкозернистых гранитов отнесены к III фазе. Амазонитовые апограниты развиты в эндоконтакте массива, огибая в виде подковы шириной в несколько сот метров выходы биотитовых гранитов.

198. Граниты биотитовые, Северный массив [51].
199. Граниты двуслюдяные, там же [51].
200. Граниты мусковитовые, там же [51].
201. Граниты амазонитовые, интенсивно альбитизированные, там же [51].
202. Граниты лепидолит-амазонит-альбитовые, массив Центральный-I [3, 7].
203. Граниты лепидолит-амазонит-альбитовые, массив Центральный-II [те же].
204. Граниты биотитовые, массив Центральный-III [те же].
205. Граниты протолитионит-амазонит-альбитовые, там же [те же].
206. Граниты биотитовые, группа Центральных массивов [51].
207. Граниты альбитизированные, там же [51].
208. Гранит интенсивно альбитизированный, там же [51].
209. Гранит биотитовый, массив Южный [3, 7].
210. Гранит мусковит-биотитовый, там же [те же].
211. Гранит мусковит-амазонит-альбитовый, там же [те же].
212. Гранит лепидолит-амазонит-альбитовый, там же [те же].
213. Гранит биотитовый, там же [51].
214. Гранит двуслюдяной, там же [51].
215. Гранит мусковитовый, там же [51].
216. Гранит альбитизированный, там же [51].
217. Гранит интенсивно альбитизированный, там же [51].
218. Гранит амазонитовый, интенсивно альбитизированный, там же [51].
219. Гранит альбитизированный, массив Биту-Джидинский [51].
220. Гранит интенсивно альбитизированный, там же [51].
221. Граниты биотитовые, I фаза, Восточная Сибирь [57].
222. Граниты биотитовые лейкократовые, там же [57].
223. Апограниты протолитионит-микроклин-альбитовые, там же [57].
224. Апограниты циннвальдит-амазонит-альбитовые, там же [57].
225. Апограниты циннвальдит-альбит-амазонитовые, там же [57].
226. Апограниты циннвальдит-амазонит-альбитовые полосчатые, там же [57].
227. Граниты альбитизированные, Северо-Восток СССР [51].

МОНГОЛИЯ

В строении региона принимают участие многочисленные интрузивные образования. Выделяют: а) протерозойский гранитоидный комплекс, локализованный в северной части и в основном за пределами МНР; б) нижнекембрийский гипербазитовый комплекс, представленный перидотитами, дунитами, пироксенитами и серпентинитами; в) нижнепалеозойский геосинклиналиный комплекс, к которому относятся различные по составу интрузии от габбро до гранодиоритов и плагиогранитов с преобладанием последних; г) палеозойский орогенный щелочно-гранитоидный комплекс, сложенный породами от гранитов через щелочные граниты и сиениты до нефелиновых сиенитов. Абсолютный возраст нижнепалеозойских и палеозойских интрузий, которые ниже будут объединены, варьирует от 530 до 280 млн. лет [78]. Особое место занимают гранитоиды мезозоя (230–110 млн. лет), с которыми связаны рудные полезные ископаемые страны. К ним же приурочены литионит-альбитовые граниты [81].

Складчатый фундамент региона был сформирован главным образом в течение каледонской и варисской геотектонических эпох. В мезозое (поздний триас – нижний мел) происходило формирование крупных глыбово-складчатых структур, образование которых сопровождалось вулканической деятельностью и внедрением гранитоидов [81].

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ГРАНИТОИДЫ

Все анализы взяты из работы [78].

228. Гранодиориты тэлминского комплекса.
229. Гранодиориты дзурунтайского комплекса.
230. Гранодиориты хангайского комплекса.
231. Гранодиориты эгиндабинского комплекса.
232. Гранодиориты тарбагатайского комплекса.
233. Гранодиориты тохтогеншильского комплекса.
234. Гранодиориты эрдентунского и цагансубургинского комплексов.
235. Граниты алтайского комплекса.
236. Граниты тохтогеншильского комплекса.
237. Граниты телминского и дзурунтайского комплексов.
238. Граниты хангайского, эгиндабинского и тарбагатайского комплексов.
239. Лейкограниты эрдентунского и цагансубургинского комплексов.
240. Нормальные граниты нумургинского и бреньского комплексов.
241. Лейкограниты нумургинского и шараускольского комплексов.
242. Граниты хархиринаского комплекса.
243. Субщелочные граниты нумургинского комплекса.
244. Щелочные граниты хархиринаского и нумургинского комплексов.

245. Субцелочные граниты хархиринаского комплекса.
 246. Щелочные граниты хархиринаского комплекса.
 247. Редкометалльные фации нормальных гранитов хархиринаского и нумургинского комплексов.
 248. То же, хархиринаского и нумургинского комплексов.
 249. Щелочные граниты ханбогдинского комплекса.

МЕЗОЗОЙСКИЕ ГРАНИТОИДЫ

250. Средне- и крупнозернистые порфировидные гранодиориты и граниты, фаза I, центральная часть Бага-Хэнтэйского массива [10].
 251. Биотитовые граниты, фаза II, там же [10].
 252. Лейкократовые, биотитовые и аляскитовые граниты, фаза III, там же [10].
 253. Биотитовые граниты, фаза II, юго-западная часть массива [10].
 254. Крупнозернистые порфировидные амфибол-биотитовые граниты, фаза I, восточный эндоконтант Хошутулинского массива [10].
 255. То же, южная часть массива [10].
 256. То же, северо-восточная часть массива [10].
 257. То же, западная часть массива [10].
 258. Крупно- и среднезернистые биотитовые граниты, фаза II, северная и западная части центрального штока Хошутулинского массива [10].
 259. То же, южная и восточная части центрального штока [10].
 260. Биотитовый гранит главной фазы Унчжульского массива [10].
 261. Порфировидный биотитовый гранит, фаза I, Дашинчипанский массив [10].
 262. Двуслюдяной гранит (с турмалином), фаза II, Хадьсанский массив [10].
 263. Мусковитовый гранит (с турмалином), фаза II, там же [10].
 264. Резкопорфировидные биотитовые граниты, Горихинский массив [10].
 265. Гранит-порфиры, там же [10].
 266. Равномернозернистые биотитовые и лейкократовые граниты, там же [10].
 267. Аляскиты, Юдугьинский массив [93].
 268. Крупнозернистые аляскиты (хухутуйские), Югодзырский рудный узел [93].
 269. Порфировидный биотитовый гранит, Ара-Унчжульский массив [93].
 270. Порфировидный гранит, Цаган-Дабильский массив [93].
 271. Аляскиты, Борун-Цоготинский массив [93].
 272. Аляскиты, фаза I, Багагазрынский массив [95].
 273. Микроклин-альбитовые аляскиты, там же [95].
 274. Аляскиты, Жанчивланский массив [50].
 275. Аляскиты купола Бурал-Хангай, там же [50].

ЛИТИОНИТ-АЛЬБИТОВЫЕ ГРАНИТЫ

276. Амазонит-альбитовые граниты, Борун-Цоготинский восточный массив [93].

277. Амазонит-альбитовые граниты, Борун-Цоготинский западный массив [95].

278. Амазонит-альбитовые граниты с топазом и мусковитом, там же [95].

279. Амазонит-альбитовые пегматоидные граниты, Бага-Газрынский массив [93].

280. Микроклин-альбитовые граниты, Жанчивланский массив [50].

281. Амазонит-альбитовые граниты, там же [50].

282. Альбит-лепидолитовые граниты, там же [50].

283. Альбититы, там же [95].

284. Амазонит-альбитовые граниты, Юдугьинский массив [93].

285. Аляскиты литий-фтористой фации, г. Ульдзурин-Обо [93].

286. Микроклин-альбитовый гранит, Ара-Унчжунский массив [93].

287. Микроклин-альбитовый гранит, Цаган-Дабинский массив [93].

КАЗАХСТАН

КАЛБИНСКИЙ МАССИВ (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)

В массиве выделяют следующие интрузивные фазы: I - среднезернистые граниты, часто порфиоровидные (калбинский тип); II - крупнозернистые граниты (монастырский тип); III - мелкозернистые граниты, образующие небольшие штокообразные тела и дайки [87]. С гранитами массива связаны многочисленные кварцевые жилы и пегматиты, в частности редкометалльные.

288. Биотитовые граниты главной фации I фазы [87].

289. Биотитовые граниты фации эндоконтактов I фазы [87].

290. Крупнозернистые биотитовые граниты II фазы [87].

291. Биотитовые граниты (материалы автора и О.О. Ларичевой).

292. Двуслюдяные граниты [то же].

293. Биотитовые граниты [то же].

294. Двуслюдяные граниты [то же].

295. Биотитовые и двуслюдяные граниты [то же].

Породы 291-292, 293-294 и 295 взяты с разных участков Калбинского массива.

Массив Акдрнайлау хребта Тарбагатай в Восточном Казахстане характеризуется следующим анализом:

296. Биотитовые граниты [то же].

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН

В 1976 г. была опубликована сводка химических анализов ультракислых гранитоидов Центрального Казахстана [74]. Под ультракислыми авторы понимают гранитоиды, содержащие более 74 вес. %

SiO₂. В Центральном Казахстане насчитывается более 130 таких интрузивов. Они завершают каледонские и герцинские гранитоидные серии, а также щелочные и субщелочные серии.

Массивы ультракислых гранитоидов являются многофазными образованиями. Выделяются главные интрузивные фазы, число которых для разных массивов может колебаться от одной до трех, и внутриинтрузивные фазы, связанные с внутрикамерной дифференциацией. Ранние дифференциаты слагают дополнительные интрузивы, последующие дифференциаты формируют жильные образования.

В данной работе рассматриваются следующие классы гранитоидов: а) субнормальные граниты, б) лейкократовые граниты, в) аляскитовые граниты, г) альбитовые аляскиты, д) аляскиты. Средний химический состав перечисленных классов пород приведен в табл. 3.

Породообразующими минералами в гранитоидах являются кварц, К-Na-полевой шпат, плагиоклаз, биотит, иногда образуется мус-

Т а б л и ц а 3

Средний химический состав отдельных классов ультракислых гранитоидов Центрального Казахстана [74]

Окислы	Субнормальные граниты (127 проб)	Лейкократовые граниты (276 проб)	Аляскитовые граниты (209 проб)
SiO ₂	73,57	75,38	75,67
TiO ₂	0,27	0,15	0,15
Al ₂ O ₃	13,68	12,92	12,68
Fe ₂ O ₃	1,05	0,75	0,85
FeO	1,12	1,16	1,06
MnO	0,07	0,05	0,05
MgO	0,41	0,24	0,17
CaO	1,19	0,81	0,53
Na ₂ O	3,65	3,55	3,85
K ₂ O	4,60	4,69	4,62
H ₂ O ⁺	0,28	0,24	0,28
P ₂ O ₅	0,08	0,04	0,04
SO ₃	0,03	0,02	0,03

П р и м е ч а н и е. В графе "Аляскитовые граниты" - среднее из аляскитовых гранитов, альбитовых аляскитов и аляскитов.

ковит, в субнормальных гранитах изредка наблюдается роговая обманка. От субнормальных к аляскитовым гранитам уменьшается содержание свободного плагиоклаза, и по составу он становится кислее. По содержанию биотита и мусковита граниты в табл. 2 разделены на биотитовые и двуслюдяные. Состав акцессорных минералов внутри классов гранитоидов варьирует. Наиболее типичные акцессорные минералы: магнетит, ильменит, гематит, циркон, апатит, встречаются также сфен, ортит, монацит, флюорит и др.

Анализы № 297-370 взяты из монографии [74].

Субнормальные граниты

297. Массив Булатау, I фаза, главный интрузив.
298. Там же, I фаза, дополнительный интрузив.
299. Там же, II фаза, главный интрузив.
300. Массив Восточный Коунрад, I фаза, главный интрузив.
301. Там же, II фаза, главный интрузив.
302. Массив Жаксыкудук, I фаза, главный интрузив.
303. Массив Жаманкарабас, I фаза, главный интрузив.
304. Там же, I фаза, дополнительный интрузив.
305. Там же, II фаза, главный интрузив.
306. Массив Кызылкараган, I фаза, главный интрузив.
307. Массив Сарытоганбай, I фаза, главный интрузив, фация ядра.
308. Там же, I фаза, главный интрузив, фация эндоконтакта.
309. Массив Сусызкара, I фаза, главный интрузив.
310. Массив Шалтас, I фаза, главный интрузив.
311. Там же, I фаза, дополнительный интрузив.
312. Там же, II фаза, главный интрузив.
313. Массив Шалтас Западный, I фаза, главный интрузив.

Лейкократовые граниты

314. Массив Аритау-2, I фаза, главный интрузив.
315. Массив Акчатау, I фаза, главный интрузив, фация ядра.
316. Там же, I фаза, дополнительный интрузив.
317. Там же, II фаза, главный интрузив, фация ядра.
318. Там же, II фаза, главный интрузив, фация эндоконтакта.
319. Там же, II фаза, дополнительный интрузив.
320. Массив Аюлы, I фаза, главный интрузив.
321. Массив Балей, I фаза, главный интрузив.
322. Массив Берикты, I фаза, главный интрузив.
323. Массив Жамантас, I фаза, главный интрузив.
324. Там же, II фаза, главный интрузив.
325. Массив Жанет, I фаза, главный интрузив, фация ядра.
326. Там же, I фаза, главный интрузив, аликальная фация.
327. Массив Караоба, I фаза, главный интрузив.
328. Там же, II фаза, главный интрузив.

- 329. Массив Коктенколь, I фаза, главный интрузив.
- 330. Там же, I фаза, дополнительный интрузив.
- 331. Массив Куу, I фаза, главный интрузив.
- 332. Там же, II фаза, главный интрузив.
- 333. Там же, III фаза, главный интрузив.
- 334. Массив Кызылэспе Северный, II фаза, главный интрузив.
- 335. Массив Кызылтау, I фаза, главный интрузив.
- 336. Там же, I фаза, дополнительный интрузив.
- 337. Там же, II фаза, главный интрузив.
- 338. Там же, II фаза, дополнительный интрузив.
- 339. Там же, II фаза, 2-й дополнительный интрузив.
- 340. Там же, III фаза, главный интрузив.
- 341. Массив Кызылтау Северный, II фаза, главный интрузив.
- 342. Массив Сарыбулак, I фаза, главный интрузив.
- 343. Массив Сарытау, II фаза, главный интрузив.
- 344. Массив Узунбулак, I фаза, главный интрузив.
- 345. Там же, II фаза, главный интрузив.
- 346. Массив Ульконды, I фаза, главный интрузив.
- 347. Массив Токантас, I фаза, главный интрузив.
- 348. Массив Нураталды, I фаза, главный интрузив, фация ядра.

Аляскитовые граниты

- 349. Массив Балхашинский, I фаза, главный интрузив.
- 350. Там же, I фаза, дополнительный интрузив.
- 351. Там же, II фаза, главный интрузив.
- 352. Массив Бектаута, I фаза, главный интрузив.
- 353. Массив Койтас, I фаза, главный интрузив.
- 354. Массив Обалы, I фаза, главный интрузив.
- 355. Массив Сарыюба, I фаза, главный интрузив.
- 356. Там же, I фаза, дополнительный интрузив.
- 357. Массив Тюлькалы, I фаза, главный интрузив, апикальная фация.
- 358. Массив Бегазы, I фаза, главный интрузив.
- 359. Там же, II фаза, главный интрузив.

Альбитовые аляскиты

- 360. Массив Жукей, I фаза, главный интрузив.
- 361. Массив Керегетас, I фаза, главный интрузив.
- 362. Массив Кызылтас-I, I фаза, главный интрузив.
- 363. Там же, II фаза, главный интрузив.
- 364. Массив Макинский, I фаза, главный интрузив.

Аляскиты

- 365. Массив Кызылрай, I фаза, главный интрузив.
- 366. Там же, II фаза, главный интрузив.
- 367. Массив Майтас, I фаза, главный интрузив, фация ядра.

368. Там же, II фаза, главный интрузив.

369. Там же, II фаза, дополнительный интрузив.

370. Массив Мамыр, I фаза, главный интрузив.

В табл. 2 не приводятся приближенные значения содержаний элементов, а их в монографии [74] для молибдена — 4, для вольфрама — 27, для фтора — 25. Кроме того, указано, что в 18 случаях содержание вольфрама было ниже 4 г/т. Два массива (Каракамьский и Сарытау) описаны в работе [56].

Каракамьский гранитный массив среднегерцинского возраста является многофазным интрузивом. Главная фаза представлена биотитовыми и лейкократовыми гранитами, в краевых частях переходящими в роговообманково-биотитовые граниты. Дополнительный интрузив сложен лейкократовыми и аляскитовыми гранитами.

Массив Сарытау состоит из двух разновозрастных частей: среднегерцинской (западная часть) и позднегерцинской (восточная часть). Среднегерцинский комплекс представлен лейкократовыми гранитами со слабо выраженными следами гибридности в краевых фациях, где появляются биотитовые гранодиориты. В позднегерцинском комплексе явления гибридности отсутствуют и граниты представлены лейкократовыми разновидностями. В составе обоих комплексов выделяются главная и дополнительная фазы и жильные породы. Анализы 371—381 заимствованы из работы [56].

371. Биотитовые граниты главной фазы, массив Каракамьский.

372. Равномернозернистые граниты дополнительной интрузии, главная фация, там же.

373. Порфиroidные граниты краевой фации, там же.

374. Граниты, обогащенные биотитом, дополнительный интрузив, там же.

375. Среднезернистые граниты западного дополнительного интрузива, там же.

376. Граниты главного интрузива, массив Сарытау, среднегерцинский комплекс.

377. Граниты, дополнительный интрузив, главная фация, там же.

378. Граниты, дополнительный интрузив, краевая фация, там же.

379. Граниты главного интрузива, позднегерцинский комплекс, там же.

380. Граниты, дополнительный интрузив, главная фация.

381. Граниты, дополнительный интрузив, краевая фация.

В Казахстане встречаются альбитизированные граниты, преимущественно рибекит-альбитовые и биотит-альбитовые. Один из анализов приводится ниже.

382. Слабоальбитизированный гранит, Лосевский массив [51].

УРАЛ

Анализы относятся к верхнепалеозойским плутоническим гранитоидам. Граниты состоят из олигоклаза, решетчатого микроклина, кварца и биотита. Гранодиориты представлены биотитовыми и биотит-роговообманковыми разностями с решетчатым микроклином и плагиоклазом № 16-34. Встречаются массивы гранитового или гранодиоритового состава, а нередко неоднородные по составу [96].

383. Гранодиориты, Красинский массив [96].
384. Гранодиориты, Айдырлинский массив [96, 97].
385. Гранодиориты, Джетыгаринский массив [96].
386. Гранодиориты, Сусанский массив [96].
387. Гранодиориты, Ново-Бураковский массив [96].
388. Граносиениты, там же [96].
389. Гранодиориты, Челябинский массив [96].
390. Граниты, там же [96, 97].
391. Граносиениты, Степинский массив [96].
392. Граниты, там же [96].
393. Порфиroidные биотитовые граниты, Верх-Исетский массив [96].
394. Биотит-роговообманковые граниты, там же [96].
395. Граниты, II фаза, там же [91].
396. Граниты, Джабык-Карагайский массив [96, 97].
397. Граниты, Саньрский массив [96].
398. Граниты, Мурзинско-Адуйский массив [96].
399. Граниты, Кацбахский массив [96].

СРЕДНЯЯ АЗИЯ

На территории Средней Азии расположены каледонская Северотяньшаньская, каледонско-герцинская Среднетяньшаньская, герцинские Южнотяньшаньская, Юго-Западного Тянь-Шаня и Северопамирская и киммерийские Центрально- и Южнопамирская складчатые системы [28].

СЕВЕРНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ

Гранитоиды Северного Тянь-Шаня представлены четырнадцатью сгруппированными анализами, относящимися к Сусамырскому и Кызыл-Омпульскому массивам, к хребтам Кунгей-Алатау (участок Курменты) и Терской-Алатау (участки Джилусу и Керегеташ). Среди рассматриваемых пород заметное место занимают литионит-альбитовые и материнские для них граниты, в целом имеющие ограниченное распространение. Поэтому используемые пробы отражают не общие особенности гранитоидов Северного Тянь-Шаня, а в основном особенности поздних дифференциатов.

С у с а м ы р с к и й б а т о л и т. Выделяют три фазы: I - габбро, диориты; II - граниты и гранодиориты, плагиограниты; III - лейкократовые граниты. Кроме того, в пределах батолита имеется

более поздняя неокаледонская фаза крупнозернистых гранитов "Боортеке-Квакского типа" [87].

400. Граниты и гранодиориты, II фаза, главный комплекс.

401. Лейкократовые граниты, III фаза, главный комплекс.

402. Крупнозернистые биотитовые граниты, фаза Боортеке-Квакских гранитов.

Массив Кызыл-Омпул: I фаза - сиениты, II фаза - граносиениты, III фаза - граниты.

403. Граносиениты, II фаза (материалы автора и О.О. Ларичевой).

404. Среднезернистые биотитовые граниты, III фаза [то же].

405. Мелкозернистые биотитовые граниты, III фаза [то же].

В нескольких массивах Северного Тянь-Шаня встречаются литонит-альбитовые граниты.

К у р м е н т и н с к и й м а с с и в. В массиве наблюдается переход от биотитовых гранитов, слагающих внутреннюю часть, к циннвальдит-амазонит-альбитовым гранитам, развитым в апикальной части; через промежуточные граниты с литиевым биотитом. Мощность циннвальдит-амазонит-альбитовых гранитов 150-200 м [11].

406. Биотитовые граниты.

407. Альбитсодержащие граниты с литиевым биотитом.

408. Амазонит-альбитовые граниты с циннвальдитом.

409. Амазонит-альбитовые граниты с циннвальдитом из апикальной части массива.

Х р е б е т Т е р с к е й - А л а т а у. На северных склонах хребта вдоль крупного субширотного Керегеташского разлома встречаются выходы биотитовых и мусковит-биотитовых гранитов. В долине р. Джилусу в апикальной части одного из массивов биотитовых гранитов (№ 411) развиты циннвальдит-амазонит-альбитовые граниты (№ 412) мощностью в несколько метров. В долине р. Керегеташ циннвальдит-амазонит-альбитовые граниты образуют обширный выход площадью около 6 км² [3, 7].

410. Мусковит-биотитовые граниты, долина р. Джилусу.

411. Биотитовые граниты, там же.

412. Циннвальдит-амазонит-альбитовые граниты, там же.

413. Циннвальдит-амазонит-альбитовые граниты, долина р. Керегеташ.

ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ

М а с с и в ы Т у р п и и М а т ч а. Расположены в Алтайском хребте. Первый имеет площадь 12 км², второй - 30 км². Оба массива пермского возраста и образованы породами трех интрузивных фаз: I - нефелиновые сиениты и миаскиты, II - щелочные сиениты и граносиениты, III - биотитовые граниты [27].

414. Граносиениты и щелочные сиениты, II фаза, массив Турпи.

415. Лейкократовые биотитовые граниты, III фаза, там же.

416. Биотитовые граниты, массив Матча.

Таблица 4
Содержание элементов в гранитах и слюдах

№ п.п.	Тип гранита	Граниты, г/т					
		K : Rb	Li	Rb	Cs	Nb	Ta
1	2	3	4	5	6	7	8

Восточная Сибирь

Олдандинский массив

1	Гранит	68	70	440	27	14	2,3
2	"	115	82	250	12	14	1,9
3	"	103	95	240	37	20	1,3
4	Двуслюдяной гранит	70	180	470	28	28	4,0

Массив Центральный-I

5	Литионит-альби- товый гранит	16	960	2600	23	84	77
6	То же	17	720	1800	15	63	18
7	"	19	540	3000	24	84	24
8	"	21	550	2500	17	133	57
9	"	17	790	2000	23	157	62
10	"	15	860	2200	18	90	115
11	"	15	630	1600	15	70	76
12	"	28	650	1100	10	147	41
13	"	18	270	1500	7	200	88
14	"	25	180	1200	9	180	84
15	"	13	850	1400	15	120	24
16	"	17	1400	1700	24	105	70
17	"	18,5	510	920	6	210	73
18	"	15	1100	1800	15	120	33
19	"	18	250	1400	10	105	86
20	"	21	170	1100	6	153	136
21	"	21	200	1200	11	170	84
22	"	16	630	1600	16	140	148
23	"	21	270	1400	11	220	57
24	"	18	400	1200	16	210	105
25	"	16	380	1300	11	210	82
26	"	11	1500	1900	32	250	91
27	"	31	320	1000	11	200	85
28	"	24	480	1000	11	160	70
29	"	17	280	1300	9	170	67
30	"	25	240	1600	15	140	58

Массив Центральный-II

31	Литионит-альби- товый гранит	17	1000	1700	26	150	30
32	То же	21	900	1800	31	180	41
33	"	17	1200	2300	31	120	73
34	"	19	1500	1500	28	110	26

Массив Центральный-III

35	Гранит	42	150	430	8	35	2,6
36	"	41	210	630	38	84	5,7
37	"	57	110	460	8	120	7,3
38	Литионит-альби- товый гранит	30	450	840	36	56	11,5
39	То же	41	210	500	29	84	10

Граниты, г/т		Тип слюды	Слюда					
F	B		вес. %		г/т			вес. %
			Li	Rb	Cs	Nb	Ta	
9	10	11	12	13	14	15	16	17

Восточная Сибирь

Олдандинский массив

2400	-	Биотит	0,11	0,18	380	-	-	1,65
2500	-	"	0,20	0,18	260	-	-	2,27
1500	-	"	0,13	0,15	230	-	-	1,65
3100	-	"	0,26	0,15	140	-	-	0,65

Массив Центральный-I

21 000	11	Лепидолит	2,60	1,29	280	-	-	8,75
24 000	11	"	2,68	1,29	280	-	-	8,60
10 000	10	"	2,42	1,26	280	-	-	7,00
5400	-	"	2,48	1,29	220	-	-	8,00
5600	-	"	2,42	1,48	290	-	-	6,90
22 000	4,7	"	2,37	1,34	230	-	-	8,20
8300	-	"	2,48	1,32	180	-	-	8,00
2600	10	"	1,66	1,25	260	-	-	7,05
2900	-	"	2,04	0,98	210	-	-	7,85
5000	-	"	1,83	0,90	230	-	-	-
5400	10	"	1,80	0,62	230	-	-	6,50
32 000	-	"	2,31	1,33	320	-	-	7,40
23 000	-	"	2,16	1,24	280	-	-	7,30
38 000	4,5	"	2,18	1,31	260	-	-	8,50
21 000	10	"	2,12	0,79	200	-	-	7,70
16 000	10	"	2,12	0,92	200	-	-	7,65
1400	-	"	2,06	1,28	260	-	-	6,90
4600	11	"	2,82	1,65	300	-	-	8,70
6200	11	"	1,94	1,03	250	-	-	7,60
2200	6,5	"	2,42	1,43	280	-	-	8,70
3800	-	"	2,20	1,23	220	-	-	7,95
7200	-	"	2,34	1,42	290	-	-	8,25
1500	11	"	1,91	0,95	300	-	-	7,80
4800	10	"	2,04	1,23	240	-	-	7,70
2700	5,4	"	2,20	1,13	240	-	-	7,90
1700	-	"	1,81	1,08	230	-	-	7,90

Массив Центральный-II

4300	-	Лепидолит	2,27	1,18	480	-	-	7,50
18 000	-	"	2,27	1,04	480	-	-	7,70
8400	-	"	2,22	1,04	220	-	-	8,10
8800	-	"	1,94	0,95	330	-	-	6,90

Массив Центральный-III

1700	-	Биотит	0,48	0,51	230	980	56	2,90
2500	-	"	0,43	0,44	300	980	49	-
3500	-	"	0,34	0,31	170	-	-	2,60
3100	-	Протолитионит	0,79	0,51	460	770	156	4,25
4000	-	Li-биотит	0,61	0,53	760	840	58	3,98

Таблица 4 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8
40	Литионит-альби- товый гранит	40	240	710	28	49	8,2
41	То же	38	210	580	20	42	6
42	"	29	330	1100	24	98	20
43	"	37	440	1000	31	77	13
Массив Южный							
44	Гранит	96	100	290	14	21	3,4
45	"	96	190	360	26	28	6,6
46	Двуслюдной гранит	51	310	580	43	42	14,8
47	То же	69	91	390	34	42	11,5
48	Литионит-альби- товый гранит	33	180	1000	28	56	43
49	То же	30	310	1100	45	-	-
50	"	28	250	1000	17	56	32
51	"	18,5	970	1500	36	70	28
52	"	8	7500	3500	79	42	57
53	"	19	1200	1300	33	56	64
54	"	18	1300	1300	39	42	67
55	"	18	1900	1700	32	28	31
56	"	11	3100	1300	44	35	67
57	"	14	1500	920	39	147	194
58	"	14	2500	2400	61	147	288
59	"	14	1400	2300	50	160	130
60	"	22	1400	1600	36	175	223
61	"	15	980	2300	38	372	423
62	"	8	6200	4000	150	175	254
63	"	5,4	5800	4000	120	140	358
64	"	16	3400	3000	81	308	400
65	"	10	5400	2700	110	168	312
Тянь-Шань							
Район р. Джилусу							
66	Двуслюдной гранит	186	50	210	7	14	1,7
67	То же	199	44	200	-	14	2,5
68	"	137	99	250	15	14	2,6
69	"	151	70	230	9	7	2,6
70	Гранит	78	280	430	30	77	6,9
71	"	104	130	400	24	91	4,3
72	"	65	160	550	22	110	7,1
73	Литионит-альби- товый гранит	32	430	1000	15	146	18
74	То же	40	450	1000	25	140	17
Район р. Керегеташ							
75	Литионит-альби- товый гранит	42	400	710	19	91	17
76	То же	28	820	1100	25	105	19,6
77	"	38	335	960	22	77	16,4
Хребет Иньльчек							
78	Гранит	169	32	240	20	20	2,8
79	"	200	22	200	8	14	2,6
80	"	149	46	280	8	20	3,1
81	"	95	130	400	66	20	3,1
82	"	90	90	420	70	20	2,1

9	10	11	12	13	14	15	16	17
1900	-	Протолитионит	0,73	0,51	590	-	-	4,10
2700	-	"	0,73	0,49	640	-	-	4,85
2400	-	Циннвальдит	1,05	0,62	560	650	90	5,0
3000	-	"	0,82	0,50	560	-	-	5,15
Массив Южный								
1500	19	Биотит	0,16	0,15	130	-	-	1,01
1200	15	"	0,23	0,17	190	-	-	0,78
2000	20	Мусковит	0,32	0,33	370	-	-	1,87
1000	19	"	0,16	0,23	330	-	-	1,04
-	20	Мусковит	0,28	0,55	400	-	-	1,50
2100	15	"	0,41	0,57	320	-	-	1,40
6400	18	"	0,47	0,61	270	-	-	2,80
8400	16	"	0,72	0,64	220	-	-	3,20
50 000	13	Криофилит	2,11	1,14	240	-	-	6,82
10 000	10	"	2,62	1,29	320	-	-	6,90
9800	14	"	2,75	1,32	720	-	-	7,10
11 000	16	"	2,18	0,98	310	100	115	5,90
36 000	14	Криофилит	1,94	0,92	260	105	123	6,85
9000	10	"	2,30	1,14	420	-	-	7,00
18 000	15	"	1,74	0,93	250	210	264	6,60
12 000	15	"	1,70	0,90	260	-	-	5,75
8100	11	Циннвальдит	1,40	0,90	300	245	364	5,15
6200	-	Криофилит	2,66	1,39	550	-	-	7,00
34 000	14	"	2,08	1,42	480	85	123	8,10
31 000	20	"	2,55	1,50	640	-	-	7,10
-	20	"	2,02	1,10	470	-	-	6,30
34 000	20	Циннвальдит	1,65	0,84	300	160	385	5,70
Тянь-Шань								
Район р. Джилусу								
600	-	Биотит	0,060	0,083	33	-	-	0,46
310	-	"	0,080	0,069	57	-	-	0,62
1300	-	"	0,048	0,110	57	-	-	0,37
390	-	Мусковит	0,055	0,110	73	-	-	0,11
6600	-	Биотит	0,49	0,37	540	-	-	2,20
7600	-	"	0,31	0,23	260	-	-	2,25
7500	-	"	0,27	0,26	280	-	-	2,40
8000	-	Циннвальдит	1,02	0,47	390	-	-	3,80
4300	-	"	0,96	0,58	250	-	-	3,50
Район р. Керегеташ								
15 000	-	Циннвальдит	1,28	0,80	890	-	-	5,10
12 000	-	"	1,45	0,56	580	-	-	5,40
11 000	-	"	1,25	0,62	750	-	-	4,70
Хребет Иньльчек								
900	-	Биотит	0,040	0,078	60	-	-	0,70
900	-	"	0,023	0,045	33	-	-	0,48
1000	-	"	0,068	0,093	66	-	-	0,60
1700	-	"	0,11	0,15	330	214	20,5	0,44
3000	-	"	0,10	0,15	450	214	20,5	0,65

Таблица 4 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8
83	Гранит	76	220	320	150	56	4,6
84	"	-	-	-	-	42	6,9
85	"	-	-	-	-	50	7,2
86	"	-	-	-	-	50	16,4
87	"	67	130	520	40	35	8,2
88	"	72	72	520	28	56	9
89	"	62	110	600	20	56	7,5
90	"	-	-	-	-	91	15,6
91	"	-	-	-	-	118	11,5
92	Литионит-альби- товый гранит	30	790	1300	90	50	21
93	То же	31	1000	2000	120	42	20
94	"	27	940	1300	120	42	50
95	"	25,5	740	1200	130	63	29
Горы Ауминза							
96	Гранит	170	63	180	5	14	0,9
97	"	253	23	130	-	21	1,1
98	"	182	15	170	5	21	1,6
99	"	182	44	180	5	21	2,8
100	"	188	57	170	5	21	2,9
Хребет Алтынтау							
101	Гранит	226	81	100	5	21	0,8
102	"	118	34	130	-	28	1,1
103	"	188	61	150	10	21	1,0
104	Двуслюдяной гранит	191	29	160	-	14	0,8
105	То же	176	19	150	-	14	1,5
106	"	160	59	180	8	21	1,9
107	"	197	13	170	-	14	1,1
Хребет Нуратау							
108	Двуслюдяной гранит	107	91	240	-	7	2,1
109	То же	153	47	230	9	14	3,3
110	Гранит	215	80	110	-	14	1,6
111	"	-	54	110	-	-	2,6
Памир							
112	Двуслюдяной гранит	102	140	320	22	21	3,2
113	То же	102	180	380	30	21	3,0
114	"	94	230	390	25	21	5,1
115	"	90	200	430	31	21	8,2
116	"	88	280	500	47	21	5,2
117	"	74	100	420	28	28	5,4
118	"	71	280	480	44	21	9
119	"	79	210	480	34	28	4,6
120	"	43	230	640	51	42	8,2

9	10	11	12	13	14	15	16	17
2100	-	Биотит	0,14	0,14	700	182	21	0,58
-	-	"	-	-	-	462	82	-
-	-	"	-	-	-	405	75	-
-	-	"	-	-	-	476	98	-
3000	-	"	0,38	0,30	1000	640	98	1,40
3200	-	"	0,31	0,28	500	-	-	1,10
2500	-	"	0,36	0,27	800	-	-	1,20
-	-	"	-	-	-	600	98	-
-	-	"	-	-	-	670	82	-
3000	-	Циннвальдит	1,60	0,78	1100	-	-	4,5
1700	-	"	1,25	0,60	750	-	-	3,9
1800	-	"	0,99	0,63	880	-	-	3,9
1700	-	"	1,25	0,81	1600	-	-	4,7
Горы Ауминза								
900	-	Биотит	0,064	0,084	96	-	-	0,72
940	-	"	0,026	0,076	80	-	-	0,66
740	-	"	0,027	0,070	58	-	-	0,74
720	-	"	0,052	0,083	83	-	-	0,60
1300	-	"	0,047	0,072	85	-	-	0,40
Хребет Алтынтау								
1500	-	Биотит	0,068	0,070	100	-	-	0,87
1500	-	"	0,021	0,066	41	-	-	0,46
860	-	"	0,073	0,110	140	-	-	0,76
660	-	Мусковит	0,014	0,049	11	-	-	0,39
720	-	"	0,023	0,067	20	-	-	0,22
720	-	"	0,020	0,037	17	-	-	0,31
460	-	"	0,022	0,043	28	-	-	0,24
Хребет Нуратау								
60	-	Мусковит	0,043	0,063	27	-	-	0,23
190	-	"	0,039	0,067	57	-	-	0,18
210	-	Биотит	0,055	0,059	43	-	-	0,40
190	-	"	0,044	0,048	47	-	-	0,41
Памир								
1200	-	Биотит	0,13	0,14	290	-	-	0,73
-	-	Мусковит	0,082	0,11	48	-	-	0,45
1300	-	Биотит	0,24	0,16	330	-	-	0,96
-	-	Мусковит	0,087	0,084	37	-	-	0,31
1800	-	Биотит	0,18	0,12	200	-	-	0,60
-	-	Мусковит	0,082	0,10	32	-	-	0,32
1400	-	Мусковит	0,10	0,11	70	-	-	0,25
3600	-	"	0,15	0,14	140	-	-	0,90
2500	-	"	0,081	0,12	120	-	-	0,4
3800	-	"	0,15	0,14	110	-	-	1,10
2700	-	"	0,10	0,12	120	-	-	0,75
1500	-	"	0,18	0,33	290	-	-	0,66

Следующие анализы относятся к восточной части Южного Тянь-Шаня. Интрузивы локализируются в пределах трех разновозрастных тектонических зон: раннегерцинской — Иньльчекской (Ташкоринский, Иньльчекский и Суходольский массивы), среднегерцинской — Аксайской (Туругартский, Мудрюмский и Коккнинский массивы) и позднегерцинской — Кокшальской (Акшийрякский, Сарыбулакский, Пикертыкский, Учкошконский и Акчийский массивы). Выделяют три интрузивные фазы. Первая из них представлена породами основного и среднего состава, вторая — биотит-роговообманковыми и биотитовыми порфиroidными гранитами, третья — лейкократовыми и биотитовыми гранитами [12].

417. Амфибол-биотитовые граниты, II фаза, Акшийрякский массив.

418. Амфибол-биотитовые граниты, II фаза, Сарыбулакский массив.

419. Амфибол-биотитовые граниты, II фаза, Туругартский массив.

420. Амфибол-биотитовые граниты, II фаза, Мудрюмский массив.

421. Биотит-амфиболовые граниты, II фаза, Коккнинский массив.

422. Лейкократовые граниты, III фаза, Пикертыкский массив.

423. Биотитовые граниты, III фаза, Учкошконский массив.

В районе хребта Иньльчек встречены выходы литионит-альбитовых гранитов. С севера район отделен зоной крупных разломов от средне Тяньшаньского срединного массива, в котором имеются выходы биотитовых гранитов (№ 424). В самом районе вскрыты порфиroidные амфибол-биотитовые "ташкоринские" граниты, относимые ко II фазе интрузивного процесса, биотитовые "иньльчакские" и микроклин-альбитовые с протолитионитом или литиевым биотитом "суходольские" граниты III фазы.

424. Биотитовые граниты [3, 7].

425. Амфибол-биотитовые граниты ташкоринского типа [те же].

426. Биотитовые граниты иньльчекского типа [те же].

427. Протолитионит-микроклин-альбитовые граниты суходольского типа [те же].

428. Биотитовые граниты, Ташкоринский массив [12].

429. Биотитовые граниты, Иньльчекский массив [12].

430. Биотитовые граниты, Суходольский массив [12].

Следующие анализы относятся к гранитам, сформировавшимся в верхнем палеозое, расположенным в западных отрогах Тянь-Шаня (Кызылкумы) [3, 7].

431. Биотитовые граниты, г. Ауминза.

432. Биотитовые граниты, г. Алтынтау.

433. Мусковит-биотитовые и мусковитовые граниты, там же.

434. Биотитовые граниты, пос. Коушли, хр. Нуратау.

435. Мусковит-биотитовые граниты, там же.

ПАМИР

436. Двуслодные граниты, Ишкашимский массив, участок Дара-Зарев [материалы автора и О.О. Ларичевой].

437. Биотитовые граниты, Уртабузский массив [66].

438. Биотитовые граниты, Восточнокаракульский массив [66].

439. Биотитовые граниты, Южнокаракульский массив [66].

440. Биотитовые граниты, Уйбулакский массив [66].

В долине р. Курустык (Юго-Восточный Памир) вскрыт массив мусковит-биотитовых гранитов, переходящих в апикальной части в мусковитовые граниты.

441. Мусковит-биотитовые граниты, участок Курустык [3, 7].

442. Мусковитовые граниты, там же [те же].

КАВКАЗ

443. Биотитовые граниты, позднегерцинские, Дзирульский массив [77].

444. Биотитовые граниты, Эльджуртинский массив [70].

445. Биотитовые граниты, внутренняя часть Эльджуртинского массива [материалы автора].

446. Биотитовые граниты из апикальной части Эльджуртинского массива [то же].

Слюды можно использовать как индикаторы на распределение отдельных элементов в гранитоидах. Их индикаторная роль будет рассмотрена в следующей главе. В табл. 4 приводятся анализы штуфных проб гранитов (весом 6-8 кг) и отобранных из них слюд. Пробы взяты автором с сотрудниками в разных районах Советского Союза. Краткое описание районов было сделано выше в комментариях к табл. 2, а также имеется в статьях [3, 7, 64]. Заметим, что гранитоиды, приводимые в табл. 4, в среднем более кислые по сравнению с гранитоидами из табл. 2, например, среди них отсутствуют гранодиориты и граносиениты.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ
РЕДКИХ И РУДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Глава посвящена анализу геохимических особенностей элементов с помощью статистических методов. Рассмотрение отдельных элементов будет начинаться с их краткой геохимической характеристики. В нее входят сведения о распространенности элементов в горных породах земной коры, по А.П. Виноградову, — табл. 5 [25], средние содержания элементов в гранитоидах разного генезиса, по данным

Т а б л и ц а 5

Распространенность элементов в горных породах (в г/т, по А.П. Виноградову [25])

Элемент	Ультра- основ- ные по- роды (дуниты и пр.)	Основ- ные по- роды (базаль- ты, габ- бро и др.)	Средние породы (диори- ты, ан- дезиты)	Кислые породы (граниты, гра- ноидио- риты)	Осадоч- ные по- роды (глины и сланцы)	2 части кислых пород + 1 часть основ- ных по- род
Li	0,5	15	20	40	60	32
Be	0,2	0,4	1,8	5,5	3,0	3,8
B	1,0	5,0	15	15	100	12
F	100	370	500	800	500	660
Co	200	45	10	5	20	18
Ni	2000	160	55	8	95	58
Cu	20	100	35	20	57	47
Zn	30	130	72	60	80	83
Rb	2	45	100	200	200	150
Zr	30	100	260	200	200	170
Nb	1,0	20	20	20	20	20
Mo	0,2	1,4	0,9	1,0	2,0	1,1
Sn	0,5	1,5	—	3,0	10	2,5
Cs	0,1	1,0	—	5,0	12	3,7
Ta	0,018	0,48	0,7	3,5	3,5	2,5
W	0,1	1,0	1,0	1,5	2,0	1,3
Pb	0,1	8	15	20	20	16

Т а б л и ц а 6

Средние содержания элементов-примесей в гранитоидах различного генезиса (в г/т [69])

Элемент	Гранитоиды палингенные интрузивные [25]	Гранитоиды автотонные (среднее из 25 анализов)	Гранитоиды габбровой формации (среднее из 2-1 анализа)
Li	40	24,7	5,3
Rb	200	178,4	37,1
Be	5,5	1,6	0,9
Nb	20	14,7	13,2
Ta	3,5	0,83	0,36
Zr	200	238,8	-
Mo	1	0,8	1,3
W	1,5	0,7	0,7
Pb	20	21	7,7
Zn	60	25,1	31,4
Cu	20	16,4	62,7
Co	5	2,2	2,0

Т а б л и ц а 7

Средние содержания элементов (в г/т) в формационных типах гранитоидов [73]

Элемент	Гранодиоритовый тип	Гранитовый тип	Аляскитовый тип	Литиево-гранитовый тип
Li	18	33	80	210
Rb	100	180	300	550
Cs	0,9	2,2	7	20
Be	2,2	3,3	7	9
Nb	6	20	25	80
Ta	0,8	1,5	3,6	10
Zr	180	210	260	230
Mo	0,8	1,5	1,5	1,5
W	0,3	1	2,5	4,5
Sn	2,8	4,5	10	20
Pb	20	28	32	40
Zn	70	50	36	35
Cu	22	15	10	10
Co	12	10	3	3
Ni	20	10	4	3
F	650	700	1400	3800

Таблица 8

Содержание элементов в гранитоидах разного типа, по К. Турекьяну

Гранитоиды	Вес, %						
	Si	Al	Fe	Mg	Ca	Na	K
Богатые Са	31,4	8,2	2,96	0,94	2,53	2,84	2,52
Бедные Са	34,7	7,2	1,42	0,16	0,51	2,58	4,2

Таблица 8. (окончание)

Гранитоиды	Г/т							
	Sn	Pb	Zn	Cu	Co	Ni	F	B
Богатые Са	1,5	15	60	30	7	15	520	9
Бедные Са	3	19	39	10	1	4,5	850	10

В.В. Ляховича и Л.Н. Овчинникова, — табл. 6 [69], средние содержания элементов в различных формационных типах гранитоидов, по Ю.Б. Марину, — табл. 7 [73], сравнение содержания элементов в гранитоидах, богатых и бедных кальцием, по К. Турекьяну и К. Ведеполю, — табл. 8 [105], а также сведения о минералогии, кристаллохимии и месторождениях элементов. Далее будут следовать данные, полученные методами обобщенных уравнений и К—Rb—стандарта, и материалы о корреляционных связях между элементами. Особенности метода К—Rb—стандарта рассмотрим после раздела, посвященного рубидию.

1. РУБИДИЙ

Среднее содержание рубидия в земной коре равно 150 г/т [25]. В ряду магматических пород происходит увеличение содержания рубидия от гипербазитов к гранитоидам (см. табл. 5). Из гранитоидов разного генезиса наиболее обогащены рубидием палингенные интрузивные породы (см. табл. 6). В гранитоидах, бедных кальцием, содержание рубидия выше по сравнению с гранитоидами, обогащенными кальцием (см. табл. 8).

О распределении рубидия в гранитоидах имеются сведения в ряде работ [18, 73, 84]. Они, несколько различаясь между собой, показывают на одну тенденцию, а именно — на увеличение содержания рубидия от гранодиоритов к гранитам и затем к литионит—альбитовым гранитам (см. табл. 7). Обогащение рубидием поздних дифферен-

К. Ведеполю [105]

Г/т								
Li	Rb	Cs	Be	Nb	Ta	Zr	Mo	W
24	110	0,2	2	20	3,6	140	1	1,3
40	170	4	3	21	4,2	175	1,3	2,2

циатов в гранитоидном процессе отмечено рядом исследователей [18, 30, 52, 87, 92]. О.Д. Ставров на большом материале показал, что, независимо от региона и возраста в гранитоидах первой фазы, содержание рубидия находится в пределах 140–200 г/т, а отношение К:Rb равно 180–260, в гранитоидах второй фазы рубидия содержится 230–330 г/т при отношении К:Rb от 110 до 180. Содержание рубидия увеличивается, а отношение К:Rb уменьшается в литионит—альбитовых гранитах [87, 88, 89]. Эти представления получили подтверждение и развитие в работах автора и О.О. Ларичевой [3, 6]. Закономерное увеличение содержания рубидия при понижении отношения К:Rb от ранних фаз к поздним и от высокотемпературных фаций к сравнительно низкотемпературным является одной из основных геохимических особенностей рубидия в гранитоидном процессе.

Рубидий относится к рассеянным элементам и собственных минералов не образует. Благодаря близости кристаллохимических свойств рубидия и калия, в частности величин ионных радиусов (табл. 9), рубидий предпочтительно накапливается в калиевых минералах, изоморфно замещая калий. Из породообразующих минералов наиболее высокие содержания рубидия отмечены в слюдах (табл. 10). По расчетам Л.В. Таусона [92], в биотите на равное с калиевым полевым шпатом количество атомов калия приходится в шесть раз больше атомов рубидия. Поскольку в нормальных гранитах калиевый полевой шпат существенно преобладает над слюдами, то на его долю приходится до 80% всего рубидия. В меланократовых гранитоидах на равных с калиевым полевым шпатом выступает биотит [87]. Высокое содержание рубидия в мусковите объясняется его образованием в позднемагматическую стадию в условиях обогащения интрузий рубидием.

Еще одной важной геохимической особенностью является отсутствие специализации гранитоидов на рубидий. Во многом это связано с тем, что рубидий рассеян в породообразующих минералах, собственных минералов не образует, в акцессорных минералах не концентрируется.

