

10. Письма В.И. Вернадского А.Е. Ферсману. М.: Наука, 1985. 272 с.
11. Пыляев М.И. Драгоценные камни их свойства, местонахождение и употребление. Третье издание, значительно дополненное: СПб, изд. А.С. Суворина. Репринтное воспроизведение издания 1888 г. М.: Совместное советско-австрийское предприятие "Х.Г.С.", 1990. 403 с.
12. Семенов В.Б., Шакинко И.М. Уральские самоцветы. Свердловск, 1982. 290 с.
13. Семенов В.Б. Камни Урала. Малахит. Свердловск, Средне-Уральское кн. изд-во, 1987. Том 1. 240 с., том 2, 160 с.
14. Таланцев А.С. Знаменитые уральские самоцветы. Екатеринбург, 2000. 168 с.
15. Ферсман А.Е. Путешествия за камнем. Л., 1956. 528 с.
16. Ферсман А.Е. Очерки по истории камня. Т. II. М.: 1961. 372 с.
17. Ферсман А.Е. Избранные труды. Т. VII, Драгоценные и цветные камни СССР. М., 1962. 592 с.
18. Черных В.Н., Семенов В.Б. Агат. Свердловск, 1982. 160 с.
19. Шакинко И.М. Загадка уральского изумруда. Свердловск, 1980. 304 с.
20. Emlin Eduard. Urals Belts of Presious Stones. Wordl of Stones, #10, 1996. S. 8-22.
21. James George Fraszter. FOLKLORE IN THE OLD TESTAMENT. London, 1923. 542 p.

УДК 553.46 +553.24 (234.85)

В.А. Елохин

РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ АЛЬБИТИТЫ УРАЛА И ИХ МОЛИБДЕНОНОСНОСТЬ

Изучению гранитного магматизма и связанного с ним редкометалльного оруденения на Урале посвящены работы Апельцина Ф.Р., Вигоровой В.Г., Грабежева А.И., Грязнова О.Н., Голдина Б.А., Душина В.А., Золоева К.К., Калиновского А.В., Караченцева С.Г., Краснобаева А.А., Левина В.Я., Лучинина И.Л., Львова Б.К., Мормиля С.И., Охотникова В.Н., Рапопорта М.С., Самаркина Г.И., Старкова В.Д., Ферштатера Г.Б., Чашухиной В.А., Штейнберга Д.С., Юшкина Н.П. и других геологов.

Редкометалльные апогранитные альбититы установлены в Полярно-Уральском и Приполярно-Уральском мегаблоках Центрально-Уральской мегазоны, Сысертско-Ильменогорском, Сосьвинско-Коневском и Адамовско-Мугоджарском мегаблоках Восточно-Уральской мегазоны.

Гранитные массивы, в пределах которых зафиксирована редкометалльная альбититовая минерализация, относятся к гранитной и амаеллит-гранитной формациям позднепалеозойского возраста коллизионной стадии развития. Перечислим основные гранитные массивы, в связи с которыми проявлены редкометалльные альбититы. Это Тайкеуский, Маньхамбовский, Ильязский, Малопатокский на Севере Урала, Шамейский, Кварцегогорский, Галочьегорский, Зенковский на Среднем Урале, Борлинский на Южном Урале.

Следует отметить, что часть геологов редкометалльные альбититы Приполярного Урала относят к позднекембрийско-раннеордовикскому возрасту.

Метасоматические образования альбититовой формации Полярного Урала приурочены к западному крылу Харбейского антиклинория, осложненного поперечной структурой северо-западного (Пайхойского) направления и ограниченной разломами глубинного заложения. Вмещающие породы представлены эпидот-хлоритовыми, хлорит-амфиболовыми сланцами и метаэффузивами с прослоями известняков и гравелитов няровейской свиты ($R_{2,3}$) [1, 6], претерпевших региональный зеленокаменный (пренил-пумпеллеитовая фация) и зеленосланцевый (биотит-эпидот-актинолитовая и эпидот-хлоритовая субфации) метаморфизм. Интрузивные образования площади по [6] относятся к габбро-диорит-гранодиоритовой (R_3), гранит-лейкогранитовой (V-C) и гранитной (C_3P) формациям. Последняя представлена телами микроклипертитовых гранитов и гранитогайсов. Для гранитоидов гранитной формации свойственны повышенные глиноземистость и щелочность калиево-натриевого типа. Их геохимический спектр характеризуется повышенными (надкларковыми) содержаниями ниобия, тантала, бериллия, иттрия, иттербия. Содержания молибдена, олова и стронция находятся в количествах ниже кларковых (табл. 1).

