



ВЕСТНИК

Уральского отделения
Российского
минералогического общества

№ 15

РОССИЙСКОЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО
УРАЛЬСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ
УРАЛЬСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

*К 70-летию Уральского отделения
Российского минералогического общества*



ВЕСТНИК
Уральского отделения
Российского минералогического общества

№ 15

Екатеринбург
2018

УДК 549.01

В38

Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2018. № 15. 149 с.

ISSN 2587-8379

В Вестнике представлены материалы по общим и специальным вопросам минералогии и минерагении Урала и сопредельных территорий. Приведены новые данные по минералогии Липовского, Дегтярского, Медведевского, Воронцовского, Светлинского, Многовершинного и других месторождений или объектов Уральского региона, а также сопредельных территорий.

Издание адресовано минералогам (ученым, аспирантам и студентам), геологам, краеведам, любителям камня и коллекционерам минералов.

Редколлегия:

Главный редактор – Председатель УрО РМО, канд. геол.-мин. наук Ю.В. Ерохин

Члены редколлегии: канд. геол.-мин. наук Е.В. Аникина; доктор геол.-мин. наук К.С. Иванов; академик РАН В.А. Коротеев; доктор геол.-мин. наук Ю.А. Поленов; канд. геол.-мин. наук В.С. Пономарев; канд. геол.-мин. наук М.П. Попов.

Все статьи Вестника рецензируются Руководством УрО РМО.

ISSN 2587-8379

© Уральское отделение Российского минералогического общества, 2018

© Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2018

© Авторы статей, 2018

СОДЕРЖАНИЕ

1.	<i>Азовскова О.Б., Ровнушкин М.Ю., Сорока Е.И.</i> Дайки Воронцовского золоторудного месторождения (Северный Урал).....	5
2.	<i>Аникина Е.В., Русин И.А., Готтман И.А.</i> Fe-Ti оксиды в породах Волковского массива: состав, окситермобарометрия, генетические следствия.....	15
3.	<i>Бакшеев И.А., Власов Е.А.</i> Первые данные о химическом составе турмалина Многовершинного рудного поля, Хабаровский край.....	25
4.	<i>Богданова А.Р., Вахрушева Н.В.</i> Распределение лантаноидов в амфиболе и плагиоклазе из плагиоклазитов массива Рай-Из (Полярный Урал).....	40
5.	<i>Дворник Г.П.</i> Фениты и серицит-микроклиновые метасоматиты Сынырского щелочного комплекса (Северо-Прибайкальская провинция).....	48
6.	<i>Дворник Г.П., Костюкович К.Е.</i> Распределение содержаний золота и серебра в окисленных рудах Верхнего месторождения (Алданский щит).....	57
7.	<i>Ерохин Ю.В., Захаров А.В., Козлов П.С., Галахова О.Л.</i> Алюминокопиапит из Дегтярского медного рудника (Средний Урал).....	66
8.	<i>Захаров А.В., Ерохин Ю.В., Хиллер В.В.</i> Новые фторсодержащие минералы из литиеносных гранитных пегматитов Липовки (Средний Урал).....	72
9.	<i>Макаров А.Б., Гуман О.М., Антонова И.А.</i> Минеральный состав донных отложений реки Чусовой в пределах горнопромышленной части Среднего Урала.....	80
10.	<i>Обоскалов Р.А., Попов М.П.</i> Особенности зональных полихромных турмалинов с Медведевского редкометального месторождения (Средний Урал).....	86
11.	<i>Поленов Ю.А.</i> Альманах «Уральцы на Колыме и Чукотке» – уникальное историческое издание (к 20-летию выпуска 1-го тома).....	91

12. *Поленов Ю.А., Огородников В.Н.*
**Хрусталеносные кварцевые жилы Светлинского месторождения
 пьезокварца (Южный Урал)..... 96**
13. *Пономарев В.С., Иванов К.С., Ерохин Ю.В.*
**Минералогия сланцев из фундамента юго-западной части
 Тазовского полуострова Западно-Сибирского мегабассейна
 (Лензитская нефтеразведочная площадь, ЯНАО)..... 106**
14. *Хиллер В.В., Ерохин Ю.В., Иванов К.С.*
**Акцессорный уранинит из гранитоидов кристаллического
 фундамента Южного Ямала (химический состав и возраст)..... 114**
15. *Ширяев П.Б., Вахрушева Н.В.*
**Окислительно-восстановительное состояние хромититов
 Ямботывисской площади Войкаро-Сыньинского массива
 (Полярный Урал)..... 121**
16. *Ширяев П.Б., Вахрушева Н.В.*
**Химическая зональность нодулей хромовой шпинели и
 окситермобарометрия нодулярных хромититов рудопрооявления
 Енгайское-3 массива Рай-Из (Полярный Урал)..... 130**
17. *Яковлева Л.П., Карпец Л.А.*
К минералогии плавленого титанистого корунда..... 137

ИНФОРМАЦИОННЫЕ СООБЩЕНИЯ

Отчет Уральского отделения Российского минералогического общества о проделанной работе за 2017 год.....	141
Аннотации.....	143
Авторский указатель.....	149

УДК 551.222:552.086:553.41(234.851)

ДАЙКИ ВОРОНЦОВСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)

О. Б. Азовскова, М. Ю. Ровнушкин, Е. И. Сорока

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

Воронцовское месторождение расположено вблизи г. Краснотурьинска на севере Свердловской области. Оно является одним из наиболее значительных золоторудных объектов на Урале. Продуктивное золото-сульфидное оруденение имеет Au-As-Hg-Tl-Sb специализацию и по ряду характерных черт (в т.ч. высоким содержаниям таллия [3]) может быть отнесено к «карлинскому» типу. В то же время отмечаются признаки полигенного и полихронного образования месторождения [1, 5, 6 и др.].

В региональном плане Воронцовское месторождение находится в восточной части Тагильской мегазоны в пределах Ауэрбаховского вулканоплутонического пояса и принадлежит Турьинско-Ауэрбаховскому рудному району Краснотурьинской рудной зоны. Оно расположено в 1,2 км западнее многофазового Ауэрбаховского массива габбро-диорит-гранитовой формации. Интрузивные образования ауэрбаховского комплекса, слагающие массив и его сателлиты датируются ранним девоном.

Золотое оруденение локализовано в вулканогенно-осадочных образованиях краснотурьинской свиты (D_{kr}), слагающих крыло пологопадающей моноклиальной структуры в пределах вулканотектонической депрессии (грабен-синклинали). Рудовмещающими являются карбонатные (брекчированные известняки, карбонатные брекчии) и вулканогенно-осадочные (туфоалевролиты, туфопесчаники, туффиты) образования нижнего девона. Они прорваны многочисленными дайками основного и среднего состава, которые в пределах месторождения фактически образуют сложный штокверк (рис. 1).

По данным геологических производственных работ различных стадий, Ауэрбаховский рудный узел, к которому относится Воронцовское месторождение, характеризуется большим разнообразием даек: долериты и габбродолериты, пироксен-плагиоклазовые, плагиоклазовые и амфибол-плагиоклазовые порфириды, диорит- и кварцдиорит-порфиры, лампрофиры типа спессартита, единита, керсантита. Следует отметить, что в большинстве случаев их определение основано только на данных петрографических исследований. Дайки собственно Воронцовского месторождения частично изучались ранее [2, 5], однако системные работы не проводились. Неясной остается также их формационная принадлежность и возможная роль в формировании

золотого оруденения. Это определяет актуальность проводимых исследований, первые результаты которых представлены в данной статье.



Рис. 1. Общий вид дайкового штокверка в северной части Северного карьера Воронцовского месторождения.

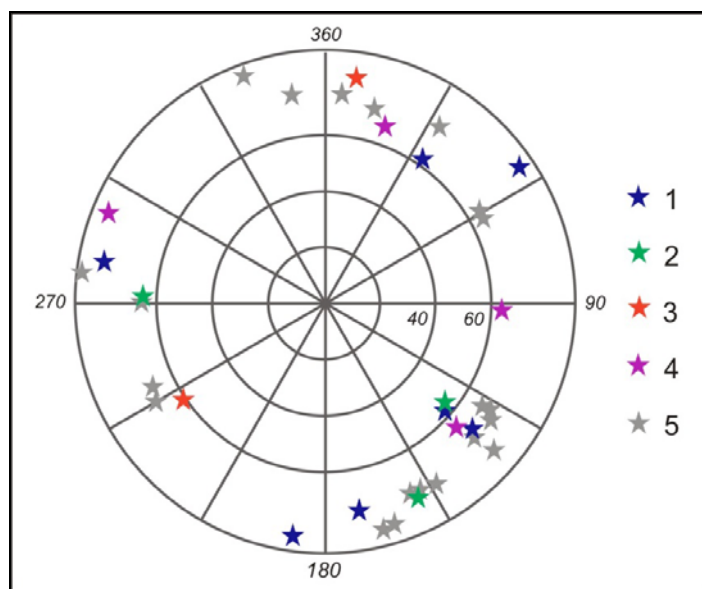


Рис. 2. Диаграмма распределения элементов залегания даек Воронцовского месторождения на азимутальной сетке. 1 – дайки основного состава (нормальной щелочности); 2 – дайки среднего состава (нормальной щелочности); 3 – дайки повышенной щелочности; 4 – дайки «пограничного состава» (умеренно-щелочные/нормальные); 5 – нет данных по химическому составу (по TAS-диаграмме, рис. 3).

В процессе полевых работ 2017 года в пределах действующего карьера было опробовано более 30 даек, проведены замеры их элементов залегания. По результатам замеров азимутов падения, с использованием результатов прошлых лет, построена диаграмма (рис. 2), из которой видно, что в дайковом комплексе Воронцовского месторождения наблюдается дискретно-системное распределение полюсов. Выделяются системы даек северо-северо-восточного (340° - 62°), юго-юго-восточного (90° - 190°) и западного (235° - 292°) падения. Для всех систем характерны углы падения более 60° .

Явных закономерностей в распределении даек, относящихся к разным группам по химическому составу, не установлено, что может быть связано с недостатком имеющихся данных.

Химический состав даек приведен в таблице 1 (анализы выполнены в лаборатории ФХМИ ИГГ УрО РАН, аналитик Н.П. Горбунова). Петрографические исследования показали, что все дайки в той или иной степени изменены наложенными метаморфическими и метасоматическими процессами. Из приведенной ниже таблицы исключены полные метасоматиты, интенсивно сульфидизированные разности и анализы со значениями показателя «П.п.п.» ≥ 7 .

Таблица 1

Химический состав даек Воронцовского месторождения

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9
№ пробы	4/17	6/17	7/17	10/17	11/17	14/17	21-1/17	21-2/17	25/17
SiO ₂	50,31	46,88	50,84	54,53	49,63	53,60	50,74	51,50	49,45
TiO ₂	0,74	0,75	0,99	0,64	0,61	0,66	0,54	0,64	0,67
Al ₂ O ₃	16,09	16,44	16,07	16,06	15,30	18,50	18,52	18,41	18,82
Fe ₂ O ₃	4,33	7,18	5,33	4,77	5,30	3,88	3,72	5,45	3,43
FeO	6,8	5,6	5,3	4,3	6,0	4,9	3,6	2,8	3,9
MnO	0,13	0,20	0,16	0,14	0,32	0,16	0,20	0,25	0,36
MgO	6,62	7,35	6,08	4,99	6,08	2,86	4,25	3,74	3,92
CaO	7,71	6,54	5,57	6,89	7,69	9,40	10,16	9,78	10,59
Na ₂ O	2,25	2,95	3,11	2,47	2,76	2,72	3,05	3,87	2,87
K ₂ O	0,91	0,82	0,55	1,94	0,90	1,53	1,37	1,25	2,24
P ₂ O ₅	0,24	0,15	0,12	0,21	0,15	0,16	0,19	0,21	0,26
V	0,026	0,032	0,023	0,020	0,024	0,020	0,014	0,016	0,020
Cr	0,008	0,005	0,005	0,010	0,006	0,012	0,003	0,009	0,007
П.п.п.	3,6	4,8	5,6	2,8	5,0	1,3	3,4	2,1	3,2
Сумма	99,75	99,70	99,74	99,76	99,76	99,69	99,75	100,02	99,73
S	2,10	1,80	н/о	н/о	0,02	0,07	1,08	0,46	0,34

Примечание: №№ 1-20 пробы 2017 года, №№ 21-27 пробы 2009 года, н/о - не обнаружено.

На классификационной TAS-диаграмме (рис. 3) дайки Воронцовского месторождения попадают преимущественно в область основных пород, и лишь некоторая их часть – в область средних, среди которых отсутствуют не только кварцевые диориты, но и диориты. Кроме того отчетливо прослеживается наличие двух трендов – нормальной и повышенной щелочности, причем в последнем отмечены дайки соответствующие по составам ультраосновным образованиям – пикробазальтам.

По петрографическим характеристикам выделяется несколько основных типов даек (в скобках соответствующие им №№ по таблице 1):

Продолжение таблицы 1

№ п/п	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
№ пробы	26/17	26-1/17	28/17	29-2/17	29-3/17	30/17	31/17	34-1/17	34-2/17	35/17
SiO ₂	42,71	41,50	52,69	45,15	51,09	49,48	47,51	54,54	50,80	50,64
TiO ₂	0,68	0,60	0,58	0,57	0,64	0,72	0,91	0,59	0,84	0,45
Al ₂ O ₃	21,47	19,48	16,29	15,57	18,82	15,02	15,31	15,12	15,85	18,19
Fe ₂ O ₃	3,60	8,05	3,76	5,76	6,07	7,03	6,31	4,19	6,06	6,51
FeO	1,8	1,4	5,7	4,6	4,2	1,4	3,9	5,3	1,0	3,1
MnO	1,06	0,63	0,14	0,19	0,15	0,12	0,17	0,15	0,09	0,17
MgO	4,82	3,57	6,32	10,78	3,42	9,22	4,48	4,40	7,43	3,38
CaO	16,81	16,53	7,88	9,63	8,09	9,44	11,43	7,71	7,75	9,69
Na ₂ O	1,12	1,68	2,28	1,80	3,25	2,52	2,95	3,03	2,58	2,30
K ₂ O	2,06	0,77	1,34	0,39	0,98	0,16	0,67	0,99	2,29	0,80
P ₂ O ₅	0,24	0,22	0,13	0,06	0,25	0,16	0,14	0,18	0,40	0,16
V	0,017	0,014	0,021	0,022	0,019	0,014	0,020	0,021	0,016	0,011
Cr	0,006	0,005	0,008	0,042	0,006	0,039	0,007	0,010	0,016	0,005
П.п.п.	3,6	5,5	2,5	5,3	2,7	4,7	6,1	3,3	4,9	4,4
Сумма	99,98	99,96	99,61	99,85	99,67	100,03	99,95	99,53	100,03	99,82
S	0,83	4,54	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	0,05	н/о	н/о

Продолжение таблицы 1

№ п/п	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
№ пробы	36/17	905	909	913	926	933	934	1590	2 [5]	3 [5]
SiO ₂	46,65	45,95	48,05	53,87	41,0	46,04	49,2	52,55	49,69	52,24
TiO ₂	0,70	0,77	0,58	0,65	0,75	0,72	0,56	1,19	0,52	0,83
Al ₂ O ₃	16,99	17,58	15,47	18,55	20,47	12,54	14,49	12,08	17,88	18,67
Fe ₂ O ₃	8,77	5,81	3,06	1,96	2,15	6,13	3,92	3,44	3,3	2,31
FeO	5,2	5,0	8,55	4,6	6,6	4,3	5,2	2,8	5,34	5,73
MnO	0,20	0,13	0,14	0,22	0,44	0,16	0,13	0,12	0,19	0,20
MgO	6,87	2,85	5,69	3,15	4,72	13,02	6,3	8,34	7,22	4,22
CaO	9,22	7,1	7,39	9,52	9,48	8,17	8,22	6,7	9,55	9,75
Na ₂ O	2,11	3,55	3,2	2,95	2,45	2,1	2,55	2,4	2,42	2,62
K ₂ O	0,68	1,59	1,57	2,2	3,12	0,66	1,52	5,0	0,98	0,96
P ₂ O ₅	0,10	0,24	0,15	0,18	0,22	0,15	0,15	0,84	0,10	0,15
V	0,036	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr	0,008	-	-	-	-	-	-	-	-	-
П.п.п.	2,2	6,6	4,2	1,6	6,4	5,8	5,0	4,3	-	1,9
Сумма	99,98	97,19	98,00	99,49	97,75	99,75	97,21	99,78	97,19	99,55
S	0,03	0,04	1,4	0,16	2,2	0,22	2,37	0,16	сл	н/о

1. Порфиновые пироксен-плагиоклазовые дайки (от существенно пироксеновых до существенно плагиоклазовых) базальтового, реже андезибазальтового состава (№№ 1, 2, 3, 5, 7, 8, 13, 19, 20).

2. Долериты, в т.ч. порфиновые (№№ 4, 28).

-

Взаимоотношение даек различного состава в пределах месторождения пока остается неясным, хотя есть отдельные наблюдения, например отчетливое пересечение (пироксен)-плагиоклазовой порфировой дайки среднего состава дайкой роговообманкового лампрофира типа спессартита (рис. 5).

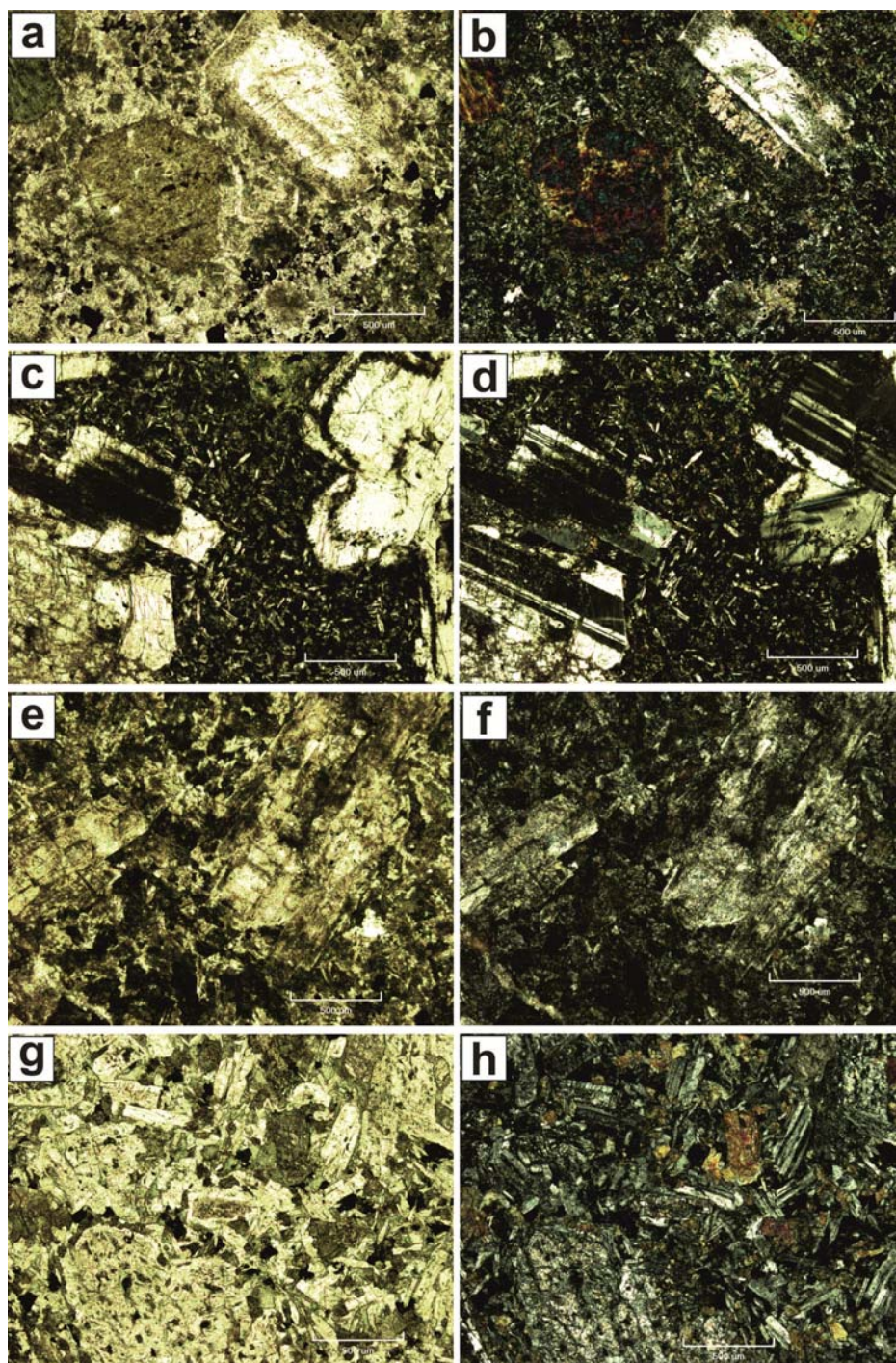


Рис. 4. Фотографии шлифов отдельных типов даек Воронцовского месторождения (слева – без анализатора, справа – в скрещенных николях). Линейка – 500 мкм. Условные обозначения: а, b – Рх-Рl-порфировая дайка основного состава, обр. 4/17 (№ 1); с, d – (Рх)-Рl-порфировая дайка андезит-андезибазальтового состава, обр. 6/17 (№ 2); е, f – габбро-монцогаббро порфировидное, обр. 25/17 (№ 9); g, h – габбро-диорит порфировидный, обр. 28/17 (№ 12).

По результатам исследований полированных шлифов, проведенных при помощи СЭМ (JSM-6390LV фирмы Jeol с ЭДС-анализатором) и микрозонда (CAMECA SX 100) уточнен состав минералов-вкрапленников в наиболее часто встречающихся порфировых

дайках – пироксен-плагиоклазовых основного состава и амфибол-плагиоклазовых среднего состава (исследования проводились по ранее отобранным образцам). Установлено, что плагиоклаз вкрапленников в дайках обоих типов представлен лабрадором, с небольшими различиями в содержании анортитового минала. Составы пироксена соответствуют авгиту, а амфибола – актинолитизированной роговой обманке (табл. 2).

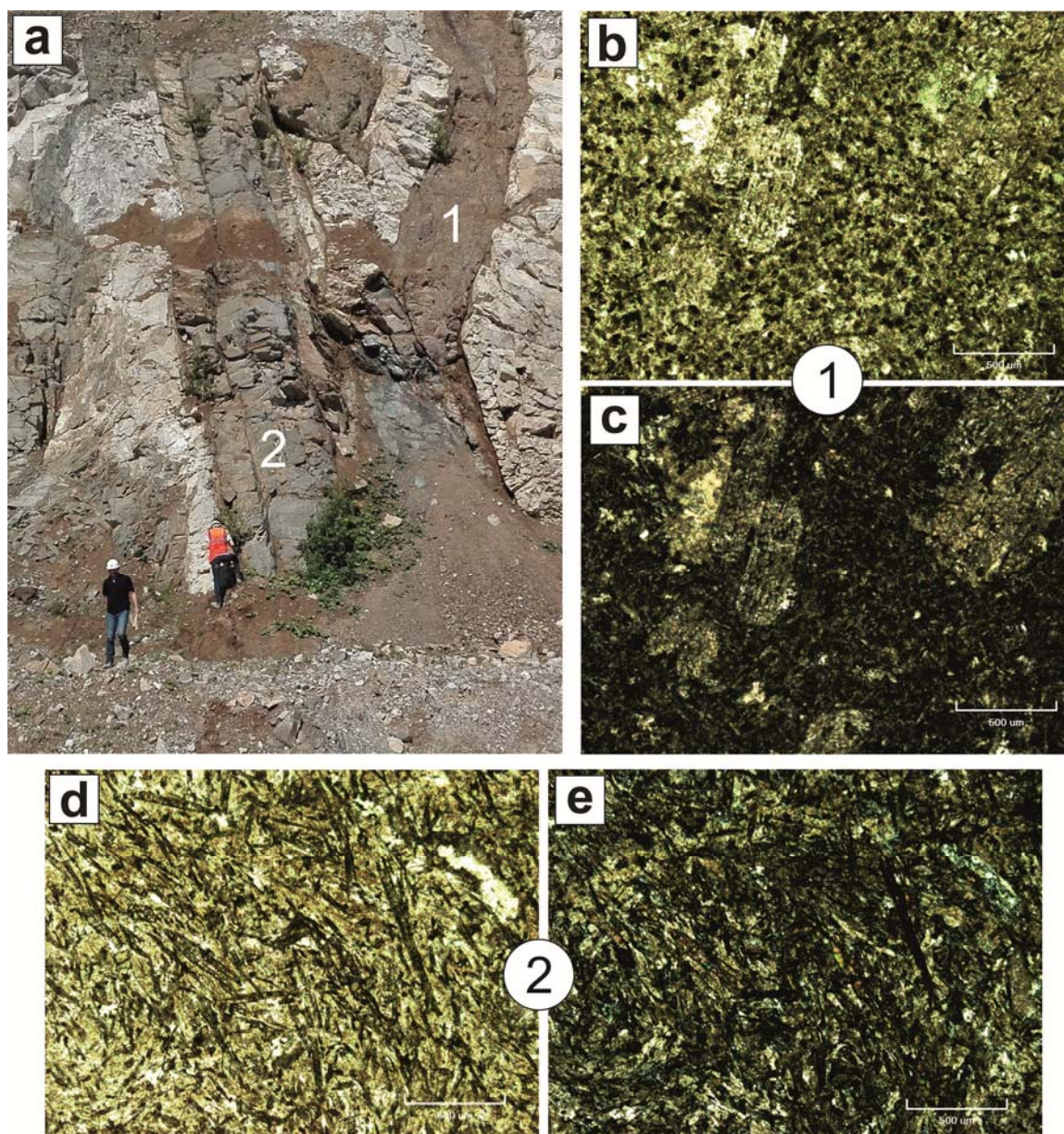


Рис. 5. Пример взаимоотношения даек различного состава. Условные обозначения: а – пресечение (Px)-Pl-порфировой дайки андезит-андезибазальтового состава (1) дайкой спессаррита (2); б с – общий вид в шлифе (Px)-Pl-порфировой дайки, без анализатора (b) и в скрещенных николях (с), обр. 34-1/17 (№ 17); d, e – общий вид в шлифе дайки спессаррита, без анализатора (d) и в скрещенных николях (e), обр. 34-2/17 (№ 18).

Кроме того при детальном исследовании полированных шлифов в аналогичных по составу дайках (обр. 4/17, 6/17) были обнаружены проявления кварц-калишпатового метасоматоза. Они представляют собой небольшие участки и гнезда неправильной формы, сложенные хлорит-кварц-калишпат-пиритовой минеральной ассоциацией (рис. 6b). Обычно присутствует титанит (сфен), а в пирите иногда отмечается вкрапленность галенита. Для КППШ характерна примесь небольшого количества бария (BaO 0,32-0,53 мас.%). В этих же шлифах наблюдался калиевый и калинатровый полевой шпат в виде неровных прерывистых оторочек (с тонкими прорастаниями) у вкрапленников плагиоклаза (рис. 6a) и, в некоторых случаях, в виде неправильной формы пятен (антипертиты?) во внутренних частях крупных вкрапленников. Можно предположить, что этот КППШ более ранний – «породный» или связанный с каким-то предшествующим процессом калишпатизации.

Таблица 2

Химический состав вкрапленников в основных дайках Воронцовского месторождения по данным микрозондовых исследований

Обр.	N	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
<i>Плагиоклаз</i>										
Вор-91-5a	4	51,22	0,03	29,29	0,92	0,01	0,13	13,57	3,90	0,36
Вор-91-5б	5	51,68	0,04	29,11	0,82	0,01	0,11	13,22	4,10	0,34
Вор-103-2	7	52,35	0,04	29,25	0,76	0,01	0,14	11,88	4,13	0,77
<i>Пироксен моноклинный</i>										
Вор-91-5	5	50,68	0,39	2,98	8,13	0,43	12,92	24,16	0,20	0,00
Вор-91-5	4	47,43	0,70	6,60	7,30	0,13	13,18	23,73	0,22	0,00
<i>Амфибол</i>										
Вор-103-2	7	48,50-52,99	0,02-0,34	1,59-5,23	14,84-17,20	0,60-0,82	12,23-14,08	10,90-12,69	0,16-0,57	0,04-0,20

Примечания: N – количество определений; курсивом выделены значения < 2σ. Микроанализатор САМЕСА SX 100, ИГГ УрО РАН, аналитик Д.А. Замятин).

В процессе исследовательских работ 2009-2010 гг. на Воронцовском месторождении были установлены проявления интенсивной калишпатизации в туфоалевролитах, непосредственно в пределах одного из рудных блоков, вскрытых действующим карьером [4]. Визуально эти калишпатизированные участки никак не выделялись, и были обнаружены по аномально высоким содержаниями калия (до 7-10 вес.% K_2O). Калиевый полевой шпат в метасоматитах представлен тонкозернистым агрегатом (20-50 мкм, редко до 200 мкм) в ассоциации с кварцем. Можно предположить, что это ортоклаз и/или

санидин. Следует также отметить, что ранее В.Н. Сазоновым с соавторами [5] в районе месторождения были выявлены пропилитизированные породы с адуляром, замещающим плагиоклаз.

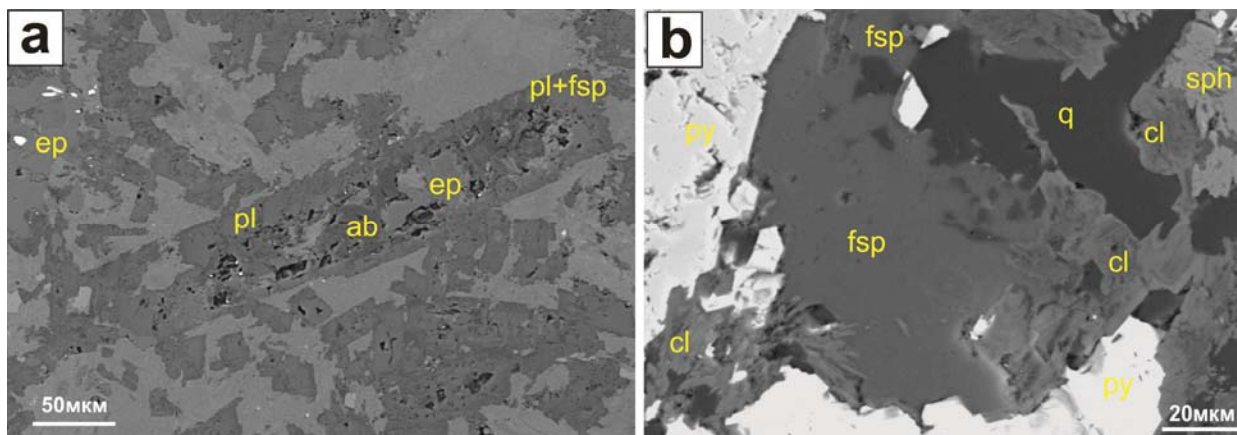


Рис. 6. Особенности выделений КПШ (fsp) в исходной породе нормальной щелочности (а) и на участке кварц-калишпатового метасоматоза (b); обр. 4/17. Условные обозначения: ab – альбит, cl – хлорит, ep – эпидот, pl – плагиоклаз, py – пирит, q – кварц, sph – сфен.

Результаты исследований позволяют предположить, что проявления калишпатового (кварц-калишпатового) метасоматоза на Воронцовском месторождении генетически связаны с дайками повышенной щелочности, и эти факторы могут играть определенную роль в формировании золотого оруденения. Вероятно, эти дайки принадлежат ауэрбаховскому комплексу, 2-я и 3-я фаза которого имеют субщелочную и высококалиевую специализацию (Легенда Уральской серии..., А.В. Жданов, 2009). Проявления калишпатового метасоматоза могут свидетельствовать в пользу гипотезы о принадлежности золотого оруденения к верхней части крупной порфировой системы.

Значение даек в образовании Воронцовского золоторудного месторождения пока остается неясным, однако следует отметить, что «плотный» дайковый штокверк наблюдается только в его пределах.

Работа выполнена в рамках темы государственного задания ИГГ УрО РАН (гос. регистрации № АААА-А18-118052590030-2).

Литература

1. Викентьев И.В., Тюкова Е.Э., Мурзин В.В., Викентьева О.В., Павлов Л.Г. Воронцовское золоторудное месторождение. Геология, формы золота, генезис. Екатеринбург: Форт Диалог-Исеть, 2016. 206 с.
2. Нечкин Г.С., Ровнушкин М.Ю. Сульфидная околодайковая минерализация на Воронцовском месторождении золота (Ауэрбаховский комплекс, Северный Урал) // Ежегодник-2010. Труды ИГГ УрО РАН, 2011. Вып. 158 .С. 187-190.

3. *Ровнушкин М.Ю., Азовскова О.Б.* Таллий и особенности его распределения на Воронцовском золоторудном месторождении (Северный Урал) // Материалы конференции к 120-летию акад. А.Г. Бетехтина "Основные проблемы в учении об эндогенных рудных месторождениях: новые горизонты". М.: ИГЕМ РАН, 2017. С. 117-122.

4. *Ровнушкин М.Ю., Гуляева Т.Я., Галахова О.Л.* Проявление калишпатового метасоматоза в пределах Воронцовского золоторудного месторождения // Ежегодник-2009. Труды ИГГ УрО РАН, 2010. Вып. 157. С. 241-244.

5. *Сазонов В.Н., Мурзин В.В., Григорьев Н.А., Гладковский Б.А.* Эндогенное оруденение девонского андезитоидного вулcano-плутонического комплекса (Урал). Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 184 с.

6. *Murzin V.V., Naumov E.A., Azovskova O.B., Varlamov D.A., Ravnushkin M.Yu., Pirajno F.* The Vorontsovskoe Au-Hg-As ore deposit (Northern Urals, Russia): Geological setting, ore mineralogy, geochemistry, geochronology and genetic model // Ore Geology Reviews, 2017. Vol. 85. P. 271-298.

УДК 549.731.14+549.641.23(470.5)

FE-Ti ОКСИДЫ В ПОРОДАХ ВОЛКОВСКОГО МАССИВА: СОСТАВ, ОКСИТЕРМОБАРОМЕТРИЯ, ГЕНЕТИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

Е. В. Аникина, И. А. Русин, И. А. Готтман

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

Введение

Волковский габбровый массив – единственный в составе Платиноносного пояса Урала объект с промышленным медно-благороднометальным оруденением, тогда как площади распространения потенциально перспективных на этот вид оруденения габброидов на Урале весьма значительны. Для оценки возможных перспектив обнаружения новых месторождений этого типа важно выявление факторов контроля оруденения на известных объектах.

Исследование нацелено на определение состава и условий образования (температуры и фугитивности кислорода) оксидной минерализации в разных типах пород Волковского массива с целью уточнения генезиса слагающих его породных комплексов и оруденения.

Для решения поставленных задач проведено изучение состава Fe-Ti оксидов в главных типах пород Волковского массива. Предлагаемая работа обобщает первые полученные результаты.

Геологическая характеристика массива

Волковский габбровая интрузия залегает на северном окончании крупного и сложно построенного Тагило-Баранчинского ультрабазит-габбрового массива в 45 км севернее г. Нижний Тагил. Вмещающими породами на западе служат аповулканогенные сланцы, амфиболиты и диафторированные роговики (кытлымиты) мариинской свиты позднего ордовика, а на востоке силурийско-девонские вулканогенные комплексы Тагильской островодужной зоны (рис. 1).

Массив сложен преимущественно габброидами. В его строении принято выделять три самостоятельных габбровых блока – Центральный, Западный и Южный. Ультрабазиты и габбро Южного и габбро Центрального блока отнесены к Волковскому комплексу (S_2V), а габбро Западного блока (габбронориты) – к Тагило-Кытлымскому (S_{1tk}). По периферии габбро Центрального и Южного блоков окружены монцогаббро и сиенитами Кушвинского комплекса (S_2-D_{1tk}), а в центре прорываются диоритами и кварцевыми диоритами Верхнетагильского комплекса (S_{2vt}).

С габбро Волковского комплекса связано три типа оруденения – медь-железо-ванадиевое с платиноидами в Центральном блоке (Волковское месторождение), магнетитовое и золото-палладиевое – в Южном (Баронское рудопроявление).

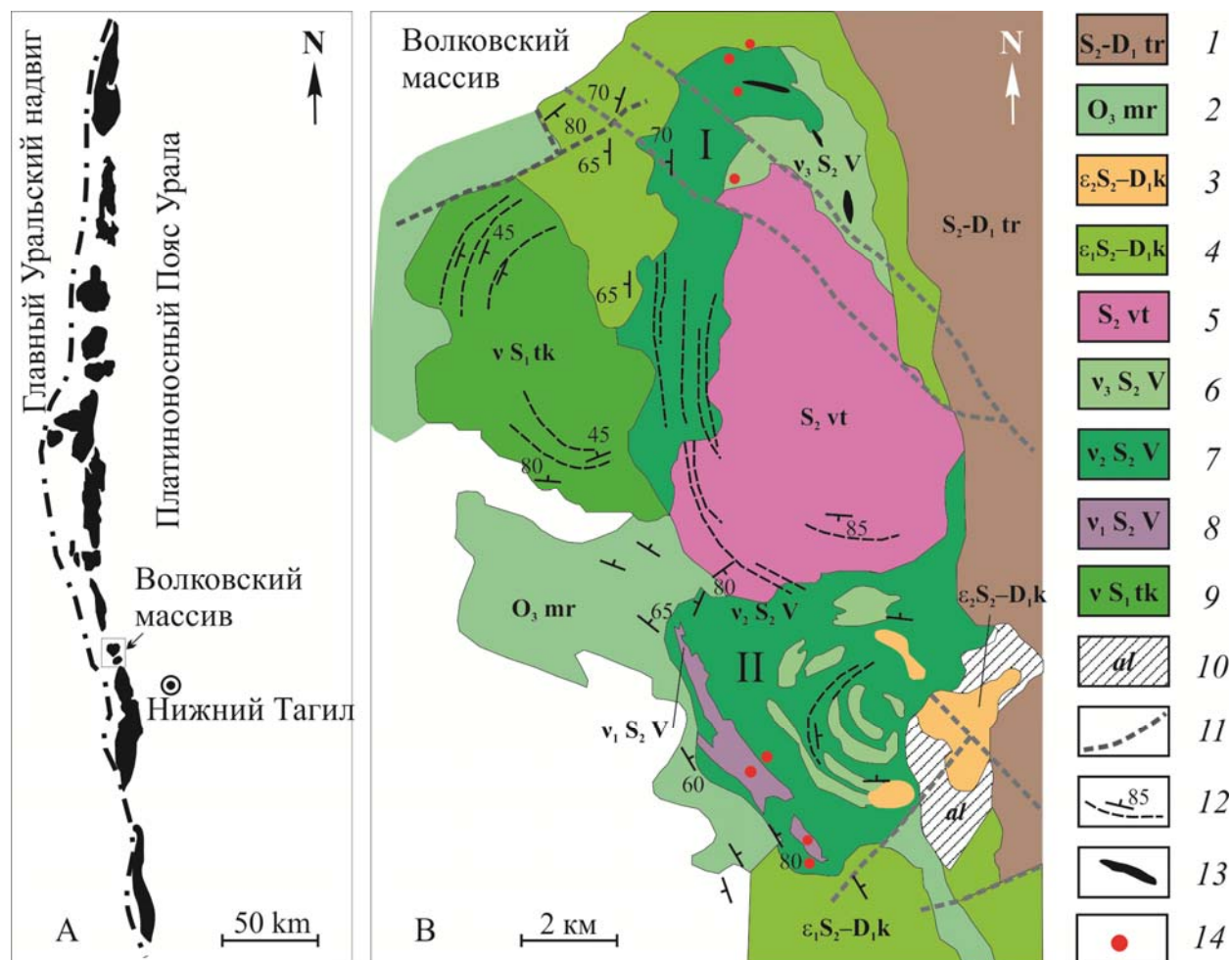


Рис. 1. (А) Положение Волковского массива в Платиноносном поясе Урала; (В) Схема геологического строения Волковского габбро-диоритового массива с использованием материалов В.А. Артамоновой, Е.И. Клевцова (1953-1962 гг.) и Государственной геологической съемки масштаба 1:200000, лист 40-XXVIII (1999). Условные обозначения: 1 – Туринская свита ($S_2-D_1 tr$), трахибазальты, трахиандезиты, трахиты, туфы, известняки. 2 – Мариинская свита ($O_3 mr$), метаморфизованные базальты с прослоями гиалокластитов и туфопесчаников; амфиболиты, роговики и кытлымиты по нерасчлененным базальтам и субвулканитам. **Кушвинский комплекс габбро-сиенитовый:** 3 – сиениты, сиенит-порфиры ($\epsilon_2 S_2-D_1 k$); 4 – габбро субщелочные, монцогаббро ($\epsilon_1 S_2-D_1 k$). **Верхнетагильский комплекс габбро-диоритовый:** 5 – кварцевые диориты, диориты, габбро-диориты ($S_2 vt$). **Волковский комплекс клинопироксенит-габбровый:** 6 – амфибол-пироксеновые габбро лабрадоровые ($v_3 S_2 V$); 7 – оливиновые и пироксеновые габбро битовнитовые ($v_2 S_2 V$); 8 – клинопироксениты ($v_1 S_2 V$). Габбровые блоки: I – Центральный; II – Южный. **Тагило-Кытлымский комплекс габброидный:** 9 – габбро-нориты, амфиболовые габбро ($v S_1 tk$); 10 – эпидот-альбитовые метасоматиты по породам основного состава; 11 – тектонические нарушения; 12 – плоскостная ориентировка минералов и полосчатость; 13 – медь-железо-ванадиевые руды; 14 – места отбора проб.

Медь-железо-ванадиевое оруденение локализовано преимущественно в оливиновых габбро, сложенных битовнитом (Ap_{70-90}), темноцветными силикатами (диопсидом $f=22-27$; оливином $f=27-40$; ортопироксеном $f=23-28$; амфиболом $f=30-35$; биотитом $f=30$) и титаномagnetитом. Рудные тела сложены густовкрапленными, реже сплошными апатит-титаномagnetитовыми рудами, постепенно переходящими в габбро с повышенной вкрапленностью титаномagnetита. Медная минерализация пространственно совпадает с титаномagnetитовой, но развивается неравномерно – от незначительной сульфидной вкрапленности до формирования сплошных халькопирит-борнит-титаномagnetитовых и халькопирит-борнитовых руд. Офитовые габбро и габбронориты пользуются ограниченным распространением в пределах Центрального блока массива, их взаимоотношения с оливиновыми габбро не ясны.

Вмещающими породами для magnetитового и золото-палладиевого оруденения в Южном блоке являются оливиновые габбро варьирующей меланократовости, чередующиеся с плагиоклазовыми клинопироксенитами и оливинитами. От оливиновых габбро Центрального блока эти породы отличаются более высокими содержаниями MgO , CaO и Al_2O_3 при более низкой железистости темноцветных минералов (диопсид $f=18-20$; оливин $f=16-18$) и при высокой ($> 90\%$) доле анортитового компонента в плагиоклазе.

Magnetитовое месторождение (Баронское) представляет собой субсогласную с простиранием вмещающих клинопироксенитов протяженную рудную зону, сложенную пластообразными крутопадающими маломощными телами сплошного и вкрапленного малотитанистого (1-4 вес.% TiO_2) magnetита [3].

Золото-палладиевое оруденение (Баронское рудопроявление) образует прерывистую рудную зону, вытянутую в плане субпараллельно телам клинопироксенитов. Концентрации БМ не обнаруживают корреляции ни с содержанием серы и меди, ни с составом рудовмещающих пород, ни со степенью метаморфических преобразований последних. Вариации концентраций БМ (от 0 до 10 г/т) и Pd/Pt отношение (10-100) примерно одинаковы в оливинитах, верлитах, клинопироксенитах и оливиновых габбро. Оруденение представляет собой тонкодисперсную неравномерно рассеянную вкрапленность сульфидов, арсенидов и теллуридов палладия, золота и серебра в породах и выявляется только по результатам определения концентраций благородных металлов при сплошном опробовании.

Лабрадоровые габбро образуют линейные тела с резкими контактами, срезающими основные структурные элементы оливиновых габбро и ультрабазитов. Золото-палладиевая минерализация в этих породах отсутствует. В пределах Баронского золото-палладиевого рудопроявления отмечается широкое развитие даек разнообразного состава – от микрогаббро до гранит-аплитов.

Во второй половине 20-го столетия на Урале было проведено систематическое и широкомасштабное изучение magnetитовых и титаномagnetитовых месторождений разного генетического типа. В эти годы с помощью Fe-Ti окситермобарометрии [4] были

определены условия формирования основных типов месторождений, разработана их классификация. Медь-железо-ванадиевые руды Волковского массива были отнесены к постмагматическому среднетемпературному ($T=725-835^{\circ}\text{C}$) типу [2], малотитанистые магнетитовые руды Баронского месторождения – к низкотемпературному ($T=600-725^{\circ}\text{C}$) типу [3].

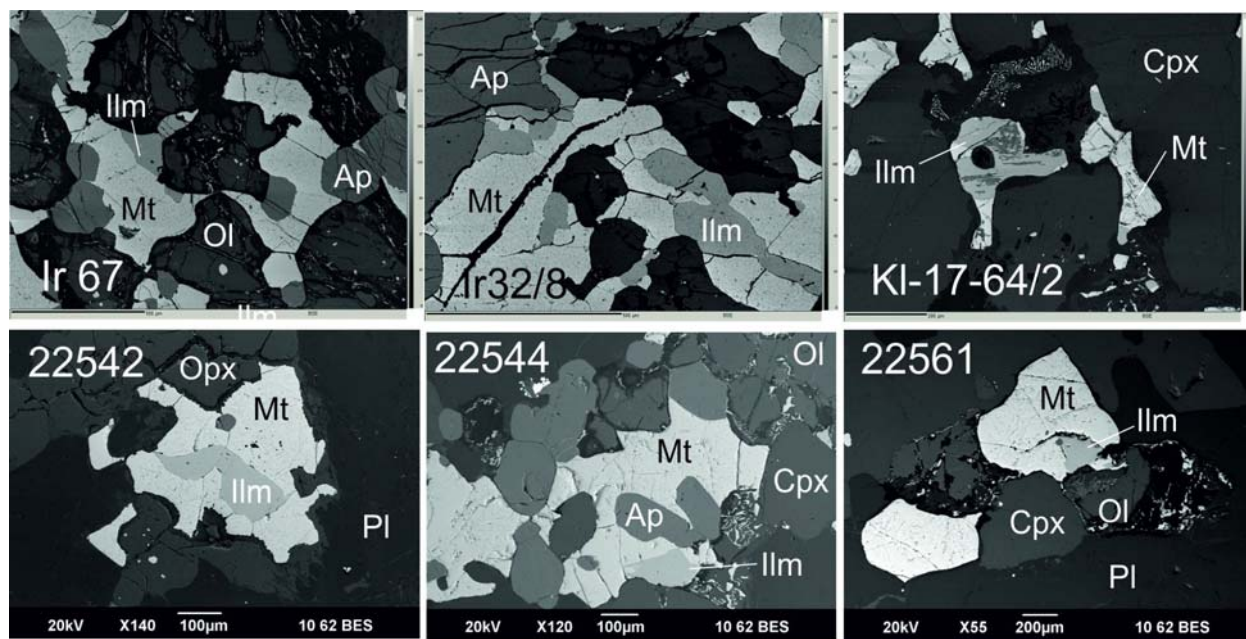


Рис. 2. Морфология сростаний ильменита и магнетита в породах Волковского массива. Ir-67 – оливиновое габбро; Ir 32/8 – руда титаномagnetитовая; KL-17-64/2 – лабрадоровое габбро; 22542 – габбронорит, 22544, 22561-1 – оливиновое габбро. Условные обозначения: Mt – магнетит; Ilm – ильменит; Ol – оливин; Cpx – клинопироксен; Ap – апатит; Орpx – ортопироксен.

Методы исследования и результаты

Наше исследование охватывает главные типы пород, распространенные на Волковском массиве. Точки отбора образцов для исследований изображены на схеме (рис. 1). Изучение Fe-Ti оксидов выполнено в прозрачно полированных шлифах оливинитов (KL-18-99: f_{Ol} 17-18), магнетитовых руд (B30-53, Ir – 32/8), оливиновых габбро (PE-589-1/4): An_{90} , f_{Di} 17-21, f_{Amf} 21-24; Ir-67: f_{Ol} 16, f_{Di} 16-22; KL-19(ol): f_{Ol} 16, f_{Di} 20, f_{Amf} 20 и лабрадоровых габбро (KL-17-64/2: An_{55} ; f_{Orpx} 30-35; f_{Di} 27; f_{Amf} 28) Южного блока Волковского массива, оливиновых габбро (22544: An_{70} , f_{Ol} 29, f_{Orpx} 24, f_{Di} 22-25; 22547: An_{75} , f_{Ol} 27-29, f_{Orpx} 23-24, f_{Di} 22-23, f_{Amf} 26; 22561-1: An_{85} , f_{Ol} 27-28, f_{Orpx} 24, f_{Di} 25-26; 26220: An_{85} , f_{Ol} 27-32; f_{Orpx} 25-27, f_{Di} 25-27), габбро-норитов (22542: An_{55} ; f_{Orpx} 25; f_{Di} 22, f_{Amf} 28), монцогаббро (22534: An_{50} , f_{Orpx} 30, f_{Di} 23, Bi) и кварцевых диоритов (22573: $\text{An}_{40-\text{An}_{20}}$; f_{Amf} 28, f_{Bi} 40, Fsp, Q) Центрального блока.

Определение состава ильменита и магнетита проведено в ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург) на рентгеноспектральном микроанализаторе CAMECA SX

100 с использованием стандартных образцов и по стандартной методике (аналитики В.В. Хиллер, Д.А. Замятин). Измерение зерен титаномагнетита со структурами распада твердого раствора производилось с использованием расфокусированного широкого электронного пучка ($d=15$ мкм).

Для оценки температуры и фугитивности кислорода выбраны сростания ильменита и титаномагнетита, в которых равновесная кристаллизация наиболее вероятна, а внутреннее строение, морфология и взаимоотношения с породообразующими минералами свидетельствуют об отсутствии поздних преобразований или их минимальном проявлении (рис. 2). Состав сосуществующих Fe-Ti оксидов и результаты расчетов температуры и фугитивности кислорода по [5] приведены в таблицах 1-4.

Таблица 1

Состав ильменита (в вес.%) в породах Баронского рудопроявления

№ образца	PE-589-1/4	Ir-67	Kl-19(ol)	B30-53	Ir-32/8	KL-17-64/2	Kl18-99
Анализы	$n=1$	$n=2$	$n=2$	$n=1$	$n=1$	$n=1$	$n=1$
TiO ₂	52,34	55,40	54,64	50,36	53,64	50,83	51,13
V ₂ O ₃	0,25	0,18	0,31	0,34	0,13	0,11	0,21
Al ₂ O ₃	0,08	0,09	0,11	1,31	0,10	0,08	0,09
FeO	38,55	31,40	32,82	43,09	34,77	43,38	34,56
MnO	4,49	4,18	3,97	3,56	3,30	4,11	11,30
MgO	3,33	8,25	8,50	1,93	7,05	0,01	0,33
Сумма	99,04	99,49	100,33	100,59	98,99	98,52	97,62
Атомные количества (%)							
Ti	19,57	19,82	19,43	18,71	19,52	19,58	19,78
V	0,01	0,07	0,12	0,13	0,05	0,04	0,09
Al	0,05	0,05	0,06	0,76	0,05	0,05	0,05
Fe	16,03	12,50	12,98	17,81	14,07	18,58	14,87
Mn	1,89	1,69	1,59	1,49	1,35	1,78	4,93
Mg	2,47	5,85	5,99	1,42	5,08	0,01	0,25
O	59,88	59,99	59,82	59,64	59,81	59,84	59,96
Мольная доля							
X _{FeTiO₃}	0,76	0,62	0,60	0,80	0,65	0,89	0,73
X _{MnTiO₃}	0,09	0,08	0,08	0,08	0,07	0,09	0,25
X _{MgTiO₃}	0,12	0,29	0,30	0,07	0,25	0	0,01
X _{Fe₂O₃}	0,02	0,01	0,02	0,05	0,02	0,02	0,01

Примечание: здесь и в таблице 2, PE-589-1/4, Ir-67, Kl-19(ol) – оливиновое габбро; B30-53, Ir 32/8 – руда титаномагнетитовая; KL-17-64/2 – лабрадорное габбро, Kl18-99 – апатитовый оливинит.

Обсуждение результатов

Ильменит в породах Волковского массива всегда сростается с интерстициальным титаномагнетитом в виде зерен неправильной формы или пластинчатых обособлений. Характерными примесями в ильмените являются магний, марганец и ванадий. Концентрации компонентов широко варьируют (рис. 3), обнаруживая некоторую зависимость от типа вмещающих пород.

Таблица 2

Состав магнетита (в вес.%) в породах Баронского рудопоявления

№ образца	PE-589-1/4	Ir-67	Kl-19(ol)	B30-53	Ir-32/8	KL-17-64/2	Kl18-99
Анализы	$n=1$	$n=4$	$n=2$	$n=2$	$n=1$	$n=1$	$n=1$
TiO ₂	2,17	4,89	5,03	2,28	1,55	0,24	0,07
V ₂ O ₃	0,84	1,02	0,84	0,98	0,72	0,72	0,98
Al ₂ O ₃	2,15	2,62	1,91	2,58	0,77	0,26	0,45
FeO	88,06	82,07	84,18	86,15	84,14	89,95	91,36
MnO	0,15	0,29	0,41	0,17	0,43	0,03	0,11
MgO	0,62	1,02	1,84	1,06	0,63	0,00	0,13
Сумма	93,99	91,89	94,20	93,20	88,24	91,20	93,10
Атомные количества (%)							
Ti	1,00	2,24	2,26	1,05	0,77	0,11	0,03
V	0,41	0,50	0,41	0,48	0,39	0,38	0,50
Al	1,55	1,88	1,34	1,86	0,60	0,20	0,33
Fe	45,16	41,78	42,30	44,17	46,53	48,8	48,41
Mn	0,08	0,15	0,21	0,09	0,24	0,02	0,06
Mg	0,57	0,93	1,64	0,97	0,62	0	0,12
O	51,21	52,01	51,80	51,35	50,83	50,4	50,48
Мольная доля							
X _{Fe3O4}	0,88	0,78	0,80	0,86	0,92	0,98	0,97
X _{Fe2TiO4}	0,06	0,14	0,15	0,07	0,05	0,01	0,01
X _{FeAl2O4}	0,05	0,06	0,04	0,06	0,02	0,01	0,01
X _{FeV2O4}	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
T (°C)	357	288	449	460	479	237	–
$\Delta \log f_{O_2}$ NNO	-3,01	-8,26	-3,32	-0,64	0,66	-0,12	–

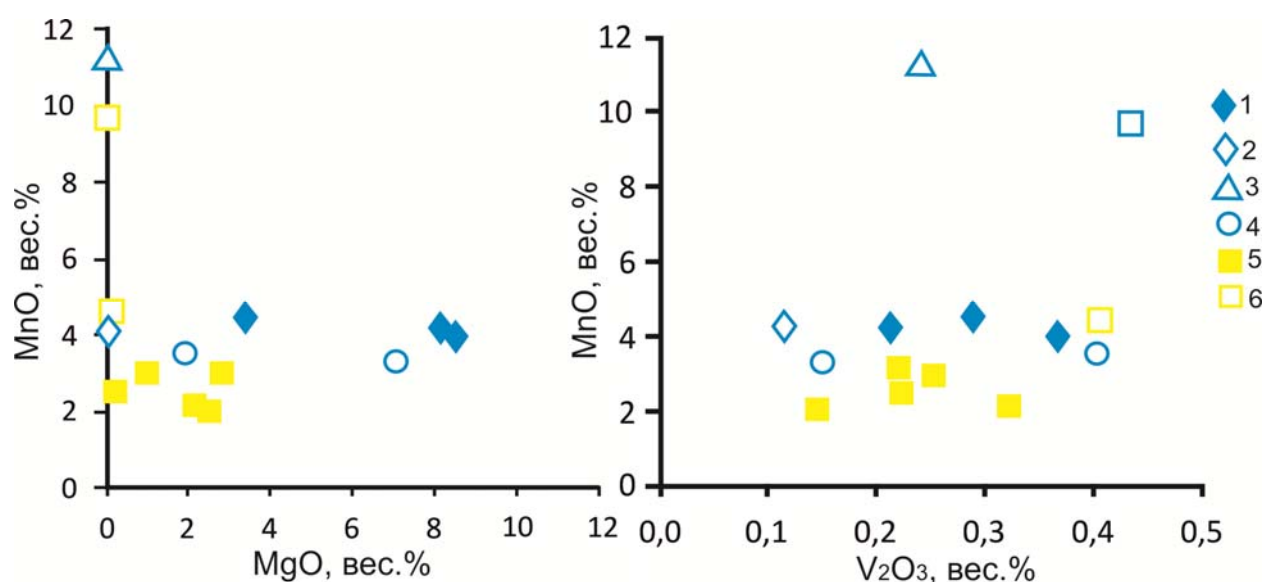


Рис. 3. Диаграммы MgO – MnO и MgO – V₂O₃ для ильменита в породах Баронского рудопоявления и Волковского месторождения. Условные обозначения. Баронское рудопоявление: 1 – габбро оливиновые; 2 – габбро и габбронориты; 3 – апатитовый оливинит; 4 – титаномagnetитовые скопления в клинопироксенитах. Волковское месторождение: 5 – оливиновые габбро и габбронориты; 6 – диориты и монцогаббро.