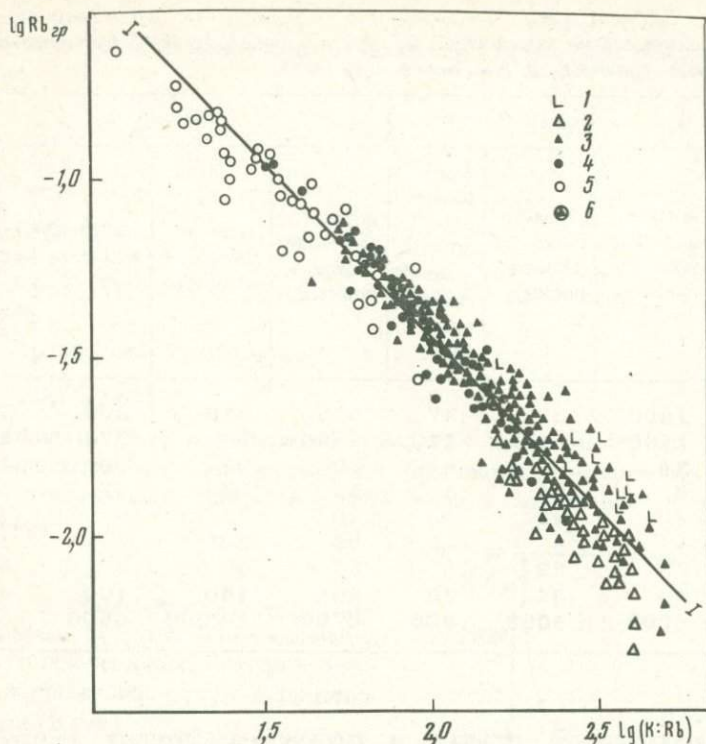
Для гранитоидов без литионит—альбитовых гранитов (см. табл. 2, n=410) зависимость между рубидием и отношением К:Rb можно

Т а б л и ц а 9
Величины ионных радиусов (по Г. Б. Бокио и Н.В. Белову)

Символ иона	Заряд иона	Радиус иона	Символ иона	Заряд иона	Радиус иона
Li	+1	0,68	Fe	+3	0,67
Be	+2	0,34	Fe	+2	0,80
B	+3	0,21	Co	+2	0,78
O	-2	1,36	Ni	+2	0,74
F	-1	1,33	Cu	+2	0,80
Na	+1	0,98	Zn	+2	0,83
Mg	+2	0,74	Rb	+1	1,49
Al	+3	0,57	Zr	+4	0,82
Si	+4	0,39	Nb	+5	0,66
S	-2	1,86	Mo	+4	0,68
Cl	-1	1,81	Sn	+4	0,67
K	+1	1,33	Cs	+1	1,65
Ca	+2	1,04	Ta	+5	0,66
Ti	+4	0,64	W	+4	0,68
Mn	+4	0,52	Pb	+2	1,26
Mn	+2	0,91			

Т а б л и ц а 10
Средние содержания элементов (в г/т) в породообразующих минералах [67]

Элемент	Роговая обманка	Биотит	Мусковит	Плагио- клиз	Калиевый полевоы шпат	Кварц
Li	27,2	916,4	2677,2	24,7	18,2	13,2
Rb	19,0	1054,2	2898,6	107	552,7	33,3
Cs	5,0	107,1	518,1	15,0	6,9	31,0
Be	8,3	4,9	47,4	11,8	3,1	0,76
Nb	22,4	143,6	160,8	7,9	6,2	4,9
Ta	3,1	15,3	-	0,5	0,8	0,35
Zr	117,0	122,1	230,0	-	-	-
Mo	3,4	6,0	80,8	1,4	1,5	2,5
W	1,4	7,2	30,4	2,2	2,3	2,7
Sn	22,1	76,5	339,2	4,0	3,8	10,5
Pb	15,7	13,0	4,3	40,6	46,1	7,4
Zn	353,6	480,7	-	-	25,5	19,9
Cu	30,5	45,0	-	-	-	6,6
Co	32,2	46,8	-	-	-	-
Ni	31,0	152,8	-	-	-	4,0
F	5670	15567,8	10 760	748,3	218	-
B	26,0	11,7	-	20,1	9,4	6,3



Р и с. 1. Зависимость между содержанием рубидия (в вес. %) и отношением К:Rb в гранитоидах (табл. 2, $n=446$)

1 - граносиениты, 2 - гранодиориты, 3 - граниты биотит-роговообманковые и биотитовые, 4 - граниты двускладные и мусковитовые, 5 - граниты литионит-альбитовые, 6 - среднее содержание элемента в гранитоидах без литионит-альбитовых гранитов, I-I - стандартная обобщенная линия, на данном рисунке проведенная по уравнению (4)

выразить в виде обобщенного уравнения* :

$$\lg Rb = -1,04 \lg (K : Rb) + 0,66. \quad (4)$$

На диаграмме (рис. 1) по уравнению (4) проведена обобщенная линия I-I и показано среднее содержание рубидия в гранитоидах равное 230 г/т, при среднем отношении К:Rb = 160. Между рубидием и отношением К:Rb существует высокая отрицательная корреляция ($r_g = -0,91$).

Для гранитоидов, включая литионит-альбитовые граниты ($n = 446$), обобщенное уравнение мало отличается от предыдущего :

$$\lg Rb = -\lg (K : Rb) + 0,57, \quad r_g = -0,94, \quad (5)$$

* Во всех обобщенных уравнениях содержание элементов выражено в вес. %.

Т а б л и ц а 11

Распределение элементов (в г/т) в районе массивов литионит-альбитовых гранитов, по А.А. Беусу и др. [29]

Элемент	Пример 1			Пример 2			
	лито-нит-альбитовые граниты	экзоконтакт (поверхность)	вмещающие породы (песчаники, сланцы)	лито-нит-альбитовые граниты	восточный экзоконтакт	западный экзоконтакт	вмещающие породы (песчаники, сланцы)
Li	1280	335	37	525	819	200	35
Rb	1600	510	110	1590	896	374	102
Cs	39	-	-	30	95	60	11,2
Be	8	34	3	5,6	62	37	6
Nb	-	26	13	204	23	-	21,4
Ta	-	-	<2	80	2,9	-	1,65
Sn	28	33	8	66	56	38	6
Pb	40	31	35	164	140	100	40
F	8000	5000	800	4700	14 000	4500	900

т.е. распределение рубидия в литионит-альбитовых гранитах в основном подчиняется общей для гранитоидного процесса закономерности. Это дало основание автору рассматривать литионит-альбитовые граниты как закрытую для рубидия систему [3]. Конечно, какой-то вынос рубидия во вмещающие породы происходил, что можно видеть на примере двух массивов, где изучались ореолы (табл. 11). Говоря о закрытой системе, подразумевается не полное отсутствие привноса и выноса элементов, а то, что эта миграция не была определяющей и не нарушала закономерностей, свойственных закрытым системам.

Наиболее существенное влияние на распределение рубидия в гранитоидах оказывают два фактора: а) кристаллохимическая связь с калием; б) накопление рубидия в остаточном расплаве при дифференциации гранитной магмы, сопровождающееся повышением содержания рубидия в поздних гранитах. В последнем случае накопления калия в гранитах не происходит; в среднем его содержание остается равным 3,7 вес. %, что определяется из уравнения (5).

Влияние кристаллохимического фактора отчетливо проявляется в локальных масштабах, например в слабодифференцированных комплексах и массивах с небольшим изменением отношения K : Rb. Здесь нередко имеет место высокая корреляция между рубидием и калием. В глобальном масштабе ведущим становится накопление рубидия в ходе кристаллизационной дифференциации, влияние

кристаллохимического фактора ослабляется и корреляция между рубидием и калием ухудшается. Проиллюстрируем это следующими цифрами:

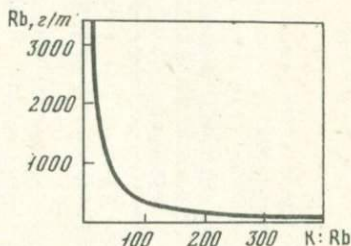
	lgTa	lgBe	lgW	lgNb	lgF	lgCs	lgLi	lgMo
<i>n</i>	109	315	149	185	313	91	402	143
<i>r₆</i>	0,79	0,76	0,70	0,66	0,58	0,54	0,48	0,48
	lgPb	lgSn	lgB	lgCu	lgNi	lgCo	lgZn	lgZr
<i>n</i>	252	316	149	65	79	78	207	64
<i>r_B</i>	0,48	0,39	0,20	(-0,08)	(-0,19)	-0,29	-0,35	-0,43

Из уравнения (5) получаем

$$Rb = 3,7(K : Rb)^{-1}. \quad (5a)$$

Уравнение (5a) и диаграмма (рис. 2) показывают, что в ходе кристаллизационной дифференциации происходило накопление рубидия в гранитоидах, наиболее интенсивное в завершающую стадию процесса.

Рис. 2. Зависимость между содержанием рубидия и отношением K:Rb в гранитоидах. Кривая проведена по уравнению (5a) с пересчетом рубидия (в г/т)



Корреляция между рубидием ($lgRb$) и другими элементами в гранитоидах (без литионит-альбитовых гранитов) такова:

Породы	<i>n</i>	<i>r_B</i> ($lgK - lgRb$)	<i>r₆</i> ($lg(K : Rb) - lgRb$)
Граниты с отношением K:Rb от 200 до 250	71	0,90	-0,36
Гранитоиды без литионит-альбитовых гранитов; K:Rb=34-505	410	0,43	-0,91
Гранитоиды, включая литионит-альбитовые граниты; K:Rb=12-505	446	0,20	-0,94

Приведем обобщенные уравнения, выражающие зависимость между рубидием и некоторыми элементами:

$$lgRb = 0,74lgTa + 0,98; \quad (6a)$$

$$lgRb = 0,92lgBe + 1,42; \quad (6б)$$

$$lgRb = 0,60lgW + 0,51; \quad (6в)$$

$$lgRb = 0,89lgNb + 0,79; \quad (6г)$$

$$lgRb = 0,62lgF - 1,0. \quad (6д)$$

Таблица 12

Коэффициенты корреляции между рубидием ($\lg Rb$) и другими элементами в гранитоидах разных регионов и комплексов

Элемент	Регион							
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
$\lg(K: Rb)$	-0,91	-0,84	-0,86	-0,86	-0,97	-0,98	-0,99	-0,97
$\lg Li$	0,48	0,61	0,66	0,64	0,84	0,79	0,67	0,84
$\lg Cs$	0,54	-	-	-	0,76	-	0,81	0,82
$\lg Be$	0,76	0,67	0,85	0,87	0,69	0,83	0,83	0,93
$\lg Nb$	0,66	0,77	0,81	0,85	(0,26)	0,66	0,76	(0,63)
$\lg Ta$	0,79	0,74	0,82	0,89	0,63	-	0,93	0,89
$\lg Zr$	-0,35	-	-	(-0,05)	(0,57)	(-0,30)	-	-
$\lg Mo$	0,48	-	(-0,12)	(0,33)	(-0,26)	0,44	-	(0,15)
$\lg W$	0,70	-	0,67	-	(0,40)	0,46	-	(0,65)
$\lg Sn$	0,39	0,38	0,69	0,77	0,59	0,70	0,93	0,94
$\lg Pb$	0,48	-	(0,12)	(-0,33)	0,68	0,63	-	-
$\lg Zn$	-0,35	-	-0,38	(-0,41)	(0,17)	-0,34	-	-
$\lg Cu$	(-0,08)	-	-	-0,75	-	(-0,23)	-	-
$\lg Co$	-0,29	-	-	-0,60	-0,50	0	-	-
$\lg Ni$	(-0,19)	-	-	-0,65	(0,05)	-0,35	-	-
$\lg F$	0,58	-0,43	0,61	0,64	0,71	0,75	0,76	0,85
$\lg B$	0,20	-	0,27	-	-	-	-	-

Таблица 12 (окончание)

Элемент	Комплекс						
	1	2	3	4	5	6	7
lg(K:Rb)	-0,96	-0,88	-0,93	-0,91	-0,94	0,99	-0,96
lgLi	0,78	(0,07)	0,80	0,62	0,34	0,82	0,63
lgCs	-	-	-	-	-	-	-
lgBe	0,81	0,70	0,78	0,56	0,81	0,81	0,59
lgNb	-	-	-	0,89	0,47	0,73	0,47
lgTa	-	-	-	0,89	-	-	-
lgZr	-	-	-	-	-0,66	(-0,16)	(-0,55)
lgMo	0,75	-	-	(-0,35)	(-0,15)	0,39	(0,09)
lgW	-	0,44	0,52	0,48	-	(0,40)	-
lgSn	(-0,02)	0,49	(-0,10)	0,54	(0,23)	0,82	(0,16)
lgPb	(0,13)	(0,29)	(0,29)	(-0,25)	0	0,73	0,31
lgZn	0,69	-0,49	(0,41)	-0,38	(-0,48)	(0,09)	(-0,10)
lgCu	-	-	-	-	(0,15)	-0,51	-0,49
lgCo	-	-	-	-	(-0,39)	(-0,29)	(0,37)
lgNi	-	-	-	-	(0,44)	-0,70	(-0,26)
lgF	0,61	(-0,24)	0,82	0,45	(0,14)	0,77	0,73
lgB	-	(0,14)	(0,15)	(0,17)	-	-	-

Примечание. I - среднее для гранитоидов (без литионит-альбитовых гранитов). Гранитоиды регионов: II - Восточного Саяна (табл. 2, № 7-30), III - Центрального и Восточного Забайкалья (там же, № 67-197), IV - палеозойские гранитоиды Монголии (там же, № 228-249), V - мезозойские гранитоиды Монголии (там же, № 250-275), VI - ультракислые гранитоиды Центрального Казахстана (там же, № 297-370), VII - Северного Тянь-Шаня (там же, № 400-413), VIII - Южного Тянь-Шаня (там же, № 414-430). Гранитоиды интрузивных комплексов: 1 - джидинского и гуджирского комплексов Западного Забайкалья (там же, № 47-66), Центральное и Восточное Забайкалье: 2 - даурский и кыринский комплексы (там же, № 67-97), 3 - харалгинский комплекс (там же, № 118-135), 4 - кукульбейский комплекс (там же, № 149-194); ультракислые граниты Центрального Казахстана: 5 - субнормальные граниты (там же, № 297-313), 6 - лейкократовые граниты (там же, № 314-348), 7 - аляскитовые граниты (там же, № 349-370). В скобках - незначимые величины при 5%-ном уровне значимости.

У рублидия наиболее тесная положительная корреляционная связь существует с танталом и бериллием. Она проявляется не только в глобальном масштабе, но и в отдельных регионах и комплексах (табл. 12). То же относится к ниобию, вольфраму и фтору, но здесь встречаются регионы и комплексы, где корреляционная связь оказывается существенно ослабленной. Для лития, цезия и олова корреляция с рубидием в отдельных регионах, как правило, выше по сравнению с глобальным масштабом. Очень пестрая по своим значениям корреляция рубидия с цирконием, молибденом, свинцом, цинком, медью, кобальтом и никелем. Между рубидием и бором типична низкая корреляция (см. табл. 12).

В литионит-альбитовых гранитах (среднее содержание рубидия равно 912 г/т при отношении K:Rb, равном 3,7, $n=36$, см. табл. 2) корреляционная зависимость между рубидием ($\lg Rb$) и другими элементами заметно отличается от глобальной:

	$\lg F$	$\lg Ta$	$\lg Cs$	$\lg Sn$	$\lg Li$	$\lg Nb$	$\lg Mo$
n	26	35	25	22	35	35	9
r_g	0,72	0,67	0,58	0,58	0,48	(0,21)	(0,04)
	$\lg B$	$\lg Be$	$\lg Zn$	$\lg W$	$\lg Pb$	$\lg Zn$	
n	17	21	12	12	12	18	
r_g	(0,02)	0	(-0,04)	(-0,07)	(-0,39)	-0,45	

Объясняется это тем, что пути элементов при формировании литионит-альбитовых гранитов расходятся: одни из них образуют собственные минералы (тантало-ниобаты, касситерит), другие элементы значительно интенсивнее, чем рубидий, выносятся во вмещающие породы (бериллий, вольфрам, молибден и др.).

В целом для рубидия характерно накопление в гранитоидах в ходе кристаллизационной дифференциации с наибольшей его концентрацией в литионит-альбитовых гранитах, завершавших процесс. Специализация гранитоидов отдельных регионов и комплексов не ощущается. Наиболее тесная и выдержанная положительная корреляционная связь у рубидия с танталом и бериллием.

2. О МЕТОДЕ K-Rb СТАНДАРТА И СПЕЦИАЛИЗАЦИИ ГРАНИТОИДОВ

Вопрос о специализации гранитоидов тесно связан с поисками месторождений, с оценкой перспективности отдельных районов и массивов на образование в них оруденения. Он постоянно привлекает внимание исследователей, но положительного решения пока не получил, оставаясь дискуссионным.

Обычно о специализации судят путем сравнения содержания какого-либо элемента в изучаемом массиве или районе со средним содержанием элемента в гранитоидах земной коры. Такой параметр будем называть коэффициентом концентрации: $K_K = Z/Z_{cp}$, где Z -

среднее содержание элемента в конкретном объекте; $\bar{Z}_{\text{ср}}$ — среднее содержание элемента в гранитоидах.

Во многих случаях коэффициенты концентрации недостаточно характеризуют отдельные объекты. Например, заранее можно сказать, что в комплексах, сложенных биотитовыми и двуслюдяными гранитами, среднее содержание рубидия, и следовательно $K_{\text{к}}$, будет выше, чем в комплексах, сложенных преимущественно гранодиоритами. Связано это с особенностями гранитоидного процесса в целом, а не со специализацией конкретных комплексов. Содержание элементов в отдельных массивах и районах зависит от глобальных, региональных и локальных факторов, тогда как специализация определяется лишь региональными и локальными факторами, поскольку глобальные факторы являются общими для всех гранитоидов.

Для определения специализации гранитоидов нужен "стандарт", не подверженный специализации и закономерно изменяющийся при кристаллизационной дифференциации. Таким "стандартом" мог бы быть какой-нибудь элемент, и тогда, сравнивая с ним другие элементы, можно было бы решить поставленную задачу. К сожалению, такого элемента в природе не существует. Ближе всего к указанным требованиям проходит рубидий, для которого специализация не типична. Как уже отмечалось, рубидий не образует собственных акцессорных минералов, вызывающих обычно существенные вариации в содержании элемента. Он изоморфно, а не в виде включений, распределяется в породообразующих минералах, причем основная его масса сосредоточена в калиевом полевошпате.

Содержание рубидия от гранодиоритов к литионит-альбитовым гранитам закономерно возрастает. Таким же требованиям удовлетворяет отношение $K:Rb$, причем последнее имеет некоторое преимущество перед рубидием. В частности, оно в отличие от рубидия не зависит от содержания калиевого полевого шпата в гранитоидах, которое, хотя и в ограниченных пределах, но все же меняется. Поэтому в качестве стандарта, конечно, с определенными допущениями, будем использовать $K-Rb$ -отношение [5].

Определим в виде обобщенных уравнений зависимость содержания элементов в гранитоидах от отношения $K:Rb$ (табл. 13). В этой таблице приведены и другие статистические данные. Обобщенные уравнения, отражающие глобальную зависимость между содержаниями элементов и отношением $K:Rb$, назовем стандартными. Линии на диаграммах, проведенные по стандартным уравнениям, будут иметь обозначение $I-I$. Элементы, содержание которых рассчитывается по стандартным уравнениям, отметим индексом "ст", например $Be_{\text{ст}}$, $Ta_{\text{ст}}$ и т.п. Заметим, что они являются переменными величинами. Как мы приняли, отношение $K:Rb$ всегда остается стандартным.

При расчете стандартных обобщенных уравнений (см. табл. 13) использованы анализы граносиенитов, гранодиоритов, биотит-роговообманковых, биотитовых и двуслюдяных гранитов без литио-

Таблица 13
Стандартные обобщенные уравнения

x	y	n	\bar{x}	\bar{y}	σ_x
lg(K : Rb)	lgLi	402	2,20	-2,32	0,22
lg(K : Rb)	lgRb	410	2,20	-1,63	0,22
lg(K : Rb)	lgCs	91	2,19	-3,02	0,21
lg(K : Rb)	lgBe	315	2,19	-3,32	0,22
lg(K : Rb)	lgNb	185	2,13	-2,64	0,22
lg(K : Rb)	lgTa	109	2,20	-3,58	0,23
lg(K : Rb)	lgZr	64	2,06	-1,88	0,23
lg(K : Rb)	lgMo	143	2,15	-3,75	0,22
lg(K : Rb)	lgW	149	2,14	-3,45	0,22
lg(K : Rb)	lgSn	316	2,19	-3,24	0,22
lg(K : Rb)	lgPb	252	2,17	-2,55	0,21
lg(K : Rb)	lgZn	207	2,19	-2,43	0,19
lg(K : Rb)	lgCu	65	2,17	-2,69	0,19
lg(K : Rb)	lgCo	78	2,21	-3,15	0,20
lg(K : Rb)	lgNi	79	2,20	-3,03	0,20
lg(K : Rb)	lgF	313	2,19	-0,99	0,22
lg(K : Rb)	lgB	149	2,21	-2,70	0,18

нит-альбитовых гранитов. Последние являются редкой разновидностью гранитоидов, развивающихся в специфических условиях. Стандартные уравнения следует рассчитывать без таких редких специфических разновидностей. В то же время, рассматривая литионит-альбитовые граниты, их следует сравнивать со стандартными для гранитоидов условиями.

В нашей выборке (см. табл. 2) собраны гранитоиды с содержанием калия, превышающим 1,8 вес.%. При более низком содержании калия происходит переход к диоритам, альбититам и другим породам, где отношение K : Rb определяется иными причинами.

При статистических расчетах можно использовать как средние арифметические содержаний элементов в гранитоидах (\bar{m}), так и средние геометрические (\tilde{m}):

$$\bar{m} = \frac{m_1 + m_2 + \dots + m_n}{n};$$

$$\tilde{m} = \sqrt[n]{m_1 \cdot m_2 \cdot \dots \cdot m_n}$$

$\sigma_{\bar{y}}$	r_b	D	Уравнения	\tilde{y} , г/т
0,36	-0,53	0,18	lgLi _{CT} = -1,64lg(K : Rb) + 1,29	47
0,23	-0,91	0,015	lgRb _{CT} = -1,04lg(K : Rb) + 0,66	230
0,34	-0,68	0,12	lgCs _{CT} = -1,62lg(K : Rb) + 0,53	9,1
0,27	-0,73	0,06	lgBe _{CT} = -1,23lg(K : Rb) - 0,63	4,6
0,28	-0,64	0,09	lgNb _{CT} = -1,27lg(K : Rb) + 0,06	18,2
0,34	-0,73	0,11	lgTa _{CT} = -1,48lg(K : Rb) - 0,32	2,6
0,26	0,50	0,10	lgZr _{CT} = 1,13lg(K : Rb) - 4,21	132
0,40	-0,44	0,25	lgMo _{CT} = -1,82lg(K : Rb) + 0,16	1,4
0,38	-0,70	0,14	lgW _{CT} = -1,73lg(K : Rb) + 0,25	2,7
0,30	-0,38	0,15	lgSn _{CT} = -1,36lg(K : Rb) - 0,26	5,5
0,18	-0,43	0,05	lgPb _{CT} = -0,86lg(K : Rb) - 0,68	26,3
0,19	0,33	0,06	lgZn _{CT} = lg(K : Rb) - 4,62	38
0,15	(0,03)	-	-	20,4
0,33	0,25	0,20	lgCo _{CT} = 1,65lg(K : Rb) - 6,80	6,9
0,21	(0,11)	-	-	9,3
0,37	-0,57	0,19	lgF _{CT} = -1,68lg(K : Rb) + 2,69	970
0,31	-0,17	0,19	lgB _{CT} = -1,72lg(K : Rb) + 1,10	20,4

или в логарифмическом виде:

$$\lg \bar{m} = \lg(m_1 + m_2 + \dots + m_n) - \lg n;$$

$$\lg \tilde{m} = \frac{\lg m_1 + \lg m_2 + \dots + \lg m_n}{n} \dots$$

Логарифм среднего геометрического содержаний какого-либо элемента равен среднему арифметическому логарифмов содержаний этого элемента, т. е. $\lg \tilde{m} = \overline{\lg m}$. Поскольку в дальнейшем мы будем оперировать в основном логарифмами содержаний элементов, то для нас более удобными будут средние геометрические содержаний элементов или средние арифметические их логарифмов.

Средняя геометрическая двух или нескольких неравных величин меньше их средней арифметической. Если сравнить данные А.П. Виноградова (средние арифметические) с данными, полученными нами (средние геометрические), то можно видеть (табл. 14), что в большинстве случаев значения, приводимые А.П. Виноградовым и нами, достаточно близки, но в то же время наши данные не всегда ниже данных А.П. Виноградова, как можно было бы ожидать. Это яв-

Т а б л и ц а 14

Средние арифметические (\bar{x}) и средние геометрические (\bar{g}) содержаний элементов в гранитоидах (вес. %)

Элемент	\bar{x} [25]	\bar{g}	Элемент	\bar{x} [25]	\bar{g}
Li	$4\bar{x}10^{-3}$	$4,7\bar{x}10^{-3}$	Sn	$3\bar{x}10^{-4}$	$5,5\bar{x}10^{-4}$
Rb	$2\bar{x}10^{-2}$	$2,3\bar{x}10^{-2}$	Pb	$2\bar{x}10^{-3}$	$2,63\bar{x}10^{-3}$
Cs	$5\bar{x}10^{-4}$	$9,1\bar{x}10^{-4}$	Zn	$6\bar{x}10^{-3}$	$3,8\bar{x}10^{-3}$
Be	$5,5\bar{x}10^{-4}$	$4,6\bar{x}10^{-4}$	Cu	$2\bar{x}10^{-3}$	$2,04\bar{x}10^{-3}$
Nb	$2\bar{x}10^{-3}$	$1,82\bar{x}10^{-3}$	Co	$5\bar{x}10^{-4}$	$6,9\bar{x}10^{-4}$
Ta	$3,5\bar{x}10^{-4}$	$2,6\bar{x}10^{-4}$	Ni	$8\bar{x}10^{-4}$	$9,3\bar{x}10^{-4}$
Zr	$2\bar{x}10^{-2}$	$1,32\bar{x}10^{-2}$	F	$8\bar{x}10^{-2}$	$9,7\bar{x}10^{-2}$
Mo	$1\bar{x}10^{-4}$	$1,4\bar{x}10^{-4}$	B	$1,5\bar{x}10^{-3}$	$2,04\bar{x}10^{-3}$
W	$1,5\bar{x}10^{-4}$	$2,7\bar{x}10^{-4}$	K:Rb	167	160

ляется следствием того, что на современном уровне геохимических исследований при определении средних выборка анализов имеет большее значение, чем способ расчета.

В глобальном масштабе наиболее общим и ведущим процессом является кристаллизационная дифференциация. Конечно, существуют и другие факторы глобального масштаба, особенно если рассматривать индивидуальные свойства элементов, но они в целом для гранитоидного процесса имеют подчиненное значение. В дальнейшем кристаллизационную дифференциацию мы будем рассматривать как обобщенное выражение глобальных факторов.

Отступления от глобальных закономерностей, проявляющиеся в отдельных регионах, комплексах и массивах, связаны со специализацией. Факторы, определяющие специализацию, многочисленны и различаются по своему проявлению в отдельных объектах. В большинстве случаев по распределению элементов в тех или иных регионах, комплексах или массивах мы можем судить лишь о суммарном воздействии этих факторов, в обобщенном виде говоря о специализации. Выделение из этой суммы отдельных факторов возможно при более конкретных и детальных исследованиях.

Специализация проявляется на разных стадиях развития гранитоидов. Возможна изначальная специализация регионов, когда сам источник магмы в отдельных регионах был специализирован. В других случаях специализация проявлялась на стадии формирования комплексов и массивов.

Следует отчетливо представлять определенную условность в объединении общих закономерностей гранитоидного процесса под названием "кристаллизационная дифференциация", а также в объединении всех отступлений от этих закономерностей под названием

"специализация". Сделано это в интересах статистического анализа и слишком буквальное понимание этих терминов, особенно в петрологическом аспекте, может привести к недоразумениям.

При оценке специализации наше предложение сводится к тому, чтобы в качестве среднего рассматривать не только кларковые содержания элементов в гранитоидах, но и стандартные обобщенные уравнения и линии, что графически позволяет перейти к плоскости и использовать дополнительные геохимические характеристики.

Для оценки дифференцированности гранитоидов отдельных объектов введем коэффициент дифференциации K_D , представляющий отношение $K:Rb$ для гранитоидов в целом к величине $K:Rb$ для отдельных объектов. Среднее геометрическое отношение $K:Rb$ для нашей выборки (табл. 2, $n=410$) примем равным 160 [$\lg(K:Rb) = 2,20$]. Тогда $K_D = 160/(K:Rb)_P$ или $K_D = 160/(K:Rb)_M$, где $(K:Rb)_P$ и $(K:Rb)_M$ — средние для регионов и массивов. В логарифмическом виде $\lg K_D = 2,20 - \lg(K:Rb)_P$. $K_D < 1$ показывает на слабую дифференцированность гранитоидов конкретного объекта, $K_D > 1$ показывает на повышенную дифференцированность.

Для отдельных типов гранитоидов коэффициенты дифференциации таковы:

	n	$K:Rb$	K_D
Гранодиориты	46	265	0,60
Биотитовые и биотит-амфиболовые граниты	284	160	1,0
Двуслюдяные граниты	68	100	1,6
Литионит-альбитовые граниты	36	37	4,3

K_D для отдельных регионов и комплексов приведены в табл. 15.

Чтобы охарактеризовать специализацию гранитоидов регионов, комплексов и массивов, введем коэффициент специализации ($K_{СП}$), представляющий отношение среднего содержания элемента в исследуемом объекте ($\bar{Э}$) к стандартному для этого объекта содержанию элемента ($\bar{Э}_{СТ}$) или $K_{СП} = \bar{Э}/\bar{Э}_{СТ}$. $\bar{Э}_{СТ}$ находится путем подстановки среднего для объекта отношения $K:Rb$ в стандартное обобщенное уравнение. Если $K_{СП} > 1$, то специализация положительная (логарифм $K_{СП}$ положительный), если $K_{СП} < 1$, то специализация отрицательная (логарифм $K_{СП}$ отрицательный).

Графический расчет коэффициентов концентрации, дифференциации и специализации показан на диаграмме (рис. 3), где $\bar{Э}$ — среднее содержание элемента в объекте, $\bar{Э}_{СТ}$ — стандартное содержание элемента для этого объекта, $\bar{Э}$ — среднее содержание элемента в гранитоидах, $l-l$ — стандартная обобщенная линия, $a = \lg K_K$, $b = \lg K_D$, $c = \lg K_{СП}$.

Расчет коэффициентов специализации можно сделать с помощью обобщенных стандартных уравнений. Рассмотрим это на примере

Т а б л и ц а 15

К_д для отдельных регионов и комплексов

Регион, комплекс	K : Rb	K _д
Восточный Саян	230	0,70
Северо-Байкальская провинция	232	0,69
Западное Забайкалье; Дундинский и Гуджирский комплексы	162	0,99
Центральное и Восточное Забайкалье:		
Даурский и Кыринский комплексы	231	0,69
Харалгинский комплекс	114	1,40
Шахтаминский комплекс	235	0,68
Кукульбейский комплекс	119	1,34
Литионит-альбитовые граниты	33	4,85
Палеозойские гранитоиды Монголии	261	0,61
Мезозойские гранитоиды Монголии	167	0,96
Литионит-альбитовые граниты Монголии	40	4,00
Ультракислые граниты Центрального Казахстана	106	1,51
Субнормальные граниты, там же	129	1,24
Лейкократовые граниты, там же	83	1,93
Аляскитовые граниты, там же	131	1,22
Урал	203	0,79
Северный Тянь-Шань	87	1,84
Южный Тянь-Шань	134	1,19

лития (см. табл. 13):

$$\lg Li_{CT} = -1,64 \lg(K : Rb) + 1,29; \quad (7)$$

$\tilde{Li} = 47$ г/т, или 0,0047 вес. %, $r_6 = -0,53$ при $r_{кр} = 0,10$, условная дисперсия $D = 0,18$.

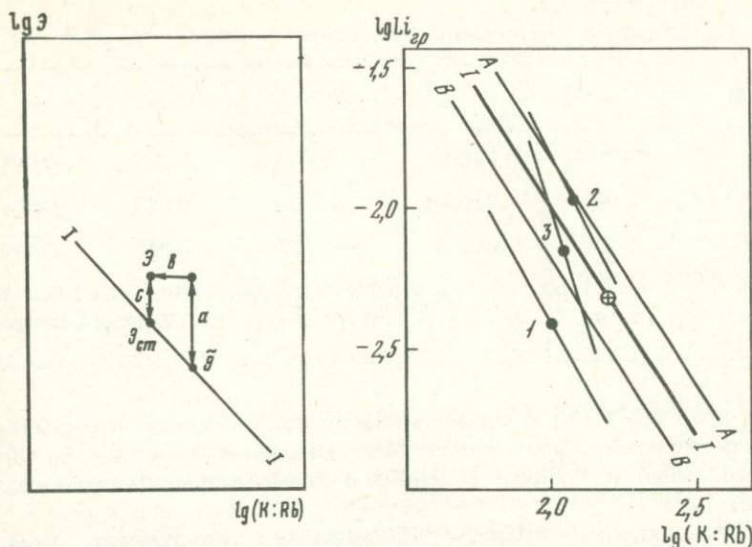
Установим доверительный интервал обобщенного уравнения, за пределами которого анализы не укладываются в рамки статистического рассеивания и указывают на специализацию. Доверительный интервал обобщенных уравнений и линий связан с условной дисперсией:

$$D = (1 - r^2) \cdot \sigma_y^2 \cdot t_{5\%}^2.$$

Здесь и в дальнейшем будем использовать 5%-ный уровень значимости. Незначимые величины в таблицах и тексте будут заключены в скобки. Критические значения $r_{кр}$ взяты из книги [16].

На диаграмме (рис. 4) линиями А-А и В-В показаны границы доверительного интервала. Они определены следующим образом. Делаем подстановку $D = 0,18$ в уравнение (7) и находим

$$\begin{aligned} \text{линия А-А } \lg Li_A &= [-1,64 \lg(K : Rb) + 1,29] + 0,18 = \\ &= -1,64 \lg(K : Rb) + 1,47; \end{aligned} \quad (8)$$



Р и с. 3. Графический расчет коэффициентов концентрации, дифференциации и специализации

Р и с. 4. Зависимость между содержанием лития (в вес. %) и отношением К:Rb в ультракислых гранитах Центрального Казахстана (1), гранитах кукульбейского (2) и харалгинского (3) комплексов Забайкалья

$$\begin{aligned} \text{линия } B-B \lg Li_B &= [-1,64 \lg(K:Rb) + 1,29] - 0,18 = \\ &= -1,64 \lg(K:Rb) + 1,11. \end{aligned} \quad (9)$$

Можно ограничить доверительный интервал с помощью коэффициентов специализации: $K_{\text{СП-A}}$ (верхняя граница) и $K_{\text{СП-B}}$ (нижняя граница). Рассматривая совместно уравнения (7) и (8), получаем

$$\lg K_{\text{СП-A}} = \lg \frac{Li_A}{Li_{\text{СТ}}} = D = 0,18, \text{ или } K_{\text{СП-A}} = 1,51.$$

При положительной специализации значимыми будут $K_{\text{СП}} > 1,51$. Рассматривая совместно уравнения (7) и (9), получаем

$$\lg K_{\text{СП-B}} = \lg \frac{Li_B}{Li_{\text{СТ}}} = -D = -0,18, \text{ или } K_{\text{СП-B}} = 0,66,$$

т.е. при отрицательной специализации значимыми будут $K_{\text{СП}} < 0,66$. Таким образом, логарифм коэффициентов специализации, ограничивающих доверительный интервал, равны $\pm D$.

Возьмем ультракислые граниты Центрального Казахстана (табл. 2, № 297-370), граниты кукульбейского (№ 149-194) и харалгин-

Таблица 16

Обобщенные уравнения и статистические данные к ним

№	n	\bar{x}	\bar{y}	σ_x	σ_y
1	69	2,01	-2,41	0,17	0,31
2	46	2,075	-1,98	0,13	0,28
3	18	2,05	-2,15	0,06	0,20

Примечание. 1 - ультракислые гранитоиды Центрального Казахстана (табл. 2, № 297-370); 2 - кукульбейский комплекс

ского (№ 118-135) комплексов Забайкалья. Обобщенные уравнения и статистические параметры к ним приведены в табл. 16. Обобщенные линии и среднее содержание лития в комплексах показаны на рис. 4.

1. Ультракислые граниты Центрального Казахстана. Среднее содержание лития в гранитах равно 39 г/т, среднее отношение $K:Rb=102$. Рассчитываем: $K_K=39/47=0,83$; $K_D=160/102=1,57$. Сделав подстановку $K:Rb=102$ в уравнение (7), находим стандартное содержание лития для ультракислых гранитов ($Li_{CT}=100$ г/т) и определяем $K_{СП}=39/100=0,39$. Таким образом, ультракислые граниты Центрального Казахстана при повышенной дифференцированности отрицательно специализированы на литий, причем специализация значимая ($K_{СП}$ ниже 0,66).

2. Кукульбейский комплекс. Среднее содержание лития в гранитах равно 105 г/т, среднее отношение $K:Rb=119$. Находим $K_K=105/47=2,23$; $K_D=160/119=1,34$. Делаем подстановку $K:Rb=119$ в уравнение (7) и определяем для данных гранитов $Li_{CT}=78$ г/т, откуда $K_{СП}=105/78=(1,35)$. Граниты кукульбейского комплекса положительно дифференцированы и специализированы на литий, но специализация не значимая ($K_{СП}$ ниже 1,51).

3. Харалгинский комплекс. Среднее содержание лития равно 71 г/т, среднее отношение $K:Rb=112$. Находим $K_K=71/47=1,51$; $K_D=160/112=1,43$. Определяем стандартное содержание лития путем подстановки $K:Rb=112$ в уравнение (7) и получаем $Li_{CT}=85$ г/т, откуда $K_{СП}=71/85=(0,83)$, т.е. при повышенной дифференцированности комплекса в среднем он отрицательно специализирован на литий, но специализация не значимая ($K_{СП}$ выше 0,66).

Обобщенное уравнение для гранитов харалгинского комплекса таково:

$$\lg Li_{хар} = -3,33 \lg (K:Rb) + 4,68. \quad (10)$$

Решая систему уравнений (7) и (10), получаем, что $Li_{хар} = Li_{CT} = 100$ г/т при $K:Rb = 100$. Отсюда следует, что при $Li_{хар} > 100$ г/т и $(K:Rb) < 100$ в комплексе имеется тенденция к положи-

$$[x = \lg(K:Rb); y = \lg Li]$$

r_B	$\widetilde{K:Rb}$	$\widetilde{Li}, \text{г/т}$	Уравнение
-0,79	102	39	$\lg Li_{каз} = -1,82 \lg (K:Rb) + 1,25$
-0,65	119	105	$\lg Li_{кук} = -2,15 \lg (K:Rb) + 2,48$
-0,91	112	71	$\lg Li_{хар} = -3,33 \lg (K:Rb) + 4,68$

Забайкалья (см. табл. 2, № 149-194); 3 - харалгинский комплекс Забайкалья (см. табл. 2, № 118-135).

тельной специализации на литий, а при $Li_{хар} < 100$ г/т и $(K:Rb) > 100$ - тенденция к отрицательной специализации.

Для элементов, у которых отсутствует корреляция с отношением $K:Rb$, рассчитываются только коэффициенты концентрации. В этом случае K_K характеризует специализацию гранитов.

С помощью коэффициентов специализации можно оценить вынос элементов из литионит-альбитовых гранитов. Поясним на примере рубидия. Выше указывалось, что среднее содержание рубидия в литионит-альбитовых гранитах равно 912 г/т при $K:Rb=37$. Делаем подстановку последнего в уравнение (4), получаем $Rb_{CT}=1100$ г/т, откуда $K_{СП}=912/1100=0,83$, т.е. в среднем 83% рубидия остается в литионит-альбитовых гранитах, а 17% мигрирует во вмещающие породы.

Сделаем еще несколько предварительных замечаний.

В дальнейшем корреляцию будем называть высокой при $r_B > 0,6$, средней - при $r_B = 0,4-0,6$ и низкой - при $r_B < 0,4$.

В табл. 13 стандартные обобщенные уравнения приведены для элементов, имеющих значимую корреляцию с отношением $K:Rb$. Средние содержания элементов рассчитаны путем подстановки $K:Rb=160$ [$\lg(K:Rb)=2,20$] в стандартные обобщенные уравнения. Исключение составляет цирконий, для которого отсутствуют анализы в гранодиоритах и граносиенитах (см. табл. 1). Напомним, что $K:Rb=160$ является средним для ряда от гранодиоритов (граносиенитов) до двуслюдяных гранитов. Вне зависимости от $K:Rb$ рассчитывались средние содержания меди и никеля, у которых отсутствует значимая корреляция с этим отношением.

Наряду с диаграммами типа рис. 1, где отдельными знаками показаны локальные объекты, будут применяться диаграммы типа рис. 4 с точками, показывающими средние содержания элементов в отдельных регионах и комплексах. Если в регионах и комплексах корреляция между элементами и отношением $K:Rb$ будет средней или высокой, то на диаграммах для этих регионов и комплексов будут проведены обобщенные линии. Если при этом корреляция окажется незначимой, то линии будут пунктирными.

3. ЛИТИЙ

Среднее содержание лития в земной коре равно 32 г/т [25]. Наиболее высокое содержание лития отмечено в осадочных породах, а из магматических пород — в гранитоидах (см. табл. 5). Среди гранитоидов разного генезиса наиболее обогащены литием палингенные интрузивные граниты (см. табл. 6). Содержание лития растет от гранодиоритов к литионит-альбитовым гранитам (см. табл. 7). В гранитоидах, бедных кальцием по сравнению с обогащенными кальцием, содержание лития заметно выше (см. табл. 8).

Литий относится к подгруппе щелочных металлов первой группы Периодической системы элементов и соответственно по своим химическим свойствам близок натрию, калию, рубидию и цезию. Но по своим кристаллохимическим свойствам, и прежде всего по размеру ионного радиуса, он существенно отличается от указанных элементов (см. табл. 9). Из петрогенных элементов по размерам ионных радиусов к литию ближе всего находятся магний, двухвалентное железо и алюминий, что в основном и определяет особенности его изоморфизма.

В гранитоидах литий рассеян в породообразующих минералах, накапливаясь преимущественно в слюдах (см. табл. 10), где проявляется изоморфное замещение для биотита по схеме $Li^{1+} + Al^{3+} \rightarrow 2(Mg, Fe)^{2+}$ и для мусковита по схеме $Li_{VI}^{1+} + 2Si_{IV}^{4+} \rightleftharpoons Al_{VI}^{3+} + 2Al_{IV}^{3+}$ [31]. Содержание лития в биотите может достигать 1,3 вес. %, в мусковите — 0,89%, в роговой обманке — 0,5% в турмалине — 0,64% [31]. Более высокое содержание лития в мусковите по сравнению с биотитом связано с его образованием в позднем магматическую стадию, т.е. позже биотита.

В гранитоидах от 50 до 90% лития концентрируется в биотите. Среднее содержание лития в биотитах повышается от гранодиоритов к аляскитовым гранитам, т.е. от ранних к поздним дифференциатам: биотит из гранодиоритов — 335,8 г/т; биотит из биотитовых гранитов — 1024,0; биотит из лейкократовых и аляскитовых гранитов — 1504,5 г/т [67].

Литиевые минералы, такие, как сподумен, петалит, амблигонит, лепидолит, характерны для редкометальных гранитных пегматитов, на которые приходится 90–95% мировой добычи лития. 5–10% добычи дают минерализованные воды — рассолы [75]. Как источник комплексного сырья, включая литий, можно рассматривать литионит-альбитовые граниты, в которых развиты литиевые слюды, изредка встречаются сподумен и амблигонит. Литий образует ореолы около литионит-альбитовых гранитов. Ширина ореолов может достигать 1–1,5 км. В табл. 11 показано распределение лития в районе двух выходов литионит-альбитовых гранитов в Забайкалье [29]. Во втором примере восточная часть массива по сравнению с западной характеризуется более интенсивным развитием лепидолита и более высоким содержанием тантала.

Стандартное обобщенное уравнение для лития приведено выше (7). Между $\lg Li$ и $\lg(K:Rb)$ существует отрицательная зависимость по величине корреляционная зависимость ($r_g = -0,53$) (рис. 5).

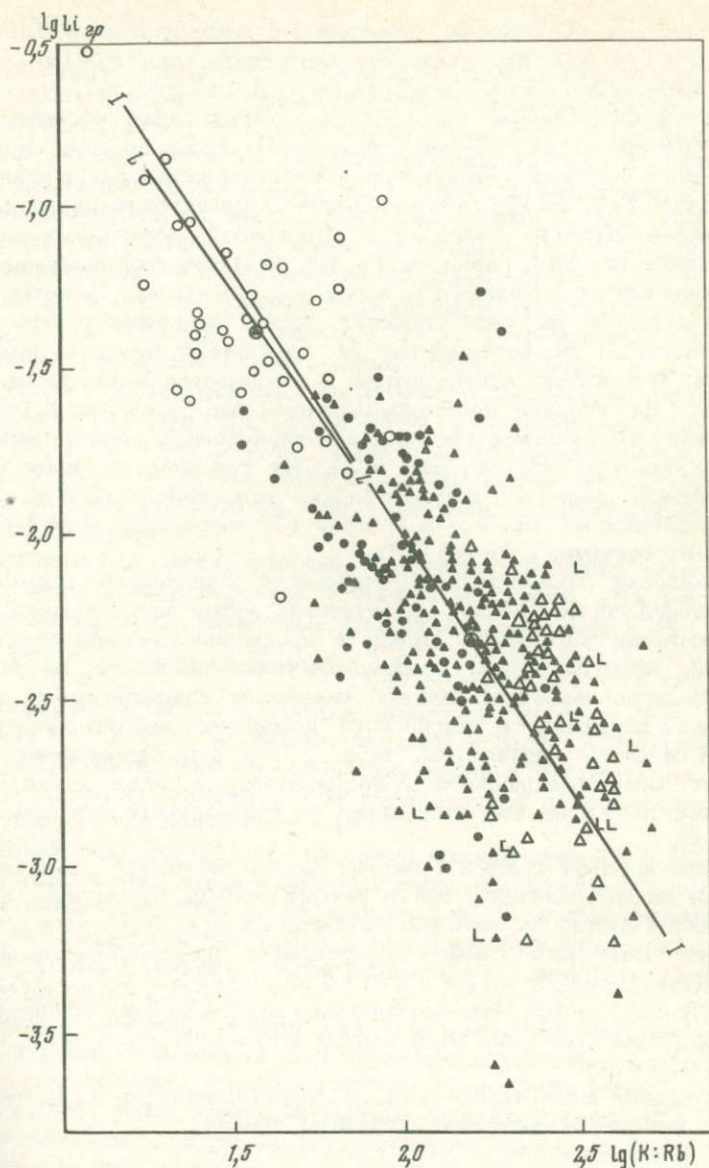
Для лития типична изначальная специализация регионов, что можно видеть на диаграммах (рис. 6, *a, б*): точки средних содержания лития в регионах и комплексах заметно рассеяны около стандартной линии $I-I$. Коэффициент корреляции между отношением $K:Rb$ и содержанием лития в регионах и комплексах, показанных на этих диаграммах ($n=14$), равен $-0,35$, т.е. по абсолютной величине ниже по сравнению со стандартной величиной $r_g = -0,53$. Вместе с тем внутри регионов на распределение лития отчетливо влияет кристаллизационная дифференциация: во всех приведенных в табл. 17 регионах корреляция между литием и отношением $K:Rb$ выше стандартной. На влияние кристаллизационной дифференциации показывает также направление региональных обобщенных линий, совпадающее со стандартным (см. рис. 6, *a*). Это типичное, но необязательное явление. Например, в гранитоидах Урала (табл. 2, № 383-399), не показанных на рис. 6, *a* и в табл. 17, корреляция между литием и $K:Rb$ отсутствует ($r_g = -0,11$).

В классах гранитоидов Центрального Казахстана наследуется изначальная специализация, свойственная этому региону (рис. 6, *б*). В комплексах Забайкалья наряду с кристаллизационной дифференциацией, как, например, в кукульбейском комплексе, на распределение лития заметное влияние оказывала специализация: в гранитоидах даурского и кыринского комплексов корреляция между литием и $K:Rb$ низкая (см. табл. 17, № 2), направление обобщенных линий джидинского и гуджирского, а также харалгинского комплексов заметно отличается от стандартного (см. рис. 6, *б*, № 1 и 3).

К обогащению гранитов литием могли вести как кристаллизационная дифференциация, так и специализация. Например, высокое содержание лития в литионит-альбитовых и материнских для них гранитах Восточной Сибири определялось дифференцированностью пород (см. рис. 6, *б*; точка $-l$; $\bar{Li} = 290$ г/т; $K_K = 6,2$; $K_D = 3,1$; $K_{СП} = 0,89$), а в гранитах Калбинского массива Восточного Казахстана — специализацией (см. рис. 6, *б*; контур *a*; $\bar{Li} = 195$ г/т; $K_K = 4,15$; $K_D = 0,9$; $K_{СП} = 4,9$).