Среднее содержание и коэффициенты вариации редких элементов в редкометалльных гранитах

Массив	Количество анализов	Параметры	Be	Ta	Nb	Sn	Mo	Sr
Тайкеуский	14	X	5,4	3,8	50	3	0,94	115
		V	46,8	52,6	63,2	133	57,4	44,
		КК	1,54	1,52	2,5	0,6	0,63	0,43
Перевальный	14	X	12,7	3,4	27,1	1,6	0,64	<100
		V	51,2	52,9	32,2	95,6	20,3	-
		КК	3,6	1,36	1,36	0,32	0,43	-
Зенковский [4]	5	X	4,1	3,0	31,0	3,7	3,0	152
		V	-	-	-	-	-	-
		КК	1,17	1,2	1,55	0,74	2,0	0,56
Кварцевогорский [4]	10	X	4,2	1,8	19,4	1,4	1,7	45
		V	17	34	18	54	52	-
		КК	1,2	0,48	0,97	0,28	1,13	0,17
Шамейский [4]	18	X	5,3	2,6	27,7	3,6	4,1	166
		V	35	96	79	32	40	-
		КК	1,5	1,04	1,39	0,72	2,73	0,61
Шиловский [4]	10	X	5,0	-	38,5	2,8	2,8	-
		V	-	-	-	-	-	-
		КК	1,43	-	1,93	0,56	1,87	-

Примечание. X – среднее содержание, г/т; V – коэффициент вариации, %; КК – кларк концентрации.

Граниты и гранитогнейсы практически во всем объеме массивов в той или иной степени альбитизированы. Альбититы образуют зональный ореол, в котором выделяются внешняя (кварц-альбит-микроклиновая), промежуточная (кварц-альбитовая) и внутренняя (альбититовая) зоны. Наименее измененные граниты массивной или гнейсовой текстуры сложены микроклин-пертитом (47 %), плагиоклазом (15 %), кварцем (35 %), в меньших количествах отмечаются биотит (2 %) и магнетит (1 %). Внешняя зона представлена кварц-альбит-микроклиновыми метасоматитами, занимающими основной объем массивов. Минеральный состав зоны: микроклин решетчатый (46 %), кварц (30 %), альбит (22 %), эгирин (1 %), биотит (< 1 %). Следует отметить, что количественные соотношения между основными минералами непостоянны и варьируют в широких пределах.

Кварц-альбитовые метасоматиты и альбититы проявлены локально и слагают линейно вытянутые тела в центральных и эндоконтактных частях массивов.

Дальнейшее изменение Р-Т условий и кислотности-щелочности гидротермальных растворов обусловило формирование мусковит-кварцевых, флюорит-мусковитовых и кварцевых метасоматитов, представляющих собой грейзеновые фации формации апогранитных редкометалльных альбититов. Метасоматиты образуют линейно вытянутые зоны, контролирующиеся тектоническими нарушениями, имеющими различное физическое выражение, и развиты в эндо- и экзоконтактах гранитных массивов. В зависимости от состава исходной породы возникают различные метасоматические колонки:

- кварц-альбит-микроклиновый метасоматит (микроклин решетчатый, кварц, альбит, эгирин) → альбит, кварц, мусковит → кварц, мусковит → кварц;

- кварц-альбит-амфибол-биотитовый сланец с магнетитом → кварц, альбит, мусковит, сфен → кварц, мусковит, флюорит → мусковит, флюорит → мусковит;

- кварц-альбит-амфибол-биотитовый сланец → амфибол, мусковит, альбит, кварц, сфен → мусковит, кварц, флюорит → мусковит, флюорит → мусковит.