Таблица 3

Состав ильменита (вес.%) в породах Волковского месторождения

№ образца	22542	22544	22547	22561-1	26220	22573	22534
Анализы	$n=1$	$n=3$	$n=1$	$n=2$	$n=2$	$n=2$	$n=2$
TiO ₂	47,99	48,63	49,62	47,56	51,33	45,72	46,39
V ₂ O ₃	0,23	0,26	0,33	0,23	0,15	0,44	0,42
Al ₂ O ₃	0,04	0,12	0,06	0,26	0,05	–	0,02
FeO	47,59	46,59	43,96	43,94	43,27	41,75	46,33
MnO	2,54	2,97	2,11	3,05	2,06	9,76	4,65
MgO	0,24	0,95	2,16	2,85	2,46	0,01	0,12
Сумма	98,63	99,53	98,24	97,88	99,32	97,69	97,92
Атомные количества (%)							
Ti	18,67	18,61	18,97	18,26	19,32	18,02	18,21
V	0,10	0,11	0,13	0,10	0,06	0,185	0,17
Al	0,03	0,07	0,03	0,15	0,03	0	0,01
Fe	20,58	19,83	18,69	18,76	18,11	18,315	20,23
Mn	1,11	1,28	0,91	1,32	0,87	4,33	2,06
Mg	0,19	0,72	1,64	2,17	1,83	0,005	0,09
O	59,36	59,36	59,54	59,20	59,69	59,075	59,16
Мольная доля							
X _{FeTiO₃}	0,86	0,82	0,82	0,73	0,83	0,67	0,79
X _{MnTiO₃}	0,05	0,06	0,05	0,07	0,04	0,21	0,10
X _{MgTiO₃}	0,01	0,04	0,08	0,11	0,09	0	0
X _{Fe₂O₃}	0,08	0,08	0,06	0,10	0,40	0,11	0,10

Примечание: здесь и в таблице 4, 22542 – габбронорит, 22544, 22547, 22561-1, 26220 – оливиновое габбро, 22573 – кварцевый диорит, 22534 – монцогаббро.

В оливиновых габбро Баронского рудопоявления в ильмените более высокое содержание гейкилитового ($X_{\text{MgTiO}_3} = 0,12-0,30$) и пирофанитового ($X_{\text{MnTiO}_3} = 0,07-0,09$) компонентов, чем в ильмените из оливиновых габбро Волковского месторождения. В последних содержание $X_{\text{MgTiO}_3} = 0,04-0,11$, а $X_{\text{MnTiO}_3} = 0,04-0,07$.

В ильмените из монцогаббро, лабрадоровых габбро, кварцевых диоритов и апатитовых оливинитов гейкилитовый компонент отсутствует, либо его величина минимальна (X_{MgTiO_3} менее 0,01), тогда как содержание пирофанитового компонента достигает максимальных значений: $X_{\text{MnTiO}_3} = 0,25$ в ильмените из апатитового оливинита, $X_{\text{MnTiO}_3} = 0,21$ в ильмените из диорита, $X_{\text{MnTiO}_3} = 0,10$ в ильмените из монцогаббро, $X_{\text{MnTiO}_3} = 0,09$ в ильмените из лабрадорового габбро.

Сходный по составу манганоильменит, в том числе и содержащий заметную примесь магния, это характерный минерал щелочных пород, где, как правило, является поздне- или постмагматической метасоматической фазой, образовавшейся на заключительной стадии формирования пород. Манганоильменит с высоким содержанием V₂O₃ до 0,43 вес.% описан в метаморфизованных ультраосновных и основных породах Западной Австралии и в мегакристаллах кимберлитов Бразилии [1].

Интерстициальный титаномagnetит (рис. 2) всегда имеет структуру распада твердого раствора в виде ильменитовой решетки, как результат окисления ульвошпинели. Первичный, дораспадный состав титаномagnetита вычислялся путем сканирования по площади образца, либо с использованием расфокусированного электронного пучка. Максимальные концентрации TiO_2 (7,84 вес.%) и Al_2O_3 (3,84 вес.%) фиксируются в титаномagnetите из оливиновых габбро Центрального блока, минимальные концентрации TiO_2 (0,07 вес.%) и Al_2O_3 (0,26 вес.%) – в апатитовых оливинитах Южного блока при практически одинаковом содержании в обоих случаях V_2O_3 (0,9-1,3 вес.%).

Таблица 4

Состав magnetита (вес.%) в породах Волковского месторождения

№ образца	22542	22544	22547	22561-1	26220	22573	22534
Анализы	n=4	n=3	n=4	n=4	n=10	n=2	n=3
TiO_2	3,43	4,31	7,84	6,78	5,74	0,41	2,65
V_2O_3	1,11	1,66	1,30	1,07	1,19	1,00	1,23
Al_2O_3	1,64	2,81	3,84	3,36	3,68	0,33	0,49
FeO	86,28	84,62	79,56	81,27	82,14	91,33	88,50
MnO	0,28	0,42	0,52	0,61	0,30	0,02	0,27
MgO	0,35	0,77	1,07	0,74	1,36	0,04	0,08
Сумма	93,07	94,60	94,12	93,82	94,42	93,13	93,22
Атомные количества (%)							
Ti	1,59	1,95	3,48	3,04	2,56	0,20	1,25
V	0,55	0,80	0,62	0,51	0,57	0,51	0,62
Al	1,19	2,00	2,68	2,35	2,56	0,25	0,36
Fe	44,47	42,59	39,32	40,71	40,77	48,57	46,53
Mn	0,15	0,22	0,26	0,31	0,15	0,01	0,14
Mg	0,32	0,69	0,94	0,66	1,20	0,04	0,07
O	51,36	51,69	52,58	52,27	52,08	50,325	50,89
Мольная доля							
$X_{\text{Fe}_3\text{O}_4}$	0,85	0,79	0,67	0,71	0,73	0,97	0,89
$X_{\text{Fe}_2\text{TiO}_4}$	0,10	0,12	0,23	0,20	0,17	0,01	0,08
$X_{\text{FeAl}_2\text{O}_4}$	0,04	0,06	0,09	0,08	0,08	0,01	0,01
$X_{\text{FeV}_2\text{O}_4}$	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
T (°C)	548	582	633	695	530,00	523	589
$\Delta \log f_{\text{O}_2} \text{ NNO}$	0,2	0	-1,1	-0,04	-1,99	0,59	1,43

В оливиновых габбро Центрального блока титаномagnetит, образующий включения в оливине, заметно обогащен титаном по сравнению с интерстициальным титаномagnetитом. Концентрация TiO_2 во включениях достигает 10-12 вес.% при сопоставимом с интерстициальным титаномagnetитом количестве Al_2O_3 – 2,5-3,5 вес.% и V_2O_3 – 0,7-1,0 вес.%. В монцогаббро и лабрадоровых габбро различия состава интерстициального титаномagnetита и титаномagnetита, образующего включения в клинопироксене, еще более существенны. В последнем концентрация TiO_2 достигает 7-10 вес.%, Al_2O_3 – 2-3 вес.% и V_2O_3 – 0,7-1,0 вес.%. Окситермометрические расчеты, основанные на равновесии ильменита и magnetита [5], показывают, что интерстициальная

оксидная минерализация в оливиновых габбро Центрального блока Волковского массива была сформирована при температуре 600-700°C, а в монцогаббро и в лабрадоровых габбро – 550-600°C (рис. 4), что, в целом, укладывается в представления о субсолидусном переуравновешивании интерстициальных фаз. Учитывая особенности состава титаномагнетита во включениях можно предполагать более высокую (выше 700°C) температуру кристаллизации пород.

В оливиновых габбро и оливинитах Южного блока состав интерстициального титаномагнетита не отличается от титаномагнетита, образующего включения в оливине. В последних содержания TiO_2 не превышают 4 вес.%, Al_2O_3 – 1,5 вес.% и V_2O_3 – 0,8 вес.%. В этом случае возможно только одно объяснение – что минеральная ассоциация оливина и Fe-Ti оксидов сформирована при температуре ниже 500°C (рис. 4). Полученные оценки фугитивности кислорода (табл. 2) для Fe-Ti оксидов в оливиновых габбро Южного блока, находящиеся в интервале $(-8,26...-3,01\Delta\log fO_2 \text{ NNO})$ представляются не реалистичными.

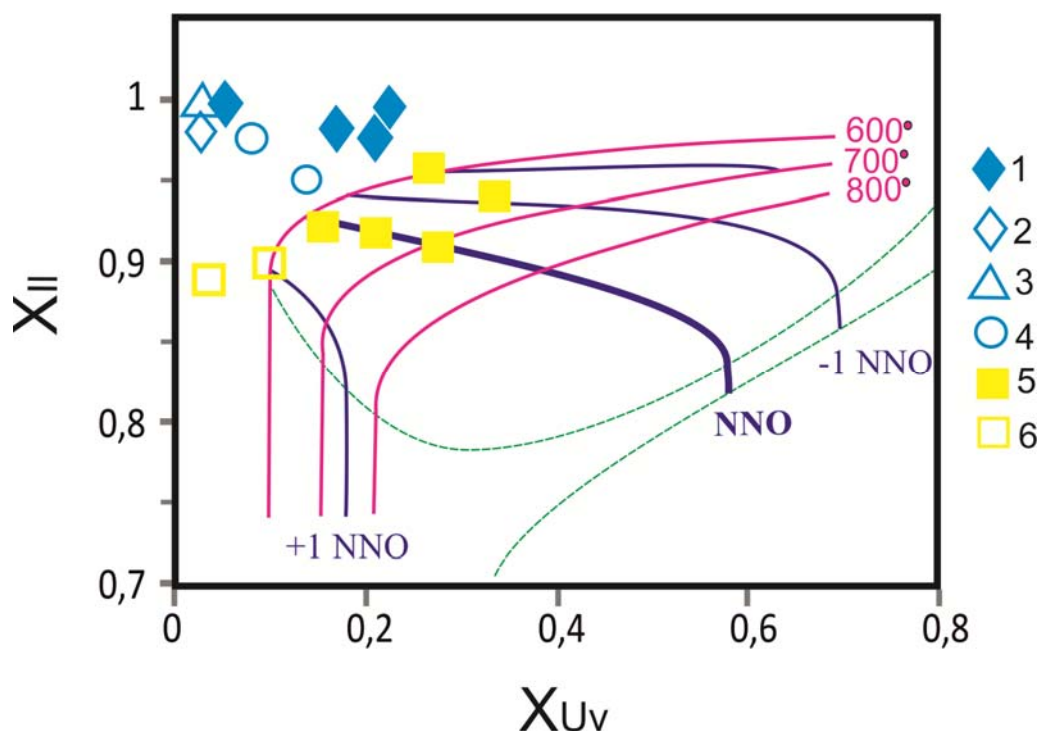


Рис. 4. График с изотермами (красные линии) и изоплетами (синие линии) окислительного состояния относительно буфера NNO для равновесия ильменит-магнетит в системе Fe – Ti – O. Пунктирными линиями ограничена область несмесимости [5]. Условные обозначения как на рис. 3. X_{il} – мольная доля $(FeTiO_2+MnTiO_2+MgTiO_2)$ в ильмените; X_{uv} – мольная доля $(Fe_2TiO_4+FeAl_2O_4+FeV_2O_4)$ в магнетите.

Основные выводы

1. В породах Волковского массива выявлены ранее неизвестные значительные вариации состава ильменита, понимание природы которых требует дальнейших исследований.

2. Окситермометрические расчеты показывают, что оксидная минерализация в оливиновых габбро Центрального блока Волковского массива была сформирована при температуре 600-700°C, преимущественно в окислительных условиях ($-1,99 \dots +0,2 \Delta \log fO_2$ NNO). Титаномагнетит во включениях в оливине заметно обогащен элементами-примесями по сравнению с интерстициальным титаномагнетитом, следовательно, температура образования породы могла быть выше 700°C.

3. В породах, вмещающих золото-палладиевое оруденение (Баронское рудопоявление) температура равновесия сосуществующих ильменита и магнетита не выше 500°C. Титаномагнетит во включениях в оливине имеет точно такой же состав, как интерстициальный титаномагнетит, что позволяет предполагать низкотемпературный (ниже 500°C) генезис оливиновых габбро и оливинитов, вмещающих Баронское золото-палладиевое оруденение.

Заключение

Анализ особенностей состава Fe-Ti оксидов с использованием современных методик электронно-зондового микроанализа является эффективным инструментом для петро- и рудогенетических реконструкций и разработки критериев рудоносности габброидов Платиноносного пояса Урала.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Комплексной программы УрО РАН (проект № 18-5-5-8) и по государственному заданию (тема 0393-2016-0016).

Литература

1. Каминский Ф.В., Белоусова Е.А. Манганоильменит как минерал-спутник алмаза в кимберлитах // Геология и геофизика, 2009. Т. 50. № 12. С. 1560-1570.
2. Фоминых В.Г. Температуры образования титаномагнетитовых концентраций по ильменит-магнетитовому геотермометру на примере Урала // Проблемы биминеральной геотермобарометрии. Труды ИГГ УНЦ АН СССР, 1976. Вып. 130. С. 58-69.
3. Фоминых В.Г., Клевцов Е.И. Закономерности локализации и соотношение различных типов железных руд в Баронской группе месторождений // Эндогенные рудообразующие процессы. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 55-61.
4. Buddington A.F., Lindsley D.H. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents // Journal of Petrology, 1964. Vol. 5. № 2. P. 310-357.
5. Chiorso M.S., Evans B.W. Thermodynamics of rhombohedral oxide solid solutions and a revision of the Fe-Ti two-oxide geothermometer and oxygen-barometer // American Journal of Science, 2008. Vol. 308. № 9. P. 957-1039.

УДК 549.612(571.63)

ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О ХИМИЧЕСКОМ СОСТАВЕ ТУРМАЛИНА МНОГОВЕРШИННОГО РУДНОГО ПОЛЯ, ХАБАРОВСКИЙ КРАЙ

И. А. Бакшеев, Е. А. Власов

Московский государственный университет, г. Москва

Введение

Минералы надгруппы турмалина с общей формулой $XY_3Z_6[T_6O_{18}][BO_3]_3V_3W$, где X = Na, Ca, K, (вакансия); Y = Li, Mg, Fe^{2+} , Mn^{2+} , Ni, Al, Cr^{3+} , V^{3+} , Fe^{3+} , (Ti^{4+}) ; Z = Mg, Fe^{2+} , Al, Fe^{3+} , V^{3+} , Cr^{3+} ; T = Si, Al, (B) (Fe^{3+}); B = B, ; V = OH, O; W = OH, F, O [6] устойчивы в диапазоне от низкотемпературных гидротермальных до магматических и высокобарных метаморфических условий. Они характеризуются чрезвычайным разнообразием химического состава и различными типами изоморфных замещений, что позволяет рассматривать турмалины как индикатор условий минералообразования и важный прогнозно-поисковый критерий [1, 4, 9].

Турмалины широко распространены в некоторых типах золоторудных и золото-полиметаллических месторождений: вулканогенно-плутогенных или золото-порфировых (Дарасун, Карийское), плутогенных, где они входят в состав непродуктивных пропицитов (Березовское, Средний Урал; Березитовое, Забайкальский край), гидротермально-метаморфогенных или орогенных (Хатти, Индия; Лоуло, Мали; Сигма, Канада). Для вулканогенных месторождений золота турмалин не типичен. Однако он обнаруживается на некоторых объектах, где его образование связывают с дорудными или пострудными процессами, несвязанными с оруденением. К такому типу месторождений относится Многовершинное в Хабаровском крае, на котором формирование турмалина связывают с гидротермальной активностью, обусловленной внедрением пострудных гранитоидов [2].

Несмотря на почти полувековую историю изучения месторождения, сведения о турмалине весьма ограничены, а данные о химическом составе отсутствуют. Поэтому цель настоящего исследования – характеристика химического состава турмалина для выяснения его формационной принадлежности и предположения на этой основе наличия возможных новых для месторождения типов рудной минерализации.

Краткий очерк геологического строения

Многовершинное золоторудное месторождение находится в Николаевском районе Хабаровского края в 135 км к северу от г. Николаевск-на-Амуре и в 17 км от побережья

Охотского моря. Оно открыто в 1959 г., детальная разведка началась в 1963 г., а отработка – в 1991 г.

Месторождение является частью одноименного рудного поля, находящегося на северном окончании Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса на стыке Амгунского и Горинского синклиналиев Сихотэ-Алинской складчатой области. Рудное поле приурочено к Ульской вулканоплутонической структуре. С севера и юга рудное поле ограничено Средне-Ульским и Кулибинским широтными глубинными разломами, с северо-запада – Малахтинской тектонической депрессией, с юго-востока – сложно построенным контактом Бекчи-Ульского гранитоидного массива. Структура рудного поля двухъярусная [2]. Нижний ярус образован смятыми в складки нижнемеловыми песчаниками, аргиллитами и алевролитами. Верхний ярус представлен палеоценовыми вулканитами преимущественно жерловой и субвулканической фаций. Породы покровной фации почти полностью эродированы. Вулканиты представлены лавами и туфами андезитов и андезидацитами. Оба структурных комплекса прорваны крупным Бекчи-Ульским массивом гранитоидов, у северо-западного контакта которого расположено месторождение Многовершинное. Массив здесь представлен раннеэоценовыми порфировидными монцогранодиоритами первой фазы. Вторая фаза внедрения – это лейкократовые и пегматоидные граниты. На контакте с массивом песчано-глинистые породы превращены в роговики. В юго-западной части рудного поля эрозией вскрыты штоки эоценовых кварцевых диорит-порфиров и гранодиорит-порфиров. Вулканиты и интрузивные породы прорваны эоцен-олигоценовыми дайками диорит-порфиров, андезитов, базальтов и гранит-порфиров северо-западного и широтного простирания.

Многовершинное рудное поле делится на две части, разделенные Лево-Ульским разломом северо-западного направления, проходящим вдоль долины р. Левая Ула. Золотое оруденение локализуется в пяти в рудных зонах: Главной, Промежуточной, Водораздельной, Медвежьей и Салали. Промышленные рудные тела, выходящие на поверхность, расположены исключительно в правобережной части, где они приурочены к крутопадающим северо-восточным зонам (Центральное, Верхнее, Промежуточное, Южное, Фланговое, Северное, Тихое, Валунистое, Оленье, Водораздельное рудные тела). На левобережье известны многочисленные маломощные золотоносные кварцевые жилы северо-западного и широтного простирания в осадочных породах (участки Эватак, Кулибинский, Конечный и др.).

В пределах рудных зон контуры промышленного оруденения устанавливаются опробованием. Длина рудных залежей по простиранию 50-800 м при мощности от 0,3 до 7 м. Рудные тела на 95-97% состоят из кварца, количество рудных минералов 3-5%. Главными рудными минералами являются пирит, сфалерит, галенит, халькопирит; к второстепенным относятся пирротин, теннантит-тетраэдрит, самородное золото, электрум, гессит, гематит, борнит, акантит и марказит.

Золото (пробность 750-950) является основным полезным компонентом и образует вкрапленность в кварце и сульфидах [2].

Методы исследования

Изображение в отраженных электронах получены на сканирующем электронном микроскопе Jeol JSM-6480, оборудованном энергодисперсионной приставкой Inca Energy-350 при ускоряющем напряжении 15 кВ и силе тока 14-16 нА (аналитик Н.Н. Кошлякова, кафедра петрологии МГУ).

Химический состав турмалинов и мусковита был изучен с помощью электронного микроскопа Jeol JSM-6480, оборудованном энергодисперсионной приставкой Inca Energy-350 (аналитик, кафедра петрологии геологического факультета МГУ). Условия съемки на электронном микроскопе: ускоряющее напряжение 15 кВ, ток зонда на образце $30 \pm 0,1$ нА. Для процедуры коррекции использованы ХРР поправки (программа "INCA" версия 17a). Линии профилей характеристического рентгеновского излучения оптимизированы и нормализованы с использованием стандартов природных силикатов [7].

Формулы турмалинов рассчитывались на 15 катионов, исключая Na, Ca и K, что предполагает отсутствие вакансий в тетраэдрических и октаэдрических позициях и незначительное содержание Li [5]. Количества OH^- и O^{2-} в позициях *V* и *W* оценены по балансу зарядов. Предполагается, что ионы кислорода O^{2-} предпочтительнее входят в позицию *W* вместе с ионами F^- [6]. Доля вакансии ($\square$) в позиции *X* рассчитана по стехиометрическому соотношению, исходя из уравнения $1 = \text{Na} + \text{Ca} + \text{K} + \square$. Содержание V_2O_3 также рассчитано по стехиометрии. Формула мусковита рассчитана на 22 отрицательных заряда.

Результаты исследований

Образцы турмалина были отобраны в пределах перспективных участков Заманчивый (обр. МН-2, МН-4, МН-7), находящийся на продолжении рудного тела Валунистое, и Кулибинский (МН-33). Участки расположены, соответственно, на восточном и западном флангах рудного поля. Образцы отобраны из отвалов горных выработок и коренных обнажений.

Турмалинсодержащие образования участка Заманчивый представляют собой пегматоиды с гнездами турмалина (МН-2), турмалин-мусковит-кварцевый прожилок в гидротермально-измененных песчаниках (МН-4), кварцевую брекчию с турмалиновым цементом (МН-7).

Пегматоиды (обр. МН-2) – это массивные крупно-кристаллические мусковит-кварц-полевошпатовые породы с гнездами турмалина. Размер последних 2-5 мм.

Турмалин выполняет интерстиции между зернами кварца и трещины в них и образует относительно крупные кристаллы размером до нескольких мм (рис. 1а). Он плеохроирует от светло-болотного или болотного до темно-болотного. Оптическая

зональность очень слабая. Кристаллы турмалина иногда брекчированы и проявляют сложную зональность по химическому составу. Редкие сектора в центральной части таких кристаллов обогащены Са (0,44-0,62 а.ф.) и Fe (1,75-2,48 а.ф.) (рис. 1б, в). Кроме того, расчеты показывают, что содержание Fe^{3+} в них составляет 0,23-0,27 а.ф. Другие сектора в центральной части кристаллов имеют гораздо более низкое содержание Са (0,05-0,16 а.ф.) и содержат меньше Fe (1,45-1,54 а.ф.).

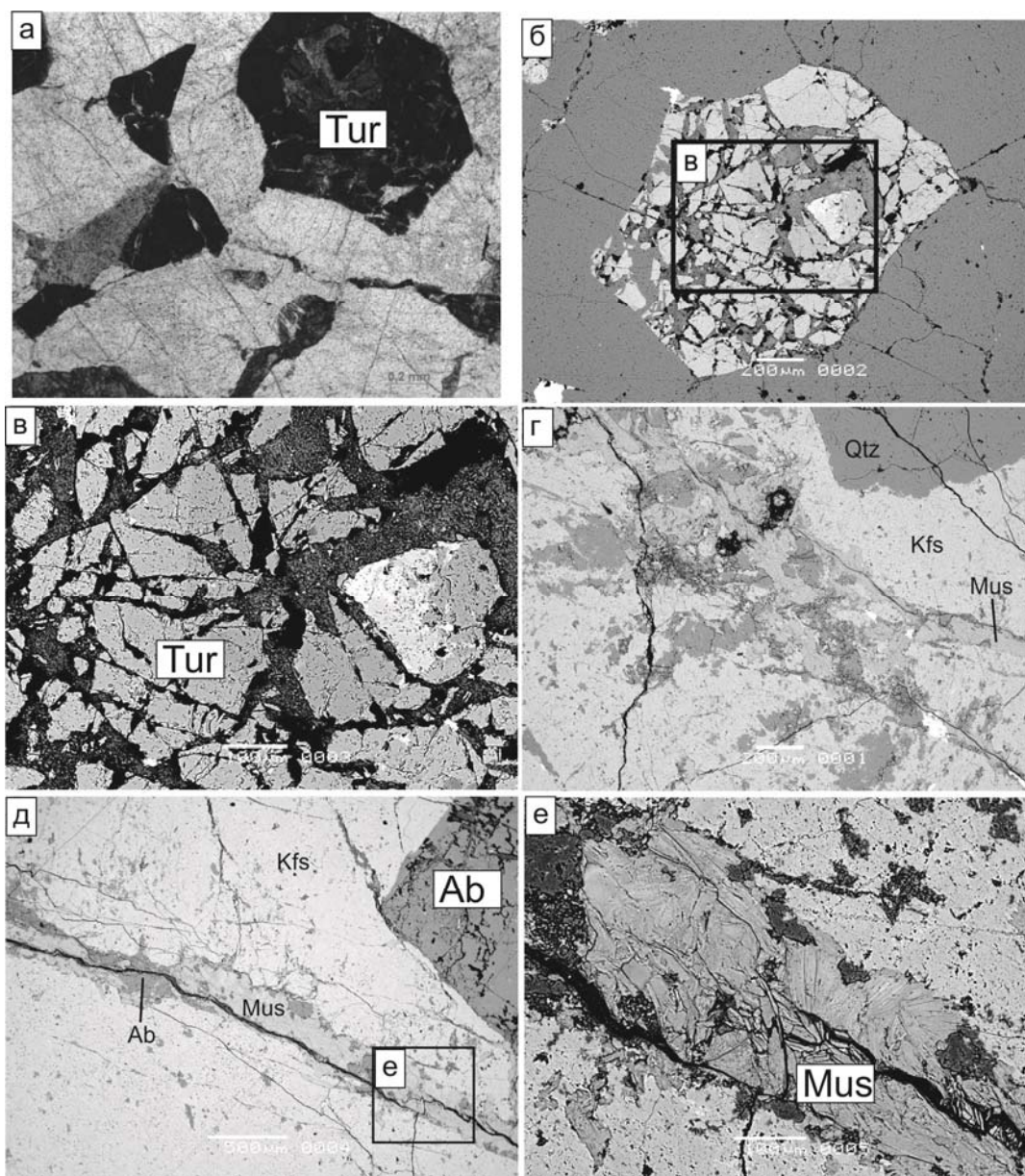


Рис. 1. Взаимоотношения минералов пегматоидов участка Заманчивый. (а, б, в) Брекчированный оптически зональный кристалл шерла, отдельные сектора в центральной части которого обогащены Са (до увита) и обеднены Na (до фойтита), трещины залечены альбит-мусковитовым агрегатом; (г) альбит-мусковитовый прожилок в калишпате; (д) срастание альбита и калишпата, в альбите отмечаются вроски калишпата; (е) увеличенный фрагмент д, показывающий скопление мусковита. Образец МН-2. Фото: (а) в проходящем свете, без николей, (б, в, г, д, е) в отраженных электронах.

Таблица 1

Средний химический состав (в мас.%) турмалина

Комп.	МН-2	МН-4 генерация I	МН-4 генерация II	МН-7	МН-33 генерация I	МН-33 генерация II
SiO ₂	34,65 (32,91-36,89)	33,99 (32,36-35,17)	34,64 (34,23-35,38)	35,75 (35,14-36,18)	34,34 (33,73-35,03)	33,94 (33,13-34,60)
TiO ₂	0,57 (0,27-1,02)	0,86 (0,20-1,15)	0,42 (0,21-0,93)	0,40 (0,15-0,72)	0,56 (н.п.о.-1,33)	0,13 (н.п.о.-0,26)
V ₂ O ₃	0,03 (н.п.о.-0,09)	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0,03 (н.п.о.-0,18)	н.п.о.
Al ₂ O ₃	32,32 (26,40-36,13)	35,54 (34,05-37,39)	31,27 (30,39-33,83)	33,96 (31,45-35,71)	29,13 (24,71-33,84)	25,95 (20,56-37,78)
ZnO	0,04 (н.п.о.-0,12)	0,07 (н.п.о.-0,17)	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
MnO	0,21 (0,05-0,50)	0,27 (0,21-0,33)	0,06 (н.п.о.-0,11)	0,03 (н.п.о.-0,07)	0,02 (н.п.о.-0,14)	н.п.о.
FeO _{общ}	10,92 (4,68-16,94)	10,02 (8,30-12,42)	13,86 (11,39-15,87)	5,68 (4,47-7,34)	13,63 (6,98-19,47)	19,18 (12,18-24,07)
MgO	4,48 (2,48-8,12)	3,06 (1,03-5,17)	3,36 (2,58-4,56)	7,07 (6,74-7,89)	5,06 (3,05-7,17)	3,95 (0,75-5,03)
CaO	1,25 0,20-3,38	0,68 (0,14-0,96)	0,58 (0,39-1,13)	0,74 (0,42-1,26)	1,31 0,58-1,98	0,96 (0,40-81,54)
K ₂ O	0,02 (н.п.о.-0,09)	0,04 (н.п.о.-0,07)	н.п.о.	0,05 (0,03-0,07)	0,03 (н.п.о.-0,07)	0,05 (н.п.о.-0,09)
Na ₂ O	1,54 (0,96-2,59)	1,46 (1,23-1,67)	1,83 (1,48-2,11)	1,89 (1,69-2,20)	1,90 (1,49-2,44)	2,02 (1,08-2,49)
B ₂ O ₃	10,34 (9,93-10,74)	10,40 (10,24-10,55)	10,25 (10,13-10,48)	10,59 (10,38-10,71)	10,21 (9,98-10,54)	10,03 (9,89-10,31)
H ₂ O	3,42 (3,15-3,53)	3,31 (3,24-3,39)	3,53 (3,49-3,60)	3,41 (3,27-3,49)	2,64 (3,44-3,63)	3,46 (3,21-3,51)
Сумма	99,78 (98,12-100,59)	99,70 (98,69-100,23)	99,81 (99,43-100,47)	99,56 (98,63-100,08)	98,85 (98,42-100,32)	99,67 (99,29-99,86)
Формула в расчете на 15 катионов						
Si	5,826 (5,696-5,972)	5,680 (5,471-5,794)	5,873 (5,868-5,881)	5,867 (5,844-5,891)	5,848 (5,674-5,903)	5,880 (5,585-5,987)
^T Al	0,174 (0,028-0,304)	0,320 (0,206-0,529)	0,127 (0,119-0,132)	0,133 (0,109-0,156)	0,152 (0,097-0,326)	0,120 (0,013-0,415)
Σ T	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
^Z Al	6,000 (5,162-6,000)	6,000	6,000 (5,944-6,000)	6,000	5,694 (4,924-6,000)	5,180 (4,218-6,000)
^Z Mg	0 (0-0,838)		0 (0-0,056)		0,306 (0-1,076)	0,820 (0-1,311)
^Z Fe ³⁺						0 (0-0,531)
Σ Z	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000

Примечание: н.п.о. – ниже предела обнаружения электронно-зондовым методом. $fe = Fe/(Fe+Mg)$, $ca = Ca/(Ca+Na)$, $vac = X\text{-вакансия}/(X\text{-вакансия}+Na)$. В скобках приведены пределы содержания.

Продолжение таблицы 1

Комп.	МН-2	МН-4 генерация I	МН-4 генерация II	МН-7	МН-33 генерация I	МН-33 генерация II
${}^Y\text{Mg}$	1,121 (0,539-1,974)	0,762 (0,260-1,275)	0,849 (0-1,098)	1,730 (1,635-1,934)	0,980 (0,045-1,751)	0,202 (0-0,777)
Fe^{2+}	1,536 (0,634-2,251)	1,402 (1,150-1,765)	1,882 (1,581-2,089)	0,780 (0,606-1,028)	1,744 (0,964-2,344)	1,920 (1,719-2,153)
${}^Y\text{Al}$	0,232 (0-0,854)	0,681 (0,401-1,057)	0,122 (0-0,481)	0,437 (0,088-0,701)	0 (0-0,301)	0 (0-1,093)
${}^Y\text{Fe}^{3+}$	0 (0-0,268)		0,084 (0-0,194)		0,198 (0-0,556)	0,861 (0-1,783)
Ti	0,072 (0,033-0,131)	0,109 (0,025-0,146)	0,054 (0,027-0,118)	0,050 (0,018-0,091)	0,071 (0-0,173)	0,017 (0-0,034)
V	0,004 (0-0,013)				0,004 (0-0,024)	
Zn	0,005 (0-0,015)	0,008 (0-0,021)				
Mn	0,030 (0,007-0,074)	0,038 (0,030-0,048)	0,009 (0,000-0,016)	0,004 (0,000-0,009)	0,002 (0,000-0,019)	
ΣY	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
Na	0,502 (0,315-0,814)	0,475 (0,394-0,539)	0,603 (0,475-0,702)	0,601 (0,548-0,694)	0,628 (0,475-0,782)	0,678 (0,353-0,848)
X-вак.	0,272 (0,069-0,499)	0,404 (0,289-0,580)	0,292 (0,227-0,454)	0,269 (0,215-0,322)	0,132 (0,079-0,260)	0,144 (0,048-0,470)
Ca	0,225 (0,035-0,616)	0,122 (0,026-0,172)	0,106 (0,071-0,205)	0,130 (0,073-0,223)	0,240 (0,102-0,365)	0,178 (0,090-0,288)
K	0,005 (0-0,019)	0,008 (0,000-0,014)			0,006 (0-0,015)	0,010 (0-0,020)
ΣX	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
${}^V\text{OH}^-$	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
${}^W\text{OH}^-$	0,837 (0,591-1,000)	0,695 (0,653-0,749)	1,000 (0,979-1,000)	0,737 (0,543-0,878)	1,000 (0,914-1,000)	1,000 (0,616-1,000)
${}^W\text{O}^{2-}$	0,163 (0-0,409)	0,305 (0,251-0,347)	0 (0-0,021)		0 (0,042-0,086)	0 (0-0,384)
$\text{Fe}_{\text{общ}}$	1,536 (0,634-2,482)	1,402 (1,150-1,765)	1,966 (1,581-2,275)	0,780 (0,606-1,028)	1,942 (0,964-2,837)	2,781 (1,719-3,531)
$\text{Mg}_{\text{общ}}$	1,122 (0,616-1,974)	0,762 (0,260-1,275)	0,849 (0,659-1,154)	1,730 (1,635-1,934)	1,286 (0,772-1,766)	1,021 (0,188-1,311)
$\text{Al}_{\text{общ}}$	6,405 (5,285-7,041)	7,001 (6,641-7,343)	6,249 (6,074-6,613)	6,570 (6,205-6,845)	5,847 (5,054-6,580)	5,300 (4,250-7,508)
fe	0,58 (0,24-0,75)	0,65 (0,47-0,87)	0,70 (0,60-0,78)	0,31 (0,27-0,37)	0,60 (0,36-0,77)	0,73 (0,63-0,90)
ca	0,31 (0,04-0,66)	0,20 (0,06-0,25)	0,15 (0,09-0,27)	0,18 (0,10-0,29)	0,28 (0,12-0,41)	0,21 (0,10-0,33)
vac	0,35 (0,16-0,52)	0,46 (0,35-0,60)	0,33 (0,24-0,49)	0,31 (0,25-0,37)	0,17 (0,12-0,32)	0,17 (0,07-0,57)

Краевые части кристаллов имеют состав близкий к низко-кальциевым секторам в центральной части, отличаясь чуть большим содержанием Fe (1,70 а.ф.). Рассчитать в них и низко-кальциевых секторах содержание Fe^{3+} нельзя. Особенностью турмалина является достаточно высокое содержание Zn (до 0,12 мас.% ZnO), из других примесей можно отметить Mn (до 0,50 мас.% MnO) и Ti (до 1,0 мас.% TiO_2) (табл. 1).

На треугольной диаграмме в координатах X-вакансия – Ca – Na(+K) (рис. 2а), фигуративные точки составов описываемого турмалина лежат во всех трех полях, что с учетом данных о содержании Fe и Mg позволяет отнести эти составы к ферувиту, шерлу и фойтиту. Хотя определение содержания трехвалентного железа может изменить такое отнесение.

График в координатах избыточный заряд¹ – $\text{Mg}+\text{Fe}+X_{\square}$ (рис. 2в) свидетельствует, что в ферувите проявлено замещение $\text{Fe}^{3+} \leftrightarrow \text{Al}$, в то время как в шерле и фойтите – $\text{Al}+\text{O}^{2-} \leftrightarrow \text{R}+\text{OH}^-$, где $\text{R} = \text{Fe}^{2+}, \text{Mg}$. На диаграмме в координатах X-вакансия – Al (рис. 2д) фигуративные точки составов ферувита расположены вдоль вектора FeAl_{-1} , а точки состава шерла и фойтита практически параллельно вектору $\square\text{Al}(\text{NaR})_{-1}$ ($\text{R} = \text{Fe}^{2+}, \text{Mg}$), отвечающих замещениям $\text{Fe}^{3+} \leftrightarrow \text{Al}$ и $X_{\square}+\text{Al} \leftrightarrow \text{Na}+\text{R}^{2+}$ соответственно.

Светлая слюда совместно с альбитом слагает секущие прожилки мощностью до нескольких сотен микронов в калиевом полевоом шпате (рис. 1г-е). По химическому составу слюда относится к мусковиту (табл. 2, ан. 1-4). Содержания Fe и Mg варьируют от 0,16 до 0,25 а.ф. и от 0,07 до 0,12 а.ф. соответственно. Из этих данных видно, что описываемая слюда отличается от мусковита из образца МН-4 существенно большим содержанием Fe и несколько меньшим содержанием Mg. Мусковит из образца МН-2 не содержит F.

Турмалин-мусковит-кварцевый прожилок в гидротермально-измененных песчаниках (обр. МН-4).

Турмалин представлен относительно крупными кристаллами толщиной 1-5 мм при длине до 12 мм, трещины в которых залечены более поздним турмалином (рис. 3а-в). Кристаллы плеохроируют от светло-оранжевого до темно-оранжевого. На фотографиях в отраженных электронах у таких кристаллов видна слабая ритмичная зональность (рис. 3г, д), обусловленная переменными содержаниями Fe и Mg (рис. 1а, б, г; табл. 1). По химическому составу крупные кристаллы относятся к вакансионной и щелочной группам (рис. 2а). Диаграмма в координатах $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg}) - X_{\square}/(X_{\square}+\text{Na})$ (рис. 2б) показывает, что турмалины относятся к фойтиту и шерлу и только один состав – к дравиту. Взаимоотношения между шерлом и фойтитом неясны. Фойтит характеризуется железистостью 0,65-0,70; он содержит 0,02-0,04 а.ф. Ti; концентрация Ca 0,03-0,04 а.ф. Железистость шерла варьирует от 0,53 до 0,86.

¹ Избыточный заряд представляет собой разницу между суммой зарядов катионов в позициях X, Y, Z, T, В и суммой отрицательных зарядов равной 58

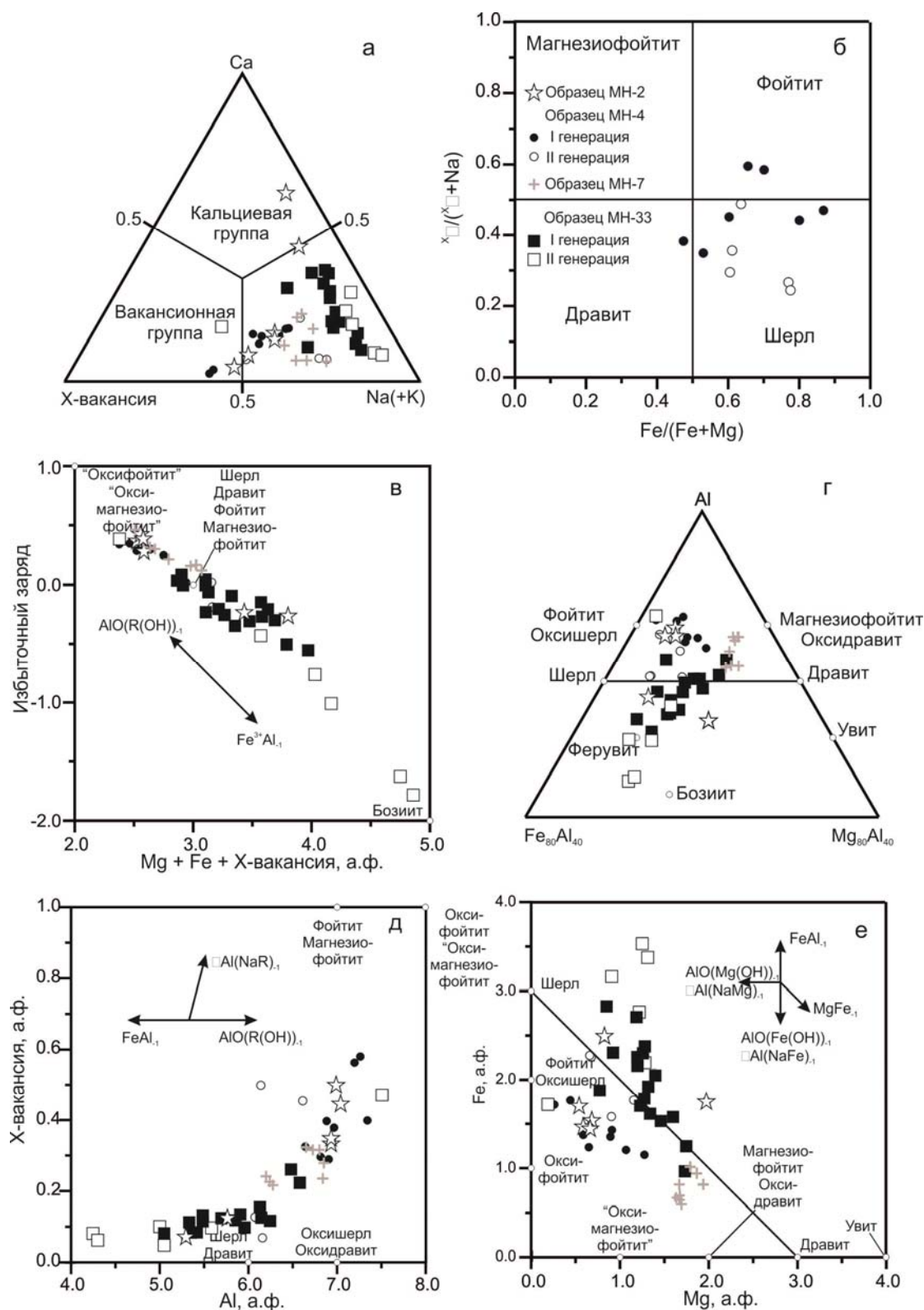


Рис. 2. Треугольные (а, г) и бинарные (б, в, д) диаграммы, иллюстрирующие составы турмалинов участков Заманчивый и Кулибинский Многовершинного рудного поля, Хабаровский край. (а) X-вакансия – Ca – Na(+K), (б) $Fe_{общ}/(Fe_{общ}+Mg)$ – X-вакансия/(X-вакансия+Na), (в) $Mg+Fe+X\text{-вакансия}$ – избыточный заряд, (г) Fe-Al-Mg, (д) Al – X-вакансия, (е) Mg – Fe.

Как и в случае пегматоидов, описываемый шерл оказывается обогащен Zn (до 0,17 мас.% ZnO). Также сопоставимо и содержание Mn (до 0,33 мас.% MnO) и Ti (до 1,2 мас.% TiO₂) в шерле и фойтите (табл. 1). Рассчитанные формулы фойтита и шерла прожилка оказались сбалансированными по зарядам, поэтому оценить содержание Fe³⁺ в этих минералах с помощью расчетов невозможно.

Сине-зеленый турмалин, который залечивает трещины, можно рассматривать как турмалин второй генерации. Наряду с ним в трещинах установлены кварц и карбонат. По химическому составу турмалин принадлежит щелочной группе (рис. 2а). Диаграмма (рис. 2б) показывает, что минерал относится к шерлу. Его железистость варьирует от 0,60 до 0,78; он содержит 0,03-0,12 а.ф. Ti и 0,07-0,21 а.ф. Ca (табл. 1). Расчеты свидетельствуют, что турмалин II обогащен Fe³⁺ (до 0,19 а.ф.) по сравнению с более ранними шерлом и фойтитом. Это может указывать на более окислительные условия его образования.

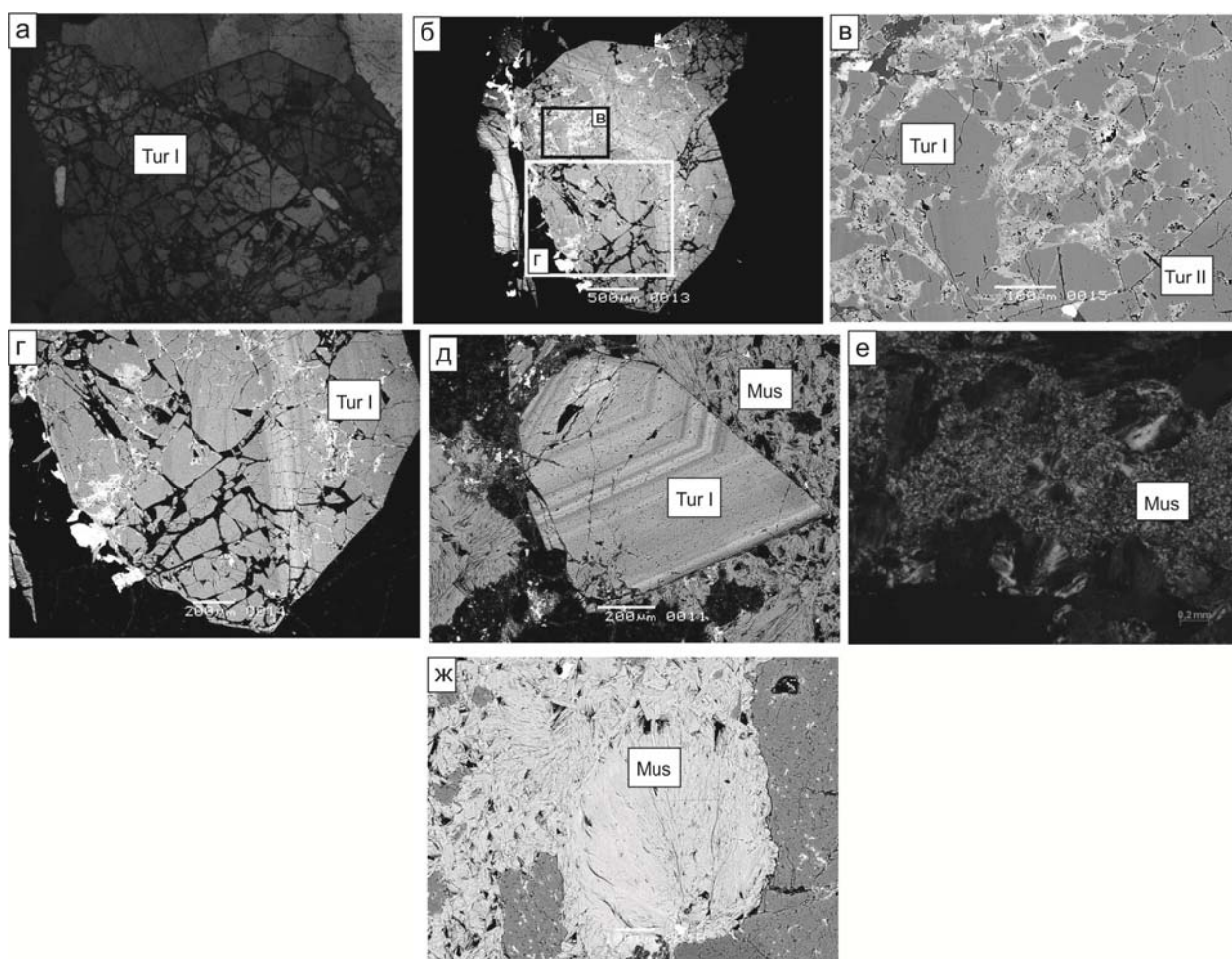


Рис. 3. Крупные кристаллы турмалина и выделения мусковита. (а) Ранний турмалин, (б) общий вид кристалла фойтита; (в) увеличенный фрагмент б, показывающий, что кристалл по трещинам замещается поздним более железистым турмалином; (г) увеличенный фрагмент б; (д) кристалл раннего шерла с ритмичной зональностью; (д, ж) выделения мусковита. Участок Заманчивый, образец МН-4. Фото: (а, е) в проходящем свете, николи скрещены, (б-д, ж) в отраженных электронах.

График в координатах избыточный заряд – $Mg+Fe+X_{\square}$ (рис. 2в) свидетельствует, что в раннем шерле и фойтите проявлено химическое замещение $Al + O^{2-} \leftrightarrow R + OH^{-}$, где $R = Fe^{2+}$, Mg , в то время как в позднем шерле – замещение $Fe^{3+} \leftrightarrow Al$. Для раннего турмалина установлена значимая отрицательная корреляция между парами $NaMg$ и $X_{\square}Al$ ($r = -0,84$) и между Fe и Mg ($r = -0,82$). Этот факт показывает, что ведущими типами замещений в ранних шерле и фойтите являются $X_{Na} + Mg \leftrightarrow X_{\square} + Al$ и $Fe \leftrightarrow Mg$ при второстепенной роли замещения $Al + O^{2-} \leftrightarrow R + OH^{-}$, что и отражено на диаграммах представленных на рис. 2д, е.

Таблица 2

Химический состав мусковита (в мас.%) пород Многовершинного рудного поля

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	47,76	48,00	46,28	46,75	47,75	47,25	48,16	46,47	46,59	47,25
TiO ₂	н.п.о.	н.п.о.	0,22	0,13	н.п.о.	0,12	н.п.о.	н.п.о.	0,44	0,13
V ₂ O ₃	н.п.о.	0,08	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Al ₂ O ₃	35,37	34,92	32,11	33,16	35,77	36,06	35,59	36,92	37,21	36,64
MnO	н.п.о.	н.п.о.	0,06	н.п.о.	н.п.о.	0,10	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
FeO _{общ}	3,16	2,99	4,34	3,27	1,46	1,64	1,34	1,27	2,10	3,41
MgO	0,70	0,76	1,14	0,99	1,36	1,58	1,39	0,98	0,95	0,56
CaO	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0,07	н.п.о.	0,05	0,20
K ₂ O	10,63	10,62	10,78	10,48	10,43	10,56	10,49	10,82	11,31	9,94
Na ₂ O	0,20	0,21	0,24	0,14	0,19	0,33	0,21	0,22	0,32	н.п.о.
H ₂ O	4,59	4,59	4,42	4,45	4,60	4,61	4,61	4,57	4,64	4,62
Сумма	102,41	102,17	99,59	99,37	101,56	102,25	101,86	101,25	103,69	102,75
Формула в расчете на 22 отрицательных заряда										
Si	3,114	3,134	3,139	3,148	3,111	3,070	3,126	3,045	3,007	3,060
^T Al	0,886	0,866	0,861	0,852	0,889	0,930	0,874	0,955	0,993	0,940
^O Al	1,858	1,831	1,850	1,897	1,832	1,822	1,707	1,780	1,858	1,839
Mg	0,068	0,074	0,115	0,099	0,132	0,153	0,135	0,096	0,091	0,054
Ti	0,000		0,011	0,007		0,006			0,021	0,006
Fe	0,172	0,163	0,246	0,184	0,080	0,089	0,073	0,070	0,113	0,185
V		0,004								
Mn			0,003			0,006				
K	0,884	0,885	0,933	0,900	0,867	0,875	0,869	0,905	0,931	0,821
Na	0,025	0,027	0,032	0,018	0,024	0,042	0,026	0,028	0,040	0,000
Ca									0,003	0,014
OH ⁻	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Al _{общ}	2,718	2,688	2,567	2,632	2,747	2,762	2,723	2,852	2,831	2,797
<i>fe</i>	0,717	0,688	0,681	0,650	0,376	0,368	0,351	0,421	0,554	0,774

Примечание: Ан. 1-4 – обр. МН-2, ан. 5-8 – обр. МН-4, ан. 9 – обр. МН-7, ан. 10 – обр. МН-33. н.п.о. – ниже предела обнаружения электронно-зондовым методом. *fe* = Fe/(Fe+Mg). Содержание H₂O рассчитано по стехиометрии.

Светлая слюда слагает бесцветные выделения двух типов, различающиеся по размеру: розетки диаметром до нескольких десятых мм и мелкие чешуйки, которые обрастают розетки (рис. 3е, ж) и замещают первичные плагиоклаз и калиевый полевой шпат. По химическому составу обе разновидности относятся к мусковиту (табл. 2, ан. 5-8). Содержания Fe и Mg варьируют от 0,07 до 0,09 а.ф. и от 0,10 до 0,15 а.ф. соответственно. Мусковит не содержит F.

Брекчия с мусковит-турмалиновым цементом (обр. МН-7). Порода сложена обломками жильного кварца, которые сцементированы турмалином и небольшим количеством светлой слюды. Размер обломков кварца достигает нескольких см.

Турмалин представлен мелкими кристаллами размером несколько десятков микронов (рис. 4), которые плеохроируют от светло-зеленого до зеленого. На фотографиях в отраженных электронах видно, что кристаллы слабозональные (рис. 4а). Концентрация Fe в минерале низкая (0,61-1,03 а.ф.); содержание Ca также невысокое (0,07-0,21 а.ф.). Турмалин содержит незначительную примесь Mn (до 0,01 а.ф.); концентрация Ti варьирует от 0,02 до 0,09 а.ф. (табл. 1). На треугольной диаграмме в координатах X-вакансия – Ca – Na(+K) (рис. 2а) фигуративные точки составов попадают в поле щелочных турмалинов, что в сочетании с результатами расчета формул позволяет отнести описываемый турмалин к дравиту. Рассчитанные формулы дравита оказались сбалансированными по зарядам, поэтому оценить содержание Fe^{3+} в минерале с помощью расчетов невозможно. О его низком содержании косвенно свидетельствует расположение точек составов на треугольной диаграмме в координатах Fe – Al – Mg (рис. 2г) выше линии шерл-дравит.

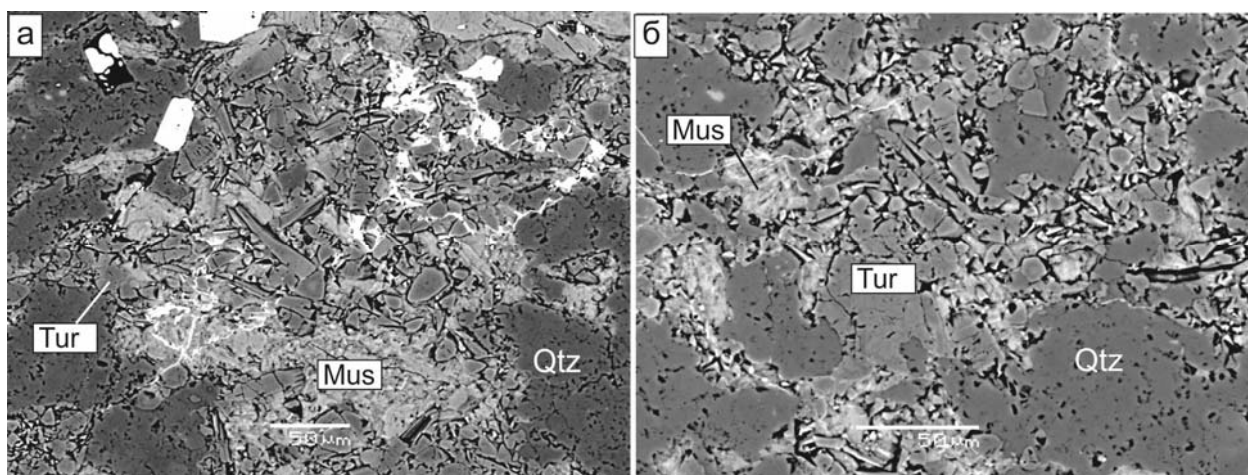


Рис. 4. Мусковит-турмалиновый агрегат, цементирующий брекчированные кристаллы кварца. На фото "а" видны мелкие зональные кристаллы турмалина. Участок Заманчивый, образец МН-7. Фото в отраженных электронах.