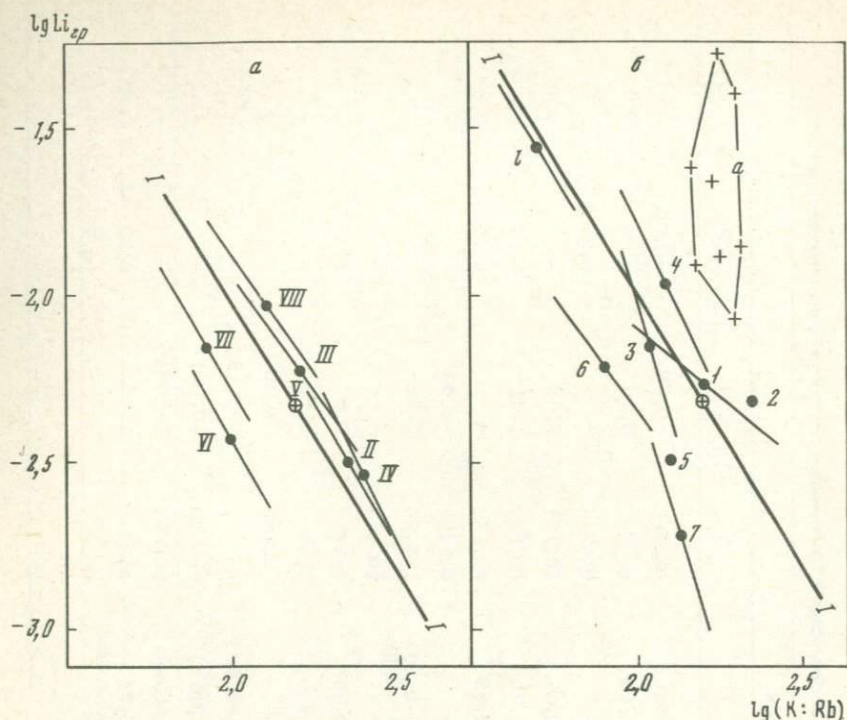
Корреляция лития ($\lg Li$) с отдельными элементами в гранитоидах, исключая литионит-альбитовые граниты, такова:

	$\lg Cs$	$\lg Sn$	$\lg Be$	$\lg Ta$	$\lg Rb$	$\lg F$	$\lg W$	$\lg Nb$
n	90	312	312	108	402	313	149	181
r_g	0,69	0,68	0,63	0,54	0,48	0,40	0,34	0,33
	$\lg B$	$\lg Mo$	$\lg Pb$	$\lg Zn$	$\lg Co$	$\lg Ni$	$\lg Zr$	$\lg Cu$
n	149	142	250	207	75	77	59	61
r_g	0,32	0,25	0,22	(-0,04)	(-0,14)	(-0,18)	(-0,22)	(-0,24)



Р и с. 5. Зависимость между содержанием лития (в вес. %) и отношением К:Rb в гранитоидах

Усл. обозначения см. рис. 1; L - обобщенная линия по уравнению (13)



Р и с. 6. Зависимость между содержанием лития (в вес. %) и отношением K:Rb в гранитоидах разных регионов (а) и комплексов (б)

1-1 - стандартная обобщенная линия. Регионы: II - Восточный Саян (табл. 2, № 7-30), III - Центральное и Восточное Забайкалье (там же, № 67-197), IV - палеозойские гранитоиды Монголии (там же, № 228-249), V - мезозойские гранитоиды Монголии (там же, № 250-275), VI - ультракислые граниты Центрального Казахстана (там же, № 297-370), VII - Северный Тянь-Шань (там же, № 400-413), VIII - Южный Тянь-Шань (там же, № 414-430). Комплексы гранитоидов Забайкалья: 1 - джидинский и гуджирский (там же, № 47-66), 2 - даурский и кыринский (там же, № 67-97), 3 - харалгинский (там же, № 118-135), 4 - кукулубейский (там же, № 149-194); ультракислые граниты Центрального Казахстана: 5 - субнормальные граниты (там же, № 297-313), 6 - лейкократовые граниты (там же, № 314-348), 7 - аляскитовые граниты (там же, № 349-370); 1 - литионит-альбитовые и материнские для них граниты Восточной Сибири (там же, № 198-227); а - граниты Калбинского массива Восточного Казахстана (там же, № 288-295). Точки - средние содержания элемента в регионах и комплексах, тонкие линии являются обобщенными линиями для гранитоидов регионов и комплексов (при $r_b > 0,4$)

Т а б л и ц а 17

Коэффициенты корреляции между литием (lgLi) и другими элементами в гранитоидах разных регионов и комплексов

Элемент	Регион							
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
lg(K:Rb)	-0,53	-0,57	-0,69	-0,83	-0,84	-0,79	-0,70	-0,80
lgRb	0,48	0,61	0,66	0,64	0,84	0,79	0,67	0,84
lgCs	0,69	-	-	-	0,47	-	0,57	0,74
lgBe	0,63	0,75	0,72	0,67	(0,37)	0,69	-	0,91
lgNb	0,33	0,63	0,64	0,70	(0,13)	0,45	0,57	(0,56)
lgTa	0,54	0,64	0,68	0,68	(0,47)	-	0,87	0,82
lgZr	(-0,22)	-	-	-	0,71	-0,41	-	-
lgMo	0,25	-	-	(-0,10)	(-0,34)	0,43	-	(0,12)
lgW	0,34	-	0,40	-	(0,31)	-	-	-
lgSn	0,68	0,58	0,72	0,66	0,53	0,68	-	0,92
lgPb	0,23	-	(-0,04)	-0,62	0,62	0,67	-	-
lgZn	(-0,04)	-	-0,26	-	(0,35)	-0,20	-	-
lgCu	(-0,24)	-	-	(-0,40)	-	(-0,12)	-	-
lgCo	(-0,14)	-	-	(0,04)	(-0,03)	(0,10)	-	-
lgNi	(-0,18)	-	-	(0,08)	(0,15)	(-0,41)	-	-
lgF	0,40	(-0,14)	0,50	0,71	0,85	0,65	0,82	0,87
lgB	0,32	-	0,40	-	0	-	(0,55)	0,72

См. примечание к табл. 12.

Т а б л и ц а 17 (окончание)

Элемент	Комплекс						
	1	2	3	4	5	6	7
lg(K : Rb)	-0,78	-0,27	-0,91	-0,65	(-0,30)	-0,81	-0,62
lgRb	0,78	(0,07)	0,80	0,62	(0,34)	0,82	0,63
lgCs	-	-	-	-	-	-	-
lgBe	(0,35)	(0,16)	0,51	0,73	(0,25)	0,58	0,71
lgNb	-	-	-	0,73	(-0,23)	0,49	0,63
lgTa	-	-	-	0,66	-	-	-
lgZr	-	-	-	-	-	(-0,40)	-
lgMo	0,60	-	-	-	(0,06)	(0,40)	(0,15)
lgW	-	(-0,18)	(0,26)	(0,25)	-	0,32	-
lgSn	0	0,36	(-0,28)	0,67	(0,06)	0,86	(0,14)
lgPb	(-0,06)	(-0,20)	(0,29)	(-0,26)	0	0,73	0,56
lgZn	0,73	(0,29)	(0,34)	(-0,27)	(-0,21)	0	0,42
lgCu	-	-	-	-	(-0,23)	-0,46	(-0,41)
lgCo	-	-	-	-	(0,52)	-0,45	0,62
lgNi	-	-	-	-	(-0,09)	-0,69	-0,51
lgF	0,43	0,40	0,46	0,51	(0,41)	0,69	(0,07)
lgB	-	(0,10)	(0,03)	0,47	-	-	-

Обобщенные уравнения для лития с рубидием, бериллием, танталом, оловом и фтором имеют следующий вид:

$$\lg \text{Li} = 1,57 \lg \text{Rb} + 0,22; \quad (11a)$$

$$\lg \text{Li} = 1,19 \lg \text{Be} + 1,64; \quad (11б)$$

$$\lg \text{Li} = 1,18 \lg \text{Ta} + 1,97; \quad (11в)$$

$$\lg \text{Li} = 1,03 \lg \text{Sn} + 1,04; \quad (11г)$$

$$\lg \text{Li} = 0,92 \lg \text{F} - 1,34. \quad (11д)$$

Наиболее простая корреляционная зависимость у лития с оловом: в среднем $\text{Li} \approx 10 \text{Sn}$.

Особенности корреляции между литием и другими элементами в разных регионах и комплексах показаны в табл. 17. В группе литофильных элементов с рубидием и танталом у лития в большинстве случаев высокая положительная корреляция. С оловом, бериллием и ниобием наряду с высокой положительной корреляцией отмечается низкая, иногда отрицательная корреляция. Низкая корреляция характерна для лития с вольфрамом. Между литием и фтором обычна средняя или высокая положительная корреляция, а между литием и бором — низкая и средняя положительная корреляция. С халькофильными и сидерофильными элементами у лития за некоторым исключением наблюдается низкая корреляция. Коэффициенты корреляции лития со свинцом, цинком, кобальтом и никелем имеют как положительные, так и отрицательные значения, с молибденом преобладает положительная, а с медью — отрицательная корреляция.

Обобщенное уравнение для гранитоидов, включая литионит-альбитовые граниты, остается почти таким же, как и уравнение (7):

$$\lg \text{Li} = -1,63 \lg (\text{K} : \text{Rb}) + 1,26; \quad r_g = -0,69; \quad n = 437. \quad (12)$$

Из уравнения (12) получаем

$$\text{Li} = 18(\text{K} : \text{Rb})^{-1,6}. \quad (12a)$$

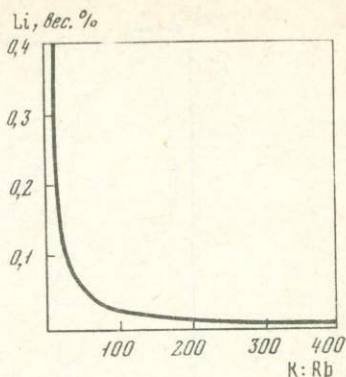
Уравнение (12a) и диаграмма (см. рис. 7) показывают, что в ходе кристаллизационной дифференциации в гранитоидах происходило накопление лития, причем интенсивность накопления усиливалась на завершающей стадии, достигая максимума при формировании литионит-альбитовых гранитов.

Наличие ореолов около массивов литионит-альбитовых гранитов показывает на вынос лития при формировании этих пород. По величине коэффициента специализации, равного 0,83 ($n=35$; $\text{Li} = 437 \text{г/т}$; $\text{K} : \text{Rb} = 37$), можно судить, что в среднем 83% лития оставалось в литионит-альбитовых гранитах, а 17% мигрировало во вмещающие породы.

Обобщенное уравнение для литионит-альбитовых гранитов

$$\lg \text{Li} = -1,5 \lg (\text{K} : \text{Rb}) + 1,0; \quad r_g = -0,44; \quad n = 35 \quad (13)$$

Р и с. 7. Зависимость между содержанием лития и отношением К:Rb в гранитоидах. Кривая проведена по уравнению (12а)



и обобщенная линия L , проведенная на диаграмме (см. рис. 5) по этому уравнению, показывают, что зависимость между литием и отношением К:Rb, которая проявляется в обычных гранитоидах, в общем сохраняется и в литионит-альбитовых гранитах. По сравнению с нормальными гранитоидами корреляционные отношения у лития с другими элементами в литионит-альбитовых гранитах осложняются, что в первую очередь отнесется к элементам, которые образуют собственные минералы (тантал, олово) или существенно выносятся во вмещающие породы (цезий, бериллий):

	$\lg F$	$\lg Rb$	$\lg Cs$	$\lg Nb$	$\lg Sn$	$\lg Ta$	$\lg Be$	$\lg Zr$	$\lg Pb$
n	26	35	24	34	21	34	20	17	12
r_g	0,64	0,48	0,40	0,36	(0,34)	(0,33)	(0,17)	(-0,04)	-0,71

Слюды по сравнению с гранитами являются более чутким индикатором на поведение лития. Автором с сотрудниками было проведено изучение распределения ряда элементов, в том числе лития, в слодах с целью выяснения условий формирования литионит-альбитовых гранитов [3, 4, 7]. Анализы слюд и гранитов приведены в табл. 4. Как отмечалось раньше, по сравнению с табл. 2 в ней собраны более кислые породы, в частности отсутствуют гранодиориты и граносиениты.

Зависимость между содержаниями лития и рубидия, а также лития и фтора в слодах и гранитах выразим обобщенными уравнениями:

$$\lg Li_{\text{сл}} = 1,4 \lg Rb_{\text{сл}} + 0,3; \quad r_g = 0,99; \quad n = 118; \quad (14a)$$

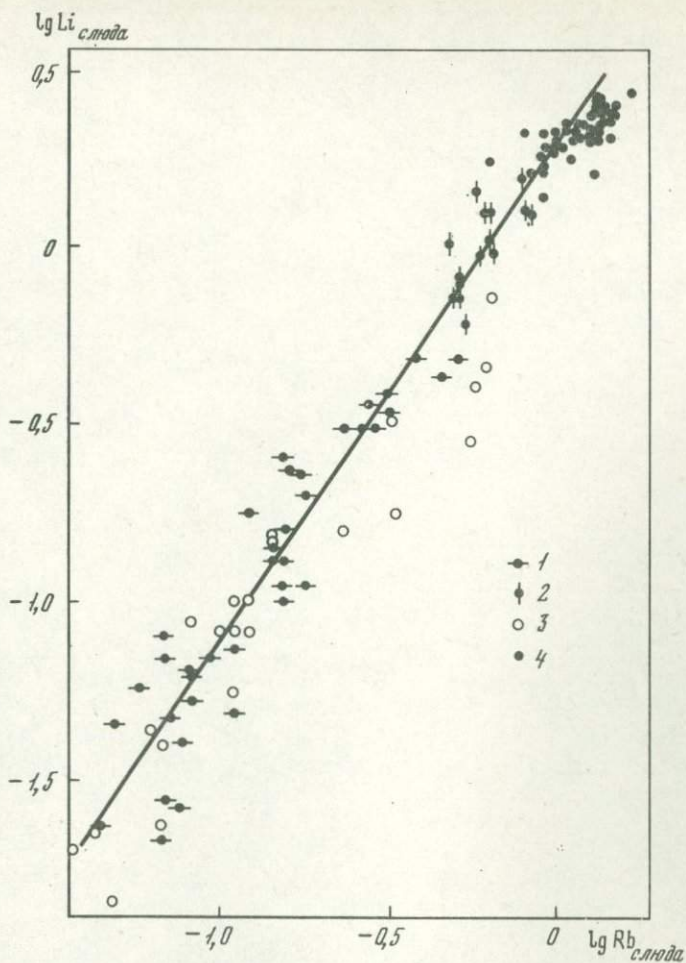
$$\lg Li_{\text{гр}} = 1,5 \lg Rb_{\text{гр}} + 0,2; \quad r_g = 0,88; \quad n = 115; \quad (14б)$$

$$\lg Li_{\text{сл}} = 1,3 \lg F_{\text{сл}} - 0,8; \quad r_g = 0,94; \quad n = 116; \quad (14в)$$

$$\lg Li_{\text{гр}} = 1,03 \lg F_{\text{гр}} - 1,1; \quad r_g = 0,57; \quad n = 113. \quad (14г)$$

На рис. 8 показана диаграмма $\lg Rb_{\text{сл}} - \lg Li_{\text{сл}}$.

Сравнивая эти уравнения между собой и с предыдущими уравнениями (11а,д), можно отметить, что, во-первых, корреляция в парах литий - рубидий и литий - фтор в слодах лучше, чем непосредственно в гранитах, во-вторых, корреляция между этими элементами улучшается в кислых дифференциатах гранитоидов, в-третьих, зависимость между литием и рубидием, литием и фтором, характерная для нормальных гранитоидов, сохраняется в литионит-аль-

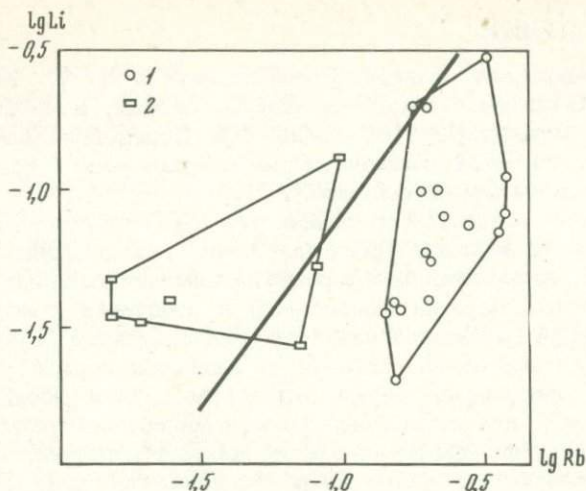


Р и с. 8. Зависимость между содержанием лития и рубидия в слюдах (в вес. %)

1 - биотит, 2 - Li-биотит и циннвальдит, 3 - мусковит, 4 - лепидолит. Линия проведена по уравнению (14а)

битовых гранитах. Последнее, а также приведенные выше данные показывают, что при формировании литионит-альбитовых гранитов распределение лития происходило в условиях, близких к закрытой системе. Если бы решающую роль играл привнос или вынос лития, то отмеченные закономерности не сохранились бы.

Иная геохимическая картина наблюдается при изменении гранитов в условиях открытых систем, например при грейзенизации под воздействием гидротермальных растворов или хлоритизации при регрессивном метаморфизме. На рис. 9 показаны мусковиты,



Р и с. 9. Зависимость между содержанием лития и рубидия (в вес. %) в мусковитах из грейзенов (1) и в хлоритизированных биотитах (2). Линия проведена по уравнению (1.4а)

образовавшиеся при грейзенизации мусковит-биотитовых и биотитовых гранитов Восточной Сибири (массивы Южный и Олдандинский) и литионит-альбитовых гранитов из районов Иньльчек и Керегеташ (Тянь-Шань), а также хлоритизированные биотиты из биотитовых гранитов Западного Узбекистана и района Керегеташ. В обоих случаях наблюдаются отступления от закономерностей, установленных для гранитоидов: при грейзенизации имеет место тенденция к понижению отношения $Li : Rb$, при хлоритизации биотита — к повышению этого отношения [3].

Существуют трудности в разделении мусковитов, образовавшихся в позднемагматическую стадию и при грейзенизации. Использование обобщенных уравнений и линий и отношения лития к рубидию в мусковитах может оказать помощь в решении этого вопроса.

Завершая рассмотрение лития, можно отметить, что в глобальном масштабе наряду с общей тенденцией накопления его в гранитоидах при кристаллизационной дифференциации проявляется изначальная специализация регионов. Внутри регионов обогащение гранитоидов литием может быть связано как с кристаллизационной дифференциацией, так и с иными процессами.

Для гранитоидов в целом типична положительная корреляция лития с литофильными элементами (кроме циркония), обычно высокая или средняя по величине, и низкая корреляция с халькофильными и сидерофильными элементами. Величины коэффициентов корреляции лития с редкими и рудными элементами в разных регионах заметно различаются.

4. ЦЕЗИЙ

Среднее содержание цезия в земной коре равно 3,7 г/т [25]. Наиболее обогащены цезием осадочные породы, а из магматических пород — гранитоиды (см. табл. 5). Содержание цезия в бедных кальцием гранитах заметно выше по сравнению с гранитами, обогащенными кальцием (см. табл. 8).

Цезий — сравнительно редкий элемент, рассеянный в породообразующих минералах. Известны лишь два цезиевых минерала — поллуцит, встречающийся в редкометальных гранитных пегматитах, и авогадрит, изредка отмечаемый в продуктах фумарольной деятельности [31]. Цезий в какой-то мере замещает в минералах калий, но из-за заметного различия в размерах ионных радиусов (см. табл. 9) изоморфизм между этими элементами затруднен. Определенную роль для вхождения цезия в минералы играют структурные особенности последних, а именно наличие полостей, каналов, способных вместить крупные катионы цезия, как, например, в берилле [31, 33, 87]. Часть цезия находится в газовой-жидких включениях, например в кварце.

В гранитоидах цезий в основном накапливается в слюдах: в гранодиоритах, биотит-роговообманковых и биотитовых гранитах — в биотите, в двуслюдяных гранитах — в биотите и мусковите, в литионит-альбитовых гранитах — в литиевых слюдах. Средние содержания цезия в породообразующих минералах приведены в табл. 10.

Для цезия характерно накопление в поздних дифференциатах магматических комплексов. Отмечено, что гранитоиды III фазы по сравнению с гранитоидами I фазы обогащены цезием в 1,5–3 раза [52]. Наблюдается рост содержания цезия от гранодиоритов к литионит-альбитовым гранитам (см. табл. 7). Соответственно изменяется среднее содержание цезия в биотите из разных гранитоидов: в гранодиоритах — 43,7 г/т, в биотитовых гранитах — 119,1 г/т, в лейкократовых и аляскитовых гранитах — 123,8 г/т [67].

Более высокое содержание цезия в мусковите по сравнению с биотитом объясняется образованием мусковита в основном позже биотита. Вообще же если сравнивать биотит и мусковит, то цезий предпочтительнее накапливается в биотите. Соотношение цезия в биотите и мусковите для гранитоидов было выражено уравнением $\lg Cs_{\delta} = 1,11 \lg Cs_M + 0,76$, или $Cs_{\delta} = 6Cs_M^{1,1}$ [4]. По наблюдениям О.Д. Ставрова, в гранодиоритах на долю биотита приходится 90% цезия, в биотитовых гранитах — около 70%, а в лейкократовых — около 50% [87].

Большинство исследователей отмечают генетическую связь цезия с летучими, прежде всего с фтором. Дискуссионным остался вопрос о связи цезия с бором [20, 87]. В гранитоидах цезий распределен очень неравномерно, что вызывает специализацию пород по цезию. Отмечено повышенное содержание цезия в гранитах, с которыми связаны цезиеносные пегматиты [20, 87].

Из литионит-альбитовых гранитов происходит вынос цезия [4]. Содержание цезия в ореолах существенно превышает содержание цезия в гранитах, чем он отличается от лития и рубидия (см. табл. 11).

Основным промышленным источником цезия является поллуцит из пегматитовых месторождений. Второстепенное значение имеет лепидолит из пегматитов. Попутно с другими элементами цезий может извлекаться при разработке некоторых литионит-альбитовых гранитов.

Стандартное обобщенное уравнение для цезия таково (см. табл. 13, рис. 10):

$$\lg C_{S_{CT}} = -1,62 \lg (K:Rb) + 0,53; \quad \tilde{C}_s = 9,1 \text{ г/т} \quad (15)$$

Между цезием и отношением $K:Rb$ существует отрицательная, высокая по величине корреляционная зависимость ($r_\theta = -0,68$).

В 16 пробах (см. табл. 2) содержание цезия было ниже предела чувствительности анализа, причем в разных работах эти пределы отличаются (от $4 \cdot 10^{-4}$ до $1 \cdot 10^{-3}$). Не включены в расчет также три анализа с содержанием цезия $n \cdot 10^{-5}$ как не внушающие доверия. Таким образом, уравнение (15) является недостаточно представительным. В то же время есть основание утверждать, что оно правильно отражает тенденцию накопления цезия от ранних гранитоидов к поздним. В подтверждение этому используем материалы, приведенные в табл. 4. В ней имеются 54 определения цезия в слюдах и 43 определения непосредственно в гранитах. В трех пробах анализировались биотит и мусковит, в 8 пробах гранитов содержание цезия было ниже предела чувствительности (5 г/т). По анализам из табл. 4 рассчитаны обобщенные уравнения:

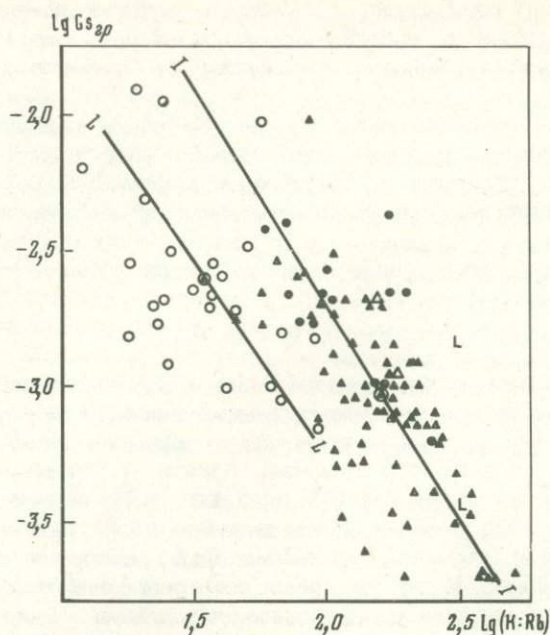
$$\lg C_{S_{ГР}} = -1,85 \lg (K:Rb) + 0,98; \quad \tilde{C}_s = 19 \text{ г/т}; \quad r_\theta = -0,63; \quad n = 43; \quad (16a)$$

$$\lg C_{S_{СЛ}} = -2,13 \lg (K:Rb) + 2,43; \quad \tilde{C}_s = 150 \text{ г/т}; \quad r_\theta = -0,68; \quad n = 46; \quad (16б)$$

$$\lg C_{S_{СЛ}} = -2,19 \lg (K:Rb) + 2,52; \quad \tilde{C}_s = 118 \text{ г/т}; \quad r_\theta = -0,66; \quad n = 54. \quad (16в)$$

Еще раз напомним, что в табл. 4 по сравнению с табл. 2 собраны более кислые гранитоиды. Это отражается как на среднем содержании цезия в выборках, так и на числах в уравнениях (15) и (16а). Тем не менее, уравнения и проведенные по ним обобщенные линии (рис. 11, линии 1-1 и а) показывают на одну и ту же тенденцию.

Сопоставим уравнения (16б) и (16в). В первом из них учтены слюды из гранитов с содержанием цезия > 5 г/т, во втором - слюды из всех гранитов, включая граниты с содержанием цезия ниже 5 г/т. Расширение выборки в сторону слюд с низким содержанием цезия больше всего отразилось на среднем содержании цезия в слюдах (соответственно 150 и 118 г/т). Сами уравнения отличаются незначительно, проведенные по ним обобщенные линии (см. рис. 11, линии б и в) почти совпадают. Изложенное позволяет считать, что уравнение (15) правильно отражает распределение цезия в гранитоидах, но среднее содержание цезия (9,1 г/т) завышено.



Р и с. 10. Зависимость между содержанием цезия (в вес. %) и отношением К:Rb в гранитоидах

Усл. обозначения см. рис. 1. L - обобщенная линия по уравнению (17)

Высокая корреляция между цезием и отношением К:Rb ($r_s = -0,68$) показывает, что ведущим процессом в распределении цезия в гранитоидах была кристаллизационная дифференциация. Высокая корреляция сохраняется и в отдельных регионах, правда, из-за ограниченного количества данных (табл. 18). Вместе с тем рассеивание точек относительно стандартной линии I-I (см. рис. 10) показывает, что гранитоиды отдельных массивов были заметно специализированы на цезий. Среди регионов изначально отрицательно специализированными на цезий были гранитоиды Северного Тянь-Шаня (рис. 12, точка VII).

В гранитоидах (без литионит-альбитовых гранитов) цезий имеет высокую и среднюю положительную корреляцию с литием, бериллием, свинцом и рубидием и низкую корреляцию с остальными элементами:

	lg Li	lg Be	lg Pb	lg Rb	lg Sn	lg Ta	lg Cu
n	90	40	26	91	41	39	43
r_s	0,69	0,60	0,55	0,54	0,37	(0,25)	(0,24)
	lg B	lg F	lg Zn	lg Nb	lg W	lg Mo	
n	51	78	26	43	22	30	
r_s	(0,24)	0,23	(0,15)	(0,12)	(0,11)	(-0,03)	

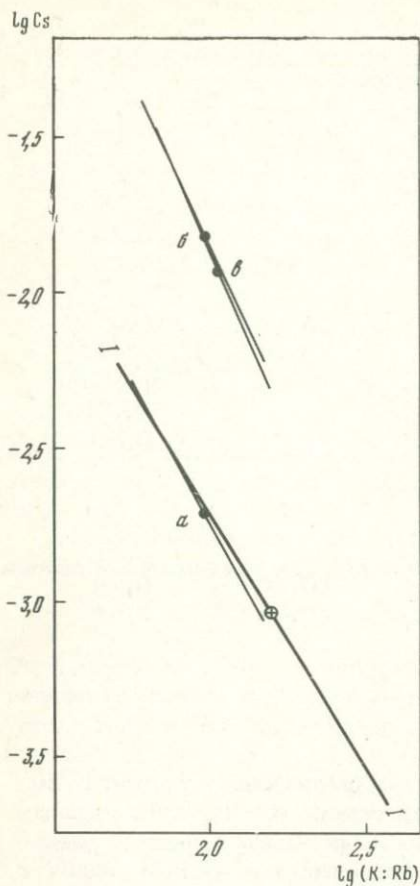
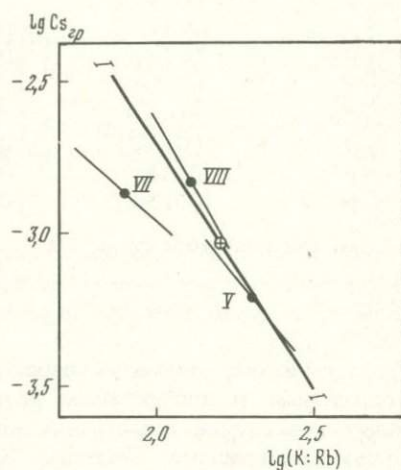


Рис. 11. Зависимость между содержанием цезия в слюдах и гранитах (в вес. %) и отношением К:Rb

Линии проведены: 1-1 - по уравнению (15), а - по уравнению (16а), б - по уравнению (16б), в - по уравнению (16в)

Рис. 12. Зависимость между содержанием цезия (в вес. %) и отношением К:Rb в разных регионах

Усл. обозначения см. рис. 6



Для расчета корреляции цезия с цирконием, никелем и кобальтом данных недостаточно. В гранитоидах Южного Тянь-Шаня отмечается высокая корреляция цезия с оловом, фтором и бором (см. табл. 18).

Среди редких щелочных элементов наиболее высокая корреляция существует в паре $\lg \text{Li} - \lg \text{Cs}$ ($r_e = 0,69$), что отражает их совместное накопление в слюдах. Интересны корреляционные отношения редких щелочных элементов с калием. Возьмем группу гранитов с отношением К:Rb от 160 до 200*. В данной группе пород между рубидием и калием существует положительная корреляция, а у лития и цезия с калием - отрицательная (r_e):

$\lg \text{K}$	$\lg \text{Rb}$	$\lg \text{Li}$	$\lg \text{Cs}$
	0,88	(-0,36)	-0,43.

* $n = 24$. Использовались анализы, где было указано содержание Li, Rb и Cs.

Т а б л и ц а 18

Коэффициенты корреляции между цезием ($\lg Cs$) и другими элементами в гранитоидах разных регионов

Элемент	I	V	VII	VIII
$\lg(K:Rb)$	-0,68	-0,75	-0,79	-0,87
$\lg Li$	0,69	0,47	0,57	0,74
$\lg Rb$	0,54	0,76	0,81	0,82
$\lg Be$	0,60	0,70	-	0,89
$\lg Nb$	(0,12)	-	(0,27)	(0,54)
$\lg Ta$	(0,25)	-	(0,42)	(0,51)
$\lg Mo$	(0,03)	(0,25)	-	(0,15)
$\lg W$	(0,11)	(0,24)	-	(0,49)
$\lg Sn$	0,37	(0,42)	-	0,88
$\lg Pb$	0,55	(0,38)	-	-
$\lg Zn$	(0,15)	(-0,27)	-	-
$\lg Co$	-0,50	-0,50	-	-
$\lg Ni$	(0,20)	(0,33)	-	-
$\lg F$	0,23	(0,26)	(0,50)	0,70
$\lg B$	(0,24)	(0,11)	(0,66)	0,61

См. примечание к табл. 12.

Связано это явление с переходом от биотитовых гранитов к лейкократовым и аляскитовым разновидностям, при котором происходит повышение содержания калиевого полевого шпата и уменьшение содержания биотита. Коэффициенты корреляции калия с редкими щелочами в этом случае отражают изменения соотношения в гранитах калиевого полевого шпата и биотита.

По корреляции с другими элементами редкие щелочи также заметно различаются между собой (r_{θ}):

	$\lg Be$	$\lg Nb$	$\lg Ta$	$\lg Mo$	$\lg W$
$\lg Rb$	0,76	0,66	0,79	0,48	0,70
$\lg Li$	0,63	0,33	0,54	0,25	0,34
$\lg Cs$	0,60	(0,12)	(0,25)	(-0,03)	(0,11)
	$\lg Sn$	$\lg Pb$	$\lg Zn$	$\lg F$	$\lg B$
$\lg Rb$	0,39	0,48	-0,35	0,58	0,20
$\lg Li$	0,68	0,22	(-0,04)	0,40	0,32
$\lg Cs$	0,37	0,55	(0,15)	0,23	(0,27).

У всех редких щелочных элементов имеется высокая положительная корреляция с бериллием и низкая корреляция с цинком и бором.

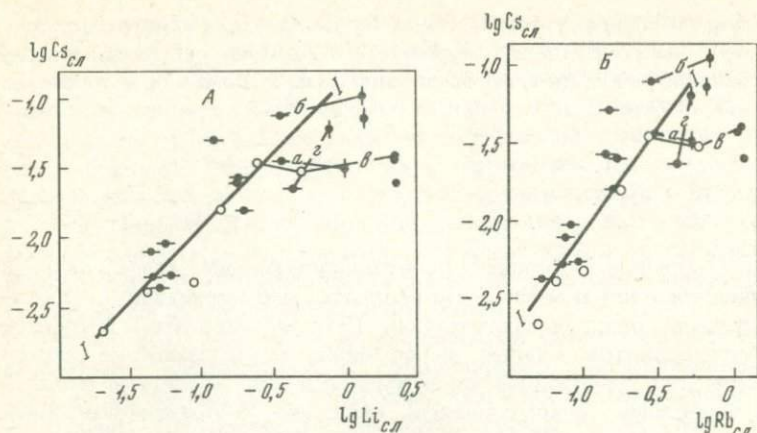


Рис. 13. Зависимость между содержанием в слюдах цезия и лития (А), цезия и рубидия (Б) (в вес. % [4]). Пробы сгруппированные

а - район Джилусу, б - район Иньльчек, в - массив 1, г - массив 3. Остальные усл. обозначения см. рис. 8

От рубидия к литию, а затем к цезию происходит ослабление корреляции с ниобием, танталом, молибденом, вольфрамом и фтором. Литий выделяется высокой положительной корреляцией с оловом и низкой - со свинцом.

Обобщенное уравнение для литионит-альбитовых гранитов имеет вид:

$$\lg Cs = -1,45 \lg (K : Rb) - 0,37; r_0 = -0,53; n = 25. \quad (17)$$

На рис. 10 по уравнению (17) проведена обобщенная линия $L-L$. Она проходит почти в том же направлении, что и стандартная линия $I-I$, но смещена вниз. Направление и взаимное положение линий $I-I$ и $L-L$ показывают, что распределение цезия в литионит-альбитовых гранитах подчинялось общим для гранитоидов закономерностям и сопровождалось его выносом ($K_{с.п.} = 0,23$, т.е. вынос в среднем составлял 77% цезия).

На диаграммах (рис. 13, А и Б) отражена зависимость между содержанием лития и цезия, а также рубидия и цезия в слюдах [4]. Для четырех районов литионит-альбитовые граниты, содержащие лепидолит или циннвальдит, соединены линиями с материнскими для них биотитовыми или мусковит-биотитовыми гранитами. В трех случаях (районы Джилусу, Иньльчек и массив-1) с переходом от материнских к литионит-альбитовым гранитам заметного роста содержания цезия не произошло; в одном случае (массив-3) содержание цезия существенно увеличилось. Это показывает, что вынос цезия является характерным, но не обязательным явлением.

У цезия в литионит-альбитовых гранитах проявляется средняя по величине положительная корреляция с литием, рубидием, танталом и фтором; обращает на себя внимание высокая положительная корреляция с бором; с остальными элементами корреляция низкая:

	lg B	lg Rb	lg F	lg Li	lg Ta	lg Sn	lg Be	lg Nb
n	13	25	18	24	25	13	13	25
r_e	0,68	0,58	0,51	0,40	0,40	(0,25)	(0,19)	(-0,35).

Таким образом, в ходе кристаллизационной дифференциации цезий накапливался в остаточном расплаве, что приводило к обогащению цезием поздних гранитоидов. При формировании литионит-альбитовых гранитов типичен вынос цезия во вмещающие породы.

В целом для гранитоидов характерна высокая и средняя положительная корреляция цезия с литием, рубидием, бериллием и свинцом. Вообще же корреляция между цезием и большинством элементов ниже, чем у рубидия и лития. В литионит-альбитовых гранитах цезий в отличие от лития и рубидия имеет высокую положительную корреляцию не только с фтором, но и с бором.

5. БЕРИЛЛИЙ

Среднее содержание бериллия в земной коре равно 3,8 г/т [25], причем в магматических породах его содержание растёт от гипербазитов к гранитоидам (см. табл. 5). Среди гранитоидов разного генезиса наиболее высокие содержания бериллия отмечены в палингенном интрузивном типе (см. табл. 6). Бериллий имеет склонность накапливаться в наиболее кислых разновидностях гранитов (см. табл. 7). Бедные кальцием граниты по сравнению с богатыми кальцием обогащены бериллием (см. табл. 8).

В гранитоидах Восточного Саяна содержание бериллия повышается вместе с содержанием свободной кремнекислоты. Апикальные части интрузивов обогащены бериллием [65]. А.А. Беусом и Ю.П. Диковым [17] проведено сравнение биотитовых гранитов с мусковитовыми и двуслюдяными. В первых содержание бериллия равно 4,5 г/т ($n=275$), во вторых - 10,0 г/т ($n=50$). Бериллий накапливается при грейзенизации гранитов.

При формировании литионит-альбитовых гранитов происходит существенный вынос бериллия в образовании выразительных ореолов во вмещающих породах (см. табл. 11). Микроклинизация плагиоклаза также сопровождается выносом бериллия.

Бериллий относится к амфотерным элементам. Он обладает основными и кислотными свойствами, но первые преобладают. В природных соединениях бериллий находится в виде тетраэдров $[\text{BeO}_4]^{6-}$, которые являются структурными аналогами $[\text{SiO}_4]^{4-}$, причем обе разновидности тетраэдров имеют близкие параметры. Имеется сходство также между тетраэдрами $[\text{BeO}_4]^{6-}$ и $[\text{AlO}_4]^{5-}$ [30, 31]. Разница в зарядах бериллия, кремния и алюминия осложняет их изоморфизм, делает его возможным лишь в определенных условиях и пределах.

В гранитоидах бериллий рассеян в породообразующих минералах. Из собственных минералов в литионит-альбитовых гранитах изредка встречается берилл. Средние содержания бериллия в минералах показаны в табл. 10. В гранитах до 80-85% бериллия находится в плагиоклазе и лишь в мусковитсодержащих разностях заметная часть бериллия концентрируется в мусковите. Но это обогащение, вероятнее всего, связано с постмагматическими процессами [17].

Экспериментальными исследованиями показано образование в высокотемпературных условиях фторидных комплексов бериллия [17] и комплексных карбонат-бериллатов [36], которые могут рассматриваться как возможные формы переноса.

Источником бериллия при образовании месторождений считаются гранитоиды (нормальные и субщелочные). Месторождения бериллия, кроме пегматитовых, формируются в постмагматическую стадию. К рудным бериллиевым минералам наряду с бериллом относятся фенацит, бертрандит и хризоберилл. В зависимости от генетической связи с теми или иными гранитоидами (нормальными или субщелочными) и от состава вмещающих пород (кислые, основные, карбонатные) развиваются разные типы оруденения. В прямой связи с гранитами, непосредственно в них или в кровле гранитных массивов, образуется берилл-молибденит-вольфрамитовое и висмутин-касситерит-берилл-вольфрамитовое оруденение, приуроченное к грейzenам и кварцевым жилам. Для постмагматических месторождений бериллия типично высокое содержание фтора. В редкометальных пегматитах выделяются танталит-берилловый, берилл-сподуменовый, берилл-сподумен-лепидолитовый, кварц-полевошпат-берилловый и гадолинитовый типы оруденения [40].

Стандартное обобщенное уравнение для бериллия таково (см. табл. 13, рис. 14):

$$1g Be_{CT} = -1,23 \lg (K:Rb) - 0,63; \tilde{Be} = 4,6 \text{ г/т.} \quad (18)$$

Между бериллием и отношением $K:Rb$ имеет место высокая отрицательная корреляция ($r_g = -0,73$). Такая же корреляция (r_g от $-0,60$ до $-0,92$) сохраняется во всех рассматриваемых регионах (табл. 19). Наклон региональных обобщенных линий, определяемой величиной коэффициента a , близок к стандартному (рис. 15, а). Иногда проявляется изначальная специализация регионов, например гранитоидов Южного Тянь-Шаня ($K_{СП} = 1,92$) и ультракислых гранитов Центрального Казахстана ($K_{СП} = 0,74$). В последнем случае при отрицательной специализации благодаря высокой величине коэффициента дифференциации ($K_D = 1,55$) среднее содержание бериллия выше среднего содержания бериллия в гранитоидах ($K_K = 1,22$).

Среди отдельных комплексов пород наиболее высокое содержание бериллия отмечается в харалгинском и кукульбейском комплексах Забайкалья и в лейкократовых гранитах Центрального Казахстана (рис. 15, б). В первых двух это связано с положительной специализацией и дифференциацией ($K_{СП}$ соответственно равны 1,34 и 1,26, K_D равны 1,41 и 1,23), в последнем - с дифференциацией ($K_D = 2,0$ при $K_{СП} = 0,72$).

Т а б л и ц а 19

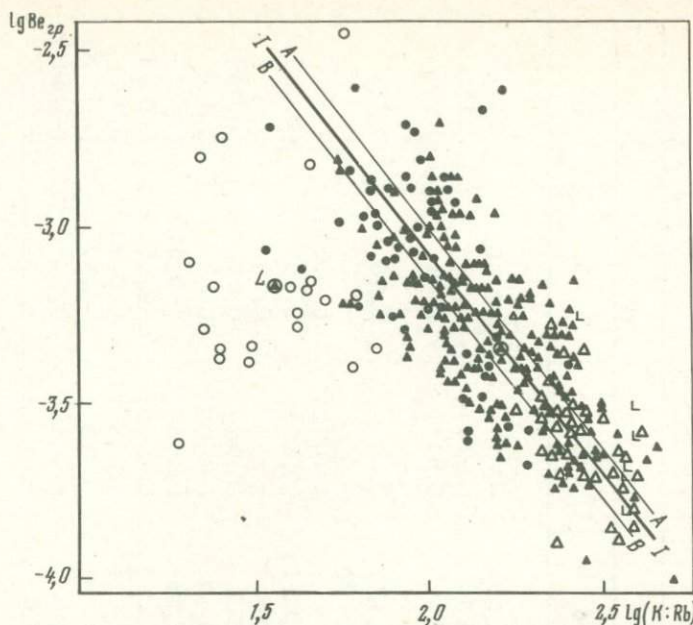
Коэффициенты корреляции между бериллием ($\lg \text{Be}$) и другими элементами в гранитоидах разных регионов

Элемент.	Регион						
	I	II	III	IV	V	VI	VII
$\lg(\text{K}:\text{Rb})$	-0,73	-0,60	-0,77	-0,81	-0,71	-0,81	-0,92
$\lg \text{Li}$	0,76	0,75	-0,72	0,67	(0,37)	0,69	0,91
$\lg \text{Rb}$	0,63	0,67	0,85	0,87	0,69	0,83	0,93
$\lg \text{Cs}$	0,60	-	-	-	0,70	-	0,89
$\lg \text{Nb}$	0,59	0,59	0,57	0,94	(0,17)	0,70	-
$\lg \text{Ta}$	0,65	0,59	0,60	0,91	(0,31)	-	-
$\lg \text{Zr}$	-0,33	-	-	(-0,03)	(-0,24)	(-0,07)	-
$\lg \text{Mo}$	0,48	-	-	0,51	(-0,02)	0,53	0
$\lg \text{W}$	0,68	-	0,74	-	0,43	0,52	0,85
$\lg \text{Sn}$	0,58	0,37	0,74	(-0,12)	0,40	0,57	0,95
$\lg \text{Pb}$	0,20	-	0	(-0,55)	(0,23)	0,48	-
$\lg \text{Zn}$	-0,27	-	-0,38	(-0,12)	(-0,18)	(-0,16)	-
$\lg \text{Cu}$	-0,28	-	-	-0,59	-	-	-
$\lg \text{Co}$	-0,25	-	-	-0,48	-0,62	-	-
$\lg \text{Ni}$	(-0,17)	-	-	-0,46	(0,04)	-	-
$\lg \text{F}$	0,59	(-0,21)	0,69	0,71	(0,35)	0,70	0,86
$\lg \text{B}$	0,35	-	0,37	-	0	-	0,77

См. примечание к табл. 12.

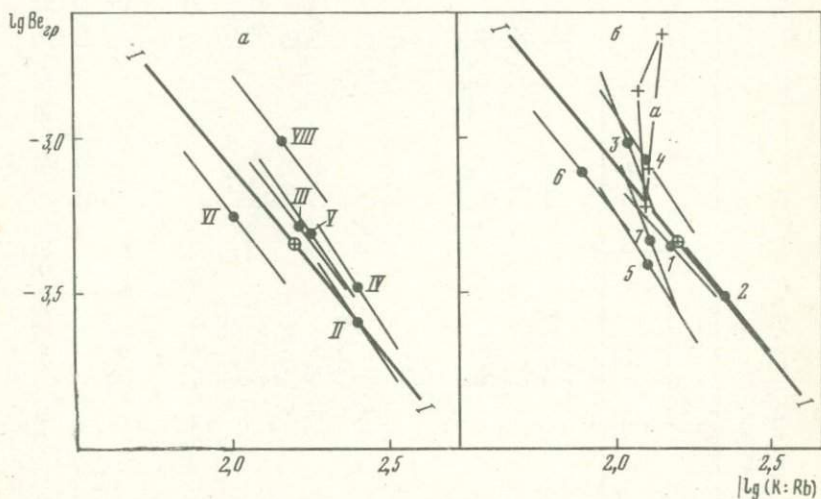
Т а б л и ц а 19 (окончание)

Элемент	Комплекс						
	1	2	3	4	5	6	7
lg(K:Rb)	-0,77	-0,65	-0,62	-0,62	-0,77	-0,78	-0,58
lgLi	(0,35)	(0,16)	0,51	0,73	(0,25)	0,58	0,71
lgRb	0,81	0,70	0,78	0,56	0,81	0,81	0,59
lgCs	-	-	-	-	-	-	-
lgNb	-	-	-	(0,37)	0,69	0,58	0,76
lgTa	-	-	-	(0,19)	-	-	-
lgZr	-	-	-	-	(-0,52)	(-0,04)	-
lgMo	(0,54)	-	-	(-0,31)	(0,12)	0,48	(0,43)
lgW	0,98	0,55	(0,26)	0,66	-	0,55	-
lgSn	(0,06)	(0,32)	0	0,72	(0,38)	0,61	(0,05)
lgPb	(0,06)	0,36	(0,38)	-0,52	(-0,08)	0,43	0,59
lgZn	(0,41)	(-0,24)	0,46	-0,53	(-0,24)	(-0,01)	(0,21)
lgCu	-	-	-	-	(-0,30)	-0,56	(-0,31)
lgCo	-	-	-	-	-0,74	(-0,02)	0,57
lgNi	-	-	-	-	(0,42)	-0,57	(-0,20)
lgF	0,50	(-0,16)	0,80	0,38	(-0,13)	0,74	(-0,06)
lgB	-	(0,28)	(-0,06)	0,46	-	-	-



Р и с. 14. Зависимость между содержанием бериллия (в вес. %) и отношением К:Rb в гранитоидах

Усл. обозначения см. рис. 1. L - среднее содержание Be в литионит-альбитовых гранитах, линии A-A и B-B ограничивают доверительный интервал



Р и с. 15. Зависимость между содержанием бериллия (в вес. %) и отношением К:Rb в разных регионах (а) и комплексах (б).

Условные обозначения см. рис. 6. Контур а - граниты Сахалинского массива Забайкалья

При формировании некоторых массивов отчетливо проявляется специализация в локальном масштабе. В качестве примера на рис. 15,б показаны анализы Саханайского массива Забайкалья (контур *a*). При почти неизменном отношении К:Rb содержание бериллия в гранитах возрастает от 6,0 до 22 г/т (см. табл. 2, № 149-152). Вместе с бериллием растет содержание вольфрама от 3,6 до 28 г/т. Содержание других элементов (Li, Rb, Sn, Zn, Pb, F и V), как и отношение К:Rb, существенно не меняется.

Корреляция бериллия ($lg Be$) с отдельными элементами в гранитоидах без литионит-альбитовых гранитов такова:

	$lg Rb$	$lg W$	$lg Ta$	$lg Li$	$lg Cs$	$lg Nb$	$lg F$	$lg Sn$
<i>n</i>	315	148	77	312	40	151	260	307
r_g	0,76	0,69	0,65	0,63	0,60	0,59	0,59	0,58
	$lg Mo$	$lg B$	$lg Pb$	$lg Ni$	$lg Co$	$lg Zn$	$lg Cu$	$lg Zr$
<i>n</i>	137	132	233	76	73	203	59	61
r_g	0,48	0,35	0,20	(-0,17)	-0,25	-0,27	-0,28	-0,33.

