

© М. О. РАМПИЛОВ, д. чл. Г. С. РИПП, д. чл. А. Г. ДОРОШКЕВИЧ,
С. В. КАНАКИН, Е. В. ХОДЫРЕВА

РЕДКОМЕТАЛЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В АЛЬБИТИЗИРОВАННЫХ ГРАНИТАХ УЧАСТКА ИРБО (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Геологический институт СО РАН, 670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой ба;
e-mail: mrampilov@mail.ru

В статье рассмотрены петрографические, петрохимические и минералогические особенности альбитизированных гранитов участка Ирбо (Западное Забайкалье). Они характеризуются повышенным содержанием щелочей, РЗЭ, циркония, бария, иттрия и др. Приведены результаты анализов большой группы редкометалльных и редкоземельных минералов. Показано, что оруденение этого участка специализировано на иттрий, тяжелые и средние лантаноиды (алланит, чевкинит, иттриалит, итробритолит и др.), а ниобий в них концентрируется в составе пирохлора, ферсмита и фергусонита.

Ключевые слова: альбитизация, альбитизированный гранит, редкометалльные минералы, циркон.

M. O. RAMPILOV, G. S. RIPP, A. G. DOROSHKEVICH, S. V. KANAKIN, E. V. KHODYREVA.
RARE-METAL MINERALIZATION IN ALBITIZED GRANITES AT THE IRBO AREA
(WESTERN TRANSBAIKALIA)

Albitized granites of the Irbo area belong, according to their petrographic and mineralogical features, to riebeckite-bearing albitites with accessory minerals of Nb-, Zr-, Y-, and REE. In small amount they contain biotite, aegirine-diopside, epidote, fluorite and muscovite. Their U-Pb age (SHRIMP II, zircon) is 622.3 ± 7.1 Ma. Rare metal mineralization is represented by inclusions of small grains, and rarely by small aggregates of zircon, allanite, fergusonite, pyrochlore, monazite, titanite, magnetite, ilmenite, thorite, chevkinite. In comparison with Late Paleozoic albitized granites of Western Transbaikalia (Bezimyanka, Amnunna massifs), the Irbo area rocks are enriched in Y and LREE (Rampilov et al., 2009). Yttrium, apart from in REE-minerals (thalenite, yttrilite, fergusonite), is presented in titanite, chevkinite, thorite, monazite. The calculated oxygen-isotopic temperatures (by quartz — albite pair) varying within interval 373—472 °C indicate for postmagmatic origin of albitized rocks.

Key words: albitization, albitized granite, rare metal minerals, zircon.

Наиболее важной особенностью Забайкалья является широкое распространение на его территории гранитного магматизма. Здесь известен один из крупнейших в мире Ангаро-Витимский батолит, занимающий площадь более 150 тыс. км². По данным многочисленных геохронологических исследований, большая часть гранитов сформировалась в верхнем палеозое в интервале 275—330 млн лет на коллизионном и постколлизионном этапах развития региона (Будников и др., 1995; Ярмолюк и др., 1997а, б; Рыцк и др., 2002; Цыганков и др., 2010).

В пределах батолита распространены близкие к ним по возрасту альбитизированные граниты (Рампилов и др., 2009). В настоящее время здесь известно около двадцати массивов таких пород. Это небольшие по размерам в разной степени альбитизированные апикальные части гранитных выступов, массивы и дайки, расположенные в метаморфических толщах на периферии крупных плутонов. Они являются результатом глубокой дифференци-

ации магматического расплава, сопровождавшейся накоплением летучих, редких элементов и более всего ниобия и тантала. По петрографическим, минералогическим и геохимическим особенностям часть из них подобна гранитам А-типа. Относительно известково-щелочных гранитов, среди которых они находятся, в альбитизированных гранитах заметно выше кремнекислотность, содержание щелочей [8—12 мас. % (Na₂O + K₂O)] и ниже — магния, кальция, окисного и закисного железа, а содержание глинозема достигает 20 мас. %.

К северу от батолита распространены гранитные массивы более древнего возраста. Участками с ними также связаны процессы альбитизации. К их числу относятся проявления участка Ирбо. Геохронологическое изучение циркона (U-Pb, SHRIMP II) из альбитизированных пород показало их позднерифейский возраст. Сопровождающая их рудная минерализация резко отличается от минерализации альбитизированных пород позднепалеозойского этапа (Рампилов и др., 2009). Это касается в первую очередь состава РЗЭ и минералов-носителей ниобия.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Породы анализировались традиционными химическим и рентгено-флуоресцентными методами в Геологическом институте СО РАН (г. Улан-Удэ). Анализ примесных и редкоземельных элементов выполнен методом ICP AES. Изотопные составы кислорода определены в лаборатории стабильных изотопов Аналитического Центра ДВО РАН (г. Владивосток) на прецезионных масс-спектрометрах Finigan MAT-252 и 253. Методика анализов описана в работе (Игнатъев, Веливецкая, 2005). Погрешность анализов не превышала ± 0.05 ‰. Часть анализов выполнена в Геологическом институте СО РАН (аналитик В.Ф. Посохов, г. Улан-Удэ).

Изотопно-кислородные температуры для пар сосуществующих (равновесных) минералов были определены по формуле: $1000 \ln \alpha = A \times 10^6 / T^2 (K)$, где $1000 \ln \alpha$ — разность изотопного состава кислорода, A — коэффициент фракционирования для пар минералов, T — температура по Кельвину (Chacko et al., 2001).

В связи с тем что редкометалльные и редкоземельные минералы в альбититах представлены тонкой и рассеянной вкрапленностью, они были выделены в основном из протолок с получением искусственного шлиха. Первоначальная масса проб варьировала от 5 до 10 кг. После дробления проб и их отмучивания было проведено гравитационное обогащение, в том числе с использованием тяжелых жидкостей. В случае визуального обнаружения минералов они препарировались непосредственно из образцов. Выделенные минералы запрессовывались в эпоксидную смолу. Поверхность препаратов полировалась, затем проводился анализ на модернизированном электронном микрозонде MAP-3 (аналитик С. В. Канакин). Из образцов, обогащенных рудными минералами, вырезались блоки. Поверхность их также полировалась и изучалась на электронном микроскопе LEO-1430 с энергодисперсионным спектрометром IncaEnergy-300 (аналитик Н. С. Карманов), а обнаруженные минералы анализировались на микрозонде. Съемки на микрозонде проводились при следующих условиях: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 40 нА, время измерения 20 с, диаметр зонда 2 мкм. Для повышения достовер-

ности результатов в окрестностях каждой точки проводилось по несколько параллельных замеров.

U-Pb исследования проводились в Центре изотопных исследований ФГУП ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского (г. Санкт-Петербург). Отобранные вручную кристаллы циркона были имплантированы в эпоксидную смолу вместе с зернами Международных геохронологических стандартов циркона TEMORA и 91500. Для выбора места локального U-Pb датирования использовались оптические, BSE и катодолюминесцентные изображения, отражающие внутреннее строение и зональность кристаллов циркона. Измерения U-Pb отношений проводились по методике, описанной в работе (Williams, 1998). Интенсивность первичного пучка молекулярного кислорода составляла 4 нА, диаметр пятна (кратера) пробоотбора — 25 мкм при глубине до 5 мкм. Обработка полученных данных осуществлялась с помощью программы SQUID (Ludwig, 2000). U-Pb отношения нормализовались на значение 0.0668, приписанное стандартному циркону TEMORA, что соответствует возрасту этого циркона 416.75 млн лет (Black et al., 2003). Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) даны на уровне 1σ , а погрешности вычисленных конкордантных возрастов — на уровне 2σ . Построение графиков с конкордией проводилось с использованием программы ISOPLOT/EX (Ludwig, 1999).