Формирование редкометалльных альбититов сопровождалось изменением химического состава исходных пород (табл. 2). По данным О.Н. Грязнова [5], кварц-альбит-микроклиновым метасоматитам характерно незначительное перераспределение химических элементов в объеме измененных пород, за исключением трехвалентного железа и титана. Привнос в зону реакций натрия, трехвалентного железа, в меньшей степени алюминия, вынос калия, незначительных количеств кремния обусловили образование кварц-альбитовых метасоматитов. Развитие альбититов связано с дальнейшим поступлением натрия, алюминия, трехвалентного железа при некотором выносе калия и кремния. Формирование всех зон метасоматической колонки сопровождалось привносом фтора. Дальнейший процесс кислотного выщелачивания происходил при существенном привносе фтора,

кальция, углерода, магния, водорода, марганца, отчасти кремния и трехвалентного железа и привел к образованию мусковит-кварцевых и флюорит-мусковитовых метасоматитов.

Таблица 2

Химический состав измененных пород

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	73,98	74,74	73,20	52,75	56,98	49,24	61,72	64,72	75,05	71,74	64,81
TiO ₂	<0,01	<0,01	<0,01	1,33	0,83	1,34	0,61	0,01	0,06	0,38	0,20
Al ₂ O ₃	14,16	13,90	14,52	20,07	17,02	18,55	13,90	21,79	13,75	14,43	18,66
Fe ₂ O ₃	1,10	0,93	0,98	3,13	4,56	0,89	0,66	0,01	0,80	1,80	0,66
FeO	0,51	0,61	0,77	6,41	3,81	5,16	4,52	0,92	0,35	0,75	1,49
MnO	<0,01	<0,01	<0,01	0,48	0,06	0,07	0,05	0,01	0,01	0,02	0,03
MgO	<0,05	0,05	0,12	3,93	3,49	6,70	2,57	0,08	0,28	0,40	0,36
CaO	<0,30	<0,30	<0,30	1,27	4,07	<0,30	3,90	2,46	0,30	0,23	1,24
Na ₂ O	6,10	6,50	6,70	1,90	3,24	1,76	0,80	8,76	4,52	4,33	5,56
K ₂ O	3,25	3,06	2,70	3,96	3,36	6,71	5,05	0,64	3,95	3,70	5,59
P ₂ O ₅	<0,05	<0,05	<0,05	0,08	0,22	0,31	0,14	0,02	н. д.	0,08	0,11
п.п.п.	0,11	0,12	0,28	4,89	3,04	4,60	5,52	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.
S	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,05	н. д.	н. д.	0,10	0,04
CO ₂	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	0,02	0,38	н. д.	0,20
F	0,19	0,03	0,07	0,02	0,21	0,45	0,10	0,01	0,05	0,04	0,69

Примечание. 1-7 Тайкеуское месторождение (1-3 – альбитит по гранитогнейсу; 4-5 – амфибол-хлоритовый сланец; 6 – биотитовый роговик; 7 – микроклиновый метасоматит); 8 – альбитит Кварцевогорского массива [2]; 9 – сильноальбитизированный гранит Галочьегорского массива [2]; 10 – грейзенизированный гранит Шамейского массива [3]; 11- полевошпатовый метасоматит по гранитам Кварцевогорского и Шамейского массивов (среднее по 15 анализам) [3].

Геохимические спектры всех фаций альбититов качественно близки, что может свидетельствовать о принадлежности их к единой метасоматической формации. В направлении от кварц-альбит-микроклиновых к слюдястым метасоматитам идет последовательное увеличение концентраций рудных элементов.

Рудная минерализация прожилково-вкрапленного и вкрапленного типов представлена малаконом, самарскитом, ксенотимом, колумбитом, вольфрамитом, шеелитом, молибденитом, галенитом, фергусонитом, висмутином, халькопиритом, сфалеритом и др. Геохимический спектр руд, кроме редких металлов, характеризуется относительно высокими концентрациями свинца, молибдена, меди, титана, цинка.