Обобщенные уравнения для бериллия с отдельными элементами имеют вид:

$$lg Be = 1,08 lg Rb - 1,56; \quad (19a)$$

$$lg Be = 0,74 lg W - 0,65; \quad (19б)$$

$$lg Be = 0,65 lg Ta - 0,75; \quad (19в)$$

$$lg Be = 0,84 lg Li - 1,38; \quad (19г)$$

$$lg Be = 1,0 lg Cs - 0,15; \quad (19д)$$

$$lg Be = 0,89 lg Nb - 0,95; \quad (19е)$$

$$lg Be = 0,71 lg F - 2,58; \quad (19ж)$$

$$lg Be = 0,87 lg Sn - 0,49. \quad (19з)$$

Если перейти от глобальных масштабов к отдельным регионам и комплексам, то высокая положительная корреляционная зависимость у бериллия устойчиво сохраняется лишь с рубидием (см. табл. 19). Для корреляции бериллия с литием, ниобием, танталом, вольфрамом и фтором характерны высокие и средние значения r_g , но встречаются также низкие. Последние, в частности, характерны для мезозойских гранитоидов Монголии. По сравнению с перечисленными элементами еще большая контрастность величин r_g наблюдается для бериллия с оловом. Со свинцом и цинком у бериллия обычно корреляция низкая, но в некоторых комплексах гранитоидов встречается средняя по величине как положительная, так и отрицательная зависимость.

В литионит-альбитовых гранитах корреляция между $lg Be$ и $lg(K:Rb)$ отсутствует ($r_g = 0,14$; $Be = 6,8$ г/т; $n = 21$), происходит существ-

венный вынос бериллия во вмещающие породы: $K_{\text{СП}} = 0,23$, т.е. вынос бериллия в среднем составляет 77%. В этих гранитах у бериллия отмечается высокая положительная корреляция с бором ($r_g = 0,79$; $n = 9$), средняя — с вольфрамом ($r_g = 0,46$, $n = 11$), а с остальными элементами низкая, в том числе с цезием ($r_g = 0,19$; $n = 13$) и молибденом ($r_g = -0,05$; $n = 9$), хотя они, как и бериллий, выносятся во вмещающие породы.

Таким образом, сочетание способности бериллия к комплексобразованию с фтором и углекислотой, ограниченного вхождения в породобразующие и акцессорные минералы и образование собственных минералов лишь в позднемагматическую и преимущественно в постмагматическую стадию приводят к накоплению бериллия в ходе кристаллизационной дифференциации в остаточных расплавах, обогащенных летучими. В основном с этим процессом связано формирование интрузий с повышенным содержанием бериллия, которые в дальнейшем выступают как источник этого элемента для пегматитовых и постмагматических месторождений. Максимальное накопление бериллия, которое можно ожидать в гранитоидах (а именно в двуслюдяных гранитах) непосредственно в результате кристаллизационной дифференциации, примерно равно 30 г/т. Более высокие содержания связаны с иными процессами, преимущественно постмагматическими.

Иногда встречаются регионы, изначально специализированные на бериллий (Южный Тянь-Шань). Более отчетливая специализация и отступление от закономерностей кристаллизационной дифференциации отмечаются в отдельных комплексах и массивах. В региональных условиях имеет место высокая положительная корреляция между бериллием и рубидием. Во многих случаях наблюдается высокая и средняя положительная корреляция бериллия с литием, ниобием, танталом, вольфрамом и фтором. В меньшей степени это относится к олову.

Образование литионит-альбитовых гранитов сопровождается выносом бериллия во вмещающие породы.

6. НИОБИЙ

Среднее содержание ниобия в земной коре равно 20 г/т [25]. Основные, средние и кислые магматические породы по содержанию ниобия заметно не различаются между собой (см. табл. 5). Ультраосновные породы обеднены, а нефелиновые сиениты обогащены ниобием. По данным Л.С. Бородина и др. [22], среднее содержание ниобия в нефелиновых сиенитах, размещенных на территории Советского Союза, равно 110 г/т.

Если сравнивать содержание ниобия в гранитоидах разного генезиса, то в палингенных интрузивных гранитоидах оно в полтора раза выше, чем в автохтонных гранитоидах и гранитоидах габбровой формации (см. табл. 6). Заметно увеличивается содержание ниобия с переходом от гранодиоритов к нормальным, а затем к

литиионит-альбитовым гранитам (см. табл. 7). Бедные и богатые кальцием граниты по содержанию ниобия почти не различаются (см. табл. 8).

Ниобиевое оруденение встречается в карбонатах, нефелиновых сиенитах, альбитизированных гранитах, редкометалльных пегматитах, рибекит-альбитовых метасоматитах. Обычно оруденение бывает комплексным: с танталом, оловом, редкими землями, цирконием или другими элементами.

Ниобий обладает близкими химическими и кристаллохимическими свойствами с танталом, что обуславливает их тесную связь в геологических процессах, отражающуюся на минералогии этих элементов. Изоморфизм ниобия с танталом практически неограничен. Характерен гетеровалентный изоморфизм ниобия и тантала с титаном, оловом, вольфрамом и алюминием [61]. Кроме того, ряд соединений титана и олова изоструктурны с тантало-ниобатами, что также способствует изоморфизму [8].

По своей химической природе тантало-ниобаты являются солями ниобиевой и танталовой кислот, но по структуре подавляющее большинство тантало-ниобатов относится к классу сложных окислов с формулой $A_m B_p X_q$. В группу *A* входят Na, K, Ca, Mg, Mn, Fe^{2+} , TR, U, Th, Sb^{3+} , Bi^{3+} , Pb; в группу *B* — Nb, Ta, Ti, Zr, Fe^{3+} , Sn^{4+} ; в группу *X* — O, OH, F, Cl. Наиболее распространены тантало-ниобаты структурных типов колумбит-танталита и пирохлор-микролита, реже встречаются — ферсмита, моосит-тапполита, перовскита и др. Экспериментально было показано, что на структурный тип тантало-ниобатов существенное влияние оказывают физико-химические условия, в которых образуются минералы [2].

Гидроокиси ниобия и тантала относятся к амфотерным соединениям. Если тантало-ниобаты, как минералы, по своей химической природе являются солями ниобиевой и танталовой кислот, то миграция ниобия и тантала происходит в виде комплексных соединений с участием катионных форм этих элементов. При низких температурах кислотные свойства ниобия и тантала преобладают над основными, с повышением температуры происходит усиление основных и ослабление кислотных свойств. Поэтому при высоких температурах имеют место условия, благоприятные для образования комплексных соединений и миграции ниобия и тантала, а понижение температуры способствует осаднению ниобия и тантала с образованием тантало-ниобатов [2]. Этим объясняется, что появление в магматическую стадию собственных тантало-ниобатов не характерно, тантал и ниобий преимущественно распределяются в породообразующих и акцессорных минералах.

Среди породообразующих минералов наиболее высокое содержание ниобия отмечено в слюдах (см. табл. 10), среди акцессорных минералов — в ильмените, сфене, рутиле и цирконе [68]. В монацитсодержащих гранитах с биотитом связано от 60 до 86% ниобия; в ортитсодержащих гранитах ниобий в основном распределяется между биотитом и сфеном [44, 46, 103].

Вопрос о зависимости между содержанием ниобия в гранитах и слюдах неоднократно привлекал внимание исследователей. О.О. Ларичевой и автором [64] на примере гранитов из трех районов Тянь-Шаня и Восточной Сибири было установлено, что корреляция между содержанием ниобия в гранитах и слюдах низкая [$r_g = (0,12)$; $n = 20$]. В то же время была установлена более сложная зависимость:

$$\text{Nb}_2\text{O}_5_{\text{сл}} = 0,174 \frac{\text{Nb}_2\text{O}_5_{\text{гр}}}{\sqrt{\text{Ta}_2\text{O}_5_{\text{гр}}}}; \quad r_g = 0,68; \quad n = 20, \quad (20)$$

которая показывает, что содержание ниобия в слюдах определяется не только содержанием ниобия в гранитах, но и содержанием тантала, причем с первым из них зависимость прямо пропорциональная, а со вторым — обратно пропорциональная.

Собственно тантало-ниобаты появляются на завершающей стадии гранитоидного процесса и получают развитие в постмагматическую стадию при аутоматоматических изменениях в литионит-альбитовых гранитах. Вынос ниобия из последних во вмещающие породы был умеренным [29].

Стандартное обобщенное уравнение для ниобия таково (см. табл. 13, рис. 16):

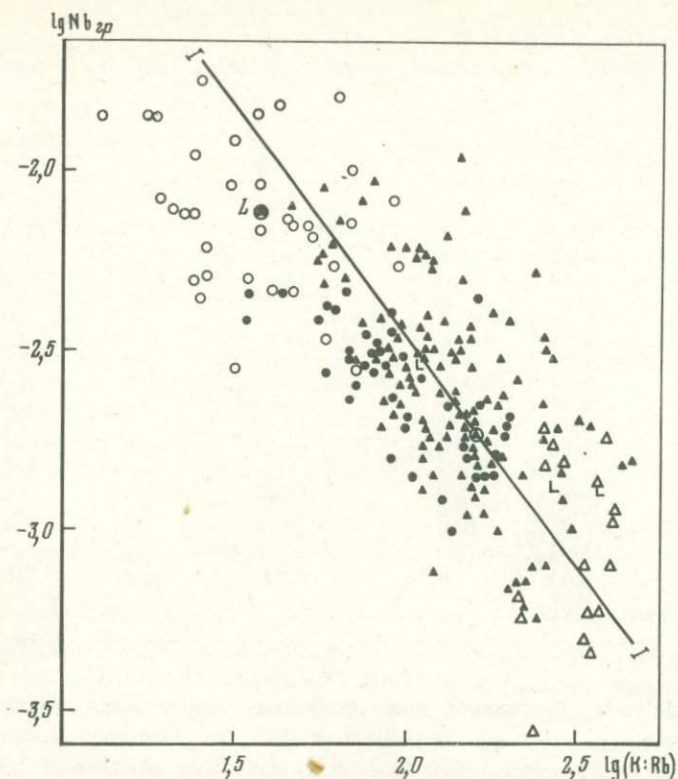
$$\lg \text{Nb}_{\text{СТ}} = -1,27 \lg (K : \text{Rb}) + 0,06; \quad \bar{\text{Nb}} = 18,2 \text{ г/т.} \quad (21)$$

Между ниобием и отношением $K : \text{Rb}$ в глобальном масштабе существует высокая отрицательная корреляционная зависимость ($r_g = -0,64$). Она сохраняется в большинстве регионов. В комплексах преобладает средняя по величине корреляция (табл. 20).

На распределение ниобия в гранитоидах главное влияние оказывала кристаллизационная дифференциация. Специализация регионов и комплексов небольшая. Выделяются лишь палеозойские гранитоиды Монголии, для которых $K_{\text{СП}} = 2,3$ (рис. 17). Специализация преимущественно проявлялась в локальных условиях, на что показывает рассеивание точек около стандартной линии (см. рис. 16).

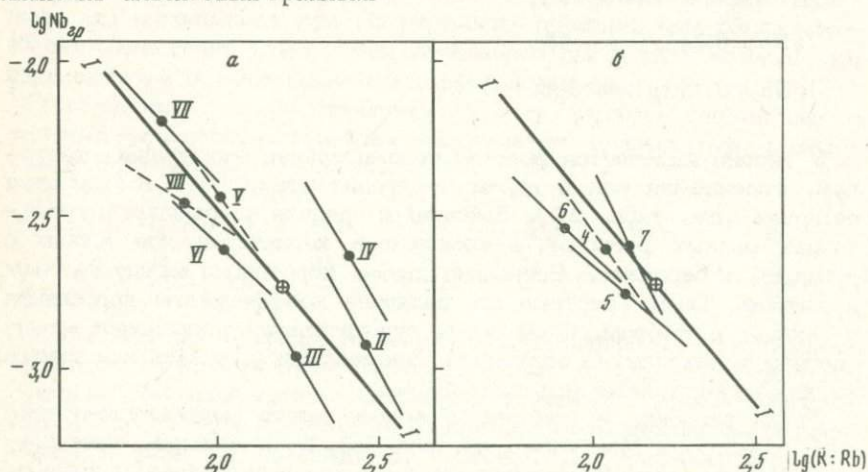
Корреляционная зависимость между ниобием ($\lg \text{Nb}$) и другими элементами в гранитоидах (без литионит-альбитовых гранитов) такова:

	$\lg \text{Ta}$	$\lg \text{Rb}$	$\lg \text{Be}$	$\lg \text{F}$	$\lg \text{Sn}$	$\lg \text{Li}$	$\lg \text{W}$	$\lg \text{Pb}$
n	109	185	151	136	153	181	37	99
r_g	0,80	0,66	0,59	0,42	0,35	0,33	(0,21)	0,21
	$\lg \text{Zr}$	$\lg \text{Mo}$	$\lg \text{Cs}$	$\lg \text{B}$	$\lg \text{Co}$	$\lg \text{Zn}$	$\lg \text{Cu}$	$\lg \text{Ni}$
n	71	99	43	22	58	71	61	63
r_g	(0,21)	(0,17)	(0,12)	(0,07)	(-0,12)	(-0,21)	-0,38	-0,48



Р и с. 16. Зависимость между содержанием ниобия (в вес. %) и отношением К:Rb в гранитоидах

Усл. обозначения см. рис. 1. L - среднее содержание ниобия в литонит-альбитовых гранитах



Р и с. 17. Зависимость между содержанием ниобия (в вес. %) и отношением К:Rb в разных регионах (а) и комплексах (б)

Усл. обозначения см. рис. 6

Таблица 20

Коэффициенты корреляции между ниобием ($\lg Nb$) и другими эле-

Элемент	Регион				
	I	II	III	IV	V
$\lg(K:Rb)$	-0,64	-0,74	-0,78	-0,79	(-0,40)
$\lg Li$	0,33	0,63	0,64	0,70	(0,13)
$\lg Rb$	0,66	0,77	0,81	0,85	(0,26)
$\lg Cs$	(0,12)	-	-	-	-
$\lg Be$	0,59	0,58	0,57	0,94	(0,17)
$\lg Ta$	0,80	0,83	0,96	0,93	0,82
$\lg Zr$	0,21	-	-	0	(-0,59)
$\lg Mo$	0,17	-	(-0,38)	0,51	(-0,24)
$\lg W$	0,21	-	-	-	(0,19)
$\lg Sn$	0,35	0,45	0,61	0,77	(0,19)
$\lg Pb$	0,21	-	(-0,32)	(-0,33)	(0,32)
$\lg Zn$	(-0,21)	-	(0,32)	(-0,11)	(0,31)
$\lg Cu$	-0,38	-	-	-0,58	-
$\lg Co$	(-0,12)	-	-	(-0,46)	-
$\lg Ni$	-0,48	-	-	-0,50	-
$\lg F$	0,42	0,20	0,71	0,80	(0,09)

См. примечание к табл. 12.

Обобщенные уравнения для ниобия с некоторыми элементами имеют вид:

$$\lg Nb = 0,94 \lg Ta + 0,71; \quad (22a)$$

$$\lg Nb = 1,12 \lg Rb - 0,89; \quad (22б)$$

$$\lg Nb = 1,12 \lg Be + 1,05; \quad (22в)$$

$$\lg Nb = 0,74 \lg F - 1,94; \quad (22г)$$

$$\lg Nb = 0,76 \lg Li - 0,88. \quad (22д)$$

У ниобия выделяется высокая положительная корреляция с танталом, отмечаемая как в целом по гранитоидам, так и в отдельных регионах (см. табл. 20). Высокая и средняя корреляция в гранитоидах разных регионов и комплексов характерна для ниобия с рубидием и бериллием. Несколько слабее корреляция между ниобием и литием. Очень пестрые по величине коэффициенты корреляции у ниобия с фтором. Отмечается отрицательная корреляция между ниобием и никелем. С остальными элементами у ниобия, как правило, низкая корреляция (см. табл. 20).

Среди регионов и комплексов особое место занимают мезозойские гранитоиды Монголии (см. табл. 20, V) и субнормальные граниты Центрального Казахстана (№ 5), в которых обычные для ниобия корреляционные связи оказались нарушенными.

ментами в гранитоидах разных регионов

	Регион			Комплекс			
	VI	VII	VIII	4	5	6	7
	-0,66	-0,80	(-0,62)	(-0,57)	-0,51	-0,73	-0,46
	0,45	0,57	(0,56)	0,73	(-0,23)	0,49	0,63
	0,66	0,76	(0,63)	0,89	0,47	0,73	0,47
	-	(0,27)	(0,54)	-	-	-	-
	0,70	-	-	(0,37)	0,69	0,58	0,76
	-	0,81	0,76	0,96	-	-	-
	(0,25)	-	-	-	(-0,04)	(0,17)	-
	(0,16)	-	-	(-0,35)	(0,08)	0	(0,36)
	(-0,06)	-	-	-	-	(-0,04)	-
	0,42	-	-	(0,52)	(0,13)	0,48	(0,09)
	0,35	-	-	(0,50)	(-0,02)	0,37	(0,41)
	(-0,08)	-	-	(-0,61)	(-0,35)	(-0,29)	(0,43)
	-0,40	-	-	-	(-0,09)	-0,49	-0,52
	(0,23)	-	-	-	(-0,44)	(0,01)	0,59
	-0,33	-	-	-	0,72	-0,45	-0,39
	0,38	0,72	(0,60)	(0,39)	(-0,09)	(0,23)	(0,25)

В литионит-альбитовых гранитах корреляция между $\lg Nb$ и $\lg(K:Rb)$ низкая ($r_g = -0,24$; $n = 35$; $Nb = 76$ г/т). Коэффициент специализации равен 0,63, т.е. в среднем 63% ниобия оставалось в литионит-альбитовых гранитах, а 37% мигрировало во вмещающие породы. Следует отметить, что наряду с выносом происходило накопление ниобия в лепидолит-альбитовых грейзенах, развивавшихся в гранитах.

Если рассматривать гранитоиды от гранодиоритов до литионит-альбитовых гранитов, то корреляция между $\lg Nb$ и $\lg(K:Rb)$ по сравнению с (21) улучшается: $r_g = -0,74$ ($n = 220$). С таким явлением мы встречались при рассмотрении рубидия: чем больше интервал отношения $K:Rb$, тем отчетливее выступают особенности, связанные с кристаллизационной дифференциацией.

Взаимосвязь между ниобием ($\lg Nb$) и другими элементами в литионит-альбитовых гранитах выражается следующими величинами коэффициентов корреляции:

	$\lg F$	$\lg Zr$	$\lg Li$	$\lg Ta$	$\lg Rb$	$\lg Sn$	$\lg Be$	$\lg Cs$
n	25	18	34	35	35	21	20	25
r_g	0,50	(0,40)	0,36	(0,24)	(0,21)	(0,19)	(-0,32)	(-0,35)

По сравнению с предыдущим рядом (гранодиориты - двуслюдяные граниты) корреляционные связи у ниобия с другими элементами существенно изменились. Особенно выделяется низкая корреляция между ниобием и танталом. На причине этого явления мы остановимся в разделе, посвященном танталу. С бериллием и цезием

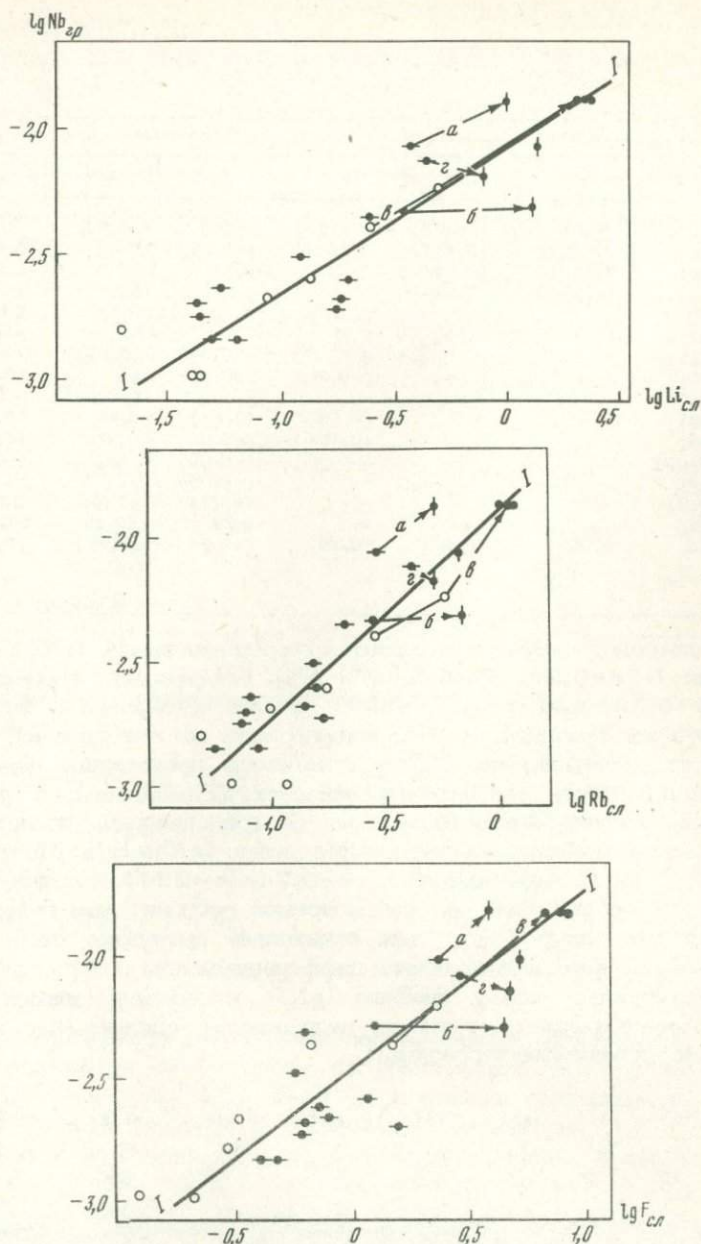


Рис. 18. Зависимость между содержанием ниобия в гранитах и содержанием лития, рубидия и фтора в слодах (в вес. % [7]). Обобщенные линии проведены по уравнениям (23, а, б, в)

a - район Джилусу, *б* - район Иньльчек, *в* - массив 1, *г* - массив 3. Остальные усл. обозначения см. рис. 8

корреляция становится отрицательной, что, вероятнее всего, связано с их интенсивным выносом в кровлю.

В результате изучения корреляционных связей между содержанием ниобия в гранитах и содержанием лития, рубидия и фтора в слюдах из этих гранитов [7] были рассчитаны обобщенные уравнения:

$$\lg \text{Nb}_{\text{ГР}} = 0,60 \lg \text{Li}_{\text{СЛ}} - 2,04; \quad (23a)$$

$$\lg \text{Nb}_{\text{ГР}} = 0,86 \lg \text{Rb}_{\text{СЛ}} - 1,87; \quad (23б)$$

$$\lg \text{Nb}_{\text{ГР}} = 0,74 \lg \text{F}_{\text{СЛ}} - 2,47. \quad (23в)$$

Во всех случаях коэффициенты корреляции равнялись 0,91 при $n=27$ (рис. 18), т.е. по величине были значительно выше тех r_s , которые были получены при расчете уравнений (22б), (22г) и (22д).

На диаграммах (см. рис. 18) литионит-альбитовые граниты районов Джилюсу, Иньльчек (Тянь-Шань) и двух массивов Восточной Сибири соединены линиями с материнскими для них биотитовыми и мусковит-биотитовыми гранитами. Наклоны линий показывают, что в двух случаях (линии *a* и *в*) общая для гранитоидов зависимость между ниобием в гранитах и литием, рубидием и фтором в слюдах сохранилась, в двух случаях (линии *б* и *г*) она нарушилась. В последних примерах накопление ниобия осложнялось его выносом во вмещающие породы.

Таким образом, ведущее место в распределении ниобия в гранитоидах занимала кристаллизационная дифференциация. Подчиненное значение имела специализация, роль которой возрастала в локальных условиях. В ходе кристаллизационной дифференциации происходило накопление ниобия, наибольшее - в литионит-альбитовых гранитах. В них наряду с некоторым выносом ниобия происходило его перераспределение с концентрацией в отдельных зонах. В глобальных и региональных масштабах у ниобия отчетливо проявляется корреляционная связь с танталом, рубидием и бериллием.

7. ТАНТАЛ

Среднее содержание тантала в земной коре равно 2,5 г/т [25]. Из магматических пород танталом обогащены кислые (см. табл. 5), но наиболее высокое содержание тантала отмечается в нефелиновых сиенитах. По данным Л.С. Бородина с сотрудниками [22], в нефелиновых сиенитах Советского Союза среднее содержание тантала равно 7,2 г/т.

Среди гранитоидов различного генезиса танталом отчетливо обогащены палингенные интрузивные граниты (см. табл. 6). Содержание тантала возрастает от гранодиоритов к нормальным гранитам, затем к литионит-альбитовым гранитам (см. табл. 7). По сравнению с гранитами, богатыми кальцием, в гранитах, бедных кальцием, содержание тантала выше (см. табл. 8).

Характеристика тантало-ниобатов приведена в разделе о ниобии. Тантал встречается в тех же месторождениях, что и ниобий; разные

типы оруденения различаются по отношению Nb: Ta. Наиболее низким (0,5–2) оно бывает в отдельных зонах литионит–альбитовых гранитов и редкометалльных гранитных пегматитов. С повышением щелочности пород, а именно с переходом к рибекит–альбитовым гранитам и нефелиновым сиенитам, оно возрастает до 10–50. Еще выше оно в карбонатитах, где в среднем равно 75 [102], а в особо богатых ниобием рудах иногда достигает 500. Повышение отношения Nb: Ta связывают с повышением щелочности среды.

С помощью экспериментов было показано, что при высоких температурах тантал способен образовывать комплексные соединения. Наиболее отчетливо проявлено у тантала комплексобразование с фтором. Для миграции тантала благоприятны слабокислые растворы и неблагоприятны щелочные. С понижением температуры происходит осаднение тантала, как и ниобия, из разных по составу растворов. Наиболее благоприятен для осаднения температурный интервал 300–500°, когда образуются типичные для природы тантало–ниобаты. С повышением pH растворов отношение концентраций ниобия к танталу повышается, что находит отражение в соответствующем изменении отношения Nb: Ta в тантало–ниобатах [2].

В гранитоидах, исключая литионит–альбитовые граниты, тантал распределен в породообразующих и аксессуарных минералах. Из породообразующих минералов наиболее обогащен танталом биотит (см. табл. 10). В отличие от ниобия между содержанием тантала в гранитах и слодах установлена высокая корреляция ($r_s = 0,9$; $n = 20$). Зависимость выражается уравнением [64]

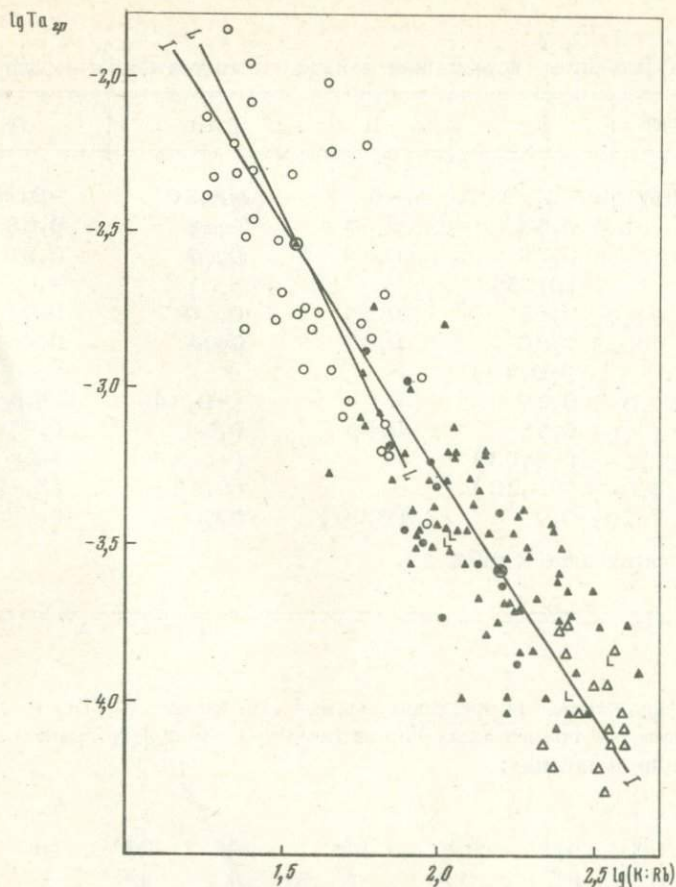
$$\lg \text{Ta}_2\text{O}_5_{\text{сл}} = 0,5 \lg \text{Ta}_2\text{O}_5_{\text{гр}} - 0,76, \quad (24)$$

$$\text{или } \text{Ta}_2\text{O}_5_{\text{сл}} = 0,174 \sqrt{\text{Ta}_2\text{O}_5_{\text{гр}}}$$

Высокая корреляция существует между отношением $\text{Nb}_2\text{O}_5 : \text{Ta}_2\text{O}_5$ в гранитах и слодах; она выражается простым уравнением [64]

$$\frac{\text{Nb}_2\text{O}_5_{\text{сл}}}{\text{Ta}_2\text{O}_5_{\text{сл}}} = \frac{\text{Nb}_2\text{O}_5_{\text{гр}}}{\text{Ta}_2\text{O}_5_{\text{гр}}}. \quad (25)$$

Из аксессуарных минералов наиболее высокие содержания тантала наблюдаются в рутиле, ильмените, сфене и цирконе [68]. В монацит–содержащих гранитах 50–72% тантала находится в биотите; в ортитсодержащих гранитах тантал концентрируется в сфене и до 38% в биотите [44, 46, 103]. Собственно тантало–ниобаты появляются в завершение магматического процесса и получают развитие в постмагматическую стадию при аутометасоматозе в альбитизированных гранитах. В литионит–альбитовых гранитах из тантало–ниобатов развиты колумбит–танталит и микролит. При формировании литионит–альбитовых гранитов выноса тантала во вмещающие породы не происходит.



Р и с. 19. Зависимость между содержанием тантала (в вес. %) и отношением К:Rb в гранитоидах

Усл. обозначения см. рис. 1. Линия L-L проведена по уравнению (28)

Стандартное обобщенное уравнение для тантала таково (см. табл. 13, рис. 19):

$$\lg Ta_{\text{СТ}} = -1,48 \lg (K:Rb) - 0,32; \widetilde{Ta} = 2,6 \text{ г/т.} \quad (26)$$

Между танталом и отношением К:Rb существует отрицательная, высокая по величине корреляция ($r_e = -0,73$). Такая же высокая корреляция сохраняется во всех рассматриваемых регионах (табл. 21). Рассеивание точек около стандартной линии I-I незначительное (см. рис. 19, 20). Все это показывает, что решающее значение для распределения тантала в гранитоидах имела кристаллизационная дифференциация; специализация проявлена слабо и в общем играла второстепенную роль.

Таблица 21

Коэффициенты корреляции между танталом (lg Ta) и другими

Элемент	I	II	III	IV
lg(K:Rb)	-0,73	-0,77	-0,80	-0,75
lg Li	0,54	0,64	0,68	0,68
lg Rb	0,79	0,74	0,82	0,89
lg Cs	(0,25)	-	-	-
lg Be	0,65	0,59	0,60	0,91
lg Nb	0,80	0,83	0,96	0,93
lg Zr	(-0,29)	-	-	(-0,02)
lg Mo	0,39	-	(-0,34)	(0,35)
lg Sn	0,55	0,60	0,64	0,75
lg Pb	(-0,03)	-	(-0,39)	-0,62
lg Zn	(-0,23)	-	(0,23)	(0,12)
lg F	0,9	(0,06)	0,69	0,77

См. примечание к табл. 12.

Коэффициенты корреляции между танталом (lg Ta) и другими элементами в гранитоидах без литионит-альбитовых гранитов имеют следующие величины:

	lg Nb	lg Rb	lg Be	lg Sn	lg Li	lg W	lg B	lg Mo
n	109	109	77	78	108	16	18	37
r _г	0,80	0,79	0,65	0,55	0,54	0,49	(0,41)	0,39
	lg F	lg Cs	lg Pb	lg Zn	lg Zr	lg Co	lg Ni	lg Cu
n	89	39	27	27	26	20	20	16
r _г	0,33	(0,25)	(-0,03)	(-0,23)	(-0,29)	-0,42	-0,51	-0,67

Приведем обобщенные уравнения для тантала с некоторыми элементами:

$$\lg \text{Ta} = 1,06 \lg \text{Nb} - 0,77; \quad (27a)$$

$$\lg \text{Ta} = 1,36 \lg \text{Rb} - 1,35; \quad (27б)$$

$$\lg \text{Ta} = 1,38 \lg \text{Be} + 1,02; \quad (27в)$$

$$\lg \text{Ta} = 1,44 \lg \text{Sn} + 1,13; \quad (27г)$$

$$\lg \text{Ta} = 0,85 \lg \text{Li} - 1,67; \quad (27д)$$

$$\lg \text{Ta} = 0,81 \lg \text{F} - 2,85. \quad (27е)$$

элементами в гранитоидах разных регионов

V	VII	VIII	4
-0,69	-0,94	-0,78	-0,70
(0,47)	0,87	0,82	0,66
0,63	0,93	0,89	0,89
-	(0,42)	(0,51)	-
(0,31)	-	-	(0,19)
0,82	0,81	0,76	0,96
(-0,15)	-	-	-
(-0,22)	-	-	(-0,27)
(0,55)	-	-	(0,51)
(0,30)	-	-	(-0,62)
(0,14)	-	-	(-0,61)
(0,25)	0,85	0,81	(0,27)

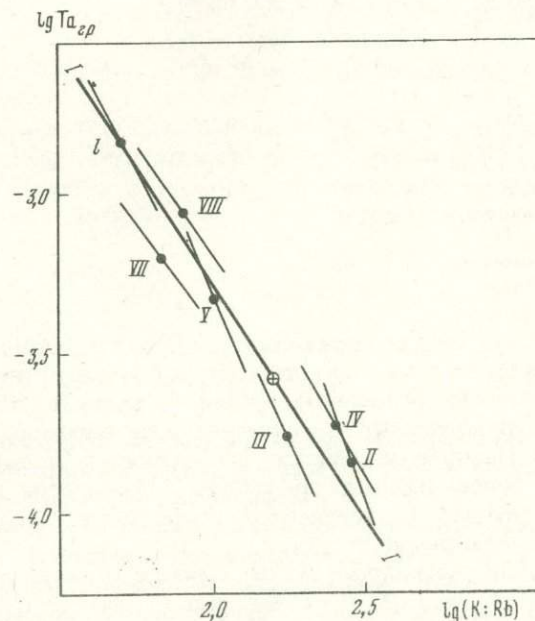


Рис. 20. Зависимость между содержанием тантала (в вес. %) и отношением K:Rb в разных регионах
Усл. обозначения см. рис. 6

Наиболее высокая корреляция у тантала с ниобием, который так же как тантал, накапливается в остаточных расплавах при кристаллизационной дифференциации, и, кроме того, эти элементы обладают близкими химическими и кристаллохимическими свойствами. Высокая корреляция как в глобальном, так и в региональном масштабе у тантала с рубидием (см. табл. 21), на распределение которого, так же как и тантала, решающее значение имела кристаллизационная дифференциация при слабом влиянии специализации. Для тантала с бериллием характерна высокая корреляция, но встречаются отступления: например, в мезозойских гранитоидах Монголии и в кукульбейском комплексе корреляция низкая. Корреляция между танталом и литием в регионах обычно выше, чем в глобальном масштабе. В последнем случае понижение корреляции связано с изначальной специализацией некоторых регионов на литий, что у тантала не проявляется (см. рис. 6; 20). В какой-то мере подобное наблюдается у тантала с оловом. В широком диапазоне изменяются величины коэффициентов корреляции у тантала с фтором (см. табл. 21); причины такого явления можно установить лишь при изучении конкретных регионов. Корреляция между танталом и элементами, предрасположенными к специализации, обычно низкая.

Выше приведены коэффициенты корреляции для гранитоидов в целом. На отдельных стадиях гранитоидного процесса и в отдельных типах гранитоидов они могут заметно различаться. Проиллюстрируем это на примере тантала и ниобия:

	<i>n</i>	Nb: Ta	r_g	a ($x = \lg \text{Nb}$; $y = \lg \text{Ta}$)
Гранодиориты	17	9,5	0,77	0,65
Биотитовые и биотит-роговообманковые граниты	74	8,7	0,70	1,04
Двуслюдяные граниты	15	6,3	0,65	1,38
Литионит-альбитовые граниты	35	2,8	(0,24)	2,05

Приведенные цифры показывают, что в ходе гранитоидного процесса с переходом от гранодиоритов к литионит-альбитовым гранитам происходит разделение ниобия и тантала, отражающееся в изменении отношения Nb:Ta и уменьшении величины коэффициента корреляции. Накопление тантала в остаточном расплаве и соответственно в более поздних гранитоидах происходит интенсивнее, о чем можно судить по увеличению коэффициента регрессии a и по уменьшению отношения Nb:Ta.

Коэффициент корреляции между ниобием и танталом в целом для гранитоидов ($r_g = 0,80$; $n = 109$) выше, чем в отдельных типах гранитоидов, поскольку эффект накопления элементов в ходе кристаллизационной дифференциации покрывал влияние других факторов. Коэффициент корреляции остается таким же высоким, если

рассматривать гранитоиды, включая литионит-альбитовые граниты ($r_{\theta} = 0,80$; $n = 144$), хотя в последних корреляция между ниобием и танталом низкая.

Зависимость между танталом и отношением $K : Rb$ в литионит-альбитовых гранитах можно выразить обобщенным уравнением (см. рис. 19, линия $L - L$)

$$\lg Ta = -2,05 \lg(K : Rb) + 0,62; \tilde{Ta} = 27 \text{ г/т}; r_{\theta} = -0,69. \quad (28)$$

Выноса тантала из литионит-альбитовых гранитов не происходит ($K_{\text{СП}} = 1,1$). Различия между редкими и рудными элементами в миграционной способности, в распределении по минералам и образование некоторыми элементами собственных минералов приводят к нарушению обычных для гранитоидов корреляционных связей. Для тантала ($\lg Ta$) корреляция с другими элементами в литионит-альбитовых гранитах такова:

	$\lg Rb$	$\lg F$	$\lg Cs$	$\lg Li$	$\lg Nb$	$\lg Sn$	$\lg Be$	$\lg Zr$
n	35	25	25	34	35	21	20	18
r_{θ}	0,67	0,44	0,40	0,33	(0,24)	(0,11)	0	-0,61.

Выше обращалось внимание на низкую корреляцию между танталом и ниобием. Заметим, что у ниобия положительная корреляция с цирконием [$r_{\theta} = (0,40)$], а у тантала - отрицательная. Связано это с тем, что в отличие от тантала ниобий и цирконий имеют склонность накапливаться в щелочных разновидностях альбитизированных гранитов.

Автором совместно с О.О. Ларичевой [7] были изучены корреляционные связи между содержанием лития, рубидия и фтора в слюдах и содержанием тантала в гранитах из нескольких районов Средней Азии и Восточной Сибири (рис. 21) и рассчитаны обобщенные уравнения ($n = 27$):

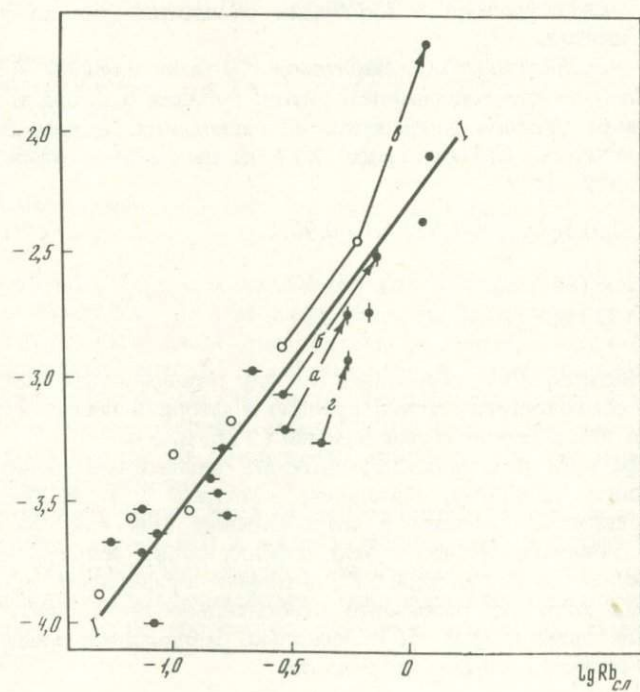
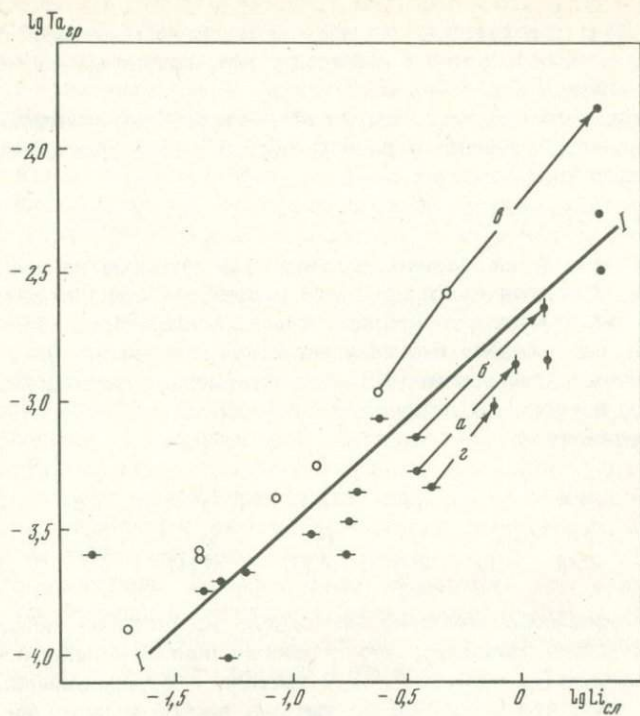
$$\lg Ta_{\text{ГР}} = 0,91 \lg Li_{\text{СЛ}} - 2,55; r_{\theta} = 0,90; \quad (29a)$$

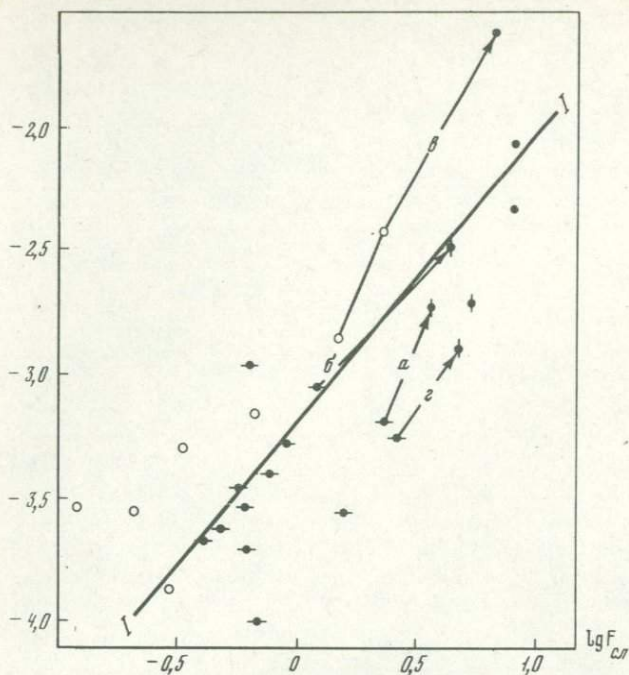
$$\lg Ta_{\text{ГР}} = 1,30 \lg Rb_{\text{СЛ}} - 2,30; r_{\theta} = 0,92; \quad (29b)$$

$$\lg Ta_{\text{ГР}} = 1,12 \lg F_{\text{СЛ}} - 3,22; r_{\theta} = 0,80. \quad (29в)$$

Можно видеть, что корреляция между содержанием тантала в гранитах и содержаниями лития, рубидия и фтора в слюдах существенно выше, чем в случае с уравнениями (27б, д, е).

На диаграммах (см. рис. 21) литионит-альбитовые граниты четырех районов (Джилусу, Иньльчек, массивы 1 и 3 Восточной Сибири) соединены линиями с материнскими для них гранитами. Диаграммы показывают, что в этих районах общие для гранитоидов закономерности при переходе к литионит-альбитовым гранитам сохраняются, хотя по положению относительно обобщенных линий и по наклону линии a , b , $в$ и $г$ несколько различаются между собой из-за геохимической специфики районов.





Р и с. 21. Зависимость между содержанием тантала в гранитах и содержанием лития, рубидия и фтора в слюдах (в вес. %, [7]). Обобщенные линии проведены по уравнениям (29, а, б, в)
 а - район Джилусу; б - район Иньльчек; в - массив 1; г - массив 3. Остальные усл. обозначения см. рис. 8

Таким образом, решающее значение для распределения тантала в гранитоидах имела кристаллизационная дифференциация при слабом влиянии специализации. В ходе кристаллизационной дифференциации происходило накопление тантала, наибольшее в литионит-альбитовых гранитах. Выноса тантала из литионит-альбитовых гранитов не было. Наиболее высокая корреляция у тантала с ниобием, рубидием и бериллием, на распределение которых, как и тантала, главное влияние оказывала кристаллизационная дифференциация.

8. ЦИРКОНИЙ

Среднее содержание циркония в земной коре равно 165 г/т [25]. Наибольшее содержание циркония наблюдается в средних по составу магматических породах; с переходом от средних к кислым интрузивам оно несколько понижается (см. табл. 5). По данным Ю.Б. Марина [73], с подкислением гранитоидов содержание циркония возрастает (см. табл. 7). По нашим данным, содержание циркония

уменьшается с переходом от биотит-роговообманковых и биотитовых гранитов к двуслюдяным от 149 г/т ($n=47$) до 89 г/т ($n=17$). В литионит-альбитовых гранитах содержание циркония немного ниже, чем в двуслюдяных (82 г/т, $n=18$). Известно, что среди альбитизированных гранитов существенно обогащены цирконием рибекит-альбитовые - 7600 г/т ZrO_2 [19]. Высокие содержания циркония отмечены в натриевых щелочных интрузивах агпаитового типа [30]. В автохтонных гранитоидах содержание циркония выше по сравнению с палингенными интрузивными гранитоидами (см. табл. 6), так же как в бедных кальцием гранитоидах по сравнению с обогащенными кальцием (см. табл. 8).

Двуокись циркония имеет слабоосновной характер, ее амфотерные свойства выражены незначительно [38]. По кристаллохимическим свойствам к цирконию ближе всего стоит гафний, который сопровождает цирконий во всех природных процессах. Наблюдается изоморфизм циркония с титаном, ниобием, танталом, торием, редкими землями и соответственно накопление циркония в минералах титана, редких земель и тантало-ниобатах [31]. Из породобразующих минералов цирконий преимущественно концентрируется в темноцветных (пироксене, роговой обманке, биотите), а максимальные содержания отмечаются в щелочных пироксенах и амфиболах [30]. В отличие от рассматриваемых нами литофильных элементов для циркония характерно образование в гранитоидах устойчивого силиката - циркония. В альбитизированных гранитах получает развитие метамиктная разновидность циркона - малакон.

Из гранитоидов перспективными на циркониевое оруденение являются рибекит-альбитовые граниты, но основным промышленным источником являются россыпи.

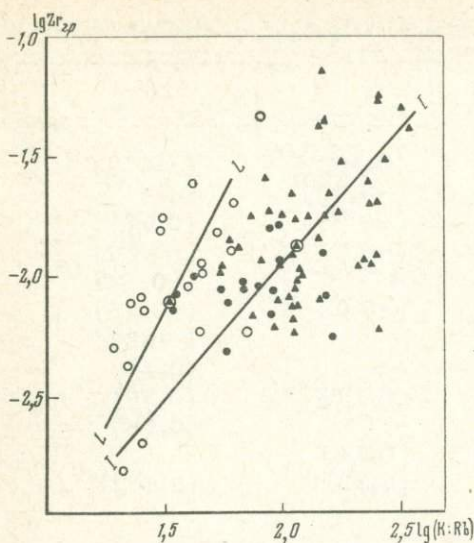
Как уже отмечалось, в нашей выборке отсутствуют данные о содержании циркония в гранодиоритах и граносиенитах (см. табл. 1 и 2), поэтому все дальнейшие рассуждения и выводы относятся только к биотит-роговообманковым, биотитовым, двуслюдяным и литионит-альбитовым гранитам.

Стандартное обобщенное уравнение для циркония таково (см. табл. 13, рис. 22):

$$I_g Zr_{CT} = 1,13 I_g (K:Rb) - 4,21; \tilde{Z}_r = 132 \text{ г/т.} \quad (30)$$

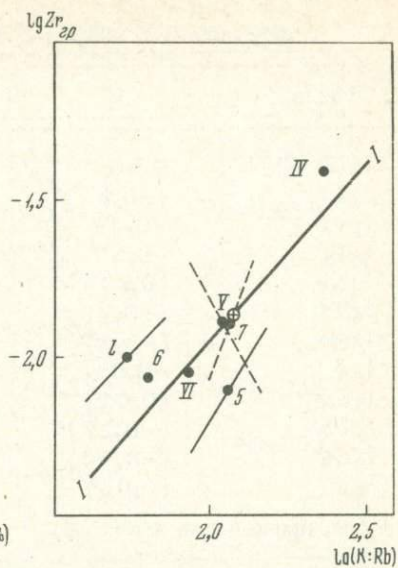
У циркония с отношением $K:Rb$ положительная корреляция ($r_g = 0,50$), которая показывает на тенденцию к понижению содержания циркония в гранитоидах при кристаллизационной дифференциации. Связано это с осаждением циркония в темноцветных минералах на ранней стадии и в виде циркона на поздней стадии гранитоидного процесса, сопровождавшегося понижением содержания циркония в остаточном расплаве.