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПРОЯВЛЕНИЯ

Участок альбитизированных гранитов Ирбо расположен в пределах Байкало-Муйского пояса рифейской островодужной области (Конников, Цыганков, 1992). Они прослежены от верховьев р. Акукан до верховьев р. Ирбо на расстояние более 15 км. Изученные рудопроявления (Озерное-1, Озерное-2, Водораздельное и Большое), приуроченные к этой зоне, локализованы в линейно-вытянутой полосе северо-северо-западного направления. Зона трассируется радиоактивной аномалией (60—190 мкР/час), связанной с минерализацией альбититов. Изучено четыре участка, имеющие близкое геологическое строение, единый тип метасоматических процессов и их рудную специализацию. Вмещающими породами альбитизированных гранитов являются габброиды и вулканогенные образования основного состава, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации (Божко и др., 1999). Схема геологического строения представлена на рис. 1.

На площади распространены небольшие (до 10—15 м) тела мелкозернистых лейкократовых гранитов с рибекитом. Важную роль среди них играют дайки пегматитов. Встречаются жильные тела (мощностью до 5 м) альбитовых метасоматитов, приуроченных в основном к тектоническим нарушениям. Альбитизация захватила относительно небольшие участки пород. Она изменила не только лейкограниты, пегматиты, но и вмещающие габброиды. Возраст габброидов, гранитов и пегматитов считается нижнепротерозойским (Божко и др., 1999), а возраст альбитовых метасоматитов, по нашим данным, рифейский. Макроскопически альбитизированные граниты представляют собой мелко-среднезернистые породы белого (до серого) цвета. На фоне кварц-альбитовой массы отчетливо выделяются изометричные и призматические зерна темноцветных минералов (амфибола, магнетита, редкометаллических минералов) размером до 1—2 мм.



Рис. 1. Схема геологического строения бассейна реки Ирбо (по данным геолого-съёмочных работ).

1 — четвертичные отложения; 2 — граниты средне-, мелкозернистые лейкократовые, участками альбитизированные; 3 — граниты мелкозернистые роговообманковые, биотит-роговообманковые гнейсовидные; 4 — габбро мезократовые, габбро-диориты; 5 — габбро, габбро-диабазы мелкозернистые, меланократовые; 6 — метаморфизованные эффузивы (ортосланцы кислого и основного составов); 7 — разрывные нарушения достоверные (а), предполагаемые (б); 8 — элементы залегания: а) сланцеватости, б) слоистости, полосчатости, в) трещиноватости и отдельности; 9 — рудопроявления: 1 — Водораздельное, 2 — Озерное-1, 3 — Озерное-2, 4 — Большое, вне масштаба.

Fig. 1. Geological sketch map of the Irbo river basin (after geological survey data, with the authors' supplement).

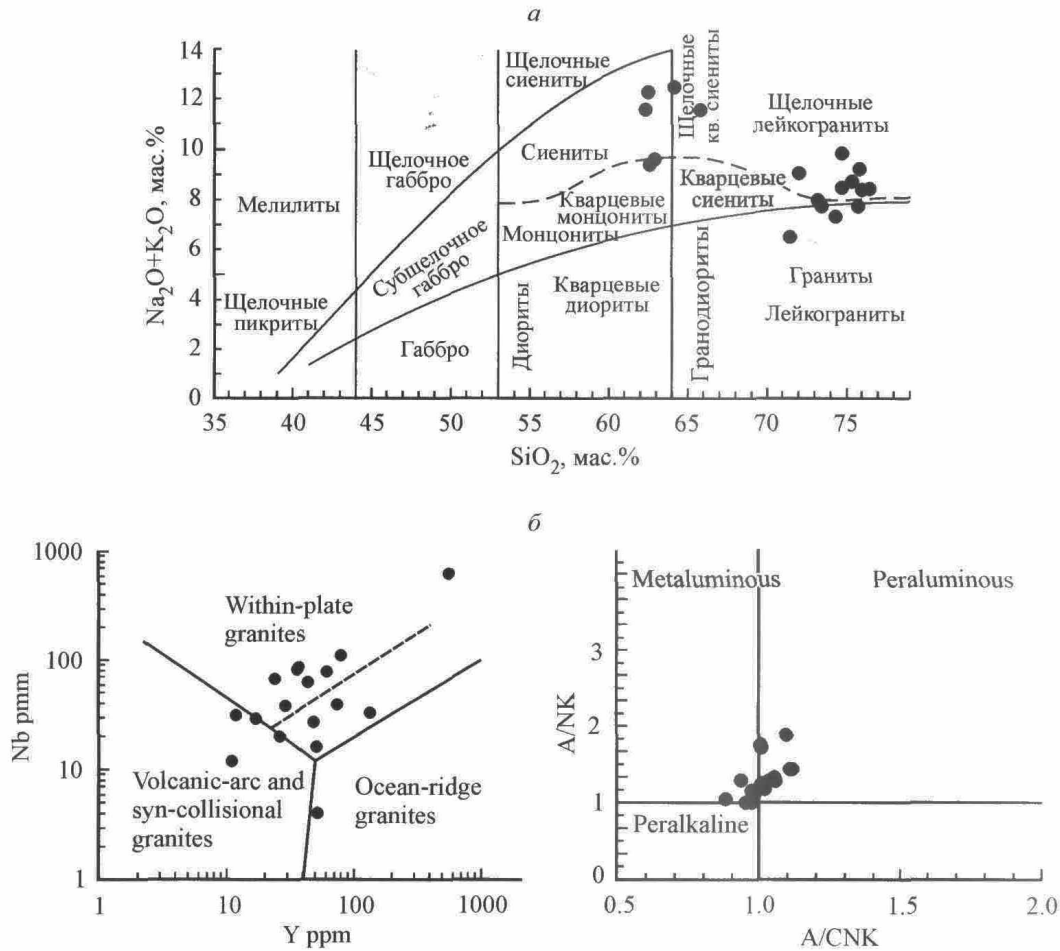


Рис. 2. Положение альбитизированных гранитов участка Ирбо на классификационных диаграммах SiO_2 — $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (а), Дж. Пирса и соавторов (Pearce et al., 1984) (б).

$$\text{A/NK} = \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) \text{ (коэффициент алкаитности), } \text{A/CNK} = \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}).$$

Fig. 2. Location of albitized granites of the Irbo area on classification diagrams.