График в координатах избыточный заряд – $\text{Mg} + \text{Fe} + \text{X-вакансия}$ (рис. 2в) свидетельствует, что в дравите проявлено химическое замещение $\text{Al} + \text{O}^{2-} \leftrightarrow \text{R} + \text{OH}^-$, где $\text{R} = \text{Fe}^{2+}, \text{Mg}$.

Светлая слюда слагает агрегаты мелких чешуек между кристаллами турмалина (рис. 4б). По химическому составу она относится к мусковиту (табл. 2, ан. 9). Содержания Fe и Mg 0,11 и 0,09 а.ф. соответственно.

Турмалинсодержащие образования участка Кулибинский – это кварц-турмалиновые метасоматиты (обр. МН-33), по-видимому, образующие линейную зону в вулканитах. Метасоматиты рассечены прожилками позднего кварца мощностью 1-4 см. Прожилки сложены крупнокристаллическим параллельно-шестоватым кварцем, окраска которого варьирует от молочной до бледно-фиолетовой.

Турмалин формирует плотные, почти мономинеральные агрегаты игольчатых кристаллов и представлен двумя генерациями. Турмалин первой генерации слагает относительно крупные, сложно-зональные кристаллы размером от 100 мкм до первых мм (рис. 5а, б). Он содержит тонкие включения W-содержащего рутила и фосфатов РЗЭ. Турмалин второй генерации представлен мелкими отдельными кристаллами размером до 20 мкм в поперечнике (рис. 5б, в), в виде агрегата расщепленных кристаллов нарастает на турмалин-I (рис. 5г) или образует самые внешние зоны на кристаллах турмалина первой генерации (рис. 5б).

Крупные кристаллы турмалина-I плеохроируют от бурого или темно-синего до черного. На фотографиях в отраженных электронах (рис. 5а, б) видна их сложная зональность обусловленная переменным содержанием Fe. Особенно хорошо зональность проявлена вдоль длинной оси (рис. 5а). Кристаллизация начинается с образования высокожелезистого турмалина ($Fe/(Fe+Mg)$ 0,55-0,77 (табл. 1). Затем железистость приобретает ритмичный характер, варьируя в широких пределах от 0,41 до 0,71. По химическому составу турмалин-I принадлежит к щелочной группе (рис. 2а) и может быть отнесен к шерлу и только один состав относится к дравиту. Однако нужно отметить, что определение концентрации Fe^{3+} в минерале может изменить его классификацию. Шерл содержит до 0,16 а.ф. Ti; концентрация Ca 0,10-0,37 а.ф. Содержание Mn в большинстве составов ниже предела обнаружения и лишь местами оно составляет лишь 0,01-0,02 а.ф.

Кристаллы турмалина второй генерации также плеохроируют от бурого или темно-синего до черного. В отличие от кристаллов шерла первой генерации они имеют обычную ростовую зональность с более темной центральной частью и более светлой внешней зоной (рис. 5б, в). Центральные части кристаллов сложены фойтитом, краевые можно отнести шерлу. Однако определение концентрации Fe^{3+} в минерале может изменить его классификацию. Такое изменение тем более вероятно, что турмалин краевых зон характеризуется существенным дефицитом положительных зарядов (при расчете формулы на 15 катионов, где все железо рассматривается как двухвалентное). Расчетное количество Fe^{3+} в краевых зонах кристаллов турмалина-II составляет 0,43-1,78 а.ф. На графике в координатах избыточный заряд – $Mg+Fe^{X+}$ (рис. 2в) две фигуративные точки составов находятся вблизи точки бозиита – турмалина с идеализированной формулой $NaFe^{3+}_3(Mg_2Al_4)[Si_6O_{18}](BO_3)(OH)_3O$.

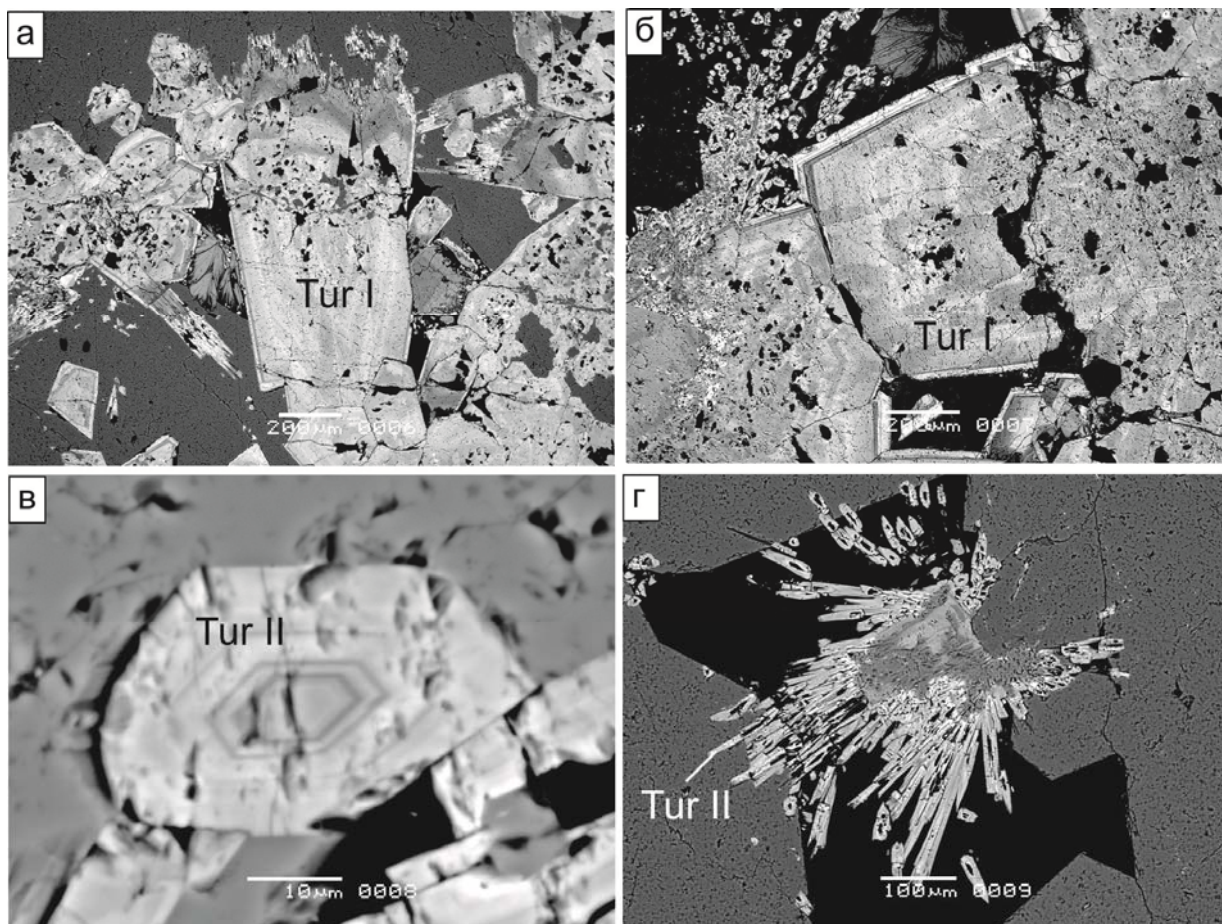


Рис. 5. Две генерации кристаллов турмалина кварц-турмалиновых метасоматитов. (а, б) Относительно крупные, сложно-зональные кристаллы турмалина-I, рост которых в целом, происходил с уменьшением железистости, турмалин содержит вроски W-содержащего рутила и фосфатов РЗЭ; (в) мелкий зональный кристалл турмалина-II; (г) агрегат расщепленных кристаллов турмалина-II нарастает на зональный турмалин-I. Участок Кулибинский, образец МН-33. Фото в отраженных электронах.

Этот же график, а также диаграммы на рис. 2в, е, ж показывают, что для турмалина обеих генераций характерно замещение $\text{Fe}^{3+} \leftrightarrow \text{Al}$. Косвенно на обогащенность турмалина Fe^{3+} указывает и расположение ряда фигуративных точек составов ниже линии шерлдравит на треугольной диаграмме в координатах Fe-Al-Mg (рис. 2г).

Светлая слюда слагает бесцветные чешуйки размером несколько сотен микронов. По химическому составу она относится к мусковиту (табл. 2, ан. 10). Содержания Fe и Mg 0,18 и 0,05 а.ф. соответственно. Мусковит не содержит F.

Обсуждение

Полученные данные показывают, что турмалины Многовершинного рудного поля различаются по химическому составу и характеру замещений. Все изученные турмалины по этим параметрам можно разделить на две группы.

В группу 1 входят шерл, фойтит и ферувит пегматоидов (обр. МН-2), а также шерл и фойтит первой генерации турмалин-мусковит-кварцевых прожилков в песчаниках (обр. МН-4). В группу 2 попадают шерл второй генерации турмалин-мусковит-кварцевых прожилков (обр. МН-4), шерл и фойтит кварц-турмалиновых метасоматитов (обр. МН-33) и дравит цемента кварцевой брекчии (обр. МН-7).

Для турмалинов первой группы обычны замещения $\text{Fe} \leftrightarrow \text{Mg}$ и $\text{X-вакансия} + \text{Al} \leftrightarrow \text{Na} + \text{R}^{2+}$, при второстепенной роли замещения $\text{Al} + \text{O}^{2-} \leftrightarrow \text{R}^{2+} + \text{OH}^-$, за исключением единичных секторов кристаллов, обогащенных Са. Еще одним фактом, объединяющим эти турмалины, является повышенное по сравнению с группой 2 содержание Zn и Mn. Крупный размер кристаллов турмалина-I из кварц-мусковитовых прожилков в песчаниках и идентичный турмалину пегматоидов химический состав предполагают, что эти прожилки также являются пегматоидами. Сбалансированные по зарядам химические формулы турмалинов не позволяют даже приблизительно оценить отношение $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{общ}}$ в турмалине, что свидетельствует о низком содержании Fe^{3+} в минерале или его отсутствии. В свою очередь это указывает на восстановительные или очень слабо окислительные условия формирования турмалинов и в целом пегматоидов. По данным работы [8] отношение $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{общ}}$ в турмалине пегматитов 0,05-0,22.

Для турмалинов второй группы обычны замещения $\text{Fe}^{3+} \leftrightarrow \text{Al}$ и $\text{Al} + \text{O}^{2-} \leftrightarrow \text{R}^{2+} + \text{OH}^-$, что характерно для турмалинов из месторождений порфирового типа [3]. Рассчитанные по данным электронно-зондового анализа формулы турмалинов кварц-турмалиновых метасоматитов не сбалансированы по зарядам, что позволяет примерно оценить отношение $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{общ}}$. В турмалине кварц-турмалиновых метасоматитов оно варьирует от 0,01 до 0,48, указывая на обогащенность Fe^{3+} ряда составов и повышенный окислительный потенциал среды минералообразования. Об обогащении составов турмалинов трехвалентным железом косвенно свидетельствует и расположение точек ниже линии шерл-дравит на треугольной диаграмме (рис. 2г). Рассчитанное отношение $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{общ}}$ в турмалине-II кварцевых прожилков в песчаниках и турмалине цемента кварцевой брекчии не превышает 0,08, свидетельствуя о более восстановительных условиях формирования, чем в случае кварц-турмалиновых метасоматитов. Фигуративные точки этих турмалинов расположены выше линии шерл-дравит на треугольной диаграмме, косвенно свидетельствуя о низком содержании Fe^{3+} в минералах. Полученные данные предполагают, что формирование турмалинов второй группы проходило на фоне снижения окислительного потенциала среды минералообразования.

Заключение

Турмалины послерудных минеральных ассоциаций Многовершинного золоторудного месторождения делятся на две группы, характеризующиеся разным химическим составом и замещениями. Турмалины первой группы с замещениями $\text{Fe} \leftrightarrow \text{Mg}$ и $\text{X-вакансия} + \text{Al} \leftrightarrow \text{Na} + \text{R}^{2+}$ относятся к пегматоидам и формировались в

восстановительных или слабоокислительных условиях. Более поздние турмалины второй группы с замещениями $\text{Fe}^{3+} \leftrightarrow \text{Al}$ и $\text{Al} + \text{O}^{2-} \leftrightarrow \text{R}^{2+} + \text{OH}^-$ указывают на возможное наличие минерализации порфирового типа и формирование при снижении окислительного потенциала среды минералообразования.

Благодарности

Авторы выражают признательность Н.Н. Кошляковой за выполнение электронно-зондовых анализов.

Литература

1. Кузьмин В.И., Добровольская Н.В., Солнцева Л.С. Турмалин и его использование при поисково-оценочных работах. М.: Недра, 1979. 272 с.
2. Моисеенко В.Г., Эйриш Л.Г. Золоторудные месторождения востока России. Владивосток: Дальнаука, 1996. 360 с.
3. Baksheev I.A., Prokof'ev V.Yu., Zarskiy G.P., Chitalin A.F., Yapaskurt V.O., Nikolaev Y.N., Tikhomirov P.L., Nagornaya E.V., Rogacheva L.I., Gorelikova N.V., Kononov O.V. Tourmaline as a prospecting guide for the porphyry-style deposits // European Journal of Mineralogy, 2012. Vol. 24. P. 957-979.
4. Collins A.C. Mineralogy and geochemistry of tourmaline in contrasting hydrothermal systems: Copiapó area, Northern Chile. Unpub. Master thesis, Univ. Arizona, 2010. 225 p.
5. Henry D.J., Kirkland B.L., Kirkland D.W. Sector-zoned tourmaline from the cap rock of a salt dome // European Journal of Mineralogy, 1999. Vol. 11. P. 263-280.
6. Henry D.J., Novák M., Hawthorne F.C., Ertl A., Dutrow B.L., Uher P., Pezzotta F. Nomenclature of the tourmaline-supergroup minerals // American Mineralogist, 2011. Vol. 96. P. 895-913.
7. Jaroszewich E. Smithsonian microbeam standards // Journal of Research of the National Institute of Standards and Technology, 2002. Vol. 107. P. 681-685.
8. Korovushkin V.V., Kuzmin V.I., Belov V.F. Mössbauer studies of structural features in tourmaline of various genesis // Physics and Chemistry of Minerals, 1979. Vol. 4. P. 209-220.
9. Slack J.F. Tourmaline associations with hydrothermal ore deposits // Reviews in Mineralogy, 1996. Vol. 33. P. 559-643.

УДК 549.643+549.651.2(470.53)

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЛАНТАНОИДОВ В АМФИБОЛЕ И ПЛАГИОКЛАЗЕ ИЗ ПЛАГИОКЛАЗИТОВ МАССИВА РАЙ-ИЗ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

А. Р. Богданова, Н. В. Вахрушева

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

Ультрамафитовый массив Рай-Из является одним из крупнейших на Урале и расположен в основании корово-мантийного разреза Войкарской палеозойской палеоостроводужной зоны, надвинутой по Главному Уральскому глубинному разлому на край Восточно-Европейского континента [3].

Среди хромитоносных ультрамафитов встречаются тела плагиоклазитов – бескорундовые и корундсодержащие [3-5]. Оба типа плагиоклазитов образуют жильную серию в породах дунит-гарцбургитового комплекса.

Корундсодержащие плагиоклазиты известны в юго-западной части месторождения Центральное. Они слагают известное проявление корундовой минерализации Рубиновый Лог и давно привлекали внимание исследователей из-за необычной рубиновой минерализации. Корунды и вмещающие их породы впервые кратко описаны В.П. Сорокиным и Б.В. Перевозчиковым в 1973 году [7]. Единичные микрозондовые анализы порообразующих минералов флогопитовых плагиоклазитов из проявления Рубиновый Лог были впервые опубликованы Н.И. Брянчаниновой и А.Б. Макеевым с соавторами [2]. Зональность в строении амфиболовых плагиоклазитов с рубиновой минерализацией была описана С.В. Щербаковой, ею исследованы составы минералов, а также сделан вывод о генетической связи плагиоклазовых пород и вмещающих их ультрамафитов [8, 9].

Исследование состава и возраста плагиоклазитов, как корундсодержащих, так и бескорундовых в последние годы [3-5] позволило установить в них существование двух типов спектров распределения редкоземельных элементов. При этом вопрос содержания редких земель в амфиболах и плагиоклазах – главных порообразующих минералов плагиоклазитов, оставался открытым. В настоящей работе проведено исследование химического состава минералов и характера распределения лантаноидов в плагиоклазе и амфиболе; сделан вывод о причине существования двух спектров распределения РЗЭ в плагиоклазитах.

Микрозондовый анализ минералов выполнен в лаборатории физико-химических методов исследования в Институте геологии и геохимии УрО РАН (г. Екатеринбург, аналитик В.В. Хиллер) на электронно-зондовом микроанализаторе CAMECA SX 100.

По результатам микрозондового анализа было установлено, что составы амфибола заметно варьируют, соответствуя по современной классификации кальциевых амфиболов [10, 11] паргаситу, эдениту, магнезиогорнблендиту и актинолиту. В зернах амфибола проявлена химическая зональность.

Центральные части в амфиболе из бескорундового плагиоклазита (обр. Y-12/1) рудопроявления Юго-Западное IV, как правило, представлены горнблендитом и эденитом, а периферийные – низкоглиноземистой, бедной щелочами разновидностью амфибола – актинолитом. Содержание Na₂O в нем составляет 1,63-2,97 мас.%, а количество глинозема в пределах 4,17-9,59 мас.% (табл. 1). Кроме того, в минерале присутствуют незначительные примеси FeO 0,01-0,21 мас.%, Cr₂O₃ 0,01-0,21 мас.% и TiO₂ 0,38-0,76 мас.%. Железистость амфибола $f = \text{Fe}^{2+} \cdot 100\% / (\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ варьирует от 25,33 до 31,67%. Железистость, а также содержание Al₂O₃, TiO₂, FeO и Na₂O, снижаются к периферии (точки анализа приведены на рис. 1; табл. 1). Плагиоклаз по химическому составу соответствует олигоклазу An_{10-24,9}. Количество анортитовой молекулы снижается от центра к краю зерна (точки анализа приведены на рис. 1; табл. 2).

Таблица 1

Химический состав амфибола (в мас.%) из амфиболовых плагиоклазитов

№ обр.	Обр. Y-12/1						Обр. Y-200/1		Обр. Y-292/2	
	1 37 к	1 38 ц	2 39 ц	2 40 к	3 41 ц	3 42 к	5 3 к	5 4 ц	13 3 ц	13 3 к
SiO ₂	50,86	48,54	52,04	51,98	51,25	52,09	50,92	53,53	47,96	46,12
TiO ₂	0,59	0,59	0,46	0,60	0,67	0,50	0,43	0,30	0,15	0,12
Al ₂ O ₃	7,98	7,93	5,08	5,25	5,41	4,79	6,44	4,89	13,1	15,45
Cr ₂ O ₃	0,04	0,09	0,04	0,02	0,21	0,01	0,01	0,00	0,09	0,06
FeO	9,92	10,30	10,43	10,35	10,73	10,41	7,53	6,50	4,97	5,36
MnO	0,19	0,23	0,18	0,28	0,26	0,22	0,16	0,17	0,11	0,11
MgO	14,84	15,62	16,47	16,39	16,11	16,49	16,88	18,08	17,96	17,01
CaO	10,46	10,44	10,47	10,76	10,62	10,26	11,72	12,51	11,26	11,51
Na ₂ O	2,97	2,38	1,77	1,75	1,76	1,71	2,23	1,57	3,11	3,48
K ₂ O	0,08	0,12	0,06	0,07	0,07	0,07	0,07	0,08	0,16	0,19
Сумма	97,93	96,24	97,00	97,45	97,09	96,55	96,39	97,63	98,87	99,41
Формульные коэффициенты (расчет на 23 атома кислорода)										
Si	7,244	7,077	7,471	7,437	7,383	7,508	7,309	7,523	6,660	6,407
Ti	0,063	0,065	0,050	0,065	0,073	0,054	0,046	0,032	0,016	0,013
Al	1,340	1,363	0,860	0,885	0,919	0,814	1,089	0,810	2,144	2,530
Al ^{IV}	0,756	0,923	0,529	0,563	0,617	0,492	0,691	0,477	1,340	1,593
Al ^{VI}	0,584	0,439	0,331	0,322	0,301	0,321	0,398	0,333	0,805	0,936
Cr	0,005	0,010	0,005	0,002	0,024	0,001	0,001	0,000	0,010	0,007
Fe	1,182	1,256	1,252	1,238	1,293	1,255	0,904	0,764	0,577	0,623
Mn	0,023	0,028	0,022	0,034	0,032	0,027	0,019	0,020	0,013	0,013
Mg	3,151	3,395	3,525	3,496	3,460	3,543	3,612	3,788	3,718	3,523
Ca	1,596	1,631	1,611	1,649	1,639	1,584	1,802	1,884	1,675	1,713
Na	0,820	0,673	0,493	0,485	0,492	0,478	0,621	0,428	0,837	0,937
K	0,015	0,022	0,011	0,013	0,013	0,013	0,013	0,014	0,028	0,034

В амфиболе из бескорундового амфиболового плагиоклазита (обр. Y-200/1) проявлена обратная зональность. Центральные части зерен представлены актинолитом, периферийные – горнблендитом и эденитом. Содержание Na_2O в минерале составляет 1,28-2,66 мас.%, а количество глинозема в пределах 3,46-10,51 мас.%. В минерале присутствуют значительные примеси FeO (6,01-8,35 мас.%), а также небольшие – TiO_2 (0,2-0,54 мас.%) и Cr_2O_3 (0-0,04 мас.%, т.е. практически на пределе чувствительности прибора). Железистость амфибола изменяется от 15,11 до 23,29%. Железистость и содержание Al_2O_3 , TiO_2 , FeO , Na_2O увеличиваются к периферии зерна. Плагиоклаз по химическому составу соответствует олигоклазу $\text{An}_{14,8-17,7}$.

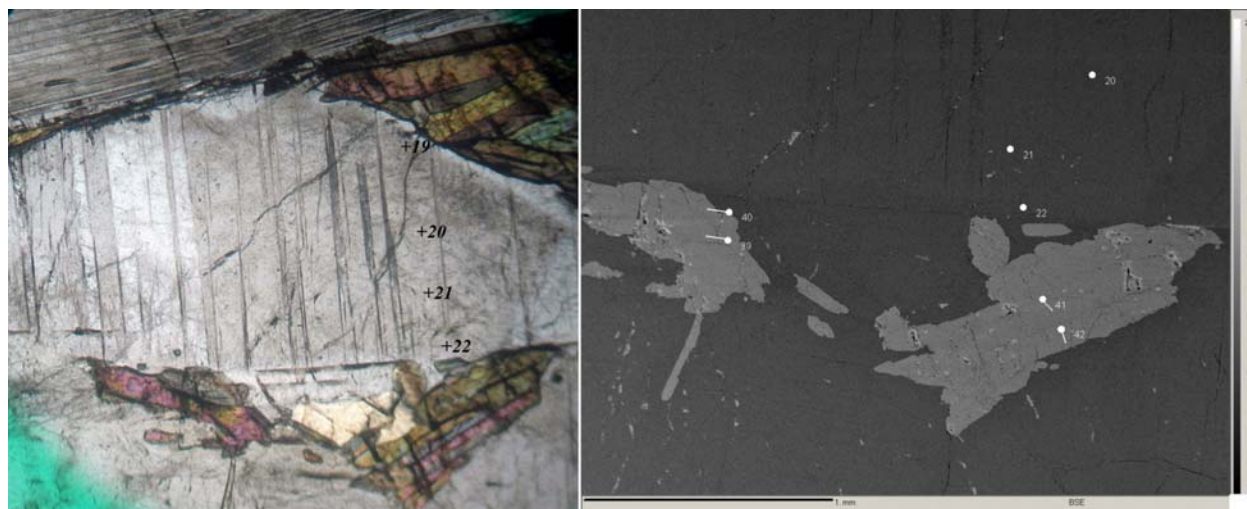


Рис. 1. Плагиоклаз в сростании с амфиболом. Обр. Y-12/1. Слева – фото шлифа с анализатором. Справа – BSE-изображение. Точки анализов – см. табл. 1, 2.

В амфиболовом плагиоклазите (обр. Y-292/2) из проявления корундовой минерализации Рубиновый Лог (месторождение хромовых руд Центральное) амфибол находится в сростании с плагиоклазом (рис. 2). Центральные части зерен амфибола соответствуют эдениту, а краевые – паргаситу, также присутствуют отдельные зерна актинолита. Содержание глинозема в амфиболе варьирует от 3,54 до 15,45 мас.%; Na_2O – от 0,79 до 3,48 мас.%; FeO – 4,73-5,36 мас.%, количество Cr_2O_3 не велико и составляет 0,06-0,18 мас.%. В минерале присутствуют примеси TiO_2 (0,11-0,15 мас.%). Железистость амфибола в наиболее глиноземистых разностях (эденит, паргасит) изменяется от 13,44 до 15,02% и от 11,46 до 12,13% в актинолите. Железистость и содержание Al_2O_3 , TiO_2 , FeO , Na_2O увеличиваются к периферии. Паргасит характеризуется наиболее высоким содержанием Na_2O и Al_2O_3 . Плагиоклаз по химическому составу соответствует олигоклазу $\text{An}_{13,6-30,1}$.

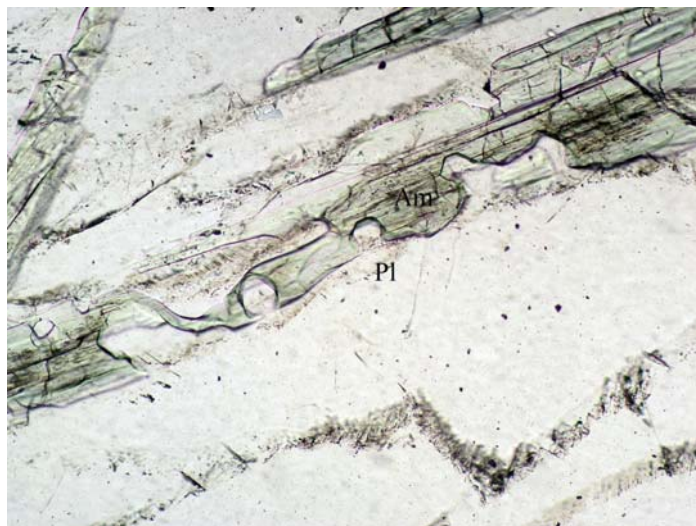
Плагиоклаз содержит примеси BaO в количестве от 0 до 0,11 мас.%; K_2O (0,02-0,40 мас.%) и SrO , количество которого в бескорундовых амфиболовых плагиоклазитах (обр. Y-12/1, обр. Y-200/1) варьирует от 0 до 0,11 мас.%, а в корундсодержащем амфиболовом плагиоклазите (обр. Y-292/2) от 0,98 до 1,26 мас.% (табл. 2). Из закономерностей в

распределении химических элементов в плагиоклазе стоит отметить увеличение количества Na_2O от центральных частей зерен к периферийным во всех исследуемых образцах. Краевые части зерен являются более кислыми.

Изучение микроэлементного состава главных породообразующих минералов – плагиоклаза и амфибола в породах позволило установить, что главным минералом-концентратором лантаноидов является амфибол: суммарное содержание РЗЭ в минерале составляет 250-450 г/т, тогда как в плагиоклазе концентрируется 16-18 г/т лантаноидов.

По результатам анализа ICP-MS было выполнено нормирование на хондрит (C1) [14] и проанализировано поведение РЗЭ в мономинеральных фракциях амфибола и плагиоклаза из плагиоклазитов. Содержание РЗЭ в амфиболе, плагиоклазе и в породе в целом определялось ICP-MS анализом в ИМин УрО РАН (г. Миасс).

Рис. 2. Срастание плагиоклаза и амфибола (паргасита). Обр. Y-292/2. Фото шлифа без анализатора. Увеличение 100х (1 мм по ширине кадра). Am – амфибол, Pl – плагиоклаз.



Для амфиболов и плагиоклазов корундсодержащего амфиболового плагиоклазита (обр. Y-292/2) со спектром распределения лантаноидов первого типа (рис. 3А) характерно обогащение легкими лантаноидами и обеднение тяжелыми – кривая имеет отрицательный наклон, как для главных минералов, так и породы в целом.

Для бескорундовых амфиболовых плагиоклазитов рудопроявления хромититов Юго-Западное IV (рис. 3Б, В) со спектрами распределения РЗЭ второго типа характерно небольшое обеднение легкими лантаноидами – кривая распределения для породы имеет субгоризонтальное положение. Если для плагиоклаза, составляющего более 90% объема породы, характерно обогащение легкими лантаноидами, то для амфибола, содержащегося в плагиоклазите в количестве от 3 до 10%, тип спектра распределения РЗЭ иной. В амфиболе из бескорундовых плагиоклазитов отмечается существенно более низкое содержание легких РЗЭ, по сравнению с тяжелыми, а также устанавливается отрицательная европиевая аномалия (рис. 3Б, В).

В работе [6] был проведен анализ распределения РЗЭ в амфиболах в зависимости от фации метаморфизма. При сравнении результатов настоящей работы с полученными С.Г.

Скубловым, наблюдается подобие спектров распределения РЗЭ в амфиболах корундсодержащих амфиболовых плагиоклазитов (обр. Y-292/2) и спектров РЗЭ амфиболов, образовавшихся в условиях гранулитовой фации метаморфизма. Амфиболы из бескорундовых амфиболовых плагиоклазитов близки к минералу из пород верхов амфиболитовой фации.

Таблица 2

Химический состав плагиоклаза (в мас. %) из амфиболовых плагиоклазитов

№ обр.	Обр. Y-12/1				Обр. Y-200/1					
	19 к	20 ц	21 ц	22 к	1 1ц	1 2к	2 15 к	2 16 к	2 17 ц	2 18 ц
SiO ₂	66,47	61,53	62,31	64,28	64,33	65,01	64,27	64,49	64,50	64,21
TiO ₂	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00	0,01	0,03
Cr ₂ O ₃	0,03	0,48	0,01	0,04	0,01	0,03	0,05	0,01	0,01	0,00
Al ₂ O ₃	20,86	22,97	23,02	22,47	22,34	22,10	21,95	21,99	21,98	22,32
FeO	0,09	0,03	0,07	0,01	0,00	0,04	0,02	0,05	0,05	0,04
CaO	2,09	5,13	4,97	3,87	3,51	3,18	3,44	3,43	3,57	3,69
SrO	0,06	0,07	0,07	0,00	0,09	0,04	0,04	0,11	0,08	0,09
BaO	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00
Na ₂ O	10,64	8,44	8,84	9,47	9,60	9,61	9,80	9,68	9,54	9,43
K ₂ O	0,05	0,07	0,07	0,06	0,05	0,40	0,03	0,04	0,05	0,06
Сумма	100,34	98,75	99,42	100,26	100,00	100,44	99,63	99,82	99,80	99,88
Формульные коэффициенты (пересчет на 5 катионов)										
Si	2,91	2,77	2,78	2,83	2,84	2,86	2,84	2,85	2,86	2,84
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,08	1,22	1,21	1,17	1,16	1,15	1,15	1,15	1,15	1,16
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,10	0,25	0,24	0,18	0,17	0,15	0,16	0,16	0,17	0,18
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,90	0,74	0,76	0,81	0,82	0,82	0,84	0,83	0,82	0,81
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
An, %	10,0	24,9	23,9	18,3	16,8	15,1	16,5	16,5	17,2	17,7

В амфиболах установлена прямая пропорциональная зависимость TiO₂ и суммы РЗЭ. Наиболее высокая сумма РЗЭ 454 г/т, при содержании TiO₂ 0,38-0,76 мас.% наблюдается в амфиболе из бескорундового плагиоклазита (обр. Y-12/1); в амфиболе из образца Y-200/1 сумма РЗЭ 330 г/т и содержание TiO₂ 0,2-0,54 мас.%. Наименьшее среди изученных амфиболов количество РЗЭ (256 г/т) и содержание TiO₂ 0,11-0,15 мас.% наблюдается в амфиболе из корундсодержащего плагиоклазита (обр. Y-292/2).

Температура образования амфиболовых плагиоклазитов была определена при помощи амфибол-плагиоклазового геотермометра Холланда и Бланди [12], а давление по амфиболовому геобарометру Шмидта [13]. Для амфиболового плагиоклазита (обр. Y-12/1) рассчитанное давление составило 3,3-4,2 кбар, температура – 622-674°C. Давление для

амфиболового плагиоклазита Y-200/1 составляет 2,2-4,1 кбар, температура – 591-625°C. Для корундсодержащего амфиболового плагиоклазита (обр. Y-292/2) с месторождения Центральное параметры составляют: T = 591-612°C, P = 7,2-9,0 кбар (табл. 3) [1].

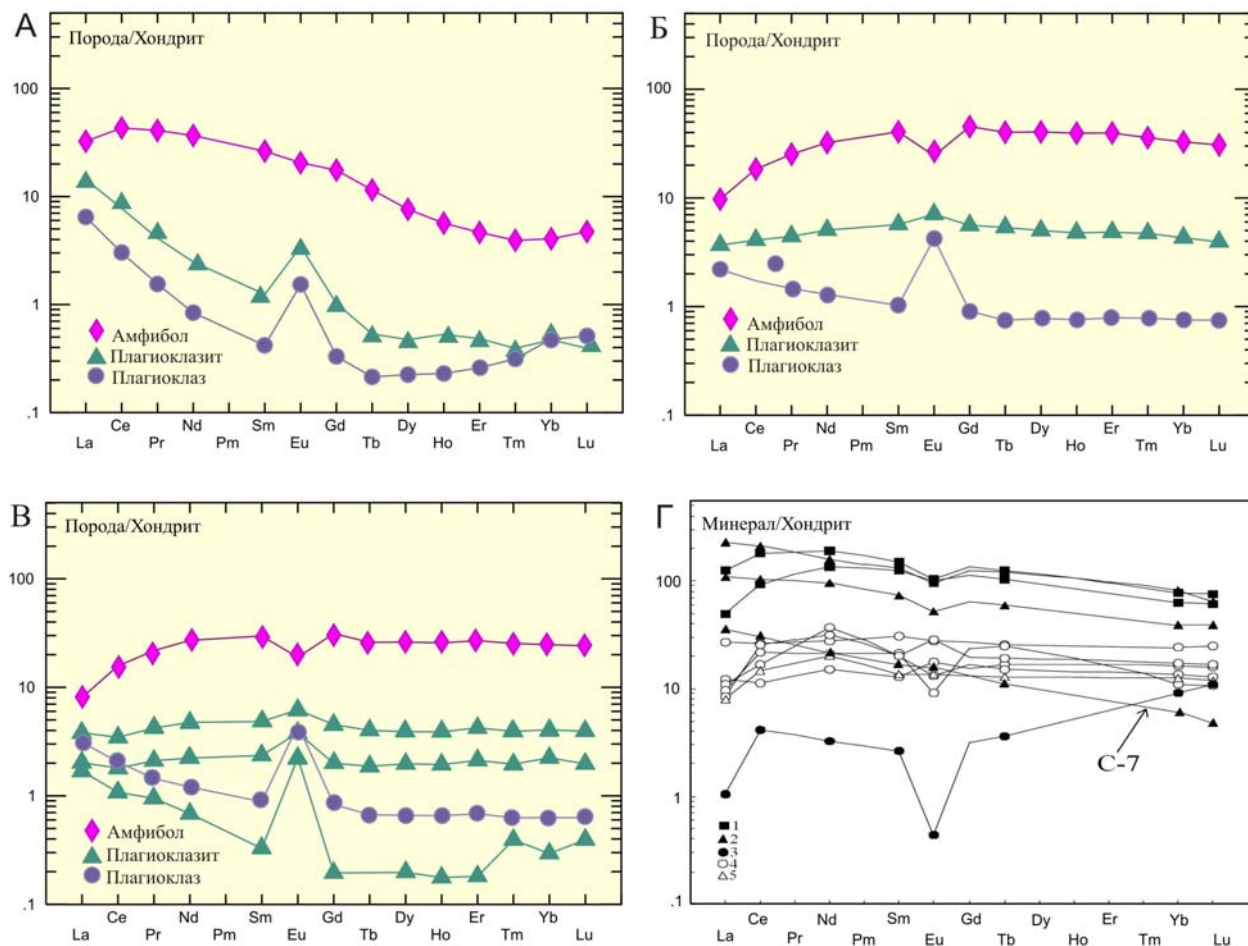


Рис. 3. Спектры распределения РЗЭ в плагиоклазах и главных породообразующих минералах. А – обр. Y-292/2 – амфиболовый плагиоклазит (месторождение Центральное); Б – обр. Y-12/1 – амфиболовый плагиоклазит (р.п. Юго-Западное IV); В – обр. Y-200/1 – амфиболовый плагиоклазит (р.п. Юго-Западное IV); Г – мафический комплекс Северо-Западного Прибайкалья [6]. Показаны составы амфиболов: 1 – керсутитов, 2 – амфиболов гранулитовой фации (С-7 близок к амфиболитовой фации метаморфизма), 3 – метасоматических амфиболов, 4 – высокотемпературной амфиболитовой фации, 5 – низкотемпературной амфиболитовой фации.

Таблица 3

Р-Т-параметры образования плагиоклазитов и особенности состава амфибола

№ обр.	T (°C)	P (кбар)	Σ РЗЭ в амфиболе (г/т)	TiO ₂ (мас.%)
Y-12/1	622-674	3,3-4,2	453,9	0,38-0,76
Y-200/1	591-625	2,2-4,1	330,4	0,20-0,54
Y-292/2	591-612	7,2-9,0	255,62	0,11-0,15

Сравнение параметров и особенностей состава амфиболов позволяет говорить о прямой зависимости между температурой, суммой РЗЭ и TiO_2 , а также об обратной корреляцией между давлением и суммарным содержанием РЗЭ. По мнению С.Г. Скублова при повышении температуры метаморфизма увеличивается суммарная концентрация РЗЭ в амфиболах [6], что отражается и в наших результатах исследования.

Работа подготовлена при поддержке Комплексной программы УрО РАН (проект № 18-5-5-32).

Литература

1. Богданова А.Р., Вахрушева Н.В. Геохимия РЗЭ в амфиболе из плагиоклазитов массива Рай-Из (Полярный Урал) // VII Чтения памяти член-корр. РАН С.Н. Иванова. Материалы Всероссийской конференции, посвященной 70-летию основания Уральского отделения Российского минералогического общества. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2018. С. 30-31.
2. Брянцининова Н.И., Макеев А.Б., Зубкова Н.В., Филиппов В.Н. Натрий-стронциевая слюда – $\text{Na}_{0.50}\text{Sr}_{0.25}\text{Al}_2(\text{Na}_{0.25-0.75})[\text{Al}_{1.25}\text{Si}_{2.75}\text{O}_{10}](\text{OH})_2$ из Рубинового Лога // Доклады АН, 2004. Т. 395. № 1. С. 101-107.
3. Вахрушева Н.В., Иванов К.С., Степанов А.Е., Шокальский С.П., Азанов А.Н., Хиллер В.В., Ширяев П.Б. Плагиоклазиты из хромитоносных ультрамафитов массива Рай-Из // Литосфера, 2016. № 5. С. 134-145.
4. Вахрушева Н.В., Иванов К.С. Природа и возраст плагиоклазитов ультраосновного массива Рай-Из (Полярный Урал) // Доклады АН, 2018. Т. 480. № 1. С. 80-84.
5. Вахрушева Н.В., Ширяев П.Б., Степанов А.Е., Богданова А.Р. Петрология и хромитоносность ультраосновного массива Рай-Из (Полярный Урал). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2017. 265 с.
6. Скублов С.Г. Геохимия редкоземельных элементов в породообразующих метаморфических минералах. СПб.: Наука, 2005. 147 с.
7. Сорокин Ю.П., Перевозчиков Б.В. Рубин (алмазный шпат) из слюдитов гипербазитового массива Рай-Из (Полярный Урал) // Записки ВМО, 1973. Т. 102. № 6. С. 692-696.
8. Щербакова С.В. О двух типах рубиновой минерализации в ультраосновном массиве Рай-Из на Полярном Урале // Труды ВСЕГЕИ, 1976. Т. 210. С. 111-119.
9. Щербакова С.В., Сутурин А.Н. Геохимия и минералогия метасоматитов с рубином (массив Рай-Из, Полярный Урал) // Геохимические поиски самоцветов. Новосибирск: Наука, 1990. С. 167-198.
10. Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J.A., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N.,

Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Guo Y. Nomenclature of amphiboles // *Canadian Mineralogist*, 1997. Vol. 35. P. 219-246.

11. *Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E., Maresch W.V., Martin R.F., Schumacher J.C., Welch M.D.* Nomenclature of the amphibole supergroup // *American Mineralogist*, 2012. Vol. 97. P. 2031-2048.

12. *Holland T., Blundy J.* Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1994. Vol. 116. P. 433-447.

13. *Schmidt M.W.* Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1992. Vol. 110. P. 304-310.

14. *Sun S.-S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes // *Magmatism in the ocean basin. Geol. Soc. Sp. Publ.*, 1989. P. 313-346.

УДК 553.2+552.4

**ФЕНИТЫ И СЕРИЦИТ-МИКРОКЛИНОВЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ
СЫННЫРСКОГО ЩЕЛОЧНОГО КОМПЛЕКСА
(СЕВЕРО-ПРИБАЙКАЛЬСКАЯ ПРОВИНЦИЯ)**

Г. П. Дворник

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

Калиевые щелочные вулcano-плутонические комплексы рассматриваются, прежде всего, как источники глиноземного, апатитового сырья, редкометалльной минерализации и калийных удобрений [2, 3, 4, 9]. В последние сорок лет при проведении тематических, поисковых и разведочных работ в мезозойских калиевых щелочных комплексах Центрально-Алданской провинции в Якутии (Рябиновом, Якокутском, Ыллымахском, Томмотском, Мрачном массивах) в развитых в их пределах микроклинизированных и серицитизированных щелочных сиенитах выявлены месторождения и рудопроявления благородных металлов (золота, серебра) порфирового типа [5, 8, 12].

Процессы постмагматической микроклинизации и серицитизации также проявились в калиевых щелочных породах Сыннырского комплекса в Северо-Прибайкальской провинции, и они являются перспективными на золотопорфировый тип оруденения [6, 7].

Северо-Прибайкальская щелочная провинция приурочена к длительно развивающейся подвижной зоне северо-восточного направления на границе байкалид и Сибирской платформы [3]. В пределах провинции известные щелочные массивы (Сыннырский, Бурпалинский, Якшинский) размещаются в палеозойских зонах рифтогенеза Байкало-Становой области, маркируются глубинными разломами, грабенами. Наиболее крупный среди них Сыннырский щелочной комплекс, включающий Сыннырский и Якшинский высококалиевые массивы, расположен в среднем течении р. Левой Мамы в 150 км к северо-востоку от северной оконечности озера Байкал.

На западе и северо-западе Сыннырский массив прорывает вендские отложения холодненской свиты, представленные гравелитами, песчаниками, алевролитами, глинистыми и слюдистыми сланцами, на юге и юго-востоке – ниже-среднекембрийские известняки и доломиты. На северо-востоке он граничит с постщелочными граносиенитами Конкудеро-Мамаканского комплекса. Для Сыннырского щелочного массива площадью 585 км² характерны округлая в плане форма и зональное внутреннее строение [11, 13]. В периферической зоне массива развиты щелочные и нефелинсодержащие мезократовые и лейкократовые сиениты. Промежуточная зона сложена повышенно калиевыми псевдолейцитовыми сиенитами с линзами шонкинитов и высококалиевыми нефелин-

кальсилитовыми псевдолейцититами-сынныритами (рис. 1). Во внутренней зоне массива образовались трахитоидные пуласкиты. На завершающей стадии в пределах массива сформировались дайки мончикитов, нефелиновых и щелочных сиенитов, аплитов.

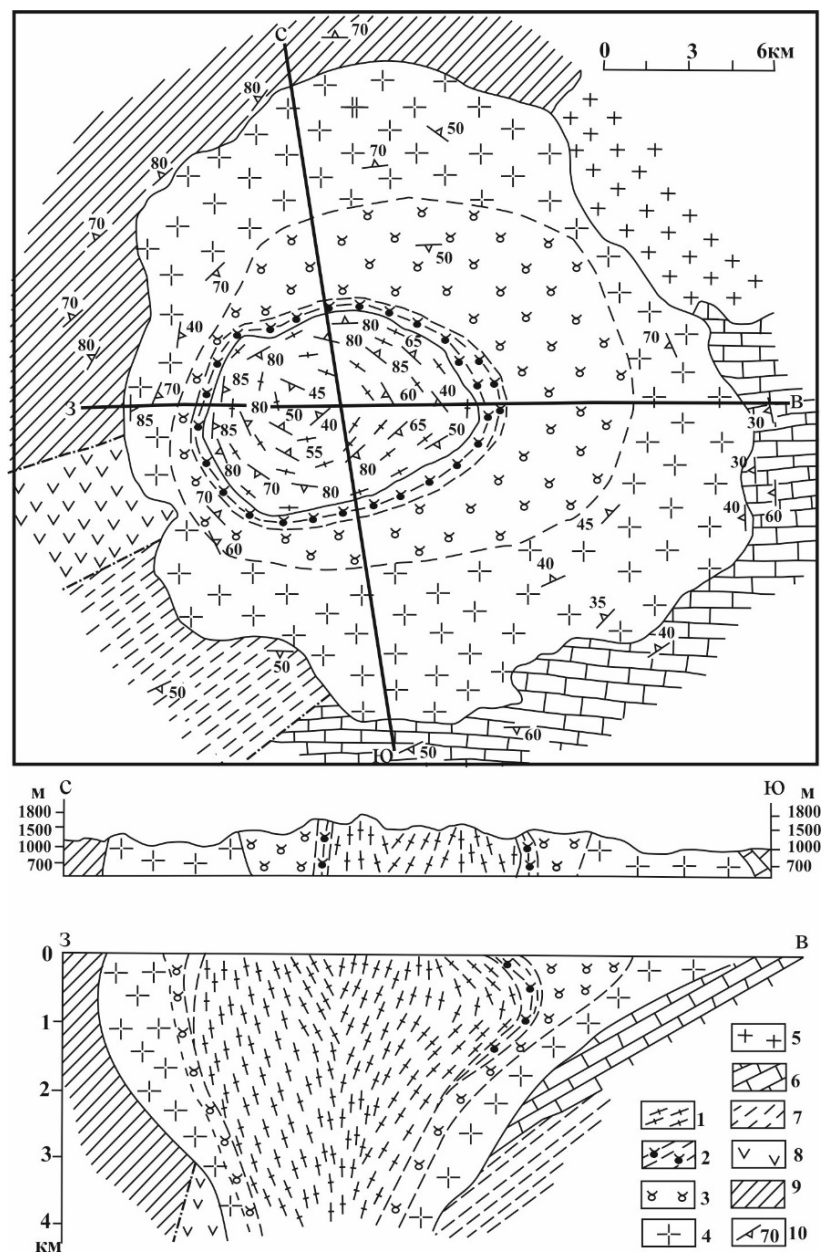


Рис. 1. Строение Сыннырского высококалиевого массива [11]: 1 – диапировый шток щелочных и нефелинсодержащих сиенитов, вторая интрузивная фаза; 2-4 – лакколитоподобная интрузия нефелиновых и кальсилитовых сиенитов первой фазы: 2 – кальсилит-калишпатовые псевдолейцитовые сиениты-сынныриты и слюдисто-микроклиновые метасоматиты внутренней зоны, 3 – псевдолейцитовые и нефелиновые сиениты промежуточной зоны, 4 – нефелиновые сиениты, фоййиты, иногда псевдолейцитовые и щелочные сиениты внешней зоны; 5 – гранитоиды витимканского комплекса позднего палеозоя; 6 – известняки кооктинской свиты среднего кембрия; 7 – песчаники, гравелиты, алевролиты и конгломераты холоднинской свиты раннего кембрия; 8, 9 – эффузивы основного (8) и среднего (9) состава сыннырской свиты протерозоя; 10 – элементы залегания пород.

В кровле Сыннырского комплекса установлены ксенолиты щелочных эффузивов, представленных псевдолейцитовыми порфирами и псевдолейцит-нефелиновыми тефритами [14]. Возраст магматических пород Сыннырского комплекса по данным К-Аг и Rb-Sr методов – 288-350 млн лет [11, 13]. На классификационной диаграмме (кварц-ортоклаз-плагиоклаз) породы Сыннырского массива представлены рядом монцонит-сиенит-щелочнополевошпатовый сиенит [7]. Для них также свойственны узкий диапазон изменения величины щелочного модуля $[(K_2O+Na_2O)/Al_2O_3]$, широкие вариации отношения K_2O/Na_2O (табл. 1).

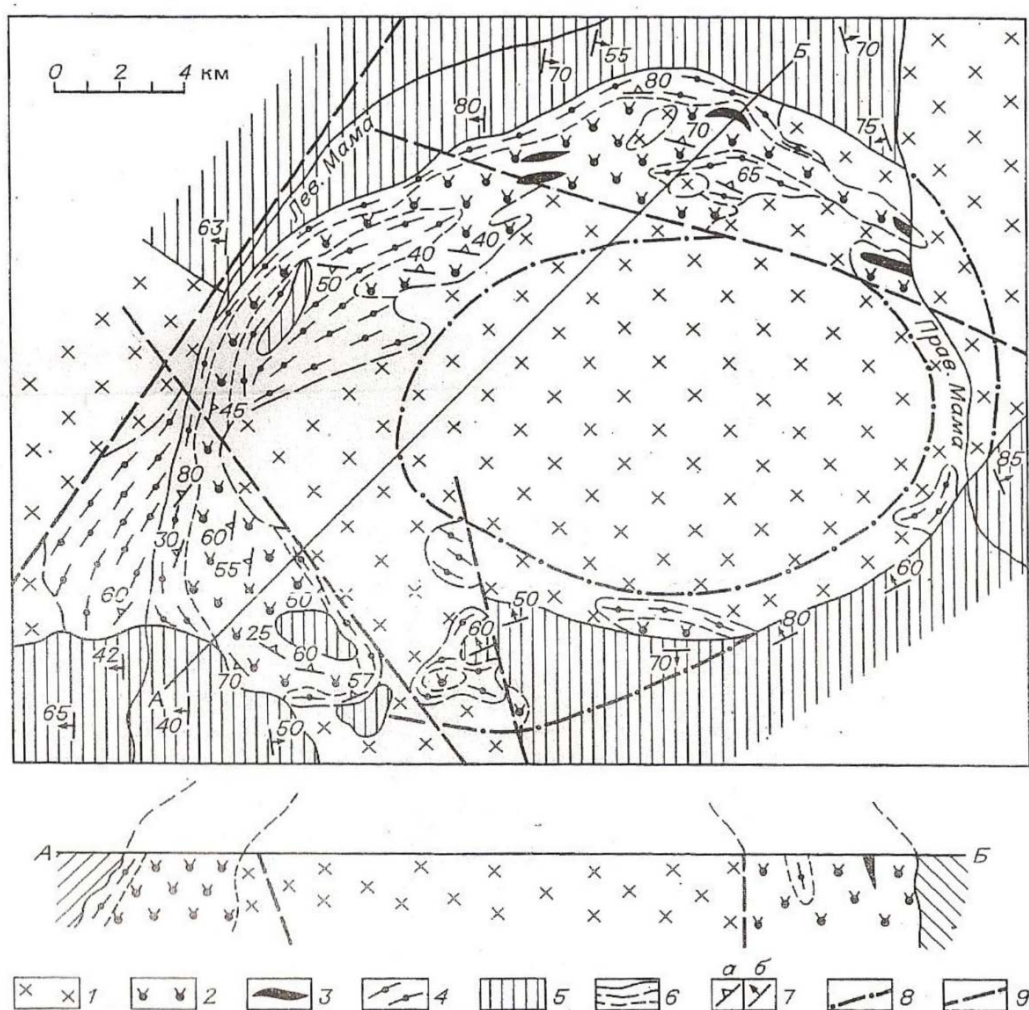


Рис. 2. Строение Якшинского щелочного массива [11]: 1 – гранитоиды Витимканского комплекса позднего палеозоя; 2 – нефелиновые, псевдолейцитовые сиениты, слюдисто-микроклиновые метасоматиты; 3 – кальсилитовые и кальсилит-нефелиновые сиениты (сынныриты); 4 – трахитоидные щелочные сиениты; 5 – осадочные, вулканогенные и метаморфические породы докембрия и кембрия; 6 – геологические и петрографические границы; 7 – элементы залегания: а – первично-магматических структур течения в щелочных породах, б – слоистости, сланцеватости, гнейсовидности вмещающих пород; 8 – предполагаемые первичные контуры кольцевой щелочной интрузии до внедрения более молодых гранитоидов, установленные по аэро- и космоснимкам; 9 – зоны разломов.

Значительную роль в строении Сыннырского щелочного массива играют позднепалеозойские постмагматические образования, представленные калиевыми фенитами экзоконтактовой зоны и слюдисто-микроклиновыми метасоматитами [11, 13], развитыми преимущественно среди псевдолейцитовых сиенитов и сынныритов промежуточной зоны. Заметное распространение вторичных слюдисто-щелочнополевошпатовых метасоматитов среди нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов отмечается на отдельных участках Якшинского массива (рис. 2), расположенного в нескольких сотнях метров от Сыннырского массива.

Таблица 1

Химический состав (в мас.%) пород Сыннырского щелочного массива [11, 14]

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	51,92	54,30	47,18	55,83	56,20	55,72	55,74	56,46	56,19	55,00	54,51	54,59
TiO ₂	-	0,04	1,32	0,48	0,62	0,18	0,87	0,70	1,04	0,10	0,05	0,22
Al ₂ O ₃	23,68	22,94	12,50	18,73	20,41	22,46	22,00	16,43	15,65	22,50	22,60	22,28
Fe ₂ O ₃	0,62	0,35	5,15	2,18	1,55	0,90	0,69	3,44	3,40	0,70	0,87	0,96
FeO	1,04	0,92	6,12	1,42	1,39	1,00	2,22	2,27	3,36	1,60	0,28	0,84
MnO	-	0,06	0,21	0,06	0,07	-	0,03	0,09	0,14	-	-	-
MgO	0,39	1,16	6,31	1,20	0,37	0,26	0,39	1,93	2,96	0,30	0,33	0,59
CaO	2,52	0,62	9,77	2,51	1,37	0,53	0,87	5,43	4,79	0,50	1,07	0,45
Na ₂ O	3,05	1,10	0,54	3,37	3,94	3,91	3,40	3,86	1,37	0,70	2,03	0,50
K ₂ O	14,29	16,57	8,14	11,84	12,53	13,43	13,32	8,01	9,25	18,50	16,66	18,28
P ₂ O ₅	-	-	1,25	0,24	0,16	0,06	0,07	0,37	0,51	0,10	0,10	0,10
П.п.п.	1,16	1,82	1,45	0,66	0,88	1,03	0,58	0,73	1,72	0,80	1,36	1,34
Сумма	98,67	99,88	99,94	98,52	99,49	99,48	100,18	99,72	100,29	100,80	99,86	100,05
(K ₂ O+Na ₂ O)/Al ₂ O ₃	0,73	0,77	0,69	0,81	0,81	0,77	0,76	0,72	0,68	0,85	0,83	0,84
K ₂ O/Na ₂ O	4,69	15,06	15,07	3,51	3,18	3,43	3,92	2,08	6,75	26,43	8,21	36,56

Примечание: 1-2 – псевдолейцитовые порфиры, 3 – шонкинит, 4-5 – итсиндриты, 6 – нефелиновый сиенит, 7 – псевдолейцитовый нефелиновый сиенит, 8-9 – пуласкиты, 10-12 – кальсилит-щелочнополевошпатовые сиениты).