Вместе с тем большое рассеивание точек около стандартной линии $I-I$ на диаграммах (см. рис. 22, 23), значительные вариации величины коэффициента корреляции между цирконием и $K:Rb$ в отдельных регионах (табл. 22) показывают, что ведущее



Р и с. 22. Зависимость между содержанием циркония (в вес. %) и отношением К:Rb в гранитоидах

Усл. обозначения см. рис. 1. Линия L-L проведена по уравнению (31)



Р и с. 23. Зависимость между содержанием циркония (в вес. %) и отношением К:Rb в разных регионах и комплексах гранитоидов

Усл. обозначения см. рис. 6

значение в распределении циркония имела не кристаллизационная дифференциация, а иной процесс глобального значения.

По своим минералого-геохимическим особенностям цирконий отличается от литофильных, халькофильных и сидерофильных элементов, которые мы рассматриваем, и, как следствие, корреляция с ними как в глобальном, так и в региональном масштабе низкая, часто отрицательная (см. табл. 22).

В литионит-альбитовых гранитах, как уже отмечалось, среднее содержание циркония почти в два раза ниже по сравнению с биотит-роговообманковыми и биотитовыми гранитами и немного ниже, чем в двуслюдяных гранитах. В них также наблюдается положительная корреляция между цирконием и отношением (К:Rb)

$$\lg Zr = 1,82 \lg (K:Rb) - 4,88; r_0 = 0,54; n = 18. \quad (31)$$

Коэффициенты корреляции между цирконием ($\lg Zr$) и некоторыми элементами в литионит-альбитовых гранитах равны:

	$\lg Nb$	$\lg Sn$	$\lg Li$	$\lg Be$	$\lg Rb$	$\lg Ta$
n	18	18	17	17	18	18
r_0	(0,40)	(-0,03)	(-0,04)	(-0,09)	-0,45	-0,61.

Таблица 22

Коэффициенты корреляции между цирконием (lg Zr) и дру

Элемент	I	IV	V
lg (K: Rb)	0,50	(0,30)	(-0,42)
lg Li	(-0,22)	(-0,48)	0,71
lg Rb	-0,43	(-0,05)	(0,57)
lg Be	-0,33	(-0,03)	(-0,24)
lg Nb	(0,21)	0	(-0,59)
lg Ta	(-0,29)	(-0,02)	(-0,15)
lg Mo	(-0,27)	-	(-0,23)
lg W	-0,51	-	(0,45)
lg Sn	(0,01)	(0,14)	(0,39)
lg Pb	(-0,27)	-	(0,18)
lg Cu	(-0,54)	(0,61)	-
lg F	(0,03)	(0,23)	(0,53)

См. примечание к табл. 12.

Таким образом, в связи с отличиями в минералого-геохимических свойствах поведение циркония в гранитоидном процессе существенно отличается от поведения других литофильных элементов. В ходе кристаллизационной дифференциации его содержание в гранитоидах понижалось, но на распределение циркония решающее влияние оказывала не кристаллизационная дифференциация, а иные процессы. Корреляция между цирконием и другими элементами преимущественно низкая, часто отрицательная.

9. МОЛИБДЕН

Среднее содержание молибдена в земной коре равно 1,1 г/т [25]. Из магматических пород наиболее обогащены молибденом основные породы (см. табл. 5). В гранитоидах габбровой формации содержание молибдена выше по сравнению с автохтонными и палингенными интрузивными гранитоидами (см. табл. 6). В бедных кальцием гранитоидах в среднем молибдена больше, чем в гранитоидах, обогащенных кальцием (см. табл. 8). В гранитах содержание молибдена выше, чем в гранодиоритах, причем гранитовый, аляскиотовый и литиево-гранитовый типы не различаются между собой (см. табл. 7).

В обобщающей работе по геохимии молибдена [32] отмечается, что внутри генетически связанных серий пород содержание молибдена меняется незначительно. Более существенными являются колебания концентраций молибдена в породах разных регионов. В гранитоидных массивах разной рудоносности содержание молибдена почти одинаково. Практика показывает, что из этих выводов имеются

гими элементами в гранитоидах разных регионов

VI	5	6	7
(0,31)	0,63	(0,21)	(0,62)
-0,41	(0,05)	(-0,40)	-
(-0,30)	-0,66	(-0,16)	(-0,55)
(-0,07)	(-0,52)	(-0,04)	-
(0,25)	(-0,04)	(0,17)	-
-	-	-	-
(0,05)	-	(-0,05)	-
-	-	(-0,10)	-
(-0,10)	(-0,55)	(-0,35)	(-0,52)
(-0,11)	(-0,25)	(-0,22)	-
-	-	-	(-0,05)
(0,16)	(0,49)	(-0,22)	-

исключения. Так, например, в последовательной серии гранитоидных комплексов западной части Центрального Казахстана содержание молибдена увеличивается в наиболее молодых комплексах. Для комплексов, с которыми связано молибденовое оруденение, характерно повышенное содержание этого элемента [21].

Гидроокись молибдена является амфотерным соединением. Молибден склонен к комплексообразованию. В комплексные соединения он может входить как в виде лигандов, так и быть комплексобразователем. Молибден образует комплексные соединения с фтором, которые могут рассматриваться как одна из форм миграции. Экспериментально показана возможность переноса молибдена в виде хлоридных соединений [98].

Существенным отличием молибдена от описанных выше литофильных элементов является его склонность к образованию сульфидов. Наиболее распространенный минерал молибдена — молибденит.

Отсутствие кристаллохимического родства молибдена с петрогенными элементами определяет его ограниченный изоморфизм в породообразующих силикатах, в которых часть молибдена находится в виде микроскопических и субмикроскопических включений молибдатов и молибденита [32]. Частично (до 20%) молибден выщелачивается при обработке пород даже содой [92]. Лучше, чем с другими элементами, проявляется кристаллохимическая близость молибдена с Ti^{4+} и Fe^{3+} , о чем свидетельствует накопление молибдена в сфене, ильмените, в меньшей степени — в магнетите [32, 92]. Предполагаемая связь молибдена с кремнием остается недоказанной [32, 104]. Средние содержания молибдена в поро-

дообразующих минералах приведены в табл. 10. Повышенное содержание молибдена в мусковите, вероятнее всего, объясняется тем, что в расчет попала слюда из грейзенов, обогащенных молибденитом.

Месторождения молибдена образуются в постмагматическую стадию. Выделяют две геохимические ассоциации: с кислыми гранитоидами совместно с вольфрамом, оловом, висмутом, мышьяком и с умеренно кислыми гранитоидами совместно с медью [71]. В связи с гранитоидами известны скарновые вольфрам-молибденовые руды, высокотемпературные жилы и грейзены с молибденитом, вольфрамитом, реже касситеритом и среднетемпературные медно-молибденовые прожилково-вкрапленные руды [71].

Стандартное обобщенное уравнение для молибдена таково (см. табл. 13; рис. 24):

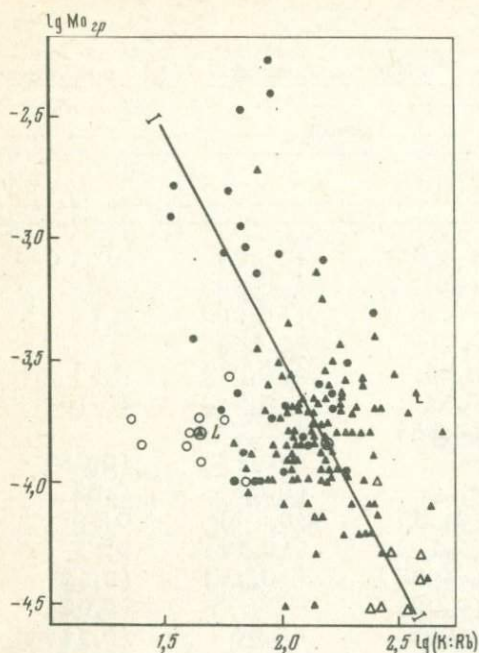
$$\lg Mo_{CT} = -1,82 \lg(K:Rb) + 0,16; \widetilde{Mo} = 1,4 \text{ г/т.} \quad (32)$$

Между молибденом и отношением K:Rb существует средняя по величине отрицательная корреляция ($r_g = -0,44$). Положение точек относительно стандартной линии I-I на диаграмме (см. рис. 24) показывает как на тенденцию к накоплению молибдена в ходе кристаллизационной дифференциации вплоть до двуслюдяных гранитов, так и на его способность к специализации.

Точки средних содержаний молибдена в отдельных регионах и комплексах расположены вдоль стандартной линии I-I (рис. 25), что показывает на отсутствие заметной специализации регионов и комплексов. Исключение представляют мезозойские гранитоиды Монголии, для которых коэффициент специализации равен 2,0. С другой стороны, низкие величины коэффициентов корреляции между молибденом и K:Rb в большинстве регионов и комплексов (табл. 23) показывают, что при формировании гранитоидов внутри этих регионов и комплексов на распределение молибдена решающее влияние оказывали факторы, ведущие к специализации. Здесь также имеется исключение, а именно — высокую и среднюю корреляцию молибдена с K:Rb, литием, рубидием, бериллием, оловом и фтором в породах джидинского и гуджирского комплексов (см. табл. 23, № 1) можно связать с существенным влиянием кристаллизационной дифференциации.

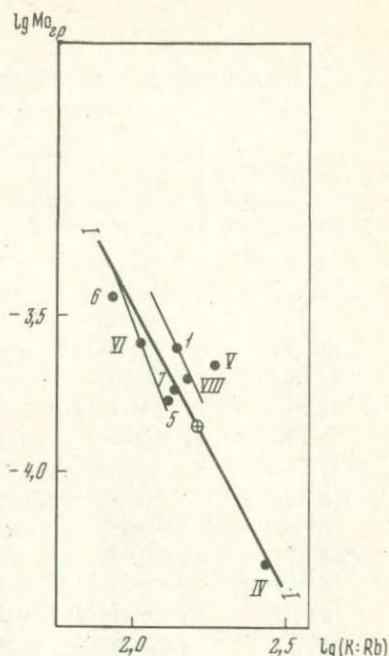
Между молибденом ($\lg Mo$) и другими редкими и рудными элементами в гранитоидах (без литионит-альбитовых гранитов) существует следующая корреляционная зависимость:

	$\lg W$	$\lg Rb$	$\lg Be$	$\lg F$	$\lg Ta$	$\lg B$	$\lg Sn$	$\lg Pb$
n	47	143	137	108	37	33	141	120
r_g	0,73	0,48	0,48	0,41	0,39	0,38	0,32	0,26
	$\lg Li$	$\lg Nb$	$\lg Cu$	$\lg Cs$	$\lg Ni$	$\lg Zn$	$\lg Zr$	$\lg Co$
n	142	99	49	30	65	90	38	63
r_g	0,25	(0,17)	(0,10)	(-0,03)	(-0,11)	-0,21	(-0,27)	-0,70



Р и с. 24. Зависимость между содержанием молибдена (в вес. %) и отношением К:Rb в гранитоидах

Условные обозначения см. рис. 1. L - среднее содержание Mo в литонит-альбитовых гранитах



Р и с. 25. Зависимость между содержанием молибдена (в вес. %) и отношением К:Rb в гранитоидах разных регионов и комплексов

Усл. обозначения см. рис. 6

Приведем обобщенные уравнения для молибдена :

$$\lg Mo = 1,09 \lg W + 0,10; \quad (33a)$$

$$\lg Mo = 1,67 \lg Rb - 1,13; \quad (33б)$$

$$\lg Mo = 1,14 \lg F - 2,62; \quad (33в)$$

$$\lg Mo = 1,50 \lg Sn + 1,25; \quad (33г)$$

$$\lg Mo = -0,85 \lg Co - 6,52. \quad (33д)$$

Можно выделить высокую положительную корреляцию молибдена с вольфрамом, среднюю - с рубидием, бериллием, фтором, высокую отрицательную корреляцию с кобальтом. С литофильными элементами у молибдена преимущественно положительная корреляционная связь; элементы, образующие сульфиды, тяготеют в сторону отрицательной связи, т.е. у молибдена больше выражено родство с литофильными,

Таблица 23

Коэффициенты корреляции между молибденом (lg Mo) и другими

Элемент	Регион			
	I	IV	V	VI
lg (K : Rb)	-0,44	(-0,17)	(0,23)	-0,43
lg Li	0,25	(-0,10)	(-0,34)	0,43
lg Rb	0,48	(0,33)	(-0,26)	0,44
lg Cs	(-0,03)	-	(0,25)	-
lg Be	0,48	0,51	(-0,02)	0,53
lg Nb	(0,17)	0,51	(-0,24)	(0,16)
lg Ta	0,39	(0,35)	(-0,22)	-
lg Zr	(-0,27)	-	(-0,23)	(0,05)
lg W	0,73	-	(0,05)	0,82
lg Sn	0,32	(0,31)	(0,14)	0,50
lg Pb	0,26	(0,18)	(-0,11)	0,37
lg Zn	-0,21	(-0,35)	(-0,19)	(0,12)
lg Cu	(0,10)	(0,07)	-	(0,02)
lg Co	-0,70	-0,68	-0,60	(0,11)
lg Ni	(-0,11)	-0,46	(0,35)	(0,30)
lg F	0,41	(-0,21)	-0,46	0,64
lg B	0,38	-	(0,41)	-

См. примечание к табл. 12.

чем с халькофильными и сидерофильными элементами. Но, пожалуй, наиболее характерным для молибдена является контрастность величин коэффициентов корреляции, если сравнивать между собой отдельные регионы и комплексы (см. табл. 23). Например, для пары молибден - вольфрам r_{θ} меняется от +0,82 до -0,69, для пары молибден - кобальт - от +0,61 до -0,68 и т.п. Это отражает существенное влияние локальных условий на распределение молибдена в гранитоидах и на его связь с другими элементами.

О поведении молибдена в литионит-альбитовых гранитах данных мало ($n=9$). Корреляция между молибденом и отношением K:Rb низкая [$r_{\theta} = (-0,05)$], отчетливо проявлена тенденция к выносу молибдена (см. рис. 24): $K_{\text{сн}} = 0,1$, т.е. в среднем 90% молибдена мигрирует во вмещающие породы.

Подводя итог, можно отметить, что изначальная специализация регионов на молибден встречается, но нетипична. При формировании гранитоидов в отдельных регионах отчетливо проявляется специализация пород при подчиненном влиянии кристаллизационной дифференциации. Корреляция молибдена с другими рудными и редкими элементами крайне не выдержана, если сравнивать между собой

элементами в гранитоидах разных регионов

Регион	Комплекс			
	VIII	1	5	6
(-0,15)	-0,68	(0,24)	-0,37	(0,01)
(0,12)	0,60	(0,06)	0,40	(0,15)
(0,15)	0,75	(-0,15)	0,39	(0,09)
(0,15)	-	-	-	-
0	(0,54)	(0,12)	0,48	(0,43)
-	-	(0,08)	0	(0,36)
-	-	-	-	-
-	-	(0,29)	(-0,05)	-
(-0,69)	-	-	0,81	-
(0,06)	0,78	(-0,33)	0,47	0,62
-	-0,32	(-0,06)	(0,30)	0,57
-	0,82	-0,73	(-0,22)	(0,44)
-	-	(0,06)	(0,11)	0
-	-	(-0,43)	(0,08)	0,61
-	-	(0,44)	(0,42)	(0,29)
(0,28)	(0,53)	(0,28)	0,53	(0,45)
(0,26)	-	-	-	-

регионы и комплексы. С литофильными элементами у молибдена преимущественно положительная корреляция, а с элементами, образующими сульфиды, - отрицательная. Сказывается двойственность свойств молибдена: с одной стороны, способность к образованию фторидных комплексных соединений с накоплением их в остаточном расплаве, с другой стороны, осаднение молибдена серой. При формировании литионит-альбитовых гранитов происходит значительный вынос молибдена во вмещающие породы.

10. ВОЛЬФРАМ

Среднее содержание вольфрама в земной коре равно 1,3 г/т [25]. Из магматических пород наиболее обогащены вольфрамом кислые по составу (см. табл. 5). В палингенных интрузивных гранитоидах в среднем вольфрама содержится в 1,5 раза больше, чем в автохтонных гранитоидах и гранитоидах габбровой формации (см. табл. 6). Содержание вольфрама возрастает от гранодиоритового к литиево-гранитному типу гранитоидов (см. табл. 7) и от богатых к бедным кальцием гранитам (см. табл. 8).

Гидроокись вольфрама является амфотерным соединением. В комплексных соединениях вольфрам может находиться в составе лигандов и быть комплексообразователем. Вероятной формой переноса вольфрама в постмагматических условиях считаются комплексные соединения типа $[WO_2F_4]^{2-}$ [82]. Вольфрам по химическим свойствам близок молибдену, но они существенно различаются по устойчивости кислородных соединений в присутствии серы. Как уже отмечалось, молибден легко осаждается в виде сульфидов.

Самые распространенные минералы вольфрама — вольфрамит и шеелит — образуются в постмагматическую стадию. В магматических породах вольфрам находится в породообразующих и акцессорных минералах. Наиболее высокое содержание вольфрама отмечено в слюдах (см. табл. 10). Обогащение вольфрамом мусковита характерно для грейзенизации, но при этом в слюде образуются микроскопические выделения вольфрамита. Последние отсутствуют в мусковите из двуслюдяных гранитов [32]. Среди акцессорных минералов вольфрам предпочтительно накапливается в минералах титана, железа и тантало-ниобатах (сфене, ильмените, рутиле, магнетите, колумбит-танталите).

Месторождения вольфрама представлены скарновыми, гнейзовыми, жильными типами оруденения, развивающимися при постмагматических процессах. Обычно они приурочены к областям гранитоидного магматизма.

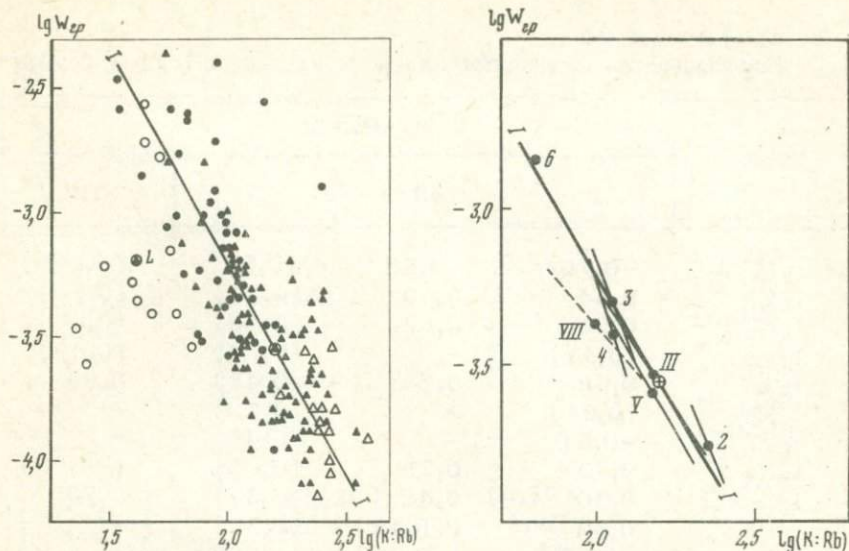
О роли специализации гранитоидов в образовании вольфрамового оруденения встречаются разные суждения. Авторы обобщающей работы по геохимии вольфрама считают, что по содержанию вольфрама рудоносные и нерудоносные интрузивы не различаются [32]. Другая точка зрения высказана Ю.Г. Ивановым [47], который в качестве примера приводит гранитоиды Приморья, где вольфрамоносные и невольфрамоносные интрузивы в среднем содержат соответственно 1,7 и 1,1 г/т вольфрама. Первые из них обогащены апатитом, цирконом, магнетитом и ильменитом. На долю акцессорных минералов приходится 20% вольфрама, на долю породообразующих — 80%. В невольфрамоносных гранитоидах 95% вольфрама содержится в породообразующих минералах.

Стандартное обобщенное уравнение для вольфрама таково (см. табл. 13; рис. 26):

$$\lg W_{\text{СТ}} = -1,73 \lg (K : Rb) + 0,25; \tilde{W} = 2,7 \text{ г/т.} \quad (34)$$

Между вольфрамом и отношением $K : Rb$ имеется высокая отрицательная корреляционная зависимость ($r_g = -0,70$), которая, так же как и характер распределения точек на диаграмме (см. рис. 26), отражает существенное влияние кристаллизационной дифференциации на распределение вольфрама в гранитоидах.

Точки средних содержаний вольфрама в отдельных регионах и комплексах расположены вдоль стандартной линии $I-I$ (рис. 27),



Р и с. 26. Зависимость между содержанием вольфрама (в вес. %) и отношением К:Rb в гранитоидах

Усл. обозначения см. рис. 1. L — среднее содержание вольфрама в литонит-альбитовых гранитах

Р и с. 27. Зависимость между содержанием вольфрама (в вес. %) и отношением К:Rb в разных регионах и комплексах

Усл. обозначения см. рис. 6

что показывает на отсутствие заметной специализации регионов и комплексов, хотя по содержанию вольфрама они различаются. Например, в даурском и кыринском комплексах Забайкалья среднее содержание вольфрама равно 1,7 г/т при $K_K=0,63$; $K_D=0,69$; $K_{СП}=1,13$, а в лейкократовых гранитах Центрального Казахстана среднее содержание вольфрама равно 14 г/т при $K_K=5,18$; $K_D=2,46$; $K_{СП}=1,06$ (см. рис. 27, № 2 и 6). По величинам коэффициентов можно судить, что специализация указанных гранитоидов отсутствовала, а отличия в средних содержаниях вольфрама связаны с различной дифференцированностью пород.

Если специализация регионов по вольфраму не проявлена, то при формировании гранитоидов внутри регионов влияние кристаллизационной дифференциации ослабляется, а влияние специализации усиливается. На это показывают величины коэффициентов корреляции между вольфрамом и отношением К:Rb, которые для регионов ниже глобальной величины и еще ниже для комплексов (табл. 24).

В гранитоидах без литонит-альбитовых гранитов корреляция между вольфрамом ($lg W$) и другими элементами такова:

Таблица 24

Коэффициенты корреляции между вольфрамом ($\lg W$) и другими

Элемент	Регион			
	I	III	V	VIII
$\lg(K:Rb)$	-0,70	-0,58	-0,53	(-0,61)
$\lg Li$	0,34	0,40	(0,31)	(0,50)
$\lg Rb$	0,70	0,67	(0,40)	(0,65)
$\lg Cs$	(0,11)	-	(0,24)	(0,49)
$\lg Be$	0,68	0,74	(0,43)	0,83
$\lg Nb$	(0,21)	-	(0,19)	-
$\lg Zr$	-0,51	-	(0,45)	-
$\lg Mo$	0,73	0,75	(0,05)	(-0,69)
$\lg Sn$	0,30	0,45	(0,37)	0,76
$\lg Pb$	0,32	(-0,13)	(0,31)	-
$\lg Zn$	-0,33	(-0,39)	(-0,03)	-
$\lg F$	0,53	0,61	(0,24)	(0,37)
$\lg B$	0,25	0,38	(-0,42)	-

См. примечание к табл. 12.

элементами в гранитоидах разных регионов

	Комплекс			
	2	3	4	6
	-0,41	-0,51	-0,41	(-0,39)
	(-0,18)	(0,26)	(0,25)	(0,32)
	0,44	0,52	0,48	(0,40)
	-	-	-	-
	0,55	(0,26)	0,66	0,55
	-	-	-	(-0,04)
	-	-	-	(-0,10)
	-	-	-	0,81
	(0,07)	(-0,22)	(0,26)	(0,30)
	(0,15)	(0,14)	-0,48	(0,18)
	(-0,20)	(-0,15)	-0,43	-
	(-0,29)	(0,39)	0,42	0,47
	(0,21)	(0,46)	(0,22)	-

коэффициентов корреляции при сравнении между собой отдельных регионов и комплексов (см. табл. 24), лишь у молибдена она была проявлена резко. В целом на распределение вольфрама в гранитоидах по сравнению с молибденом кристаллизационная дифференциация влияла больше, а специализация - меньше.

Для оценки поведения вольфрама при формировании литонит-альбитовых гранитов данных мало ($n=12$). Можно отметить, что корреляция между вольфрамом и отношением $K:Rb$ низкая [$r_{\theta} = (0,24)$] и что вольфрам мигрирует во вмещающие породы ($K_{СП} = 0,22$, т.е. в среднем 78% вольфрама выносилось).

Таким образом, на распределение вольфрама существенное влияние оказывала кристаллизационная дифференциация. Специализация регионов нетипична. Она начинает отчетливо проявляться при формировании гранитоидов внутри отдельных регионов. Высокая и средняя положительная корреляция у вольфрама наблюдается с молибденом, рубидием, бериллием и фтором. Если сравнивать регионы и комплексы между собой, то характерны значительные колебания коэффициентов корреляции для вольфрама с другими элементами. При формировании литонит-альбитовых гранитов происходил вынос вольфрама. Геохимические особенности вольфрама и молибдена схожи, но на распределение вольфрама больше влияла кристаллизационная дифференциация и меньше - специализация.

	$\lg Mo$	$\lg Rb$	$\lg Be$	$\lg F$	$\lg Ta$	$\lg Li$	$\lg Pb$
n	47	149	148	145	16	149	140
r_{θ}	0,73	0,70	0,68	0,53	0,49	0,34	0,32
	$\lg Sn$	$\lg B$	$\lg Nb$	$\lg Cs$	$\lg Zn$	$\lg Zr$	
n	148	112	37	22	125	27	
r_{θ}	0,30	0,25	(0,21)	(0,11)	-0,33	-0,51.	

Обобщенные уравнения для вольфрама с некоторыми элементами имеют вид:

$$\lg W = 0,91 \lg Mo - 0,12; \quad (35a)$$

$$\lg W = 1,65 \lg Rb - 0,88; \quad (35б)$$

$$\lg W = 1,36 \lg Be + 0,90; \quad (35в)$$

$$\lg W = 0,88 \lg F - 2,62. \quad (35г)$$

Корреляционные связи между вольфрамом и другими элементами напоминают то, что мы видели, рассматривая молибден. В обоих случаях наиболее сильно выражена корреляция с рубидием, бериллием и фтором, но величины коэффициентов корреляции у вольфрама заметно выше. Также отмечается большая контрастность величин

11. ОЛОВО

Среднее содержание олова в земной коре равно 2,5 г/т [25]. Из магматических пород наиболее высокое содержание олова отмечено в гранитоидах (см. табл. 5). Содержание олова возрастает от гранодиоритов к литиевым гранитам (см. табл. 7). В бедных кальцием гранитах, по сравнению с богатыми кальцием, олова содержится в два раза больше (см. табл. 8).

Из минералов олова наиболее развит касситерит, реже встречается станнин. В литионит-альбитовых гранитах возможно появление касситерита в позднемагматическую стадию, вообще же они образуются при постмагматических процессах.

В гранитоидах олово распределено в породообразующих и акцессорных минералах. Среди породообразующих минералов наиболее высокое содержание олова наблюдается в слюдах (см. табл. 10). Обогащенность оловом мусковита связана с его образованием в заключительную стадию магматического процесса; но исключено, что в расчет попал мусковит из грейзенизированных гранитов. Среди акцессорных минералов олово предпочтительно концентрируется в рутиле, сфене и ильмените [68].

В.Л. Барсуковым выделены ильменит-монацитовый и сфен-ортитовый типы гранитов, отличающиеся характером распределения олова. В ильменит-монацитовом типе на долю биотита приходится от 60 до 80% олова, и биотит выступает как единственный минерал-концентратор и основной минерал-носитель олова. В гранитах сфен-ортитового типа среди породообразующих минералов олово распределяется между биотитом и роговой обманкой, но в качестве основного минерала-концентратора выступает сфен [13].

В биотите существует прямая зависимость между содержаниями олова и Fe^{3+} в шестерной координации [13, 76]. Отмечается также положительная корреляционная связь между содержаниями олова и лития [15, 37].

Касситеритовое оруденение образуется в разных условиях. Оно бывает приурочено к кварцевым жилам и метасоматитам, скарнам, грейzenам, пегматитам, литионит-альбитовым гранитам. В связи с гранитоидами обычно выделяют кварц-касситеритовый и сульфидно-касситеритовый типы оруденения. Для кварц-касситеритового оруденения характерна связь с нормальными и аляскитовыми гранитами, а для сульфидно-касситеритового оруденения — с гранитоидами повышенной основности. По сравнению с вольфрамом, молибденом, свинцом и цинком у олова существует отчетливая металлогеническая специализация интрузивов [13]. По данным Л.В. Таусона, в оловоносных гранитах в среднем содержится 30 г/т олова, в неоловоносных — 3 г/т [94].

Наиболее вероятной формой переноса олова в гидротермальных растворах считаются фтор-гидроксильные комплексные соединения. По ореолам фтора предложен метод оценки оловянных рудных зон на глубину и поисков слепых рудных тел [14].

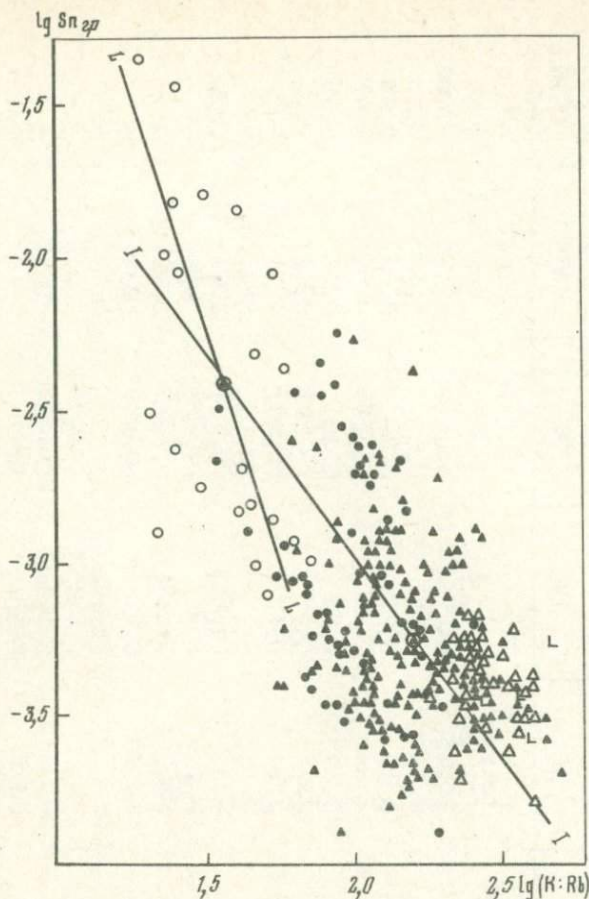


Рис. 28. Зависимость между содержанием олова (в вес. %) и отношением К:Rb в гранитоидах
Усл. обозначения см. рис. 1. Линия L-L проведена по уравнению (38)

В литионит-альбитовых гранитах, кроме касситерита, олово входит в состав тантало-ниобатов. Около массивов литионит-альбитовых гранитов образуются незначительные по площади, но четкие ореолы олова (см. табл. 11). В кровле участками образуется касситеритовое оруденение.

Стандартное обобщенное уравнение для олова таково (см. табл. 13; рис. 28):

$$\lg \text{Sn}_{\text{CT}} = -1,36 \lg(\text{K}:\text{Rb}) - 0,26; \tilde{\text{Sn}} = 5,5 \text{ г/т.} \quad (36)$$

Между оловом и отношением К:Rb существует низкая значимая отрицательная корреляция ($r_B = -0,38$). Отмечается рассеивание

Т а б л и ц а 25

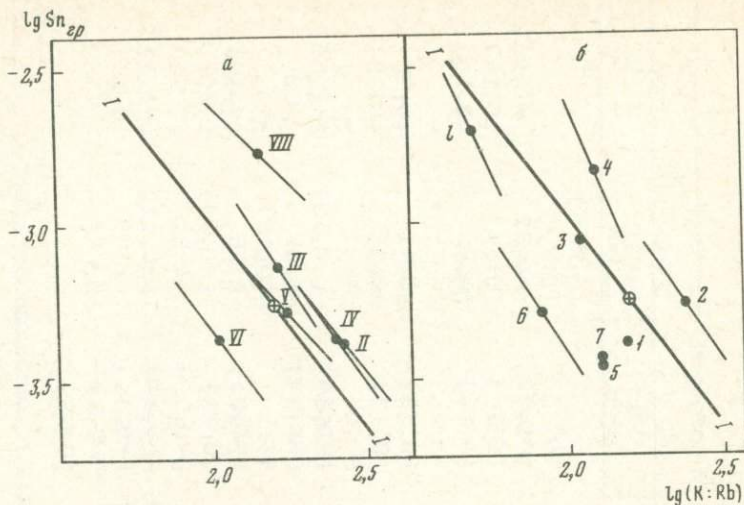
Коэффициенты корреляции между оловом (lgSn) и другими элементами в гранитоидах разных регионов

Элемент	Регион							
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
lg(K : Rb)	-0,38	-0,61	-0,65	-0,72	-0,64	-0,71	-0,92	-0,92
lgLi	0,68	0,58	0,72	0,66	0,53	0,68	0,92	0,92
lgRb	0,39	0,38	0,69	0,77	0,59	0,70	0,94	0,94
lgCs	0,37	-	-	-	(0,42)	-	0,88	0,88
lgBe	0,58	0,37	0,74	0,72	0,40	0,57	0,95	0,95
lgNb	0,35	0,45	0,61	0,77	(0,19)	0,42	-	-
lgTa	0,55	0,60	0,64	0,75	(0,55)	-	-	-
lgZr	(0,01)	-	-	-	(0,39)	(-0,10)	-	-
lgMo	0,32	-	-	(0,31)	(0,14)	0,50	(0,06)	(0,06)
lgW	0,30	-	0,45	-	(0,37)	(0,38)	-	-
lgPb	(0,11)	-	(-0,13)	-0,63	0,72	0,69	-	-
lgZn	(-0,04)	-	-0,42	0,83	(0,37)	(0,15)	-	-
lgCu	-0,35	-	-	(-0,42)	-	(-0,26)	-	-
lgCo	(-0,17)	-	-	(-0,25)	(-0,56)	(-0,23)	-	-
lgNi	(-0,22)	-	-	(-0,29)	(0,34)	-0,30	-	-
lgF	0,34	-0,39	0,41	0,78	0,39	0,68	0,89	0,89
lgB	0,45	-	0,43	-	(0,08)	-	0,75	0,75

См. примечание к табл. 12.

Т а б л и ц а 25 (окончание)

Элемент	Комплекс						
	1	2	3	4	5	6	7
lg(K : Rb)	(-0,04)	-0,56	(0,33)	-0,58	(-0,29)	-0,81	(-0,15)
lgLi	0	0,36	(-0,28)	0,67	(0,06)	0,86	(0,14)
lgRb	(-0,02)	0,49	(-0,10)	0,54	(0,23)	0,82	(0,16)
lgCs	-	-	-	-	-	-	-
lgBe	(0,06)	(0,32)	0	0,72	(0,38)	0,61	(0,05)
lgNb	-	-	-	-	(0,13)	0,48	(0,09)
lgTa	-	-	-	-	-	-	-
lgZr	-	-	-	-	(-0,55)	(-0,35)	(-0,52)
lgMo	(0,54)	-	-	-	(-0,33)	0,47	0,62
lgW	-	0,55	(-0,22)	(0,26)	-	(0,30)	-
lgPb	(0,06)	0,36	(-0,23)	(-0,29)	(-0,01)	0,76	(0,40)
lgZn	(0,41)	(-0,20)	(0,15)	-0,49	(0,41)	(-0,03)	0,70
lgCu	-	-	-	-	(-0,59)	-0,50	(0,04)
lgCo	-	-	-	-	(-0,54)	(-0,11)	(-0,31)
lgNi	-	-	-	-	(-0,31)	-0,67	(0,03)
lgF	(0,27)	(0,26)	(0,28)	(0,22)	(-0,39)	0,70	0,55
lgB	-	(0,31)	(0,09)	(0,29)	(0,08)	-	-



Р и с. 29. Зависимость между содержанием олова (в вес. %) и отношением К:Rb в разных регионах (а) и комплексах (б)
Усл. обозначения см. рис. 6

точек средних содержаний олова в регионах и комплексах около стандартной линии 1:1 на диаграммах (рис. 29, а, б). Это связано с существенной специализацией регионов и комплексов на олово. Наиболее специализированы: отрицательно — ультракислые граниты Центрального Казахстана ($K_K=0,78; K_D=1,51; K_{СП}=0,45$), положительно — гранитоиды Южного Тянь-Шаня ($K_K=3,06; K_D=1,08; K_{СП}=2,75$) (см. рис. 29, а, VI и VIII).

С другой стороны, высокая корреляция между содержанием олова и отношением К:Rb во всех рассматриваемых регионах (табл. 25) показывает существенную роль кристаллизационной дифференциации при формировании гранитоидов каждого из регионов в отдельности, причем по направлению (а) региональные обобщенные линии близки к стандартному (см. рис. 29, а). Имеющиеся данные позволяют сделать вывод, что при формировании гранитоидов в отдельных регионах ведущее значение имела кристаллизационная дифференциация, но изначальная специализация регионов сохранялась.

В комплексах гранитоидов по сравнению с регионами наблюдается ослабление корреляции между оловом и отношением К:Rb (см. табл. 25), означающее усиление влияния специализации. Такое сложное сочетание кристаллизационной дифференциации и специализации объясняет сравнительно низкую величину корреляции между оловом и отношением К:Rb в глобальном масштабе. Особенно низкая корреляция наблюдается в гранитоидах, образующихся на начальной стадии гранитоидного процесса; она несколько улучшается в поздних дифференциатах:

	<i>n</i>	K:Rb	Sn, г/т	r_{θ} [lg(K:Rb)-lgSn]
Гранодиориты	39	275	4	(-0,24)
Биотит-амфи- боловые и био- титовые граниты	217	157	5,4	-0,24
Двуслодяные граниты	54	96	9,4	-0,34
Литионит-аль- битовые грани- ты	22	35,5	40	-0,53

Корреляция между оловом (lgSn) и другими элементами в гранитоидах (без литионит-альбитовых гранитов) такова:

	lgLi	lgBe	lgTa	lgB	lgRb	lgCs	lgNb	lgF
<i>n</i>	312	307	78	131	316	41	153	260
r_{θ}	0,68	0,58	0,55	0,45	0,39	0,37	0,35	0,34
	lgMo	lgW	lgPb	lgZr	lgZn	lgCo	lgNi	lgCu
<i>n</i>	141	148	235	62	204	78	78	62
r_{θ}	0,32	0,30	(0,11)	(0,01)	(-0,04)	(-0,17)	(-0,22)	-0,35

Можно видеть, что литофильные элементы расположены в левой половине ряда, а элементы, образующие сульфиды, — в правой половине. Наиболее высокая положительная корреляция у олова с литием и бериллием. Во многом это определяется специализацией регионов, в общем одинаковой у олова, лития и бериллия, правда, у последних двух не столь выразительной (см. рис. 6, 15 и 29).

Если определить коэффициенты корреляции для регионов и комплексов, перечисленных в табл. 25 ($n=13$), то получаем

	lgSn—lg(K:Rb)	lgSn—lgLi	lgSn—lgBe
r_{θ}	(-0,16)	0,80	0,66.

Низкая величина коэффициентов корреляции для олова с отношением K:Rb показывает значительную специализацию регионов и комплексов по олову. Высокая корреляция у олова с литием и бериллием показывает, что специализация была для этих элементов одинаковой.

С большинством других элементов у олова корреляция не выдержанная, о чем можно судить по вариациям величин r_{θ} в отдельных регионах, и особенно в комплексах гранитоидов (см. табл. 25). С бором у олова корреляция несколько выше, чем с фтором.

Приведем обобщенные уравнения для олова с литием, бериллием, танталом и бором:

$$\lg \text{Sn} = 0,97 \lg \text{Li} - 1,0; \quad (37a)$$

$$\lg \text{Sn} = 1,15 \lg \text{Be} + 0,57; \quad (37b)$$

$$\lg \text{Sn} = 0,69 \lg \text{Ta} - 0,80; \quad (37\text{в})$$

$$\lg \text{Sn} = 1,07 \lg \text{B} - 0,22. \quad (37\text{г})$$

Зависимость между оловом и отношением $\text{K}:\text{Rb}$ в литионит-альбитовых гранитах выражается обобщенным уравнением

$$\lg \text{Sn} = -3,11 \lg (\text{K}:\text{Rb}) + 2,4; \quad \tilde{\text{S}}_n = 40 \text{ г/т}; \quad r_g = -0,53; \quad n = 22. \quad (38)$$

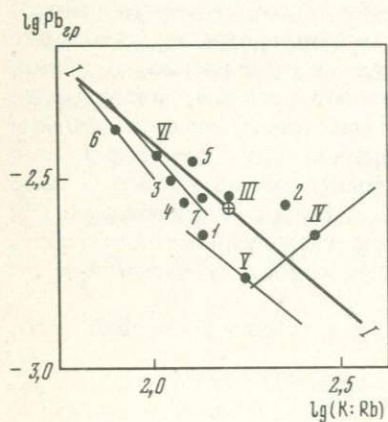
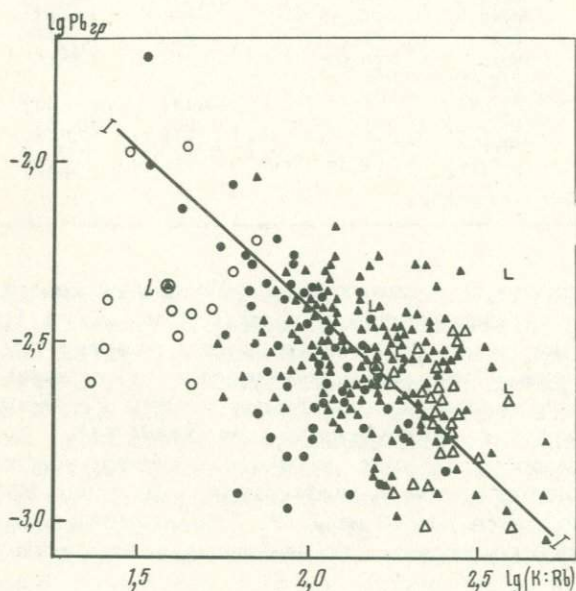
По уравнению (38) на рис. 28 проведена линия $L-L$. Ее наклон существенно отличается от наклона стандартной линии $I-I$, отражая своеобразие распределения олова в литионит-альбитовых гранитах, которое определяется многими причинами: изначальной специализацией регионов, последующей специализацией комплексов и массивов гранитоидов, сочетанием осаждения олова в литионит-альбитовых гранитах с его выносом во вмещающие породы и др. Для олова в литионит-альбитовых гранитах величина коэффициента специализации близка к 1 ($K_{\text{СП}} = 0,95$). Но в данном случае, учитывая геохимические особенности олова, она означает не отсутствие его выноса, а равную возможность его накопления как в литионит-альбитовых гранитах, так и в кровле. Корреляция между оловом и другими элементами низкая. Исключение представляет рубидий ($r_B = 0,58$).

Таким образом, геохимия олова в гранитоидном процессе определяется сложным сочетанием кристаллизационной дифференциации со специализацией, проявляющейся на разных уровнях. Наибольшее влияние оказывают кристаллизационная дифференциация и специализация регионов, которая выражена у олова сильнее, чем у большинства других литофильных элементов. Для олова характерны невыдержанные и существенно варьирующие корреляционные связи с большинством элементов, если сравнивать между собой регионы и комплексы гранитоидов. Наиболее устойчивая корреляция у олова с литием и бериллием. При формировании литионит-альбитовых гранитов в одинаковой степени можно ожидать накопления олова как в самих гранитах, так и в кровле.

Далее будет рассмотрена группа халькофильных и сидерофильных элементов (Pb , Zn , Cu , Co , Ni), для которых характерно образование не фторидных, а хлоридных соединений. В отличие от фтора, обладающего способностью накапливаться в остающемся при кристаллизации расплаве, у хлора такая способность выражена слабее, и, наоборот, имеется тенденция к переходу во флюидную фазу, отделяющуюся от расплава [72, 82]. По сравнению со фторидными соединениями литофильных элементов хлоридные соединения халькофильных и сидерофильных элементов менее устойчивы, что способствует их осаждению в породообразующих и акцессорных минералах. Кроме того, для них сера является осадителем. По этим причинам, как мы увидим, влияние кристаллизационной дифференциации на распределение халькофильных и сидерофильных элементов во многих случаях оказывается незначительным.

12. СВИНЕЦ

Среднее содержание свинца в земной коре равно 16 г/т [25]. В магматических породах его содержание возрастает от ультраосновных к кислым по составу породам (см. табл. 5). В палингенных интрузивных и автохтонных гранитоидах среднее содержание свинца примерно одинаковое и превышает содержание в гранитоидах габбровой формации (см. табл. 6). Содержание свинца возрастает от гранодиоритового типа к литиево-гранитному типу (см. табл. 7). В бедных кальцием гранитах по сравнению с богатыми кальцием содержание свинца выше (см. табл. 8). Таким образом, по приведенным характеристикам свинец близок к литофильным элементам.



Р и с. 30. Зависимость между содержанием свинца (в вес. %) и отношением К:Rb в гранитоидах

Усл. обозначения см. рис. 1.
L - среднее содержание свинца в литионит-альбитовых гранитах

Р и с. 31. Зависимость между содержанием свинца (в вес. %) и отношением К:Rb в разных регионах и комплексах

Усл. обозначения см. рис. 6

Таблица 26

Коэффициенты корреляции между свинцом (lgPb) и другими эле-

Элемент	Регион				
	I	III	IV	V	VI
lg(K:Rb)	-0,43	(-0,01)	0,69	-0,72	-0,66
lgLi	0,22	(-0,04)	(-0,62)	0,62	0,67
lgRb	0,48	(0,12)	(-0,33)	0,68	0,63
lgBe	0,20	0	(-0,55)	(0,23)	0,48
lgNb	0,21	(-0,32)	(-0,33)	(0,32)	0,35
lgTa	(-0,03)	(-0,39)	(-0,62)	(0,30)	-
lgZr	(-0,27)	-	-	(0,18)	(-0,11)
lgMo	0,26	(-0,11)	(0,18)	(-0,11)	0,37
lgW	0,32	(-0,13)	-	(0,31)	(0,15)
lgSn	0,11	(-0,13)	(-0,63)	0,72	(-0,29)
lgZn	0,12	(0,13)	(-0,47)	0,59	(0,08)
lgCu	(-0,07)	-	0	-	(-0,20)
lgCo	(0,14)	-	(-0,43)	(-0,41)	(0,02)
lgNi	(-0,08)	-	(-0,60)	(0,10)	(-0,38)
lgF	(0,10)	0	-0,77	0,54	0,49
lgB	(-0,16)	-0,25	-	(-0,17)	-

См. примечание к табл. 12.

В магматическую стадию свинец собственных минералов не образует. По кристаллохимическим свойствам свинец ближе всего к калию, в частности по величине ионных радиусов (см. табл. 9). В то же время у этих элементов существуют различия в строении атомов, в величинах их электроотрицательности и потенциалов ионизации, что делает их изоморфизм ограниченным [94].

Среди порообразующих минералов свинец накапливается в калиевом полевом шпате и плагиоклазе (см. табл. 10), на долю которых приходится до 80 вес.% Pb [94]. Среди аксессуарных минералов свинец предпочтительно концентрируется в монаците, ортите и сфене [68].

Месторождения свинца образуются в постмагматическую стадию. Главным промышленным минералом является галенит, остальные минералы (джерсонит, буланжерит, церуссит, англезит) в общем имеют второстепенное значение. Выделяют жильные, метасоматические, стратиформные и другие типы месторождений с различными парагенетическими ассоциациями минералов. Там, где наблюдается связь месторождений с интрузивами, последние чаще всего бывают представлены умеренно кислыми гранитоидами, реже основными или кислыми породами [71, 86]. Вокруг массивов литионит-альбитовых гранитов свинец иногда образует маломощные, но четкие ореолы (см. табл. 11) [29].

Стандартное обобщенное уравнение для свинца таково (см. табл. 13; рис. 30):

$$\lg P_{bCT} = -0,861 \lg(K:Rb) - 0,68; \tilde{P}_b = 26,3 \text{ г./т.} \quad (39)$$

ментами в гранитоидах разных регионов

	Комплекс						
	1	2	3	4	5	6	7
	(-0,18)	(-0,17)	(-0,24)	(0,26)	(-0,16)	-0,73	(-0,30)
	(-0,06)	(-0,20)	(0,29)	(-0,26)	0	0,73	0,56
	(-0,13)	(0,29)	(0,29)	(-0,25)	0	0,73	(0,31)
	(0,06)	0,36	(0,38)	-0,52	(-0,08)	0,43	0,59
	-	-	-	(-0,50)	(-0,02)	0,37	(0,41)
	-	-	-	(-0,62)	-	-	-
	-	-	-	-	(-0,25)	(-0,22)	-
	(-0,32)	-	-	-	(-0,06)	(0,30)	0,57
	-	(0,15)	(0,15)	(-0,48)	-	(0,18)	-
	-0,60	(0,25)	(-0,23)	(-0,29)	(0,01)	0,76	(0,40)
	(-0,18)	(-0,34)	(0,43)	0,38	(0,33)	(0,03)	0,54
	-	-	-	-	(-0,44)	-0,46	(-0,23)
	-	-	-	-	(0,39)	(-0,24)	(0,28)
	-	-	-	-	(0,58)	-0,74	(-0,36)
	(-0,21)	-0,45	(0,41)	(-0,25)	(-0,10)	0,46	(0,54)
	-	(-0,02)	(-0,23)	-0,42	-	-	-

Между свинцом и отношением K:Rb существует отрицательная средняя по величине корреляционная зависимость ($r_{\theta} = -0,43$). Расположение точек относительно стандартной линии $l-l$ (см. рис. 30) показывает как на слабо выраженную тенденцию к накоплению свинца в ходе кристаллизационной дифференциации, так и на существенное проявление специализации. При этом следует отметить, что специализация регионов на свинец незначительная (рис. 31). Внутри же регионов наблюдается пестрая картина, о чем можно судить по величинам r_{θ} между lgPb и lg(K:Rb), которые меняются от -0,72 в мезозойских гранитоидах Монголии до +0,69 в палеозойских гранитоидах того же региона (табл. 26, IV и V). Для отдельных комплексов типичны низкие значения r_{θ} .