По химическому составу породы ложатся в поле щелочных гранитов и сиенитов (рис. 2). При этом натрий постоянно преобладает над калием. Отчетливо выделяются две группы: 1) с повышенным содержанием суммы щелочей (до 12.24) и более низким кремнеземом (63—67 мас. %) и 2) высоким содержанием SiO_2 (72—74 мас. %) и низким $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (6.47—9 мас. %) (табл. 1). Основная масса натрия и калия в метасоматически измененных гранитах связана с альбитом и микроклином, количественные отношения которых определяют калий-натриевые отношения в породе и зависят от интенсивности альбитизации. Характерной особенностью альбитизированных гранитов являются низкие содержания марганца, магния и кальция (табл. 1) и неравномерное распределение циркония (от 27 до 6800 ppm). Высокие содержания последнего коррелируются с повышенным содержанием иттрия. На завершающей стадии метасоматических процессов двухвалентное железо окислилось до трехвалентного, что привело к замещению магнетита гематитом. На исследуемой площади распространены также гидротермальные кварцевые прожилки и редкие жилы с сульфидами (пирит, халькопирит, бор-

Химический состав альбитизированных гранитов (мас. %, ppm)
Chemical composition of the albitized granite (wt %, ppm)

Компонент	Озерный-1										Озерный-2										Волораздельный					Большой				
	15а/03	15/03	15в/03	15б/03	16а/03	16б/03	16в/03	16г/03	16д/03	16е/03	65а/03	67д/03	67б/03	67а/03	65/03	102/03	ВО-2	ВО-5/05	ВО-1/05	Б-1										
SiO ₂	75.1	72.2	76.7	75.5	76.2	64.7	62.9	63	74.2	76.6	63.1	63.4	63.4	72.8	75.5	74	66.4	77.3	76.8											
TiO ₂	0.08	0.38	0.05	0.04	0.13	0.13	0.33	0.22	0.15	0.06	0.07	0.19	0.19	0.24	0.04	0.27	0.16	0.02	0.04											
Al ₂ O ₃	14.9	13.75	13.15	12.8	13.45	19	18.5	18.25	15.7	14.2	23	22.2	22.2	12.8	14.5	13.05	16.1	12.2	13.25											
Fe ₂ O ₃	0.82	1.01	0.82	1.1	0.27	1.69	1.77	2.83	0.51	0.2	0.25	0.5	0.5	0.84	0.3	0.92	3.6	1.03	0.49											
FeO	<0.10	2.34	<0.10	<0.10	0.18	1.02	1.93	1.85	<0.10	<0.10	0.04	<0.10	<0.10	1.8	0.04	1.35	0.63	0.04	0.46											
MnO	0.01	0.04	<0.01	0.02	0.02	0.06	0.04	0.22	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.06	0.01	0.04	0.12	<0.01	0.01											
MgO	0.1	0.56	0.03	0.06	0.05	0.05	0.35	0.1	0.08	0.03	0.07	0.1	0.1	0.83	0.06	0.34	0.06	0.05	0.08											
CaO	0.96	2.29	0.34	0.14	0.79	0.57	2.12	0.88	0.89	0.91	3.26	3.75	3.75	1.13	0.9	0.81	0.45	4.45	0.63											
Na ₂ O	7	4.47	5.13	4	5.38	7.33	6.67	7	7.36	7.3	8.78	8.8	8.8	4.81	5.37	4.57	6.47	4.42	4.2											
K ₂ O	0.29	2	4.07	5.81	3.3	5.12	4.86	5.24	0.34	0.39	0.57	0.75	0.75	4.22	3.07	3.38	5.07	3.99	4.15											
P ₂ O ₅	<0.03	0.1	<0.03	<0.3	<0.03	0.04	0.1	0.07	0.03	<0.03	0.04	<0.03	<0.03	0.06	<0.03	0.05	0.03	<0.03	<0.03											
П. п. п.	0.32	0.88	0.2	0.2	0.28	0.37	0.71	0.5	0.62	0.36	0.74	0.52	0.52	0.68	0.56	0.95	0.31	0.3	0.39											
Сумма	99.58	100.02	100.49	99.67	100.05	100.08	100.28	100.16	99.89	100.06	99.95	100.22	100.22	100.27	100.35	99.73	99.4	99.8	100.5											
Na ₂ O/K ₂ O	24.14	2.24	1.26	0.69	1.63	1.43	1.37	1.34	21.65	18.72	15.4	11.73	11.73	1.14	1.75	1.35	1.28	1.11	1.01											
Zn	18	60	33	30	Не обн.	38	Не обн.	80	45	23	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	33	47	97	34	34											
Pb	5	41	30	10	24	14	19	24	Не обн.	18	32	36	36	То же	36	18	Не обн.	37	28											
Rb	34	132	11	8	42	29	31	32	То же	3	7	11	11	44	56	34	107	72	57											
Sr	29	51	12	17	31	34	112	11	170	54	408	350	350	74	707	64	16	112	39											
Y	56	437	100	270	86	1110	1680	550	6800	27	1460	344	344	41	56	285	2960	87	80											
Zr	38	16	31	29	82	86	110	67	620	12	19	27	27	20	4	39	33	79	63											
Nb	6.3	5	3.7	Не обн.	4	12	5	13	9	Не обн.	2.7	3	3	4	Не обн.	3.3	11	4.9	1.7											
Sn	42	800	115	60	112	147	478	91	167	93	381	306	306	6570	676	1172	348	52	288											

Примечание. Здесь и в табл. 2 анализы расположены в последовательности увеличения интенсивности альбитизации.

Содержание редкоземельных элементов в альбитизированных гранитах, ppm
 REE contents in the albitized granite, ppm

№ проб	Участок	LREE										HREE							Σ ₁ LREE	Σ ₂ LREE	ΣREE
		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu							
15а/03	Озерный-1	17	34	0.2	14.8	3	0.42	5.2	0.7	6.15	1.6	5.5	6.1	1	69.42	26.25	95.67				
15/03		19.6	37	0.2	17	4	1.1	8.1	Не обн.	4.5	0.93	2.9	2.7	0.45	78.9	19.58	98.48				
15в/03		2.8	6.6	0.2	2.9	Не обн.	0.1	1.5	0.3	0.9	0.28	0.63	0.55	0.05	12.6	4.21	16.81				
15б/03		7.6	14.8	0.2	5.25	0.84	0.13	2.6	0.5	1.1	0.22	0.68	0.74	0.08	28.82	5.92	34.74				
16в/03	Озерный-2	4.75	13.5	0.2	8	1.6	0.28	6	1	7.7	1.85	5.9	5.2	0.71	28.33	28.36	56.69				
16з/03		100	190	0.2	40	6.3	0.45	3.6	Не обн.	4.4	0.88	3.2	3.6	0.5	336.95	16.18	353.13				
16а/03		23	50	0.2	19.5	5.3	0.72	11	То же	6.2	1.1	4.3	3.6	0.55	98.72	26.75	125.47				
16б/03		25	57	0.2	22	5.3	0.48	10	» »	4.5	0.65	2.2	2.5	0.38	109.98	20.23	130.21				
65а/03	Водо-раздельный	110	230	0.2	75	14	1.2	12	» »	11	2.3	7.1	7.6	1.2	430.4	41.2	471.6				
67д/03		21.6	56	0.2	15.1	2.8	0.64	3.6	0.35	2.8	0.7	2	1.85	0.25	96.34	11.55	107.89				
67б/03		9.6	35.7	1.7	8.2	1.2	0.27	1.2	0.25	1	0.28	1	2.1	0.43	56.67	6.26	62.93				
67а/03		15.2	39	0.2	11.3	2	0.48	2.9	0.37	2.2	0.6	1.8	1.9	0.26	68.18	10.03	78.21				
65/03		32.8	57	0.2	23.4	4.4	1.4	8	1.2	5.5	1.4	4.3	3.8	0.47	119.2	24.67	143.87				
102/03	Большой	1.95	4.8	0.2	1.74	0.18	0.06	0.23	0.25	0.12	0.08	0.1	0.14	0.02	8.93	0.94	9.87				
ВО-2		41	86	10.6	40	9	1.7	8.15	1.5	8.15	1.7	4.8	4.5	0.65	188.3	29.45	217.75				
ВО-5/05		82.5	200	24.5	81	16.3	1.63	12	1.7	13.5	3.1	10	10	1.4	405.93	51.7	457.63				
ВО-1/05		2	4.8	0.2	4.6	2	0.17	3	0.87	6.4	1.5	5.8	7.3	Не обн.	13.77	24.87	38.64				
Б-11		4	7.7	0.2	5	1.8	0.8	3.5	0.8	5.6	1.2	4.4	4.6	0.64	19.5	20.76	40.26				