В Северо-Прибайкальской провинции процессы фенитизации проявились в экзоконтактовом ореоле Сыннырского щелочного массива [7, 14]. Фенитизации подверглись как кислые по составу вмещающие алюмосиликатные породы (песчаники, алевролиты, биотитовые сланцы, граниты), так и породы основного состава (эффузивы, зеленокаменные сланцы). Мощность зон фенитизации изменяется от десятков сантиметров до десятков метров. По кислым породам образовались лейкократовые фениты, установленные на юге, юго-западе, севере и северо-востоке контактовой зоны. По вулканогенным породам основного состава, развитым в юго-западном экзоконтакте Сыннырского массива, сформировались меланократовые фениты. Они отчетливо отличаются от лейкократовых фенитов по соотношению содержаний темноцветных минералов (пироксена, амфибола, биотита) и ортоклаза, более низкой концентрацией

кремнезема и повышенной общей основностью метасоматитов (табл. 2). Пироксены из меланократовых фенитов Сыннырского щелочного комплекса по химическому составу отвечают эгирин-диопсидам [14]. Для лейкократовых фенитов характерны акцессорные минералы, обычные для гранитоидных пород: монацит, циркон, рутил, ильменит. В них установлены значительно большие концентрации флюорита, бадделеита. А меланократовые фениты, напротив, содержат высокие концентрации апатита, сфена, граната [14]. В зонах фенитизации отмечается также развитие рассеянной вкрапленной сульфидной минерализации, представленной пиритом, халькопиритом, галенитом. В лейкократовых фенитах пироксен иногда имеет зональное строение. Во внутренней зоне пироксен по составу соответствует диопсиду, а во внешней – эгирин-диопсиду. Пироксен окружен часто каймой щелочного амфибола.

Таблица 2

Химический состав (в мас.%) пород Сыннырского массива [1, 13]

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	59,00	62,52	44,30	48,72	51,66	55,74	54,90	57,52	55,06	61,39	57,50
TiO ₂	0,64	0,42	2,11	1,80	1,05	0,87	0,45	0,12	0,45	0,23	0,23
Al ₂ O ₃	15,24	17,21	17,00	15,64	16,16	22,00	21,31	23,44	22,06	19,43	24,50
Fe ₂ O ₃	3,19	2,22	3,59	6,30	4,38	0,69	0,52	0,55	2,17	2,03	1,15
FeO	3,05	1,10	6,71	4,23	2,76	2,22	1,58	0,48	1,65	1,09	0,01
MnO	0,16	0,11	0,18	0,18	0,18	0,03	0,05	0,02	0,05	-	0,03
MgO	2,31	0,93	6,05	2,50	2,70	0,39	0,32	0,27	0,54	0,36	0,33
CaO	5,14	5,52	7,85	5,61	6,21	0,87	1,33	0,61	0,71	0,36	0,80
Na ₂ O	3,34	4,86	3,92	4,48	4,38	3,40	1,05	0,10	4,15	1,60	0,10
K ₂ O	5,04	7,97	4,03	7,78	8,88	13,32	17,80	14,54	11,15	12,41	14,00
P ₂ O ₅	0,44	0,16	1,20	0,95	0,49	0,07	0,07	-	0,13	0,18	0,09
H ₂ O	0,23	0,26	2,58	1,02	1,16	0,58	0,56	1,65	0,88	0,80	1,41
Сумма	97,78	103,2	99,52	99,21	100,0	100,1	99,94	99,30	99,00	99,88	100,1
K	14,2	18,2	14,0	20,5	21,7	14,4	22,1	15,0	13,2	14,8	14,5

Примечание: 1-2 – апогранитные лейкократовые фениты, 3 – щелочной базальтоид, 4-5 – апобазальтовые меланократовые фениты, 6 – псевдолейцитовый сиенит, 7 – микроклинизированный псевдолейцитовый сиенит, 8 – серицитизированный псевдолейцитовый сиенит, 9 – нефелиновый сиенит, 10 – микроклинит по нефелиновому сиениту, 11 – слюдисто-микроклиновый метасоматит. K – основность, кДж.

В Северо-Прибайкальской провинции слюдисто-микроклиновые метасоматиты получили широкое распространение на большей площади Сыннырского щелочного массива (рис. 1). В раннюю щелочную стадию метасоматического процесса произошла микроклинизация щелочных пород массива (нефелиновых, псевдолейцитовых сиенитов). Сформировавшиеся в эту стадию микроклиниты отчетливо отличаются по химическому составу от эдуктов более высоким содержанием K₂O и более низкой концентрацией Na₂O (табл. 2). Стадия кислотного выщелачивания выразилась в развитии в микроклинизированных сиенитах процессов гнездовой серицитизации. Образовавшиеся в

эти стадии микроклинизированные и серицитизированные породы (либнеритовые сиениты) местами прослеживаются на значительных площадях (до 0,5-2 км²), часто образуя линейно вытянутые зоны, приуроченные к тектонически ослабленным участкам [10]. Эти породы развиваются по всем типам фельдшпатоидных сиенитов (псевдолейцитовых, нефелиновых, кальсилитовых), реже щелочных сиенитов, превращая их в существенно калишпатовые (60-90%) образования с агрегатом мелкозернистого мусковита (10-40%), по химическому составу соответствующего железистому серициту [11]. Его показатель преломления $n_m=1,580$. Структура и химический состав либнеритовых сиенитов определяются составом и структурой исходных пород, за счет которых они развиваются [11]. Эпинефелиновые аллотриоморфные либнеритовые сиениты сложены микроклином (75-80%), серицитом (20-25%), биотитом, апатитом, магнетитом (около 1%).

Таблица 3

Геохимическая характеристика (г/т) пород Сынырского щелочного комплекса [11]

Элементы	1	2	3	4
Литий	20-50	8-25	5-20	10-200
Рубидий	100-400	300-600	600-2000	100-400
Цезий	3-30	6-10	5-20	5-30
Барий	≤4500	2000-4000	1000-2500	800-2500
Стронций	1500-3000	600-2500	100-800	50-600
Цирконий	50-250	5-100	5-100	5-50
Редкие земли	200-1500	40	<40	20
Иттрий	20-60	10-30	5-20	5-20
Уран	2-10	0,6-3	0,5-2	0,1-2
Торий	5-20	1-10	1-4	0,5-4
Бор	10-30	7-16	5-8	30-100
Бериллий	2-4	0,1-1	0,1-0,2	0,1-0,5
Молибден	6-12	1-5	1-7	1-6
Галлий	5-25	15-20	10-30	2-15
Свинец	15-50	10-25	10-25	10-25
Селен	4-6	4-8	4-6	4-8
Мышьяк	<20	20-30	20-30	20-45
Висмут	8-10	5-15	5-12	5-15
Медь	40-85	10-20	10-20	10-20
Олово	3-8	1-3	0,5-2	0,5-2
Фосфор	100-7000	500-3000	300-1500	100-2000
Никель	9-18	5-25	3-30	4-10
Хром	15-80	10-50	10-30	5-10
Кобальт	15-25	2-6	1-3	15
Ванадий	150-350	10-60	5-40	5-30

Примечание: 1 – шонкиниты; 2 – нефелиновые сиениты; 3 – сиениты; 4 – серицит-микроклиновые метасоматиты.

При образовании либнеритовых сиенитов за счет микроклинизированных псевдолейцитовых сиенитов они имеют аллотриоморфнозернистую, участками микропегматитовую структуру и следующий минеральный состав: микроклин (25-70%), серицит (15-25%), эпидейцит (10-80%), биотит (1-2%) и магнетит (меньше 1%). Слюдисто-микроклиновые метасоматиты Сыннырского массива выделяются в сравнении с исходными породами повышенной основностью и более высокой концентрацией в них Al_2O_3 и K_2O (табл. 2).

Таблица 4

Изотопный состав кислорода (‰) в щелочных породах Сыннырского массива [13]

№ п/п	№ обр.	Порода	$\delta^{18}O$
1	32/87	Шонкинит	8,1
2	5	Шонкинит	8,2
3	19/87	Шонкинит	8,0
4	10/87	Сыннырит	8,4
5	4	Сыннырит	8,2
6	13/87	Нефелиновый сиенит	8,2
7	12/80	Нефелиновый сиенит	8,0
8	203/77	Псевдолейцитовый сиенит	8,8
9	198/77	Граносиенит	8,6
10	93/77	Пуласкит	8,6
11	95/77	Пуласкит	8,4
12	299/77	Пуласкит	8,3
13	245/77	Пуласкит	8,0
14	ММП	Пуласкит	8,8
15	10/80	Серицит-микроклиновый метасоматит	4,0
16	83/87	Серицит-микроклиновый метасоматит	8,2
17	97/87	Серицит-микроклиновый метасоматит	6,8

В сравнении с эдуктом в них отмечаются более высокие содержания лития, цезия, бора, мышьяка, кобальта, более низкие концентрации редких земель, урана, тория (табл. 3). Они характеризуются в сопоставлении с исходными фельдшпатоидными и щелочными сиенитами более низкими значениями изотопов кислорода в валовых пробах и водорода в биотите и мусковите (табл. 4, 5). По данным Б.Г. Покровского [13], серицит-микроклиновые метасоматиты Сыннырского массива также выделяются более высоким отношением изотопов $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,70780) в апатите в сравнении с исходными пуласкитами ($^{87}Sr/^{86}Sr=0,70754$).

Более поздними образованиями, распространенными в пределах Сыннырского массива на площади развития измененных фельдшпатоидных сиенитов, являются кварц-микроклиновые и кварц-эгирин-микроклиновые метасоматиты. Они формируют крутопадающие протяженные жилы мощностью от 0,1 до 2 метров при протяженности до 20-50 метров [14].

В минерагеническом отношении с меланократовыми фенитами Сыннырского массива связаны проявления апатитовой минерализации в биотит-пироксен-полевошпатовых метасоматитах [10, 14], а слюдисто-микроклиновые метасоматиты рассматриваются как источник калийно-глиноземного, полевошпатового сырья и мусковита [2, 11].

Таблица 5

Изотопный состав водорода (‰) в минералах пород Сыннырского массива [13]

№	№ обр.	Породы	Минералы	H ₂ O, мас. %	δ D
1	5	шонкинит	биотит	3,18	-82
2	4	сыннырит	биотит	3,30	-78
3	12	нефелиновый сиенит	биотит	2,84	-84
4	8	пуласкит	биотит	3,18	-78
5	9	микроклинизированный сиенит	биотит	2,94	-97
6	10	серицит-микроклиновый метасоматит	биотит	3,35	-100
7	10	серицит-микроклиновый метасоматит	мусковит	3,81	-120

Фениты и серицит-микроклиновые метасоматиты участками содержат вкрапленность сульфидов, представленных преимущественно пиритом и более редкими халькопиритом, галенитом и сфалеритом [1, 14]. Для оценки их потенциальной золотоносности необходимо проведение на перспективных участках поисковых работ, опробования и анализа проб с сульфидной минерализацией на содержание в них благородных металлов (золота и серебра).

Литература

1. Андреев Г.В. Петрология Сыннырского щелочного плутона. Улан-Удэ, 1965. 117 с.
2. Андреев Г.В. Петрология формации калиевых, нефелиновых и щелочных сиенитов. Новосибирск: Наука, 1981. 85 с.
3. Андреева Е.Д., Кононова В.А., Свешникова Е.В., Яшина Р.М. Магматические горные породы. Щелочные породы. М.: Недра, 1984. Т. 2. 415 с.
4. Архангельская В.В. Редкометальные щелочные комплексы южного края Сибирской платформы. М.: Недра, 1974. 128 с.
5. Ветлужских В.Г., Казанский В.И., Кочетков А.Я, Яновский В.М. Золоторудные месторождения Центрального Алдана // Геология рудных месторождений, 2002. Т. 44. № 6. С. 467-499.
6. Дворник Г.П. Магматизм, метасоматизм и минерагения калиевых щелочных вулcano-плутонических комплексов // Геология и полезные ископаемые Урала. Екатеринбург: УГГУ, 2012. С. 162-181.

7. *Дворник Г.П.* Метасоматизм и золотое оруденение калиевых щелочных массивов (на примере Центрально-Алданской щелочной провинции). Екатеринбург: УГГУ, 2014. 329 с.
8. *Дворник Г.П.* Поисковые критерии и признаки золотого оруденения в калиевых щелочных массивах (на примере месторождений и рудопроявлений Алданского щита) // Литосфера, 2017. Т. 17. № 6. С. 118-135.
9. *Еремеев Н.В.* Вулкано-плутонические комплексы калиевых щелочных пород. М.: Недра, 1984. 136 с.
10. *Зак С.И., Дудкин О.Б., Горстка В.К., Скуфьев П.К.* Геологическое строение и апатитоносность Сыннырского щелочного массива. Л.: Наука, 1968. 147 с.
11. *Костюк В.П., Панина Л.И., Жидков А.Я., Орлова М.П.* Калиевый щелочной магматизм Байкало-Становой рифтогенной системы. Новосибирск: Наука, 1990. 239 с.
12. *Кочетков А.Я.* Мезозойские золотоносные рудно-магматические системы Центрального Алдана // Геология и геофизика, 2006. Т. 47. № 7. С. 850-864.
13. *Покровский Б.Г.* Коровая контаминация мантийных магм по данным изотопной геохимии // Труды ГИН РАН. М.: Наука, 2000. Вып. 535. 238 с.
14. *Тихоненкова Р.П., Нечаева И.А., Осокин Е.Д.* Петрология калиевых щелочных пород (на примере Сыннырского массива в Бурятской АССР). М.: Наука, 1971. 220 с.

УДК 550.8+553.24

**РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СОДЕРЖАНИЙ ЗОЛОТА И СЕРЕБРА В ОКИСЛЕННЫХ
РУДАХ ВЕРХНЕГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (АЛДАНСКИЙ ЩИТ)****Г. П. Дворник¹, К. Е. Костюкович²**¹*Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург*²*Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург*

Верхнее месторождение золота, расположенное в пределах Нижнеякокитского рудного поля в Центральном-Алданском районе Южной Якутии, сформировалось в раннем мелу на заключительном этапе мезозойской тектоно-магматической активизации Алданского щита в контактовых зонах горизонтально залегающих карбонатных пород (доломитов, известковистых и глинистых доломитов, известняков) унгелинской и куторгиновой свит нижнего карбона с юрскими терригенно-осадочными образованиями юхтинской свиты (песчаниками, алевролитами, аргиллитами). Магматические породы, распространенные в пределах Верхнего месторождения представлены крутопадающими дайками минетт, сиенит-порфиров и сельвсбергитов раннемелового возраста. В структурном отношении месторождение размещается в восточной части куранахского грабена в узле пересечения Эмельджакского и Кэдергинского разломов.

В позднем мезозое на площади Верхнего месторождения достаточно широко проявились постмагматические гидротермально-метасоматические процессы, приведшие к формированию метасоматитов гумбеитовой и джаспероидной формаций. Гумбеиты представлены пирит-анкерит-калишпатовыми метасоматитами, развитыми преимущественно по глинистым доломитам. В минеральном составе гумбеитов также нередко присутствуют в небольшом количестве (первые проценты) кварц и флюорит. В карбонатных породах нижнего кембрия гумбеиты образуют прерывистые тела мощностью от первых метров до первых десятков метров с достаточно быстрым переходом во вмещающие породы. Геохимическая специализация гумбеитов выражается в повышенных по сравнению с региональным фоном для Центрально-Алданского района концентрациях в 2-4 раза висмута, свинца, меди, ниобия, иттрия, в 10-20 раз золота, серебра, молибдена, вольфрама, таллия, лантана, в 40-50 раз сурьмы и мышьяка [8]. Более поздними образованиями являются метасоматиты джаспероидной формации. Они развиваются по карбонатным породам нижнего кембрия, мезозойским магматическим породам (минеттам) и гумбеитам. Последовательность метасоматических событий на месторождении в целом соответствовала установленной для формации [11]. Метасоматиты и сопровождающая их золоторудная минерализация сформировались в три

стадии гидротермального процесса – раннюю щелочную, кислотного выщелачивания и позднюю щелочную. Ранняя щелочная стадия выразилась в осветлении доломитов и развитии в них тонкозернистого кальцита. В стадию кислотного выщелачивания в различной степени гумбеитизированные и кальцитизированные породы Верхнего месторождения подвергались джаспероидному окварцеванию с образованием агрегатов хальцедоновидного и аллотриаморфнозернистого кварца в ассоциации с адуляром и гидрослюдой [5]. Во внутренних зонах метасоматической колонки в эту стадию сформировались тела джаспероидов мощностью до 0,5-1 метра. В позднюю щелочную стадию произошла перекристаллизация джаспероидного кварца с частичным выносом кремнезема и развитием гипидиоморфнозернистого и эвгедрального рисовидного кварца. В эту стадию возникли в виде жил, прожилков и гнезд более крупнозернистые кварцевые, кварц-карбонатные и карбонатные метасоматиты и отложилась основная масса вкрапленного золотосульфидного оруденения. Сульфиды представлены преимущественно пиритом и более редким арсенопиритом. Промышленное золотое оруденение Верхнего месторождения по своей геолого-структурной позиции, вещественному составу околорудных метасоматитов и руд относится к куранахскому подтипу золото-джаспероидного геолого-промышленного типа [4].

Таблица 1

Химический состав (в мас.%) окисленных руд Верхнего месторождения золота

№	1	2	3	4
SiO ₂	70,50	68,93	40,05	20,24
TiO ₂	0,80	0,82	0,48	0,16
Al ₂ O ₃	12,05	12,87	7,49	1,98
Fe ₂ O ₃	7,94	6,13	2,47	0,54
FeO	0,10	0,28	0,14	0,10
MnO	0,23	0,12	0,05	0,02
MgO	0,09	0,39	8,37	14,45
CaO	0,18	0,36	15,93	25,34
Na ₂ O	0,06	0,05	0,15	0,13
K ₂ O	2,64	4,72	3,28	0,33
P ₂ O ₅	0,29	0,26	0,09	0,10
H ₂ O	4,89	4,30	0,06	-
CO ₂	0,09	0,39	21,73	36,60
S	0,24	0,38	0,15	0,11
Сумма	100,10	100,00	100,44	100,10

Примечание: Здесь и в табл. 2, 3. Ан. 1-4 – пробы ОАО «Золото Селигдара»: 1 – 3704/15; 2 – 413766/19; 3 – 3664/47; 4 – 5612/6. Анализы выполнены в лаборатории физико-химических исследований УГГУ (руководитель Н.В. Пенкина).

В неогене на площади месторождения протекали процессы гипергенного окисления и дезинтеграции рудоносных метасоматитов, в результате которых образовались золотоносные площадные и линейные коры выветривания. Окисленные руды

представлены глинисто-песчано-щебнистым агрегатом сложного лимонит-гидрослюдисто-галлуазит-карбонат-калишпат-кварцевого состава с обломками в различной степени выветрелых исходных пород (доломитов, песчаников, минетт, сиенит-порфиоров, гумбеитов и джаспероидов). Среди окисленных руд Верхнего месторождения по нашим данным [5] выделяется два типа руд (алюмосиликатные и карбонатные), отчетливо различающихся по химическому составу (табл. 1), содержанию в них кремнезема, глинозема, оксидов кальция, магния, калия и CO_2 .

Таблица 2

**Минеральный состав (%) легкой фракции проб из окисленных руд
Верхнего месторождения золота**

Пробы	Карбонат	Кварц	Калиевый полевой шпат	Мусковит	Глинистые минералы
1	р. зн	83,9	10,5	-	5,6
2	0,9	38,0	60,3	-	0,8
3	83,9	6,5	9,6	ед. зн	-
4	97,7	2,3	-	-	-

Таблица 3

**Минеральный состав тяжелой фракции проб (г/м^3) из окисленных руд
Верхнего месторождения золота**

Минералы	1	2	3	4
Золото	5 зн.			
Циркон	ед. зн.	ед. зн.	ед. зн.	ед. зн.
Магнетит	ед. зн.	ед. зн.	61	2
Хромшпинелид		ед. зн.		ед. зн.
Гранат		ед. зн.	ед. зн.	ед. зн.
Ильменит	ед. зн.	ед. зн.	р. зн.	р. зн.
Рутил	ед. зн.	р. зн.	р. зн.	ед. зн.
Пирит	ед. зн.	ед. зн.	ед. зн.	
Анатаз	ед. зн.	ед. зн.	р. зн.	0,2
Эпидот	ед. зн.	ед. зн.	ед. зн.	
Пироксен	ед. зн.	ед. зн.	ед. зн.	ед. зн.
Псевдоморфозы лимонита по пириту	3932	4063	685	0,2
Гидроксиды марганца	ед. зн.	ед. зн.	р. зн.	
Амфибол	ед. зн.	ед. зн.	р. зн.	р. зн.
Сфен	ед. зн.			
Лейкоксен			ед. зн.	
Апатит		ед. зн.	ед. зн.	
Флюорит	ед. зн.	ед. зн.	р. зн.	0,2
Бiotит			ед. зн.	
Хлорит			ед. зн.	
Рисовидный кварц	2769	605	ед. зн.	ед. зн.
Выход минералов тяжелой фракции, %	0,04	0,09	0,10	0,01

Минералогический анализ легкой и тяжелой фракций проб, отобранных из окисленных руд, выполнен в шлиховой лаборатории УГГУ С.В. Акуловой, рентгенофазовый анализ тонкой фракции проб осуществлен Н.Г. Сапожниковой. Основными минералами легкой фракции являются кварц, калиевые полевые шпаты (ортоклаз, микроклин) и карбонаты (доломит, кальцит), реже в ней отмечаются глинистые минералы (каолинит, галлуазит) (табл. 2). Для состава тяжелой фракции проб, взятых из окисленных руд месторождения, свойственно высокое содержание в ней гидроксидов железа, псевдоморфоз лимонита по пириту, магнетита, постоянное присутствие пирита, а также сопутствующих золотому оруденению нерудных минералов (флюорита, хлорита, рисовидного кварца) (табл. 3). В одной из проб (В-3704/15) установлены выделения самородного золота ($n=5$) размером 0,03-0,05 мм кристаллической формы и изометричного облика.

Таблица 4

Качественная характеристика окисленных золотоджаспероидных руд Верхнего месторождения

Группа запасов	Подсчетные блоки	Количество проб	Промышленные типы руд, %			Коэффициент рудоносности	Коэффициент богатства	Au/Ag отношение
			богатые	рядовые	бедные			
Балансовые	8-С ₁	1033	0,75	10,15	89,10	0,96	1,66	0,51
	9-С ₁	558	-	4,34	95,66	0,88	1,56	0,51
	13-С ₁	422	0,21	26,89	72,90	0,90	2,38	0,59
	1-С ₂	59	-	37,39	62,61	0,98	2,05	0,79
	4-С ₂	104	2,13	31,46	66,40	0,99	2,79	1,32
	6-С ₂	57	-	3,51	96,49	0,94	1,31	0,49
	11-С ₂	122	-	7,84	92,16	0,96	1,38	0,51
	12-С ₂	77	-	2,91	97,09	0,98	1,51	0,58
	Среднее	2432	0,45	12,34	87,21	0,94	1,92	0,59
Забалансовые	7-С ₁	137	-	-	100,00	0,98	1,05	0,40
	14-С ₁	107	-	-	100,00	0,86	1,06	0,46
	15-С ₂	98	-	0,94	99,06	0,94	0,94	0,45
	16-С ₂	34	-	-	100,00	0,94	0,88	0,51
	21-С ₂	79	-	-	100,00	0,90	1,06	0,58
	Среднее	455	-	0,22	99,78	0,93	1,02	0,46

Основные виды геологоразведочных работ, проводившихся на Верхнем месторождении ОАО «Золото Селигдара», включали колонковое и пневмоударное бурение, керновое и шламовое опробование, геофизические исследования, топографо-геодезические, лабораторные и камеральные работы. По морфологии рудных тел, изменчивости концентраций в них золота месторождение относится к третьей группе сложности по классификации ГКЗ [10], а по величине запасов [1] – к мелким

месторождениям. Оконтуривание и подсчет запасов золота по категориям C_1 и C_2 осуществлялись на месторождении на основе утвержденных кондиций [7]:

1. Бортовое содержание золота в пробе 0,6 г/т;
2. Минимальная мощность рудных тел 2 м;
3. Максимальная мощность прослоев пустых пород 5 м;
4. Минимальное промышленное содержание золота в подсчетном блоке 1,04 г/т.

Всего на месторождении выделено 22 подсчетных блока с балансовыми и забалансовыми рудами категорий C_1 и C_2 . Промышленное оруденение на Верхнем месторождении установлено в рудных телах, сложенных окисленными золотоджаспероидными рудами, размещающимися в интервале абсолютных отметок +634 – +450 м. Протяженность рудных тел составляет от 50 до 550 м, ширина от 14 до 160 м, мощность от 1 до 142 м [7]. На месторождении с 2008 года проводятся работы по добыче окисленных руд открытым способом и переработке их методом кучного выщелачивания.

Таблица 5

Изменчивость содержаний золота в окисленных рудах Верхнего месторождения

Группа запасов	Подсчетные блоки	Кол-во проб	Коэффициент вариации, %	Изменчивость		Модель			
						Геометростатистическая		Геостатистическая	
				Закономерная	Случайная	Кол-во скважин	Rq, м	Кол-во скважин	Ra, м
Балансовые	8- C_1	1092	29-223	0,33-0,88	0,08-0,46	18	3,0	2	2,8
	9- C_1	575	40-111	0,32-0,84	0,10-0,50	9	2,2	3	2,8
	13- C_1	437	46-84	0,39-0,85	0,12-0,39	12	2,3	-	-
	Среднее	2104				39	2,6	5	2,8
	1- C_2	67	33-83	0,67-0,69	0,18-0,20	2	2,4	-	-
	4- C_2	99	44-88	0,53-0,67	0,23-0,28	2	1,5	-	-
	6- C_2	58	29-80	0,40-0,49	0,28-0,38	2	1,9	-	-
	11- C_2	131	42-86	0,32-0,68	0,15-0,28	3	1,6	-	-
	12- C_2	78	33-48	0,47-0,65	0,23-0,27	2	1,6	-	-
	Среднее	433				11	1,8	-	-
Забалансовые	7- C_1	172	19-57	0,35-0,73	0,12-0,49	5	1,7	1	3,0
	14- C_1	139	25-61	0,57-0,78	0,11-0,59	3	1,9	2	1,4
	15- C_2	103	36-57	0,27-0,71	0,12-0,47	2	2,0	2	1,7
	16- C_2	45	54-57	0,37-0,44	0,22-0,55	1	1,5	1	1,5
	21- C_2	91	31-51	0,63-0,68	0,22-0,29	2	1,3	-	-
	Среднее	550				15	1,5	6	1,8

Примечание. Здесь и в табл. 6: Rq – радиус геометрической автокорреляции; Ra – радиус автокорреляции.

Для исследования характера распределения концентраций полезных компонентов в окисленных рудах Верхнего месторождения были обработаны данные пробирных и атомно-абсорбционных анализов на золото и серебро керновых и шламовых проб [7],

отобранных из руд в скважинах колонкового и пневмоударного бурения, пройденных по мощности рудных тел. Для оценки изменчивости качества золотого оруденения на месторождении определялись процентное количество промышленных типов руд (богатых, рядовых и бедных) в различных скважинах и подсчетных блоках, значения золото-серебряного отношения, коэффициентов рудоносности и богатства, рассчитанных по [3]. Для изучения амплитудной изменчивости концентраций полезных компонентов в окисленных рудах месторождения использовалась вероятностно-статистическая модель, основной характеристикой которой является коэффициент вариации оценочного параметра [2]. Для выявления частотной изменчивости в распределении содержаний золота и серебра в опробованных интервалах разведочных скважин при преобладании закономерной составляющей изменчивости концентраций компонентов над ее случайной составляющей или их равных соотношениях по геометростатистической модели [9] определялись значения радиусов геометрической автокорреляции. При преобладании в распределении содержаний этих компонентов в разведочных скважинах случайной составляющей их изменчивости над закономерной составляющей с помощью геостатистической модели [6] устанавливались значения радиусов автокорреляции.

Таблица 6

Изменчивость содержаний серебра в окисленных рудах Верхнего месторождения

Группа запасов	Подсчетные блоки	Кол-во проб	Коэффициент вариации, %	Изменчивость		Модель			
						Геометростатистическая		Геостатистическая	
				Закономерная	Случайная	Кол-во скважин	Rq, м	Кол-во скважин	Ra, м
Балансовые	8-C ₁	1078	18-94	0,26-0,78	0,11-0,44	17	2,4	3	2,1
	9-C ₁	652	20-55	0,36-0,89	0,07-0,44	11	2,7	1	2,8
	13-C ₁	470	10-57	0,41-0,85	0,06-0,41	11	2,3	-	-
	Среднее	2200				39	2,5	4	2,3
	1-C ₂	60	25-31	0,36-0,74	0,15-0,44	1	1,6	1	3,5
	4-C ₂	105	19-27	0,45-0,50	0,31-0,35	2	2,8	-	-
	6-C ₂	61	15-29	0,36-0,55	0,26-0,45	1	2,5	1	2,4
	11-C ₂	128	21-24	0,42-0,68	0,25-0,43	2	2,7	1	4,0
	12-C ₂	79	16-24	0,36	0,37-0,42	-	-	2	2,1
	Среднее	433				6	2,5	4	2,7
Забалансовые	7-C ₁	147	17-38	0,19-0,81	0,09-0,63	4	2,4	2	1,7
	14-C ₁	100	15-19	0,40-0,71	0,17-0,50	2	2,6	1	2,5
	15-C ₂	49	19-21	0,25-0,44	0,42-0,50	1	2,8	1	1,2
	16-C ₂	59	17-28	0,45-0,72	0,15-0,43	2	2,3	-	-
	21-C ₂	89	19-25	0,27-0,61	0,26-0,47	1	2,2	1	1,3
	Среднее	444				10	2,4	5	1,7

Среди балансовых руд категории C₁, разведанных на Верхнем месторождении, наилучшим качеством по соотношению промышленных типов руд и значению коэффициента богатства выделяются окисленные руды, размещающиеся в пределах

крупного рудного тела (блок 13-С₁) (табл. 4), расположенного в восточной части месторождения.

Таблица 7

**Корреляционные связи между содержаниями золота и серебра в окисленных рудах
Верхнего месторождения**

Группа запасов	Подсчетные блоки	Разведочные линии	Скважины	Количество проб	Коэффициент корреляции
Балансовые	8-С ₁	317	31714	24	-0,01
			31716	83	0,43
		37	3705к	38	0,02
		318	31820	68	-0,20
			31822	79	-0,32
			31824	79	0,65
	9-С ₁	320	32030	43	-0,01
			32032	29	0,43
		321	32126	33	0,16
			32130	22	-0,21
			32132	104	0,30
	13-С ₁	39	56121	29	0,02
		327	32746	28	0,86
			32747	22	-0,22
		330	3300	43	-0,17
			3302	75	0,67
	1-С ₂	306	30629	38	-0,26
			30630н	21	0,38
	4-С ₂	307	3072а	74	-0,27
			3070в	30	-0,30
	6-С ₂	312	31212	20	0,41
		313	3134	37	0,72
	11-С ₂	317	3176	46	-0,07
		318	3185	36	0,41
			3187	40	0,35
	12-С ₂	318	31832	56	-0,004
		38а	3787к	21	0,14
Забалансовые	7-С ₁	315	31528	30	0,72
			31532	28	0,19
		316	3730к	21	0,39
			3731к	25	0,12
	14-С ₁	39	3675к	20	0,30
		320	3206	21	0,02
			32012	22	-0,26
			32016	35	0,56
	15-С ₂	325	3257	33	-0,30
		327	32710	23	0,22
		329а	329а1	25	-0,17
	21-С ₂	340	3404	25	0,02
		331	3311	54	0,32

Балансовые запасы категории C_2 оконтурены на месторождении в мелких залежах. Среди них наилучшим качеством по значениям коэффициентов рудоносности, богатства и золото-серебряного отношения характеризуются окисленные руды, локализованные в пределах подсчетного блока 4- C_2 в северо-западной части месторождения. В сравнении с балансовыми рудами более низким качеством по значению коэффициентов богатства и золото-серебряного отношения характеризуются забалансовые руды категорий C_1 и C_2 (табл. 4), оконтуренные в центральной и юго-западной частях месторождения.

Распределение содержаний золота в балансовых рудах месторождения, судя по значениям коэффициентов их вариации, изменяется в широких пределах от весьма равномерного до крайне неравномерного, а в забалансовых рудах – от весьма равномерного до неравномерного (табл. 5). Эти руды также характеризуются наименьшей амплитудной изменчивостью в распределении в них концентраций серебра (табл. 6).

Для балансовых и забалансовых руд Верхнего месторождения свойственно преобладание в большинстве профилей разведочных скважин, закономерной составляющей изменчивости содержаний золота и серебра в пробах на ее случайной составляющей. Балансовые окисленные руды месторождения выделяются более низкой частотной изменчивостью в распределении концентраций золота в разведочных выработках по сравнению с забалансовыми рудами и близкой с ними частотной изменчивостью в распределении в балансовых рудах содержаний серебра, выраженных средними значениями радиусов их геометрической автокорреляции (табл. 5, 6).

Анализ корреляционных зависимостей между концентрациями золота и серебра в окисленных рудах Верхнего месторождения по данным их опробования в скважинах (табл. 7) показал, что по значениям коэффициентов корреляции связи между содержаниями этих компонентов в пробах изменяются в широких пределах – от умеренной отрицательной до сильной положительной связи в балансовых и забалансовых рудах, что может быть обусловлено перераспределением золота и серебра в коре выветривания в условиях гипергенного окисления и дезинтеграции первичных руд.

Литература

1. *Архипов Г.И.* Минеральные ресурсы горнорудной промышленности Дальнего Востока. Обзор состояния и возможности развития. М.: Горная книга, 2011. 830 с.
2. *Балахонов В.С., Баранников А.Г., Дворник Г.П., Панов Ю.К.* Вопросы опробования, оконтуривания и подсчета запасов при разведке месторождений. Ч. 1. Геометризация тел полезных ископаемых, исследование изменчивости оценочных параметров. Учебно-методическое пособие. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2008. 65 с.
3. *Дворник Г.П.* Оценка изменчивости содержания золота и серебра в рудах и их качества при разведке и разработке золоторудных месторождений // Известия вузов. Горный журнал, 2011. № 3. С. 120-125.

4. *Дворник Г.П.* Золоторудные метасоматические формации Центрально-Алданского района // Литосфера, 2012. № 2. С. 90-105.
5. *Дворник Г.П., Кискин В.А.* Минеральные ассоциации, морфология и состав самородного золота из окисленных руд месторождений Нижнеякокитского поля (Алданский щит) // Южная Якутия – новый этап индустриального развития. Материалы Международной научно-практической конференции. Нерюнгри, 2007. Ч. 1. С. 127-132.
6. *Капутин Ю.Е.* Горные компьютерные технологии и геостатистика. СПб.: Недра, 2002. 424 с.
7. *Крат С.В., Русаков А.В.* Материалы оперативного изменения запасов рудного золота по результатам геологоразведочных работ на месторождениях рудного золота Нижнеякокитского поля, проведенных в 2003-2013 гг. Алдан, 2013.
8. *Мудрик С.М.* Отчет о результатах предварительной разведки золоторудных карстовых зон участков Табор, Еловый, Верхний и других Нижнеякокитского рудного поля, выполненной в 1994-1997 гг. Алдан, 1998.
9. *Мягков В.Ф.* Структурная геометро-статистическая модель строения геологических полей и методика решения геологоразведочных задач // Известия вузов. Геология и разведка, 1984. № 3. С. 44-58.
10. *Сборник* нормативно-методических документов по геолого-экономической оценке месторождений полезных ископаемых. М.: ГКЗ, 1998. 319 с.
11. *Угрюмов А.Н., Дворник Г.П.* Поисковое значение минеральных и текстурно-структурных особенностей золотоносных джаспероидов // Геология, поиски и разведка рудных и нерудных месторождений полезных ископаемых Урала. Сборник статей. Свердловск, 1986. Вып. 6. С. 13-19.

УДК 549.76(470.5)

АЛЮМИНОКОПИАПИТ ИЗ ДЕГТЯРСКОГО МЕДНОГО РУДНИКА (СРЕДНИЙ УРАЛ)

Ю. В. Ерохин, А. В. Захаров, П. С. Козлов, О. Л. Галахова

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

Алюминокопиаптит, $(Al,Mg)Fe_4(SO_4)_6(OH,O)_2 \times 20H_2O$, впервые был выделен, как новый минерал в 1947 году, при разборке большого количества анализов химического состава различных копиапитов, а также по оптическим свойствам [16]. В дальнейших работах уточнялись его структурные характеристики и кристаллохимическая формула [15, 17, 19]. В целом, алюминокопиаптит является типичным вторичным минералом угольных и буроугольных месторождений [20 и мн. др.].

В России упоминался как гипогенный минерал вулканогенно-экзгальционного происхождения [4] и как гипергенный сульфат в осадочных железорудных бассейнах Крымского полуострова [10], а также как техногенный минерал в хвостохранилищах [9]. Кроме того, алюминокопиаптит (или алюмокопиаптит в оригинале статьи [12]) упоминался в связи с находкой гипергенной сульфатной минерализации на сульфидах в глинах реки Ухтым (Западное Притиманье). К сожалению, авторы смыли первичные сульфатные налеты с пирита и вырастили сульфат из смыва отдельно в чашке и только потом инструментально определили, что конечно не совсем правильно (был ли в первичном налете на пирите алюминокопиаптит – это большой вопрос).

На Урале до 2007 года была известна только одна находка алюминокопиаптита [3], сульфат был установлен в горелых отвалах Кизеловского угольного месторождения [13]. Относительно недавно в 2009 году минерал был определен на музейных образцах [8] при ревизии более ранних химических анализов гипергенного копиаптита из Пай-Хоя [14].

В рамках подготовки полевой экскурсии к Всероссийской научной конференции «VII Чтения памяти член-корр. РАН С.Н. Иванова» летом 2018 года мы посетили заброшенный комплекс зданий рудосортировки шахты «Капитальная № 2» (рис. 1), расположенной в южной части г. Дегтярск. Три строения имеют аварийный вид и местами разваливаются на части. Оказалось, что при закрытии шахты со склада по какой-то причине не вывезли колчеданную руду, она сохранилась на верхних этажах строений. Уже несколько десятков лет колчедан окисляется под действием окружающей среды с выделением серной кислоты. Вокруг строений даже отмечаются лужи с разбавленной кислотой. На отвесах и потолках зданий отмечаются сталактиты мелантерита (рис. 1), иногда размером до 40 см в длину, а в местах капежа наблюдаются и сталагмиты этого же

минерала. У фундамента строений и в проемах стен наблюдаются мощные массы (до 0,5 м толщиной) рыхлого сульфатного материала (рис. 1), который, по всей видимости, является продуктом разрушения мелантерита, с поверхности покрытого плотной желтой коркой. Визуально мы его определили как копияпит, который ранее здесь не описывался. Результаты изучения данного сульфата мы и приводим в настоящей работе.



Рис. 1. Здание сортировки руды (рудный склад), сталактиты мелантерита и сульфатные массы в проеме окна. Фото авторов.

Корки копияпита имеют мощность до 1-2 см, сверху они как бы «зализанные» (ровные и бугристые), а снизу крупковатые и рассыпчатые. Окраска варьирует от темно-желтой (с поверхности) до ярко-желтой (низ корок). Минерал хорошо растворяется в воде. Раствор сульфата даёт положительную реакцию на сульфат-ион и железо. Ниже желтых корок идет сплошной рыхлый белесый агрегат сульфата или нескольких сульфатов, которые мы не изучали, это продукты разложения уже самого копияпита.

Микроскопическое изучение поверхности корок на растровом электронном микроскопе JSM-6390LV фирмы Jeol (ИГГ УрО РАН, аналитик И.А. Готтман) показало, что они состоят из однородной массы хаотически ориентированных тонких пластинок, размером не более 10-15 мкм (рис. 2). Причем некоторая часть пластинок имеет признаки расщепления. На поверхности агрегата наблюдаются отдельные длиннопризматические индивиды гипса, достигающие в длину 25 мкм и более. Интересно, что среди

пластинчатого агрегата иногда отмечаются крупные (до 30 мкм) хорошо сформированные кристаллы барита (рис. 2), вполне вероятно, новообразованные.

Дифрактометрическое изучение (ИГГ УрО РАН, XRD-7000, аналитик О.Л. Галахова) коркообразной желтой массы показало, что она целиком сложена одним сульфатом из группы копиапита. Основные отражения минерала (в ангстремах) – 17,82; 9,11; 7,17; 6,88; 6,11; 5,56; 5,33; 4,69; 4,49; 4,30; 4,21 и т.д. Параметры элементарной ячейки, рассчитанные на основе дифрактограммы – $a_0=7,08(6)$; $b_0=18,46(6)$; $c_0=7,36(9)$; $\alpha=94^\circ10'$; $\beta=102^\circ15'$; $\gamma=97^\circ31'$, вполне соответствуют эталонным данным многих копиапитов [18], поэтому необходимо иметь химический состав для определения сульфата до минерального вида.

Химический состав копиапита изучался на энергодисперсионной приставке INCA Energy 450 X-Max 80 фирмы Oxford Instruments (ИГГ УрО РАН, аналитик И.А. Готтман). Для анализа выбирались пластинки с ровной поверхностью, полученные аналитические данные приведены в таблице. К сожалению, ЭДС-приставка не измеряет воду, поэтому нам пришлось пересчитать полученные анализы с учетом теоретического содержания воды в сульфате. Как видно из представленной таблицы химический состав дегтярского копиапита достаточно близок к эталонному составу алюинокопиапита. Из примесей в сульфате установлены небольшие количества CaO, CuO и ZnO, в сумме не более 1-2 мас. %.

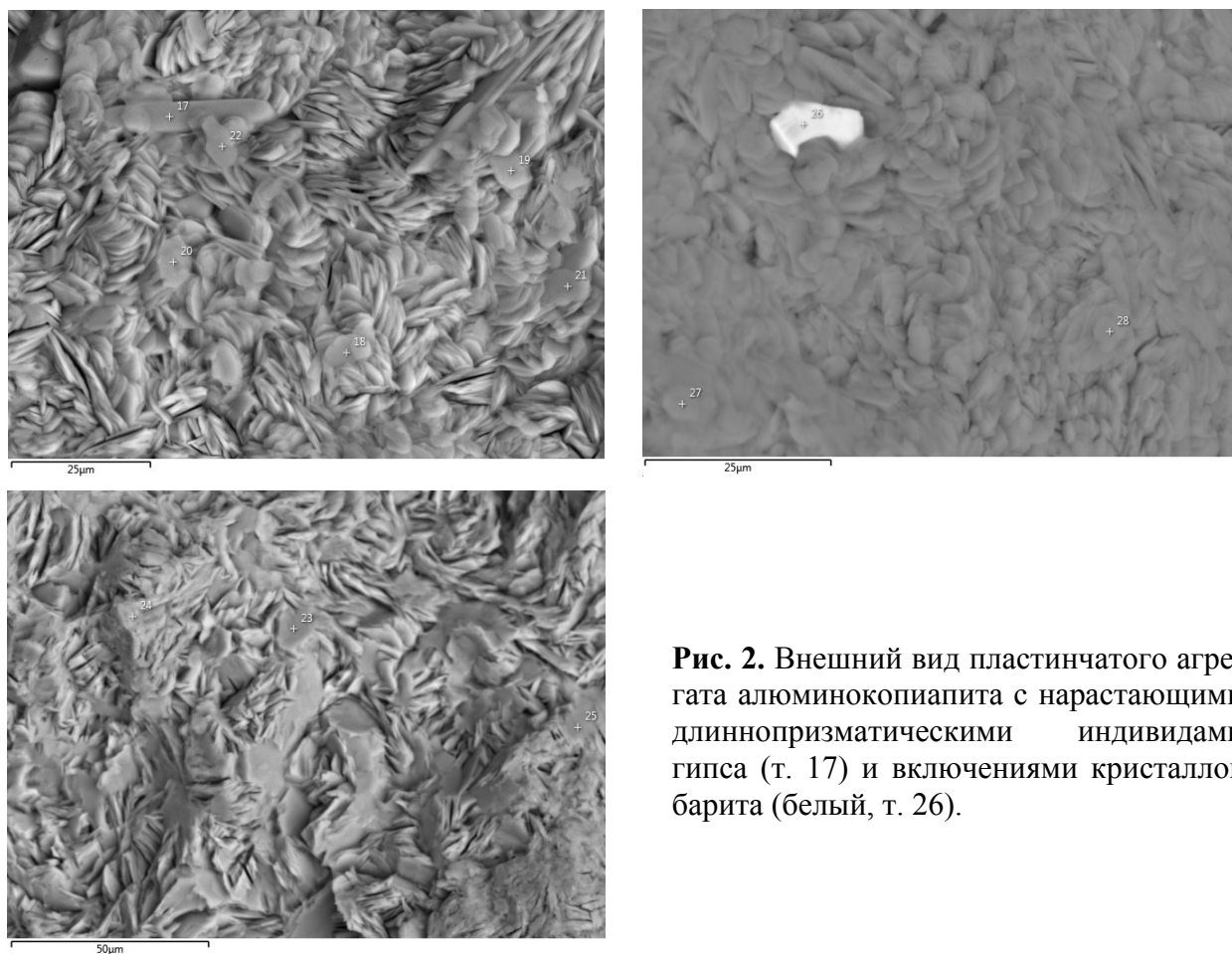


Рис. 2. Внешний вид пластинчатого агрегата алюинокопиапита с нарастающими длиннопризматическими индивидами гипса (т. 17) и включениями кристаллов барита (белый, т. 26).

Образование алюинокопиапита связывается нами с постепенным разрушением новообразований (сталагмитов, натеков и наплывов) мелантерита в нижней части зданий рудного склада. Алюминий для сульфата мог заимствоваться как из материалов самих зданий (бетона, различных покрытий типа белил или красок), так и из самой колчеданной руды, в которой постоянно встречается примесь серицита. Многолетняя обработка мусковита (серицита) серной кислотой наверняка приводит к химическому разрушению слюды и высвобождению глинозема, которого, кстати, и нужно совсем немного. В целом, удивляет нахождение достаточно однородного и чистого алюинокопиапита в таких больших и значимых количествах. По приблизительным оценкам в пределах рудного склада сосредоточено несколько тонн этого интересного сульфата, и данный объект легко удовлетворит нужды музейных организаций и многочисленных коллекционеров.

Таблица

Химический состав алюинокопиапита (в мас.%) с Дегтярского рудного склада

№	SO ₃	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CuO	ZnO	CaO	H ₂ O*	Сумма
1	40,13	3,02	23,85	0,39	0,39	1,01	31,21	100,00
2	40,06	2,46	25,40	0,42	0,45	-	31,21	100,00
3	39,76	2,60	25,59	0,34	0,50	-	31,21	100,00
4	39,85	2,13	25,75	0,52	0,54	-	31,21	100,00
5	39,83	2,42	25,72	0,43	0,39	-	31,21	100,00
6	39,64	2,80	26,35	-	-	-	31,21	100,00

Примечание: Ан. 1-5 – наши данные, ан. 6 – теоретический состав алюинокопиапита. * – теоретическое содержание воды в алюинокопиапите.

Находка алюинокопиапита в техногеосфере бывшего Дегтярского медного рудника является необычной и показывает разнообразие существующей там сульфатной минерализации. Ранее для этого объекта упоминались следующие техногенные сульфаты – мелантерит [2], халькантит [7, 11], гогманнит, калинит [11], ганнингит [1], а также дитрихит, бианкит, девиллин, серпьерит и гипс [5, 6]. Мелантерит ($\text{FeSO}_4 \times 7\text{H}_2\text{O}$) отмечался в зданиях рудного склада в виде зеленоватых сталактитов и сталагмитов, в местах обильного сернокислотного капежа [2]. Ганнингит ($\text{ZnSO}_4 \times \text{H}_2\text{O}$) был обнаружен в шахте на глубине 550 м в виде белого порошка на колчеданной руде обогащенной сфалеритом, возможно, он образовался при дегидратации госларита [1]. Халькантит ($\text{CuSO}_4 \times 5\text{H}_2\text{O}$) отмечался в виде зеленовато-голубых корочек по берегам временных водоёмов в рудничном дворе Дегтярского рудника [11] и в виде крупных кристаллов на крепи и стенках старых выработок [7]. Гогманнит ($\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_2 \times 7\text{H}_2\text{O}$) и калинит ($\text{KAl}(\text{SO}_4)_2 \times 11\text{H}_2\text{O}$) были обнаружены на расстоянии 2-10 м от временных водоёмов в виде соляных выцветов на почве [11]. Дитрихит ($\text{ZnAl}_2(\text{SO}_4)_4 \times 22\text{H}_2\text{O}$), бианкит ($\text{ZnSO}_4 \times 6\text{H}_2\text{O}$), девиллин ($\text{CaCu}_4(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6 \times 3\text{H}_2\text{O}$), серпьерит ($\text{Ca}(\text{Cu}_3\text{Zn})_4(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6 \times 3\text{H}_2\text{O}$) и гипс ($\text{CaSO}_4 \times 2\text{H}_2\text{O}$) были обнаружены на вывалах медноколчеданной руды в

контакте с временными водоёмами (лужами) недалеко от шахты «Капитальная № 1» [5, 6].

Таким образом, впервые для техногеосферы Дегтярского медноколчеданного рудника описан такой интересный сульфат как алюинокопиапит. Это третья находка минерала для Уральского региона, на Среднем Урале он не описывался. Изучение экзогенной минералогии Дегтярского рудника показало широкое развитие здесь не только сульфатов цинка, меди и железа, но и алюминия, что говорит о высокой активности этих элементов в техногенной сфере бывшего рудника.

Литература

1. Авдонин В.Н., Пахолкова Н.В., Федорова Т.В. Ганнингит из Дегтярского месторождения. Вторая находка в Союзе // Новые и малоизученные минералы и минеральные ассоциации Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. С. 207-208.
2. Братанов Н.С. Техногенные минералы как показатели загрязнения окружающей среды города Дегтярска // Международный школьный научный вестник, 2016. № 4. С. 93-96.
3. Белогуб Е.В., Щербакова Е.П., Никандрова Н.К. Сульфаты Урала: распространенность, кристаллохимия, генезис. М.: Наука, 2007. 160 с.
4. Вергасова Л.П., Филатова С.К., Дунин-Барковская В.В. Постэруптивная деятельность Первого конуса БТТИ и современное вулканогенное формирование бокситов // Вулканоология и сейсмология, 2007. № 2. С. 55-77.
5. Ерохин Ю.В., Шагалов Е.С., Козлов П.С. Новые данные по сульфатам Дегтярского месторождения (Средний Урал) // Минералогия техногенеза – 2008. Миасс: ИМин УрО РАН, 2008. С. 90-98.
6. Ерохин Ю.В., Шагалов Е.С., Козлов П.С. Серпьерит и девиллин из Дегтярского месторождения (Средний Урал) // Типоморфные минералы и минеральные ассоциации – индикаторы масштабности природных и техногенных месторождений и качества руд. Материалы Всероссийской научной конференции. Годичное собрание РМО. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 33-35.
7. Иванов С.Н., Меркулов М.И. Дегтярское колчеданное месторождение. М.-Л.: ОНТИ НКТП СССР, 1937. 124 с.
8. Плоскова С.И., Щербакова Е.П., Жданова Л.Р. Пайхойский алюинокопиапит // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, 2009. № 9. С. 5-6.
9. Тарасенко И.А., Харитонова Н.А., Оводова Е.В., Зиньков А.В., Корзун А.В. Трансформация минералого-геохимического состава отходов обогащения и её влияние на формирование высокоминерализованных вод (Приморский край, Россия) // Тихоокеанская геология, 2017. Т. 36. № 2. С. 106-118.
10. Тищенко А.И. Минералы Крыма. Симферополь: Бизнес-Информ, 2015. 304 с.
11. Фекличев В.Г. Хофманнит и калинит – новые техногенные минералы для Урала // Новые и малоизученные минералы и минеральные ассоциации Урала. Свердловск: УНЦ

АН СССР, 1986. С. 208-209.

12. *Хлыбов В.В., Симакова Ю.С.* Гипергенная сульфатная минерализация на келловейских глинах реки Ухтым (Западное Притиманье) // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, 2005. № 6. С. 9-11.

13. *Щербакова Е.П., Звонарева Г.К., Никандрова Н.К.* Особенности химизма техногенных копиапитов Урала // Минералогия техногенеза – 2003. Миасс: ИМин УрО РАН, 2003. С. 241-244.

14. *Юшкин Н.П.* Минералогия Пайхойского копиапита // Труды Института геологии Коми филиала АН СССР, 1984. Вып. 45. С. 79-86.

15. *Bayliss P., Atencio D.* X-ray powder diffraction data and cell parameters for copiapite-group minerals // Canad. Mineral., 1985. Vol. 23. P. 53-56.

16. *Berry L.G.* Composition and optics of copiapite // University of Toronto Studies, 1947. Geological Series 51. P. 21-34.

17. *Jolly J.H., Foster H.L.* X-ray diffraction data of aluminocopiapite // Amer. Mineral., 1967. Vol. 52. P. 220-223.

18. *Majzlan J., Michallik R.* The crystal structures, solid solutions, and infrared spectra of copiapite-group minerals // Mineralogical Magazine, 2007. Vol. 71. P. 553-569.

19. *Sulfate Minerals.* Crystallography, Geochemistry and Environmental Significance (C.N. Alpers, J.L. Jambor, D.K. Nordstrom, eds.). Reviews Mineral. Geochem., 2000. Vol. 40. 112 p.

20. *Zodrow E.L.* Hydrated sulfates from Sydney Coalfield, Cape Breton Island, Nova Scotia, Canada: the copiapite group // Amer. Mineral., 1980. Vol. 65. P. 961-967.

УДК 549.612+549.752/.753(470.5)

НОВЫЕ ФТОРСОДЕРЖАЩИЕ МИНЕРАЛЫ ИЗ ЛИТИЕНОСНЫХ ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ ЛИПОВКИ (СРЕДНИЙ УРАЛ)

А. В. Захаров, Ю. В. Ерохин, В. В. Хиллер

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

Гранитные пегматиты Липовского жильного поля находятся на восточном склоне Среднего Урала (в 70 км северо-восточнее г. Екатеринбурга и в 5 км западнее села Липовское). С ними связано всемирно известное и уже отработанное месторождение розовых турмалинов (рубеллитов). Пегматиты приурочены к пологой синклинальной структуре, зажатой между тремя крупными гранитными массивами – Мурзинским (с северо-запада), Адуйским (с юго-запада) и Соколовским (с востока). Сама синклиналь сложена метаморфическими породами протерозойского возраста, в составе которой преобладают различные гнейсы, сланцы и амфиболиты [1, 7 и др.]. Здесь же отмечаются отдельные тела серпентинитов и мраморов, которые обычно тектонически перемежаются друг с другом в зоне меланжа. С закарстованными мраморами и корами выветривания серпентинитов связано известное и уже отработанное месторождение силикатно-никелевых руд. Гранитные пегматиты широко распространены в пределах Липовского жильного поля и обычно представлены внутригранитными, литиеносными и десилицированными типами.

Несмотря на широкое распространение литиеносных жил в данном районе и относительно неплохую их минералогическую изученность [7 и др.; а также многочисленные наши данные], оказалось, что акцессорная рудная минерализация контаминированных пегматитов охвачена фрагментарно и изучена не полностью. В настоящей работе мы приводим данные о находке фтор-эльбаита, фторнатромикролита и фторкальциомикролита в контаминированных литиеносных гранитных пегматитах Липовки, ранее здесь не описанных.