Молибден в редкометалльных альбититах образует линейные ореолы, развитые как в телах гранитов и гранитогнейсов, так и за их пределами, в сланцевом обрамлении (рис. 1, 2). Наиболее интенсивные ореолы молибдена фиксируются в зонах развития грейзеновой фации альбититовой формации.

На Среднем Урале тела метасоматитов альбититовой формации, по А.И. Грабежеву [2], распространены в пределах Шамейского, Зенковского, Кварцевогорского, Галочьегорского массивов.

Шамейский массив сложен розовыми биотитовыми гранодиоритами, гранитами, аляскитами и представляет собой типичный трещинный массив с резкими контактами, по М. С. Рапопорту.

Граниты Шамейского массива характеризуются повышенными содержаниями бериллия и молибдена (см. табл. 1). Состав основных акцессорных минералов в породах массива приведен в табл. 3.

Магнетит из гранитоидов Шамейского массива содержит до 15 г/т молибдена, при среднем содержании 9,0 г/т, до 500 г/т свинца, при среднем содержании 143 г/т и до 3 г/т олова, при среднем содержании 2,3 г/т. Содержание олова и молибдена в сфене из гранитов соответственно составляет 90 и 13 г/т. Кроме того, молибден отмечается в мусковите, где его содержание достигает 12 г/т, в биотите (5,0 г/т), в микроклине (0,8 – 3,0 г/т) [4]. Следует отметить, что максимальные концентрации молибдена в минералах Шамейского массива фиксируются в наложенных грейзеновых фациях.

Количество молибденита в гранитах варьирует от 10 до 1400 г/т.

Наиболее ранним процессом метасоматического преобразования гранитоидов на Шамейском проявлении является формирование тел микроклин-альбитовых метасоматитов мощностью от 0,3 до 40 м и развитых в эндоконтактах массива. Среди микроклин-альбитовых пород отмечаются участки мощностью до 1 м, обогащенных биотитом. Тогда минеральный состав метасоматитов имеет вид: альбит – 66,5 %, микроклин – 20 %, кварц – 2,5 %, биотит – 6 %, флюорит – 5 %. Меньшим развитием отличаются кварц-альбитовые, мусковит-альбитовые метасоматиты и собственно альбититы.

Метасоматитам свойственны высокие концентрации фтора, лития, бериллия и ниобия. Альбитизация гранитов Шамейского массива приводит к развитию следующей метасоматической колонки: кварц, плагиоклаз, микроклин, мусковит, биотит → кварц, альбит, микроклин, мусковит → кварц, альбит, мусковит → альбит, мусковит [5].