нит, галенит) и золотом. Связь их с процессами альбитизации не просматривается. Содержание РЗЭ в альбитизированных породах сильно варьирует (табл. 2). Количество легких лантаноидов изменяется от 12 до 330 ppm. В целом породы характеризуются повышенным содержанием иттрия (до 68 ppm).

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА МИНЕРАЛОВ В АЛЬБИТИЗИРОВАННЫХ ГРАНИТАХ

Главными минералами альбитизированных гранитов являются альбит, калиевый полевой шпат и кварц. В числе второстепенных и редко встречающихся отмечаются биотит, амфибол (рибекит), пироксен (эгирин-диопсид), эпидот, флюорит и мусковит. На всех участках рудная минерализация представлена убогой вкрапленностью мелких зерен, редко небольшими агрегатными скоплениями. В ее составе установлены циркон, алланит, фергусонит, пирохлор, монацит, титанит, магнетит, ильменит, торит, чевкинит, сульфиды. Составы редкоземельных и редкометалльных минералов приведены в табл. 2 и 3.

Биотит (1—3 %) присутствует в виде мелких чешуек и их скоплений (до 2 мм) в альбитовом агрегате, в кварце. Минерал высокожелезистый (до 30 мас. % FeO_{tot}), характеризуется гетерогенностью состава, низкой концентрацией магния (4.8—10 мас. % MgO) и фтора (0.2—1.0 мас. % F), содержит 1.8—2.35 мас. % TiO_2 . Встречается также более поздняя генерация биотита, слагающая прожилки и образованная в результате альбитизации вмещающих пород. Значимых различий в химическом составе биотита разных генераций не установлено.

Магнетит (1—3 %) является одним из наиболее распространенных рудных минералов. Он образует рассеянную вкрапленность, кучные выделения, а также идиоморфные зерна в амфиболе. Иногда вкрапленность его зерен вытянута в одном направлении, обуславливая полосчатую текстуру породы. С магнетитом ассоциируют титанит, циркон, редкоземельные минералы. В целом магнетит (участки Водораздельный, Озерный-1 и -2) характеризуется низким содержанием титана (около 0.2 мас. % TiO_2), примесей других элементов не установлено. Изотопный состав кислорода равен 0.36—0.4 ‰ $\delta^{18}\text{O}$. На одном из участков (Большой) встречен магнетит, содержащий до 11 мас. % TiO_2 , до 5 мас. % MnO и до 1.27 мас. % ZnO . Вокруг его зерен встречаются оторочки титанита. Многие зерна магнетита мартитизированы.

Титанит (0.5—1 %) ассоциирует с калиевым полевым шпатом, кварцем, магнетитом, пирохлором, иногда с биотитом. Образует обособленные зерна размером до 2 мм и каемки вокруг биотита и магнетита. Как вторичный минерал титанит встречается в ассоциации с хлоритом, образовавшимся при замещении темноцветных минералов. Особенностью его является постоянное присутствие ниобия (до 3—6 мас. % Nb_2O_5) и иттрия (до 1.9 мас. % Y_2O_3).

Эпидот (1—2 %) в альбитизированных гранитах представлен двумя генерациями. Одна из них слагает маломощные прожилки, цементирующие зоны дробления (поздняя). Она широко представлена также во вмещающих габброидах. Состав этого эпидота обычный, примесей РЗЭ в нем не установлено.

Таблица 3

Средний химический состав редкометалльных минералов из альбитизированных гранитов, мас. %
Average chemical compositions of rare-metal minerals in albitized granites, wt %

Минерал	Nb ₂ O ₃	Y ₂ O ₃	ThO ₂	UO ₂	Ta ₂ O ₅	TR ₂ O ₃	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	FeO	MnO	P ₂ O ₅
Титанит (15)	2.99 (2.19)	1.5 (0.13)	—	—	—	Не обн.	30.24 (0.83)	3.28 (4.15)	31.55 (9.13)	26.97 (1.87)	2.51 (1.77)	—	—
Алланит-(Ce) (53)	—	0.10 (0.13)	1.15 (0.14)	—	—	22.33 (22.78)	30.38 (3.74)	11.69 (10.17)	1.8 (1.69)	1.8 (1.69)	16.92 (9.77)	1.26 (1.16)	—
Фергусонит-(Y) (17)	47.70 (5.63)	25.38 (8.33)	6.03 (2.35)	2.31 (1.46)	Не обн.	15.08 (31.99)	1.84 (0.18)	—	Не обн.	1.13 (0.11)	—	—	—
Фергусонит-(Nd) (4)	45.02 (0.55)	9.62 (8.75)	7.09 (2.16)	Не обн.	»	33.37 (9.54)	1.3 (0.25)	—	»	0.99 (0.01)	—	—	—
Пирохлор (6)	48.35 (0.51)	Не обн.	1.1 (0.18)	12.4 (0.65)	6.13 (0.41)	Не обн.	1.4 (0.01)	—	9.38 (0.06)	18.8 (0.53)	0.5 (0.01)	0.47 (0)	—
Иттрилит (22)	—	32.38 (29.05)	7.09 (16.4)	Не обн.	—	13.54 (8.61)	31.97 (2.04)	—	—	0.68 (0.07)	1.27 (1.16)	1 (0.57)	—
Таленит (5)	—	35.38 (17.09)	Не обн.	»	—	17.65 (6.74)	26.45 (0.07)	—	—	1.33 (0.03)	Не обн.	Не обн.	—
Ферсмит (6)	79.77 (5.39)	2.10 (0.16)	—	—	1.47 (0.2)	Не обн.	—	—	1.51 (0.04)	14.91 (0.08)	0.95 (0.64)	—	—
Чевкинит-(Ce) (2)	Не обн.	1.10 (0)	1.20 (0)	Не обн.	—	48.55 (0.05)	19.70 (0)	—	18.2 (0.02)	1.2 (0.08)	10.79 (0.08)	0.5 (0)	—
Чевкинит-(Nb) (8)	5.88 (2.89)	0.95 (0.01)	1.12 (1.19)	»	—	36.86 (116.45)	18.45 (0.86)	—	14.59 (11.45)	1.21 (0.1)	12.43 (0.62)	1.3 (0.22)	—
Торит (5)	—	1.32 (4.67)	62.87 (197.89)	4.58 (10.76)	—	Не обн.	18.90 (12.24)	—	—	—	—	—	0.65 (0)
Монацит-(Ce) (3)	—	0.81 (0)	0.22 (0)	Не обн.	—	68.5 (4.2)	0.42 (0.09)	—	—	—	—	—	28.52 (0.61)
Ксенотим (8)	—	41.74 (4.67)	2.94 (1.43)	2.14 (0.17)	—	14.92 (19.5)	2.78 (1.28)	—	—	—	2.52 (4.56)	—	35.16 (32.3)
Бриггилит-(Y) (11)	Не обн.	33.12 (11.97)	2.46 (6.58)	1.41 (0.58)	—	16.64 (21.89)	25.37 (3.42)	—	—	13.53 (0.84)	0.79 (0.05)	1.34 (0.14)	2.12 (0.36)