Фторнатромикролит и фторкальциомикролит. По литературным данным [7] для литиеносных контаминированных гранитных пегматитов Липовки в качестве рудных минералов характерен целый ряд танталониобатов – манганоколумбит, стибиоколумбит, стибиотанталит, висмутотанталит, плюмбомикролит, висмутомикролит, уранмикролит и микролит. Причем последние два минерала отмечались еще и в десилицированных пегматитах, как продукты замещения первичного манганотанталита в ассоциации с другими танталониобатами и магнезиотанталитом [8]. Ранее мы также немного затронули

изучение танталониобатов в контаминированных пегматитах и даже установили ранее не упоминаемый в них манганотанталит [3].

К сожалению, классификация группы микролита [12, 14], как впрочем, и других танталониобатов, на данный момент сильно усложнилась, в первую очередь, за счет расширения кристаллохимических позиций в области анионов по кислороду, фтору, ОН-группировке, воды и вакансии. Всё это предполагает детализированные исследования минерала и только по результатам микрозондового анализа определить микролит до минерального вида достаточно затруднительно. На данный момент из натровых разновидностей микролита официально и достоверно определен только фторнатромикролит [16], остальные четыре минеральных вида пока остаются неизвестными. Из кальциевых микролитов установлены только фторкальциомикролит [11] и оксикальциомикролит [14], остальные три минеральных вида также неизвестны. Ранее описанные нами находки микролита в пределах Липовского жильного поля [4, 5] в силу разных причин так и остались не доопределенными до минерального вида (в рамках современной классификации).

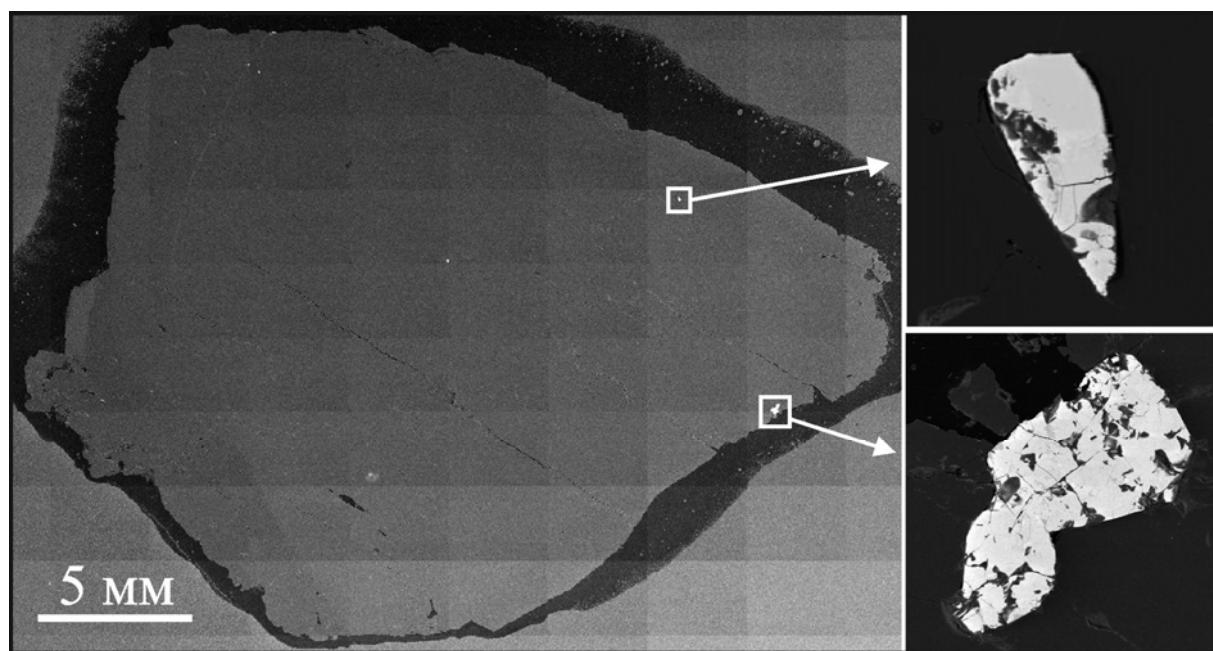


Рис. 1. Включения микролита в матрице фтор-эльбаита. Поперечный кристалл турмалина, полированный шлиф. BSE-изображение, микроанализатор CAMECA SX 100. Фото турмалина сделано методом мозаики, путем "склеивания" картинок друг с другом.

При изучении поперечных и продольных сечений кристаллов темно-синего, почти черного, турмалина, который по химическому составу оказался фтор-эльбаитом, нами обнаружены многочисленные включения танталониобатов. Они образуют слабо вытянутые и округлые зерна, размером до 200-250 мкм (см. рис. 1). По данным микрозондового анализа (см. табл. 1) включения отличаются вполне устойчивым

химическим составом и уверенно определяются как танталониобаты из группы микролита. Из существенных примесей в зернах отмечается уран (UO_2 до 14,5 мас.%), ниобий (Nb_2O_5 до 2,7 мас.%), титан (TiO_2 до 2,6 мас.%), свинец (PbO до 1 мас.%) и висмут (Bi_2O_3 до 0,7 мас.%). Общая сумма анализов характеризуется небольшой недостачей, что вполне типично для танталониобатов. На фоне высокой примеси урана минерал мог подвергнуться частичной метамиктизации и набрать какое-то количество воды.

Таблица 1

Химический состав (в мас.%) включений микролита из кристаллов фтор-эльбаита

№	1	2	3	4	5	6
Ta_2O_5	63,72	66,18	65,87	65,80	66,15	66,14
Nb_2O_5	2,43	2,67	2,48	2,61	2,37	2,35
ThO_2	0,26	0,14	0,17	0,19	0,41	0,04
UO_2	14,10	14,46	14,21	13,89	13,99	14,38
SiO_2	0,33	0,32	0,34	0,29	0,31	0,31
TiO_2	2,52	2,62	1,81	2,28	2,01	1,97
Bi_2O_3	0,70	0,52	0,59	0,63	0,66	0,69
PbO	1,13	1,13	0,98	1,01	0,97	0,93
FeO	-	-	0,18	0,11	-	0,05
MnO	-	0,01	0,06	-	0,09	0,01
CaO	5,62	6,17	6,04	6,24	5,98	5,72
Na_2O	3,97	3,74	3,75	3,36	4,06	3,25
F	1,68	1,79	1,53	1,42	1,27	1,01
$2\text{F}\equiv\text{O}$	-0,71	-0,75	-0,64	-0,60	-0,53	-0,42
Сумма	95,75	99,00	97,37	97,22	97,74	96,45
Кристаллохимические формулы						
1	$(\text{Na}_{0.82}\text{Ca}_{0.64}\text{U}_{0.33}\text{Pb}_{0.03}\text{Bi}_{0.02}\text{Th}_{0.01})_{1.85}(\text{Ta}_{1.83}\text{Ti}_{0.20}\text{Nb}_{0.12})_{2.15}\text{O}_6(\text{F}_{0.62}\text{X}_{0.38})$					
2	$(\text{Na}_{0.76}\text{Ca}_{0.68}\text{U}_{0.33}\text{Pb}_{0.03}\text{Bi}_{0.01})_{1.81}(\text{Ta}_{1.86}\text{Ti}_{0.20}\text{Nb}_{0.13})_{2.19}\text{O}_6(\text{F}_{0.65}\text{X}_{0.35})$					
3	$(\text{Na}_{0.76}\text{Ca}_{0.68}\text{U}_{0.33}\text{Pb}_{0.03}\text{Bi}_{0.02}\text{Fe}_{0.02}\text{Mn}_{0.01})_{1.85}(\text{Ta}_{1.89}\text{Ti}_{0.14}\text{Nb}_{0.12})_{2.15}\text{O}_6(\text{F}_{0.57}\text{X}_{0.43})$					
4	$(\text{Ca}_{0.71}\text{Na}_{0.69}\text{U}_{0.33}\text{Pb}_{0.03}\text{Bi}_{0.02}\text{Fe}_{0.01}\text{Th}_{0.01})_{1.80}(\text{Ta}_{1.90}\text{Ti}_{0.18}\text{Nb}_{0.12})_{2.20}\text{O}_6(\text{F}_{0.53}\text{X}_{0.47})$					
5	$(\text{Na}_{0.82}\text{Ca}_{0.66}\text{U}_{0.32}\text{Pb}_{0.03}\text{Bi}_{0.02}\text{Th}_{0.01}\text{Mn}_{0.01})_{1.87}(\text{Ta}_{1.86}\text{Ti}_{0.16}\text{Nb}_{0.11})_{2.13}\text{O}_6(\text{F}_{0.47}\text{X}_{0.53})$					
6	$(\text{Na}_{0.69}\text{Ca}_{0.67}\text{U}_{0.35}\text{Pb}_{0.03}\text{Bi}_{0.02}\text{Fe}_{0.01})_{1.77}(\text{Ta}_{1.96}\text{Ti}_{0.16}\text{Nb}_{0.11})_{2.23}\text{O}_6(\text{F}_{0.40}\text{X}_{0.60})$					

Примечание: Анализы сделаны на CAMECA SX 100 (ИГГ УрО РАН, аналитик В.В. Хиллер); ан. 1-3 – фторнатромикролит, ан. 4 – фторкальциомикролит, ан. 5-6 – пока неопределенный до вида натромикролит; X в формулах – это либо O, OH, H_2O или вакансия.

При кристаллохимическом пересчете видно, что позиция «А» в минерале имеет небольшой недостаток, а позиция «В» наоборот переизбыток, что возможно и связано с вхождением воды в позицию «А». При пересчете видно, что количество урана варьирует от 0,32 до 0,35 ф.ед., т.е. не более 17,5% минала уранового микролита. Соотношение кальция и натрия в танталониобатах немного изменяется и в одном анализе (ан. 4) по данным кристаллохимического пересчета кальций преобладает над натрием. То же самое касается фтора, почти во всех анализах (ан. 1-4) он преобладает в так называемой позиции «Y» (т.е. заполняет её) эталонного микролита, а значит к ним следует применять

приставку фтор-, в двух других анализах фтор уже немного ниже порогового значения в 50%.

Следовательно, применяя современную классификацию группы микролита [12, 14] мы можем говорить, что первые три анализа (ан. 1-3) относятся к фторнатромикролиту, т.к. в них в определенных позициях преобладают фтор, тантал и натрий. Четвертый анализ (ан. 4) относится к фторкальциомикролиту, т.к. в нем преобладают кальций, тантал и фтор. Оставшиеся два анализа точно относятся к натровым микролитам, т.к. в них преобладают натрий и тантал. При этом количество фтора ниже порогового значения, поэтому это может быть гидронатромикролит, оксинатромикролит, гидроксинатромикролит или кенонатромикролит, т.е. новый минерал пока еще не описанный в литературе. Какой именно из перечисленных, мы будем определять дальше. Задача облегчается тем, что эти два анализа были сделаны в самом маленьком включении танталониобата (на рис. 1, оно расположено сверху) и значит, можно будет сделать рентгеноструктурное исследование зерна.

Интересно, что ранее при изучении липовских микролитов значимых концентраций фтора в них не отмечалось [4, 5, 7], хотя рассматривались различные ассоциации и парагенезисы минерала. По всей видимости, фтор накапливается в танталониобате (и в других минералах тоже) на заключительной стадии кристаллизации литиеносного гранитного пегматита, поэтому нами были диагностированы включения фтористых микролитов именно в кристаллах фтор-эльбаита.

Фтор-эльбаит. Является недавно (в 2013 году) открытым минералом из супергруппы турмалинов [13, 15], но в пегматитах Липовки до настоящего времени еще не определялся, хотя существование фтор-эльбаита предполагалось нами уже давно [2, 10]. При этом его безфтористый аналог – эльбаит, достаточно часто встречается в пределах Липовского жильного поля. Он описывался во всех литиеносных пегматитах объекта [2, 7 и мн. др.], где является обычным минералом в ассоциации с КППШ, альбитом и лепидолитом.

Химический состав цветных турмалинов Липовки изучен достаточно хорошо, в основном они сложены эльбаитом (окрашенные разности) и редко россманином (бесцветные разности). Первые данные по составу цветных турмалинов были приведены сравнительно недавно [9], а в последнее время опубликованы работы по химизму и зональности литиевых боросиликатов [6, 7]. Мы также решили изучить химический состав полихромного турмалина из «Немецкой» литиеносной пегматитовой жилы (см. табл. 2). Для этой цели был отобран кристалл рубеллита с грубой поперечно-полосчатой зональностью (в продольном сечении) от малинового цвета (вершина кристалла) через розовый центр к бледно-зеленоватому основанию. В поперечном срезе в индивидууме отмечается концентрическая зональность с зеленоватой сердцевинкой и розовой каймой. Продольный срез кристалла и расположение точек микрозондовых анализов представлено на рис. 2.

По данным микрозондового профилирования можно говорить, что визуальная окраска турмалина хорошо согласуется с изменениями в химическом составе. Розовые и малиновые зоны боросиликата обогащены марганцем, железом, кальцием, натрием и фтором, зеленоватые соответственно наоборот и при этом содержат чуть больше глинозема. Содержание лития в каждой цветной зоне было установлено методом ICP-MS (зеленая зона – 6298 г/т, розовая – 6776 г/т, малиновая – 7022 г/т) и при пересчете на окисел они вполне хорошо соотносились с ранее опубликованными результатами. К примеру, в ранней работе [9] количество Li_2O для разноокрашенных эльбаитов приводится от 1,1 до 1,6 мас.%. Исходя из наших кристаллохимических расчетов, розовая и малиновая части кристалла, благодаря высокому содержанию фтора, который варьирует от 1,2 до 1,7 мас.%, относятся к фтор-эльбаиту, а зеленоватая зона является эльбаитом с высоким миналом россманита. Из этого следует, что в литиеносных пегматитовых жилах Липовки наряду с уже известными турмалинами – эльбаитом и россманитом, широко распространен и фтор-эльбаит. И очень даже возможно, что фтор-эльбаит является главным турмалином данных пегматитов. На сегодняшний день нами детально проанализировано три кристалла цветных литийсодержащих турмалинов (темно-синий, розовый и малиновый) и оказалось, что ядро в них сложено эльбаитом (редко – россманитом), а промежуточная зона и кайма – фтор-эльбаитом, т.е. до 2/3 от объема кристалла.

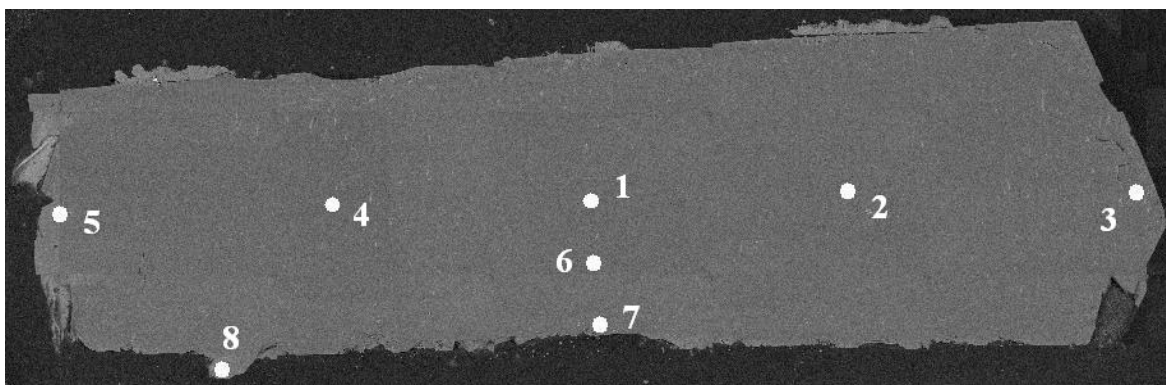


Рис. 2. Продольный срез кристалла, длина около 2 см. Снимок BSE, CAMECA SX 100. Анализы 2-3 – малиновая зона, ан. 1, 6-7 – розовая зона, ан. 4-5, 8 – зеленоватая зона.

В целом, находка трех фторсодержащих минералов (турмалина и включений фтормикролитов в нем) говорит о том, что на заключительной стадии формирования литиеносных гранитных пегматитов Липовки активность фтора была очень высокой. Это подтверждается и вмещающим турмалины лепидолитом (по составу занимает

промежуточное положение между полилитионитом и трилитионитом), а также сопутствующими в парагенезисе минералами – топазом и фторапатитом

Таблица 2

Химический состав (в мас.%) турмалина (продольный срез кристалла)

№	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	39,01	38,76	38,96	38,56	38,90	38,70	38,88	39,51
TiO ₂	-	0,06	0,04	-	0,04	0,04	-	0,06
Al ₂ O ₃	40,05	40,35	41,24	43,32	43,46	40,75	40,04	42,20
Cr ₂ O ₃	-	-	0,01	-	-	-	-	0,04
FeO	0,59	0,25	0,10	-	0,02	0,52	0,45	0,05
MnO	1,76	1,55	0,61	0,12	0,02	1,45	1,90	0,27
MgO	-	0,01	-	-	0,01	-	-	-
CaO	0,60	0,70	0,54	0,32	0,04	0,46	0,63	0,13
Na ₂ O	2,17	2,07	2,16	1,73	1,78	2,12	2,13	1,94
K ₂ O	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Cs ₂ O	-	-	-	0,08	-	0,01	-	0,02
Li ₂ O*	1,46	1,51	1,51	1,35	1,35	1,46	1,46	1,46
F	1,20	1,26	1,66	0,67	0,67	1,22	1,20	0,77
O≡F ₂	-0,51	-0,53	-0,70	-0,28	-0,28	-0,51	-0,51	-0,32
Сумма	86,34	86,01	86,14	85,88	86,02	86,23	86,19	86,14
Кристаллохимические формулы								
1	(Na _{0,65} Ca _{0,10}) _{0,75} (Al _{1,73} Li _{0,95} Mn _{0,24} Fe _{0,08}) ₃ Al ₆ [Si ₆ O ₁₈](BO ₃) ₃ (OH _{3,29} F _{0,71}) ₄							
2	(Na _{0,62} Ca _{0,12}) _{0,74} (Al _{1,76} Li _{0,99} Mn _{0,21} Fe _{0,03} Ti _{0,01}) ₃ Al ₆ [Si ₆ O ₁₈](BO ₃) ₃ (OH _{3,25} F _{0,75}) ₄							
3	(Na _{0,64} Ca _{0,09}) _{0,73} (Al _{1,91} Li _{1,00} Mn _{0,08} Fe _{0,01}) ₃ Al ₆ [Si ₆ O ₁₈](BO ₃) ₃ (OH _{3,29} F _{0,98}) ₄							
4	(Na _{0,52} Ca _{0,05}) _{0,57} (Al _{2,13} Li _{0,84} Mn _{0,02} Cs _{0,01}) ₃ Al ₆ [Si ₆ O ₁₈](BO ₃) ₃ (OH _{3,60} F _{0,40}) ₄							
5	(Na _{0,53} Ca _{0,01}) _{0,54} (Al _{2,16} Li _{0,84}) ₃ Al ₆ [Si ₆ O ₁₈](BO ₃) ₃ (OH _{3,60} F _{0,40}) ₄							
6	(Na _{0,64} Ca _{0,08}) _{0,72} (Al _{1,77} Li _{0,94} Mn _{0,20} Fe _{0,07}) ₃ Al ₆ [Si ₆ O ₁₈](BO ₃) ₃ (OH _{3,27} F _{0,73}) ₄							
7	(Na _{0,64} Ca _{0,10}) _{0,74} (Al _{1,72} Li _{0,96} Mn _{0,26} Fe _{0,06}) ₃ Al ₆ [Si ₆ O ₁₈](BO ₃) ₃ (OH _{3,29} F _{0,71}) ₄							
8	(Na _{0,57} Ca _{0,02}) _{0,59} (Al _{2,00} Li _{0,95} Mn _{0,04} Fe _{0,01}) ₃ Al ₆ [Si ₆ O ₁₈](BO ₃) ₃ (OH _{3,57} F _{0,43}) ₄							

Примечание: ИГГ УрО РАН, микроанализатор CAMECA SX 100, аналитик В.В. Хиллер; * – литий определялся методом ICP-MS в г/т и пересчитан в окислы. Ан. 1-3, 6, 7 – фтор-эльбаит, ан. 4, 5, 8 – эльбаит.

Таким образом, мы установили три новых минерала для литиеносных гранитных пегматитов Липовского жильного поля – фтор-эльбаит, фторнатромикролит и фторкальциомикролит. Последние два танталониобата были обнаружены в виде мелких включений в кристаллах темно-синего фтор-эльбаита. Сам турмалин достаточно широко распространен на Липовке, он слагает промежуточные и краевые зоны цветных и полихромных турмалинов, по крайней мере, фтор-эльбаит был установлен в розовых, малиновых и темно-синих кристаллах. Находка трех фторсодержащих минералов (турмалина и включений в нем) говорит о том, что на заключительной стадии формирования литиеносных гранитных пегматитов Липовки активность фтора была очень высокой.

Авторы благодарят руководство Режевского государственного природно-минералогического заказника (ОГУМПЗ «Режевской») за помощь в проведенных исследованиях.

Работа выполнена в рамках темы № 0393-2016-0019 государственного задания ИГГ УрО РАН.

Литература

1. Емлин Э.Ф., Вахрушева Н.В., Кайнов В.И. Самоцветная полоса Урала: Режевской государственный природно-минералогический заказник. Путеводитель. Екатеринбург-Реж, 2002. 156 с.
2. Ерохин Ю.В., Захаров А.В. Полихромные турмалины и лепидолит из редкометальных гранитных пегматитов Липовского жильного поля (Средний Урал) // Ежегодник-2010. Труды ИГГ УрО РАН, 2011. Вып. 158. С. 135-139.
3. Ерохин Ю.В., Захаров А.В. Манганотанталит и бисмутотанталит из контаминированных пегматитов Липовского жильного поля (Средний Урал) // Четырнадцатые Всероссийские научные Чтения памяти ильменского минералога В.О. Полякова. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013. С. 25-29.
4. Захаров А.В., Ерохин Ю.В. К минералогии танталониобатов в контаминированных пегматитах Липовки (Средний Урал) // Вестник Уральского отделения РМО. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2015. № 12. С. 46-53.
5. Захаров А.В., Ерохин Ю.В. Микролит и связанные с ним стибиотанталит и бисмутотанталит из контаминированных пегматитов Липовского жильного поля (Средний Урал) // Шестнадцатые Всероссийские научные Чтения памяти ильменского минералога В.О. Полякова. Миасс: ИМин УрО РАН, 2015. С. 23-29.
6. Меметова Л.Р., Пеков И.В., Брызгалов И.А. Химический состав и зональность турмалинов в редкометалльно-самоцветных пегматитах Липовки, Средний Урал // Материалы 5 Международного симпозиума «Минералогические музеи». Тезисы докладов. СПбГУ, 2005. С. 151-153.
7. Пеков И.В., Меметова Л.Р. Минералы гранитных пегматитов Липовки, Средний Урал // В мире минералов. Минералогический альманах. М.: ТОО «Альтум», 2008. № 13. С. 7-44.
8. Пеков И.В., Якубович О.В., Щербачев Д.К., Кононкова Н.Н. Магнезиотанталит $(\text{Mg,Fe})(\text{Ta,Nb})_2\text{O}_6$ – новый минерал группы колумбита-танталита из десилицированных гранитных пегматитов Липовки (Средний Урал) // Записки ВМО, 2003. № 2. С. 49-59.
9. Сердюченко Д.П., Большакова Т.Н., Черепивская Г.Е. Турмалины из пегматитов и гранитов Липовки на Урале // Записки ВМО, 1984. Ч. 113. Вып. 4. С. 478-485.

10. Хиллер В.В. Определение бора и кислорода в турмалинах методом рентгеноспектрального микрозондового анализа // Вестник Уральского отделения РМО. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2015. № 12. С. 128-135.
11. Andrade M.B., Atencio D., Persiano A.I.C., Ellena J. Fluorcalciomicrolite, $(\text{Ca}, \text{Na}, \square)_2\text{Ta}_2\text{O}_6\text{F}$, a new microlite-group mineral from Volta Grande pegmatite, Nazareno, Minas Gerais, Brazil // Mineralogical Magazine, 2013. Vol. 77. P. 2989-2996.
12. Atencio D., Andrade M.B., Christy A.G., Giere R., Kartashov P.M. The pyrochlore supergroup of minerals: nomenclature // Canadian Mineralogist, 2010. Vol. 48. P. 673-698.
13. Bosi F., Andreozzi G.B., Skogby H., Lussier A.J., Abdu Y.A., Hawthorne F.C. Fluor-elbaite, $\text{Na}(\text{Li}_{1.5}\text{Al}_{1.5})\text{Al}_6(\text{Si}_6\text{O}_{18})(\text{BO}_3)_3(\text{OH})_3\text{F}$, a new mineral species of the tourmaline supergroup // American Mineralogist, 2013. Vol. 98. P. 297-303.
14. Christy A. G., Atencio D. Clarification of status of species in the pyrochlore supergroup // Mineralogical Magazine, 2013. Vol. 77. P. 13-20.
15. Henry D.J., Novák M., Hawthorne F.C., Ertl A., Dutrow B.L., Uher P., Pezzotta F. Nomenclature of the tourmaline-supergroup minerals // American Mineralogist, 2011. Vol. 96. P. 895-913.
16. Witzke T., Steins M., Doering T., Schuckmann W., Wegner R., Pöllmann H. Fluornatromicrolite, $(\text{Na}, \text{Ca}, \text{Bi})_2\text{Ta}_2\text{O}_6\text{F}$, a new mineral species from Quixaba, Paraíba, Brazil // Canadian Mineralogist, 2011. Vol. 49. P. 1105-1110.

УДК 549+556.51/.54(470.5)

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РЕКИ ЧУСОВОЙ В ПРЕДЕЛАХ ГОРНОПРОМЫШЛЕННОЙ ЧАСТИ СРЕДНЕГО УРАЛА

А. Б. Макаров, О. М. Гуман, И. А. Антонова

Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург

Донные отложения водоемов являются в определенной мере индикатором состояния природной окружающей среды, при этом аккумуляция в них ряда веществ и тяжелых металлов может вызвать вторичное загрязнение [5]. Анализ донных отложений позволяет оценивать характер и природу их загрязнения, что используется в практике экологических исследований. Экологическое состояние водных систем Уральского региона в настоящее время определяется преимущественно исследованием воды [3, 6], реже – поровых вод донных отложений [4], хотя по нашему мнению [2] более информативным является минеральный состав донных отложений, важнейшим объектом исследования при этом являются техногенные частицы, что может позволить определить и источник загрязнения.

Объектом настоящего исследования послужили донные отложения р. Чусовой, пересекающей с востока на запад горнопромышленную зону Среднего Урала, протекающую вблизи таких крупных промышленных центров как г. Ревда и г. Первоуральск. В годовом питании водотоков района преимущественное значение имеют снеговые воды (до 60%), дождевые воды – 15-20%, подземный сток до 25%. Весеннее половодье на реках начинается в среднем в первой декаде апреля, в период интенсивного таяния снежного покрова и заканчивается к середине мая. С конца мая – начала июня устанавливается летняя межень. В летний период дождевые паводки на водотоках являются обычным явлением, характеризуются высокими подъемами уровней воды. Зимняя межень отличается устойчивостью, большой продолжительностью и низким стоком. Форма долины р. Чусовая ящикообразная. Склоны долины реки крутые высотой 10-15 м, поросли сосной и березой высотой 8-12 м. Пойма реки шириной 500-600 м, сильно заболочена, участками поросла кустарником из ивы. Русло в межень шириной 30-40 м, глубиной 1,5-2,0 м. Дно илистое, топкое. Расчетный максимальный расход воды обеспеченностью 1% р. Чусовая к створу устья ручья б/н, вытекающего с территории ОАО «СУМЗ» оценивается в 300 м³/с.

Отбор проб донных отложений проводился в пределах отрезка р. Чусовой выше этих промышленных центров и ниже по течению реки, были опробованы также приток р. Чусовой ручей Караульный и отложения временных водотоков по логам (рис. 1). Всего отобрано 11 проб, для которых изучен состав минеральной части по отмытым серым

В пределах р. Чусовой фракция >1 мм (гравий) составляет от 1,2 до 11%, в её составе преобладают обломки кварца, кварцитов и наиболее распространенных пород – кварц-хлоритовых, кварц-хлорит-серицитовых и углеродистых сланцев. В составе фракции <1 мм (песчаной) выявлены наиболее распространенные в составе пород минералы: кварц, полевые шпаты, амфиболы (в том числе актинолит), хлорит, слюды, реже обломки сланцев и ильменит. Наибольший интерес здесь представляет изучение магнитной фракции, составляющей до 26% серого шлиха в фоновой пробе (ДФ), где практически

весь объем составляет металлическая окалина – уплощенные частицы черного цвета с металлическим блеском с преобладающим размером частиц 1-2 мм.

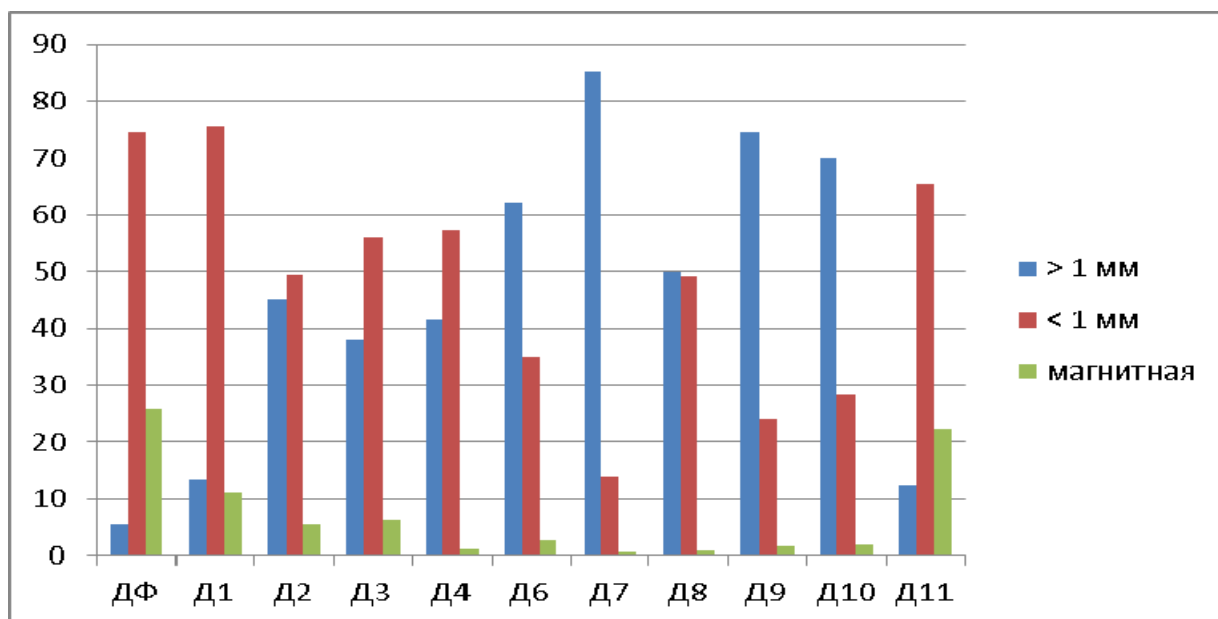


Рис. 2. Соотношение фракций донных отложений. Пробы: ДФ, Д1, Д2, Д3, Д4 – река Чусовая; Д6, Д7, Д8 – ручей Караульный; Д9, Д10 – лог в районе склада; Д11 – водоем у хвостохранилища.

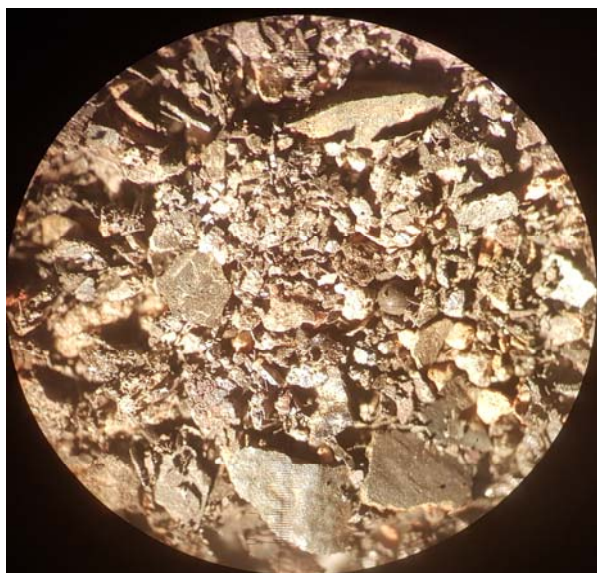


Рис. 3. Пластины окисленной металлической окалины и магнитная сфера в пробе ДФ. Ув. 16^x.

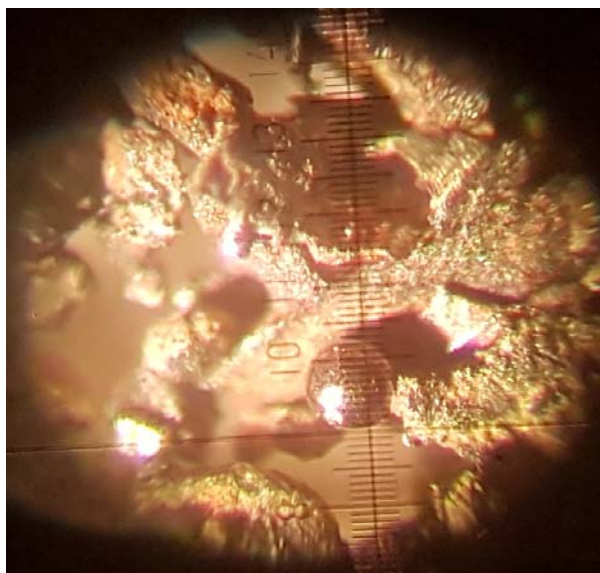


Рис. 4. Магнитные сферы в пробе Д2. Ув. 56^x.

С поверхности частицы слабо окислены, частично покрыты бурыми гидроксидами железа. Подобная окалина образуется преимущественно при изготовлении труб большого диаметра.

Таблица

Минеральный состав серых шлихов донных отложений

№	№ проб	Фракции донных отложений и их состав		
		фракция >1 мм	фракция <1 мм	магнитная фракция
1	ДФ	Обломки кварца, кварцитов, сланцев. Кварц прозрачный, белый, зеленоватый	Кварц, полевые шпаты, амфибол, ильменит, лимонит	Металлическая окалина – уплощенные частицы черного цвета размером до 1-2 мм. С поверхности слабо окислены. Есть магнитные сферы (рис. 3)
2	Д1	Обломки кварца, кварцитов, кварц-хлоритовых, кварц-серицитовых сланцев до 15 мм	Кварц, полевые шпаты, амфибол, лимонит, ильменит	Полая сфера диаметром 2 мм, магнетитовые сферы до 0,05-0,1 мм (10 штук), пластинки металлической окислы
3	Д2	Обломки белого кварца, зеленоватых кварцитов размером до 4 см	Кварц, полевые шпаты, амфибол, слюда, хлорит, ильменит, лимонит	Металлическая окалина (≤ 1 мм) – 80%, магнетит – 20%. Единичные магнитные сферы (рис. 4).
4	Д3	Обломки кварца (до 1 см), кварцитов, сланцев. Осколок стекла	Кварц, полевые шпаты, слюда, хлорит, амфибол, ильменит	Магнетит. Единичные частицы окислы, магнитные сферы
5	Д4	Кварцит серый (до 35 мм); кварц белый; углеродистые сланцы	Кварц, полевые шпаты, слюда, хлорит, амфибол	Магнетит. Единичные пластинки окислы, магнитные сферы
6	Д6	Обломок черного шлака (2 см), обломки углеродистых сланцев, кварц белый, прозрачный	Кварц, полевые шпаты, хлорит, амфибол, ильменит	Магнетит. Единичные пластинки окислы, магнитные сферы
7	Д7	Два крупных обломка (3 и 5 см) белого кварца, гравий кварца, кварцитов, сланцев	Кварц, полевые шпаты, амфибол, хлорит, слюда, ильменит	Магнетит – 100%
8	Д8	Обломки кварц-серицитовых и углеродистых сланцев, уплощенные (до 2 см), обломки кварца и кварцитов	Кварц, полевые шпаты, обломки сланцев, хлорит, биотит	Магнетит, редкие мелкие магнитные сферы, окисленная окалина
9	Д9	Уплощенные, сильно ожелезненные, с бурыми налетами обломки сланцев	Ожелезненные, обломки сланцев, слабо ожелезненные кварц и амфибол	Мелкие (<1 мм с преобладанием около 0,1 мм) остроугольные частицы черных шлаков, частью обожженных
10	Д10	Обломки хлорит-серицитовых сланцев, ожелезненных, до 4 см; кварц, обломки габбро и шлаков	Ожелезненные обломки сланцев, кварц, полевые шпаты, амфибол, ильменит	Мелкие (около 0,1 мм) остроугольные обломки недеплавиловых шлаков
11	Д11	Ожелезненные обломки сланцев и пиритовых руд	Пирит – 40%, кварц – 40%, обломки сланцев – 20%	Магнетит, пирротин в сростках с пиритом

Подобные уплощенные частицы окалины в том или ином количестве характерны для всех проб донных отложений, составляя в пробе Д2 80%. Из природных минералов в магнитной фракции характерно наличие магнетита, техногенные частицы представлены также единичными мелкими (0,05-0,1 мм) магнитными сферами. Последние являются весьма распространенными техногенными частицами, имеющими различное происхождение [1], в том числе формирующиеся и в металлургических процессах.

Исследование донных отложений руч. Караульного – небольшого левого притока р. Чусовой показало в целом сходную картину. Фракция >1 мм здесь составляет в пробах 50,0-85,3%, т.е. отмечается более значительное количество гравийного материала, который представлен помимо достаточно крупных обломков молочно-белого кварца (3-5 см) окатанными обломками кварца, кварцитов, кварц-серицитовых и углеродистых сланцев. Техногенные образования представлены обломком медеплавильных шлаков черного цвета. Фракция <1 мм здесь представлена преимущественно зернами кварца, других породообразующих минералов: полевых шпатов, амфибола, хлорита, биотита и ильменита. В магнитной фракции преобладает магнетит, отмечаются единичные частицы окалины и мелкие магнитные сферы. Содержание магнитной фракции в донных отложениях руч. Караульного невысокое: 0,7-2,8%.

Донные отложения временных водотоков изучались в логе в районе рекультивированного склада строительных песков. Согласно исследованиям двух проб здесь преобладает фракция >1 мм: 68,9-74,3%, в которой отмечаются уплощенные, сильно ожелезненные с бурыми налетами обломки сланцев, а также жильный кварц, единичные обломки габбро и шлаков. Состав фракции <1 мм не отличается значительно от отложений р. Чусовой и руч. Караульного. Магнитная фракция донных отложений лога представлена преимущественно только техногенными образованиями: мелкими остроугольными частицами строительных песков (продукт дробления медеплавильных шлаков), составляющих 1,7-1,8%.

Опробование донных отложений водоёма у хвостохранилища показало, что в шлихе преобладают как обломки пород (сланцев) и пиритных руд (12,4%), так и минералы руд: пирит, кварц, серицит (мусковит), в магнитной фракции – магнетит и пирротин в сростках с пиритом.

Выводы. Донные отложения р. Чусовой в пределах горнопромышленной части Ревдинско–Первоуральского промышленного узла в своем составе несут обломки наиболее распространенных в районе пород и минералов. В то же время техногенное влияние промышленных предприятий проявляется в наличии в донных отложениях наиболее характерных для предприятий промышленного узла техногенных образований: частиц шлаков, окалины и магнетитовые сферы, что по нашему мнению даёт возможность оценивать влияние предприятий преимущественно по результатам изучения магнитной фракции донных отложений.

Литература

1. *Макаров А.Б., Осовецкий Б.М., Антонова И.А.* Магнитные сферулы из почв вблизи шлакового отвала Нижнетагильского металлургического комбината // Известия Уральского государственного горного университета, 2017. Вып. 4 (48). С. 42-45.
2. *Макаров А.Б., Антонова И.А., Хасанова Г.Г.* Тяжелые металлы в компонентах техногенных водоемов Уральского региона // Вестник Уральского отделения РМО. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2017. № 14. С. 81-86.
3. *Макушев Д.Ю.* Влияние сточных вод Среднеуральского медеплавильного завода на реку Чусовую // Известия Уральской государственной горно-геологической академии, 2003. Серия: Геология и геофизика. Вып. 18. С. 291-297.
4. *Носаль А.П.* Изучение распространения металлов в донных отложениях реки Чусовой // Уральский геологический журнал, 2002. № 3 (27). С. 105-117.
5. *Попов А.Н.* Влияние донных отложений на состояние водотоков и водоемов // Мелиорация и водное хозяйство, 2001. № 1. С. 28-32.
6. *Ревво А.В., Хохряков А.В., Медведева И.В., Цейтлин Е.М.* Воздействие предприятий горно-металлургического комплекса на динамику загрязнения реки Чусовой // Известия вузов. Горный журнал, 2015. № 2. С. 67-74.

УДК 549.612.3(470.5)

ОСОБЕННОСТИ ЗОНАЛЬНЫХ ПОЛИХРОМНЫХ ТУРМАЛИНОВ С МЕДВЕДЕВСКОГО РЕДКОМЕТАЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (СРЕДНИЙ УРАЛ)

Р. А. Обоскалов¹, М. П. Попов^{1,2}

¹*Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург*

²*Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург*

Медведевское редкометальное месторождение было открыто в 1960-х гг. Его площадь составляет около 5 км². Оно находится в 30 км на северо-восток от г. Нижняя Салда (Средний Урал). Сейчас месторождение законсервировано и, в настоящее время, представляет собой серию задернованных магистральных канав и шурфы.

Медведевское редкометальное месторождение локализовано в теле Талицкого ультраосновного массива, представленного апоперидотитовыми массивными серпентинитами. Наблюдаемая мощность серпентинитов составляет около 1,5 км. Массив вытянут в субмеридиональном направлении, и залегает в переслаивающейся метаморфической толще, сложенной амфиболовыми, кварц-серицитовыми, кварц-хлоритовыми, хлорит-эпидотовыми и реже альбитовыми сланцами. В восточной части метаморфический комплекс граничит со среднезернистыми биотитовыми гранитами Гаевского массива, являющегося северным продолжением Мурзинского массива. В северной части серпентиниты граничат с местами альбитизированными пегматоидными гранитами, залегающими субпараллельно границам массива (рис. 1). В серпентинитах наблюдаются метасоматические зоны, которые представлены развитием интенсивной флогопитизации (т.е. сложены слюдами). Особенно интенсивно данный процесс проявлен около полевошпатовых линз, имеющих, как правило, северо-восточное простирание. Мощность линз варьирует в широких пределах, достигая нескольких десятков метров в северной части Талицкого массива. Из видимых минералов, линзы содержат помимо полевого шпата слюду и берилл темно-зеленого и зеленовато-желтого цвета. При этом содержание берилла может достигать 15% от объема породы [1].

Пегматиты на месторождении представлены слабодифференцированными микроклин-альбитовыми и альбитовыми жилами. Минералогические и структурные особенности пегматитовых тел объясняются различными условиями кристаллизации и удаленностью от материнского очага. Пегматиты внутренних зон Гаевского массива по составу и строению близки к нормальным. Пегматиты, локализованные в экзоконтакте, в том числе и в серпентинитах Талицкого массива, отличаются от пегматитов внутренних

зон повышенным содержанием редкометалльных и редкоземельных элементов (ниобия, тантала, бериллия, иттербия, лития и др.). Главными породообразующими минералами всех видов пегматитов являются: микроклин, олигоклаз, альбит, кварц, мусковит. Тела имеют средне- и грубозернистую структуру, иногда переходящую в блоковую. Эндоконтатные части жил сложены маломощной зоной альбит-олигоклаза, интенсивно серицитизированной, часто каолинизированной. Нередко альбит-олигоклазовая зона полностью замещена мусковит-кварц-альбитовым комплексом. По простиранию пегматитовые жилы прослеживаются до 600 метров, имея в основном субширотное простирание. Мощность жил варьируется от 0,5 до 12 метров, уменьшаясь на выклинивании до 0,1-0,3 м [2].

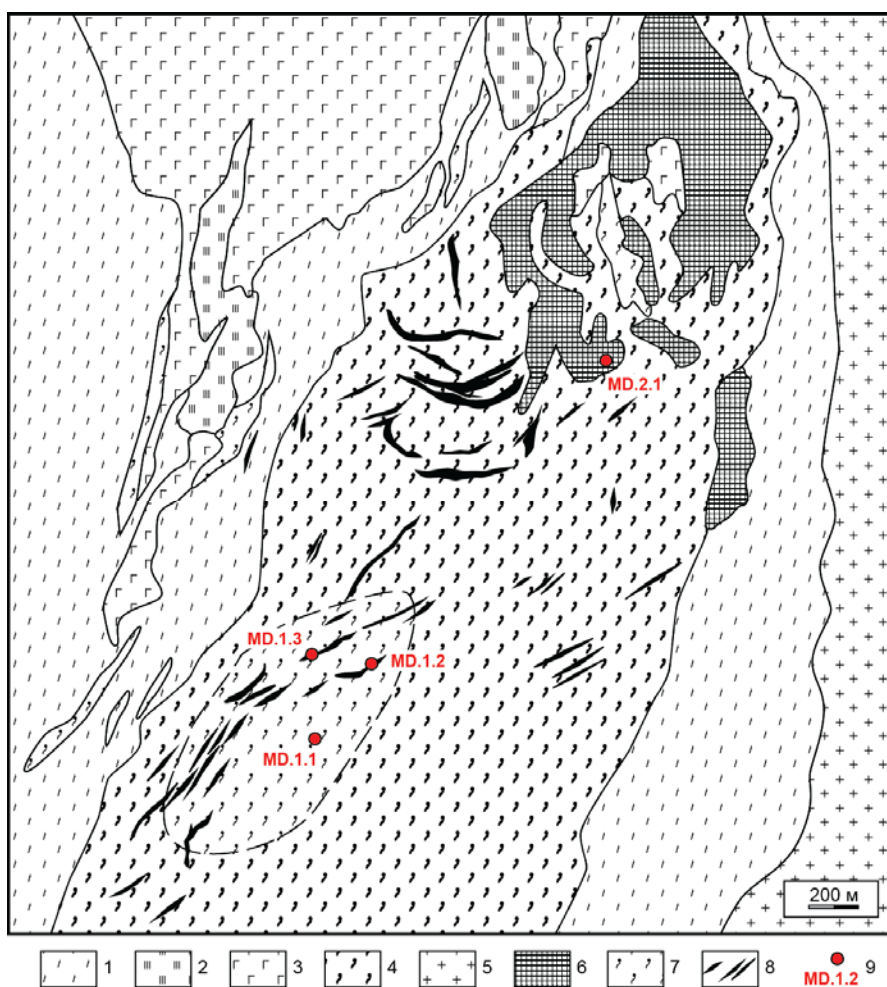


Рис. 1. Схема геологического строения проявления Медведовское (по материалам Махневской геологоразведочной партии Зауральской экспедиции, 1964 г.). Условные обозначения: 1 – амфиболовые сланцы, 2 – опоки, 3 – амфиболизированное габбро, 4 – серпентиниты, 5 – биотитовые граниты, 6 – пегматоидные граниты, 7 – слюдиты, 8 – берилл-плагиоклазовые линзы, 9 – точки отбора проб.

При проведении полевых работ 2016 г. была изучена пегматитовая жила, мощностью 2 м, из которой было отобрано несколько образцов (рис. 2). Жила находится в кварц-

хлоритовых сланцах и сложена микроклин-альбит-мусковит-кварцевым агрегатом. В жиле отмечены кристаллы граната размером от 0,1 до 2 мм в полевом шпате, а также светлая слюда, предположительно лепидолит, в виде крупных чешуек размером от 0,5 до 2,5 см.



Рис. 2. Зачистка пегматитовой жилы на Медведевском месторождении.

При изучении образцов микроклин-плагиоклазового пегматита нами были обнаружены две разновидности кристаллов турмалина.

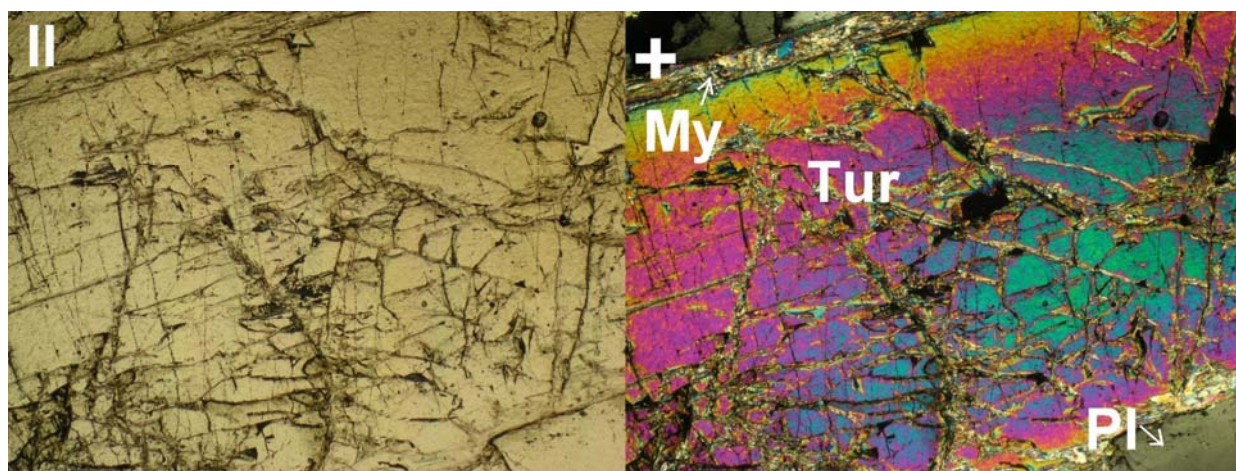


Рис. 3. Внутреннее строение кристалла зонального турмалина (Tur – турмалин, Mu – мусковит, Pl – плагиоклаз).

Первая разновидность встречена внутри плагиоклаза. Она представлена трещиноватыми призматическими кристаллами от 1-5 мм по длинной оси и редко лучистыми агрегатами до 4-5 мм. Цвет их черный, в тонких сколах коричневый. Вторая разновидность встречена в мелких пустотах и «кавернах» плагиоклаза и представлена кристаллами до 5 мм по длинной оси и 2 мм в сечении. Цвет их варьирует от темно-коричневого до слабо-розового. В кристаллах часто наблюдается поперечная зональность: центр – коричневато-фиолетовый, края – серовато-розовые. При изучении зонального

турмалина второй разновидности в шлифах были обнаружены множественные трещины и деформационные нарушения внутри кристаллов. Во многих местах (снаружи кристаллов и внутри около трещин) наблюдается замещение турмалина мусковитом, что указывает о наложенных вторичных изменениях после кристаллизации минерала (рис. 3, 4). Отношения (контакты) с плагиоклазом и микроклином – неровные.

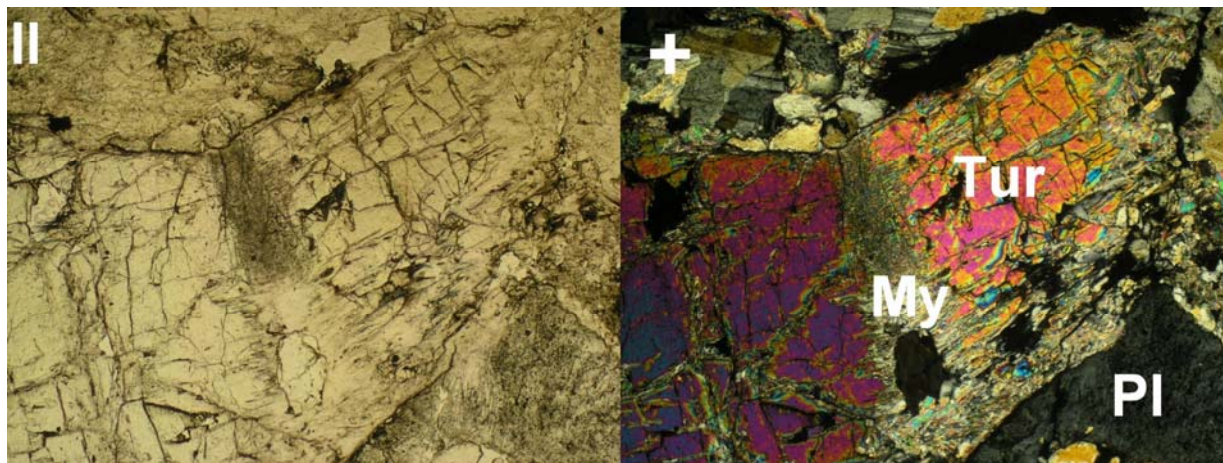
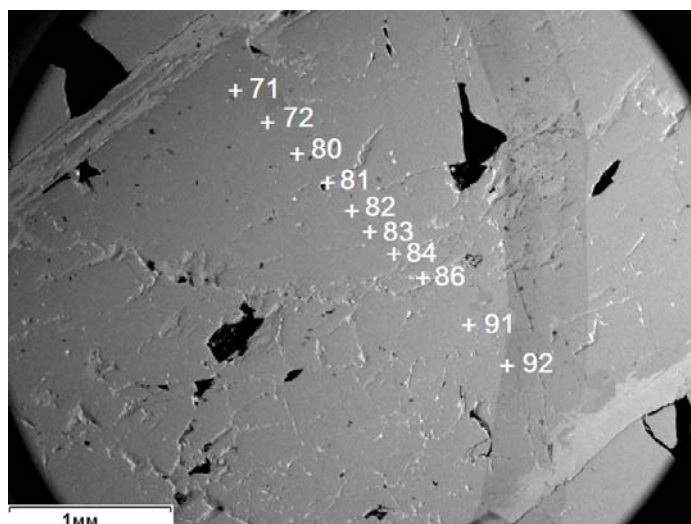


Рис. 4. Вторичные изменения по трещинам в турмалине (Tur – турмалин, My – мусковит, Pl – плагиоклаз).

Рис. 5. Фрагмент зонального кристалла турмалина второй генерации (фото в BSE).



Химический состав зонального турмалина изучен на сканирующем электронном микроскопе Jeol JSM-639LV с приставкой EDS X-max 80 (оператор И.А. Готтман, ИГГ УрО РАН). Был исследован поперечный срез кристалла (рис. 5). Результаты анализов приведены в таблице. По данным анализов можно сделать вывод о том, что центральная зона кристалла зонального турмалина – обогащена магнием, железом (железо общее), натрием, титаном, краевая часть более обогащена кальцием. При этом по железу выявлено постепенное увеличение от края к центру, а кальций убывает в обратном порядке. Недостаток суммы анализов связан с невозможностью измерить легкие элементы.