Корреляция между свинцом (lgPb) и большинством редких и рудных элементов в гранитоидах (без литионит-альбитовых гранитов) низкая:

	lgCs	lgRb	lgW	lgMo	lgLi	lgNb	lgBe	lgCo
n	26	252	140	120	250	99	233	65
r_{θ}	0,55	0,48	0,32	0,26	0,22	0,21	0,20	(0,14)
	lgZn	lgSn	lgF	lgTa	lgCu	lgNi	lgB	lgZr
n	206	235	205	27	51	67	118	44
r_{θ}	(0,12)	(0,11)	(0,10)	(-0,03)	(-0,07)	(-0,08)	(-0,16)	(-0,27)

Средняя по величине положительная корреляция у свинца только с рубидием и цезием, что, возможно, связано с их кристаллохими-

ческой близостью к калию. Между свинцом и калием ($\lg \text{Pb} - \lg \text{K}$) в гранитоидах, если взять глобальный масштаб, корреляция низкая ($r_{\theta} = 0,27$; $n = 252$). Если же взять группу гранитоидов с отношением $\text{K} : \text{Rb}$ от 200 до 250, как мы делали, рассматривая рубидий, чтобы снять влияние кристаллизационной дифференциации, то корреляция заметно повышается ($r_{\theta} = 0,55$; $n = 42$).

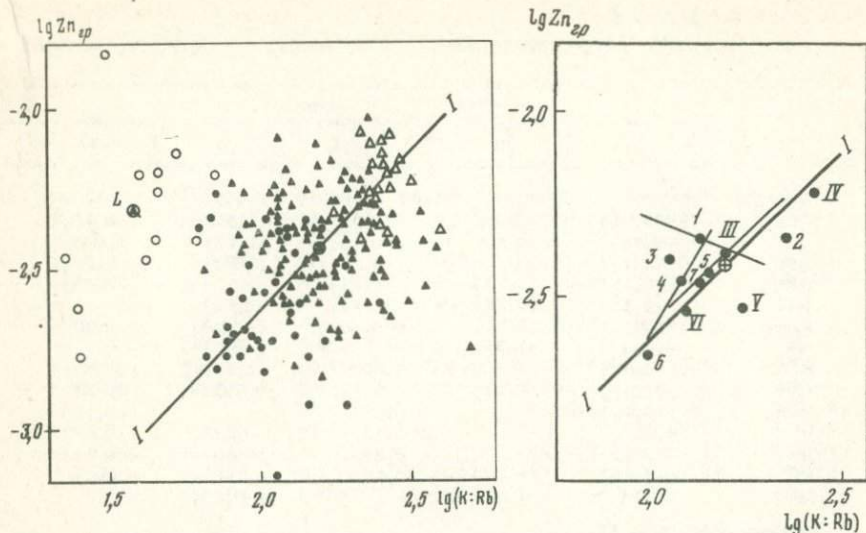
Содержание свинца в литионит-альбитовых гранитах (45 г/т ; $n = 12$) по сравнению со средним в гранитоидах и двуслюдяных гранитах (31 г/т ; $n = 52$) повышается. Хотя точка L на рис. 30 лежит значительно ниже стандартной линии $1-1$, рассчитывать вынос свинца, как мы делали раньше, не следует. Дело в том, что в отличие от литофильных элементов накопление свинца в литионит-альбитовых гранитах происходило не с фтором, а с хлором, закономерности накопления которого нам не известны.

Таким образом, в ходе кристаллизационной дифференциации содержание свинца в гранитоидах в общем повышалось. Специализация регионов на свинец не характерна. Она начинает проявляться при формировании гранитоидов внутри отдельных регионов. Корреляция свинца с большинством элементов, в том числе с халькофильными, низкая. Несколько выше она с рубидием и цезием по своим кристаллохимическим свойствам, как и свинец, близкими к калию. В литионит-альбитовых гранитах по сравнению с двуслюдяными отмечается накопление свинца.

13. ЦИНК

Среднее содержание цинка в земной коре равно 83 г/т [25]. Среди магматических пород наиболее высокое содержание цинка отмечено в основных породах (см. табл. 5). В палингенных интрузивных гранитоидах содержание цинка примерно в два раза выше по сравнению с автохтонными гранитоидами и гранитоидами габбровой формации (см. табл. 6). Содержание цинка убывает от гранодиоритового к аляскитовому и литиево-гранитному типу гранитоидов (см. табл. 7). В богатых кальцием гранитах цинка содержится больше, чем в бедных кальцием гранитах (см. табл. 8). Таким образом, по накоплению в основных породах, а из гранитоидов в гранодиоритах и богатых кальцием гранитах цинк отличается как от литофильных элементов, так и от свинца.

В магматическую стадию собственных минералов цинка не образуются. По своим кристаллохимическим свойствам цинк близок магнию и двухвалентному железу, что способствует его накоплению в биотите и роговой обманке (см. табл. 10). Среди акцессорных минералов цинк предпочтительно концентрируется в ильмените, сфене, пирите, магнетите [68]. В биотит-роговообманковых гранитах с биотитом и роговой обманкой связано 70-85% цинка; в лейкократовых гранитах, кроме биотита, до 40% цинка содержится в полевых шпатах [94]. Отмечено увеличение содержания цинка в биотите с уменьшением содержания биотита в гранитах [67, 100].



Р и с. 32. Зависимость между содержанием цинка (в вес. %) и отношением К:Rb в гранитоидах

Усл. обозначения см. рис. 1. L - среднее содержание цинка в литионит-альбитовых гранитах

Р и с. 33. Зависимость между содержанием цинка (в вес. %) и отношением К:Rb в разных регионах и комплексах

Усл. обозначения см. рис. 6

В постмагматическую стадию цинк тесно связан со свинцом и соответственно развит в тех же типах месторождений, что и свинец. Главным промышленным минералом является сфалерит, подчиненное значение имеют вурцит, смитсонит и каламин.

Стандартное обобщенное уравнение для цинка таково (см. табл. 13; рис. 32):

$$\lg Zn_{CT} = \lg(K:Rb) - 4,62; \tilde{Z}n = 38 \text{ г./т.} \quad (40)$$

Между цинком и отношением К:Rb существует положительная, низкая по величине, но значимая корреляционная зависимость ($r_0 = 0,33$). Распределение точек относительно стандартной линии I-I на диаграмме (см. рис. 32) показывает на тенденцию к уменьшению содержания цинка в ходе кристаллизационной дифференциации от гранодиоритов к двуслюдяным гранитам и на существенное влияние специализации.

В то же время специализация регионов на цинк проявлена слабо (рис. 33). Специализация выступала на первый план при формировании гранитоидов внутри регионов, о чем можно судить по низкой в большинстве случаев корреляции между цинком и К:Rb в отдельных регионах и комплексах (табл. 27); при этом корреляция часто меняется с положительной на отрицательную.

Таблица 27

Коэффициенты корреляции между цинком (lgZn) и другими элемен-

	Регион				
	I	III	IV	V	VI
lg(K:Rb)	0,33	0,41	(-0,37)	(-0,25)	0,33
lgLi	(-0,04)	-0,26	(0,60)	(0,35)	(-0,20)
lgRb	-0,35	-0,38	(-0,41)	(0,17)	-0,34
lgBe	-0,27	-0,38	(-0,12)	(-0,18)	(-0,16)
lgNb	(-0,21)	(0,32)	(-0,11)	(0,33)	(-0,08)
lgTa	(-0,23)	(0,23)	(0,12)	(0,13)	-
lgMo	-0,21	(0,33)	(-0,35)	(-0,19)	(0,12)
lgW	-0,33	-0,39	-	(-0,03)	-
lgSn	(-0,04)	-0,42	0,83	(0,37)	(0,15)
lgPb	(0,12)	(0,13)	(-0,47)	0,59	(0,08)
lgCu	(-0,21)	-	(0,23)	-	(-0,12)
lgCo	0,51	-	0,73	(0,43)	(-0,07)
lgNi	(0,06)	-	0,88	(0,06)	(-0,21)
lgF	(-0,08)	(-0,05)	0,68	0,39	(0,12)
lgB	-0,24	-0,23	-	(-0,23)	-

См. примечание к табл. 12.

В гранитоидах (без литионит-альбитовых гранитов) корреляция между цинком (lgZn) и другими элементами (кроме кобальта) низкая:

	lgCo	lgCs	lgPb	lgNi	lgSn	lgLi	lgF
n	60	26	206	62	204	207	180
r _g	0,51	(0,15)	(0,12)	(0,06)	(-0,04)	(-0,04)	(-0,08)
	lgNb	lgMo	lgCu	lgTa	lgB	lgBe	lgW
n	71	90	50	27	119	203	125
r _g	(-0,21)	-0,21	(-0,21)	(-0,23)	-0,24	-0,27	-0,33

По корреляционным связям цинка с другими элементами регионы и комплексы существенно различаются между собой (см. табл. 27), что отражает решающее влияние на распределение цинка локально проявляющихся причин.

Содержание цинка в литионит-альбитовых гранитах (48 г/т; n = 12) несколько возрастает по сравнению со средним содержанием в гранитоидах, и в частности двуслюдяных гранитах (24,5 г/т). Подобное наблюдалось и со свинцом.

Таким образом, в ходе кристаллизационной дифференциации происходило обеднение гранитоидов цинком. Специализация регионов на цинк проявлена слабо. Существенное влияние на распределение цинка специализация оказывала на стадии формирования гранитоидов внутри отдельных регионов. Корреляционные связи цинка с другими элементами слабые и в разных регионах и комплексах гранитоидов заметно различаются. Литионит-альбитовые граниты несколько обогащены цинком по сравнению с двуслюдяными гранитами и гранитоидами в целом.

тами в гранитоидах разных регионов

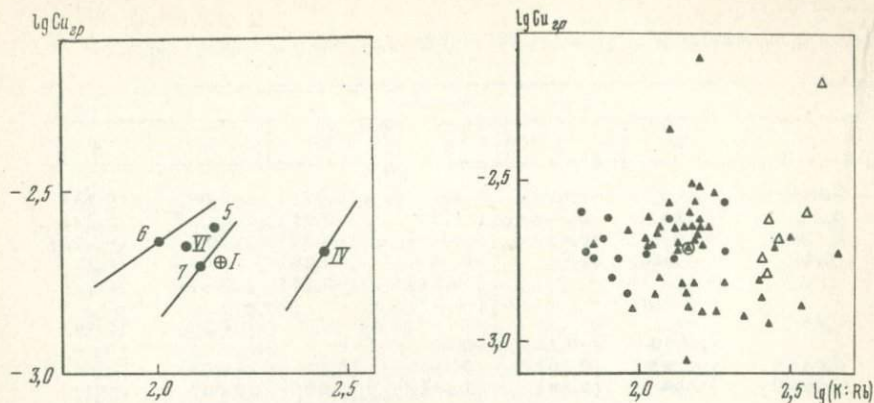
	Комплекс						
	1	2	3	4	5	6	7
	-0,58	(0,22)	(-0,26)	0,49	(0,07)	(-0,09)	(0,13)
	0,73	(0,29)	(0,34)	(-0,27)	(-0,21)	(-0,01)	(0,42)
	0,69	-0,49	(0,41)	0,38	(-0,48)	(0,09)	(-0,10)
	(0,41)	(-0,20)	0,46	-0,53	(-0,24)	(-0,01)	(0,21)
	-	-	-	(-0,61)	(-0,35)	(-0,29)	(0,43)
	-	-	-	(-0,61)	-	-	-
	0,82	-	-	-	-0,73	(-0,22)	(0,44)
	-	(-0,20)	(-0,15)	-0,43	-	-	-
	0,60	(0,05)	(0,15)	-0,49	(0,41)	(-0,03)	0,70
	(-0,18)	-0,34	(0,43)	(0,38)	(0,33)	(0,03)	0,54
	-	-	-	-	(-0,36)	(0,16)	(-0,12)
	-	-	-	-	0	(0,08)	(-0,03)
	-	-	-	-	(-0,47)	(-0,03)	(-0,43)
	(0,23)	0,66	0,59	(0,04)	-	(-0,35)	(0,21)
	-	(0,25)	(-0,48)	(-0,27)	-	-	-

Цинк и свинец, тесно связанные между собой в постмагматических процессах, независимо и по-разному ведут себя в магматическую стадию. Объясняется это прежде всего кристаллохимической близостью свинца с калием, а цинка - с магнием и двухвалентным железом. Соответственно осаждение цинка происходило преимущественно на начальной стадии гранитоидного процесса, когда преобладало выделение темноцветных минералов, а свинца - на заключительной стадии с калиевым полевым шпатом. По той же причине происходило разделение элементов при формировании гранитоидов в локальных условиях. С влиянием хлора можно связать некоторое обогащение свинцом и цинком литионит-альбитовых гранитов в заключение кристаллизационной дифференциации.

14. МЕДЬ

Среднее содержание меди в земной коре равно 47 г/т [25]. Из магматических пород наиболее высоким содержанием меди выделяются основные породы (см. табл. 5). В гранитоидах габбровой формации меди содержится в среднем больше, чем в три раза, по сравнению с автохтонными и палингенными интрузивными гранитоидами (см. табл. 6). Содержание меди убывает от гранодиоритового к аляскитовому и литиево-гранитному типу гранитоидов (см. табл. 7). В богатых кальцием гранитах меди содержится в три раза больше, чем в бедных кальцием (см. табл. 8).

Месторождения меди по генезису разнообразны. Выделяют магматический (медно-никелевый), скарновый, гидротермальный



Р и с. 34. Зависимость между содержанием меди (в вес. %) и отношением К:Rb в разных регионах и комплексах

Усл. обозначения см. рис. 6

Р и с. 35. Зависимость между содержанием меди (в вес. %) и отношением К:Rb в гранитоидах

Усл. обозначения см. рис. 1

(медно-порфировый, жильный кварц-сульфидный), колчеданный, стратиформный (медистые песчаники и сланцы) типы и группы месторождений [83].

Сродство с железом определяет накопление меди в биотите и роговой обманке, а из аксессуарных минералов – в пирите и магнетите. Во многофазовых интрузивах отмечается преимущественное накопление меди в ранних продуктах кристаллизации и обеднение поздних гранитоидов [67, 68].

Мы располагаем материалами только по двум регионам: по палеозойским гранитоидам Монголии и ультракислым гранитам Центрального Казахстана. Содержание меди в них примерно одинаковое ($\widetilde{18,6}$ и $\widetilde{21,4}$ г/т), но по дифференцированности они существенно различаются: K_d равно соответственно 0,54 и 1,23 (рис. 34). Такое сочетание регионов предопределяет низкую корреляцию у меди с отношением К:Rb и другими элементами (табл. 28, гр. I), а также рассеяние точек на диаграмме (рис. 35). Поэтому статистические величины в табл. 13 и 28 (гр. I) следует относить не к глобальному масштабу, а к двум указанным регионам.

В палеозойских гранитоидах Монголии (см. табл. 28, гр. IV) между медью и отношением К:Rb имеется средняя по величине положительная корреляция; с литием, рубидием, бериллием, ниобием и оловом – средняя или высокая отрицательная корреляция; с цинком, кобальтом и никелем – положительная корреляция. Похожая зависимость, но хуже выраженная существует в ультракислых гранитах

Т а б л и ц а 28

Коэффициенты корреляции между медью (lgCu) и другими элементами в гранитоидах разных регионов

Элемент	Регион			Комплекс		
	I	IV	VI	5	6	7
lg(K : Rb)	(0,03)	0,57	(0,24)	(-0,01)	0,49	0,47
lgLi	(-0,24)	(-0,40)	(-0,12)	(-0,23)	-0,46	(-0,41)
lgRb	(-0,08)	-0,75	(-0,23)	(0,15)	-0,51	-0,49
lgBe	-0,28	-0,59	-0,33	(-0,30)	-0,56	(-0,31)
lgNb	-0,38	-0,58	-0,40	(-0,09)	-0,49	-0,52
lgZr	(-0,54)	(0,61)	-	-	-	(-0,05)
lgMo	(0,10)	(0,07)	(0,02)	(0,06)	(0,11)	0
lgSn	-0,35	-0,42	(-0,26)	(-0,59)	0,50	(0,04)
lgPb	(-0,07)	0	(-0,20)	(-0,44)	-0,46	(-0,23)
lgZn	(-0,21)	(0,23)	(-0,12)	(-0,36)	(0,16)	(-0,12)
lgCo	(-0,09)	0,69	(-0,03)	(-0,02)	(0,24)	-0,43
lgNi	0,36	0,56	0,33	(-0,24)	0,69	0,45
lgF	-0,31	(-0,28)	(-0,32)	-	(-0,27)	-0,60

См. примечание к табл. 12.

Центрального Казахстана (там же, гр. VI). Такая картина показывает, что в отдельных регионах при кристаллизационной дифференциации имелась тенденция к понижению содержания меди в гранитоидах, что в свою очередь отразилось на корреляционной зависимости меди с другими элементами. На распределение меди в гранитоидах большое влияние оказывали факторы, ведущие к специализации.

15. КОБАЛЬТ

Среднее содержание кобальта в земной коре равно 18 г/т [25]. Среди магматических пород высоким содержанием кобальта выделяются ультраосновные. В направлении к гранитоидам содержание кобальта существенно понижается (см. табл. 5). Палингенные интрузивные гранитоиды обогащены кобальтом по сравнению с гранитоидами габбровой формации и автохтонными (см. табл. 6). От гранодиоритового типа гранитоидов к аляскитовому и литиево-гранитному содержание кобальта понижается (см. табл. 7). Содержание кобальта в гранитах, богатых кальцием, значительно выше, чем в бедных кальцием гранитах (см. табл. 8).

В магматическую стадию существует только Co^{2+} , в постмагматическую стадию получает развитие также Co^{3+} . Изоморфизм Co^{2+} с Mg^{2+} и Fe^{2+} составляет основу распределения кобальта в гранитоидах [24]. Из породообразующих минералов кобальт преимущественно накапливается в биотите и роговой обманке, а из аксессуарных - в пирите. Содержание кобальта понижается с переходом от пирита из основных пород к пириту гранодиоритов, а за-

Таблица 29
Коэффициенты корреляции между кобальтом ($\lg Co$) и другими

Элемент	Регион		
	I	IV	V
$\lg(K:Rb)$	0,25	(0,29)	0,55
$\lg Li$	(-0,14)	(0,04)	(-0,03)
$\lg Rb$	-0,29	-0,60	-0,50
$\lg Be$	-0,25	-0,48	-0,62
$\lg Nb$	(-0,12)	(-0,46)	-
$\lg Mo$	-0,70	-0,68	-0,60
$\lg Sn$	(-0,17)	(-0,25)	-0,56
$\lg Pb$	(0,14)	(-0,43)	(-0,41)
$\lg Zn$	0,51	0,73	(0,43)
$\lg Cu$	(-0,09)	0,69	-
$\lg Ni$	0,38	0,86	(0,11)
$\lg F$	(-0,12)	(-0,06)	(0,33)

См. примечание к табл. 12.

элементами в гранитоидах разных регионов

	Комплекс			
	VI	5	6	7
	(0,01)	(0,30)	(0,31)	(-0,32)
	(0,10)	(0,52)	-0,45	0,62
	0	(-0,39)	(-0,29)	0,37
	(0,16)	-0,74	(-0,02)	0,57
	(0,23)	(-0,44)	(0,01)	0,59
	(0,11)	-0,43	(0,08)	0,61
	(-0,23)	-0,54	(-0,11)	(-0,31)
	(0,02)	(0,39)	(-0,24)	(0,28)
	(-0,07)	0	(0,08)	(-0,03)
	(-0,03)	(-0,02)	(0,24)	(-0,43)
	(0,29)	(0,19)	0,50	(0,11)
	(0,27)	-	(-0,02)	-

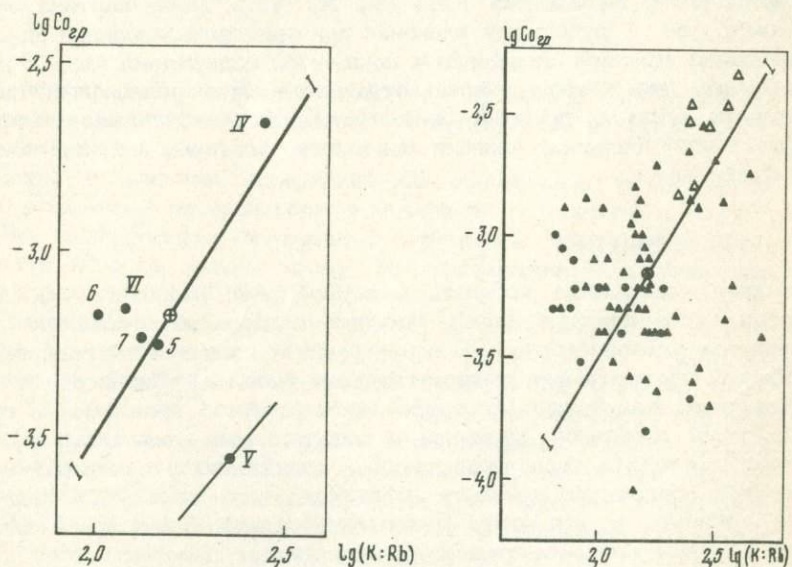


Рис. 36. Зависимость между содержанием кобальта (в вес. %) и отношением $K:Rb$ в разных регионах и комплексах

Усл. обозначения см. рис. 6

Рис. 37. Зависимость между содержанием кобальта (в вес. %) и отношением $K:Rb$ в гранитоидах

Усл. обозначения см. рис. 1

тем к пириту из лейкократовых и аляскитовых гранитов. Кроме того, накопление кобальта отмечается в магнетите, ильмените, турмалине и гранате [67, 68].

Собственно кобальтовые месторождения относятся к гидротермальному типу и приурочены к участкам развития гранитоидов повышенной основности. В них преимущественно развиты кобальтин и Co -пирит; характерна тесная связь кобальта с мышьяком. Кроме того, существуют многочисленные кобальтсодержащие месторождения, главным образом никеля, железа, меди и цинка (медно-никелевые в основных и ультраосновных породах, скарновые магнетитовые, гидротермальные свинцово-цинковые, стратиформные, медные месторождения, гипергенные) [59, 60].

Статистические параметры, относящиеся к кобальту, приведены в табл. 13. Мы располагаем анализами на кобальт в гранитоидах Монголии и Центрального Казахстана. Эти регионы различаются по среднему содержанию кобальта: палеозойские гранитоиды Монголии - 21 г/т; мезозойские гранитоиды Монголии - 2,8 г/т; ультракислые граниты Центрального Казахстана - 6 г/т (рис. 36). Соответственно на диаграмме (рис. 37) можно выделить три поля анализов, примыкающих друг к другу и отражающих специализацию регионов.

Влияние кристаллизационной дифференциации на распределение кобальта с предпочтительным осаждением его в ранних гранитоидах можно заметить на примере палеозойских и особенно мезозойских гранитоидов Монголии (табл. 29, гр. IV и V), где наблюдается

положительная корреляция кобальта с отношением K:Rb и отрицательная корреляция с рубидием, бериллием, ниобием, молибденом, оловом и свинцом. С другой стороны, сравнение между собой субнормальных, лейкократовых и аляскитовых гранитов Центрального Казахстана (там же, гр. 5, 6 и 7) показывает на существенное различие в поведении кобальта при формировании этих гранитов, что является отражением специализации.

Корреляция кобальта ($\lg Co$) с другими элементами в гранитоидах такова:

	$\lg Zn$	$\lg Ni$	$\lg Pb$	$\lg Cu$	$\lg Nb$	$\lg F$
n	60	74	65	55	58	47
r_s	0,51	0,38	(0,14)	(-0,09)	(-0,12)	(-0,12)
	$\lg Li$	$\lg Sn$	$\lg Be$	$\lg Rb$	$\lg Mo$	
n	75	78	73	78	63	
r_s	(-0,14)	(-0,17)	-0,25	-0,29	-0,70	

В этом ряду выделяется положительная корреляция кобальта с цинком и отрицательная — с молибденом. Вообще же более характерны существенные вариации r_s у кобальта с другими редкими и рудными элементами при сравнении между собой отдельных регионов и классов гранитоидов (см. табл. 29).

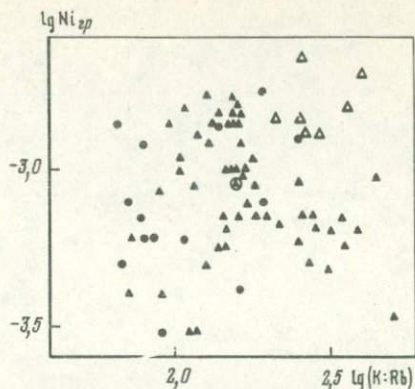
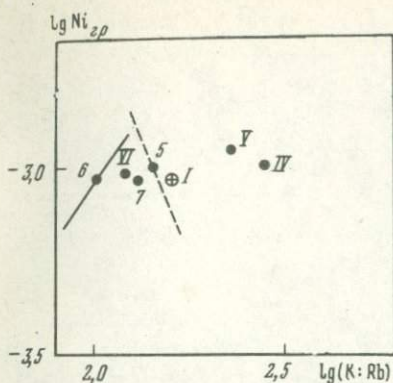
Таким образом, для кобальта наблюдается специализация регионов. При формировании гранитоидов в отдельных регионах могло проявляться влияние как кристаллизационной дифференциации (Монголия), так и специализации (Центральный Казахстан).

16. НИКЕЛЬ

Среднее содержание никеля в земной коре равно 58 г/т [25]. Существенно обогащены никелем ультраосновные породы, в которых по сравнению с кислыми породами его содержится в 250 раз больше (см. табл. 5). В гранитоидах содержание никеля понижается от гранодиоритового к литиево-гранитному типу (см. табл. 6). Богатые кальцием граниты содержат никеля больше, чем бедные кальцием (см. табл. 7).

Изоморфизм никеля с Fe^{2+} и Mg^{2+} определяет его накопление в биотите и роговой обманке гранитоидов. Из аксессуарных минералов никель предпочтительно концентрируется в пирите, правда, не в такой степени, как кобальт. Содержание никеля уменьшается при переходе от пирита основных пород к пириту гранодиоритов, а затем лейкократовых и аляскитовых гранитов [67, 68].

Никель может накапливаться в кобальтовых гидротермальных месторождениях. Вместе с тем в постмагматическую стадию отмечается некоторое разделение никеля и кобальта, связанное со



Р и с. 38. Зависимость между содержанием никеля (в вес. %) и отношением К:Rb в разных регионах и комплексах

Усл. обозначения см. рис. 6

Р и с. 39. Зависимость между содержанием никеля (в вес. %) и отношением К:Rb в гранитоидах

Усл. обозначения см. рис. 1

способностью кобальта легче окисляться и образовывать соединения с мышьяком [24]. Собственные месторождения никеля подразделяются на две группы: магматические сульфидные медно-никелевые, генетически и пространственно связанные с основными и ультраосновными интрузивами, и силикатные никелевые руды кор выветривания [34].

Статистические параметры, относящиеся к никелю, приведены в табл. 13. Так же как для кобальта, мы располагаем анализами на никель лишь в гранитоидах Монголии и Центрального Казахстана. Среднее содержание в них никеля равно: в палеозойских гранитоидах Монголии - 10 г/т, в мезозойских гранитоидах Монголии - 6,5 г/т, в ультракислых гранитоидах Центрального Казахстана - 9,3 г/т, т.е. между собой они различаются меньше, чем в случае с кобальтом, и следовательно, менее специализированы (рис. 38). Низкая корреляция между никелем и отношением К:Rb [$r_s = (0,11)$], а также размещение точек на диаграмме (рис. 39) показывают, что в целом на распределение никеля в гранитоидах кристаллизационная дифференциация заметного влияния не оказывала, хотя в отдельных объектах ее влияние может ощущаться. Например, в лейкократовых гранитах Центрального Казахстана (табл. 30, гр. 6) имеет место высокая и средняя отрицательная корреляция с литием, рубидием, бериллием, ниобием, оловом и свинцом, что отражает предпочтительное осаждение никеля в ранних гранитоидах при кристаллизационной дифференциации. В более слабой форме это же проявлено в палеозойских гранитоидах Монголии (там же, гр. IV).

Таблица 30

Коэффициенты корреляции между никелем (lgNi) и другими

	Регион		
	I	IV	V
lg(K:Rb)	(0,11)	(0,24)	(-0,12)
lgLi	(-0,18)	(0,08)	(0,15)
lgRb	(-0,19)	-0,65	(0,05)
lgBe	(-0,17)	(-0,46)	(-0,04)
lgNb	-0,48	-0,50	-
lgMo	(-0,11)	(-0,46)	(0,35)
lgSn	-0,22	(-0,29)	(0,34)
lgPb	(-0,08)	(-0,60)	(0,10)
lgZn	(0,06)	0,88	(0,06)
lgCu	0,36	0,56	-
lgCo	0,38	0,86	(0,11)
lgF	(0,02)	(-0,17)	(0,44)

См. примечание к табл. 12.

Корреляция между никелем (lgNi) и другими элементами в гранитоидах такова:

	lgCo	lgCu	lgZn	lgF	lgPb	lgMo
<i>n</i>	74	58	62	47	67	65
<i>r_с</i>	0,38	0,36	(0,06)	(0,02)	(-0,08)	(-0,11)
	lgBe	lgLi	lgRb	lgSn	lgNb	
<i>n</i>	76	77	79	78	63	
<i>r_с</i>	(-0,17)	(-0,18)	(-0,19)	-0,22	-0,48	

В разных регионах и комплексах коэффициенты корреляции никеля с другим элементами заметно различаются (см. табл. 30), что показывает на ведущее значение специализации в распределении никеля и на разнообразие факторов, вызывавших специализацию.

Таким образом, у никеля наблюдается специализация регионов, но выражена она слабее, чем у кобальта. Хотя в отдельных регионах и комплексах отмечается влияние кристаллизационной дифференциации, но ведущее значение в распределении никеля имела специализация, причем факторы, ее вызывавшие, были весьма разнообразны.

элементами в гранитоидах разных регионов

Регион	Комплекс		
	VI	5	6
(0,36)	(-0,46)	0,66	(0,29)
-0,41	(-0,09)	-0,69	-0,51
-0,35	(0,44)	-0,70	(-0,26)
(-0,29)	0,42	-0,57	(-0,20)
(-0,33)	0,72	-0,45	(-0,39)
(0,30)	(0,44)	(0,42)	(0,29)
-0,30	(-0,31)	-0,61	(0,03)
-0,38	(0,58)	-0,74	(-0,36)
(-0,21)	(-0,47)	(0,03)	(-0,43)
-0,33	(-0,24)	0,69	(0,45)
(0,29)	(0,19)	0,50	(0,11)
(0,04)	-	(-0,04)	0

17. ФТОР

Среднее содержание фтора в земной коре равно 660 г/т [25], из магматических пород отчетливо обогащены фтором кислые породы (см. табл. 5). Содержание фтора от гранодиоритового типа гранитоидов к литиево-гранитному существенно увеличивается (см. табл. 7). В бедных кальцием гранитах по сравнению с богатыми кальцием содержание фтора выше (см. табл. 8).

Изоморфизм фтора с группой (OH)¹⁻ во многом определяет его накопление в биотите (см. табл. 10). Среди акцессорных минералов фтор концентрируется в апатите. Широко распространен в гранитоидах флюорит, образовывавшийся в постмагматическую стадию. Вариации в содержании флюорита осложняют корреляционные связи фтора с другими элементами. Месторождения флюорита в большинстве своем генетически связаны с интрузивами кислого состава [55]. Около массивов литионит-альбитовых гранитов фтор образует ореолы (см. табл. 11).

Геохимическими и экспериментальными исследованиями установлена способность фтора совместно с редкими щелочами накапливаться в остаточном расплаве, причем температура кристаллизации расплава при определенном соотношении фтора и щелочей может понижаться [35, 49].

Между содержанием фтора в гранитоидах и отношением K:Rb существует средняя по величине отрицательная корреляционная зависимость ($r_B = -0,57$). Стандартное уравнение для фтора имеет

Т а б л и ц а 31

Коэффициенты корреляции между фтором (lgF) и другими элементами в гранитоидах разных регионов

Элемент	Регион							
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
lg(K : Rb)	-0,57	(0,39)	-0,59	-0,74	-0,69	-0,72	-0,76	-0,83
lgLi	0,40	(-0,14)	0,50	0,71	0,85	0,65	0,82	0,87
lgRb	0,58	-0,43	0,61	0,64	0,71	0,75	0,76	0,85
lgCs	0,23	-	-	-	(0,26)	-	(0,50)	0,70
lgBe	0,59	(-0,21)	0,69	0,71	(0,35)	0,70	-	0,86
lgNb	0,42	(0,20)	0,71	0,80	(0,09)	0,38	0,72	(0,60)
lgTa	0,33	(0,06)	0,69	0,77	(0,25)	-	0,85	0,81
lgZr	(0,03)	-	-	(0,23)	(0,53)	(0,16)	-	-
lgMo	0,41	-	(-0,13)	(-0,21)	-0,46	0,64	-	(0,28)
lgW	0,53	-	0,61	-	(0,40)	-	-	0,37
lgSn	0,34	(-0,39)	0,41	0,78	0,39	0,68	-	0,89
lgPb	(0,10)	-	0	0,77	0,54	0,49	-	-
lgZn	(-0,08)	-	(-0,05)	0,68	0,39	(0,12)	-	-
lgCu	(-0,31)	-	-	(-0,28)	-	(-0,32)	-	-
lgCo	(-0,12)	-	-	(-0,06)	(0,33)	(0,27)	-	-
lgNi	(0,02)	-	-	(-0,17)	(0,44)	(0,04)	-	-
lgB	0,18	-	(0,28)	-	(-0,24)	-	0,71	0,79

См. примечание к табл. 12.

Т а б л и ц а 31 (окончание)

Элемент	Комплекс						
	1	2	3	4	5	6	7
lg(K : Rb)	-0,61	(0,03)	-0,59	-0,32	(-0,12)	-0,71	-0,59
lgLi	0,43	0,40	0,46	0,51	(0,41)	0,69	(0,07)
lgRb	0,61	(-0,24)	0,82	0,45	(0,14)	0,77	0,73
lgCs	-	-	-	-	-	-	-
lgBe	0,50	(-0,16)	0,80	0,38	(-0,13)	0,74	(-0,06)
lgNb	-	-	-	(0,39)	(-0,09)	(0,23)	(0,25)
lgTa	-	-	-	(0,27)	-	-	-
lgZr	-	-	-	-	(0,49)	(-0,22)	-
lgMo	0,53	-	-	(-0,17)	(0,28)	0,53	(0,45)
lgW	-	(-0,29)	(0,39)	0,42	-	0,47	-
lgSn	(0,27)	(0,26)	(0,28)	(0,22)	(-0,39)	0,70	(0,55)
lgPb	(-0,21)	-0,45	0,41	(-0,25)	(-0,10)	0,46	(0,54)
lgZn	(0,23)	0,66	0,59	(0,04)	-	(-0,35)	(0,21)
lgCu	-	-	-	-	-	(-0,27)	(-0,60)
lgCo	-	-	-	-	-	(-0,02)	-
lgNi	-	-	-	-	-	(-0,04)	0
lgB	-	(0,26)	0	0,49	-	-	-

вид (см. табл. 13, рис. 40)

$$\lg F_{\text{CT}} = -1,68 \lg(K : \text{Rb}) + 2,69; \tilde{F} = 970 \text{ г./т.} \quad (41)$$

Из уравнения (41) получаем

$$F_{\text{CT}} \approx 490 (K : \text{Rb})^{-1,7}. \quad (41a)$$

По уравнению (41a) на диаграмме (рис. 41) проведена кривая, показывающая зависимость содержания фтора в гранитоидах от отношения $K : \text{Rb}$. Эта кривая в общем виде отражает тенденцию в отношении содержания фтора в расплаве при его кристаллизации. Аналогичны кривые на диаграммах для рубидия и лития (см. рис. 2 и 7). Они напоминают диаграмму накопления H_2O в остывающем расплаве (рис. 42).

Точки средних содержаний фтора в регионах и комплексах расположены вдоль стандартной линии 1-1 (рис. 43, а, б). Коэффициент корреляции между регионами и комплексами, приведенными на рис. 43, а, б ($n=14$), равен $-0,73$. У лейкократовых гранитов Центрального Казахстана - минимальная величина $K_{\text{СП}}=0,48$; у мезозойских гранитоидов Монголии - максимальная величина $K_{\text{СП}}=1,71$. Все эти данные показывают на умеренную специализацию регионов и комплексов.

В большинстве регионов наблюдается высокая отрицательная корреляция между фтором и отношением $(K : \text{Rb})$ (табл. 31), что связано с влиянием кристаллизационной дифференциации на распределение фтора в гранитоидах. Исключение представляют гранитоиды Восточного Саяна, где корреляция не только низкая, но и положительная.

В отдельных комплексах наряду с высокой отрицательной корреляцией между фтором и $K : \text{Rb}$ (лейкократовые граниты Центрального Казахстана, джидинский и гуджирский комплексы Забайкалья) встречается низкая корреляция (кукульбейский комплекс Забайкалья) и отсутствие корреляции (даурский и кыринский комплексы Забайкалья, субнормальные граниты Центрального Казахстана). В целом на распределение фтора в гранитоидах оказывала влияние как кристаллизационная дифференциация, так и специализация, причем с переходом от глобальных к локальным условиям роль последней усиливалась.

Между фтором ($\lg F$) и другими элементами в гранитоидах без литионит-альбитовых гранитов существует такая корреляционная зависимость:

	$\lg \text{Be}$	$\lg \text{Rb}$	$\lg \text{W}$	$\lg \text{Nb}$	$\lg \text{Mo}$	$\lg \text{Li}$	$\lg \text{Sn}$	$\lg \text{Ta}$
n	260	313	145	136	108	313	260	89
r_g	0,59	0,58	0,53	0,42	0,41	0,40	0,34	0,33
	$\lg \text{Cs}$	$\lg \text{B}$	$\lg \text{Pb}$	$\lg \text{Zr}$	$\lg \text{Ni}$	$\lg \text{Zn}$	$\lg \text{Co}$	$\lg \text{Cu}$
n	78	146	205	51	47	180	47	35
r_g	0,23	0,18	(0,10)	(0,03)	(0,02)	(-0,08)	(-0,12)	(-0,31)

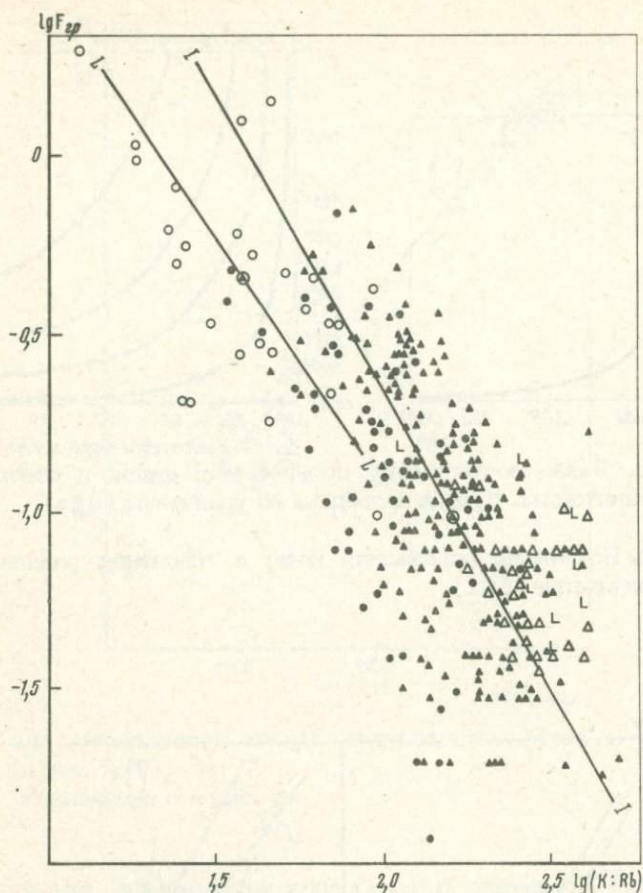


Рис. 40. Зависимость между содержанием фтора (в вес. %) и отношением К:Rb в гранитоидах

Условные обозначения см. рис. 1. Линия L-L проведена по уравнению (43)

Взаимосвязь фтора с некоторыми элементами можно выразить с помощью обобщенных уравнений:

$$\lg F = 1,41 \lg \text{Be} + 3,64; \quad (42a)$$

$$\lg F = 1,61 \lg \text{Rb} + 1,62; \quad (42б)$$

$$\lg F = 1,13 \lg \text{W} + 2,96; \quad (42в)$$

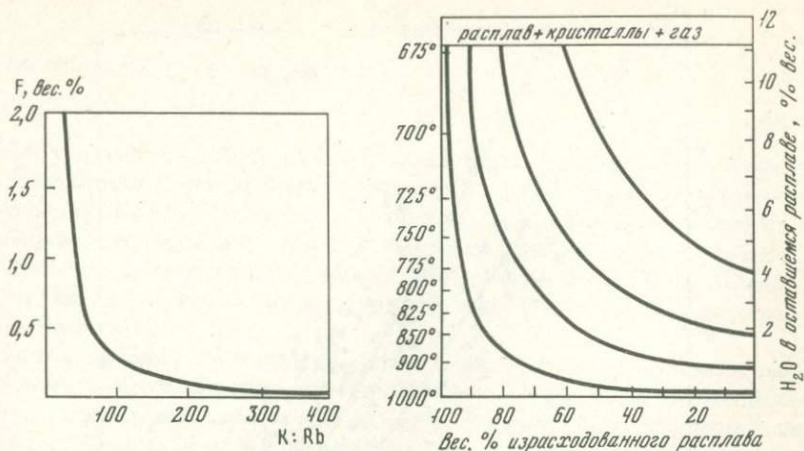
$$\lg F = 1,34 \lg \text{Nb} + 2,59; \quad (42г)$$

$$\lg F = 0,88 \lg \text{Mo} + 3,25; \quad (42д)$$

$$\lg F = 1,09 \lg \text{Li} + 1,46; \quad (42е)$$

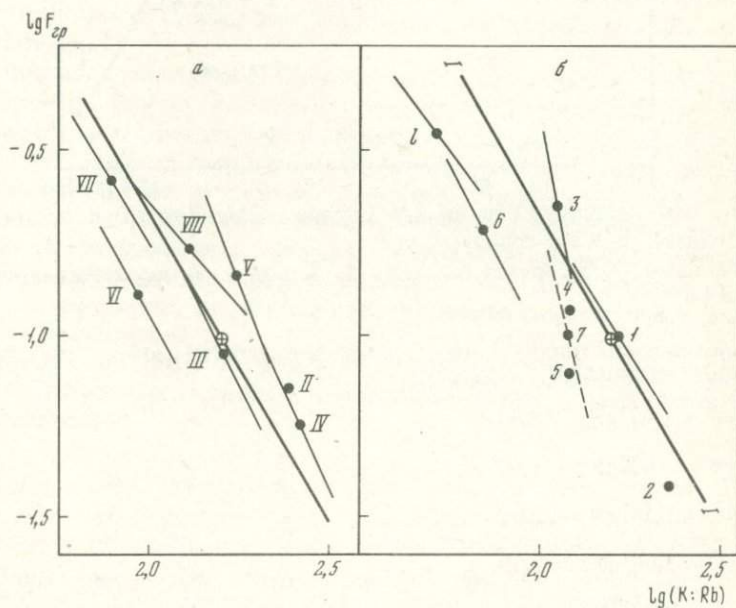
$$\lg F = 1,31 \lg \text{Sn} + 3,19; \quad (42ж)$$

$$\lg F = 1,24 \lg \text{Ta} + 3,51. \quad (42з)$$



Р и с. 41. Зависимость между содержанием фтора и отношением К:Rb в гранитоидах. Кривая проведена по уравнению (41а)

Р и с. 42. Изменение содержания воды в гранитном расплаве при его кристаллизации [101]



Р и с. 43. Зависимость между содержанием фтора (в вес. %) и отношением К:Rb в разных регионах (а) и комплексах (б)

Усл. обозначения см. рис. 6

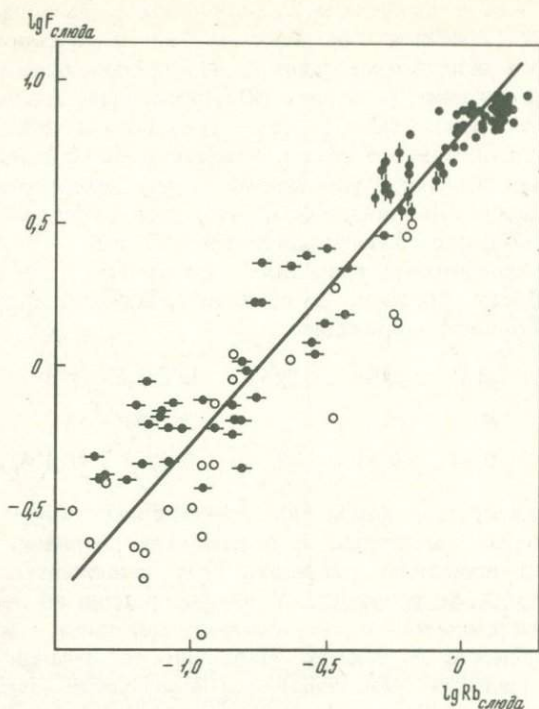


Рис. 44. Зависимость между содержанием фтора и рубидия в слодах (в вес. % [3])

Усл. обозначения см. рис. 8

Корреляция определяется способностью элементов образовывать с фтором соединения и накапливаться в остаточном расплаве при кристаллизационной дифференциации. Как следствие в левой части вышеприведенного ряда находятся в основном литофильные элементы, в правой — халькофильные и сидерофильные. Наряду с регионами и комплексами, для которых характерны корреляционные связи глобального масштаба, встречаются и такие, где эти связи существенно осложнены, как, например, в гранитоидах Восточного Саяна, даурского и кыринского комплексов Забайкалья (см. табл. 31).

По сравнению с фтором в гранитоидах более чутким индикатором является фтор в слодах. В этом случае корреляция между фтором и другими элементами заметно улучшается, например, для $\lg Rb_{\text{сл}} - \lg F_{\text{сл}} r_{\theta}$ равен 0,94 (рис. 44); для $\lg Cs_{\text{сл}} - \lg F_{\text{сл}} r_{\theta} = 0,68$; для $\lg Nb_{\text{ГР}} - \lg F_{\text{сл}} r_{\theta} = 0,91$; для $\lg Ta_{\text{ГР}} - \lg F_{\text{сл}} r_{\theta} = 0,80$ [3, 4, 7].

Обобщенное уравнение для литионит-альбитовых гранитов таково:

$$\lg F = -1,38 \lg(K : Rb) + 1,84; \tilde{F} = 4600 \text{ г./т}; n = 26. \quad (43)$$

$K_{СП} = 0,42$, т.е. в среднем 58% фтора при формировании литионит-альбитовых гранитов мигрировало во вмещающие породы. В то же время направление линии $L-L$, проведенной по уравнению (43) на диаграмме (см. рис. 40), положение анализов литиевых слюд на диаграмме $\lg Rb_{сл} - \lg F_{сл}$ (см. рис. 44) дают основание считать, что поведение фтора в литионит-альбитовых гранитах определялось не внешними условиями, а закономерностями гранитоидного процесса. Не исключено, что вынос фтора происходил преимущественно после образования литиевых слюд.

В литионит-альбитовых гранитах у фтора ($\lg F$) с рубидием и литием отмечается высокая, а с цезием, ниобием и танталом — средняя положительная корреляция:

	$\lg Rb$	$\lg Li$	$\lg Cs$	$\lg Nb$	$\lg Ta$	$\lg Be$	$\lg Sn$
n	26	26	18	25	25	14	14
r_s	0,72	0,64	0,51	0,50	0,44	(0,13)	(-0,03).

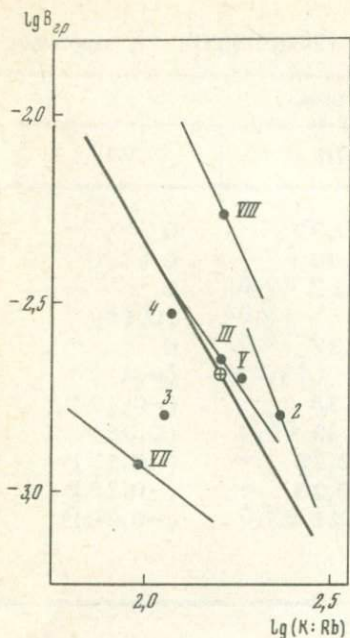
Таким образом, для фтора при кристаллизационной дифференциации характерно накопление в остаточном расплаве. Специализация регионов проявлена умеренно. Она усиливается от региональных к локальным условиям. У фтора средняя по величине положительная корреляция с берилием, рубидием, вольфрамом, ниобием, молибденом и литием. Вариации содержания флюорита и апатита в гранитах осложняют корреляционные связи фтора с другими элементами. Лучшие результаты получаются при использовании фтора в слюдах. Из литионит-альбитовых гранитов происходила миграция фтора во вмещающие породы.