Таблица 3 (продолжение)

Минерал	Nb ₂ O ₃	Y ₂ O ₃	ThO ₂	UO ₂	Ta ₂ O ₅	TR ₂ O ₃	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	FeO	MnO	P ₂ O ₅
Формульные коэффициенты													
Титанит	0.08	0.03	—	—	—	—	1.09	0.13	0.78	0.96	0.07	—	—
Алланит-(Ce)	—	0.06	0.03	—	—	0.77	3.10	1.43	—	0.90	1.45	0.22	—
Фергусонит-(Y)	0.91	0.57	0.06	0.02	—	0.24	0.08	—	—	0.05	—	—	—
Фергусонит-(Nd)	0.92	0.23	0.07	—	—	0.60	0.06	—	—	0.05	—	—	—
Пирохлор	1.31	—	0.02	0.17	0.18	—	0.08	—	0.42	1.21	0.03	0.02	—
Иттриалит	—	1.03	0.10	—	—	0.32	1.92	—	—	0.04	0.06	0.05	—
Таленит	—	1.20	—	—	—	0.36	1.68	—	—	0.09	—	—	—
Ферсмит	2.04	0.06	—	—	0.04	—	—	—	0.06	0.90	0.04	—	—
Цевкиннит-(Ce)	Не обн.	0.12	0.06	Не обн.	—	3.98	4.00	—	2.77	0.26	1.85	0.09	—
Цевкиннит-(Nb)	0.57	0.11	0.05	То же	—	3.29	3.9	—	2.35	0.28	2.23	0.24	—
Торит	—	0.04	0.57	0.04	—	—	0.70	—	—	—	—	—	0.02
Монацит-(Ce)	—	0.02	0.00	—	—	1.01	0.02	—	—	—	—	—	0.97
Ксенотим	—	0.70	0.02	0.01	—	0.16	0.09	—	—	—	0.07	—	0.94
Бриголит-(Y)	—	1.97	0.06	0.03	—	0.74	2.83	—	—	1.62	0.07	0.13	0.20

Примечание. Здесь и в табл. 4 в скобках — количество анализов и дисперсия среднего ($\sigma_{\bar{x}}$), прочерк — элемент не определялся.

Таблица 4

Среднее содержание оксидов редкоземельных элементов в минералах из альбитизированных гранитов (мас. %) / Average contents of REE's oxides in minerals of albited granites (wt %)

Минерал	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	Gd ₂ O ₃	Dy ₂ O ₃	Er ₂ O ₃	Yb ₂ O ₃	Lu ₂ O ₃
Алланит-(Ce) (53)	5.72 (4.8)	10.74 (5.9)	1.13 (0.06)	2.98 (0.55)	—	—	—	—	—	—
Фергусонит-(Y) (17)	Не обн.	1.55 (0.85)	0.95 (0.03)	2.82 (2.16)	1.67 (1.11)	3.05 (2.93)	2.66 (1.75)	1.87 (0.33)	3.67 (0.61)	—
Фергусонит-(Nd) (4)	2.26 (0.47)	8.48 (13.49)	1.83 (0.29)	11.36 (2.03)	3.77 (0.48)	3.56 (0.37)	2.12 (0.13)	1.25 (0.01)	1.81 (0.01)	—
Йттриалит (22)	Не обн.	1.6 (0.3)	Не обн.	Не обн.	Не обн.	2.3 (0.01)	2.88 (1.16)	3.14 (0.46)	4.61 (1.46)	1.88 (0.25)
Таленит (5)	То же	1.68 (0.31)	То же	То же	То же	1.73 (0.35)	3.52 (1.98)	3.7 (1.07)	5.75 (6.82)	1.7 (0.46)
Чевкинит-(Ce) (2)	11.7 (0.02)	25.6 (0.18)	3.15 (0.01)	8.1 (0.02)	» »	—	—	—	—	—
Чевкинит-(Nb) (8)	10.88 (13.91)	19.14 (25.91)	2.01 (0.38)	5.08 (2.51)	» »	—	—	—	—	—
Монацит-(Ce) (2)	23.31 (3.75)	33.59 (0.18)	3.02 (0.08)	7.35 (7.21)	1.88 (0.1)	Не обн.	Не обн.	—	—	—
Ксенотим (8)	—	—	—	—	—	—	1.71 (0.59)	3.63 (0.65)	8.35 (11.67)	2.19 (0.18)
Бритолит-(Y) (11)	2.17 (0.46)	3.41 (4.51)	Не обн.	1.88 (0.33)	Не обн.	1.37 (1.17)	3.3 (2.1)	3.28 (0.25)	4.14 (4.22)	Не обн.

Другая генерация (ранняя) слагает внешние зоны зерен алланита. В нем присутствуют редкоземельные элементы (до первых процентов), представленные, как и в алланите, легкими лантаноидами.

Алланит является наиболее часто встречающимся редкоземельным минералом. Его одиночные зерна и хорошо образованные таблитчатые кристаллы ассоциируют с чевкинитом, фергусонитом, бастнезитом. Нами проанализировано более 50 образцов этого минерала. Зерна его зональны, отношение Ca/TR равно 1.17 (ф. к.). Зональность обусловлена вариациями содержаний РЗЭ (табл. 4). Выделяются две его генерации. Алланит одной из них — первичный, а второй — вторичный гидратированный, образовавшийся при замещении первого. В нем значительно ниже содержание РЗЭ, железа и алюминия (рис. 3). Редкоземельные элементы в обеих генерациях алланита всех участков представлены существенно легкими лантаноидами. Содержание РЗЭ в них варьирует от 12 до 27 мас. %; отношения La/Nd от 1.3 до 3.1; Ce/Nd 2.3—7.9; Ce/La 0.9—3.6. Для алланита характерна высокая железистость и соответственно низкая глиноземистость. Содержание ThO₂ достигает 2 мас. %. По сравнению с алланитами из щелочных гранитов и сиенитов других регионов (Vlach, Gualda, 2007) в алланите участка Ирбо заметно повышено содержание MnO (0.87 мас. %).