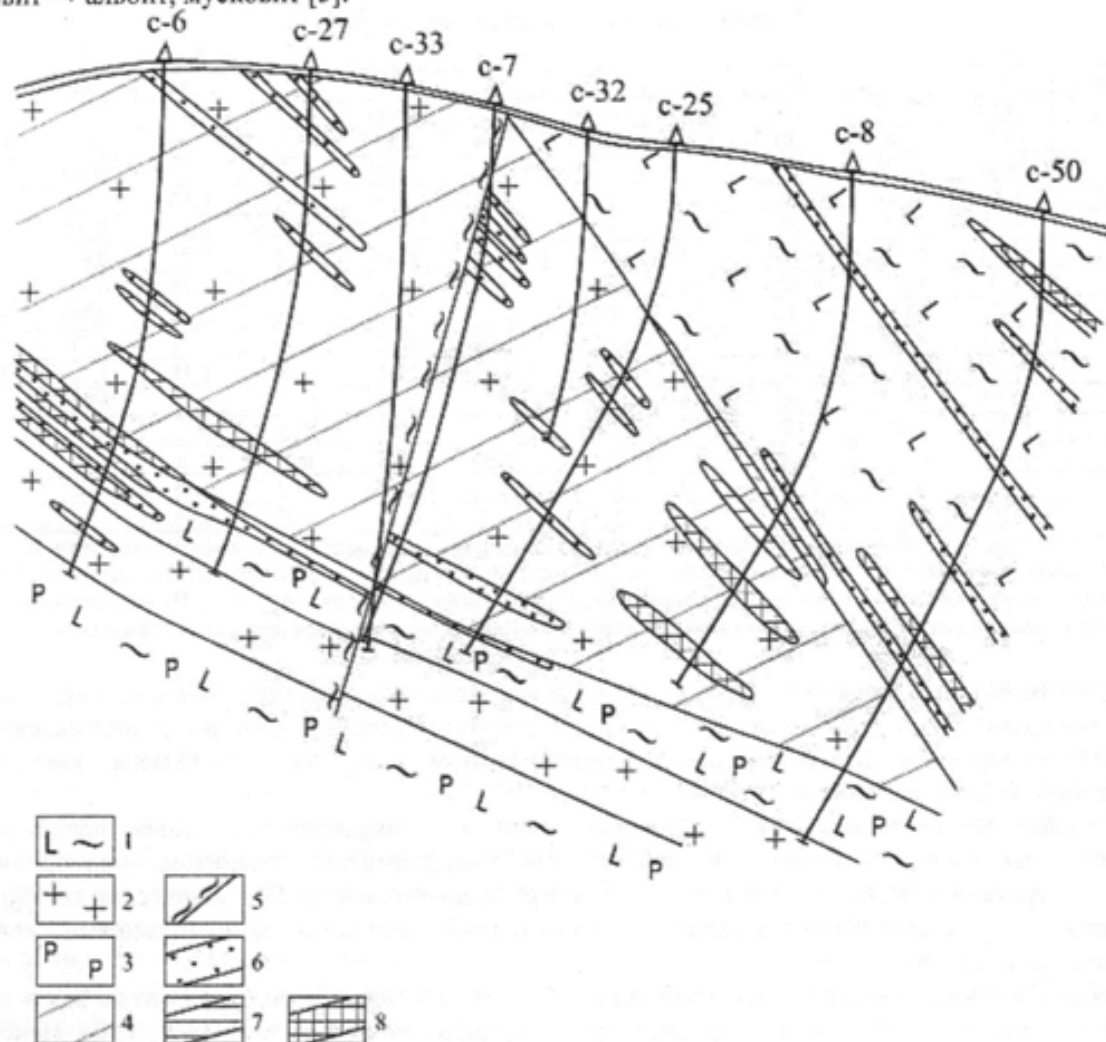


Рис. 1. Геохимические ореолы молибдена по профилю III Тайкеуского месторождения редкометалльных альбититов. По Ю.А. Дворникову, О.Н. Грязнову, В.И. Чеснокову при участии В.А. Елохина:

1 - сланцы эпидот-хлоритовые, хлорит-амфиболовые; 2 - граниты, гранитогнейсы микроклин-пертитовые; 3 - роговики альбит-биотит кварцевые; 4 - ореол альбититов; 5 - пострудная зона дробления и милонитизации; 6 - 8 - ореолы молибдена: 6 - $>Ca_1$ - $<Ca_2$; 7 - $>Ca_2$ - $<Ca_3$; 8 - $>Ca_3$

Альбитизация гранитов обусловлена поступлением натрия в зоны реакций при выносе калия и кремния.

Метасоматические изменения пород стадии кислотного выщелачивания на альбититовых объектах Среднего Урала проявлены слабо и зафиксированы в Шамейском и Галочьегорском массивах. Для грейзеновых фаций характерны мусковит-кварцевые и кварц-мусковитовые метасоматиты.

Геохимическая специализация редкометалльных альбититов Среднего Урала определяется повышенными содержаниями (в кларках концентрации) фтора (6,37), молибдена (4,27), ниобия (3,12), бериллия (2,89), тантала (2,12), цезия (2,52). Грейзеновым фациям альбититовой формации свойственны повышенные концентрации молибдена (10,87), фтора (4,82), олова (3,62), бериллия (3,26), цезия (2,6), лития (2,23), бора (2,14), рубидия (1,8), ниобия (1,56), свинца (1,18).