18. БОР

Среднее содержание бора в земной коре равно 12 г/т [25]. Бор преимущественно накапливается в осадочных породах. Среди магматических пород в кислых и средних содержание бора выше по сравнению с ультраосновными и основными породами (см. табл. 5). В богатых и бедных кальцием гранитах содержание бора примерно одинаковое (см. табл. 8).

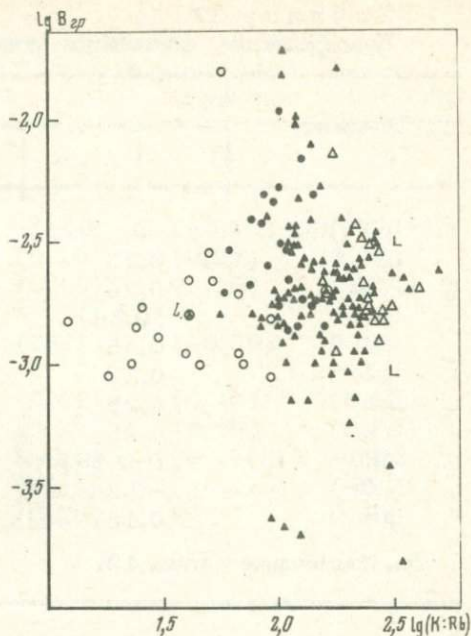
Бор — типичный литофильный элемент, халькофильные и сидерофильные тенденции у него отсутствуют. Он обладает кислотными свойствами, в окислительно-восстановительных реакциях не участвует. По способности к образованию изополикислот бор близок к кремнию. В цепочечных и ленточных силикатах возможна замена кремнекислородных тетраэдров на боро- и алюмокислородные, а в каркасных силикатах — прямая замена алюмокислородных борокислородными [9].

Среди породообразующих минералов наиболее высокое содержание бора отмечено в плагиоклазе и роговой обманке (см. табл. 10). Поскольку плагиоклаз в гранитах обычно преобладает, то он является основным минералом-носителем.



Р и с. 45. Зависимость между содержанием бора (в вес. %) и отношением K:Rb в разных регионах

Усл. обозначения см. рис. 6



Р и с. 46. Зависимость между содержанием бора (в вес. %) и отношением K:Rb в гранитоидах

Усл. обозначения см. рис. 1. L - среднее содержание бора в литионит-альбитовых гранитах

Содержание бора в гранитах во многом определяется турмалином, который присутствует в качестве акцессорного минерала. Но иногда происходит турмалинизация гранитов (в эндоконтактах, при постмагматических процессах) с существенным обогащением пород бором. Такие граниты следует рассматривать отдельно.

Промышленный интерес представляют борные рудопроявления в известковых и магнезиальных скарнах, приуроченных к гранитоидам с повышенным содержанием бора, т.е. специализированных по бору [9].

Статистические параметры для бора приведены в табл. 13. Корреляция между бором и отношением K:Rb отрицательная низкая, но значимая ($r_g = -0,17$). Корреляция ($\lg B$) бора с другими элементами, за исключением олова, низкая:

	$\lg \text{Sn}$	$\lg \text{Mo}$	$\lg \text{Be}$	$\lg \text{Li}$	$\lg \text{W}$	$\lg \text{Cs}$	$\lg \text{Rb}$	$\lg \text{F}$	$\lg \text{Pb}$	$\lg \text{Zn}$
n	131	33	132	149	112	51	149	146	118	119
r_g	0,45	0,38	0,35	0,32	0,25	(0,24)	0,20	0,18	(-0,16)	-0,24.

Таблица 32

Коэффициенты корреляции между бором (lgB) и другими

Элемент	Регион		
	I	III	V
lg(K:Rb)	-0,17	-0,32	0
lgLi	0,32	0,40	0
lgRb	0,20	0,27	0
lgCs	(0,24)	-	(0,11)
lgBe	0,35	0,37	0
lgMo	0,38	-	(0,41)
lgW	0,25	0,38	(-0,42)
lgSn	0,45	0,42	(0,08)
lgPb	(-0,16)	-0,25	(-0,17)
lgZn	-0,24	-0,23	(-0,23)
lgF	0,18	0,28	(-0,24)

См. примечание к табл. 12.

Для бора характерна существенная специализация регионов (рис. 45), схожая со специализацией гранитоидов по литию, бериллию и олову (см. рис. 6, 15 и 29), чем объясняются более высокие величины r_g у бора с этими элементами.

Низкая корреляция между бором и отношением K:Rb и бессистемное рассеяние точек на диаграмме (рис. 46) связаны прежде всего со специализацией регионов. Одновременно в отдельных регионах, например в Северном и Южном Тянь-Шане (табл. 32, гр. VII и VIII), при формировании гранитоидов в региональном масштабе имела место высокая отрицательная корреляция между бором и отношением K:Rb и высокая положительная корреляция у бора с литием, рубидием, цезием, бериллием, оловом и фтором, показывающие на влияние кристаллизационной дифференциации, в ходе которой происходило обогащение бором гранитоидов. В меньшей степени подобное явление выражено в гранитоидах Центрального и Восточного Забайкалья (там же, гр. III). Влияние кристаллизационной дифференциации отсутствует в мезозойских гранитоидах Монголии (там же, гр. V).

В литионит-альбитовых гранитах накопления бора в среднем не происходило (см. рис. 46); корреляция у бора (lgB) с другими элементами такова:

	lgBe	lgCs	lg(K:Rb)	lgLi	lgF
n	9	13	17	17	16
r_g	0,79	0,68	(0,14)	(0,03)	(0,03)

элементами в гранитоидах разных регионов

Регион		Комплекс		
VII	VIII	2	3	4
-0,65	-0,65	-0,40	(-0,12)	(-0,14)
(0,55)	0,72	(0,10)	(0,03)	0,47
0,65	0,65	(0,13)	(0,15)	(0,17)
(0,65)	0,61	-	-	-
-	0,77	(0,28)	(-0,06)	0,46
-	(0,26)	-	-	-
-	-	(0,21)	(0,46)	(0,23)
-	0,75	(0,32)	(0,09)	(0,29)
-	-	(-0,03)	(-0,26)	-0,42
-	-	(0,25)	(-0,48)	(-0,27)
0,71	0,79	(0,26)	0	0,49

	lgRb	lgTa	lgSn	lgNb
n	17	16	10	16
r_g	(0,02)	(-0,02)	(-0,12)	(-0,25)

Высокая положительная корреляция у бора с бериллием и цезием позволяет предположить, что это в какой-то мере связано с их совместной миграцией во вмещающие породы.

Таким образом, в глобальном масштабе решающее значение на распределение бора в гранитоидах имела специализация регионов, такая же, как у лития, бериллия и олова, но выраженная сильнее. При формировании гранитоидов в отдельных регионах ведущее значение могли иметь как кристаллизационная дифференциация, так и специализация. В ходе кристаллизационной дифференциации происходило обогащение бором поздних гранитоидов.

19. ОБЗОР ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЕДКИХ И РУДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ГРАНИТОИДАХ

На распределение редких и рудных элементов в гранитоидах влияют кристаллизационная дифференциация и специализация. Глобальные закономерности определяются кристаллизационной дифференциацией. Наибольшее влияние она оказывает на литофильные элементы: литий, рубидий, цезий, бериллий, ниобий, тантал, вольфрам,

олово. Для них характерно сродство с фтором, вместе с которым они накапливаются в расплаве при его кристаллизации и соответственно обогащают поздние дифференциаты. При осаждении они изоморфно распределяются в породообразующих и акцессорных минералах или образуют собственные минералы в виде простых и сложных окислов, тантало-ниобатов, вольфрамов и т.п. Эти минералы появляются в конце магматического процесса или в постмагматическую стадию.

Меньше влияет кристаллизационная дифференциация на распределение халькофильных и сидерофильных элементов, таких, как свинец, цинк, медь, кобальт, никель. Для них типично сродство не с фтором, а с хлором; накопление в остающемся при кристаллизации расплаве не выражено. Главное значение имеет предпочтительность осаждения их с теми или иными породообразующими минералами. Например, цинк и кобальт, накапливающиеся в темноцветных минералах, обогащают ранние дифференциаты; свинец, накапливающийся в калиевом полевоом шпате, обогащает поздние гранитоиды. Накоплению элементов в расплаве препятствует также их способность к осаждению в виде сульфидов.

В распределении элементов существенную роль играет глобальная специализация регионов, т.е. изначальная специализация источника расплавов в регионах. Среди литофильных элементов она наиболее выражена у лития, олова и бора.

Если рассчитать коэффициенты корреляции между отношением $K:Rb$ [$\lg(K:Rb)$] и содержаниями элементов в гранитоидах регионов и комплексов, перечисленных в табл. 12, то получаем следующую картину:

	$\lg Rb$	$\lg Ta$	$\lg Mo$	$\lg F$	$\lg Nb$	$\lg Be$
n	14	7	8	14	11	13
r_s	-0,92	-0,81	-0,77	-0,73	-0,70	-0,69
	$\lg Pb$	$\lg Li$	$\lg Sn$	$\lg B$	$\lg Zn$	
n	11	14	13	7	11	
r_s	-0,64	(-0,35)	(-0,16)	(0,19)	0,67	

Содержания многих элементов известны не во всех регионах и комплексах, отсюда различия в n .

Низкую величину коэффициентов корреляции у лития и олова можно объяснить только изначальной специализацией регионов, потому что, как было показано выше, при формировании гранитоидов внутри регионов решающее влияние на распределение этих элементов имела кристаллизационная дифференциация.

Часто встречается специализация гранитоидов на стадии формирования отдельных комплексов и массивов, т.е. специализация, проявляющаяся в региональных и локальных масштабах. Особенно она типична для халькофильных и сидерофильных элементов.

Элементы различаются между собой по воздействию на них разных факторов.

Rb, Ta - решающее значение имела кристаллизационная дифференциация при слабом влиянии специализации, особенно на рубидий; изначальная специализация регионов не проявлена.

Cs, Be, Nb, W - главное влияние оказывала кристаллизационная дифференциация при умеренном проявлении специализации; изначальная специализация регионов у вольфрама не отмечена, изредка она встречается у бериллия и ниобия, чаще - у цезия.

Li, Sn - характерна изначальная специализация регионов; при формировании гранитоидов внутри регионов ведущее значение имела кристаллизационная дифференциация при подчиненном значении специализации.

F - преобладает влияние кристаллизационной дифференциации, но при проявлении как специализации регионов, так и специализации гранитоидов при их формировании внутри отдельных регионов.

B - отчетливо выражена изначальная специализация регионов; внутри регионов может в одних случаях преобладать влияние кристаллизационной дифференциации, в других - специализации.

Все предыдущие литофильные элементы имеют тенденцию к накоплению при кристаллизационной дифференциации в поздних дифференциатах. В отличие от них содержание циркония понижается от ранних к поздним гранитоидам, что прежде всего связано с его способностью образовывать силикатные соединения.

Распределение халькофильных и сидерофильных элементов в основном определяется специализацией при слабом влиянии кристаллизационной дифференциации.

Mo - по сравнению с другими халькофильными и сидерофильными элементами обладает способностью образовывать не только хлоридные, но и фторидные соединения, благодаря чему накапливается в поздних гранитоидах, но на распределение его преимущественно влияет специализация при подчиненной роли кристаллизационной дифференциации; изначальная специализация регионов не типична.

Pb - распределение в гранитоидах определяется региональной и локальной специализацией, а также способностью концентрироваться в калиевом полевоом шпате и вместе с ним накапливаться в поздних гранитоидах; изначальная специализация регионов проявлена слабо.

Распределение Zn, Cu, Co, *Ni определялось региональными и локальными условиями; преимущественная концентрация их в темноцветных породообразующих минералах приводила к накоплению этих элементов в ранних гранитоидах; изначальная специализация регионов выражена у кобальта и никеля.

Сейчас мы можем остановиться на смысле кристаллизационной дифференциации в том виде, в котором она выступает в данной работе. Суть ее сводится к последовательному накоплению летучих компонентов, и прежде всего фтора, в остающемся при кристаллизации расплаве, а связь с ней отдельных элементов определяется их сродством с фтором. Для многих редких и рудных элементов это

Т а б л и ц а 33

Содержание элементов (в г/т) в ультракислых гранитах Центрального Казахстана [74]

Класс гранитов	Li	Rb	Be
Субнормальные граниты	32,4	295	3,9
Лейкократовые граниты	60	470	7,8
Аляскитовые граниты	19	295	4,6

является своего рода генеральной линией, нивелирующей различные вариации весьма сложного гранитоидного процесса. Вообще же накопление редких и рудных элементов с фтором в остаточном расплаве представляет лишь одну из сторон кристаллизационной дифференциации.

При процессах, происходящих в близповерхностной обстановке, создавались условия для отделения от расплава таких летучих, как углекислота и хлор, и вместе с тем понижение их роли в ходе кристаллизационной дифференциации. В более глубоких условиях возможность такого отделения уменьшается и соответственно должно увеличиться влияние этих летучих.

Содержание петрогенных элементов является отражением соотношения породообразующих минералов в гранитоидах. Поскольку имеет место избирательная концентрация редких и рудных элементов в породообразующих минералах, постольку должна проявляться корреляционная зависимость петрогенных с редкими и рудными элементами. Такое явление было отмечено у рубидия и свинца с калием. В данном случае можно говорить о кристаллохимическом средстве элементов.

Ему в нашем случае противостоит химическое средство редких и рудных элементов с фтором и вместе с этим способность накапливаться в остаточном расплаве. Чем четче выражена такая способность, тем слабее будут связи с петрогенными элементами в ходе кристаллизационной дифференциации.

Для примера возьмем ультракислые граниты Центрального Казахстана. Из табл. 33 можно видеть, что лейкократовые граниты отличаются сравнительно высоким содержанием как фтора, так редких и рудных элементов. При этом по содержанию петрогенных элементов лейкократовые граниты не выделяются среди субнормальных и аляскитовых гранитов (см. табл. 3). Для элементов, у которых химическое средство с фтором проявлено слабо, корреляционная связь с петрогенными элементами должна быть выражена лучше.

При рассмотрении геохимических особенностей элементов обратилось внимание на их содержание в богатых и бедных кальцием гранитах (см. табл. 8). Распределение кальция в гранитоидах определяется последовательностью образования породообразующих

рального Казахстана [74]

	Nb	Mo	Sn	Pb	F	K:Rb
	17	1,65	3,5	34,7	785	129
	28	3,6	5,1	42	1860	83
	25	1,9	3,5	28	1020	131

минералов при кристаллизационной дифференциации. Богатые кальцием гранитоиды относятся к ранним дифференциатам и соответственно они обогащены Zr, Cu, Co, Ni и обеднены Li, Rb, Cs, Be, Ta, Mo, W, Sn, Pb, F. Слабее это выражено у Nb и В. Обратная картина наблюдается у Zr, но мы не знаем его поведения в гранодиоритах.

Постараемся определить, какое накопление редких и рудных элементов можно ожидать в магматическую стадию при кристаллизационной дифференциации. Как и раньше, исключим из рассмотрения литионит-альбитовые граниты. Среди гранитоидов, приведенных в табл. 2, наименьшую величину отношения K:Rb имеют лейкократовые граниты массива Караоба Центрального Казахстана: в гранитах I фазы K:Rb=35, в гранитах II фазы K:Rb=34 (см. табл. 2, № 327 и 328). Примем эту величину за крайнюю и с помощью стандартных обобщенных уравнений (см. табл. 13) рассчитаем оптимальные величины содержания ряда элементов, которые могут возникнуть в результате кристаллизационной дифференциации, т.е. при K:Rb=34 (в г/т):

Li	Rb	Cs	Be	Nb	Ta	Mo	W	Sn	Pb
590	1200	110	33	132	27	24	40	46	100.

Из приведенных в табл. 2 анализов максимальные значения содержания элементов в гранитоидах таковы (в г/т):

Li	Rb	Cs	Be	Nb	Ta	Mo	W	Sn	Pb
530	1100	96	25	107	18	55	44	58	195.

Последний ряд реальных величин отражает влияние как кристаллизационной дифференциации, так и специализации. Сравнение обоих рядов показывает, что кристаллизационная дифференциация и специализация как факторы накопления элементов в гранитоидах равноценны. Лишь у молибдена, олова и свинца, склонных к специализации, она может вызвать 1,5-2-кратное накопление элементов по сравнению с кристаллизационной дифференциацией.

Приведенные цифры также показывают, что непосредственно в магматическую стадию промышленных концентраций элементов в

гранитоидах не создается. К тому же элементы находятся в гранитах преимущественно в рассеянном состоянии.

Образование месторождений — многоэтапный процесс. Например, в гранитах, материнских для литионит-альбитовых гранитов, содержание тантала обычно в 2-3 раза выше по сравнению со средним для гранитоидов. В литионит-альбитовых гранитах содержание тантала в 3-5 раз повышается относительно материнских. В апикальных зонах литионит-альбитовых гранитов содержание тантала повышается еще в 2-3 раза. При автometасоматической альбитизации литионит-альбитовых гранитов, сопровождавшейся перераспределением тантала, его содержание вновь возрастает в 2-3 раза. В лепидолит-альбит-кварцевых породах грейзенового типа, завершавших процесс, по сравнению с альбититами содержание тантала увеличивается в 2-3 раза. И таким путем в последних создается концентрация тантала в 150-200 раз, превышающая среднее содержание в гранитоидах. В данном примере каждый этап характеризуется образованием новой породы в изменяющихся условиях.

Для прохождения рудообразующего процесса необходимы особые условия, которые создаются довольно редко. При этом рудообразование для каждого элемента или небольшой группы элементов характеризуется своими геологическими и геохимическими особенностями. В общем случае можно принять, что чем выше содержание изучаемого элемента в каком-либо объекте (регионе, комплексе, массиве), тем он перспективнее на связь с ним месторождений. Показателем перспективности выступает коэффициент концентрации. Геохимическую характеристику объекта, необходимую для поисковых работ, дают коэффициенты дифференциации и специализации. В одних случаях обогащение гранитов каким-либо элементом связано с дифференциацией, и тогда перспективными становятся наиболее дифференцированные породы. В других случаях обогащение связано со специализацией, и, выяснив причины, ведущие к специализации, можно установить направление поисков. Чаще всего к обогащению пород элементом могут вести одновременно дифференциация и специализация, причем вклад каждой можно рассчитывать.

Вернемся к геохимическим особенностям литионит-альбитовых гранитов. С помощью коэффициентов специализации был рассчитан, средний вынос элементов из литионит-альбитовых гранитов.

Ta — практически из литионит-альбитовых гранитов не мигрирует, и соответственно последние перспективны на образование в них танталового оруденения.

Li, Rb — вынос в среднем составляет около 20%, поэтому для накопления этих элементов перспективны литионит-альбитовые граниты, а не их ореолы.

Nb — вынос составляет в среднем около 40%, так что для накопления ниобия более благоприятны литионит-альбитовые граниты, хотя и в ореолах может встречаться его концентрация.

Sn - наблюдаются значительные вариации содержания олова в литионит-альбитовых гранитах как с положительными, так и отрицательными значениями, что показывает на одинаковую возможность его накопления как в самих литионит-альбитовых гранитах, так и во вмещающих породах.

Cs, Be, W - вынос в среднем составляет 75%, а Mo - 90%. Литионит-альбитовые граниты не перспективны с точки зрения накопления в них этих элементов, концентрацию которых следует ожидать в ореолах.

Геолого-геохимическими и экспериментальными исследованиями [2, 49] показано, что образование литионит-альбитовых гранитов связано с остаточным гранитным расплавом, обогащенным летучими, и прежде всего водой и фтором. Вместе с фтором накапливались редкие и рудные элементы. Кристаллизация расплава происходила при сравнительно низкой для гранитов температуре, что способствовало сближению магматической и постмагматической стадий. Во время последней имело место автометасоматическое преобразование породы с перераспределением редких и рудных элементов, которые, кроме того, в разной степени мигрировали во вмещающие породы. Литионит-альбитовые граниты являются примером того, как в ходе гранитоидного процесса создаются рудные концентрации: не как результат участия больших объемов слабо или умеренно концентрированных растворов, а при локальном накоплении летучих с высокой концентрацией редких и рудных элементов.

КОРРЕЛЯЦИОННЫЕ СВЯЗИ МЕЖДУ РЕДКИМИ И РУДНЫМИ ЭЛЕМЕНТАМИ В ГРАНИТОИДАХ

Коэффициенты корреляции между содержаниями редких и рудных элементов для гранитоидов в глобальном масштабе сведены в табл. 34. В дополнение к таблице с использованием приведенных в ней данных построена схема корреляционных связей между элементами (рис. 47). На ней даны лишь сильные (жирные линии) и средние (тонкие линии) положительные корреляционные связи. С фтором, бором и отношением K:Rb связи не показаны. С помощью схемы производится переход от парных корреляций к наглядному изображению взаимосвязи между большим числом элементов. Кроме того, она позволяет быстро устанавливать основные корреляционные связи у отдельных элементов. Например, у ниобия в глобальном масштабе сильная корреляционная связь с рубидием и танталом, средняя — с бериллием, а с остальными элементами (кроме фтора и бора) связи низкие или отрицательные.

Основная часть схемы представляет ромб, в углах которого находятся рубидий, бериллий, олово и тантал. Ромб содержит только литофильные элементы. На распределение элементов, расположенных в верхней половине ромба (рубидий, вольфрам, цезий, ниобий, бериллий, тантал), преимущественное влияние оказывала кристаллизационная дифференциация при подчиненном значении специализации, в том числе изначальной специализации регионов. Все они имеют высокую отрицательную корреляцию с отношением K:Rb. У ниобия лучше выражено сродство с танталом, у вольфрама — с бериллием. В нижней части ромба находятся олово и литий,

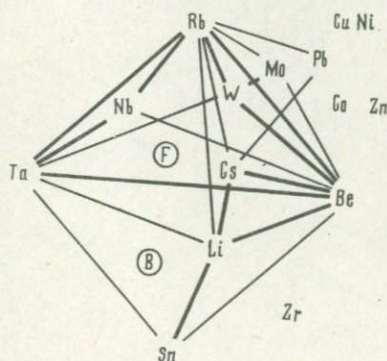


Рис. 47. Общая схема корреляционных связей между элементами в гранитоидах. Положительная корреляция при $r_g > 0,6$ показана жирными линиями, при $r_g = 0,4-0,6$ — тонкими линиями. Корреляционные связи фтора и бора с другими элементами, а также низкие по величине и отрицательные связи между элементами на схеме не показаны

на распределение которых оказывали существенное влияние как кристаллизационная дифференциация, так и изначальная специализация регионов. С отношением $K:Rb$ у лития средняя отрицательная корреляция, у олова — низкая отрицательная. Фтор имеет наиболее выраженную положительную корреляцию с бериллием, рублием, вольфрамом и ниобием, и он помещен в верхней половине ромба. Соответственно бор, имеющий наибольшие величины r_d с оловом, танталом, бериллием и литием, помещен в нижней половине ромба.

Вне пределов ромба находится цирконий, содержание которого в отличие от других литофильных элементов при кристаллизационной дифференциации в общем понижалось. Также за пределами ромба находятся халькофильные и сидерофильные элементы. Из них ближе к ромбу расположен молибден, у которого наряду с халькофильными свойствами проявлена способность образовывать соединения с фтором и вместе с этим накапливаться в гранитоидах при кристаллизационной дифференциации. Следом идет свинец, также накапливающийся в поздних дифференциатах. Наиболее удаленное положение от ромба занимают медь, никель, кобальт и цинк, т.е. элементы с тенденцией к осаждению в ранних гранитоидах.

Далее мы рассмотрим отдельные регионы и комплексы с целью сравнения их геохимических особенностей с глобальными и между собой. Для характеристики регионов и комплексов будут приведены таблицы с коэффициентами корреляции между элементами, а также коэффициентами концентрации и специализации для отдельных элементов. К таблицам будут прилагаться схемы корреляционных связей.

ВОСТОЧНЫЙ САЯН (ТАБЛ. 35, РИС. 48)

$K:Rb$ равно 230 и соответственно $K_d = 0,70$, что указывает на слабую дифференцированность гранитоидов. В связи с этим коэффициенты концентрации для всех литофильных элементов заметно ниже 1. Выделяется положительная специализация гранитоидов на олово, фтор, ниобий и тантал.

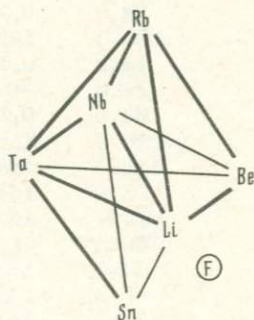


Рис. 48. Корреляционные связи между элементами в гранитоидах Восточного Саяна. См. примечание к рис. 47. В скобках показаны элементы, для которых данных недостаточно или они отсутствуют

(Cs, Zr, Mo, W, Pb, Zn, Cu, Co, Ni, V)

Таблица 34
Коэффициенты корреляции между содержаниями редких и

lg	K:Rb	Li	Rb	Cs
K:Rb	X	-0,53	-0,91	-0,68
Li	402	X	0,48	0,69
Rb	410	402	X	0,54
Cs	91	90	91	X
Be	315	312	315	40
Nb	185	181	185	43
Ta	109	108	109	39
Zr	64	59	64	11
Mo	143	142	143	30
W	149	149	149	22
Sn	316	312	316	41
Pb	252	250	252	26
Zn	207	207	207	26
Cu	65	61	65	3
Co	78	75	78	14
Ni	79	77	79	14
F	313	313	313	78
B	149	149	149	51

Примечание. В верхней правой половине таблицы - коэффициенты корреляции, в нижней левой половине - число анализов.

Таблица 34 (окончание)

lg	W	Sn	Pb	Zn
K:Rb	-0,70	-0,38	-0,43	0,33
Li	0,34	0,68	0,22	(-0,04)
Rb	0,70	0,39	0,48	-0,35
Cs	(0,11)	0,37	0,55	(0,15)
Be	0,68	0,58	0,20	-0,27
Nb	(0,21)	0,35	0,21	(-0,21)
Ta	0,49	0,55	(-0,03)	(-0,23)
Zr	-0,51	(0,01)	(-0,27)	(0,27)
Mo	0,73	0,32	0,26	-0,21
W	X	0,30	0,32	-0,33
Sn	148	X	0,11	(-0,04)
Pb	140	235	X	(0,12)
Zn	125	204	206	X
Cu	6	62	51	50
Co	15	78	65	60
Ni	14	78	67	62
F	145	260	205	180
B	112	131	118	119

рудных элементов в гранитоидах

	Be	Nb	Ta	Zr	Mo
	-0,73	-0,64	-0,73	0,50	-0,44
	0,63	0,33	0,54	(-0,22)	0,25
	0,76	0,66	0,79	-0,43	0,48
	0,60	(0,12)	(0,25)	(0,24)	(-0,03)
	X	0,59	0,65	-0,33	0,48
	151	X	0,80	(0,21)	(0,17)
	77	109	X	(-0,29)	0,39
	61	59	26	X	(-0,27)
	137	99	37	38	X
	148	37	16	27	47
	307	153	78	62	141
	233	99	27	44	120
	203	71	27	18	90
	59	61	16	11	49
	73	58	20	14	63
	76	63	20	12	65
	260	136	89	51	108
	132	22	18	11	33

	Cu	Co	Ni	F	B
	(0,03)	0,25	(0,11)	-0,57	-0,17
	-0,24	(-0,14)	(-0,18)	0,40	0,32
	(-0,08)	-0,29	(-0,19)	0,58	0,20
	-	-0,50	0,20	0,23	(0,24)
	-0,28	-0,25	(-0,17)	0,59	0,35
	-0,38	(-0,12)	-0,48	0,42	(0,07)
	-0,67	(-0,42)	-0,51	0,33	0,41
	(-0,54)	0,83	(0,01)	(0,03)	(-0,24)
	(0,10)	-0,70	(-0,11)	0,41	0,38
	-	0,22	0,17	0,53	0,25
	-0,35	(-0,17)	-0,22	0,34	0,45
	(-0,07)	(0,13)	(-0,08)	(0,10)	(-0,16)
	(-0,21)	0,51	(0,06)	(0,08)	-0,24
	X	(-0,09)	0,36	(-0,31)	-
	55	X	0,38	(-0,12)	-0,54
	58	74	X	(0,02)	(0,07)
	35	47	47	X	0,18
	3	15	14	146	X

Таблица 35
Коэффициенты корреляции, концентрации и специализации для

lg	r_{θ}			
	Li	Rb	Be	Nb
K:Rb	-0,57	-0,84	-0,60	-0,74
Li	X	0,61	0,75	0,63
Rb		X	0,67	0,77
Be			X	0,59
Nb				X
Ta				
Sn				
F				

Примечание. Для Cs, Zr, Mo, W, Pb, Zn, Cu, Co, Ni и В данных недостаточно или они отсутствуют.

Таблица 36
Коэффициенты корреляции, концентрации и специализации для байкаля (см. табл. 2, № 47-66)

lg	r_{θ}				
	Li	Rb	Be	Mo	Sn
K:Rb	-0,78	-0,96	-0,77	-0,68	(-0,04)
Li	X	0,78	(0,35)	0,60	0
Rb		X	0,81	0,75	(-0,02)
Be			X	(0,54)	(0,06)
Mo				X	0,78
Sn					X
Pb					
Zn					
F					

Примечание. Для Cs, Nb, Ta, Zr, W, Cu, Co, Ni и В данных недостаточно или они отсутствуют.

гранитоидов Восточного Саяна (см. табл. 2, № 7-30)

r_{θ}			K_K	$K_{\text{сп}}$
Ta	Sn	F		
-0,77	-0,61	(0,39)	-	-
0,64	0,58	(-0,14)	0,68	1,22
0,74	(0,38)	-0,43	0,65	0,95
0,59	(0,37)	(-0,21)	0,54	0,96
0,83	(0,45)	(0,20)	0,66	1,44
X	0,60	(0,06)	0,56	1,32
	X	(-0,39)	0,76	1,62
		X	0,74	1,48

гранитоидов джидинского и гуджирского комплексов Западного За-

r_{θ}			K_K	$K_{\text{сп}}$
Pb	Zn	F		
(-0,18)	-0,58	-0,61	-	-
(-0,06)	0,73	0,43	1,12	1,13
(0,13)	0,69	0,61	1,09	1,09
(0,06)	(0,41)	0,50	0,96	0,90
(-0,32)	0,82	0,53	1,25	0,92
(-0,60)	0,60	(0,27)	0,73	0,69
X	(-0,18)	(-0,21)	0,84	0,71
	X	(0,23)	1,16	1,35
		X	1,03	1,05

Таблица 37

Коэффициенты корреляции, концентрации и специализации для гранитоидов

lg	r_{σ}					
	Li	Rb	Be	Nb	Ta	W
K:Rb	-0,69	-0,86	-0,77	-0,78	-0,80	-0,58
Li	X	0,86	0,72	0,64	0,68	0,40
Rb		X	0,85	0,81	0,82	0,67
Be			X	0,57	0,60	0,74
Nb				X	0,96	-
Ta					X	-
W						X
Sn						
Pb						
Zn						
F						
B						

Примечание. Для Cs, Zr, Mo, Cu, Co и Ni данных недостаточно или они отсутствуют.

В гранитоидах региона между элементами в общем сохраняются такие же связи, как и в глобальном масштабе. Исключение составляет фтор, у которого корреляция по величине и по знаку существенно отличается от обычной для гранитоидов. Этот факт заслуживает внимания и проверки.

ДЖИДИНСКИЙ И ГУДЖИРСКИЙ КОМПЛЕКСЫ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ (ТАБЛ. 36, РИС. 49)

K:Rb равно 162 и соответственно $K_d=0,99$. Анализы халькофильных элементов имеются только для гуджирского комплекса, и поэтому схема в основном отражает его особенности.

При сравнении с глобальным масштабом (см. рис. 47) отмечаются сильные положительные корреляционные связи цинка и молибдена с литофильными элементами, причем с последними в глобальном масштабе положительная корреляция более характерна для свинца, а здесь свинец и цинк как бы обменялись местами. Исчезла корреляция у олова с литофильными элементами, и появилась сильная положительная корреляция с цинком и молибденом.

ЦЕНТРАЛЬНОЕ И ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ (ТАБЛ. 37, РИС. 50)

K:Rb равно 169, $K_d=0,95$. Между литофильными элементами в регионе сохранились корреляционные связи, характерные для глобального масштаба, причем в большинстве случаев они усилились, что представляет типичное явление. Дело в том, что в глобальном

Центрального и Восточного Забайкалья (см. табл. 2, № 67-197)

	r_{σ}					K_K	$K_{СП}$
	Sn	Pb	Zn	F	B		
	-0,65	(-0,01)	0,41	-0,59	-0,32	-	-
	0,72	(-0,04)	-0,26	0,50	0,40	1,32	1,38
	0,69	(0,12)	-0,38	0,61	0,27	0,94	1,00
	0,74	0	-0,38	0,69	0,37	1,11	1,16
	0,61	(-0,32)	(0,32)	0,71	-	0,60	0,67
	0,64	(-0,39)	(0,23)	0,69	-	0,65	0,74
	0,45	(-0,13)	-0,39	0,61	0,38	1,07	1,04
	X	(-0,13)	-0,42	0,41	0,42	1,33	1,43
		X	(0,13)	0	-0,25	1,05	1,05
			X	(-0,05)	-0,23	1,05	1,05
				X	0,28	0,92	0,94
					X	1,05	1,05

масштабе корреляция между рядом элементов ослаблена за счет изначальной специализации регионов, что внутри отдельных регионов не отражается на r_{σ} . Правда, в регионах сильнее влияет локальная специализация, но если регион крупный и используется большое количество анализов, то ее влияние не слишком ощутимо.

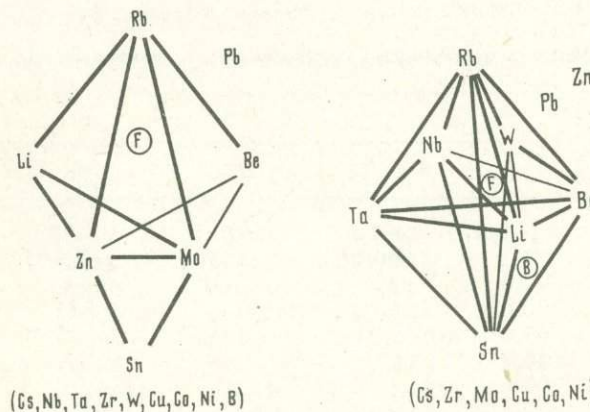


Рис. 49. Корреляционные связи между элементами в гранитоидах джидинского и гуджирского комплексов Западного Забайкалья. См. примечания к рис. 47 и 48

Рис. 50. Корреляционные связи между элементами в гранитоидах Центрального и Восточного Забайкалья. См. примечания к рис. 47 и 48

Среди элементов выделяется свинец отсутствием корреляции с K:Rb и с многими литофильными элементами, а с некоторыми из них — отрицательной корреляцией (см. табл. 37).

Далее рассмотрим некоторые комплексы гранитоидов, расположенные в Центральном и Восточном Забайкалье, а именно даурский и кыринский комплексы, образовавшиеся в период герцинского тектоно-магматического цикла, а также харалгинский и кукульбейский комплексы, относимые к киммерийскому тектоно-магматическому циклу.

ДАУРСКИЙ И КЫРИНСКИЙ КОМПЛЕКСЫ (ТАБЛ. 38, РИС. 51)

K:Rb равно 231 и соответственно $K_d = 0,69$, т.е. комплексы дифференцированы слабо. Повышенные величины $K_{сп}$ для лития и олова, возможно, связаны с изначальной специализацией региона.

Ромб литофильных элементов фактически распался. Высокая и средняя отрицательная корреляция с отношением K:Rb отмечается у рубидия, бериллия, олова и вольфрама, причем внутренние корреляционные связи между ними оказались ослабленными по сравнению с региональным масштабом (см. табл. 37 и рис. 50). Отдельную группу составляют литий и фтор, у которых низкая корреляция с отношением K:Rb и перечисленными элементами. К этой группе примыкает цинк, имеющий высокую положительную корреляцию с фтором. Особняком находятся свинец и бор без существенных корреляционных связей с другими элементами. Нетрудно заметить, что геохимические особенности даурского и кыринского комплексов существенно отличаются от региональной характеристики гранитоидов.

Таблица 38

Коэффициенты корреляции, концентрации и специализации для гра

lg	r_{θ}				
	Li	Rb	Be	W	Sn
K:Rb	(-0,27)	-0,88	-0,65	-0,41	-0,56
Li	X	(0,07)	(0,16)	(-0,18)	0,36
Rb		X	0,70	0,44	0,49
Be			X	0,55	(0,32)
W				X	(0,07)
Sn					X
Pb					
Zn					
F					
B					

Примечание. Для Cs, Nb, Ta, Zr, Mo, Cu, Co и Ni данных недостаточно или они отсутствуют.

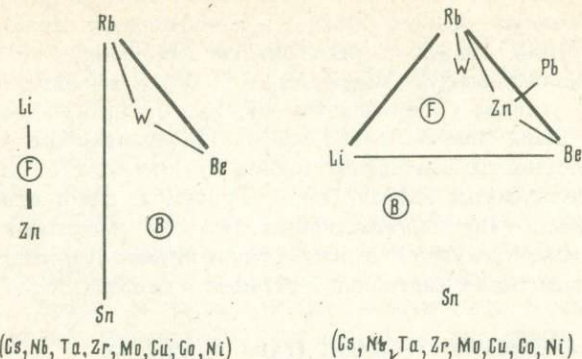


Рис. 51. Корреляционные связи между элементами в гранитоидах даурского и кыринского комплексов. См. примечания к рис. 47 и 48

Рис. 52. Корреляционные связи между элементами в гранитоидах харалгинского комплекса. См. примечания к рис. 47 и 48

ХАРАЛГИНСКИЙ КОМПЛЕКС (ТАБЛ. 39, РИС. 52)

K:Rb равно 112 и соответственно $K_d = 1,43$, что показывает на повышенную дифференцированность гранитоидов. В харалгинском комплексе по сравнению с гранитоидами даурского и кыринского комплексов коэффициенты специализации лития, олова, свинца и бора по величине заметно ниже, а бериллия, цинка и фтора — выше.

Литий, рубидий, бериллий и фтор имеют высокие и средние отрицательные корреляционные связи с отношением K:Rb и положительно даурского и кыринского комплексов (см. табл. 2, № 67-97)

	r_{θ}				K_K	$K_{сп}$
	Pb	Zn	F	B		
	(-0,17)	(0,22)	(0,03)	-0,40	-	-
	(-0,20)	(0,29)	0,40	(0,10)	1,0	1,81
	(0,29)	-0,49	-0,24	(0,13)	0,64	0,98
	0,36	(-0,20)	(-0,16)	(0,28)	0,65	1,07
	(0,15)	(-0,20)	(-0,29)	(0,21)	0,63	1,13
	(-0,25)	(0,05)	(0,26)	(0,32)	0,96	1,56
	X	(-0,34)	-0,45	(-0,03)	1,03	1,38
		X	0,66	(0,25)	1,18	0,82
			X	(0,26)	0,40	0,73
				X	0,79	1,45

тельные между собой. К ним примыкает вольфрам, но корреляция у него выражена слабее. Близко к литофильным элементам стоит цинк, имеющий слабую отрицательную корреляцию с отношением K:Rb и положительную корреляцию с большинством литофильных элементов, причем с бериллием и фтором среднюю значимую. Свинец ведет себя подобно цинку, лишь корреляционные связи у него слабее. Особняком находится олово, у которого с другими элементами незначимая слабая связь, причем с отношением K:Rb — положительная. По корреляционным связям элементов харалгинский комплекс находится между гранитоидами даурского и кыринского комплексов и гранитоидами региона в целом.

КУКУЛЬБЕЙСКИЙ КОМПЛЕКС (ТАБЛ. 40, РИС. 53)

K:Rb равно 119 и соответственно $K_d = 1,34$, что показывает на повышенную дифференцированность комплекса. Корреляционные связи между элементами в гранитоидах комплекса такие же, как

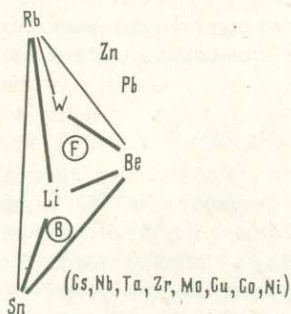


Рис. 53. Корреляционные связи между элементами в гранитоидах кукульбейского комплекса. См. примечания к рис. 47 и 48

и в масштабе региона, но несколько ослаблены. У лития, рубидия, бериллия и олова высокая и средняя отрицательная корреляция с отношением K:Rb и положительная между собой. Слабее выражены

Таблица 39

Коэффициенты корреляции, концентрации и специализации для гранитоидов

lg	r_g				
	Li	Rb	Be	W	Sn
K:Rb	-0,91	-0,93	-0,62	-0,51	(0,33)
Li	X	0,80	0,51	(0,26)	(-0,28)
Rb		X	0,78	0,52	(-0,10)
Be			X	(0,26)	0
W				X	(-0,22)
Sn					X
Pb					
Zn					
F					
B					

Примечание. Для Cs, Nb, Ta, Zr, Mo, Cu, Co и Ni данных недостаточно или

такие же связи у вольфрама и фтора. Бор имеет среднюю положительную корреляцию с литием, бериллием и фтором. Особняком от литофильных элементов находятся свинец и цинк.

Сравнивая между собой комплексы гранитоидов Центрального и Восточного Забайкалья, можно отметить, что по геохимическим особенностям, имея некоторое сходство, они заметно различаются. Последнее выражается в ослаблении корреляционных связей между литофильными элементами, сопровождающемся выпадением отдельных элементов из ромба (лития и фтора в даурском и кыринском комплексах, олова в харалгинском комплексе). У литофильных элементов может усиливаться положительная корреляция с халькофильными элементами (цинк в харалгинском комплексе). В целом с переходом от региона к комплексам растет влияние местных факторов.

ПАЛЕЗОЙСКИЕ ГРАНИТОИДЫ МОНГОЛИИ (ТАБЛ. 41, РИС. 54)

K:Rb равно 261 и соответственно $K_d = 0,61$, что показывает на слабую дифференцированность гранитоидов. Среди элементов положительной специализацией выделяется ниобий. Для литофильных элементов (включая фтор) характерна высокая отрицательная корреляция с отношением K:Rb и высокая положительная корреляция между собой, причем корреляционные связи проявлены сильнее, чем в глобальном масштабе. Кроме ромба литофильных элементов, появился ромб халькофильных и сидерофильных элементов (цинк, медь, кобальт и никель). У цинка сильная положительная корреляция с литием, оловом, кобальтом и никелем, и в то же время непосредственно между литием и оловом, с одной стороны, и кобальтом и никелем — с другой корреляция отсутствует или она низкая

харалгинского комплекса (см. табл. 2, № 118-135)

r_g				K_k	$K_{сп}$
Pb	Zn	F	B		
(-0,24)	(-0,26)	-0,59	(-0,12)	-	-
(0,29)	(0,34)	0,46	(0,03)	1,51	0,83
(0,29)	(0,41)	0,82	(0,15)	1,53	1,05
(0,38)	0,46	0,80	(-0,06)	2,06	1,34
(0,14)	(-0,15)	(0,39)	(0,46)	1,85	0,98
(-0,23)	(0,15)	(0,28)	(0,09)	1,56	0,96
X	(0,43)	(0,41)	(-0,26)	1,18	0,86
	X	0,59	(-0,48)	1,05	1,48
		X	0	2,27	1,24
			X	0,79	0,43

они отсутствуют.

Таблица 40

Коэффициенты корреляции, концентрации и специализации для

lg	r_{θ}				
	Li	Rb	Be	W	Sn
K:Rb	-0,65	-0,91	-0,62	-0,41	-0,58
Li	X	0,62	0,73	(0,25)	0,67
Rb		X	0,56	0,48	0,54
Be			X	0,66	0,72
W				X	(0,26)
Sn					X
Pb					
Zn					
F					
B					

Примечание. Для Cs, Nb, Ta, Zr, Mo, Cu, Co, Ni данные отсутствуют или их недостаточно.

отрицательная. Необычны корреляционные связи у свинца: высокая положительная корреляция с отношением K:Rb и отрицательная как с литофильными, так с халькофильными и сидерофильными (кроме меди и молибдена) элементами. Здесь следует учитывать, что большинство величин r_{θ} незначимые.

МЕЗОЗОЙСКИЕ ГРАНИТОИДЫ МОНГОЛИИ (ТАБЛ. 42, РИС. 55)

Для гранитоидов K:Rb равно 167 и соответственно $K_d=0,96$. Положительной специализацией выделяется молибден, отрицательной — кобальт и никель. Литофильные элементы (кроме бора) имеют высокую или среднюю отрицательную корреляцию с отношением K:Rb; корреляционные связи между собой в основном сохранились такими же, как в глобальном масштабе, несколько изменившись по величине чаще всего в сторону ослабления. Последнее прежде всего относится к ниобию, у которого высокая положительная корреляция лишь с танталом, а с остальными элементами низкая, и поэтому он показан на схеме вне ромба литофильных элементов. Отсутствуют значимые корреляционные связи с какими-либо элементами у бора.

К литофильным элементам примыкает свинец, имеющий высокую отрицательную корреляцию с отношением K:Rb и высокую положительную корреляцию с литием, рубидием и оловом. Таким образом, поведение свинца в мезозойских и палеозойских гранитоидах Монголии существенно различается.

гранитоидов кукульбейского комплекса (см. табл. 2, № 149–194)

	r_{θ}				K_K	$K_{СП}$
	Pb	Zn	F	B		
(0,26)	0,49	-0,32	(-0,14)	-	-	
(-0,26)	(-0,27)	0,51	0,47	2,23	1,35	
(-0,25)	-0,38	0,45	(0,17)	1,35	1,02	
-0,52	-0,53	0,38	0,46	1,78	1,26	
-0,48	-0,43	0,42	(0,23)	1,44	0,81	
-0,29	-0,49	(0,22)	(0,29)	2,55	1,69	
X	0,38	(-0,25)	-0,42	1,05	0,83	
	X	(0,04)	(-0,23)	0,92	1,16	
		X	0,49	1,20	0,73	
			X	1,45	0,87	

В отличие от глобального масштаба у молибдена ослаблена корреляция с литофильными элементами, включая вольфрам. У цинка проявлена положительная корреляция со свинцом и фтором. Отсутствует корреляция между кобальтом и никелем, причем с другими элементами r_{θ} у них имеет разные знаки.

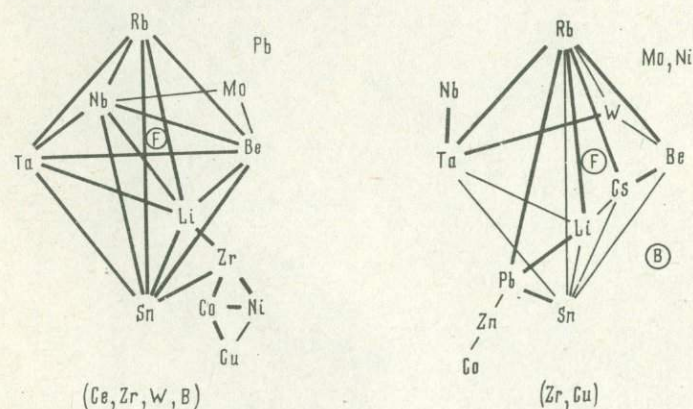


Рис. 54. Корреляционные связи между элементами в палеозойских гранитоидах. См. примечание к рис. 47 и 48

Рис. 55. Корреляционные связи между элементами в мезозойских гранитоидах Монголии. См. примечания к рис. 47 и 48

Таблица 41

Коэффициенты корреляции, концентрации и специализации для палеозойских гранитоидов Монголии (см. табл. 2, № 228-249)

lg	r_B						
	Li	Rb	Be	Nb	Ta	Mo	Sn
K:Rb	-0,83	-0,86	-0,81	-0,79	-0,75	(-0,17)	-0,72
Li	X	0,64	0,67	0,70	0,68	(-0,10)	0,66
Rb		X	0,87	0,85	0,89	(0,33)	0,77
Be			X	0,94	0,91	0,51	0,72
Nb				X	0,93	0,51	0,77
Ta					X	(0,35)	0,75
Mo						X	(0,31)
Sn							X
Pb							
Zn							
Cu							
Co							
Ni							
F							

Примечание. Для Cs, Zr, W и В данных недостаточно или они отсутствуют.