Циркон встречается в ассоциации с алланитом, магнетитом в виде хорошо образованных кристаллов, среди которых чаще встречаются дипирамидальные формы со слабо развитыми гранями призмы. Идиоморфные зерна циркона присутствуют в агрегатах магнетита. В цирконе часто встречаются включения полевых шпатов. Отчетливо про-

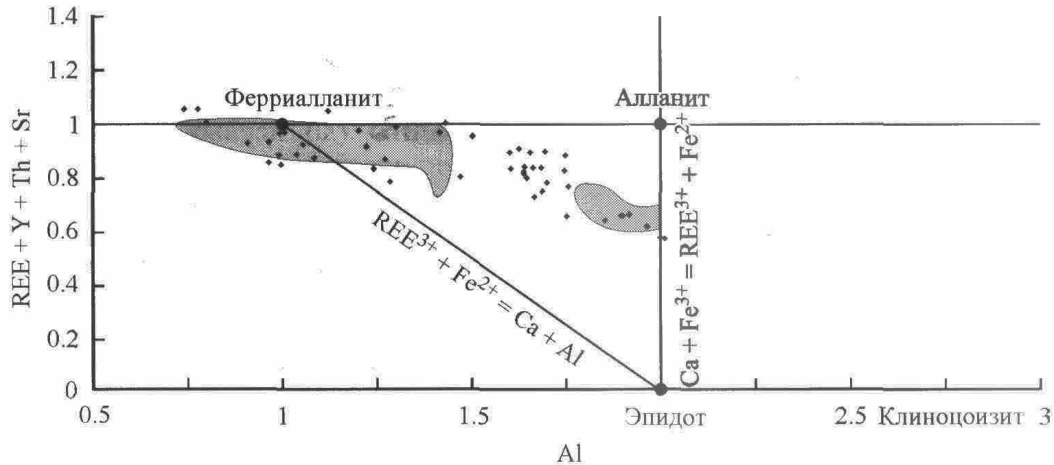


Рис. 3. Химический состав алланита из альбитизированных гранитов участка Ирбо на диаграмме (Petrik et al., 1995).

Серое поле — алланиты из гранитов А-типа провинции Грасиоза (Vlach and Gualda, 2007).

Fig. 3. Chemical composition of allanite from albitized granites of Irbo area on the diagram (Petrik et al., 1995). Grey fields — allanites from the A-type granites of the Graciosa Province (Petrik et al., 1995).

явлена зональность (рис. 4), обусловленная различным содержанием гафния. К краям зерен циркона содержание HfO_2 повышается от 1 до 2.6, иногда до 6 мас. %. Минерал содержит эмульсионные выделения таленита, иттриалита, иттробрилолита, ксенотима и торита (рис. 4). Включения приурочены в основном к центральной части зерен циркона и отсутствуют на их периферии. Повышенные содержания тория и урана в минеральных включениях обусловили метамиктизацию циркона. Изотопный состав кислорода $\delta^{18}\text{O}$ в цирконе равен 5.59 ‰.

Фергусонит слагает одиночные неправильной формы зерна, рассеянные в альбитовой матрице, а также встречается в виде включений в чевкините и цирконе. Характер его выделений виден на рис. 5. Он представлен двумя видами с различным составом (табл. 3, 4). Один из них обогащен иттрием и тяжелыми лантаноидами (фергусонит-Y). По сравнению с подобным минералом из гранитных пегматитов массива Адамелло, (Giere et al., 2009) в нем повышено содержание тория (до 8 мас. %) и понижено урана (до 3.5 мас. %). Сходный минерал описан в работе В. Б. Савельевой (Савельева, Карманов, 2008) в альбитизированных гранитах Западного Прибайкалья. В другом виде иттрия в 3 раза меньше, из РЗЭ преобладает неодим (фергусонит-Nd), характерно по-

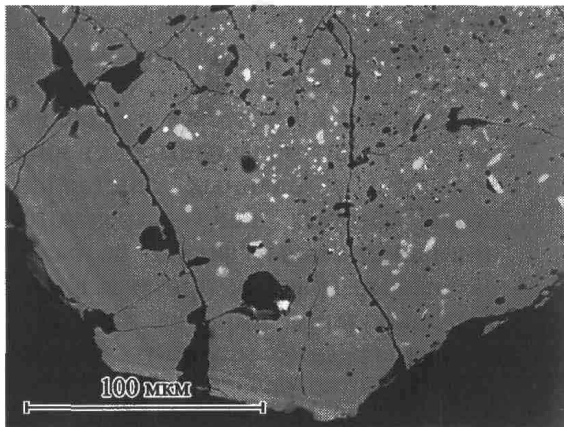


Рис. 4. Зональное зерно циркона с эмульсионными включениями в центральной части зерна ториевых и иттриевых минералов (торит, ксенотим, фергусонит, иттробрилолит, иттриалит).

Fig. 4. Zonal zircon grain with emulsion inclusions of thorite, xenotime, fergusonite, britholite-(Y), yttrialite.

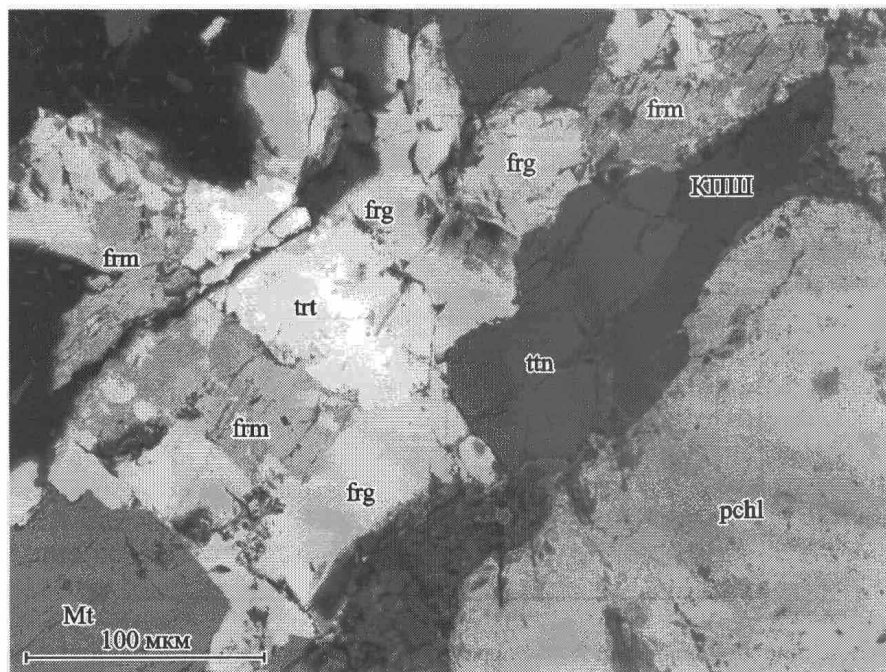


Рис. 5. Характер выделений пирохлора (prchl), КПШ, титанита (ttn), фергусонита (frg), ферсмита (frm), торита (trt) и магнетита (Mt), иллюстрирующий тесный парагенезис этих минералов.

Fig. 5. Character of segregations of pyrochlore (prchl), K-feldspar, titanite (ttn), fergusonite (frg), fersmite (frm), thorite (trt) and magnetite (Mt) illustrating close paragenesis of these minerals.

вышенное содержание легких и средних лантаноидов. Кроме иттрия в составе обоих разновидностей присутствует 8—10 % тяжелых и средних лантаноидов. В минерале постоянно отмечается торий (около 5 мас. %), в меньших количествах уран. Кроме того, на одном из участков отмечен фергусонит-(Ce) (Ce_2O_3 11 мас. %).