Таблица

Состав турмалина (в мас.%) из пегматитов Медведевского месторождения

№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MnO	FeO	CaO	Na ₂ O	MgO	H ₂ O	B ₂ O ₃	Li ₂ O	Сумма
71	31,65	0,26	37,52	2,25	0,37	0,86	1,63	-	2,7	11,00	2,05	90,29
72	31,70	0,23	36,71	3,12	0,56	0,74	1,80	-	2,7	11,00	2,37	90,93
80	33,44	0,38	37,96	3,64	4,34	0,38	1,96	0,39	2,7	11,00	2,28	98,47
81	33,13	0,41	37,70	3,87	4,31	0,36	2,13	0,32	2,7	11,00	2,38	98,31
82	33,20	0,35	38,00	3,86	4,37	0,43	2,02	0,37	2,7	11,00	2,33	98,63
83	33,33	0,39	37,83	3,63	4,23	0,34	2,11	0,41	2,7	11,00	2,15	98,12
84	33,46	0,44	38,00	3,80	4,05	0,40	2,08	0,35	2,7	11,00	2,37	98,65
86	33,63	0,35	38,68	4,07	3,87	0,45	2,08	0,38	2,7	11,00	2,35	99,56
91	34,18	0,25	39,43	4,57	0,71	0,53	2,04	-	2,7	11,00	2,4	97,81
92	34,04	0,30	39,53	3,47	0,60	0,59	1,95	-	2,7	11,00	2,37	96,55
Кристаллохимический пересчет												
71	(Na _{0.54} Ca _{0.16}) _{0.70} (Li _{1.41} Al _{1.01} Mn _{0.33} Fe _{0.05} Ti _{0.03}) _{3.0} Al ₆ (BO ₃) ₃ [(Si _{5.43} Al _{0.57}) ₆ O ₁₈](OH)											
72	(Na _{0.60} Ca _{0.14}) _{0.74} (Li _{1.60} Al _{0.84} Mn _{0.45} Fe _{0.08} Ti _{0.03}) ₃ Al ₆ (BO ₃) ₃ [(Si _{5.41} Al _{0.59}) ₆ O ₁₈](OH)											
80	(Na _{0.60} Ca _{0.06}) _{0.66} (Li _{1.43} Fe _{0.57} Mn _{0.49} Al _{0.37} Mg _{0.09} Ti _{0.05}) ₃ Al ₆ (BO ₃) ₃ [(Si _{5.23} Al _{0.77}) ₆ O ₁₈](OH)											
81	(Na _{0.65} Ca _{0.06}) _{0.71} (Li _{1.49} Fe _{0.57} Mn _{0.52} Al _{0.29} Mg _{0.08} Ti _{0.05}) ₃ Al ₆ (BO ₃) ₃ [(Si _{5.25} Al _{0.75}) ₆ O ₁₈](OH)											
82	(Na _{0.62} Ca _{0.07}) _{0.69} (Li _{1.46} Fe _{0.58} Mn _{0.52} Al _{0.31} Mg _{0.09} Ti _{0.04}) ₃ Al ₆ (BO ₃) ₃ [(Si _{5.24} Al _{0.76}) ₆ O ₁₈](OH)											
83	(Na _{0.65} Ca _{0.06}) _{0.71} (Li _{1.36} Fe _{0.56} Mn _{0.49} Al _{0.44} Mg _{0.10} Ti _{0.05}) ₃ Al ₆ (BO ₃) ₃ [(Si _{5.28} Al _{0.72}) ₆ O ₁₈](OH)											
84	(Na _{0.64} Ca _{0.07}) _{0.71} (Li _{1.48} Fe _{0.53} Mn _{0.51} Al _{0.35} Mg _{0.08} Ti _{0.05}) ₃ Al ₆ (BO ₃) ₃ [(Si _{5.28} Al _{0.72}) ₆ O ₁₈](OH)											
86	(Na _{0.63} Ca _{0.08}) _{0.71} (Li _{1.45} Mn _{0.54} Fe _{0.51} Al _{0.37} Mg _{0.09} Ti _{0.04}) ₃ Al ₆ (BO ₃) ₃ [(Si _{5.25} Al _{0.75}) ₆ O ₁₈](OH)											
91	(Na _{0.63} Ca _{0.09}) _{0.72} (Li _{1.50} Al _{0.77} Mn _{0.61} Fe _{0.09} Ti _{0.03}) ₃ Al ₆ (BO ₃) ₃ [(Si _{5.41} Al _{0.59}) ₆ O ₁₈](OH)											
92	(Na _{0.61} Ca _{0.10}) _{0.71} (Li _{1.50} Al _{0.91} Mn _{0.47} Fe _{0.08} Ti _{0.04}) ₃ Al ₆ (BO ₃) ₃ [(Si _{5.45} Al _{0.55}) ₆ O ₁₈](OH)											

Примечание: ан. 71-72 и ан. 91-92 – краевая зона, 80-86 – центральная зона турмалина. В таблице содержание B₂O₃ и H₂O приведено согласно теоретическому содержанию, содержание Li₂O рассчитано согласно кристаллохимической формуле.

Выводы:

1. Впервые описаны полихромные турмалины с Медведевского редкометального месторождения, по составу относящиеся к эльбаиту.
2. В турмалинах прослеживается зональность по базопинакоиду и неоднородность состава.

Литература

1. Бидный А.С. Минералогия, возраст и генезис проявлений берилла Уральской изумрудоносной полосы. Автореферат... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2012. 18 с.
2. Гальцин Ю.П. Поисковые работы на изумруд в пределах Нижнее-Салдинской и Шилов-Конеvской площадей. Отчет Центральной партии за 1995-2000 гг.

УДК 947.085

**АЛЬМАНАХ «УРАЛЬЦЫ НА КОЛЫМЕ И ЧУКОТКЕ» – УНИКАЛЬНОЕ
ИСТОРИЧЕСКОЕ ИЗДАНИЕ (К 20-ЛЕТИЮ ВЫПУСКА 1-ГО ТОМА)**

Ю. А. Поленов

Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург

Наверное, нет более на земле таких мест, как Колыма и Чукотка, где бы так тесно переплелись человеческие судьбы и технический прогресс, где соседствовали рядом счастье и горе, романтика первопроходцев и первооткрывателей несметных богатств и ныне опустевшие, некогда многолюдные и шумные города и поселки.

Открытие богатого золотоносного района в верховьях реки Колымы в 1928-1929 гг. первой Колымской экспедицией под руководством геолога Ю.А. Билибина со смелой и уверенной прогнозной оценкой перспектив крупной золотоносной провинции – это яркая страница отечественной геологии, а последовавшее затем стремительное промышленное освоение Колымско-Чукотского края – героический подвиг советского народа.

Масштабные геологические и горные работы вдохнули жизнь в некогда безлюдный и суровый Северо-Восток России. Здесь в первой половине XX столетия осваивались богатейшие месторождения золота, вольфрама, олова, серебра и многих других, очень нужных государству металлов. За 1930-1995 гг. общая добыча золота превысила 3200 тонн. За эти годы проложены тысячи километров шоссейных дорог, построены речные и морские порты, аэродромы, стали жить многочисленные поселки и города, рудники, прииски, объекты энергетики и многое другое. Многие годы все это существовало в могущественнейшей системе Дальстроя Министерства внутренних дел СССР.

Вот почему достоин самого глубокого уважения и признательности труд составителей альманаха «Уральцы на Колыме и Чукотке», в котором собраны биографии людей, многие годы работавших в описываемых местах. Эти люди – малая часть тех, кто в экстремальных условиях осваивал Колыму и Чукотку. 2018 год – год 90-летия геологической службы Северо-Востока, темпам освоения и развития которого нет аналогов в мировой практике.

Вклад уральцев в освоение Северо-Востока России очень значителен. Это были специалисты горно-геологического профиля, работавшие на геологических изысканиях, приисках, шахтах и рудниках, в основном выпускники Свердловского горного института и других вузов и техникумов Урала. Из нескольких тысяч выпускников, получивших направление на работу в Дальстрой, авторам сборника удалось найти чуть больше пяти десятков фамилий. Альманах «Уральцы на Колыме и Чукотке» содержит воспоминания

ветеранов, воскрешающие трудную и великую историю освоения Северо-Востока страны в 30-80-х гг.

История - это наши дела и нереализованные намерения. Вполне возможно, что гении и герои действительно вершат историю, но делают ее обыкновенные люди. «История – человек во времени», – писал А. Блок. Большую значимость приобретают сейчас фонды, архивы, коллекции устных и письменных свидетельств рядовых участников этого деяния. Каждое издание подобных документов – событие нравственного, а не только просветительского порядка. В Екатеринбурге примером такого поступка такого издания стал альманах «Уральцы на Колыме и Чукотке».

Сбор материалов для альманаха, выросшего со временем в настоящую документальную эпопею, начался в 1995 году по инициативе екатеринбургского Союза ветеранов войны и труда Крайнего Северо-Востока, который возглавлял И.М. Нечеухин (рис. 1). Большое содействие ему оказал Уральский геологический музей и его структурное подразделение Музей истории Уральской государственной горно-геологической академии.

Первая книга альманаха вышла в 1998 году (ответственный редактор И.М. Нечеухин) и была посвящена 70-летию Геологической службы Северо-Востока (рис. 2). Основным ее содержанием стали «жизнеописания» выпускников Свердловского горного института и других уральских вузов и техникумов, в разное время внесших свою трудовую лепту в разведку и добычу золота и других ценных металлов на малопригодной для жизни окраине, ставшей, тем не менее, «валютной кладовой» страны.

В трех книгах альманаха помещено более 150 биографических и автобиографически повествований. Краткие справки, развернутые мемуары, письма, стихи, бесценные редкие фотографии. Смещение жанров и стилей не заслонило главную идею книги – в хронологическом порядке восстановить историю северо-восточной уральской «диаспоры» и параллельно – историю Дальстроя, созданного в 1931 году для хозяйственного освоения Колымы.

Как известно, чаще всего люди попадали сюда не по своей воле. «Даровая рабочая сила многочисленных лагерей, отлаженная договорная система Дальстроя соединили миллионы человеческих судеб в освоении сурового края, – написал в предисловии первой книги ректор УГГГА И.В. Дементьев. – Здесь встретились молодой специалист – вчерашний выпускник Свердловского горного института – и солдат, прошедший пять лет войны и получивший «десятку» Колымы за фашистский плен, – оба горные инженеры. Сюда возвращались, получив специальное образование, дети репрессированных родителей... Следы этого подвига остались в истории. Но очень многое находится на грани забвения и может уйти навсегда вместе с участниками этих великих событий».

Первая книга альманаха сразу же была отмечена как событие культурной и общественной жизни нашей страны, а издатели получили множество благодарных писем от авторов и читателей со всех концов России, а также из-за рубежа.



Рис. 1. Редколлегия альманаха «Уральцы на Колыме и Чукотке» (2001 г.). Слева на право: Н.В. Ичетовкин, Н.А. Журавлева, В.К. Долганов, Р.З. Пчелинцева, Ю.А. Поленов, ректор УГГГА И.В. Дементьев, И.М. Нечеухин, В.Г. Зенков.

Издание второй книги альманаха (2001 г.) (ответственный редактор В.Г. Зенков) было приурочено к 85-летию Горной академии. Перед читателем проходят десятки судеб – трудных, порой трагических – но все-таки состоявшихся и этим в конечном счете оправдавших жизнь и работу, время и место исторической «прописки». Именно о таких людях писал русский поэт, один из миллионов политзаключенных ГУЛАГа Анатолий Жигулин: «Вы были выше и упрямей своей трагической судьбы...». Книгу дополнили разделы: «Родные вспоминают», «История УСВИТЛа», «Колымский эпос». На презентации второй книги в УГГГА выпускник Свердловского горного института Губернатор Свердловской области Э.Э. Россель оценил альманах как свидетельство доброй памяти об уральских геологах, навсегда оставшейся в истории страны.

В третьей книге (2005 г.) (ответственный редактор В.Г. Зенков) кроме материалов, продолжающих основную канву альманаха, включены новые разделы: «Уральцы в Саха-Якутии», «Традиции. Культура. Искусство», а также исторические очерки: «Северо-Восток в годы Великой Отечественной войны», «История Северо-Востока в лицах».

Создатели альманаха, сумели установить баланс частного взгляда (биографии, авторские воспоминания, стихи, рассказы и т.д.) и хронико-документального обобщения, в результате чего читателю открывается действительно эпоха, специфическая культурная общность, «архипелаг» внутри материка, не только уходящий ныне на дно памяти, но и действительно стоящий на грани исчезновения.

Первая книга альманаха «Уральцы на Колыме и Чукотке» уже через два года стала библиографической редкостью. В связи с выходом второй и третьей книг возрос спрос на первую книгу. В 2007 году было выпущено второе издание первой книги «Уральцы на

Колыме и Чукотке» (рис. 3), в которой в качестве приложения помещены отзывы докторов геолого-минералогических наук В.М. Мерзлякова и В.И. Шпикермана на все три книги альманаха в целом и выдержки из статьи Е. Извариной «Мы были и упрямей своей трагической судьбы».



Рис. 2. Участники презентации первой книги альманаха «Уральцы на Колыме и Чукотке» (декабрь 1998 г.). В первом ряду слева на право: Л.В. Анфимов, И.П. Кордюков, В.В. Арбузов, В.Я. Комарский, И.М. Нечеухин, Г.И. Чайко, А.Г. Григорьев, Ю.Г. Крежевских.



Рис. 3. Участники презентации второй книги альманаха «Уральцы на Колыме и Чукотке» (2007 г.) с приглашенным Губернатором Свердловской области Э.Э. Росселем.

Выдержка из отзыва на альманах В.И. Шпикермана – ведущего научного сотрудника ВСЕГЕИ, доктора геолого-минералогических наук, ветерана труда Магаданской области: – «Каждый раз, когда я беру в руки один из томов альманаха «Уральцы на Колыме и Чукотке», у меня возникает трепетное ощущение, что я держу пластину темного уральского малахита с просечками колымского золота. Не знаю, случайно так получилось или было задумано, но даже дизайн обложки символизирует единение двух регионов и точно отражает содержание всех трех книг».

Несколько лет назад, рассказывая в своих лекциях студентам магаданских вузов об истории освоения богатств Колымы, я сетовал, что история эта полна замечательных событий и сюжетов, но не нашлось пока художника слова уровня Джека Лондона, который смог бы представить миру эти сюжеты в тех красках, которых они заслуживают. Однако сейчас, перелистывая страницы альманаха, я все более и более убеждаюсь в мысли, что Северо-Востоку России повезло, пожалуй, больше, чем Северу Американского континента. И везенье это не в том, что у нас найдено и добыто гораздо больше золота, а в том, что в Центре России, в городе Екатеринбурге, возникла группа инициативных единомышленников, благодаря которым десятки людей, непосредственно причастных к освоению богатств Крайнего Северо-Востока, смогли и, надеюсь, еще смогут поделиться своими рассказами, без которых история этого удивительного края была бы неполной. Уникальное издание книг «Уральцы на Колыме и Чукотке» уже стало таким коллективным повествованием.

Я, в прошлом уральский парнишка, выросший на задворках уральских приисков и рудников, окончивший в 1973 году СГИ, проработавший затем около 30 лет на Колыме, могу утверждать, мои дорогие коллеги и дважды земляки, что созданный вами альманах стал, любим многими бывшими северянами, и не только с Урала. Некоторые мои коллеги в Санкт-Петербурге выпрашивают у меня тома этого сборника, с тем, чтобы прочитать в них о своих знакомых, а часто и о себе тоже. Страницы альманаха активно копируются и направляются в письмах родственникам и знакомым. Это ли не достойная оценка труда редколлегии и моего родного вуза. Спасибо вам за ваш труд и сподвижничество! Надеюсь, что работа над альманахом будет продолжена».

Чтобы жить, человек нуждается в нравственной опоре – не только в прошлом, но и в будущем. Частица народной памяти сохранена, альманах «Уральцы на Колыме и Чукотке» издается и находит благодарного читателя.

Статья подготовлена с использованием материалов И.В. Дементьева, В.И. Шпикермана и Е. Извариной, опубликованных во втором издании первой книги «Уральцы на Колыме и Чукотке».

УДК 553.07(470.55)

ХРУСТАЛЕНОСНЫЕ КВАРЦЕВЫЕ ЖИЛЫ СВЕТЛИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПЬЕЗОКВАРЦА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Ю. А. Поленов, В. Н. Огородников

Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург

В последние десятилетия значительно увеличился объем исследований с использованием современных точных методов изучения минералов и горных пород без четкого места отбора образцов, а нередко и отобранных в предыдущие годы выполнения полевых работ. Следует помнить «золотое» правило геологоразведчика: «без объективного познания условий и процессов формирования месторождений полезных ископаемых невозможно раскрыть закономерности в размещении рудных тел и месторождений» [1].

Авторы статьи, изучающие месторождения разных типов кварца более полувека, сочли необходимым изложить уточненное представление о хрусталеносных объектах – кварцевых жилах, хрустальных погребках (гнездах), минерализованных полостях и трещинах.

Кварцево-жильные тела выполнения Урала являются раннеколлизийными и позднеколлизийными образованиями. Первые генетически связаны с гранитоидами тоналит-гранодиоритовой формации, а вторые с гранитами гранитной формации. Несмотря на их разновозрастность, механизм и физико-химические условия их образования очень схожие, в связи с чем визуально не всегда можно сразу разделить кварцевые жилы на ранне- и позднеколлизийные.

СВЕТЛИНСКОЕ ХРУСТАЛЕНОСНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Светлинское хрусталеносное месторождение располагается в пределах Восточно-Уральской мегазоны. Западной границей месторождения служит шовная зона, разделяющая Восточно-Уральскую и Тагило-Магнитогорскую мегазоны. Рудные поля располагаются в западном экзоконтакте Борисовского массива гранито-гнейсов герцинского возраста в пределах метаморфизованной толщи осадочных пород палеозойского возраста, представленных разнообразными кристаллическими сланцами. В восточной части месторождения породы прорваны небольшими телами гранит-аплитов. Основной структурой месторождения является антиклинальная складка IV порядка, на крыльях которой сконцентрированы кварцевые жилы. На месторождении выделены

Западное кварцево-жильное поле на западном крыле и Центральное кварцево-жильное поле – на восточном крыле [2].

КВАРЦЕВЫЕ ЖИЛЫ ВЫПОЛНЕНИЯ

На Светлинском месторождении за длительный период разведки задокументированы и опробованы сотни кварцевых жил, подавляющее число которых относится к жилам выполнения. Для таких жил общепринятым считается практически полный привнос кремнезема гидротермальными растворами с последующим отложением его в полых трещинах [2, 5, 6].

Кварцево-жильные тела выполнения Урала являются раннеколлизийными и позднеколлизийными образованиями. Первые генетически связаны с гранитоидами тоналит-гранодиоритовой формации, а вторые с гранитами гранитной формации. Несмотря на их разновозрастность, механизм и физико-химические условия их образования очень схожие, в связи с чем визуально не всегда можно разделить кварцевые жилы на ранне- и позднеколлизийные. По нашим наблюдениям крупные кварцевые тела Западного кварцево-жильного поля были сформированы в раннеколлизийную стадию, а большинство кварцевых жил Центрального кварцево-жильного поля – позднеколлизийный этап [3].

Размеры и форма жил выполнения полностью обусловлены системой трещин, причём чаще они приурочены к трещинам скола, и несколько реже отмечается их связь с трещинами отрыва.

В тех же случаях, когда эти жилы приурочены к сколовым трещинам (рис. 1), для них, помимо небольших и средних размеров и линзовидной формы характерна ещё и плитообразная форма со значительными размерами по простиранию (до 100 м), падению (до 20-50 м) и, в сравнении с этими размерами, незначительная мощность (редко до 2-3 м). Контакты таких жил с вмещающими породами чёткие и резкие, и, как правило, прямолинейные.

Жилы выполнения, приуроченные к трещинам отрыва, частично используют другие системы трещин, в связи с чем их контакты резкие, но неровные волнистые, местами с выступами и впадинами. На месторождении к ним относятся мономинеральные кварцевые жилы № 582 и № 500. Зачастую можно наблюдать переход такой жилы из трещины отрыва в трещину скалывания. Боковые породы практически не затронуты синхронными процессами изменений. Их длина по простиранию колеблется от 2 до 15 м, по падению – от 1-2 до 5-7 м и по мощности – от 0,1 до 1-2 м.

Описываемые жилы относятся к мономинеральным кварцевым образованиям и сложены молочно-белым крупно- и гигантозернистым кварцем, среди которой встречаются участки светло-дымчатого стекловидного кварца, замутнённого вдоль нескольких систем пересекающихся трещин. Отдельные блоки жильного кварца

отделяются друг от друга индукционными гранями и достигают в размерах (по удлинению) 30-40 см, причём оси третьего порядка индивидов кварца ориентированы перпендикулярно или под достаточно большим углом к зальбандам (рис. 2). В качестве аксессуарных минералов встречены рутил, пирит, ильменит, турмалин [8].

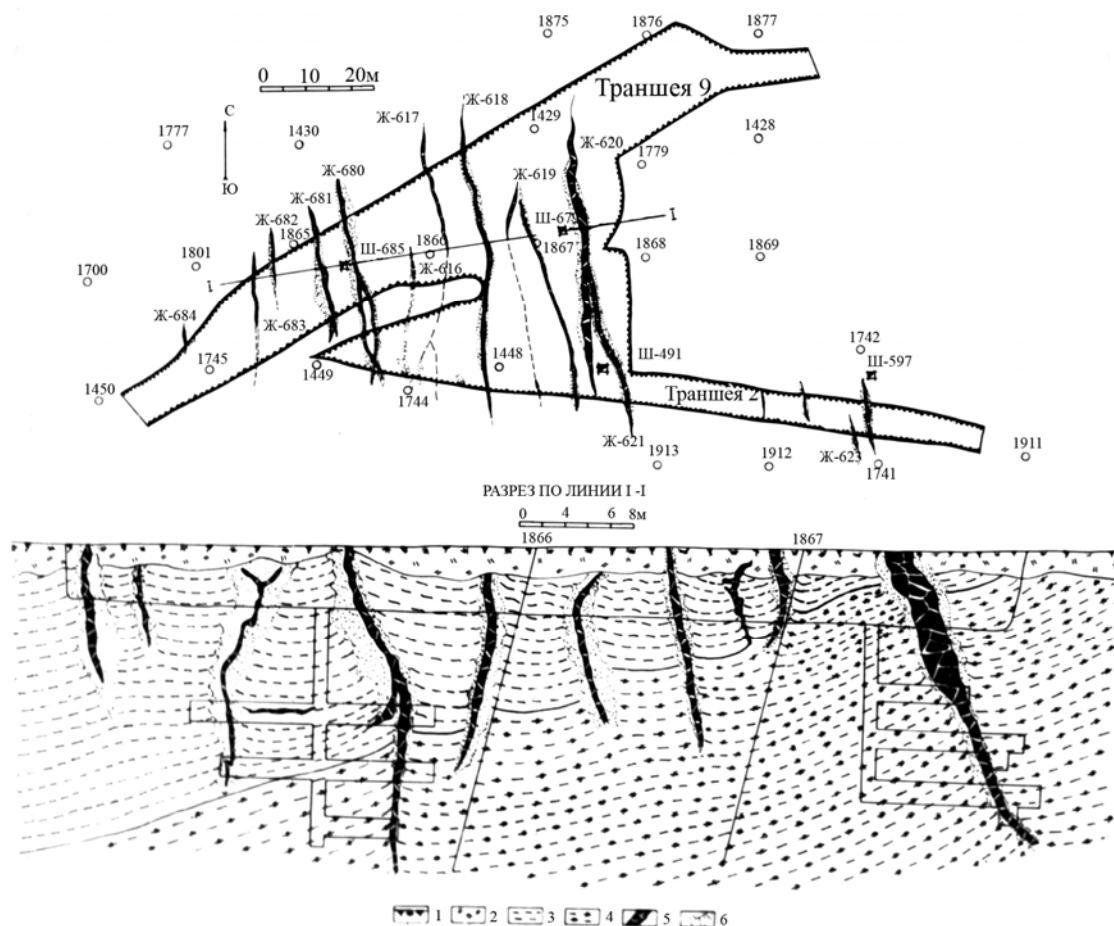


Рис. 1. Жилы выполнения. Светлинское хрусталеносное поле. Участок II-Водораздельный, траншеи № 2, 9: Условные обозначения: 1 – почвенно-растительный слой; 2 – элювий; 3 – биотит-кварцевый сланец; 4 – двуслюдяно-кварцевый сланец; 5 – кварцевые жилы; 6 – измененные сланцы.



Рис. 2. Шесты кварца из жилы выполнения. Светлинское месторождение горного хрусталя. Участок 2-ой Водораздельный. Жила № 582.

С увеличением размеров тел в их зальбандах появляется ореол осветлённых пород мощностью 0,1-0,3 м, обусловленный слабым окварцеванием или слабой серицитизацией кристаллических сланцев. Помимо этого, окварцевание вмещающих пород иногда выражено и в развитии мелких параллельных и сопряжённых мономинеральных кварцевых прожилков. Кроме окварцевания и серицитизации, на выклинивании по падению крупных жил описываемого типа иногда отмечается оторочка мощностью 1-2 см из крупночешуйчатого биотита.

Хрусталеносными считаются те кварцевые жилы, к которым приурочены гнезда с кристаллами кварца. Полости, в которых образуются кристаллы кварца совместно с парагенетическими минералами, принято называть хрустальными гнездами или хрустальными погребками [1].

Кварцевые жилы и хрустальные гнезда являются последовательными звеньями единого гидротермального процесса. Однако образование промышленных хрустальных гнезд происходило позднее кварцевых жил и во многих случаях после интерминерализационного перерыва. Следует подчеркнуть, что хрустальные гнезда преимущественно связаны с обновлением «старых трещин», которые заново были перезаложены при поздних тектонических напряжениях. Что возможно при условии полного совпадения планов деформации раннего этапа с более поздним [1].

На Светлинском месторождении типовыми объектами хрусталеносных кварцевых жил является мономинеральные кварцевые жилы № 582 и № 500, к которым приурочены наиболее крупные на месторождении хрустальные гнезда с кондиционными кристаллами кварца.

ХРУСТАЛЬНЫЕ ПОГРЕБА

Жила № 500. В июле 1967 года на разведочном участке II-Водораздельный был пройден шурф для разведки кварцевой жилы 500 (рис. 3, 4). Жила имела субмеридиональное простирание и размеры по простиранию 35 м, по падению – до 12 м, мощность – до 7 м. Жильный кварц крупно-гигантозернистой структуры и массивной текстуры, вблизи хрусталеносной полости приобрел шестоватую текстуру. Окологнездовые изменения пород (кристаллических сланцев) выражены в их разлистывании и серицитизации, менее характерны хлоритизация и альбитизация. Мощность гидротермально измененной зоны достигала 4 м [4].

Рассечкой на глубине 13 м была вскрыта крупная хрусталеносная полость с гигантскими кристаллами горного хрусталя. Хрусталеносная полость располагалась на выклинивании крутопадающей на восток кварцевой жилы (рис. 4). Форма хрусталеносной полости в поперечном сечении клиновидная. Размеры ее по простиранию – 17 м, по падению – 4 м, мощность – 4 м, объем – около 70 м³ (рис. 5).

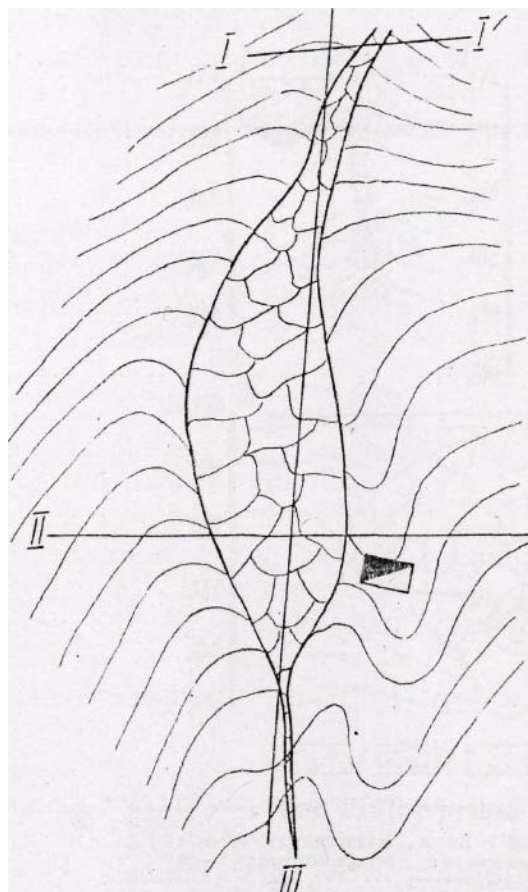


Рис. 3. Светлинское месторождение.
План, вертикальная проекция.

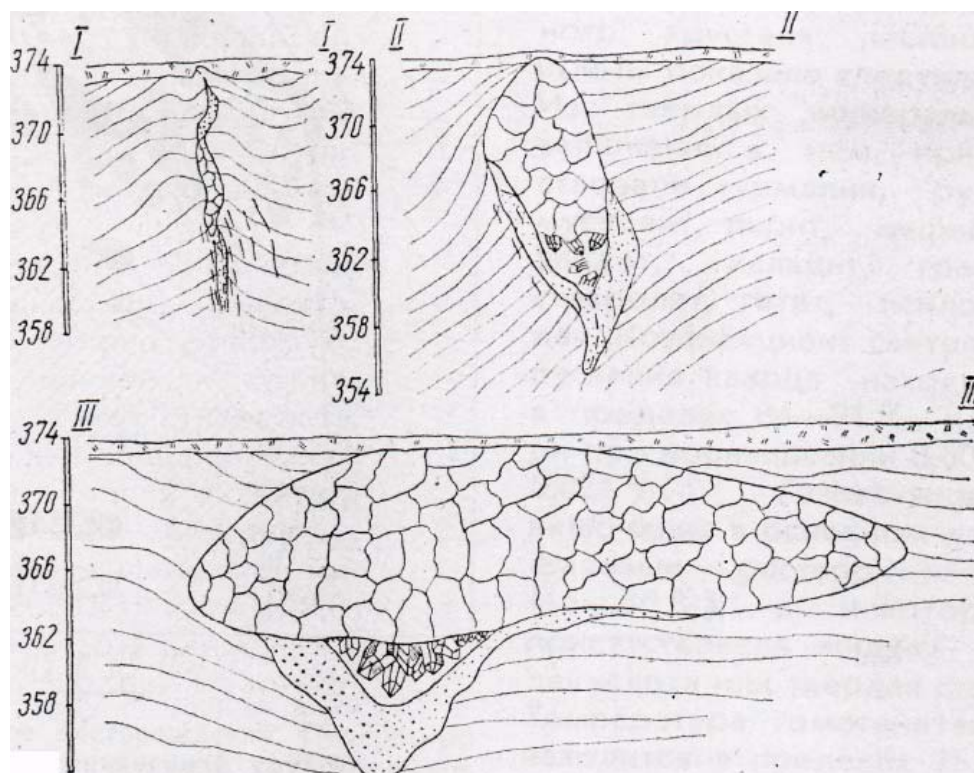


Рис. 4. Поперечные разрезы кварцевой жилы 500. Условные обозначения: 1 – бесструктурная кора выветривания; 2 – кристаллические сланцы; 3 – гидротермально-измененные породы; 4 – жильный кварц; 5 – хрустальная полость; 6 – трещины.

Относительно небольшие кристаллы кварца нарастали на жильный кварц, а гигантские располагались в материале гнездового выполнения, представленного преимущественно слюдой (мусковитом и серицитом) и глинистым материалом с примесью ставролита, рутила, мартита, ильменита, кварца, граната, турмалина, апатита, циркона и гипергенных минералов – гетита и псиломелана. Кристаллы кварца располагались в верхней части полости, примыкающей непосредственно к жиле. Чем дальше от кварцевой жилы по падению хрусталеносной полости, тем меньше встречалось кристаллов кварца, и в нижней половине гнезда они отсутствовали полностью. Из хрусталеносной полости было добыто 16,6 тонн кристаллов горного хрусталя и получено 92 кг пьезокварца [4].

Кристалл горного хрусталя «Юбилейный-II» имел размер по длинной оси 1,6 м, по коротким осям – 1,5 м (рис. 6). Кристалл кварца «Юбилейный-I» был несколько меньше. Для этих кристаллов кварца характерен ромбоэдрический габитус. Они образованы преимущественно гранями основных ромбоэдров. Грани призмы развиты незначительно. Облик кристаллов кварца короткостолбчатый, с соотношением длины к ширине, близким к 1:1. Из скульптурных форм на поверхности граней отмечались вицинали и бугры роста. Сложены кристаллы горного хрусталя бесцветным, прозрачным кварцем.



Рис. 5. Светлинское месторождение. Поперечный вертикальный разрез уникальной хрусталеносной полости. Условные обозначения: 1 – кристаллические сланцы; 2 – гидротермально измененные породы; 3 – жильный кварц молочно-белый, гигантозернистый, массивный; 4 – жильный кварц стекловидный, шестоватый; 5 – кристаллы горного хрусталя; 6 – обломки жильного кварца; 7 – глинисто-слюдистый материал гнездового выполнения; 8 – трещины.

По данным Т.А. Карякиной [9], дофинеийские двойники часто являются унаследованными, что связано с зарождением кристаллов кварца на сдвойникованных затравках жильного кварца. Двойниковые поля крупные. Бразильские двойники встречаются редко в периферических частях кристаллов кварца. Мозаичность также унаследована от затравки – жильного кварца – и широко распространена. Она поражает более 90% объема кристаллов.

Исследование кварца кристалла «Юбилейный-II» показало следующее. Коэффициент светопропускания кварца находился в пределах 84-91%, потери при прокаливании 0,004-0,021%. Газово-жидкие включения в основном двухфазовые – раствор + газ (15-30%). Температура гомогенизации находится в пределах 262-290°C. Состав растворов во включениях хлоридно-натриевый. Состав газов – сероводород, углекислый газ, водород, азот и редкие газы. Основные дефекты кристаллов горного хрусталя – мозаичность и трещиноватость. Бездефектные области располагались в верхних частях головок кристаллов кварца. Оба гигантские кристалла кварца были кондиционными.



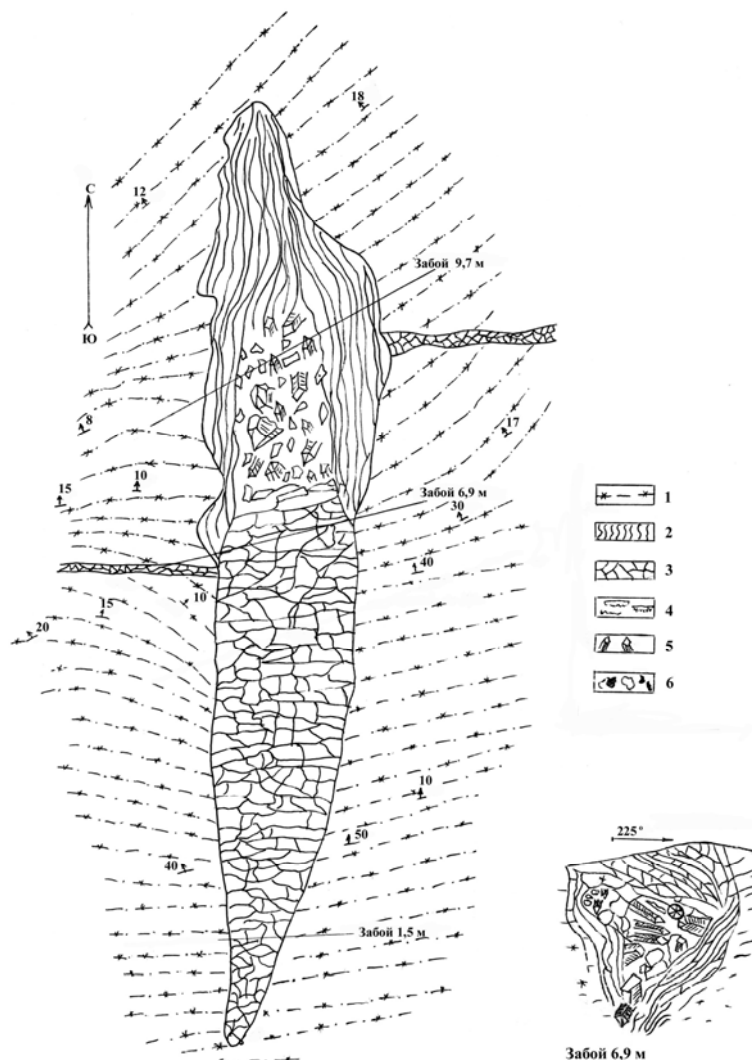
Рис. 6. Кристалл горного хрусталя «Юбилейный-II» весом 3,4 тонны. Светлинское месторождение кварца, 1967 г.

Жила № 582. Хрустальное гнездо располагается на выклинивании жилы по падению и представляют собою одиночную полость. В строении гнезда жилы № 582 наблюдается вертикальная зональность в распределении парагенетических минералов. Верхнюю часть гнезда заполняют в различной степени регенерированные пластинчатые обломки жильного кварца, причем степень регенерации обломков возрастает сверху вниз. Если вверху обломки кварца лишь покрыты мелкими гранями регенерации и здесь широко распространены явления многоглавого роста, то ниже такие обломки теряют свою индивидуальность и превращаются в отдельные кристаллы или их сростки с реликтами жильного кварца внутри.

В нижней части гнезда, как и в верхней, кристаллы ориентированы самым различным способом – головки кристаллов направлены в разные стороны, причем многие из них имеют двухголовую форму. На стенках гнезда сохранились в прикрепленном

состоянии лишь единичные кристаллы. В самой нижней части гнезда, имеющей щелевидную форму, встречены крупные дымчатые кристаллы, занимающие всю ширину гнезда. Эти кристаллы имели грубоблочное строение и короткостолбчатый облик.

Рис. 7. Кварцевая жила выполнения с наложенной хрусталеносной минерализацией. Светлинское месторождение горного хрусталя. Участок 2-ой Водораздельный. Жила № 582. (Зарисовка В.Ю. Эшкина, Ю.А. Поленова). Условные обозначения: 1 – биотитово-кварцевые сланцы с гранатом, 2 – полупрозрачный молочно-белый жильный кварц, 3 – кристаллы кварца, 4 – обломки регенерированного жильного кварца, 5 – трещины во вмещающих породах, 6 – аргиллизиты.



Пространство между кристаллами кварца заполнено тонкодисперсной глинистой массой (галлуазитом) с крупными идиоморфными чешуйками мусковита, длиннопризматическими (до 8-10 мм по удлинению) кристаллами рутила. В отдельных случаях наблюдались поликристаллические сростки в виде сагеновой решетки.

По всей видимости, для большинства кристаллов современное положение в гнезде не отвечает их первичному положению. Кристаллы часто смещены, что могло происходить за счет внутриминерализационных тектонических подвижек, а также проседания при развитии коры выветривания.

Гнезда в жилах 500 и 582 сформировались за счет части тела кварцевых жил, которые были растворены и перекристаллизованы. Контуры гнезда почти не расширяются за счет растворения вмещающих кристаллических сланцев. С физико-химических позиций это явление может быть объяснено тем, что хрусталеобразующие растворы, находясь в

недосыщенном состоянии по отношению к кремнезему, растворяли жильный кварц и способствовали мусковитизации биотита и ставролита. Кварцевое тело служило экраном, сдерживающим гидротермальный раствор в полости, под действием которого формировались кристаллы кварца, для которых затравками являлись зерна жильного кварца.

По результатам исследований, проведенных Г.И. Страшненко [7] реальная продолжительность роста кристалла «Юбилейный-II» находится в интервале 11000-17000 лет, но вероятнее ближе к верхнему пределу. Продолжительность формирования хрусталеносного гнезда отождествляется с продолжительностью роста наиболее крупного кристалла «Юбилейный-II». Оценка продолжительности действия гидротермальной системы на Светлинском месторождении, полученная по морфологическим параметрам кристалла «Юбилейный-II», вписывается в интервал 0,01-1,9 млн лет.

Реальное значение палеогradientа на момент образования Светлинского месторождения близко к $66^{\circ}\text{C}/\text{км}$. Аномально высокий палеотермический gradient свидетельствует о существовании на момент образования Светлинского месторождения возмущающего теплового источника, которым мог бы быть остывающий гранитный массив. Если предположить, что температура поверхности гранитного массива во время развития хрусталеносной минерализации остыла до 500°C , то глубина залегания кровли гранитного массива находилась на глубине 3 км. По гравиметрическим данным в центральной части месторождения глубина залегания гранитного массива оценивается в 3-3,5 км [7].

В заключении подчеркнем, что процесс формирования хрусталеносных кварцевых жил весьма продолжительный. Наиболее крупные хрустальные погребка генетически связаны с крупными телами кварцевых жил выполнения. Образование хрусталеносных тел происходило в два этапа, отличающихся друг от друга характером трещинной тектоники и минерализацией. С первым этапом связано образование кварцевых жил выполнения, а со вторым формирование хрустальных гнезд и полостей с кристаллами кварца и сопутствующих им минералов. Для оперативного решения практических вопросов поисков перспективных площадей на пьезокварц следует уже во время проведения полевой документации проводить подробное описание геологических особенностей объектов, связанных с формированием хрустальных гнезд и кварцево-жильных образований.

Работа выполнена в рамках темы государственного задания ИГГ УрО РАН (гос. регистрации № АААА-А18-118052590030-2).

Литература

1. Карякин А.Е., Смирнова В.А. Структуры хрусталеносных полей. М.: Недра, 1967. 240 с.

2. *Огородников В.Н., Сазонов В.Н., Поленов Ю.А.* Минерогения шовных зон Урала. Кочкарский рудный район (Южный Урал). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН-УГГУ, 2004. Ч. 1. 216 с.
3. *Огородников В.Н., Коротеев В.А., Поленов Ю.А., Бабенко В.В., Савичев А.Н.* Золоторудная, редкометальная и хрусталеносная минерализации месторождений Урала кварцево-жильного типа. Екатеринбург: УрО РАН-УГГУ, 2014. 312 с.
4. *Петруха Л.М.* Гигантские кристаллы горного хрусталя на Южном Урале (опыт ведения горных работ) // Известия ВУЗов. Горный журнал, 1995. № 8. С. 150-155.
5. *Поленов Ю.А.* Эндогенные кварцево-жильные образования Урала. Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 2008. 271 с.
6. *Поленов Ю.А., Огородников В.Н., Сазонов В.Н., Савичев А.Н.* Кварц жил выполнения // Вестник Уральского отделения РМО. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010. № 7. С. 122-130.
7. *Страшненко Г.И.* Морфокинетический анализ кристаллов кварца // Труды XIV Всероссийской научной школы «Математические методы исследования в естественных науках». Апатиты: ГИ КНЦ, 2017. С. 97-118.
8. *Эшкин В.Ю., Поленов Ю.А., Богданова Г.Н.* О типах жильных тел и влиянии вмещающих горных пород на их состав // Записки ЛГИ, 1973. Т. 65. Вып. 4. С. 17-27.
9. *Эшкин В.Ю., Карякина Т.А., Богданова Г.Н.* Типы кристаллов кварца и закономерности их пространственного размещения на одном из хрусталеносных полей Урала // Геология, поиски и разведка нерудных полезных ископаемых. Л.: ЛГИ, 1974. Вып. 1. С. 71-78.

УДК 549+552.44(571.121)

МИНЕРАЛОГИЯ СЛАНЦЕВ ИЗ ФУНДАМЕНТА ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТАЗОВСКОГО ПОЛУОСТРОВА ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО МЕГАБАССЕЙНА (ЛЕНЗИТСКАЯ НЕФТЕРАЗВЕДОЧНАЯ ПЛОЩАДЬ, ЯНАО)

В. С. Пономарев, К. С. Иванов, Ю. В. Ерохин

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

Кристаллический фундамент Западной Сибири является перспективным на поиски нефти и газа, но недостаточно изученным объектом. Перспективными породами являются гранитоиды и, отчасти, их метаморфическое обрамление [3, 5 и др.]. Образцы керна из скважин вскрывших породы фундамента Западной Сибири являются уникальными так, как являются редкими и крайне труднодоступными, поэтому необходимо проводить всестороннее детальное исследование керна для геодинамических реконструкций и рассмотрения геологической эволюции региона. В данной работе впервые детально рассмотрена минералогия кварц-хлорит-слюдистых сланцев из доюрского фундамента северной (Арктической) части Западно-Сибирского мегабассейна вскрытых скважиной Лензитская 77 на глубине 3516-3502 м.

Лензитская нефтегазоразведочная площадь, на территории которой в 1985 году, при бурении поисковой скважины № 70 открыто Лензитское нефтяное месторождение, расположена в юго-западной части Тазовского полуострова на южном побережье Обской губы в 265 км к востоку от г. Салехард в пределах Ямало-Ненецкого автономного округа (см. рис. 1) [1].

По литературным данным [1], скважиной Лензитская № 70 на глубине ниже 3500 метров вскрыты породы доюрского фундамента, представленные зелеными сланцами. В объяснительной записке к Государственной геологической карте Российской Федерации [1] указано, что на Лензитской площади выделены верхнепротерозойские нерасчлененные метаморфические образования. Отмечается, что на Медвежьей нефтегазоразведочной площади, расположенной южнее, скважиной № 1001 в интервале 4458-4605 м, а также Соснинской (скважина № 16) и Угутской (скважина № 73) нефтегазоразведочных площадях вскрыты близкие по минеральному составу сланцы. Верхнепротерозойский возраст метаморфических сланцев принят на основании близости их по составу и уровню метаморфизма с метаморфитами нижней подсерии сухопитской серии верхнего протерозоя Енисейского кряжа.

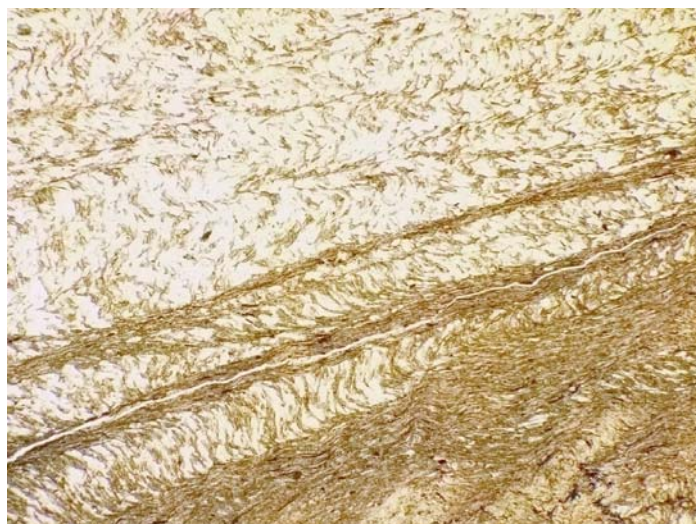
Исследуемый керн представлен мелкозернистыми сильно деформированными кварц-хлорит-серицитовыми сланцами (образцы с глубины 3502-3509 м, см. рис. 2) и кварц-

хлорит-серицит-карбонатной породой (глубина 3515-3516 м, см. рис. 3). Микроскопически породы имеют гранолепидобластовую до гранобластовой структуру. Минеральный состав пород следующий: мусковит, алюиноселадонит, кварц, шамозит, кальцит, плагиоклаз, пумпеллиит. Из аксессуарных и рудных минералов установлены – рутил, фторапатит, монацит, циркон, пирит и халькопирит.

Рис. 1. Схематическая карта расположения скважины Лензитская № 77. 1 – населенный пункт, 2 – скважина.



Рис. 2. Кварц-хлорит-серицитовый сланец. Скважина Лензитская № 77, глубина 3509 м. Проходящий свет. Размер поля зрения 3 мм.



Породы тонкозернистые, зеленовато-серого цвета, представляют собой чередование слоев обогащенных слюдисто-кварц-карбонатным веществом (мощностью до 2 мм) с небольшим количеством хлорита и слои кварц-хлорит-слюдяного состава (мощностью до 3 мм) с наличием будин карбоната. Часто в породе наблюдаются микроскладчатость. В

нижней части разреза (глубина 3516 м) породы имеют среднезернистую структуру, и сложены на 60% кальцитом, 25% кварцем, 10% слюдой и 5% хлорита. Кварц-хлорит-серицит-карбонатная порода имеет сланцеватый облик за счет светлых слоев кварц-кальцитового состава мощностью до 2 см и тонких слоев хлорит-слюдистого агрегата мощностью до 2 мм.



Рис. 3. Кварц-хлорит-серицит-карбонатная порода. Скважина Лензитская № 77, глубина 3516 м. Проходящий свет. Размер поля зрения 3 мм.

В кварц-хлорит-серицитовых сланцах кварц представлен полигональными зернами с включением мусковита и апатита. Часть зерен имеет волнистое, блочное погасание. Размер зерен до 0,5 мм. В обогащенных кварцевым материалом прослоях проявлена микроскладчатость (рис. 4). В смятых в складки слоях зерна кварца, слюды и хлорита ориентированы перпендикулярно слоистости в породе. В виде включений в кварце присутствуют мелкие зерна короткопризматического апатита и циркона.

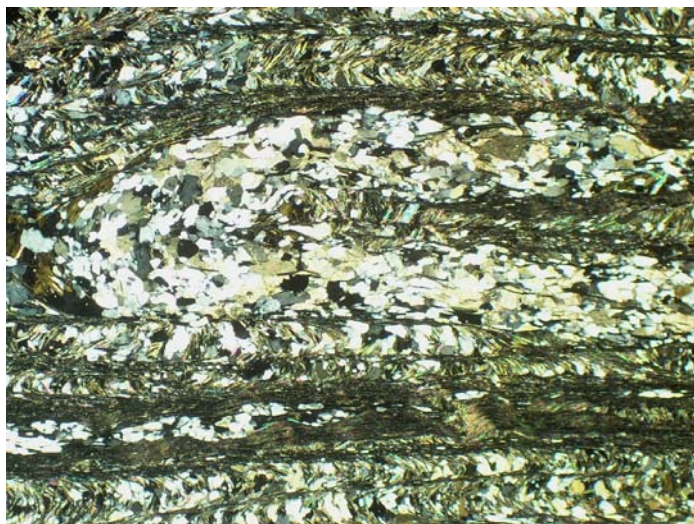


Рис. 4. Микроскладчатость в кварц-хлорит-серицитовых сланцах. Скважина Лензитская № 77, глубина 3505 м. Поляризованный свет. Размер поля зрения 3 мм.

Слюда образует тонкозернистые полосчатые агрегаты, гофрированные, обычно деформированные, смятые в складки, часто наблюдается совместно с лейстами хлорита.

Размер индивидов до 0,5 мм. Среди хлорит-слюдистого агрегата встречаются индивиды акцессорных минералов: циркона, монацита, апатита и рутила. По современной классификации [8], слюда соответствуют мусковиту (табл. 1, ан. 1, 3, 4) и алюмоноселадониту (табл. 1, ан. 4). Содержание SiO_2 в слюдах варьирует от 44,97 до 46,86 мас.%, Al_2O_3 от 29,94 до 35,33 мас.%. Содержание FeO и MgO в алюмоселадоните, соответственно 5,91 и 2,86 мас.%. Содержание примесей FeO в мусковите до 4,62 мас.%, MgO до 2,14 мас.%. В слюдах также наблюдается постоянная примесь Na_2O до 0,94 мас.% и TiO_2 до 0,45 мас.%.

Таблица 1

Химический состав (в мас.%) минералов из метаморфических сланцев

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	F	Сумма
Мусковит												
1	46,86	0,45	32,41	0,04	2,51	0,04	1,25	0,03	0,94	9,73	0,21	94,47
2	44,97	0,28	32,92	0,07	4,62	0,01	2,14	-	0,80	8,68	0,18	94,67
3	46,42	0,28	35,33	0,05	2,42	0,07	0,57	0,02	0,96	9,54	0,13	95,79
Алюмоноселадонит												
4	46,19	0,22	29,94	0,08	5,91	0,01	2,86	0,02	0,73	8,29	0,20	94,45
Шамозит												
5	25,04	0,12	21,88	0,17	26,85	0,21	13,37	0,01	0,02	0,01	0,17	87,85
6	25,02	0,14	22,06	0,07	26,84	0,31	13,39	-	0,03	-	0,18	88,04
7	25,17	0,07	21,86	0,05	26,30	0,14	13,99	0,01	-	0,01	0,16	87,76
8	24,73	0,13	22,60	0,37	26,50	0,27	13,20	0,04	-	0,02	0,15	88,01
Альбит												
9	68,21	-	19,32	-	0,40	0,02	0,01	0,13	11,77	0,02	-	99,88
10	67,83	-	18,94	-	0,22	-	0,01	0,07	12,08	0,03	-	99,18
11	68,58	-	19,32	-	0,51	-	-	0,07	12,11	0,01	-	100,60
12	68,32	0,06	19,27	-	0,42	-	-	0,05	12,38	0,04	-	100,54
Пумпеллиит-(Fe^{2+})												
13	38,10	0,08	24,74	0,04	9,71	0,23	0,01	22,37	0,00	0,01	0,06	95,35
Кальцит												
14	-	-	-	-	1,73	0,86	0,83	52,33	-	-	-	55,75
15	-	-	-	-	1,82	0,73	0,73	51,81	-	-	-	55,09
16	-	-	-	-	1,77	1,22	0,84	51,33	-	-	-	55,16
17	-	-	-	-	1,83	0,97	0,96	51,91	-	-	-	55,67

Примечание: здесь и в таблице 2 анализы выполнены в лаборатории ФХМИ ИГГ УрО РАН на микроанализаторе CAMECA SX 100, аналитик Д.А. Замятин.

Хлорит в породе тяготеет к слюдистому агрегату, где образует самостоятельные полосы или линзочки, также минерал встречается в виде вытянутых изогнутых лейст в интерстициях кварца и карбоната. Размер чешуек хлорита не превышает 0,7 мм. Минерал

плеохроирует от желто-зеленого до синевато-зеленого цвета. По составу хлорит отвечает магнизальному высокоглиноземистому шамозиту (табл. 1, ан. 5-8). Среди примесей в минерале отмечается: MgO до 13,99 мас.%, MnO до 0,31 мас.% и Cr₂O₃ до 0,37 мас.%.

Исследуемые породы содержат большое количество карбоната (5-10%, иногда до 60% от объема породы), который часто приурочен к зонам с мелкозернистым кварцем и образует кварц-карбонатные скопления и прожилки. Карбонат представлен вытянутыми и изометричными, сдвойникованными, зернами размером до 1 мм. По данным микрозондового анализа карбонат соответствует кальциту. Среди примесей в минерале отмечается FeO до 1,83 мас.%, MnO до 1,22 мас.% и MgO до 0,96 мас.% (табл. 1, ан. 14-17). Среди кварц-кальцитового агрегата встречаются небольшое количество таблитчатых зерен плагиоклаза с полисинтетическим двойникованием размером до 0,2 мм по удлинению. По химическому составу минерал соответствует чистому альбиту (An_{0.2-0.6}). Содержание CaO в альбите до 0,13 мас.% (табл. 1, ан. 9-12).

Пумпеллиит-(Fe²⁺) встречен нами в шлифах в виде тонкозернистого агрегата зеленого цвета в ассоциации с кальцитом и хлоритом. Микрозондовым анализом установлено, что содержание FeO в минерале достигает 9,71 мас.%. По химическому составу его можно уверенно идентифицировать как пумпеллиит-(Fe²⁺) с высоким содержанием минала пумпеллиита-(Al), до 34%. Кристаллохимическая формула данного пумпеллиита следующая – Ca_{1,92}(Fe²⁺_{0,65}Al_{0,34}Mn_{0,02}Ti_{0,01})_{1,02}Al_{2,00}(Si_{1,00}O₄)(Si_{2,06}O₇)(OH)₂*H₂O (при пересчете по катионному методу). В минерале наблюдается повышенное содержание Al₂O₃ (24,74 мас.%), немного занижено содержание FeO и практически отсутствуют примеси (табл. 1, ан. 13). Наличие пумпеллиита-(Fe²⁺), может свидетельствовать о том, что породы образовались в условиях пренит-пумпеллиитовой фации метаморфизма.

Рутил в породе является главным акцессорным минералом, встречается как в виде единичных индивидов размером до 0,5 мм, так и скоплений в хлорит-слюдистом агрегате. Практически все индивиды минерала ориентированы вдоль сланцеватости породы. В шлифах минерал образует призматические и игольчатые полупрозрачные зерна коричневого цвета с высоким рельефом. Содержание TiO₂ в рутиле варьирует от 98,54 до 99,91 мас.%. В составе минерала отмечается примесь Fe₂O₃ до 0,98 мас.%.

В интерстициях зерен кварца встречается апатит, образуя изометричные и короткопризматические зерна, максимальный размер которых не превышает 70 мкм по удлинению. Также минерал встречается в виде скоплений зерен неправильной формы в кальците. По химическому составу фосфат соответствует фторапатиту. Среди примесей в минерале присутствуют FeO до 0,33 мас.% и SiO₂ до 0,40 мас.%. Содержание фтора в апатите до 4,21 мас.%, хлор – не обнаружен.