Таблица 41 (окончание)

lg	r_6						K_K	$K_{СП}$
	Pb	Zn	Cu	Co	Ni	F		
K:Rb	0,69	(-0,37)	0,57	(0,29)	(0,24)	-0,74	-	-
Li	(-0,62)	(0,60)	(-0,40)	(0,04)	(0,08)	0,71	0,62	1,32
Rb	(-0,33)	(-0,41)	-0,75	-0,60	-0,65	0,64	0,60	0,98
Be	(-0,55)	(-0,12)	-0,59	-0,48	(-0,46)	0,71	0,70	1,23
Nb	(-0,33)	(-0,11)	-0,58	(-0,46)	-0,50	0,80	1,26	2,30
Ta	(-0,62)	(0,12)	-0,69	(-0,45)	(-0,46)	0,77	0,69	1,38
Mo	(0,18)	(-0,35)	(0,07)	-0,68	(-0,46)	(-0,21)	0,37	0,95
Sn	(-0,63)	0,83	(-0,42)	(-0,25)	(-0,29)	0,78	0,76	1,45
Pb	X	(-0,47)	0	(-0,43)	(-0,60)	-0,77	0,84	1,30
Zn		X	(0,23)	0,73	0,88	0,68	1,55	0,91
Cu			X	0,69	0,56	(-0,28)	0,92	-
Co				X	0,86	(-0,06)	3,04	1,24
Ni					X	(-0,17)	1,07	-
F						X	0,59	1,35

Таблица 42

Коэффициенты корреляции, концентрации и специализации для мезозойских гранитоидов Монголии (см. табл. 2, № 250-275)

lg	r_{δ}							
	Li	Rb	Cs	Be	Nb	Ta	Mo	W
K:Rb	-0,84	-0,97	-0,75	-0,71	(-0,40)	-0,69	(0,23)	-0,53
Li	X	0,84	0,47	(0,37)	(0,13)	(0,47)	(-0,34)	(0,31)
Rb		X	0,76	0,69	(0,26)	0,63	(-0,26)	(0,40)
Cs			X	0,70	-	-	(0,25)	(0,24)
Be				X	(0,17)	(0,31)	(-0,02)	0,43
Nb					X	0,82	(-0,24)	(0,19)
Ta						X	(-0,22)	(0,62)
Mo							X	(0,05)
W								X
Sn								
Pb								
Zn								
Co								
Ni								
F								
B								

Примечание. Для Zr и Cu данных недостаточно или они отсутствуют.

Таблица 42 (окончание)

lg	r_6							K_K	$K_{сп}$
	Sn	Pb	Zn	Co	Ni	F	B		
K:Rb	-0,64	-0,72	(-0,25)	0,55	(-0,12)	-0,69	0	-	-
Li	0,53	0,62	(0,35)	(-0,03)	(0,15)	0,85	0	1,32	1,38
Rb	0,59	0,68	(0,17)	-0,50	(0,05)	0,71	0	1,0	1,02
Cs	(0,42)	(0,38)	(-0,27)	-0,50	(0,19)	(0,26)	(0,11)	0,65	0,97
Be	0,40	(0,23)	(-0,18)	-0,62	(-0,04)	(0,35)	0	1,02	1,15
Nb	(0,19)	(0,32)	(0,31)	-	-	(0,09)	-	1,98	1,12
Ta	(0,55)	(0,30)	(0,14)	-	-	(0,25)	-	1,81	0,92
Mo	(0,14)	(-0,11)	(-0,19)	-0,60	(0,35)	-0,46	(0,41)	1,57	2,0
W	(0,37)	(0,31)	(-0,03)	(-0,43)	(0,40)	(0,24)	(-0,42)	0,96	1,08
Sn	X	0,72	(0,37)	-0,56	(0,34)	0,39	(0,08)	0,96	1,08
Pb		X	0,59	(-0,41)	(0,10)	0,54	(-0,17)	0,66	0,70
Zn			X	(0,43)	(0,06)	0,40	(-0,23)	0,76	0,69
Co				X	(0,11)	(0,33)	(-0,23)	0,41	0,22
Ni					X	(0,44)	(0,10)	0,12	-
F						X	(-0,24)	1,52	1,71
B							X	0,99	1,25

УЛЬТРАКИСЛЫЕ ГРАНИТЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА (ТАБЛ. 43, РИС. 56)

$K:Rb$ равно 102 и соответственно $K_d = 1,57$, что показывает на повышенную дифференцированность гранитов. Обращает внимание отрицательная специализация пород на литий и олово. Корреляционные связи между литофильными элементами сохраняются такими же, как в глобальном масштабе, несколько слабее они у вольфрама. По своим связям схожи с литофильными элементами молибден и свинец, благодаря чему они заняли место внутри ромба. У циркония, цинка, меди, кобальта и никеля обычна низкая корреляция как между собой, так и с остальными элементами. Отсутствует корреляция у молибдена с кобальтом; в глобальном масштабе между ними существует высокая отрицательная корреляционная связь.

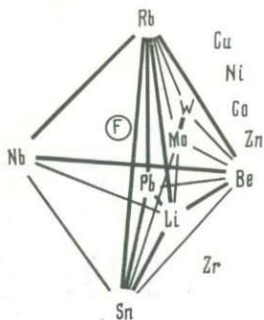
Далее рассмотрим три класса пород, входящих в состав ультракислых гранитов Центрального Казахстана: субнормальные, лейкократовые и аляскистовые граниты.

СУБНОРМАЛЬНЫЕ ГРАНИТЫ (ТАБЛ. 44, РИС. 57)

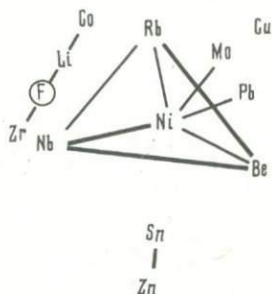
$K:Rb$ равно 129 и соответственно $K_d = 1,24$. Выделяется отрицательная специализация пород на литий, олово и фтор. Ромб литофильных элементов распался. Одну группу составляют рубидий, бериллий и ниобий. У них сохранилась высокая и средняя отрицательная корреляция с отношением $K:Rb$ и положительная между собой. Необычно положение никеля, имеющего высокую положительную корреляцию с ниобием и среднюю положительную незначимую корреляцию с рубидием и бериллием. У никеля также имеется средняя положительная незначимая корреляционная связь с молибденом и свинцом. Отделились от ромба литий и фтор. Обособленно находится олово, у которого низкая корреляция с литофильными элементами (с цирконием средняя отрицательная). Заметим, что приведенные рассуждения основаны на небольшом количестве данных и поэтому требуют проверки и подтверждения.

ЛЕЙКОКРАТОВЫЕ ГРАНИТЫ (ТАБЛ. 45, РИС. 58)

$K:Rb$ равно 83 и соответственно $K_d = 1,93$, т.е. лейкократовые граниты отличаются повышенной дифференцированностью. Выделяется положительная специализация гранитов на вольфрам и кобальт и отрицательная специализация на литий, олово и фтор. Корреляционные связи между литофильными элементами, к которым примыкают молибден и свинец, сохранились такими же, как в целом для ультракислых гранитов (см. табл. 43 и рис. 56). Усилилась положительная корреляция между медью, кобальтом и никелем и вместе с этим повысилась, особенно у меди и никеля, положительная корреляция с отношением $K:Rb$ и отрицательная корреляция с литофильными элементами. У циркония, как и у цинка, корреляция со всеми элементами низкая. Низкой остается корреляция между молибденом и кобальтом.



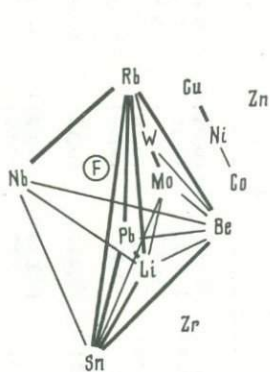
(Cs, Ta, B)



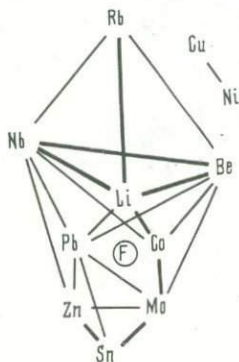
(Cs, Ta, W, B)

Р и с. 56. Корреляционные связи между элементами в ультрабазических гранитах Центрального Казахстана. См. примечания к рис. 47 и 48

Р и с. 57. Корреляционные связи между элементами в субнормальных гранитах (Центральный Казахстан). См. примечание к рис. 47 и 48



(Cs, Ta, B)



(Cs, Ta, Zr, W, B)

Р и с. 58. Корреляционные связи между элементами в лейкократовых гранитах (Центральный Казахстан). См. примечания к рис. 47 и 48

Р и с. 59. Корреляционные связи между элементами в аляскитовых гранитах (Центральный Казахстан). См. примечания к рис. 47 и 48

АЛЯСКИТОВЫЕ ГРАНИТЫ (ТАБЛ. 46, РИС. 59)

K:Rb равно 131 и соответственно $K_D = 1,22$. Заметная положительная специализация на какие-либо элементы отсутствует, выделяется отрицательная специализация гранитов на литий и олово. Ромб литофильных элементов деформировался за счет вхождения в его нижнюю половину свинца, цинка, молибдена и кобальта. Элементы, находящиеся в верхней половине ромба, — литий, рубидий, бериллий и ниобий — имеют высокую или среднюю отрицательную корреляцию с отношением K:Rb и положительную корреляцию между собой.

Таблица 43. Коэффициенты корреляции, концентрации и специализации для ультракислых гранитов Центрального Казахстана (см. табл. 2, № 297-370)

lg	r_g							
	Li	Rb	Be	Nb	Zr	Mo	W	Sn
K:Rb	-0,79	-0,98	-0,81	-0,66	(0,31)	-0,43	-0,44	-0,71
Li	X	0,79	0,69	0,45	-0,41	0,43	(0,35)	0,68
Rb		X	0,83	0,66	(-0,30)	0,44	0,46	0,70
Be			X	0,70	(-0,07)	0,53	0,52	0,57
Nb				X	(0,25)	(0,16)	(-0,06)	0,42
Zr					X	(0,05)	(-0,10)	(-0,10)
Mo						X	0,82	0,50
W							X	(0,38)
Sn								X

Примечание. Для Cs, Ta и В данных недостаточно или они отсутствуют.

Таблица 43 (окончание)

lg	r_g						K_K	$K_{сп}$
	Pb	Zn	Cu	Co	Ni	F		
K:Rb	-0,66	0,33	(0,24)	(0,01)	(0,36)	-0,72	-	-
Li	0,67	(-0,20)	(-0,12)	(0,10)	-0,41	0,65	0,83	0,39
Rb	0,63	-0,34	(-0,23)	0	-0,35	0,75	1,61	1,03
Be	0,48	(-0,16)	-0,33	(0,16)	(-0,29)	0,70	1,22	0,74
Nb	0,35	(-0,08)	-0,40	(0,23)	-0,33	0,38	1,35	0,79
Zr	(-0,11)	-	-	-	-	(0,16)	0,48	0,98
Mo	0,37	(0,12)	(0,02)	(0,11)	(0,30)	0,64	1,78	0,83
W	(0,15)	-	-	-	-	0,47	4,89	1,05
Sn	0,69	(0,15)	(-0,26)	(-0,23)	-0,30	0,68	0,76	0,43
Pb	X	(0,08)	(-0,20)	(0,02)	-0,38	0,49	1,38	0,96
Zn		X	(-0,12)	(-0,07)	(-0,21)	(0,12)	0,78	1,02
Cu			X	(-0,03)	0,33	(-0,32)	1,06	-
Co				X	(0,29)	(0,27)	0,87	1,40
Ni					X	(0,04)	1,00	-
F						X	1,34	0,54

Таблица 44. Коэффициенты корреляции, концентрации и специализации для субнормальных гранитов Центрального Казахстана (см. табл. 2, № 297-313)

lg	r_g						
	Li	Rb	Be	Nb	Zr	Mo	Sn
K:Rb	(-0,30)	-0,94	-0,77	-0,51)	0,63	(0,24)	(-0,29)
Li	X	(0,34)	(0,25)	(-0,23)	(0,05)	(0,06)	(0,06)
Rb		X	0,81	0,47	-0,66	(-0,15)	(0,23)
Be			X	0,69	-0,52	(0,12)	(0,38)
Nb				X	(-0,04)	(0,08)	(0,13)
Zr					X	(0,29)	(-0,55)
Mo						X	(-0,33)
Sn							X

Примечание. Для Cs, Ta, W и В данных недостаточно или они отсутствуют.

Таблица 44 (окончание)

lg	r_g						K_K	$K_{СП}$
	Pb	Zn	Cu	Co	Ni	F		
K:Rb	(-0,16)	(0,07)	(-0,01)	(0,30)	(-0,46)	(-0,12)	-	-
Li	0	(-0,21)	(-0,23)	(0,52)	(-0,09)	(0,41)	0,69	0,48
Rb	0	(-0,48)	(0,15)	(-0,39)	(0,44)	(0,14)	1,28	1,01
Be	(-0,08)	(-0,24)	(-0,30)	-0,74	(0,42)	(-0,13)	0,85	0,66
Nb	(-0,02)	(-0,35)	(-0,09)	(-0,44)	0,72	(-0,09)	0,93	0,71
Zr	(-0,25)	-	-	-	-	(0,49)	0,41	0,60
Mo	(-0,06)	(-0,73)	(0,06)	(-0,43)	(0,44)	(0,28)	1,12	0,78
Sn	(-0,01)	(0,41)	(-0,59)	(-0,54)	(-0,31)	(-0,39)	0,64	0,47
Pb	X	(0,33)	(-0,44)	(0,39)	(0,58)	(-0,10)	1,32	1,08
Zn		X	(-0,36)	0	(-0,47)	-	0,96	1,04
Cu			X	(-0,02)	(-0,24)	-	1,20	-
Co				X	(0,19)	-	0,80	0,95
Ni					X	-	1,08	-
F						X	0,81	0,50

Таблица 45. Коэффициенты корреляции, концентрации и специализации для лейкократовых гранитов Центрального Казахстана (см. табл. 2, № 314-346)

lg	$r_{g \cdot}$							
	Li	Rb	Be	Nb	Zr	Mo	W	Sn
K:Rb	-0,81	-0,99	-0,78	-0,73	(0,21)	-0,37	(-0,39)	-0,81
Li	X	0,82	0,58	0,49	(-0,40)	0,40	(0,32)	0,86
Rb		X	0,81	0,73	(-0,16)	0,39	(0,40)	0,82
Be			X	0,58	(-0,04)	0,48	0,55	0,61
Nb				X	(0,17)	0	(-0,04)	0,48
Zr					X	(-0,05)	(-0,1)	(-0,35)
Mo						X	0,81	0,47
W							X	(0,30)
Sn								X

Примечание. Для Cs, Ta и В данных недостаточно или они отсутствуют.

Таблица 45 (окончание)

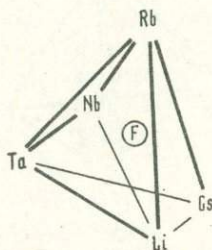
lg	$r_{g \cdot}$						K_K	$K_{сп}$
	Pb	Zn	Cu	Co	Ni	F		
K:Rb	-0,73	(-0,09)	0,49	(0,31)	0,66	-0,71	-	-
Li	0,73	(-0,01)	-0,46	-0,45	-0,69	0,69	1,28	0,43
Rb	0,73	(0,09)	-0,51	(-0,29)	-0,70	0,77	2,04	1,05
Be	0,43	(-0,01)	-0,56	(-0,02)	-0,57	0,74	1,70	0,72
Nb	0,37	(-0,29)	-0,49	(0,01)	-0,45	(0,23)	1,54	0,67
Zr	(-0,22)	-	-	-	-	(-0,22)	0,46	1,30
Mo	(0,30)	(-0,22)	(0,11)	(0,08)	(0,42)	0,53	2,57	0,78
W	(0,18)	-	-	-	-	0,47	5,18	1,65
Sn	0,76	(-0,03)	-0,50	(-0,11)	-0,61	0,70	0,93	0,38
Pb	X	(0,03)	-0,46	(-0,24)	-0,74	0,46	1,60	0,86
Zn		X	(0,16)	(0,08)	(-0,03)	-0,35	0,55	0,89
Cu			X	(0,24)	0,69	(-0,27)	1,13	-
Co				X	0,50	(-0,02)	0,96	2,0
Ni					X	(-0,04)	1,0	-
F						X	1,92	0,48

Среди элементов, расположенных в нижней части деформированного ромба, у свинца и кобальта лучше выражены отрицательная корреляция с отношением $K:Rb$ и положительная корреляция с литием, рубидием, бериллием и ниобием, т.е. свойства, характерные для литофильных элементов. У олова высокая положительная корреляция только с цинком и молибденом. Фтор тяготеет к элементам нижней части ромба. У меди и никеля средняя положительная корреляция между собой и средняя или низкая отрицательная корреляция с литофильными элементами верхней части ромба, а также со свинцом и цинком. Аляскитовые граниты по корреляционным связям несколько напоминают гранитоиды джидинского и гуджирского комплексов (см. табл. 36). Таким образом, на содержании лития, олова и фтора в субнормальных, лейкократовых и аляскитовых гранитах Центрального Казахстана отразилась изначальная специализация региона. По своим геохимическим особенностям, и прежде всего корреляционным связям между элементами, эти классы гранитоидов существенно отличаются друг от друга.

СЕВЕРНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ (ТАБЛ. 47, РИС. 60)

Данные в основном относятся к хорошо дифференцированным гранитам региона, включая литионит-альбитовые, поэтому $K:Rb = 87$ и соответственно $K_d = 1,84$. Корреляционные связи между элементами такие же, как в глобальном масштабе, но величина коэффициентов корреляции, как правило, выше глобальной (см. табл. 34). Выделяется отрицательная специализация гранитоидов на литий и цезий.

Р и с. 60. Корреляционные связи между элементами в гранитоидах Северного Тянь-Шаня. См. примечания к рис. 47 и 48



(Ba, Zr, Mo, W, Sn, Pb, Zn, Cu, Co, Ni, B)

ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ (ТАБЛ. 48, РИС. 61)

Как и в предыдущем регионе, перевес среди используемых данных имеют хорошо дифференцированные гранитоиды. $K:Rb$ равно 134 и соответственно $K_d = 1,19$. Корреляционные связи между литофильными элементами такие же, как в глобальном масштабе; величины коэффициентов корреляции между элементами, и в первую очередь с отношением $K:Rb$, в большинстве случаев выше глобальных. Отмечается высокая положительная корреляция бора со

Коэффициенты корреляции, концентрации и специализации для аля

I _g	r _g						
	Li	Rb	Be	Nb	Mo	Sn	Pb
K:Rb	-0,62	-0,96	-0,58	-0,46	(0,01)	(-0,15)	(-0,30)
Li	X	0,63	0,71	0,63	(0,15)	(0,14)	0,56
Rb		X	0,59	0,47	(0,09)	(0,16)	(0,31)
Be			X	0,76	(0,43)	(0,05)	0,59
Nb				X	(0,36)	(0,09)	(0,41)
Mo					X	0,62	0,57
Sn						X	(0,40)
Pb							X
Zn							
Cu							
Co							
Ni							
F							

Примечание. Для Cs, Ta, Zr, W и В данных недостаточно или они отсутствуют.

всеми литофильными элементами. Халькофильные элементы представлены одним молибденом, который стоит особняком. Характерна высокая положительная специализация гранитоидов на бериллий, олово и бор. Если в Северном Тянь-Шане имеет место положи-

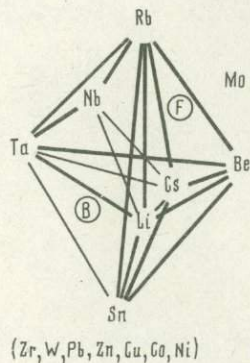


Рис. 61. Корреляционные связи между элементами в гранитоидах Южного Тянь-Шаня. См. примечания к рис. 47 и 48

тельная специализация гранитоидов на ниобий и отрицательная на тантал, то в Южном Тянь-Шане, наоборот, — положительная на тантал и отрицательная на ниобий.

ЛИТИОНИТ-АЛЬБИТОВЫЕ ГРАНИТЫ (ТАБЛ. 49)

При составлении табл. 49 были использованы все анализы литионит-альбитовых гранитов, приведенные в табл. 2. В литионит-альбитовых гранитах корреляционные связи у одних элементов

скитовых гранитов Центрального Казахстана (см. табл. 2, №3 49—370)

	r _g					K _к	K _{сп}
	Zn	Cu	Co	Ni	F		
(0,13)	0,47	(-0,32)	(0,29)	(-0,59)	-	-	
(0,42)	(-0,41)	0,62	-0,51	(0,07)	0,40	0,30	
(-0,10)	-0,49	(0,37)	(-0,26)	0,73	1,28	1,02	
(0,21)	(-0,31)	0,57	(-0,20)	(-0,06)	1,0	0,79	
(0,43)	-0,52	0,52	(-0,39)	(0,25)	1,37	1,09	
(0,44)	0	0,61	(0,29)	(0,45)	1,36	1,0	
0,70	0,04	(-0,31)	0,03	(0,55)	0,64	0,48	
0,54	(-0,23)	(0,28)	(-0,36)	(0,54)	1,06	0,90	
X	(-0,12)	(-0,03)	(-0,43)	(0,21)	0,92	1,09	
	X	(-0,43)	(0,45)	(-0,60)	0,96	-	
		X	(0,11)	(0,77)	0,84	1,12	
			X	0	0,98	-	
				X	1,05	0,73	

отражают общие особенности гранитоидов (см. табл. 34). К ним относятся литий, рубидий, цезий, тантал, фтор. У других элементов такие связи оказались существенно осложненными (ниобий, олово), у третьих — почти полностью нарушенными (бериллий, вольфрам). Отмечается высокая положительная корреляция у цезия и бериллия с бором.

Таким образом, в глобальном масштабе в гранитоидах отчетливо проявляются корреляционные связи между литофильными элементами — литием, рубидием, цезием, бериллием, ниобием, танталом, вольфрамом и оловом. Фтор входит в эту группу, слабее корреляция у бора. На схеме корреляционная зависимость выражена в виде ромба литофильных элементов. Цирконий находится вне ромба. У халькофильных и сидерофильных элементов между собой и литофильными элементами преобладает слабая корреляция. Выделяется лишь молибден сильной положительной связью с вольфрамом и сильной отрицательной — с кобальтом.

В регионах корреляционные связи между литофильными элементами обычно такие же, причем нередко более сильные по сравнению с глобальным масштабом. С переходом к комплексам и классам гранитоидов корреляционные связи осложняются, иногда ромб распадается на части, усиливаются связи некоторых литофильных элементов с халькофильными и сидерофильными. Отступления от глобальных и региональных соотношений, как правило, имеют индивидуальные особенности и различаются в отдельных комплексах и классах гранитоидов.

Сделаем несколько дополнительных замечаний. Наряду со сравнением корреляционных связей между элементами в отдельных геологических объектах непосредственно с глобальной зависи-

Таблица 47
Коэффициенты корреляции, концентрации и специализации для

lg	r_g^*			
	Li	Rb	Cs	Nb
K:Rb	-0,70	-0,99	-0,79	-0,80
Li	X	0,67	0,57	0,57
Rb		X	0,81	0,76
Cs			X	(0,27)
Nb				X
Ta				
F				

Примечание. Для Be, Zr, Mo, W, Sn, Pb, Zn, Cu, Co, Ni и В данных недостаточно или они отсутствуют.

Таблица 48
Коэффициенты корреляции, концентрации и специализации для гранитоидов

lg	r_g					
	Li	Rb	Cs	Be	Nb	Ta
K:Rb	-0,80	-0,97	-0,87	-0,92	(-0,62)	-0,78
Li	X	0,84	0,74	0,91	(0,56)	0,82
Rb		X	0,82	0,93	(0,63)	0,89
Cs			X	0,89	(0,54)	(0,51)
Be				X	(0,37)	(0,84)
Nb					X	0,76
Ta						X
Mo						
Sn						
F						
B						

Примечание. Для Zr, W, Pb, Zn, Cu, Co и Ni данных недостаточно или они отсутствуют.

Таблица 49
Коэффициенты корреляции между содержаниями элементов в литонит-аль-

lg	K:Rb	Li	Rb	Cs	Be
K:Rb	X	-0,44	-0,89	-0,53	(0,14)
Li	35	X	0,48	0,40	(0,17)
Rb	36	35	X	0,58	0
Cs	25	24	25	X	(0,19)
Be	21	20	21	13	X
Nb	35	34	35	25	20
Ta	35	34	35	25	20
W	12	12	12	4	11
Sn	22	21	22	13	21
F	26	26	26	18	14
B	17	17	17	13	9

Примечание. В верхней правой половине таблицы - коэффициенты корреляции, в нижней левой половине - число анализов.

гранитоидов Северного Тянь-Шаня (см. табл. 2, № 400-413)

r_g		K_K	K_{Cn}
Ta	F		
-0,94	-0,76	-	-
0,87	0,82	1,51	0,55
0,93	0,76	1,82	0,96
(0,42)	(0,50)	1,37	0,47
0,81	0,72	3,46	1,17
X	0,85	2,42	0,67
	X	2,70	0,83

Южного Тянь-Шаня (см. табл. 2, № 414-430)

r_g				K_K	K_{Cn}
Mo	Sn	F	B		
(-0,15)	-0,92	-0,83	-0,65	-	-
(0,12)	0,92	0,87	0,72	1,98	1,45
(0,15)	0,94	0,85	0,65	1,55	1,27
(0,15)	0,88	0,70	0,61	1,51	1,19
0	0,95	0,89	0,77	2,09	1,92
(-0,74)	(-0,03)	(0,60)	-	1,91	0,79
(-0,24)	(0,54)	0,81	-	3,20	1,12
X	(0,06)	(0,28)	(0,26)	1,43	1,25
	X	0,89	0,75	3,09	2,74
		X	0,79	1,75	1,30
			X	2,65	2,7

битовых гранитах

Nb	Ta	W	Sn	F	B
(-0,24)	-0,69	(0,24)	-0,53	-0,49	(0,14)
0,36	0,33	(-0,22)	(0,34)	0,64	(0,03)
(0,21)	0,67	(-0,07)	0,58	0,72	(0,02)
(-0,35)	0,40	-	(0,25)	0,51	0,68
(-0,32)	0	(0,46)	(-0,20)	(0,13)	0,79
X	(0,24)	(0,48)	(0,19)	0,50	(-0,25)
35	X	(0,13)	(0,11)	0,44	(-0,02)
11	11	X	(-0,09)	(0,19)	-
21	21	12	X	(-0,03)	(-0,12)
25	25	11	14	X	(0,03)
16	16	8	10	16	X

мостью целесообразно проводить сравнение и в такой последовательности: глобальный масштаб – регион, регион – комплекс, комплекс – массив и т.п. Отношение $K:Rb$ дает возможность оценить дифференцированность гранитоидов, роль кристаллизационной дифференциации и специализации, но вообще изучение корреляционных связей между элементами в виде самостоятельной задачи можно проводить и при отсутствии данных об отношении $K:Rb$.

Нередко корреляция между элементами резко снижается по причине выпадения из общей картины всего лишь одного анализа, и чем меньше анализов в выборке, тем больше снижение корреляции. Отклонения бывают вызваны приконтактовыми изменениями гранитоидов, обогащением акцессорными минералами в постмагматическую стадию и т.п. Такие гранитоиды следует рассматривать отдельно, чтобы они не осложняли главную линию магматического процесса. Вместе с тем корреляционный анализ может помочь в обнаружении и изучении такого рода отступлений.

В данной главе обсуждалась методическая сторона корреляционного анализа, а также путем сравнения регионов и комплексов была сделана попытка вскрыть особенности гранитоидного процесса в целом и именно с этой целью рассматривались отдельные регионы и комплексы. Углубленный анализ геохимических особенностей последних не входил в задачу автора, да для этого и материала в большинстве случаев было недостаточно. Такая задача стоит непосредственно перед исследователями регионов, и изучение корреляционных связей между элементами может дать интересную и полезную информацию о геологических объектах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные выводы, которые можно сделать в результате исследования геохимических особенностей ряда редких и рудных элементов в гранитоидах статистическими методами, использовавшимися в книге, сводятся к следующему. Распределение редких и рудных элементов в гранитоидах зависит от факторов, проявляющихся в глобальном, региональном и локальном масштабах. Ведущим процессом, определяющим глобальные закономерности, является кристаллизационная дифференциация. Ее влияние связано со способностью фтора накапливаться в расплаве при его кристаллизации и со способностью элементов образовывать устойчивые соединения с фтором и накапливаться вместе с ним. К таким элементам относятся литий, рубидий, цезий, бериллий, ниобий, тантал, вольфрам, олово. Содержание их повышается от ранних к поздним дифференциатам.

Кристаллизационная дифференциация оказывает слабое влияние на распределение элементов, которые или осаждаются в виде сульфидов и силикатов, или не образуют устойчивых соединений с фтором, или и то и другое совместно. К таким элементам относятся цирконий, молибден, свинец, цинк, медь, кобальт, никель. Процессом вызывающим отступления от глобальных закономерностей и обуславливающим геохимическое своеобразие регионов, комплексов и массивов, является специализация. Причины, приводящие к специализации, разнообразны. Они по-разному влияют на отдельные элементы, по-разному проявляются в конкретных геологических объектах.

Специализация гранитоидов многоэтапна. Возможна специализация источника магмы в отдельных регионах, которая устанавливается при сравнении регионов между собой и с глобальными закономерностями. Из литофильных элементов такая начальная специализация регионов отчетливее всего отражается на распределении бора, олова и лития. Возможна специализация на стадии формирования комплексов и массивов. Выше в качестве примера отмечалась специализация гранитоидов Калбинского массива Восточного Казахстана и Саханайского массива Забайкалья. Особенно предрасположены к такой специализации халькофильные и сидерофильные элементы.

В магматическую стадию ни в результате кристаллизационной дифференциации, ни при специализации промышленных концентраций

рассмотренных элементов не создается. Повышенные содержания элементов в гранитоидах, возникающие в магматическую стадию, являются благоприятным фактором для образования оруденения, но недостаточным. В дополнение к этому требуются особые условия для локальной концентрации летучих с редкими и рудными элементами. Предложенный метод обобщенных уравнений, K-Rb стандарта и схем корреляционной зависимости элементов, которые по своей сути являются схемами парагенезисов элементов, открывает новые возможности в изучении геохимических особенностей элементов и геологических объектов. Он наиболее эффективен для тех элементов, содержание которых закономерно изменяется при кристаллизационной дифференциации. Конечно, ни этот, ни другие статистические, экспериментальные и термодинамические методы не могут заменить геолого-геохимического изучения природных объектов и лишь в сочетании с ним могут принести наибольшую пользу.

1. Александров А.Л. Статистические оценки параметров распределения калия, натрия, рубидия и лития в гранитоидах байкалид и их прикладное значение. - *Геохимия*, 1969, № 4, с. 379-395.
2. Александров И.В. Модели эндогенного тантало-ниобиевого оруденения. М.: Наука, 1973. 148 с.
3. Александров И.В. К геохимии лития, рубидия и фтора в гранитоидном процессе. - *Геохимия*, 1977, № 1, с. 3-16.
4. Александров И.В. К геохимии цезия в гранитоидном процессе. - *Геохимия*, 1977, № 12, с. 1862-1872.
5. Александров И.В. О геохимической специализации гранитоидов. - *Геохимия*, 1978, № 12, с. 1802-1812.
6. Александров И.В., Ларичева О.О. Содержание рубидия и отношение K/Rb и Na/Rb как показатели танталоносности гранитов. - *Геохимия*, 1976, № 2, с. 256-263.
7. Александров И.В., Ларичева О.О. К геохимии тантала и ниобия в гранитоидном процессе. - *Геохимия*, 1977, № 9, с. 1327-1337.
8. Александров И.В., Трусикова Т.А. О соотношении структурных типов минералов олова, ниобия и тантала по геологическим и экспериментальным данным. - *Геохимия*, 1973, № 5, с. 768-772.
9. Александров С.М., Барсуков В.Л., Щербина В.В. Геохимия эндогенного бора. М.: Наука, 1968. 184 с.
10. Антипин В.С. Петрология и геохимия гранитоидов различных фаций глубинности. Новосибирск: Наука, 1977. 158 с.
11. Апельцин Ф.Р., Гинзбург А.И., Архангельская В.В. и др. Потенциальная рудоносность магматических образований на примере эндогенных месторождений (Sn, Be, Li, Cs, Ta, Nb), генетически связанных с гранитоидами. - В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Иркутск, 1970, с. 146-188.
12. Байбулатов Э.Б., Боконбаев К.Д., Сабельников С.Е., Соломович Л.И. Гранитоиды восточной части Южного Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1973. 242 с.
13. Барсуков В.Л. Основные черты геохимии олова. М.: Наука, 1974. 150 с.
14. Барсуков В.Л., Волосов А.Г. Геохимический метод прогноза оруденения на глубину и обнаружение слепых рудных тел на сульфидно-касситеритовых месторождениях. - *Геохимия*, 1967, № 11, с. 1370-1380.
15. Барсуков В.Л., Дурасова Н.А. Металлоносность и металлогенетическая специализация интрузивных пород районов развития сульфидно-касситеритовых месторождений (Мяо-Чана и Сихотэ-Алиня). - *Геохимия*, 1966, № 2, с. 168-179.
16. Беус А.А., Григорян С.В. Геохимические методы поисков и разведки месторождений твердых полезных ископаемых. М.: Недра, 1975. 280 с.

17. Беус А.А., Диков Ю.П. Геохимия бериллия в процессах эндогенного минералообразования (на основе гидротермального эксперимента). М.: Недра, 1967. 160 с.
18. Беус А.А., Ойзерман М.Т. О распределении рублия в магматических породах и корреляционной связи между рубидием и калием. - Геохимия, 1965, № 11, с. 1318-1324.
19. Беус А.А., Северов Э.А., Ситнин А.А., Субботин К.Д. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). М.: Изд-во АН СССР, 1962. 195 с.
20. Беус А.А., Фабрикова Е.А. Распределение цезия в гранитах СССР. - Геохимия, 1961, № 10, с. 875-880.
21. Борисенок Л.А., Соболев Р.Н., Кулешова М.Л. Геохимия молибдена (на примере гранитоидов западной части Центрального Казахстана). - В кн.: Геохимия процессов миграции рудных элементов. М.: Наука, 1977, с. 43-52.
22. Бородин Л.С., Осокин Е.Д., Блюм И.А. О закономерностях распределения ниобия и величине ниобий-танталового отношения в массивах щелочных пород. - Геохимия, 1972, № 1, с. 64-74.
23. Брызгалин О.В. Геохимия вольфрама в гидротермальном процессе. М.: Наука, 1976. 72 с.
24. Векилова Ф.И. Геохимия кобальта. Баку: Изд-во АН АССР, 1966. 188 с.
25. Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. - Геохимия, 1962, № 7, с. 555-571.
26. Воронцов А.Е. Нижнепалеозойские гранитоиды Бугульминского интрузивного комплекса и их главные геохимические особенности (Центральная часть Восточного Саяна). - В кн.: Геохимия редких элементов в магматических комплексах Восточной Сибири. М.: Наука, 1972, с. 216-249.
27. Гаврилин Р.Д., Ставров О.Д. Редкие щелочные элементы в сиенит-гранитной кали-натровой серии пород. - В кн.: Редкометалльные граниты и проблемы магматической дифференциации. М.: Недра, 1972, с. 218-226.
28. Геологическое строение СССР. М.: Недра, 1968, т. 3. 640 с.
29. Геохимические поиски эндогенных месторождений редких элементов/ А.А. Белоус, В.В. Беренгилова, Л.И. Грабовская и др. М.: Недра, 1968. 264 с.
30. Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. М.: Наука, 1964. Т. 1. 688 с.
31. Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. М.: Наука, 1964. Т. 2. 830 с.
32. Геохимия молибдена и вольфрама /З.В. Студеникова, Г.Ф. Иванова, В.В. Щербина, О.В. Брызгалин. М.: Наука, 1971. 128 с.
33. Гинзбург А.И., Ставров О.Д. К геохимии цезия. - Геохимия, 1969, № 4, с. 396-403.
34. Глазковский А.А., Горбунов Г.И., Сысоев Ф.А. Месторождения никеля. - В кн.: Рудные месторождения СССР. М.: Недра, 1974, т. 2, с. 5-74.
35. Глюк Д.С., Труфанова Л.Г. Плавление в системе гранит - H₂O с добавками HF, HCl, фторидов и гидроксидов лития, натрия и калия при давлении 1000 кг/см². - Геохимия, 1977, № 7, с. 1003-1012.
36. Говоров И.Н., Стунжас А.А. О формах переноса бериллия при щелочном метасоматозе. - Геохимия, 1963, № 4, с. 383-390.

37. Дурасова Н.А. Некоторые вопросы геохимии олова. - Геохимия, 1967, № 7, с. 802-812.
38. Елинсон С.В., Петров К.И. Аналитическая химия циркония и гафния. М.: Наука, 1965. 240 с.
39. Жиров К.К., Урусова М.А. К геохимии щелочей в гранитах Таракского массива Енисейского Кряжа. - Геохимия, 1962, № 2, с. 105-115.
40. Заболотная Н.П. Месторождения бериллия. - В кн.: Рудные месторождения СССР. М.: Недра, 1974, т. 3, с. 303-351.
41. Завалицкий А.Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1950. 400 с.
42. Захаров М.Н. Петрохимия и геохимические особенности Акатуевского массива и связанных с ним малых интрузий (Восточное Забайкалье). - В кн.: Геохимия редких элементов в магматических комплексах Восточной Сибири. М.: Наука, 1972, с. 97-131.
43. Зинченко О.В. Щелочные элементы и таллий в породах северо-западной оконечности Украинского кристаллического массива. - В кн.: Морфология, свойства и генезис минералов. Киев: Наук. думка, 1965, с. 163-171.
44. Знаменский Е.Б., Конусова В.В., Кринберг И.А. и др. Распределение титана, ниобия и тантала в сфенсодержащих гранитоидах. - Геохимия, 1962, № 9, с. 800-805.
45. Знаменский Е.Б., Кузьмин М.И., Коваль П.В. и др. Тантал и ниобий в разновозрастных гранитоидах Восточного Забайкалья. - Геохимия, 1968, № 1, с. 106-109.
46. Знаменский Е.Б., Родионова Л.М., Кахана М.М. О распределении ниобия и тантала в гранитоидах. - Геохимия, 1957, № 3, с. 222-225.
47. Иванов Ю.Г. Геохимические и минералогические критерии поисков вольфрамового оруденения. М.: Недра, 1974, с. 214.
48. Каширин К.Ф., Кондрашова В.А., Шмакин Б.М. Петрохимическая и геохимическая характеристика палеозойских гранитоидов конклюдеро-мамаканского комплекса. - В кн.: Вопросы геохимии изверженных пород и рудных месторождений Восточной Сибири. М.: Наука, 1965, с. 23-47.
49. Коваленко В.И., Коваленко Н.И. Онгониты. М.: Наука, 1976. 128 с.
50. Коваленко В.И., Тишендорф Г., Антипин В.С., Пельхен В., Ланге Х. Геохимическое сопоставление редкометалльных гранитоидов ГДР и МНР. - Геохимия, 1976, № 12, с. 1845-1856.
51. Коваль П.В. Петрология и геохимия альбитизированных гранитов. Новосибирск: Наука, 1975. 258 с.
52. Коган Б.И., Названова В.А., Солодов Н.А. Рубидий и цезий. М.: Наука, 1971. 334 с.
53. Козлов В.Д. Геология и геохимия палеозойских гранитоидов Ундино-Газимуровского района (Восточное Забайкалье). - В кн.: Геохимия редких элементов в магматических комплексах Восточной Сибири. М.: Наука, 1972, с. 48-96.
54. Козлов В.Д., Свадковская Л.Н. Петрохимия, геохимия и рудоносность гранитоидов Центрального Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1977. 253 с.
55. Коплус А.В., Пузанов Л.С. К геохимии фтора в магматическом процессе и оценке различных по составу расплавов как источников фтороносных растворов. - В кн.: Материалы к геохимии фтора и его роли в процессах минералообразования. М.: ВИМС, 1970, с. 7-33.

56. Коптев-Дворников В.С., Негрей Е.В. Редкие щелочи (Rb, Cs, Li) в гранитных комплексах Центрального Казахстана. - В кн.: Вопросы петрографии Казахстана. М.: Наука, 1966, с. 47-69.
57. Косале Я.А. Геохимия амазонитовых апогранитов. Новосибирск: Наука, 1976. 190 с.
58. Косале Я.А. Основные черты геохимии редких элементов в гранитоидных расплавах и растворах. Новосибирск: Наука, 1976. 232 с.
59. Крутов Г.А. Месторождения кобальта. М.: Госгеолтехиздат, 1956, с. 232.
60. Крутов Г.А. Месторождения кобальта. - В кн.: Рудные месторождения. Т. 2. М.: Недра, 1974, с. 75-98.
61. Кузьменко М.В., Еськова Е.М. Тантал и ниобий. М.: Наука, 1968, с. 342.
62. Кузьмин М.И., Антипин В.С. Поведение рубидия и лития при становлении Сокоотуйского гранитного массива. - В кн.: Вопросы геохимии изверженных горных пород и рудных месторождений Восточной Сибири. М.: Наука, 1965, с. 97-126.
63. Кузьмин М.И., Антипин В.С. Геохимическая характеристика мезозойских гранитоидов Восточного Забайкалья. - В кн.: Геохимия редких элементов в магматических комплексах Восточной Сибири. М.: Наука, 1972, с. 132-185.
64. Ларищева О.О., Александров И.В. О зависимости между содержанием ниобия и тантала в гранитах и находящихся в них слюдах. - Геохимия, 1976, № 10, с. 1561-1566.
65. Лин Н.Г., Морозов Л.Н., Петров Л.Л. Бериллий мезозойских гранитоидов центральной части Восточного Саяна (массивы речье Малого Тагула и Уды). - Геохимия, 1964, № 1, с. 82-84.
66. Лутков В.С., Могааровский В.В. К геохимии процессов гибридизма в гранитоидах (на примере Памира). - Геохимия, 1973, № 11, с. 1627-1635.
67. Ляхович В.В. Редкие элементы в породообразующих минералах гранитоидов. М.: Недра, 1972. 200 с.
68. Ляхович В.В. Редкие элементы в аксессуарных минералах гранитоидов. М.: Недра, 1973. 510 с.
69. Ляхович В.В., Овчинников Л.Н. Некоторые черты геохимии гранитоидов и их рудоносность. - В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Иркутск, 1970, с. 47-82.
70. Ляхович В.В. Связь оруденения с магматизмом (Тырныауз). М.: Наука, 1976. 424 с.
71. Магакян И.Г. Рудные месторождения. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1961. 584 с.
72. Маракушев А.А. Проблема рудоносности интрузий гранитоидов. - В кн.: Гранитообразование и летучие. - Труды Ин-та геологии и геохимии Урал. науч. центра АН СССР, 1975, вып. 120, с. 65-75.
73. Марин Ю.Б. Гранитоидные формации малых и умеренных глубин. Л.: Изд-во ЛГУ, 1976. 144 с.
74. Минеральный и химический состав ультракислых гранитоидов Центрального Казахстана/В.И. Серых, Ю.А. Габов, А.П. Новичкова и др. Алма-Ата: Наука, 1976. 194 с.
75. Москевич М.М. Минеральные ресурсы бериллия, лития, ниобия и тантала в капиталистических странах. М.: Недра, 1966. 314 с.
76. Некрасов И.Я. Геохимия олова и редких элементов Верхояно-Чукотской складчатой области. М.: Наука, 1966. 379 с.

77. О дикадзе Г.Л. О некоторых особенностях распределения K, Rb и Tl в гранитоидах Дзирульского кристаллического массива (Западная Грузия). - Геохимия, № 1, 1967, с. 98-108.
78. Павленко А.С., Филиппов Л.В., Орлова Л.П. Гранитоидные формации Центрально-Азиатского складчатого пояса, их петрология, геохимия, металлогенность. М.: Наука, 1974. 233 с.
79. Петрова З.И. Петролого-геохимическая характеристика Днидинского интрузивного комплекса. - В кн.: Геохимия редких элементов в магматических комплексах Восточной Сибири. М.: Наука, 1972, с. 5-47.
80. Пятенко И.К., Ситнин А.А., Лавриненко А.Ф. Геохимические особенности метасоматически измененных гранитоидов Приазовья. - Сов. геология, 1966, № 12, с. 81-88.
81. Редкометалльные гранитоиды Монголии. М.: Наука, 1971. 239 с.
82. Рябчиков И.Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М.: Наука, 1975. 232 с.
83. Самсонов И.З., Пожарицкий И.Ф. Месторождения меди. - В кн.: Рудные месторождения. М.: Недра, 1974, т. 2, с. 99-168.
84. Сажина Л.И. О распространении рубидия в гранитах СССР. - Геохимия, 1958, № 6, с. 602-604.
85. Слепнев Ю.С. Особенности распределения некоторых редких элементов в метаморфических породах, гранитах и редкометалльных пегматитах Саян. - Геохимия, 1959, № 3, с. 252-258.
86. Смирнов В.И., Горжевский Д.И. Месторождения свинца и цинка. - В кн.: Рудные месторождения. М.: Недра, 1974, т. 2, с. 169-237.
87. Ставров О.Д. Основные черты геохимии Li, Rb, Cs в процессе становления гранитных интрузивов и связанных с ними пегматитов. - В кн.: Геология месторождений редких элементов. М.: Госгеолтехиздат, 1963, вып. 21, с. 1-142.
88. Ставров О.Д. Рубидий - индикатор процесса дифференциации гранитных магм. - Сов. геология, 1966, № 6, с. 101-112.
89. Ставров О.Д. К проблеме гранита и его рудоносности в связи с геохимией рубидия. - Геохимия, 1971, № 10, с. 1192-1208.
90. Ставров О.Д., Портнов А.М. Распределение щелочных элементов и бора в породах массива Бурпала. - Геохимия, 1966, № 4, с. 466-467.
91. Ставров О.Д., Столяров И.С., Иовчева Э.И. Некоторые черты геохимии и вопросы генезиса Верх-Исетского гранитоидного массива (Средний Урал). - Геохимия, 1969, № 12, с. 1490-1501.
92. Таусон Л.В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 229 с.
93. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.
94. Таусон Л.В. Факторы миграции редких элементов в магматическом процессе. - В кн.: Геохимия процессов миграции рудных элементов. М.: Наука, 1977, с. 5-14.
95. Таусон Л.В. Магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1970. 36 с.
96. Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С., Траянова М.В. Литий, рубидий, стронций и свинец в гранитоидах Урала. - Геохимия, 1969, № 1, с. 72-83.
97. Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С. Петрология магматических гранитоидов. М.: Наука, 1975. 288 с.

98. Хитаров Н.И., Арутюнян Л.А., Лебедев Е.В. Экспериментальное исследование выноса молибдена из гранитного расплава под давлением воды до 3000 атм. - *Геохимия*, 1967, № 8, с. 891-900.
99. Шеремет Е.М., Гормашова Г.С., Легейдо В.А. Геохимические критерии продуктивности потенциально рудоносных гранитоидов гуджирского интрузивного комплекса Западного Забайкалья. - *Геохимия*, 1973, № 10.
100. Haack U.K. Spurenelemente in Biotiten aus Graniten und Gneisen. - *Contribs. Miner. and Petrol.*, 1969, 22, N 2.
101. Jahns R., Burnham C.W. Experimental studies of pegmatite genesis. - *Econ. Geol.*, 1969, 64, N 8, p. 843-864.
102. Kun Nde. The economic geology of columbium (niobium) and tantalum. - *Econ. Geol.*, 1962, 57, N 3.
103. Parker R.L., Fleischer M. Geochemistry of niobium and tantalum. - *Profess Paper U.S. Geol. Surv.*, 1968, N 612.
104. Sandell E.B., Goldich S.S. The rare metallic constitution of some American igneous rocks. - *J. Geol.*, 1943, 51, N 2/3.
105. Turekian K.K., Wedepohl K.H. Distribution of Elements in some Major Units of the Earth's Crust. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1961, 72, p. 175-192.

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
----------------	---

Глава I

СОДЕРЖАНИЕ РЕДКИХ И РУДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ГРАНИТОИДАХ	6
--	---

Глава II

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РЕДКИХ И РУДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ	54
---	----

1. Рубидий	56
2. О методе K-Rb-стандарта и специализации гранитоидов	64
3. Литий	74
4. Цезий	84
5. Бериллий	90
6. Ниобий	96
7. Тантал	103
8. Цирконий	111
9. Молибден	114
10. Вольфрам	119
11. Олово	124
12. Свинец	131
13. Цинк	134
14. Медь	137
15. Кобальт	139
16. Никель	142
17. Фтор	145
18. Бор	152
19. Обзор геохимических особенностей распределения редких и рудных элементов в гранитоидах	155

Глава III

КОРРЕЛЯЦИОННЫЕ СВЯЗИ МЕЖДУ РЕДКИМИ И РУДНЫМИ ЭЛЕМЕНТАМИ В ГРАНИТОИДАХ	162
---	-----

ЗАКЛЮЧЕНИЕ	191
------------------	-----

ЛИТЕРАТУРА	193
------------------	-----

Игорь Васильевич Александров

**К ГЕОХИМИИ РЕДКИХ И РУДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ
В ГРАНИТОИДАХ**

*Утверждено к печати
Институтом геохимии и аналитической химии
им. В.И. Вернадского*

Редактор издательства *И.А. Клинцева*
Художественный редактор *Н.Г. Блинов*
Технический редактор *Н.М. Бурова*

ИБ № 17243

Подписано к печати 22.04.80. Т - 08512
Формат 60x90 1/16. Бумага офсетная № 1
Печать офсетная. Усл.печ.л. 12,5. Уч.-изд.л. 14,0
Тираж 1000 экз. Тип. зак. 1159. Цена 1р. 70к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90;
Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

1 р. 70 к.

18445