Пирохлор образует кристаллы и идиоморфные зерна размером до 0.1 мм. Он ассоциирует с магнетитом, титанитом, КПШ, алланитом. К числу его особенностей (табл. 3) относятся повышенные содержания тантала (обычно более 5 мас. % Ta_2O_5), кальция (до 19.6 мас. % CaO), в количестве до 1.4 мас. % присутствует SnO_2 . Минерал характеризуется повышенной титанистостью (до 9.7 мас. % TiO_2) и низким содержанием Na_2O (до 1.2 мас. %). Присутствие урана (более 10 мас. % U_2O) приближает его к уранпирохлору, что характерно для щелочных, ультраосновных пород и карбонатитов. На классификационной диаграмме Nb-Ta-Ti (рис. 6) пирохлор участка Ирбо попадает в поле пирохлора из альбитизированных гранитов (Ярошевский, Багдасаров, 2008).

Таленит и иттриалит установлены в составе эмульсионных включений в цирконе (рис. 4). В них кроме иттрия присутствует также 15—17 мас. % тяжелых и средних лантаноидов (табл. 4). При этом содержание наиболее тяжелых лантаноидов и, в частности лютеция постоянно превышает 1 мас. % (до 2.7 %), а иттербия — обычно более 4 % (максимально 8—9 %). В иттриалите присутствует около 5 мас. % ThO_2 .

Ферсмит встречается в виде агрегатов мелких зерен неправильной формы в титаните, ассоциирует с фергусонитом, торитом (рис. 5). Он помимо ниобия и кальция содержит иттрий и титан в количестве до первых процентов.

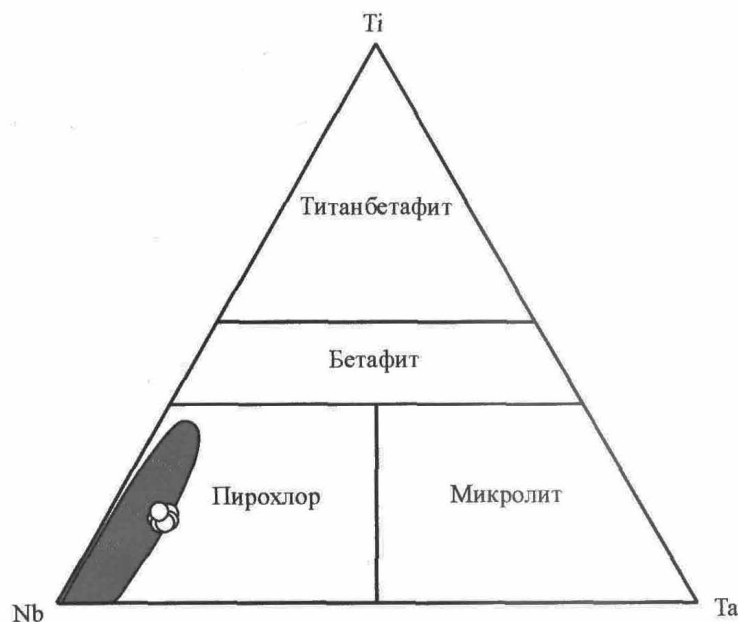


Рис. 6. Соотношение содержаний Nb, Ta, Ti в пироклоре из альбитизированных гранитов участка Ирбо.
Серое поле — пироклор из альбитизированных гранитов (по: Ярошевский, Багдасаров, 2008).

Fig. 6. Ratios of Nb, Ta, Ti contents in pyrochlore from albitized granites of the Irbo area. Grey field — pyrochlore from albitized granites after (Yaroshevsky and Bagdasarov, 2008).

Чевкинит представлен двумя разновидностями. Более ранняя резко обогащена ниобием и титаном и характеризуется пониженным содержанием РЗЭ (табл. 3). Она часто встречается в ассоциации с фергусонитом и алланитом. Более поздняя разновидность чевкинита нередко встречается в алланите в виде прожилков. Эта генерация обогащена церием и характеризуется более низким содержанием титана и имеет состав, подобный чевкиниту из силикатных щелочных пород (Vlach et al., 2007).

Торит образует редкие неправильной формы зерна размером до 2 мм, рассеянные в альбитовой массе. Он встречается также в виде эмульсионных включений в цирконе. Химический состав его неоднородный. В большинстве проб установлен иттрий (до 3.39 мас. %), уран (до 10.17 мас. %), кальций и свинец (до 2 мас. %).

Монацит и ксенотим также находятся в виде включений в цирконе. В ксенотиме установлено до 3 мас. % ThO_2 и до 2.5 мас. % UO_2 .

Бастнезит встречен как вторичный минерал, образовавшийся по чевкиниту. Он относится к цериевой разновидности (содержание Ce_2O_3 до 37.6 мас. %). В качестве примеси в нем присутствует до 0.4 мас. % ThO_2 .

ОБСУЖДЕНИЕ

Присутствие эгирин-диопсида и рибекита в гранитах участка Ирбо свидетельствует о принадлежности их к породам щелочного ряда. На классификационной диаграмме $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{SiO}_2$ они ложатся в поле щелочных лейкогранитов и кварцевых сиенитов и могут быть названы рибекитсодержащими альбититами, обогащенными минералами ниобия, циркония, иттрия и

Таблица 5

Изотопный состав кислорода в минералах из альбитизированных гранитов
Isotope composition of oxygen ($\delta^{18}\text{O}$) in minerals of albitized granites

№ п. п.	№ пробы	Минерал	$\delta^{18}\text{O}$ ‰ SMOW	\bar{x}	σ_{n-1}
1	15a/04	Кварц	9.12	8.79	0.5
2	Б-9/04	»	8.45		
3	67a/03	Альбит	7.14		
4	67д/03	»	7.07		
5	Б-9/04	»	7.4		
6	Б-12/04	»	7.29		
7	БО-5	»	6.76	7.19	0.35
8	15/03	»	6.87		
9	15/03	Циркон	5.59		
10	Б-1	Амфибол	3.68		
11	Б-9/04	»	5.51		
12	15/03	Магнетит	0.36		
13	15/03	»	0.81		

редких земель. В сравнении с проявлениями позднепалеозойских альбитизированных гранитов Западного Забайкалья (Безымянский, Амнуннинский массивы) породы участка Ирбо резко обогащены иттрием и тяжелыми РЗЭ (Рампилов и др., 2009). В них помимо собственных ниобиевых и редкоземельных минералов (таленита, иттриалита, фергусонита), иттрий до нескольких процентов установлен в составе титанита, чевкинита, торита, монацита.