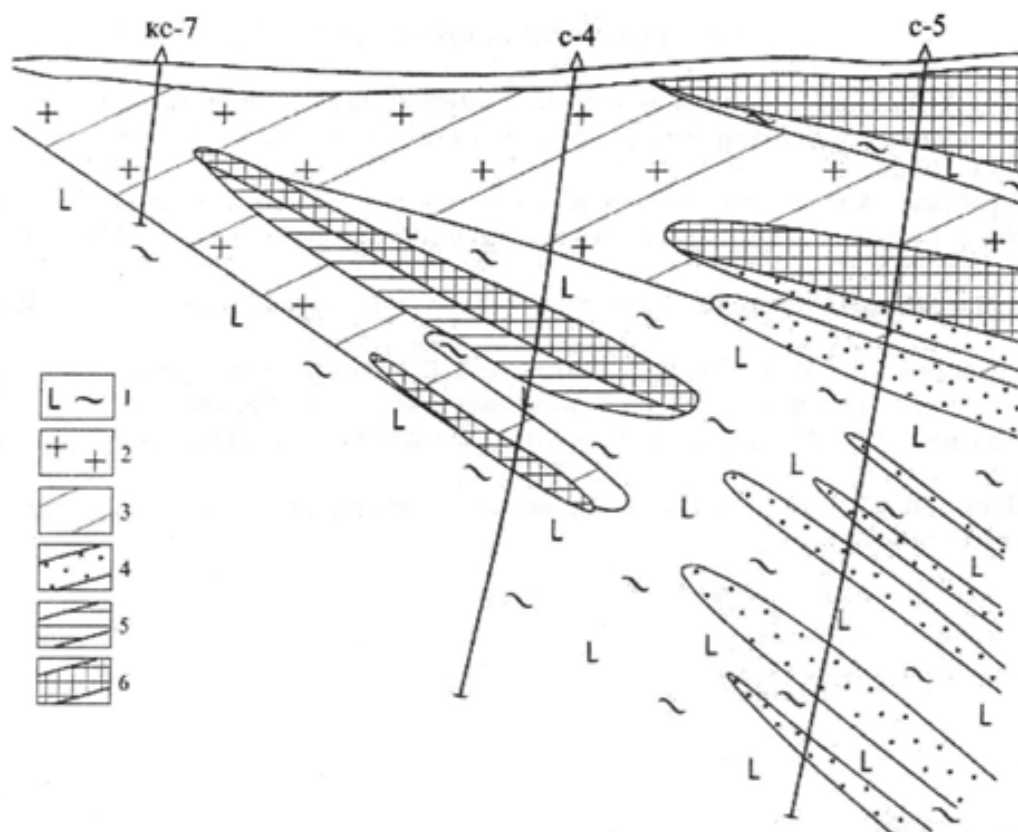


Рис. 2. Геохимические ореолы молибдена по профилю IV Устьмарморного месторождения редкометалльных альбититов. По Ю.А. Дворникову, О.Н. Грязнову, В.И. Чеснокову при участии В.А. Елохина:

1 - сланцы эпидот-хлоритовые, хлорит-амфиболовые; 2 - граниты, гранитогнейсы микроклин - пертитовые; 3 - ореол альбититов; 4-6 - ореолы молибдена: 4 - $>Ca_1 - <Ca_2$; 5 - $>Ca_2 - <Ca_3$; 6 - $>Ca_3$

Таблица 3

Среднее содержание аксессуарных минералов в массивах редкометалльных альбититов Среднего Урала, г/т [4]

Массив	Породы	Количество анализов	Магнетит	Ильменит	Сфен	Циркон	Апатит	Монацит
Шамейский	Граниты	2	4380	2	8100	30	750	20
	Лейкограниты	3	10	-	60	70	1390	120
	Метасоматиты	4	2	-	-	50	1210	20
	Грейзены	2	-	-	100	-	-	-
Шилловский	Граниты	20	10430	290	1540	340	510	-
	Лейкограниты	4	4400	-	1610	710	390	зн.
	Грейзены	1	290	-	260	20	170	-
Зенковский	Граниты	1	140	5	зн.	60	30	80
	Аляскиты	7	120	4	зн.	50	10	90
	Метасоматиты	3	-	4	зн.	170	30	100
Кварцево-горский	Граниты	2	-	4	100	100	10	80
	Метасоматиты	5	-	-	-	90	260	100

Таким образом, проведенные исследования позволяют сделать следующие основные выводы:

Метасоматиты альбититовой формации развиты в связи с проявлением гранитного магматизма, геохимически специализированного на ниобий, бериллий, тантал позднепалеозойского возраста коллизионной стадии.