Монацит в породе представлен единичными зернами неправильной формы в хлорит-слюдистом агрегате. Размер зерен до 20 мкм по удлинению. По данным микрозондового анализа минерал соответствует монациту-(Ce) с содержанием Ce₂O₃ 27,0 мас.% и La₂O₃

11,9 мас.%. Циркон образует редкие мелкие короткопризматические зерна размером до 30 мкм по удлинению.

Рис. 5. Цепочка индивидов пирита (белое) в кварц-хлорит-серицитовом сланце. Скважина Лензитская № 77, глубина 3509 м. BSE-изображение, CAMECA SX 100.



Сульфидная минерализация исследуемых пород представлена пиритом и халькопиритом. Пирит в породе преобладает. Минерал образует редкие изометричные зерна и цепочки расположенные вдоль сланцеватости породы (рис. 5). Размер индивидов пирита не превышает 250 мкм. В химическом составе минерала отмечаются примеси Co до 0,79 мас.% и Pb до 0,29 мас.% (табл. 2, ан. 1-4).

Таблица 2

Химический состав (в мас.%) сульфидов из метаморфических сланцев

№	Fe	Ni	Co	Zn	Cu	Pb	Cd	S	Сумма
Пирит									
1	46,45	0,03	0,20	0,02	0,01	0,06	-	53,52	100,29
2	46,54	0,01	0,02	-	0,01	0,24	-	53,12	99,94
3	46,12	-	0,66	0,07	-	0,29	-	53,80	100,94
4	45,80	0,02	0,79	0,02	0,02	-	-	53,69	100,34
Халькопирит									
5	30,00	-	-	-	34,83	0,18	0,07	34,69	99,77
6	30,15	0,02	-	-	34,62	0,05	0,03	34,52	99,39
7	29,41	0,02	-	-	34,28	0,08	-	34,46	98,25
8	30,55	-	-	-	34,81	0,08	-	35,42	100,86

Халькопирит встречается в виде мелких вытянутых, неправильной формы зерен размером до 40 мкм в интерстициях пирита. В халькопирите присутствует небольшое количество примеси Pb (до 0,18 мас.%, см. табл. 2, ан. 5-8). Сульфидная минерализация в кварц-карбонат-хлорит-слюдистых сланцах могла образоваться после проработки пород поздними низкотемпературными растворами с образованием наложенной пропилитизации.

Температура образования породы рассчитана с помощью хлоритового термометра [6] 350-360°C. Полученные расчетные данные близки к верхней границе пренит-пумпеллиитовой фации метаморфизма.

Минералогия метаморфических сланцев из скважины Лензитская № 77 отличается от ранее изученных кварц-плагиоклаз-слюдисто-хлоритовых сланцев из доюрского основания южной части полуострова Ямал (скважина Западно-Яротинская № 300) наличием шамозита, кальцита, пумпеллиита-(Fe²⁺), халькопирита и монацита. В то время, как в сланцах из скважины Западно-Яротинская № 300 встречены глиноземистый хлорит (донбасит), голяцит, доломит, сфалерит, галенит, кобальтин, самородные медь и серебро [2]. Подобные Лензитским метаморфическим сланцам установлены метаморфические породы в фундаменте приуральской части Западно-Сибирской плиты, этими породами преимущественно сложен Шаимско-Кузнецовский мегантиклинорий [4, 7].

Таким образом, нами впервые детально описана минералогия кварц-хлорит-слюдистых сланцев из доюрского основания северной части Западно-Сибирского мегабассейна (скв. Лензитское № 77, гл. 3502-3516 м). Минеральный состав пород представлен – мусковитом, алюмоиноселадонитом, кварцем, шамозитом, кальцитом, альбитом, пумпеллиитом-(Fe²⁺), рутилом, фторапатитом, монацитом-(Ce), цирконом, пиритом и халькопиритом. Близкие по составу кварц-серицитовые сланцы встречены нами среди пород фундамента приуральской части Западно-Сибирской плиты в Шаимско-Кузнецовском мегантиклинории. Образование пород происходило в условиях верхов пренит-пумпеллиитовой фации метаморфизма по осадочному субстрату, позже породы подверглись небольшим изменениям в процессе наложенной пропилитизации.

Исследования проведены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 18-05-70016).

Литература

1. Брадучан Ю.В., Василенко Е.П., Воронин А.С., Горелина Т.Е., Ковригина Е.К., Лебедева Е.А., Маркина Т.В., Матюшков А.Д., Рубин Л.И., Файбусович Я.Э., Чуйко М.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Западно-Сибирская. Лист Q-43 – Новый Уренгой. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. 320 с.
2. Ерохин Ю.В., Хиллер В.В., Иванов К.С., Рыльков С.А., Бочкарев В.С. Минералогия метаморфических сланцев из доюрского основания южной части полуострова Ямал // Литосфера, 2014. № 5. С. 136-140.
3. Иванов К.С., Ерохин Ю.В., Пономарев В.С., Федоров Ю.Н., Кормильцев В.В., Клец А.Г., Сажнова И.А. Гранитоидные комплексы фундамента Западной Сибири // Состояние, тенденции и проблемы развития нефтегазового потенциала Западной Сибири. Тюмень: ФГУП “ЗапСибНИИГТ”, 2007. С. 49-56.

4. *Иванов К.С., Федоров Ю.Н., Ерохин Ю.В., Пономарев В.С.* Геологическое строение фундамента Приуральской части Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2016. 302 с.
5. *Федоров Ю.Н., Иванов К.С., Садыков М.Р., Печеркин М.Ф., Криночкин В.Г., Захаров С.Г., Краснобаев А.А., Ерохин Ю.В.* Строение и перспективы нефтегазоносности доюрского комплекса территории ХМАО: новые подходы и методы // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО. Ханты-Мансийск: изд-во ИздатНаукаСервис, 2004. Т. 1. С. 79-90.
6. *Cathelineau M., Neiva D.* A chlorite solid solution geothermometer the Los Asufres (Mexico) geothermal system // Contributions to Mineralogy and Petrology, 1985. Vol. 91. P. 235-244.
7. *Ivanov K.S., Koroteev V.A., Ponomarev V.S., Erokhin Yu.V.* Precambrian complexes of the West Siberian plate: problem and solution // Doklady Earth Sciences, 2018. Vol. 482. P. 1. P. 1152-1156.
8. *Rieder M., Cavazzini G., D'yakonov Y., Frank-Kamenetskii V.A., Gottardi G., Guggenheim S., Koval P.V., Muller G., Neiva A.M.R., Radoslovich E.W., Robert J.-L., Sassi F.P., Takeda H., Weiss Z., Wones D.R.* Nomenclature of the micas // Canadian Mineralogist, 1998. Vol. 36. P. 41-48.

УДК 549.514.87+550.93(571.121)

**АКЦЕССОРНЫЙ УРАНИНИТ ИЗ ГРАНИТОИДОВ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО
ФУНДАМЕНТА ЮЖНОГО ЯМАЛА (ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И ВОЗРАСТ)****В. В. Хиллер, Ю. В. Ерохин, К. С. Иванов***Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург***ВВЕДЕНИЕ**

Исследования геологии Арктики приобрели в последнее время особую важность, в том числе в связи с потенциальной нефтегазоносностью этой огромной и пока еще крайне недостаточно изученной территории, а также предстоящим, вероятно, ее разделом между странами-соседями по Арктическому региону. Важнейшим критерием при этом являются, как известно, результаты исследования фундамента осадочных бассейнов Арктики. Полуостров Ямал – главная газовая провинция нашей страны, и одно из немногих мест, где кристаллический фундамент пусть и с большим трудом, но все же доступен для непосредственного изучения. Важно и то, что притоки нефти и газа на многих месторождениях Ямала получены, в том числе и из комплексов палеозойского складчатого фундамента. Кристаллические основания нефтегазоносных провинций остаются одними из немногих в той или иной мере перспективных, но недостаточно изученных объектов, причем наиболее перспективны на поиски нефти и газа именно гранитоиды фундаментов [1 и др.].

Уранинит является распространенным акцессорным минералом гранитоидов, но в силу очень мелких размеров и большой рассеянности в породе его практически не изучают. При этом уранинит давно и вполне успешно используют в качестве минерала-геохронометра, причем гораздо раньше остальных радиоактивных минералов (первое датирование минерала было проведено в 1911 году А. Холмсом). К сожалению, основная масса публикаций относится к жильным или рудным месторождениям урана [5, 16 и мн. др.], но в последнее время появились редкие работы по химическому микрозондовому датированию акцессорных уранинитов в гранитоидах [13, 14]. Подобное исследование мы решили провести и для акцессорных уранинитов из гранитов кристаллического фундамента Верхнереченской нефтегазразведочной площади (полуостров Ямал).

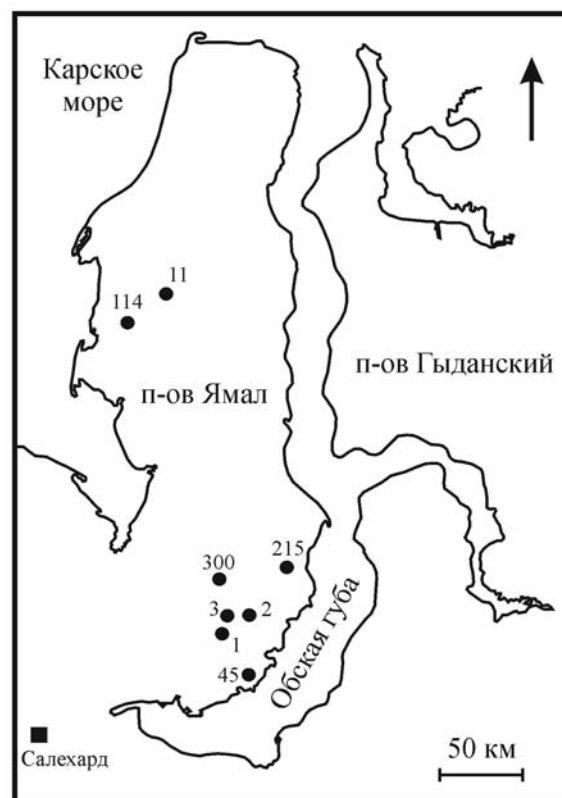
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЙ

Гранитоиды в кристаллическом (доюрском) фундаменте Южного Ямала были вскрыты только в одном месте в пределах Верхнереченской нефтегазразведочной площади. Сама площадь, а точнее расположенная там и исследованная нами скважина №

1, находится рядом с известным Новопортовским нефтегазовым месторождением, примерно в 50 км от последнего на юго-запад и около 225 км на северо-восток от города Салехард (административный центр Ямало-Ненецкого автономного округа).

Верхнереченская скважина № 1 (см. рис. 1) вскрыла кристаллический фундамент, а именно свежие граниты, в интервале глубин 1748-2034 м. Глубже бурение не проводилось, а выше по скважине интрузивные породы перекрыты средне-верхнеюрскими отложениями осадочного чехла. Граниты по всему разрезу скважины представлены однородными светло-серыми мелкозернистыми разностями биотит-кварц-полевошпатового состава. Было установлено, что они относятся к монцолейкогранитам, которые сформировались по осадочному субстрату (граниты S-типа), по всей видимости, в условиях позднеорогенной обстановки. Время кристаллизации субщелочных лейкогранитов в фундаменте Верхнереченской площади было оценено методом химического Th-U-Pb датирования по акцессорным ураниниту и монациту, $259,2 \pm 3,6$ млн лет [2] и изотопным U-Pb-датированием по циркону, $254,0 \pm 3,0$ млн лет [7]. Несмотря на детальное изучение вещественного состава монцолейкогранитов [3, 6], отдельно акцессорный уранинит практически не описывался, даже несмотря на то, что он являлся составной частью биминеральной изохроны и по нему проводилось датирование породы.

Рис. 1. Схема расположения скважин, вскрывших палеозой, на полуострове Ямал; номера скважин: 215 – Новопортовская, 300 – Западно-Яротинская, 1-3 – Верхнереченская, 11 – Восточно-Бованенковская, 45 – Сюнай-Салинская, 114 – Бованенковская.



МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Количественный анализ химического состава уранинита выполнен на электронно-зондовом микроанализаторе CAMECA SX 100 (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург).

Полированные шлифы изготовили из образцов гранитов, затем их напылили тонким слоем углерода. Условия измерения: ускоряющее напряжение 15 кВ, сила тока 80 нА, диаметр пучка электронов 2 мкм. Давление в камере образцов $2 \cdot 10^{-4}$ Па. Спектры получены на наклонных волновых спектрометрах, измерение интенсивности проводилось по аналитическим линиям: Th $M\alpha$, U $M\beta$, Pb $M\alpha$, Y $L\alpha$, Si $K\alpha$, Ce $L\alpha$, La $L\alpha$, Nd $L\alpha$. Время измерения интенсивности на пике для Th, U и Pb по 40 с, для Y и Si по 20 с, для остальных элементов 10 с; на фоне – в два раза меньше. Стандартные образцы: ThO₂, UO₂, Pb₂P₂O₇, циркон, синтетические фосфаты РЗЭ. Пределы обнаружения Th, U и Pb составили около 930, 650 и 430 г/т. Теоретическое и практическое обоснование метода химического датирования с помощью рентгеноспектрального микрозондового анализа приведено в многочисленных публикациях по данной теме [15, 17 и мн. др.], в том числе и для уранинита [9, 13 и др.]. Основное условие данного метода: в процессе эволюции минерал не терял радиогенный свинец (т.е. Th-U-Pb система была закрытой), весь свинец в минерале образован за счет распада тория и урана.

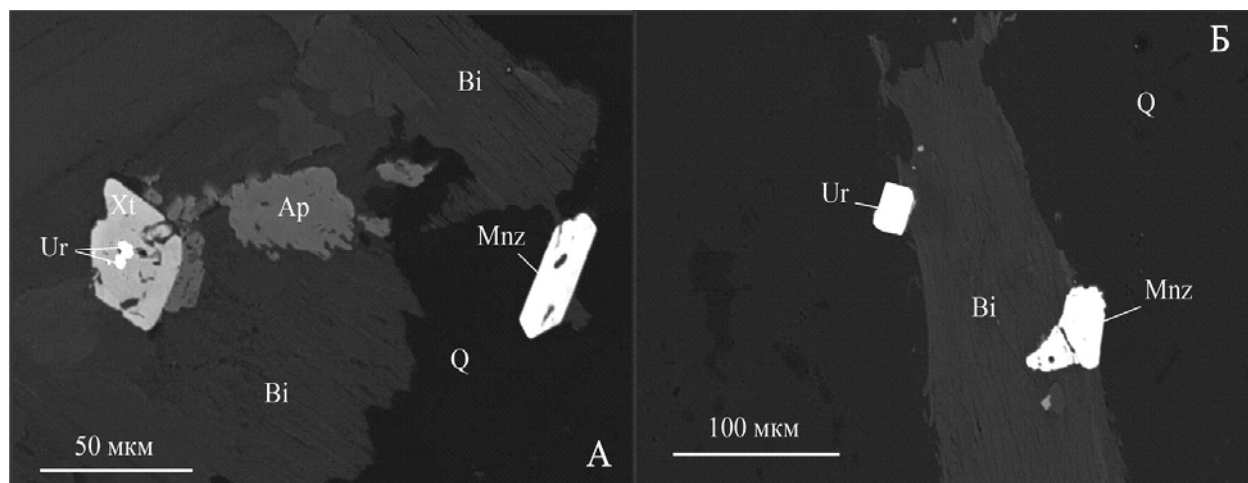


Рис. 2. Зерна уранинита (Ur), монацита (Mnz), ксенотима (Xt) и апатита (Ap) в агрегате кварца (Q) и биотита (Bi) из гранитоидов Верхнереченской площади. CAMECA SX 100, BSE-изображение.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Уранинит, вместе с монацитом-(Ce), образует обильную акцессорную вкрапленность в гранитоиде, хотя отмечается немного реже ортофосфата. Обычно тяготеет к местам скопления темноцветных минералов (слюды и замещающего её хлорита), где часто образует мелкие включения в матрице крупных зерен монацита и ксенотима (рис. 2А) и слагает хорошо образованные индивиды квадратного сечения (рис. 2Б), размером до 30 мкм в диаметре. В режиме BSE-изображения он хорошо отличается от других акцессорных минералов, имея наиболее яркую белую окраску. Интересно, что в цирконе уранинит в виде включений не отмечался [7, 8], т.е. кристаллизовался он позже.

Химический состав уранинита вполне устойчивый, хотя и немного варьирует (см. табл.). Основными примесями являются торий, свинец и иттрий. По торию наблюдается следующая вариация от 1,9 до 5 мас.% ThO_2 , а по свинцу, вариации практически не отмечается, 2,8-3,2 мас.% PbO . Большие колебания в концентрации наблюдаются и по иттрию (Y_2O_3 от 0,4 до 3,7 мас.%). Все эти элементы имеют обратную корреляцию с ураном, а значит, являются изоморфными компонентами в структуре минерала. Суммы анализов уранинита слегка занижены, что, скорее всего, связано с присутствием в минерале других элементов или урана более высокой валентности. Интересно, что по своему составу верхнереченский уранинит резко отличается от большинства своих аналогов [11, 12 и др.], но вполне хорошо коррелируется с акцессорными уранинитами из гранитов S-типа [14 и др.]. Вполне возможно, что наши акцессорные ураниниты, как часть магматической минеральной ассоциации, имеют свой специфический типохимизм характерный только для таких гранитоидов, сформировавшихся по осадочному субстрату.

Таблица

Химический состав и возраст (в мас. %) уранинита из гранитов Южного Ямала

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
ThO_2	2,22	4,94	2,22	3,18	3,30	2,92	2,09	2,05	2,60	3,72	3,26
UO_2	88,79	83,18	88,08	87,59	89,85	86,56	87,24	88,45	85,03	88,41	88,98
SiO_2	0,09	0,32	0,13	0,68	0,15	0,26	0,10	0,10	0,03	0,54	0,29
Ce_2O_3	0,40	0,15	0,21	-	-	0,33	0,16	0,25	0,41	0,09	0,19
La_2O_3	-	-	0,01	-	0,18	0,01	-	-	-	-	-
Nd_2O_3	0,25	0,17	0,29	-	0,09	0,22	0,31	0,27	0,46	0,15	-
Y_2O_3	2,09	2,53	2,18	0,73	0,40	2,28	2,18	1,97	3,67	1,18	1,24
PbO	3,13	2,98	3,16	3,14	3,26	3,17	3,03	3,13	3,04	3,19	3,11
Сумма	96,97	94,27	96,28	95,31	97,23	95,73	95,12	96,21	95,24	97,28	97,07
Age, Ma	258	259	262	260	264	266	254	258	260	262	255

Примечание: ИГГ УрО РАН, микроанализатор CAMECA SX 100, аналитик В.В. Хиллер.

Продолжение таблицы

№	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
ThO_2	2,35	3,31	2,17	3,64	1,88	1,93	2,21	2,99	2,70	2,16
UO_2	84,09	88,83	88,01	85,19	88,51	88,65	86,08	80,06	88,19	88,91
SiO_2	0,38	0,33	0,19	0,22	0,09	0,06	0,14	0,44	0,06	0,02
Ce_2O_3	0,05	0,04	0,02	0,24	0,25	0,04	-	0,15	0,13	0,05
La_2O_3	-	-	0,17	0,18	0,02	0,02	0,06	-	-	0,02
Nd_2O_3	0,20	-	0,15	-	0,33	0,17	-	0,21	0,29	-
Y_2O_3	2,21	1,28	1,95	1,88	1,98	2,01	2,04	3,21	2,50	1,98
PbO	2,93	3,18	3,14	3,08	3,13	3,14	2,99	2,81	3,12	3,13
Сумма	92,91	96,97	95,80	94,42	96,18	96,03	93,53	89,88	97,00	96,28
Age, Ma	254	260	261	263	258	259	254	256	258	257

В 1959 году В.А. Леонова установила зависимость между параметрами элементарной ячейки и примесями в составе уранинита [10]. Она с помощью графика оценила изменение параметров решетки минерала при вхождении тория, свинца и редких земель, в ат.%. При среднем содержании тория в верхнереченском уранините в 0,92 ат.% Th, параметр элементарной ячейки получается $a_0 = 5,475-5,476 \text{ \AA}$. Для синтетического эталонного уранинита этот параметр определен как $5,4682 \text{ \AA}$, а для природных уранинитов сильно варьирует от $5,33$ до $5,49 \text{ \AA}$. При этом известно, что параметр элементарной ячейки уменьшается с увеличением степени окисленности урана [4]. То есть верхнереченский уранинит по параметрам элементарной ячейки очень близок к синтетическому эталону и не является метамиктным, а также содержит крайне небольшое количество более окисленного урана (UO_3 и U_3O_8).

Приличное содержание свинца полученное при микрозондовом анализе и высокая кристалличность вещества позволяет использовать данный акцессорный уранинит в качестве минерала-геохронометра. Значения точечных U-Th-Pb-возрастов уранинита лежат в интервале 254-266 млн лет с погрешностью 6-8 млн лет и в совокупности дают средневзвешенный возраст $258,7 \pm 3,4$ млн лет с СКВО = 0,19 (см. рис. 3), что в целом соответствует ранее приведенной нами биминеральной изохроне $259,2 \pm 3,6$ млн лет [2].

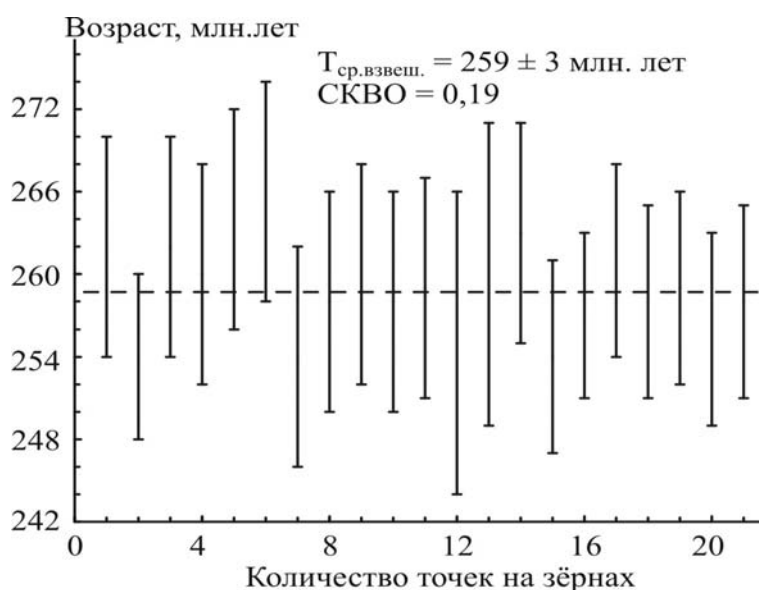
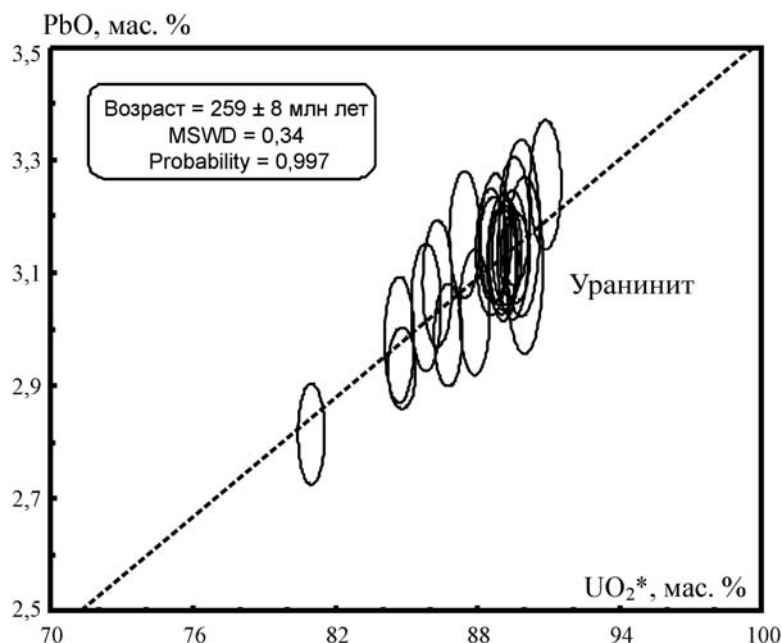


Рис. 3. Вариации значений Th-U-Pb-возрастов и их средневзвешенная величина для 21 точечного определения в уранините из Верхнереченских гранитов.

При построении зависимости PbO-UO_2^* по совокупности точек анализа, акцессорные ураниниты ложатся на одну прямую (или изохрону по [17]), что говорит об их единовременном образовании. Расчёт возраста по углу наклона изохроны даёт датировку 259 ± 8 млн лет, СКВО = 0,34, вероятность = 0,997 (рис. 4). При этом линия пересекает начало координат, что говорит об отсутствии привноса или выноса свинца в процессе эволюции оксида урана.

Рис. 4. Изохрона UO_2^* -PbO по результатам анализов уранинита. $\text{UO}_2^* = (\text{UO}_2 + \text{ThO}_2^{\text{экв}})$, где $\text{ThO}_2^{\text{экв}}$ – содержание тория, пересчитанное в эквивалентное содержание урана, способное произвести то же количество Pb за время жизни системы при равенстве U-Pb и Th-Pb-значений возраста.



ВЫВОДЫ

Таким образом, нами детально исследован акцессорный уранинит из монцолейкогранитов кристаллического фундамента Южного Ямала. Получены микрозондовые данные по составу минерала и методом химического датирования установлен верхнепермский возраст гранитоидов. Приведенные данные по химическому составу показывают, что верхнереченский уранинит резко отличается от большинства своих аналогов из других пород, но вполне хорошо коррелируется с акцессорными уранинитами из гранитов S-типа. По содержанию примесей в верхнереченском уранините были рассчитаны его параметры элементарной ячейки 5,475-5,476 Å. Из которой следует, что минерал очень близок к синтетическому ураниниту и не является метамиктным, а также содержит крайне небольшое количество более окисленного урана (UO_3 и U_3O_8).

Авторы благодарят В.С. Бочкарева за предоставленный каменный материал.

Исследования проведены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 18-05-70016).

Литература

1. Арешев Е.Г., Гаврилов В.П., Донг Ч.Л., Зао Н., Попов О.К., Поспелов В.В., Шан Н.Т., Шнип О.А. Геология и нефтегазоносность фундамента Зондского шельфа. М.: Нефть и газ, 1997. 288 с.
2. Вотяков С.Л., Иванов К.С., Хиллер В.В., Бочкарев В.С., Ерохин Ю.В. Химическое микрозондовое Th-U-Pb-датирование монацита и уранинита из гранитов фундамента Ямала // Доклады АН, 2011. Т. 439. № 2. С. 244-247.

3. *Вотяков С.Л., Иванов К.С., Ерохин Ю.В., Хиллер В.В., Бочкарев В.С., Захаров А.В., Коротков С.А.* Вещественный состав и химическое микрозондовое Th-U-Pb-датирование гранитов из фундамента полуострова Ямал // *Литосфера*, 2013. № 3. С. 57-66.
4. *Дойникова О.А.* Минералогия урана восстановительной зоны окисления (по данным электронной микроскопии). М.: ФИЗМАТЛИТ, 2013. 216 с.
5. *Дымков Ю.М.* Парагенезис минералов ураноносных жил. М.: Недра, 1985. 207 с.
6. *Ерохин Ю.В., Иванов К.С.* Новые данные по минералогии монцолейкогранитов из фундамента Верхнереченской площади полуострова Ямал // *Вестник Уральского отделения РМО*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2015. № 12. С. 31-39.
7. *Ерохин Ю.В., Иванов К.С., Коротеев В.А., Хиллер В.В.* Минералогия включений и возраст циркона из гранитов фундамента Верхнереченской площади (полуостров Ямал) // *Литосфера*, 2017. Т. 17. № 6. С. 81-90.
8. *Ерохин Ю.В., Иванов К.С., Коротеев В.А., Хиллер В.В.* Цирконология гранитоидов из фундамента Ямала (возраст и состав включений) // *Доклады АН*, 2018. Т. 481. № 1. С. 67-69.
9. *Иванов К.С., Ерохин Ю.В., Федоров Ю.Н., Хиллер В.В., Пономарев В.С.* Изотопное и химическое U-Pb-датирование гранитоидов Западно-Сибирского мегабассейна // *Доклады АН*, 2010. Т. 433. № 5. С. 671-674.
10. *Леонова В.А.* Влияние загрязнения на параметры решетки уранинита // *Доклады АН СССР*, 1959. Т. 126. № 6. С. 1342-1346.
11. *Минералы. Простые окислы. Справочник.* Под ред. В.Ф. Чухрова, Э.М. Бонштедт-Куплетской. М.: Наука, 1965. Т. II. Вып. 2. 342 с.
12. *Соболева М.В., Пудовкина И.А.* Минералы урана. М.: ГНТИ литературы по геологии и охраны недр, 1957. 408 с.
13. *Bowles J.F.W.* Age dating of individual grains of uraninite in rocks from electron microprobe analyses // *Chemical Geology*, 1990. Vol. 83. P. 47-53.
14. *Förster H.-J.* The chemical composition of uraninite in Variscan granites of the Erzgebirge, Germany // *Mineralogical Magazine*, 1999. V. 63. P. 239-252.
15. *Montel J.-M., Foret S., Veschambre M., Nicollet C., Provost A.* Electron microprobe dating of monazite // *Chemical Geology*, 1996. V. 131. P. 37-53.
16. *Shahin H.A.A.* Geochemical characteristics and chemical electron microprobe U-Pb-Th dating of pitchblende mineralization from Gabal Gattar younger granite, North Eastern Desert, Egypt // *Open Journal of Geology*, 2014. Vol. 4. P. 24-32.
17. *Suzuki K., Adachi M.* Precambrian provenance and Silurian metamorphism of the Tsubonosawa paragneiss in the South Kitakami terrain, Northeast Japan, revealed by the chemical Th-U-total Pb isochron ages of monazite, zircon and xenotime // *Geochemical Journal*, 1991. Vol. 25. P. 357-376.

УДК 553.461+552.13

ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНОЕ СОСТОЯНИЕ ХРОМИТИТОВ ЯМБОТЫВИССКОЙ ПЛОЩАДИ ВОЙКАРО-СЫНЬИНСКОГО МАССИВА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

П. Б. Ширяев^{1,2}, Н. В. Вахрушева^{1,2}

¹Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

²Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург

Введение

Исследования геологии и петрологии Войкаро-Сыньинского массива внесли огромный вклад в развитие представлений об условиях образования и эволюции офиолитовых комплексов. Несмотря на удаленность и труднодоступность объекта, по сравнению с расположенным севернее массивом Рай-Из, количество научных исследований, в том числе мирового уровня, выполненных на нем весьма высоко. Вопросы геологического строения массива, метаморфизма мафитов и ультрамафитов, их петроструктурные особенности и хромитоносность освещены в работах А.А. Савельева, Г.Н. Савельевой, Н.Л. Добрецова, Ю.Е. Молдованцева, В.Н. Пучкова, С.А. Щербакова, А.Б. Макеева, Е.П. Царицына, И.С. Чашухина, А.А. Ефимова и многих других.

Исследование окситермобарометрии хромититов Войкаро-Сыньинского массива выполнено в работах [5-7, 10]. Чашухиным И.С. с соавторами [5] изучены несколько образцов хромовых руд из различных частей массива. Для образца глиноземистого хромитита (содержание Cr_2O_3 в рудообразующей шпинели менее 40 мас.%) получено наиболее низкое значения $f\text{O}_2$ (0,8 лог. ед. выше буфера FMQ), а наиболее высокие (1,8-2,7 лог. ед. выше буфера FMQ) для высокохромистых хромититов. Эти данные приводятся в таблице результатов, а связь химического типа шпинели и фугитивности кислорода не обсуждается. Результаты И.С. Чашухина использованы в другой статье [10].

В наших работах [6, 7] установлено, что глиноземистые хромититы северной части Войкаро-Сыньинского массива менее окислены (-0,5 – +1,5 лог. ед. относительно буфера FMQ), чем хромистые (+1,8 – +3,5 лог. ед. относительно буфера FMQ) [7]. По разрезу через рудное тело высокохромистых хромититов Аркашорского рудопроявления $f\text{O}_2$ (FMQ) варьирует в пределах +1,8 – +2,8 лог. ед. Наблюдается понижение $f\text{O}_2$ вблизи контактов тела с вмещающими породами и внутри деформационной зоны, разделяющей его на два блока [6].

Цель настоящей работы состоит в том, чтобы установить закономерности изменения окислительно-восстановительных условий в процессе образования хромититов глиноземистого химического типа, развитых в пределах Ямботывисской площади.

Геологическое строение Ямботывисской площади

Ультрамафитовые массивы Войкаро-Сыньинский, Рай-Из и Сыум-Кей составляют большую часть главного водораздельного хребта Полярного Урала. Офиолиты интегрированы в систему аллохтонов, надвинутых на запад на палеозойские толщи Центрально-Уральского поднятия [3, 4]. По современным представлениям [3] они являются крупными фрагментами коры и литосферы океанического типа, сформированной в задуговых и междуговых окраинных бассейнах, в том числе и в надсубдукционной обстановке в ранне- и среднепалеозойское время.

Ультрамафиты Войкаро-Сыньинского массива представлены породами сетчатого и полосчатого дунит-гарцбургитового комплекса, которые как с севера, так и с юга окаймлены габброидами. В породах прослеживается метаморфическая зональность: с запада на восток высокотемпературные апогарцбургитовые минеральные парагенезисы сменяются низкотемпературными [1].

Ямботывисская площадь расположена на водоразделе ручья Ямботывис и реки Левая Пайера (рис. 1). На юго-востоке проходит тектонический контакт ультрамафитов и габброидов, в связи с чем, в ультрамафитах южной части площади распространены породы жильного дунит-верлит-клинопироксенитового (кершорского) комплекса.

Количество дунитовой составляющей в породах дунит-гарцбургитового комплекса Ямботывисской площади варьирует от 10 до 70%, с фоновым содержанием 15-20%. Дуниты выделяются как в виде жил сетчатого комплекса, мощность которых варьирует от первых сантиметров до десятков сантиметров, так и в виде тел мощностью до 100-150 м. Форма дунитовых тел в плане преимущественно линзовидная, реже близка к изометричной. Простираение дунитовых тел и участков с повышенным содержанием дунитовой составляющей северо-восточное (рис. 1).

Апогарцбургитовые метаморфические ассоциации образованы под действием равновесного и неравновесного метаморфизма [1]. Неравновесный метаморфизм (амфиболизация) проявлен в развитии по энстатиту тальк-амфиболового агрегата. Равновесные метаморфиты представлены амфибол-оливиновыми, амфибол-оливин-антигоритовыми и оливин-антигоритовыми (войкаритами) породами.

Апогарцбургитовые метаморфиты северной части площади представлены войкаритами, к югу они сменяются амфибол-оливин-антигоритовыми породами, а затем амфибол-оливиновыми, южнее преобладают амфиболизированные и петельчато-серпентинизированные гарцбургиты.

В настоящей работе изучены хромититы наиболее крупных рудопоявлений № 24, 25, 28, 118, 346, Морковкинское (рис. 1). Они различаются как структурно-текстурными особенностями, так и петрографическим составом разреза рудовмещающих пород.

Хромититы проявлений 24 и 25 залегают в теле дунитов. На рудопоявлении 24 преобладают вкраплено-полосчатые хромититы убого-редко вкрапленной структуры, а на проявлении 25 – средне-густо-вкрапленные со шлирами сплошных.

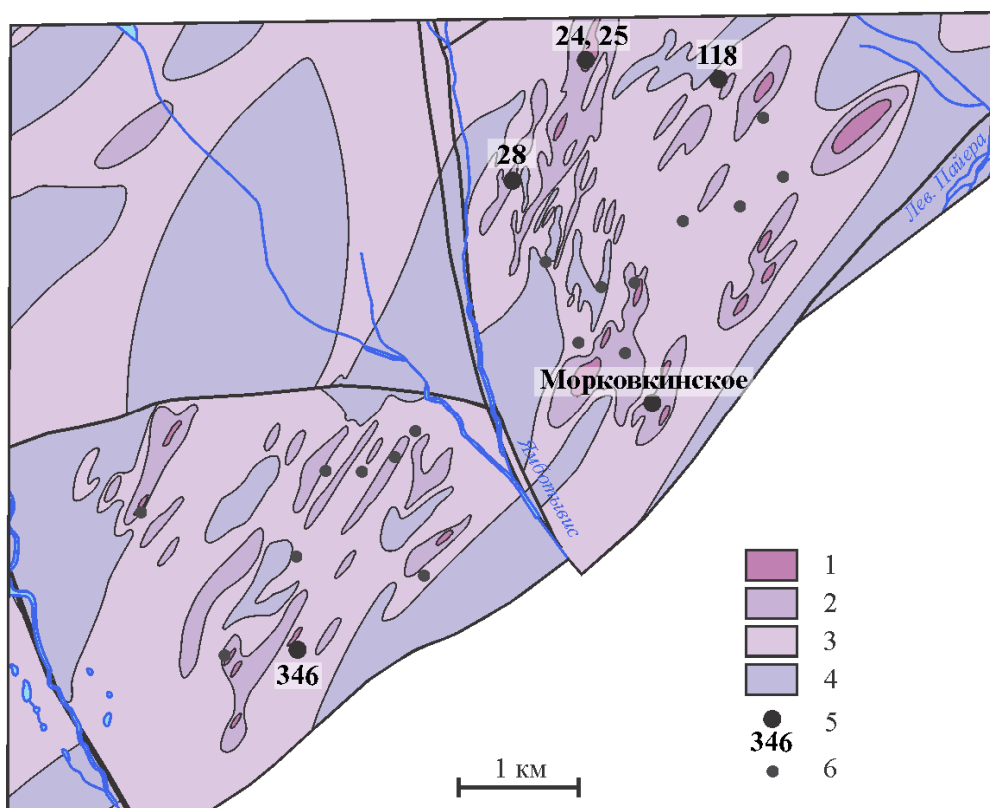


Рис. 1. Геологическое строение Ямбот'евской площади. Условные обозначения: 1-4 породы дунит-гарцбургитового комплекса: 1 – дуниты; 2-4 – содержание дунитовой составляющей в гарцбургитах: 2 – более 30%, 3 – 10-30%, 4 – менее 10%; 5 – рудопоявления, изученные в настоящей работе и их номера; 6 – прочие рудопоявления.

Оруденение рудопоявлений 28, 118, 346 и Морковкинское локализовано в апогарцбургитах. Рудные тела окружены дунитовой оторочкой, мощность которой варьирует от 10-15 см, до первых метров. Структура хромититов рудопоявления 28 среднезернистая, изменяется от средне- до густо-вкрапленной. На рудопоявлении 118 развиты густо-вкрапленные до сплошных хромититы массивной текстуры. Для хромититов проявления 346 типична шлировая текстура – среди мелкозернистого средне-вкрапленного матрикса наблюдаются обособления линзовидной и неправильной формы, сложенные густо-вкрапленным среднезернистым хромититом. Для Морковкинского рудопоявления характерны нодулярные хромититы. Нодули имеют форму искаженных октаэдров со скругленными гранями и ребрами и диаметр в среднем около 1,5 см.

Химический состав рудообразующих хромовых шпинелей

Рудообразующие хромовые шпинели хромититов Ямботывисской площади относятся к глиноземистому магнезиальному химическому типу (рис. 2) и содержат 37-44 мас.% Cr_2O_3 при содержании Al_2O_3 24-30 мас.%. Наименьшую хромистость имеют шпинели их хромовых руд рудопроявлений (р.п.) 24 и 25, наибольшую – из р.п. № 28. Составы хромовых шпинелей рудопроявлений Морковкинское, 118, 118а, 346 близки. По соотношению катионов Cr и Al они занимают промежуточное положение между шпинелидами р.п. 24, 25 и 28.

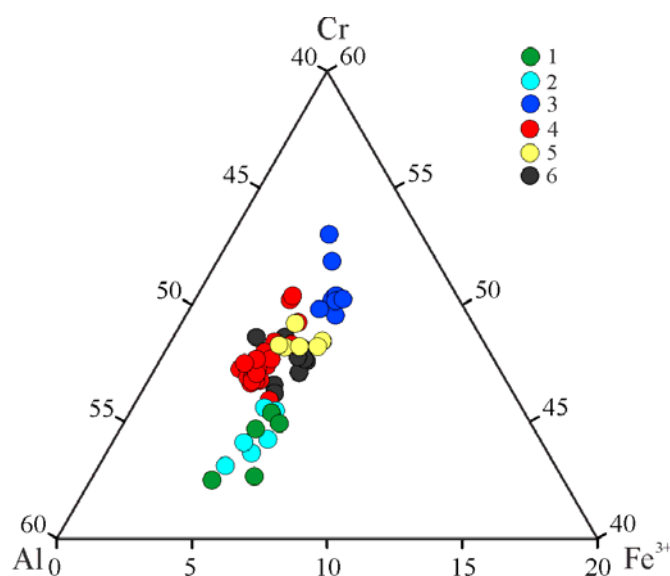


Рис. 2. Диаграмма составов рудообразующих хромовых шпинелей Ямботывисской площади. Рудопроявления: 1 – 24, 2 – 25, 3 – 28, 4 – 118, 5 – 346, 6 – Морковкинское.

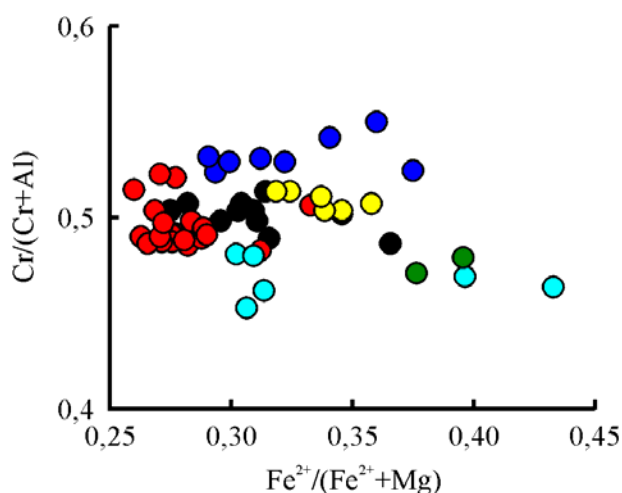


Рис. 3. Диаграмма железистость – хромистость рудообразующих хромовых шпинелей Ямботывисской площади. Условные обозначения, см. рис. 2.

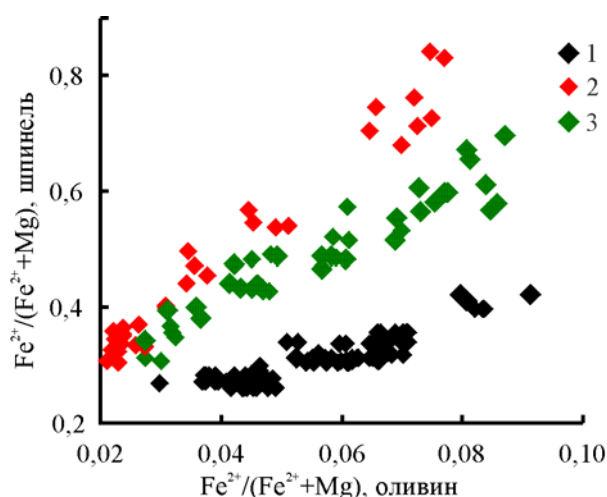


Рис. 4. Диаграмма железистость оливина – шпинели в хромититах. 1 – Ямботывисская площадь, 2 – м-ние Центральное, 3 – Ен-гайское рудопроявление массива Рай-Из.

Степень окисления железа ($Fe^{\#}=Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+})$) в шпинели для всех изученных рудопроявлений находится в пределах 15-27%. Шпинели р.п. 118 содержат наименьшее количество трехвалентного железа; они же обладают наиболее низкой железистостью ($f=Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$). Обращает на себя внимание (рис. 3) отсутствие корреляции между содержаниями двух- и трехвалентных катионов, типичной для рудообразующих хромовых шпинелей массива Рай-Из [2].

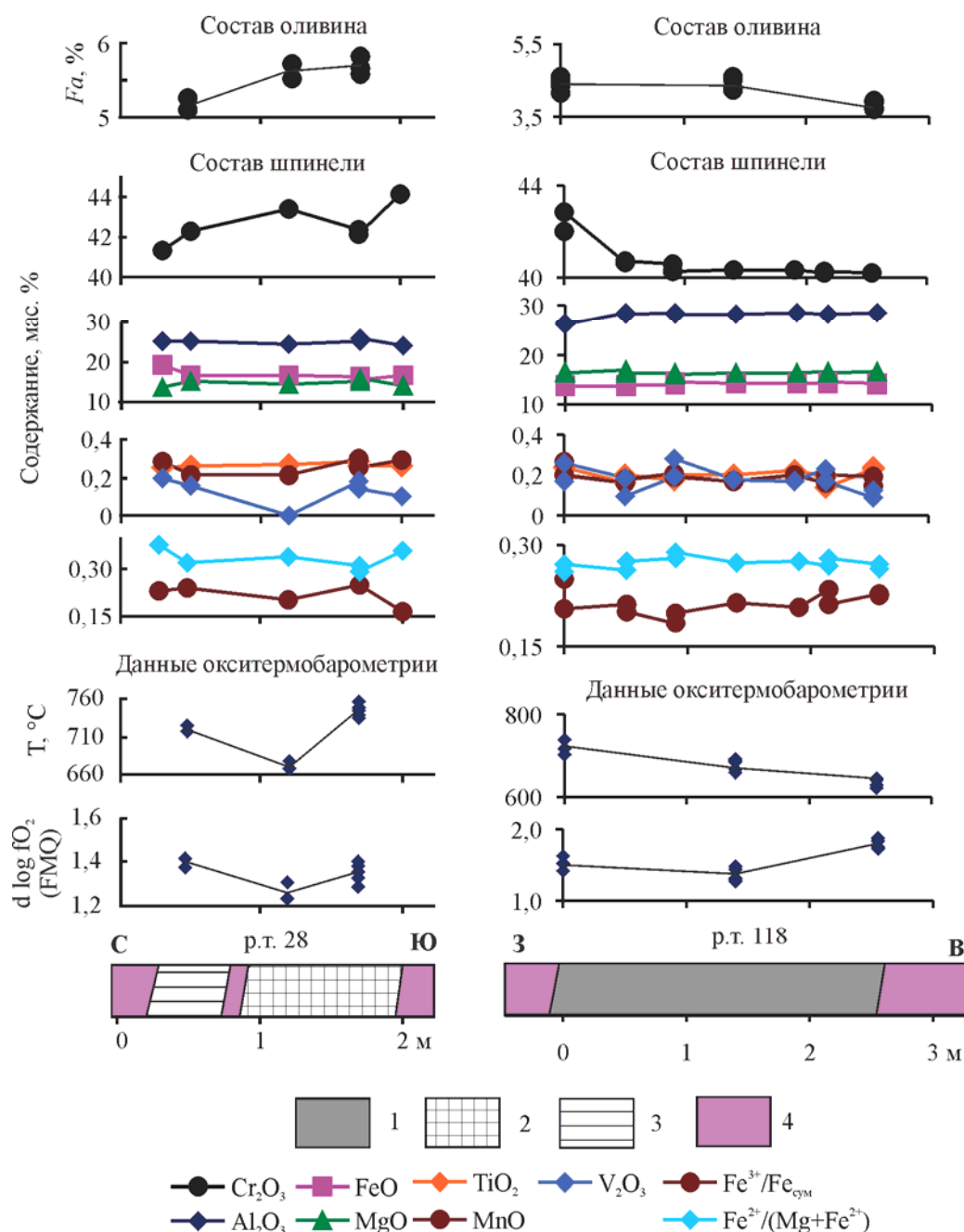


Рис. 5. Изменение химического состава рудообразующей шпинели, температуры оливин-шпинелевого равновесия и фугитивности кислорода внутри тел хромитов 28 и 118 Ямботывисской площади. Условные обозначения: 1-3 – структура хромитов по содержанию рудообразующей шпинели: 1 – сплошные, 2 – густо-вкрапленные; 3 – средне-вкрапленные; 4 – дуниты.

Наблюдается прямая пропорциональность железистостей оливина и шпинели (рис. 4). Отношение железистость оливина/железистость шпинели для хромититов Ямботывисской площади в два раза выше, чем для месторождения Центральное массива Рай-Из и в полтора раза выше, чем для рудопроявления Енгайское [8]. На массиве Рай-Из тренды изменения состава оливина и шпинели для каждого из объектов являются общими для хромититов и вмещающих их равновесных метаультрамафитов. Это указывает на метаморфический генезис хромового оруденения. Изученные хромититы Ямботывисской площади залегают в неравновесных метаморфитах – амфиболизированных гарцбургитах, однако составы оливинов и шпинелей хромититов ложатся на единую линию тренда. Это подтверждает то, что изменение наклона линии тренда отражает изменение параметров рудообразования и метаморфизма.

В пределах рудопоявлений 28, 118, 346 наблюдается увеличение содержания Cr_2O_3 к одному из контактов (рис. 5, 6) на 1 мас.% (р.п. 346) и около 3 мас.% (р.п. 118 и 28). Оно сопровождается снижением содержания Al_2O_3 и Fe#. По содержанию двухвалентных катионов наиболее выраженная зональность наблюдается на р.п. 28 – железистость шпинели к его контактам повышается. В телах хромититов р.п. 118 и 346, напротив наиболее железистые шпинели локализованы во внутренних частях рудных залежей.

Железистость ($Fa = \text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$) оливина в пределах изученных тел хромититов изменяется незначительно (в пределах 0,7%) и понижается к одному из контактов одновременно с количеством Cr_2O_3 . Содержание фаялитовой молекулы в пределах одной пробы варьирует на 0,5%, что может быть связано с существованием химической зональности минерала.

Окситермобарометрия хромититов Ямботывисской площади

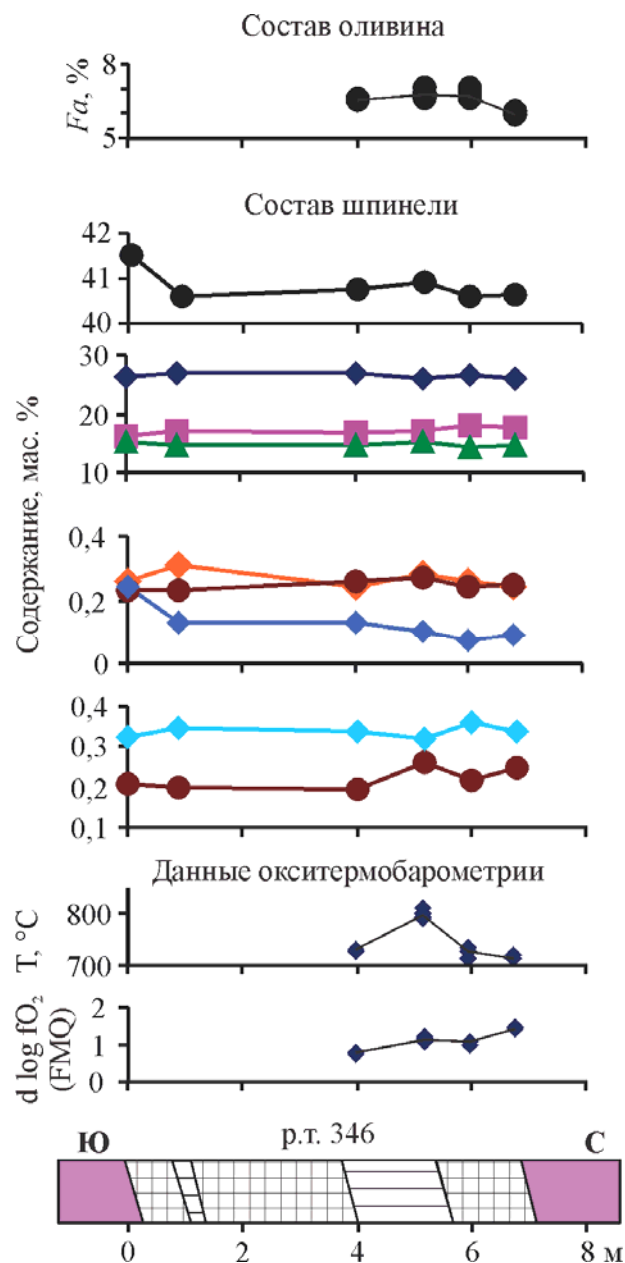
Фугитивность кислорода и температура оливин-шпинелевого равновесия были рассчитаны при помощи геотермометра и оксибарометра Больхауза-Берри-Грина [9]. Вычисленные температуры варьируют в диапазоне 600-795°C, в том числе и в пределах отдельных рудных залежей.

В целом, наименьшие на Ямботывисской площади значения $f\text{O}_2$ устанавливаются (рис. 7а) в хромовых рудах р.п. 346 и 24 (0,6-1,5 ед. выше буфера FMQ). Наибольшая фугитивность кислорода установлена в хромититах р.п. 28, 118 и 118а (FMQ +1,5...+1,9 ед.). Убого- и редко-вкрапленные хромититы более восстановлены, чем средне-вкрапленные, густо-вкрапленные и сплошные (рис. 7б). Это хорошо иллюстрирует возрастание густоты вкрапленности с увеличением $f\text{O}_2$ в хромовых рудах р.п. 346 (рис. 6).

Хромититы внутренних частей рудных залежей менее окислены, по сравнению с эндоконтактовыми частями (рис. 5, 6). От центра тела к контакту с вмещающими породами $f\text{O}_2$ возрастает на 0,2-0,6 ед. Температура оливин-шпинелевого равновесия, установленная вблизи контактов рудных тел выше, чем во внутренних частях.

В рудном теле р.п. 346 наблюдается увеличение от центра к северному эндоконтакту густоты вкрапленности хромовой шпинели. Структура хромитита изменяется от редко-вкрапленной и средне-вкрапленной до густо-вкрапленной. Одновременно с этим повышается значение fO_2 от 0,8 до 1,4 лог. ед. выше буфера FMQ.

Рис. 6. Изменение химического состава рудообразующей шпинели, температуры оливин-шпинелевого равновесия и фугитивности кислорода внутри тела хромититов 346 Ямботывисской площади. Условные обозначения см. рис. 5.



Обсуждение результатов и выводы

Хромититы Ямботывисской площади локализованы как в породах дунит-гарцбургитового комплекса, так и в телах дунитов. Хромититы, залегающие в крупных телах дунитов (р.п. 24, 25), отличаются более низкой хромистостью. Для них характерна и несколько более низкая степень окисления железа в шпинели. Различие в $Fe^\#$ шпинели из хромититов дунит-гарцбургитового комплекса и тел дунитов незначительно и соответствует разнице в фугитивности кислорода на 0,1-0,2 лог. ед. Это значение

находится в пределах погрешности метода (0,4 лог. ед., [9]), соответственно изменение fO_2 в пределах площади не зависит от петрографического состава вмещающих пород. Наблюдается другая закономерность – с ростом фугитивности кислорода увеличивается густота вкрапленности шпинели в хромитите. Наиболее наглядно она проявлена в хромовых рудах р.п. 346. Другим примером являются изученные хромититы р.п. 24 и 25, которые залегают в одном дунитовом теле и состоят из хромовых шпинелей близкого состава. Они различаются структурой хромититов – редко-вкрапленной на р.п. 24 и густо-вкрапленной до сплошной на р.п. 25. Фугитивность кислорода, установленная для хромититов р.п. 25 статистически выше, чем для хромовых руд р.п. 24. Наиболее высокие на участке значения fO_2 отмечаются для р.п. 118, сложенном сплошными и густо-вкрапленными до сплошных хромититами. Эти факты указывают на существование связи густоты вкрапленности рудообразующего минерала в хромитите с изменением фугитивности кислорода в процессе рудообразования. Аналогичная закономерность установлена нами и в высокохромистых хромититах массива Рай-Из [2, 7]. На этом массиве наибольшая фугитивность кислорода установлена в густо-вкрапленных хромититах месторождения Центральное, Западное и др., а наименьшая во вкраплено-полосчатых убого- и редко-вкрапленных хромовых руд рудопроявлений Енгайское, Юго-Западное-2 и 3.