В процессе альбитизации происходило изменение первоначального химического состава породы — привнос натрия и вынос калия, что видно в табл. 1. Расчет парных коэффициентов корреляции между породообразующими и примесными элементами показал наличие положительной корреляционной связи между цирконием и ниобием (0.88), ниобием и иттрием (0.96), цирконием и иттрием (0.95). Также отмечается хотя и слабая, но положительная корреляционная связь натрия с иттрием (0.21), цирконием (0.36) и ниобием (0.2). На наш взгляд, последнее говорит о том, что при альбитизации субстрата гранитоидов происходил не только привнос, но и перераспределение микроэлементов, что привело к образованию как новых минеральных видов, так и появлению зональности в реликтовых минералах. Так, присутствие в центральной части зерен зонального циркона с эмульсионными включениями ксенотима, иттриалита, таленита, иттрообритолита, торита говорит о высокой активности на начальном этапе процесса минералообразования высокозарядных элементов (тория, иттрия, урана и тяжелых лантаноидов). На более поздней его стадии наблюдается снижение активности тяжелых лантаноидов и увеличение активности легких, что, видимо, отвечает усилению щелочности системы. Одновременно в периферийной зоне циркона резко увеличилась концентрация гафния. Анализ циркона (SHRIMP II), выделенного из существенно альбитовой породы, показал возраст 622.3 ± 7.1 млн лет. Концентрация урана в минерале варьирует от 28 до 2964 г/т, тория — от 25 до 4285 г/т, со средними Th/U отношениями равными 3.

Зональность зерен алланита фиксируется по различной концентрации РЗЭ. Содержание РЗЭ увеличивается от центра к периферии зерна. Однако отношение La/Nd почти не изменяется (0.677 в центре и 0.665 на периферии).

Зерна алланита окаймлены тонкой зоной редкоземельного (более 4 мас. % TR_2O_3) эпидота, что говорит о переходе двухвалентного железа в алланите в трехвалентное состояние в эпидоте. Это может свидетельствовать о возрастании фугитивности кислорода. Содержание до 8.4 мас. % РЗЭ в составе эпидота поддерживает предположение о наличии изоморфного ряда алланит-эпидот (Geochemistry..., 1989).

Изотопно-кислородное изучение минералов (табл. 5) выявило резкую обогащенность легким кислородом магнетита (0.36 ‰ $\delta^{18}\text{O}$ SMOW). Наиболее тяжелый кислород присутствует в кварце (9.12 ‰ $\delta^{18}\text{O}$), промежуточные значения имеет альбит (6.76—7.29 ‰ $\delta^{18}\text{O}$). Отметим, что близкие значения $\delta^{18}\text{O}$ имеют позднепалеозойские альбитизированные граниты Западного Забайкалья (Безымянский и Оймурский массив). Полученные величины $\delta^{18}\text{O}$ свидетельствуют об изотопной равновесности, существовавшей в процессе минералообразования, что позволило использовать эти данные для расчета изотопно-кислородных температур. Согласно (Zheng, 1999; Chako et al., 2001), рассчитанные температуры по паре кварц—альбит варьируют в интервале 373—472 °С и свидетельствуют о постмагматическом происхождении альбитовых пород изученного проявления. По составу редкоземельных и ниобийсодержащих минералов изученные породы ближе всего к альбитовым метасоматитам, описанными в работах В. Б. Савельевой (Савельева, 2006; Савельева, Карманов, 2008).

Список литературы

- Будников С. В., Коваленко В. И., Ярмолюк В. В. и др. Новые данные о возрасте баргузинского гранитоидного комплекса Ангаро-Витимского батолита // Докл. РАН. 1995. Т. 344. № 3. С. 377—380.
- Божко Н. А., Талицкий В. Г., Кирмасов А. Б. и др. Структурно-метаморфические критерии расчленения позднедокембрийских толщ (на примере Келяно-Иракиндинской зоны Байкало-Муйского пояса) // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1999. № 4. С. 14—25.
- Игнатъев А. В., Веливецкая Т. А. Лазерная методика подготовки проб для анализа стабильных изотопов // Всероссийская конфер. «Масс-спектрометрия и ее прикладные проблемы». М., 2005. ИС-1.
- Конников Э. Г., Цыганков А. А. О гетерогенности Байкало-Муйского офиолитового пояса // Докл. РАН. 1992. Т. 327. № 1. С. 115—120.
- Рампилов М. О., Рупп Г. С., Дорошкевич А. Г. Особенности редкометалльной минерализации в альбититах и альбитизированных гранитах на площади Ангаро-Витимского батолита // Руды и металлы. 2009. № 6. С. 29—36.
- Рыцк Е. Ю., Макеев А. Ф., Шалаев В. С. Гранитоиды восточной части Ангаро-Витимского батолита: U-Pb изотопные данные / Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков. Материалы конф. РФФИ в азиатской части России. Иркутск, 2002. С. 400—401.
- Рыцк Е. Ю., Макеев А. Ф., Глебовицкий В. А., Федосеев А. М. Ранневендский возраст многофазных габбро-гранитных комплексов Каралон-Мамаканской зоны Байкало-Муйского пояса: новые U-Pb данные по циркону // Докл. РАН. 2007. Т. 415. № 4. С. 553—538.
- Савельева В. Б. Минералогия и геохимия щелочных метасоматитов Главного Саянского разлома (среднее течение р. Китой, Восточный Саян) // ЗРМО. 2006. № 2. С. 16—37.
- Савельева В. Б., Карманов Н. С. Редкоземельные минералы щелочных метасоматитов Главного Саянского разлома // ЗРМО. 2008. № 2. С. 31—52.
- Цыганков А. А., Литвиновский Б. А., Джань Б. М. и др. Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1249—1276.
- Ярмолюк В. В., Будников С. В., Коваленко В. И., Антипин В. С. и др. Геохронология и геодинамическая позиция Ангаро-Витимского батолита // Петрология. 1997а. Т. 5. № 5. С. 451—466.

Ярмолюк В. В., Коваленко В. И., Котов А. Б., Сальникова Е. Б. Ангаро-Витимский батолит: к проблеме геодинамики батолитообразования в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геотектоника. **1997**. № 5. С. 18—32.

Ярошевский А. А., Багдасаров Ю. А. Геохимическое разнообразие минералов группы пироклора // Геохимия. **2008**. № 12. С. 1322—1345

Black L. P., Kato S. L., Allen C. M. TEMORA 1: a new zircon standard for phanerozoic U-Pb geochronology // Chem. Geol. **2003**. Vol. 200. P. 155—170.

Chacko T., Cole D. R., Horita J. Equilibrium oxygen, hydrogen and carbon isotope fractionation factor applicable to geological system // Rev. Miner. Geochem. **2001**. Vol. 43. P. 1—81.

Gieré R., Williams T. C., Wirth R., Ruschel R. Metamict fergusonite-(Y) in a spessartine-bearing granitic pegmatite from Adamello, Italy // Chem. Geol. **2009**. N 261. P. 333—345

Ludwig K. R. Isoplot/Ex. Version 2.10. User's Manual. Berkeley Geochronol. Center Spec. Publ. **1999**. Vol. 1. 46 p.

Ludwig K. R. SQUID 1.00 User's Manual // Berkeley Geochronology Center Special Publication. **2000**. Vol. 2. 19 p.

Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. **1984**. N 25. P. 956—983.

Geochemistry and mineralogy of rare earth elements // Reviews in mineralogy. **1989**. Vol. 21. 348 p.

Vlach S. R., Gualda G. A. Allanite and chevkinite in A-type granites and syenites of the Graciosa Province, southern Brazil // Lithos. **2007**. P. 98—121.

Williams J. S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. Application of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // Rev. Econ. Geol. **1998**. Vol. 7. P. 1—35.

Zheng Y.-F. On calculations of oxygen isotope fractionation in minerals // Episodes. **1999**. Vol. 22. N 2. P. 99—106.

Поступила в редакцию
25 ноября 2012 г.