Молибден на альбититовых объектах Урала ведет себя по-разному, но отмечается одна характерная особенность, выражающаяся в накоплении молибдена на стадии кислотного выщелачивания.

1. **Геологические** формации и история развития горной части Полярного Урала/О. Н. Грязнов, В. А. Душин, А. Б. Макаров и др // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. Т. 61. Вып. 4, 1986. С. 39-60.
2. **Грабежев А.И.** Месторождения редкометальных гранитов и апогранитных альбититов Среднего Урала//Известия вузов. Горный журнал. Уральское горное обозрение. 1995. № 10-12. С. 69-77.
3. **Грабежев А.И.** Метасоматизм, рудообразование и гранитный магматизм. М.: Наука, 1981. 291 с.
4. **Грабежев А.И., Чашухина В.А., Вигорова В.Г.** Геохимические критерии редкометальной рудоносности гранитов (на примере Урала). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. 128 с.
5. **Грязнов О.Н.** Рудоносные метасоматические формации складчатых поясов. М.: Недра, 1992. 256 с.
6. **Душин В.А.** Магматизм и геодинамика палеоконтинентального сектора севера Урала. М.: Недра, 1997. 213 с.

УДК 552.313 (234.851)

О.М. Попова

РИОЛИТЫ БАЙДАРАЦКО-НУНДЕРМИНСКОЙ ШОВНОЙ ЗОНЫ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ) И ИХ МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ

Байдарацко-Нундерминская шовная зона, выявленная в 2001 году в результате ГДП-200 СНИГЭ УГТГА, представляет собой ряд субпараллельных тектонических структур надвигового характера, который совпадает с границей дорифейских (немурюганская свита) и палеозойских (орангская свита) отложений [1]. На площади ее развития отмечаются субвулканические тела и стратифицированные отложения метаморфизованных риолитов и риодацитов протерозойского возраста, которые в различной степени подверглись метасоматическим преобразованиям, что, в свою очередь, зависит от близости пород к шовной зоне. Наиболее высокотемпературные изменения проявляются в риолитах, локализованных в пределах тектонической структуры.

Метаморфизованные риолиты и риодациты светло-серого, почти белого цвета, массивные. Структура порфировая, лепидогранобластовая, порфиробластовая, реже гранобластовая. Минеральный состав (табл. 1): кварц – 60-85 %, альбит – 5-10 %, мусковит + серицит – 5-15 %, калиевый полевой шпат – 3-20 %, карбонат – 1-5 %, биотит до 1 %, эпидот до 1 %, рудный минерал – 1-2 %, редкие зерна лимонита, апатита.

Порфировые вкрапленники представлены изометричными или слегка вытянутыми зернами калиевого полевого шпата, альбитом (№ 5-7), кварцем. Наблюдаются гломеропорфиновые сростки калиевого полевого шпата. Размеры 0,4-0,8 мм (порфиробласты) до 1,5 мм (гломеропорфиробласты). Калиевый полевой шпат – микроклин (с “микроклиновой” решеткой), пелитизированный ортоклаз – неправильной изометричной формы, размеры 0,4-1,5 мм в поперечнике. Отмечаются пертиты, имеются простые двойники. Альбит идиоморфный призматический с редкими двойниками и изометричной, неправильной формы, с неровными краями. Вокруг порфиробласт часто наблюдается кайма из слюды или тонкозернистого кварца. Кварц образует порфировые вкрапленники (0,4-1,5 мм), а мелкозернистый (до 0,1 мм) выполняет пространство между порфировыми включениями полевых шпатов. Преобладает изометричная, реже отмечается удлиненная форма зерен кварца с неровными, зазубренными краями. Вкрапленники имеют волнистое, мозаичное погасание, отмечаются трещиноватые разности.