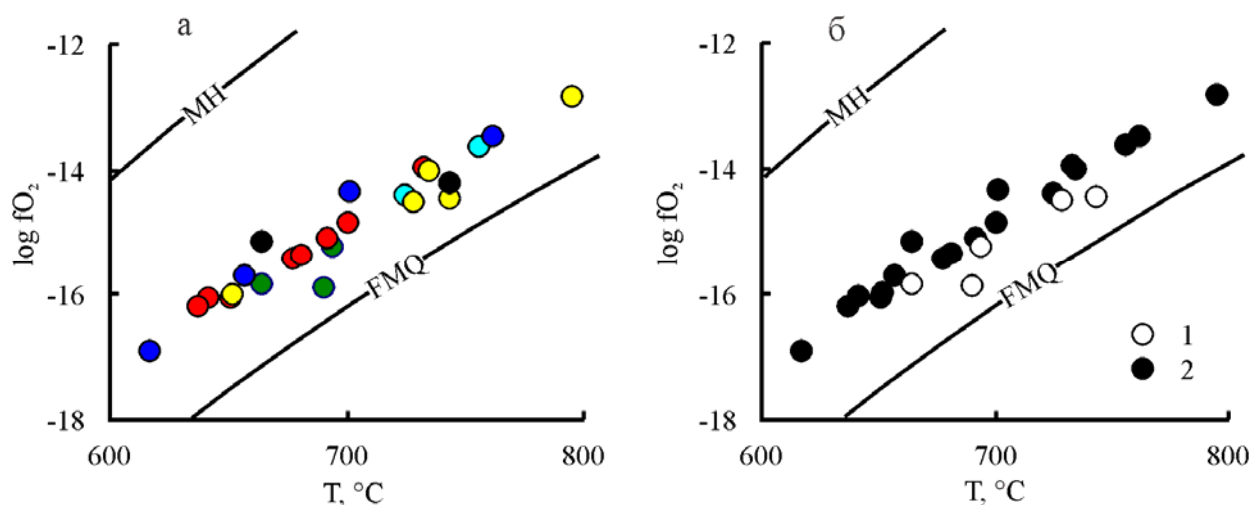


Рис. 7. Диаграммы T - fO_2 для хромититов Ямботывисской площади. а – для хромититов изученных рудопроявлений (условные обозначения, см. рис. 2); б – различной вкрапленности: 1 – убого и редко-вкрапленные; 2 – от средне-вкрапленных до сплошных.

Фугитивность кислорода на всех исследованных рудопроявлениях Ямботывисского участка увеличивается к контактам (на 0,2-0,6 лог. ед.). Увеличение fO_2 в данном случае происходит независимо от изменения содержания рудообразующего минерала в руде и связано, по-видимому, с диафторезом.

Прямая пропорциональность между железистостями сосуществующих оливинов и шпинелей из хромититов изученных рудопроявлений Ямботывисской площади указывает на существование равновесия в системе порода/руда.

Исследования проведены при частичной поддержке РФФИ, проект № 18-05-70016 (П.Б. Ширяев) и Комплексной программы УрО РАН, проект № 18-5-5-32 (Н.В. Вахрушева).

Литература

1. *Вахрушева Н.В.* Метаморфизм хромитоносных гипербазитов Полярного Урала. Автореферат дисс... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: УГГГА, 1996. 24 с.
2. *Вахрушева Н.В., Ширяев П.Б., Степанов А.Е., Богданова А.Р.* Петрология и хромитоносность ультраосновного массива Рай-Из (Полярный Урал). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2017. 265 с.
3. *Пучков В.Н.* Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
4. *Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программе EUROPROBE.* Под ред. А.Ф. Морозова. М.: ГЕОКАРТ; ГЕОС, 2006. 736 с.
5. *Чащухин И.С., Вотяков С.Л., Щапова Ю.Л.* Кристаллохимия хромшпинели и окситермобарометрия ультрамафитов складчатых областей. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. 310 с.
6. *Ширяев П.Б.* Отклонение от стехиометрии составов рудообразующих хромшпинелей высокохромистых и глиноземистых хромититов Войкаро-Сыньинского массива // Ежегодник-2012. Труды Института геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого, 2013. Вып. 160. С. 183-187.
7. *Ширяев П.Б., Вахрушева Н.В.* Особенности окислительно-восстановительного состояния хромовых руд массивов Рай-Из и Войкаро-Сыньинский (Полярный Урал) // Петрогенезис и рудообразование. Материалы международной конференции XIV Чтения памяти А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. С. 234-237.
8. *Ширяев П.Б., Вахрушева Н.В.* Оливин-хромшпинелевое равновесие в хромититах и ультрамафитах массива Рай-Из, Полярный Урал // Литосфера, 2016. № 2. С. 107-110.
9. *Ballhaus C., Berry R., Green D.* High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implication for the oxidation state of the upper mantle // Contributions to Mineralogy and Petrology, 1991. Vol. 107. P. 27-40.
10. *Garuti G., Pushkarev E.V., Thalhammer O.A.R., Zaccarini F.* Chromitites of the Urals (Part 1): Overview of chromite mineral chemistry and geo-tectonic setting // Ofioliti, 2012. Vol. 37. № 1. P. 27-53.

УДК 553.461+552.13

ХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ НОДУЛЕЙ ХРОМОВОЙ ШПИНЕЛИ И ОКСИТЕРМОБАРОМЕТРИЯ НОДУЛЯРНЫХ ХРОМИТИТОВ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ ЕНГАЙСКОЕ-3 МАССИВА РАЙ-ИЗ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

П. Б. Ширяев^{1,2}, Н. В. Вахрушева^{1,2}

¹*Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург*

²*Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург*

Хромититы нодулярной текстуры распространены в хромитоносных офиолитовых массивах всего мира. Не смотря на более чем вековую историю изучения и многообразие моделей образования хромититов такого типа [2, 3, 4, 6, 10, 11, 13 и др.], их генезис остается дискуссионным. Одна из первых моделей была предложена известным отечественным геологом А.П. Карпинским [2], который рассматривал нодулярные хромититы как гальки, сформировавшиеся в процессе механического перемещения рудного вещества при высокой температуре и за короткий промежуток времени. В 50-х, 60-х годах XX века большинство ученых, в числе которых крупный исследователь хромититов Кемпирсайского массива Н.В. Павлов [3], придерживались точки зрения, согласно которой, нодули образуются вследствие ликвации рудно-силикатного расплава. В настоящее время рассматривается несколько возможных механизмов образования нодулярных хромититов.

Первый из них предложен К. Болхаузом [6]. С точки зрения автора, образование нодулярных хромититов происходит при смешивании расплавов, имеющих различную основность, и, как следствие, вязкость. Более основной и менее вязкий расплав образует капли в более кислом и более вязком. Внутри этих капель происходит кристаллизация хромовой шпинели. Зерна минерала заполняют капли, что приводит к образованию нодуля.

Согласно второй концепции [11] нодулярные хромититы формируются под влиянием флюидной фазы. Пузыри флюида в базальтовом расплаве собирают микрокристаллы хромита и поднимают их в верхнюю часть магматической колонки. Здесь кристаллы накапливаются и, собираясь в сегрегации, плотность которых выше, чем плотность базальтового расплава, вновь опускаются на дно камеры, принимая в расплаве эллипсоидальную форму.

Наиболее позднее исследование [13] основано на результатах рентгеновской томографии нодулярных хромититов Оманского массива и определении ориентировки зерен хромовой шпинели, из которых состоят нодули, при помощи EBSD-приставки.

Авторами установлено, что изученные ими нодули образуются путем нарастания кайм сплошного хромитита на скелетные кристаллы шпинели или сегрегации зерен минерала. Округлая форма нодулей является следствием их частичного растворения. Образование кайм хромита происходит в пересыщенном хромом расплаве.

Активно занимаются изучением нодулярных хромититов сотрудники Института геологии УНЦ РАН (г. Уфа). Так, Д.Е. Савельевым было изучено одно из месторождений массива Крака, в пределах которого встречаются как нодулярные, так и сплошные хромититы [4]. Автором сделан вывод, что нодулярные хромититы имеют тектоническое происхождение и образуются при сдвиговом течении за счет массивных. Внутри тела массивных хромититов нодулярные руды трассируют ослабленные зоны и ассоциируют с наиболее слабыми в реологическом отношении дунитами. Округлая форма нодулей формируется по причине высоких общего давления и температуры, при которых в приповерхностных условиях происходило бы образование брекчий.

Нодулярные хромититы рудопроявления Енгайское-3, являющиеся предметом обсуждения настоящей публикации, ранее были изучены методом электронной микроскопии В.Ю. Алимовым и Л.А. Шерстобитовой [5]. По результатам исследования установлено, что краевая часть нодуля сложена колломорфным агрегатом хромита. По мере приближения к его центру отмечается зарождение на поверхностях колломорфных образований граней октаэдра [111], представленных треугольными субиндивидами. Изменяется морфология колломорфного агрегата, наблюдаются переходы к микроглобулярной структуре. Для микроглобулей характерна агрегация мелких (диаметром 0,5-1 мкм) глобулей в более крупные (3-5 мкм) и наличие поверхностной огранки. При дальнейшем приближении к центру нодуля происходит срастание субиндивидов, увеличивается степень кристалличности хромовой шпинели.

Целью настоящей работы является изучение химической зональности нодуля хромовой шпинели из хромититов рудного тела № 11 рудопроявления Енгайское-3.

Составы рудообразующих хромовых шпинелей и оливинов были определены при помощи электронно-зондового микроанализа (микроанализатор CAMECA SX 100, ИГГ УРО РАН, аналитик А.В. Михеева).

В пределах рудного тела № 11, представленного хромититами вкраплено-полосчатой текстуры, обнажается линзовидное обособление нодулярных хромититов видимой мощностью 55 см (рис. 1). Линза ориентирована субмеридионально, согласно с полосчатостью убого-вкрапленных хромититов, и имеет субвертикальное падение.

Тело нодулярных хромититов залегает в дунитовом теле, в котором повсеместно встречаются струи, пачки, зоны вкраплено-полосчатых убого-вкрапленных руд, которые фиксируют зоны трещиноватости.

В сечении нодули имеют овальную форму с соотношением осей 3:2, реже 2:1. Размеры нодулей колеблются от 6 до 20 мм по длинной оси, составляя в среднем 14-16 мм. Большинство крупных нодулей имеет зональное строение и состоит из двух зон.

Внутренняя зона (ядро) представлена средней или редкой вкрапленностью кристаллов хромшпинели, размеры которых составляют 0,3-1,0 мм, расположенных среди зерен оливина и хлорита. В общем случае конфигурация ядра отвечает форме нодуля [1]. Внешняя зона представлена монокристалльной каймой хромшпинели мощностью 3-4 мм. Как видно на фотографии шлифа, кайма развита не по всей периферии изученного нодуля – в верхней его части она отсутствует (см. рис. 3, профиль b-b'). Монокристалльное строение внешней зоны прослеживается благодаря одинаковой ориентировке трещин отдельности, которые в ней проявлены. В каймах нодулей развиты трещины, часто заполненные в разной степени серпентинизированным оливином. Помимо них, встречаются ступенчатые трещины, секущие весь нодуль (не выходящие за его пределы) и выполненные параллельно-шестоватым агрегатом хлорита.



Рис. 1. Коренной выход нодулярных хромититов. Рудное тело № 11, рудопроявление Енгайское-3, левый берег р. Енга-Ю.

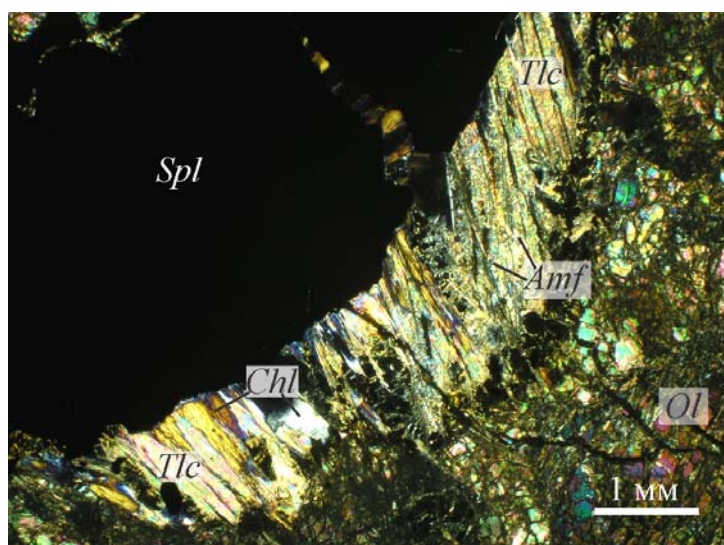


Рис. 2. Развитие талька (*Tlc*), хромового клинохлора (*Chl*), серпентина (*Srp*) и тремолита (*Amf*) в тенях давления на границе нодуля хромовой шпинели (*Spl*) с серпентинизированным оливином (*Ol*). Фото шлифа, с анализатором.

Нодули погружены в силикатный матрикс, который представлен серпентинизированным оливином с отдельными длиннопризматическими зернами амфибола. У внешней границы нодуля, в тенях давления, развит параллельно-шестоватый

агрегат хромового клинохлора, тремолита и талька (рис. 2). В пространстве между нодулями выделяются линзы и цепочки кристалликов хромшпинели, размером 0,1-1,0 мм.

Изменение состава хромовой шпинели в пределах нодуля было изучено в двух взаимно перпендикулярных направлениях – по длинной и короткой осям (рис. 3). Составы хромовой шпинели в ядре и кайме нодуля различны. Содержание Cr_2O_3 в кайме постепенно понижается к краю нодуля и к контакту каймы с ядром и варьирует в пределах 61-62 мас.%. Аналогичным образом изменяются содержания MgO и Al_2O_3 . По короткой оси нодуля (рис. 3, профиль а-а') содержание Cr_2O_3 и степень окисления железа шпинели в кайме выше, чем по длинной оси (рис. 3, профиль b-b'). Такая зональность не может быть объяснена кинетическим перераспределением компонентов внутри зерен шпинели под действием направленного стресса, как это сделано в работе [12], поскольку обогащение хромом происходило бы иным образом, чем в изученном нодуле: Cr – по оси сжатия (короткой), а Al – по оси растяжения (длинной). Возможно, обогащение хромом по длинной оси происходит за счет выноса из минерала алюминия, который перераспределялся в хлорит, и который, совместно с тальком и тремолитом, образует параллельно-шестоватый агрегат в тенях давления по оси растяжения нодуля (рис. 2).

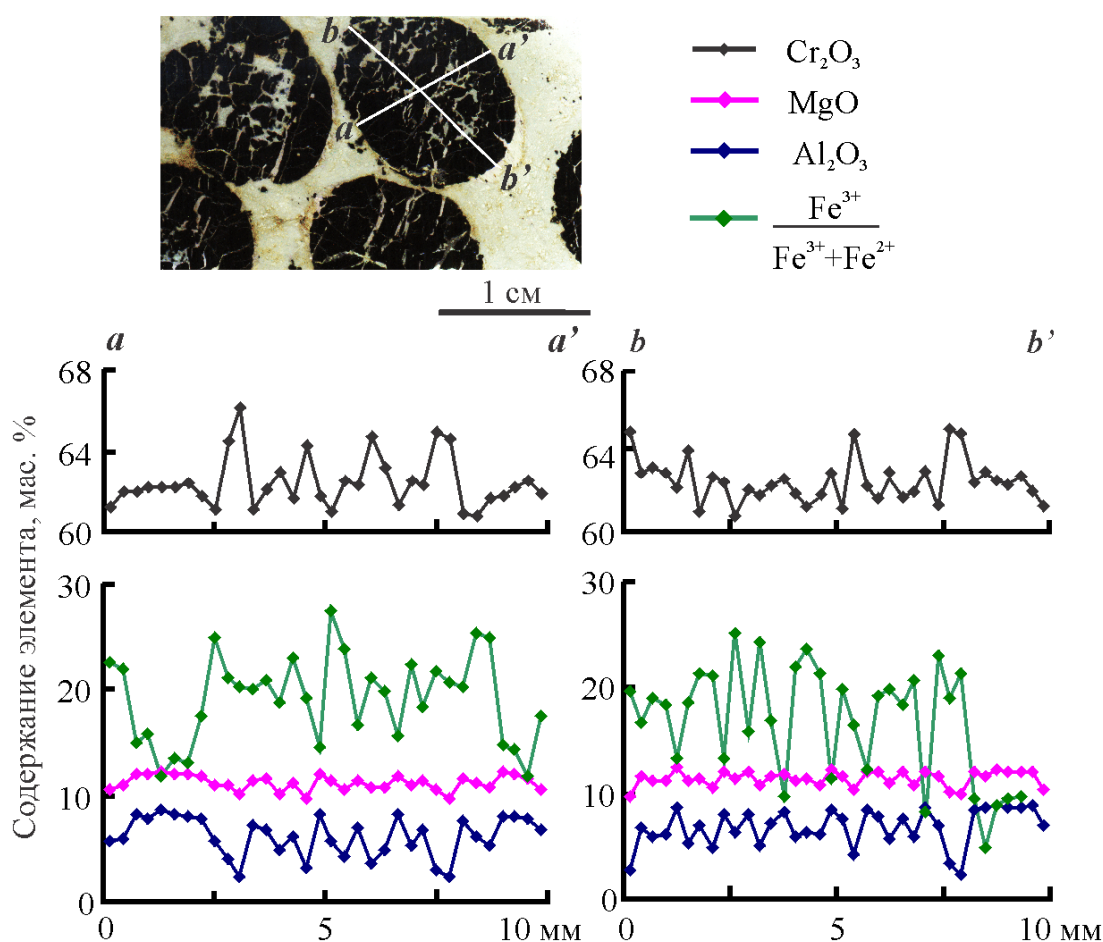


Рис. 3. Изменение химического состава хромовой шпинели в пределах нодуля из хромитита рудопроявления Енгайское-3.

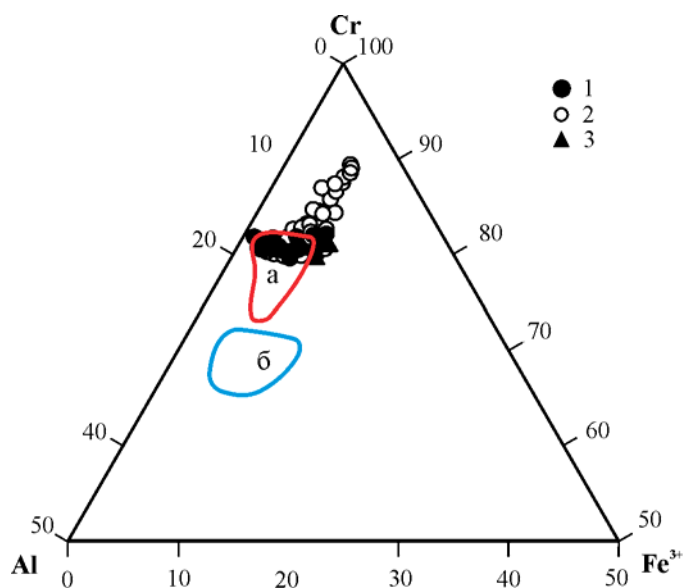


Рис. 4. Составы рудообразующих хромовых шпинелей из нодулярных хромититов рудопроявления Енгайское-3. Условные обозначения: 1 – кайма нодуля, 2 – ядро нодуля, 3 – вкрапленность хромовой шпинели в пространстве между нодулями; а, б – поля составов рудообразующих хромовых шпинелей по [3]: а – месторождение Центральное, б – рудопроявление Енгайское-1.

Состав шпинели в ядре нодуля заметно изменчив. От центра к краю зерен минерала содержание Cr_2O_3 увеличивается с 61-62 мас.% до 62-66 мас.% (в среднем составляя около 64 мас.%), в то же время, содержание Al_2O_3 понижается с 6-8 мас.% до 2-5 мас.%. Степень окисления железа в краях зерен шпинели на 3-5% ниже, чем в центральных частях.

Хромовые шпинели, слагающие ядро исследованного нодуля, имеют более высокую хромистость по сравнению с рудообразующими шпинелями месторождения Центральное (рис. 4). Шпинели, из которых состоит кайма нодуля, напротив, попадают в поле их составов. Зерна шпинели, образующие вкрапленность в пространстве между нодулями, близки по составу к краевым частям их кайм.

Изменение соотношения трехвалентных катионов в шпинелях каймы нодуля (от ее внутренней части, по направлению к краю и ядру) происходит, главным образом, путем замещения $\text{Al}^{3+} \leftrightarrow \text{Fe}^{3+}$, на что указывает обратная пропорциональность количеств этих катионов в элементарной ячейке минерала (рис. 5а). Аналогично изменяются составы зерен шпинели, образующие вкрапленность в пространстве между нодулями. В том числе, одно из изученных зерен находится в непосредственном контакте с зерном тремолита. Проявление такого типа изоморфизма связывают с поздними процессами, который претерпевал минерал при серпентинизации [8].

Для хромовых шпинелей из ядра нодуля изменение состава зерна минерала от центра к краю обусловлено изоморфным замещением $\text{Al}^{3+} \leftrightarrow \text{Cr}^{3+}$ (рис. 5б). Изоморфизм такого типа в рудообразующих шпинелях связывают с развитием хлорита при вторичном преобразовании хромовой шпинели [9].

Оливины из внутренней части нодуля являются наименее железистыми в пределах изученного образца хромитита ($Fa = 2-3\%$). Железистость оливинов за пределами нодуля несколько возрастает по мере удаления от него, достигая значений до 3,5%.

При помощи геотермометра и оксибарометра [7] был выполнен расчет температуры оливин-шпинелевого равновесия и фугитивности кислорода. Центральные части зерен

шпинелей и оливинов из ядра нодуля фиксируют наиболее низкие значения фугитивности кислорода до 0,7 лог. ед. выше буфера FMQ, в среднем около FMQ +2 лог. ед. Краевые части зерен значительно более окислены: фугитивность кислорода, определенная для них, составляет 3,1-3,3 лог.ед. выше буфера FMQ. Центральные части каймы нодуля и зерна оливина, контактирующего с нодулем, также являются более восстановленными (fO_2 = FMQ +1,2 – +1,7 лог. ед.) по сравнению с краевыми (fO_2 3,3-3,6 лог.ед. выше буфера FMQ). Температура оливин-шпинелевого равновесия находится на уровне 550-600°C.

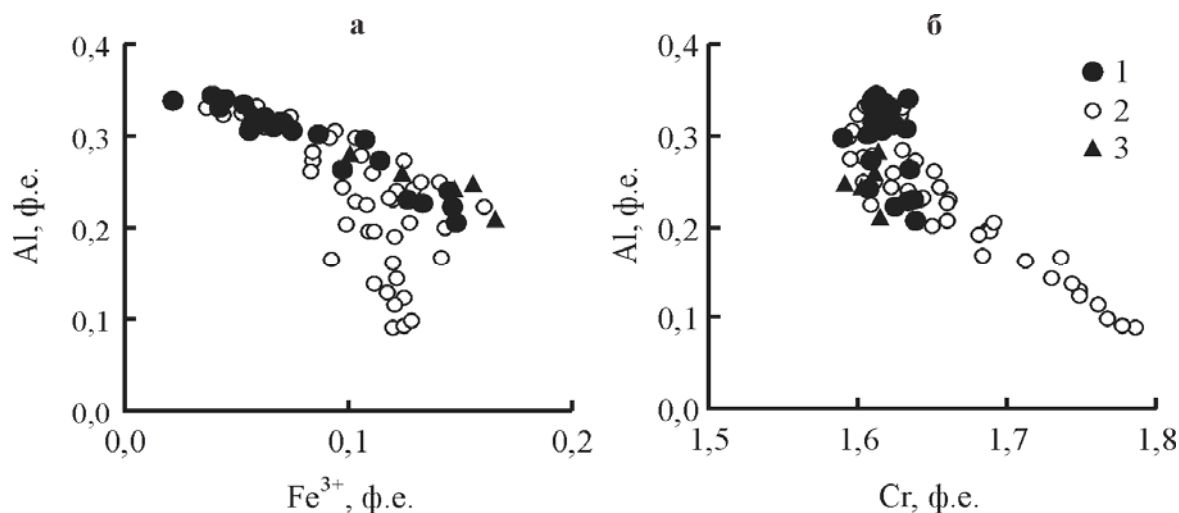


Рис. 5. Соотношение трехвалентных катионов в октаэдрах хромовой шпинели, слагающей нодуль из хромититов рудопоявления Енгайское-3. Условные обозначения, см. рис. 4.

Как показано выше, хромовые шпинели из ядра и каймы нодуля хромититов рудного тела 11 рудопоявления Енгайское-3 имеют различные тренды изменения состава, а также различаются микроструктурой. Это свидетельствует и о разных условиях их образования. Установленные в нашей работе параметры соответствуют этапу коровых (метаморфических) преобразований ультрамафитов. Ядра нодулей часто имеют угловатую форму, которую наследует кайма. Граница ядра и каймы резкая, без постепенного изменения густоты вкрапленности хромовой шпинели. Мощность каймы выдержана и не зависит от размеров ядра. Эти наблюдения, в сочетании с полученными в настоящей работе данными, позволяют предполагать, что ядра изученных нодулей, как и нодулей из хромититов Оманского массива, изученные в работе [13], являются фрагментами (обломками) более ранних вкрапленных хромититов. Симметричная зональность каймы указывает на то, что ее состав не претерпевал изменений вследствие наложенных процессов, а является первичным. Его вариация от внутренних частей к внешним происходила в условиях изменения фугитивности кислорода и химизма рудообразующей системы. Образование кайм нодулей сопряжено с этапом метаморфизма, на котором в силикатной части хромититов формировался парагенезис хлорита, тремолита и талька, а оливин сохранял пластичность. Кроме этого, результаты,

полученные в настоящей работе, показывают, что при метаморфизме ультрамафитов возможно масштабное переотложение рудного вещества без существенного изменения химического состава рудообразующей шпинели.

Исследования проведены при частичной поддержке РФФИ (№ 18-05-70016, П.Б. Ширяев) и Комплексной программы УрО РАН (№ 18-5-5-32, Н.В. Вахрушева).

Литература

1. Вахрушева Н.В., Ширяев П.Б., Степанов А.Е., Богданова А.Р. Петрология и хромитоносность ультраосновного массива Рай-Из (Полярный Урал). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2017. 265 с.
2. Карпинский А.П. О вероятном происхождении коренных месторождений платины уральского типа // Известия АН СССР, 1926. Т. 20. Вып. 1-2. С. 133-158.
3. Павлов Н.В., Кравченко Г.Г., Чупрынина И.И. Хромиты Кемпирсайского плутона. М.: Наука, 1968. 197 с.
4. Савельев Д.Е. Происхождение нодулярных текстур на примере хромититов массива Средний Крак, Южный Урал // Руды и металлы, 2013. № 5. С. 41-49.
5. Строение, эволюция и минерогения гипербазитового массива Рай-Из. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 228 с.
6. Ballhaus C. Origin of the podiform chromite deposits by magma mingling // Earth and Planetary Science Letters, 1998. Vol. 156. P. 185-193.
7. Ballhaus C., Berry R.F., Green D.H. Experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen barometer – implications for oxygen fugacity in the Earth's upper mantle // Contributions to Mineralogy and Petrology, 1991. Vol. 107. P. 27-40.
8. Bliss N.W., MacLean W.H. The paragenesis of zoned chromite from Central Manitoba // Geochimica et Cosmochimica Acta, 1975. Vol. 39. P. 973-990.
9. Colás V., González-Jiménez J.M., Griffin W.L., Fanlo I., Gervilla F., O'Reilly S.Y., Pearson N.J., Kerestedjian Th., Proenza J.A. Fingerprints of metamorphism in chromite: new insights from minor and trace elements // Chemical Geology, 2014. Vol. 389. P. 137-152.
10. Lago B.L., Rabinowicz M., Nicolas A. Podiform chromite ore bodies: a genetic model // Journal of Petrology, 1982. Vol. 23. P. 103-125.
11. Matveev S., Ballhaus C. Role of Water in the Origin of Podiform Chromitite Deposits // Earth and Planetary Science Letters, 2002. Vol. 203. P. 235-243.
12. Ozawa K. Stress-induced Al-Cr zoning of spinel in deformed peridotites // Nature, 1989. Vol. 338. P. 141-144.
13. Prichard H.M., Barnes S.J., Godel B., Reddy S.M., Vukmanovic Z., Halfpenny A., Neary C.R., Fisher P.C. The structure of and origin of nodular chromite from the Troodos ophiolite, Cyprus, revealed using high-resolution X-ray computed tomography and electron backscatter diffraction // Lithos, 2015. Vol. 218-219. P. 87-98.

УДК 549+552+621.921

К МИНЕРАЛОГИИ ПЛАВЛЕНОГО ТИТАНИСТОГО КОРУНДА**Л. П. Яковлева, Л.А. Карпец***ОАО «Первоуральский динасовый завод», г. Первоуральск*

Техническая минералогия и петрография – активно развивающиеся направления, использующие те же методы исследования вещества, что и классические (геологические) науки [2 и мн. др.]. Развитие методов исследования позволяют существенно расширить знания об искусственных минералах, в больших объемах производимых промышленностью, в частности абразивной отраслью.

Основной объем абразивных материалов составляют электрокорунды, синтезируемые в электрических печах при температурах выше 2000°C. В зависимости от состава выделяют несколько разновидностей: белый, нормальный, легированный (титанистый, хромистый, хромотитанистый), циркониевый и т.д. Каждая разновидность обладает своими преимуществами в определенной сфере абразивного инструмента.

В рамках данной статьи рассматривается минеральный состав титанистого корунда, выплавляемого ОАО «Первоуральский динасовый завод» для нужд огнеупорного производства и абразивной отрасли. Основой фазой такого материала является корунд (Al_2O_3) – стабильная высокотемпературная модификация глинозёма. Совместная плавка Al_2O_3 с рутиловым концентратом позволяет создать условия для изоморфного замещения части Al^{3+} в решетке корунда на Ti^{3+} , в этом заключается легирование, улучшение служебных характеристик абразивного зерна. Корректируя условия плавки можно менять количество титана в структуре корунда. Были проведены опыты с разным количеством рутилового концентрата в шихте (стадийное увеличение с шагом 0,2%), а также плавки с изменением окислительно-восстановительного потенциала. Плавленый корунд изучен электронно-зондовым рентгеноспектральным анализом (микроанализатор CAMECA SX 100, ИГГ УрО РАН, аналитик Д.А. Замятин), получен химический состав соединений всей минеральной ассоциации (табл. 1-3).

Экспериментально установлено при плавке в окислительных условиях имеется определенный критический уровень замещения алюминия на титан, после которого повышение концентрации легирующей примеси в расплаве не приводит к лучшему закреплению титана в кристаллической решетке корунда. Вероятно, в окислительных условиях имеет место гетеровалентный изоморфизм по схеме: $\text{Al}^{3+} + \text{вакансия} \rightarrow \text{Ti}^{4+}$. При создании слабо-восстановительных условий процесса плавки, валентность титана меняется на более низкую, изовалентный изоморфизм по схеме $\text{Al}^{3+} \rightarrow \text{Ti}^{3+}$ более

приемлем, так как сохраняется электронейтральность кристаллической решетки без создания дефектов в виде электронных вакансий. По данным электронно-зондового исследования при слабо-восстановительных условиях в кристаллах корунда обнаруживается в среднем в два раза больше TiO_2 , нежели в таком же материале, но без введения дополнительного углерода в шихту. Цвет корунда меняется с бледно-серого на серовато-коричневый, что сближает материал с нормальным электрокорундом, получаемым из железистых бокситов восстановительной плавкой. Таким образом, для закрепления титана в решетке корунда целесообразно регулировать окислительно-восстановительные условия при плавке, а не только увеличивать концентрацию примеси в исходной шихте.

Таблица 1

Химический состав Al_2O_3 (в мас.%) при разных количествах рутилового концентрата в шихте и различных окислительно-восстановительных условиях плавки

Пробы	Кол-во	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Сумма
Состав 1 ($x\text{TiO}_2$), окисл. условия	4 точки	0,03	0,41	98,74	-	0,01	-	0,01	0,01	-	99,20
Состав 2 ($x\text{TiO}_2+0,2\%$), окисл. условия	5 точек	0,06	0,57	99,77	0,04	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	100,49
Состав 3 ($x\text{TiO}_2+0,4\%$), окисл. условия	4 точки	0,07	0,47	99,32	0,02	0,01	0,01	-	0,01	-	99,90
Состав 3 ($x\text{TiO}_2+0,4\%$), слабо восст. условия	7 точек	0,04	0,86	98,62	0,03	0,02	0,07	0,01	0,01	0,01	99,74

Примечание: Химический состав рассчитан как среднеарифметическое значение по всем точкам.

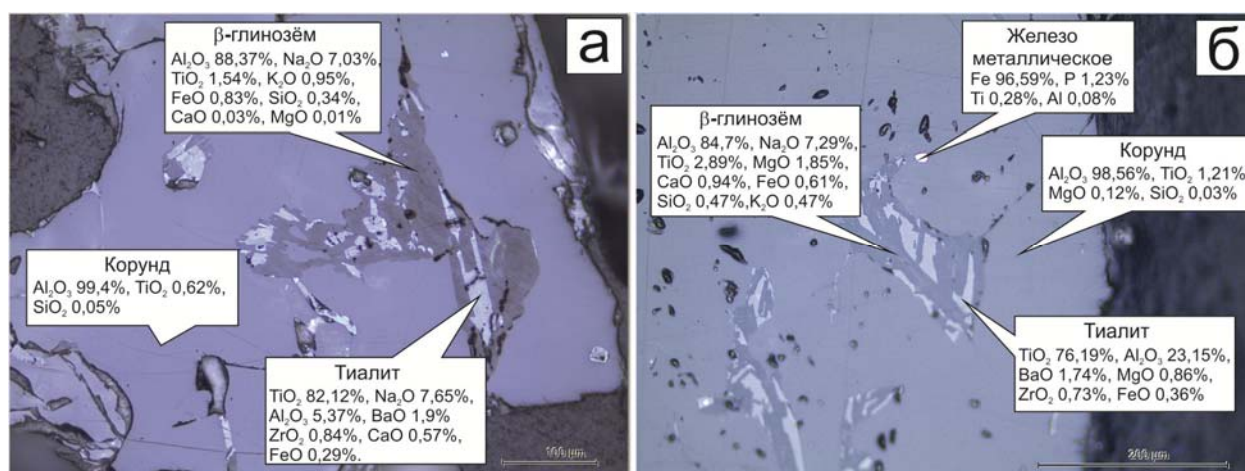


Рис. 1. Распределение и состав состав минеральных фаз в титанистом корунде: а – окислительные условия плавки (состав 2), б – слабо-восстановительные (состав 3).

Второстепенными фазами в титанистом корунде являются тиаит и β -глинозем (рис. 1), суммарное количество которых как правило не превышает 3-5%.

Таблица 2

Химический состав тиаита (в мас.%) в титанистом корунде

Пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Др.	Сумма
Состав 1 (xTiO ₂), окисл. условия	0,03	80,59	6,41	0,02	0,91	0,03	0,45	7,50	0,03	2,96	98,91
	0,01	82,12	5,37	-	0,29	-	0,57	7,65	0,05	2,79	98,85
Состав 2 (xTiO ₂ +0,2%), окисл. условия	0,05	82,83	7,21	-	1,06	0,06	0,53	7,45	0,04	-	99,32
	0,05	83,90	7,33	0,01	1,18	0,05	0,53	7,32	0,02	-	100,39
Состав 3 (xTiO ₂ +0,4%), окисл. условия	0,04	84,70	6,05	0,03	0,77	0,07	0,33	7,01	0,04	-	99,04
	0,06	87,55	5,05	0,02	0,52	0,04	0,29	7,94	0,04	0,53	101,5
Состав 3 (xTiO ₂ +0,4%), слабо восст. условия	0,05	76,19	23,15	0,02	0,36	0,86	0,03	0,03	0,01	2,65	103,27

Примечание: Здесь и далее, Др. – другие оксиды (в порядке убывания) BaO, ZrO₂, SrO и др.

Таблица 3

Химический состав β -глинозема (в мас.%) в титанистом корунде

Пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Др.	Сумма
Состав 1 (xTiO ₂), окисл. условия	0,58	2,29	84,89	0,02	2,71	0,08	0,33	7,84	0,60	0,13	99,48
	0,34	1,54	88,37	-	0,83	0,01	0,07	7,03	0,95	0,13	99,32
Состав 2 (xTiO ₂ +0,2%), окисл. условия	1,79	0,98	85,44	-	1,80	0,04	0,03	6,67	2,03	-	98,78
Состав 3 (xTiO ₂ +0,4%), окисл. условия	1,51	10,71	74,52	0,01	3,85	0,04	0,04	2,44	3,24	-	98,42
Состав 3 (xTiO ₂ +0,4%), слабо восст. условия	0,47	2,89	84,70	0,01	0,61	1,85	0,94	7,29	0,47	0,03	99,25

Тиаит является искусственным соединением, не встречающимся в природе. Титанат алюминия Al₂TiO₅ теоретически содержит 56,08% Al₂O₃ и 43,92% TiO₂. В действительности состав фазы основного носителя титана в легированном корунде далек от теоретического (табл. 2): по содержанию TiO₂ превышение составляет до 1,5 раз при одновременном присутствии Na₂O в значимых количествах и дефиците Al₂O₃. В отраженном свете минерал выглядит однородным, отмечается лишь вариация по

отражательной способности в пределах крупных областей – разная концентрация TiO_2 . В окислительных условиях плавки состав «тиалита» сходный и не зависит от количества рутилового концентрата в шихте. При включении в состав восстановительных компонентов, состав фазы меняется в сторону стехиометрии – растет доля Al_2O_3 , исчезает Na_2O ; без учета малых элементов формула может быть записана как $2\text{TiO}_2 \times \text{Al}_2\text{O}_3$.

β-глинозём – собирательное название высокоглиноземистых соединений, в качестве второго компонента в которых могут присутствовать оксиды щелочных или щелочноземельных металлов. В титанистом корунде принято указывать состав β-глинозёма как $\text{Na}_2\text{O} \times 11\text{Al}_2\text{O}_3$. Однако микрозондовыми исследованиями установлено, что состав более сложный, фаза концентрирует многие примеси, находящиеся в системе (табл. 3). Фактически формула может быть записана как $(\text{Na},\text{K})_2\text{O} \times 7(\text{Al},\text{Ti},\text{Fe})_2\text{O}_3$. β-глинозём, располагающийся в центральных частях интерстиций, содержит больше примесей, чем аналогичный минерал, но находящийся ближе к краю полости (на границе с корундом).

С помощью современного метода исследования изучен химический состав корунда, легированного титаном. Установлено, что фактический состав примесных минералов существенно отличается от стехиометричного. Диаграммы состояний равновесных систем [1, 3] не отражают всего многообразия реальных минеральных фаз. Даже в пределах одного образца состав «тиалита» и «β-глинозема» меняется в широких пределах; вариации содержания основных оксидов в минералах связаны с процессом охлаждения слитка и со стадийной кристаллизацией фаз от наиболее высокотемпературных ($T_{\text{пл}}$ корунда 2050°C) до минералов с меньшей температурой плавления (чистый стехиометричный β-глинозем $\sim 2000^\circ\text{C}$, тиаит 1820°C , однако исходя из того, что эти минералы являются концентраторами всех малых примесей, температура плавления снижается на $100\text{--}200^\circ\text{C}$). С изменением окислительно-восстановительного потенциала происходит увеличение количества Ti, входящего в кристаллическую решетку корунда, а также смещение фактического состава примесных минералов в сторону стехиометрии. Колебания в составе необходимо учитывать при определении вещественного состава абразивного зерна.

Литература

1. Барзаковский В.П., Латин В.В., Бойкова А.И., Курцева Н.Н. Диаграммы состояния силикатных систем. Справочник. Тройные окисные системы. Л.: Наука, 1974. Вып. 4. 514 с.
2. Перепелицын В.А. Основы технической минералогии и петрографии. Учебное пособие для ВУЗов. М.: Недра, 1987. 225 с.
3. Торопов Н.А., Барзаковский В.П., Латин В.В., Курцева Н.Н. Диаграммы состояния силикатных систем. Справочник. Двойные окисные системы. Л.: Наука, 1965. Вып. 1. 547 с.

ИНФОРМАЦИОННЫЕ СООБЩЕНИЯ

ОТЧЕТ

Уральского отделения Российского минералогического общества о проделанной работе за 2017 год

14 февраля 2018 года проведено отчетно-перевыборное заседание в связи с истечением срока полномочий руководства УрО РМО (заседание планировалось на декабрь 2017 года, но было перенесено на поздний срок в связи с преждевременной кончиной старейшего члена РМО В.Н. Авдонина). Собрание постановило: Переизбрать Ю.В. Ерохина Председателем УрО РМО и В.С. Пономарева Ученым секретарем УрО РМО на новый пятилетний срок (2018-2022 гг.). Выбран следующий состав Совета УрО РМО – Н.Б. Беленков, В.В. Григорьев, К.С. Иванов, В.А. Коротеев, Ю.А. Поленов, М.П. Попов, С.Г. Суставов.

В 2017 году выпущен очередной, уже четырнадцатый, номер периодического издания «Вестник Уральского отделения РМО». В сборнике представлены материалы по общим и специальным вопросам минералогии и минерагении Урала и сопредельных территорий. Приведены новые данные по минералогии Липовского, Мариинского, Кыштымского, Сафьяновского, Ыллымахского, Хвойного и других месторождений или объектов Уральского региона, а также сопредельных территорий. Электронный вариант Вестника УрО РМО (№ 14) выложен в полном доступе на сайте Института геологии и геохимии УрО РАН в разделе «Публикации».

С 2 по 4 октября 2017 года при участии Уральского отделения РМО была проведена XVII Всероссийская научная конференция «Чтения памяти академика А.Н. Заварицкого» на базе Института геологии и геохимии УрО РАН. Мероприятие было посвящено следующей теме "Тектонические, магматические, метаморфические факторы формирования и размещения месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых". Во время мероприятия прозвучало около 35 устных (пленарных и секционных) докладов от почти 100 участников. В работе конференции принимали участие иногородние ученые из Москвы, Санкт-Петербурга, Апатитов, Уфы, Новосибирска, Сыктывкара, Миасса и других российских городов, а также иностранные представители из Египта, Узбекистана и Казахстана. Для участников мероприятия была проведена геологическая экскурсия с посещением Сафьяновского медно-колчеданного месторождения. Материалы конференции опубликованы в виде отдельного сборника.

С 2 по 4 ноября 2017 года при участии Уральского отделения РМО была проведена XXIII Всероссийская научная конференция «Уральская минералогическая школа - 2017» на базе Уральского государственного горного университета и Института геологии и

геохимии УрО РАН. Мероприятие было посвящено 120-летию со дня рождения академика А.Г. Бетехтина. В работе школы было представлено около 30 устных (пленарных и секционных) докладов от почти 130 участников. В работе Школы принимали участие иногородние преподаватели, студенты и аспиранты из Москвы, Санкт-Петербурга, Омска, Черноголовки, Казани, Петропавловск-Камчатского, Миасса, Владивостока и других российских городов. Материалы конференции опубликованы в виде отдельного сборника.

В течение 2017 года руководство Уральского отделения РМО разместило в полном доступе электронные версии периодического издания «Вестник Уральского отделения РМО» на портале eLibrary (научная электронная библиотека). Таким образом, Вестник Уральского отделения РМО начал индексироваться в системе РИНЦ. Кроме того, наш Вестник зарегистрирован в Национальном агентстве ISSN Российской Федерации и Изданию присвоен номер ISSN: 2587-8379.

В головное отделение РМО уплачены членские взносы за период 2015-2017 гг. (членские взносы за 2014 г. Президиумом РМО нам «прощены») в размере 18990 руб. Данная сумма была внесена из личных средств Председателя Уральского отделения РМО.

В течение 2017 года в ряды Уральского отделения приняты новые члены – Козлов П.С. (ИГГ УрО РАН) и Обоскалов Р.А. (ИГГ УрО РАН). С полным списком членов Уральского отделения РМО можно ознакомиться на сайте РМО.

Библиографические данные сборника и материалов конференций, опубликованных при участии Уральского отделения РМО в 2017 году:

1. Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. Научное издание. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2017. № 14. 164 с.

2. Тектонические, магматические, метаморфические факторы формирования и размещения месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых (XVII Чтения памяти академика А.Н. Заварицкого). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2017. 174 с.

3. XXIII Всероссийская научная конференция «Уральская минералогическая школа-2017», посвященная 120-летию со дня рождения академика А.Г. Бетехтина. Сборник статей студентов, аспирантов, научных сотрудников академических институтов и преподавателей ВУЗов геологического профиля. Екатеринбург: ООО Универсальная Типография «Альфа Принт», 2017. 263 с.

Председатель УрО РМО, к.г.-м.н., Ерохин Ю.В.

АННОТАЦИИ

УДК 551.222:552.086:553.41(234.851)

Дайки Воронцовского золоторудного месторождения (Северный Урал). *Азовскова О.Б., Ровнушкин М.Ю., Сорока Е.И.* // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2018. № 15. С. 5-14.

В статье представлены результаты первого этапа исследований дайкового комплекса Воронцовского золоторудного месторождения. Уточнена структурная позиция даек, проведено обобщение полученных петрографических, петрохимических данных и результатов микрозондовых исследований. Установлено значительное преобладание даек основного состава, выявлена группа даек с повышенной и высокой щелочностью. В дайках нормального ряда зафиксированы проявления калишпатового (кварц-калишпатового) метасоматоза с минеральной ассоциацией хлорит-кварц-КПШ-пирит(±галенит), что может свидетельствовать в пользу гипотезы образования золотого оруденения в верхних эпитермальных частях крупной порфировой системы.

Табл. 2. Илл. 6. Библ. 6.

УДК 549.731.14+549.641.23(470.5)

Fe-Ti оксиды в породах Волковского массива: состав, окситермобарометрия, генетические следствия. *Аникина Е.В., Русин И.А., Готтман И.А.* // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2018. № 15. С. 15-24.

В породах Волковского массива проведено изучение состава сосуществующих Fe-Ti оксидов – ильменита и титаномагнетита. Ильменит характеризуется высокими и широко варьирующими концентрациями магния, марганца и ванадия. Окситермометрические расчеты показывают, что оксидная минерализация в оливиновых габбро Центрального блока Волковского массива была сформирована при температуре 600-700°C, преимущественно в окислительных условиях ($-1,99...+0,2\Delta\log fO_2$ NNO). Титаномагнетит во включениях в оливине заметно обогащен элементами-примесями по сравнению с интерстициальным аналогом, следовательно, температура образования породы могла быть выше 700°C. В породах, вмещающих золото-палладиевое оруденение (Баронское рудопоявление) температура равновесия сосуществующих ильменита и магнетита не выше 500°C. Титаномагнетит во включениях в оливине имеет точно такой же состав, как интерстициальный титаномагнетит, что позволяет нам предполагать низкотемпературный (ниже 500°C) генезис оливиновых габбро и оливинитов, вмещающих Баронское золото-палладиевое оруденение.

Табл. 4. Илл. 4. Библ. 5.

УДК 549.612(571.63)

Первые данные о химическом составе турмалина Многовершинного рудного поля, Хабаровский край. *Бакшеев И.А., Власов Е.А.* // Вестник Уральского отделения

Российского минералогического общества. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2018. № 15. С. 25-39.

Получены первые данные о химическом составе турмалина Многовершинного рудного поля, Хабаровский край. Турмалины послерудных минеральных ассоциаций Многовершинного золоторудного месторождения делятся на две группы, характеризующиеся разным химическим составом и замещениями. Турмалины первой группы с замещениями $\text{Fe} \leftrightarrow \text{Mg}$ и X-вакансия+Al $\leftrightarrow \text{Na}+\text{R}^{2+}$ относятся к пегматоидам и формировались в восстановительных или слабоокислительных условиях. Более поздние турмалины второй группы с замещениями $\text{Fe}^{3+} \leftrightarrow \text{Al}$ и $\text{Al}+\text{O}^{2-} \leftrightarrow \text{R}^{2+}+\text{OH}^-$ указывают на возможное наличие минерализации порфирового типа и формирование при снижении окислительного потенциала среды минералообразования.

Табл. 2. Илл. 5. Библ. 9.

УДК 549.643+549.651.2(470.53)

Распределение лантаноидов в амфиболе и плагиоклазе из плагиоклазитов массива Рай-Из (Полярный Урал). Богданова А.Р., Вахрушева Н.В. // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2018. № 15. С. 40-47.

В работе проведено исследование химического состава минералов и характера распределения лантаноидов в плагиоклазе и амфиболе из плагиоклазитов массива Рай-Из (Полярный Урал). В амфиболе установлена зональность двух типов. Сравнение параметров и особенностей состава амфиболов позволило сделать вывод о прямой зависимости между температурой, суммой RЗЭ и TiO_2 в минерале. Был сделан вывод о причине существования двух типов спектров распределения RЗЭ в плагиоклазитах, выявленных ранее.

Табл. 3. Илл. 3. Библ. 14.

УДК 553.2+552.4

Фениты и серицит-микроклиновые метасоматиты Сыннырского щелочного комплекса (Северо-Прибайкальская провинция). Дворник Г.П. // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2018. № 15. С. 48-56.

Рассмотрены вещественный состав и минерогения экзоконтактных калиевых фенитов и серицит-микроклиновых метасоматитов палеозойского Сыннырского щелочного массива в Северо-Прибайкальской провинции.

Табл. 5. Илл. 2. Библ. 14.

УДК 550.8+553.24

Распределение содержаний золота и серебра в окисленных рудах Верхнего месторождения (Алданский щит). Дворник Г.П., Костюкович К.Е. // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2018. № 15. С. 57-65.

Верхнее золоторудное месторождение сформировалось в контактовой зоне нижнекембрийских доломитов с перекрывающими их юрскими песчаниками в эпоху мезозойской тектоно-магматической активизации Алданского щита. Охарактеризованы вещественный состав и качество окисленных золотоджаспероидных руд месторождения. Проведена оценка амплитудной и частотной изменчивости в распределении содержаний золота и серебра в балансовых и забалансовых рудах, корреляционных связей между ними.

Табл. 7. Библ. 11.

УДК 549.76(470.5)

Алюминокопиалит из Дегтярского медного рудника (Средний Урал). *Ерохин Ю.В., Захаров А.В., Козлов П.С., Галахова О.Л.* // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2018. № 15. С. 66-71.

Впервые в пределах Дегтярского медноколчеданного рудника описан такой интересный сульфат как алюминокопиалит. Это третья находка минерала для Уральского региона, ранее на Среднем Урале он не описывался. Изучение экзогенной минералогии Дегтярского рудника показало широкое развитие здесь не только сульфатов цинка, меди и железа, но и алюминия, что говорит о высокой активности этих элементов в техногенной сфере бывшего рудника..

Табл. 1. Илл. 2. Библ. 20.

УДК 549.612+549.752/.753(470.5)

Новые фторсодержащие минералы из литиеносных гранитных пегматитов Липовки (Средний Урал). *Захаров А.В., Ерохин Ю.В., Хиллер В.В.* // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2018. № 15. С. 72-79.

Установлено три новых фторсодержащих минерала для литиеносных гранитных пегматитов Липовского жильного поля – фтор-эльбаит, фторнатромикролит и фторкальциомикролит. Последние два танталониобата были обнаружены в виде мелких включений в кристаллах темно-синего фтор-эльбаита. Сам турмалин достаточно широко распространен на Липовке, он слагает промежуточные и краевые зоны цветных турмалинов, по крайней мере, фтор-эльбаит был установлен в розовых, малиновых и темно-синих кристаллах. Находка трех фторсодержащих минералов (турмалина и включений в нем) говорит о том, что на заключительной стадии формирования литиеносных гранитных пегматитов Липовки активность фтора была очень высокой.

Табл. 2. Илл. 2. Библ. 16.

УДК 549+556.51/.54(470.5)

Минеральный состав донных отложений реки Чусовой в пределах горнопромышленной части Среднего Урала. *Макаров А.Б., Гуман О.М., Антонова И.А.* // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2018. № 15. С. 80-85.

Изучены серые шлихи донных отложений реки Чусовой в пределах горнопромышленной части Среднего Урала по фракциям >1 мм, <1 мм и магнитная фракция. Показано распределение фракций по пробам. Помимо природных минералов в донных отложениях выявлены техногенные частицы, преимущественно в магнитных фракциях проб, что свидетельствует о достаточно слабом, преимущественно механическим путем, загрязнении донных отложений.

Табл. 1. Илл. 4. Библ. 6.

УДК 549.612.3(470.5)

Особенности зональных полихромных турмалинов с Медведевского редкометального месторождения (Средний Урал). Обоскалов Р.А., Попов М.П. // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2018. № 15. С. 86-90.

Впервые описаны полихромные турмалины из гранитных пегматитов Медведевского редкометального месторождения, расположенного в пределах Талицкого ультраосновного массива. Получен химический состав турмалина, установлено, что боросиликат по составу относится к эльбаиту.

Табл. 1. Илл. 5. Библ. 2.

УДК 947.085

Альманах «Уральцы на Колыме и Чукотке» – уникальное историческое издание (к 20-летию выпуска 1-го тома). Поленов Ю.А. // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2018. № 15. С. 91-95.

История – это наши дела и нереализованные намерения. Вполне возможно, что гении и герои действительно вершат историю, но делают ее обыкновенные люди. Большую значимость приобретают сейчас фонды, архивы, коллекции устных и письменных свидетельств рядовых участников этого деяния. Каждое издание подобных документов – событие нравственного, а не только просветительского порядка. В Екатеринбурге примером такого издания стал альманах «Уральцы на Колыме и Чукотке».

Илл. 3.

УДК 553.07(470.55)

Хрусталеносные кварцевые жилы Светлинского месторождения пьезокварца (Южный Урал). Поленов Ю.А., Огородников В.Н. // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2018. № 15. С. 96-105.

Авторы статьи сочли необходимым изложить уточненное представление о хрусталеносных кварцевых жилах и хрустальных погребах (гнездах) на примере Светлинского месторождения пьезокварца. На месторождении опробованы сотни кварцевых жил, подавляющее число которых относится к жилам выполнения. Для таких жил общепринятым считается практически полный привнос кремнезема

гидротермальными растворами с последующим отложением его в полых трещинах. Крупные хрустальные погребы генетически связаны с крупными телами кварцевых жил выполнения. Образование хрусталоносных тел происходило в два этапа. С первым этапом связано образование кварцевых жил выполнения, а со вторым – формирование хрустальных гнезд и полостей с кристаллами кварца и сопутствующих им минералов.

Илл. 7. Библ. 9.

УДК 549+552.44(571.121)

Минералогия сланцев из фундамента юго-западной части Тазовского полуострова Западно-Сибирского мегабассейна (Лензитская нефтеразведочная площадь, ЯНАО).

Пономарев В.С., Иванов К.С., Ерохин Ю.В. // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2018. № 15. С. 106-113.

Впервые детально описана минералогия кварц-хлорит-слюдистых сланцев из доюрского основания северной части Западно-Сибирского мегабассейна (скв. Лензитское № 77, гл. 3502-3516 м). Микрозондовым анализом в минеральном составе пород установлены: мусковит, алюиноселадонит, кварц, шамозит, кальцит, плагиоклаз, пумпеллиит-(Fe²⁺), рутил, фторапатит, монацит, циркон, пирит и халькопирит. Образование пород происходило в условиях верхов пренит-пумпеллиитовой фации метаморфизма по осадочному субстрату, позже породы подверглись изменению в процессе пропилитизации.

Табл. 2. Илл. 5. Библ. 8.

УДК 549.514.87+550.93(571.121)

Акцессорный уранинит из гранитоидов кристаллического фундамента Южного Ямала (химический состав и возраст). Хиллер В.В., Ерохин Ю.В., Иванов К.С. // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2018. № 15. С. 114-120.

Детально исследован акцессорный уранинит из монцолейкогранитов кристаллического фундамента Южного Ямала. Получены микрозондовые данные по составу минерала и методом химического датирования установлен верхнепермский возраст гранитоидов. Приведенные данные по химическому составу показывают, что верхнереченский уранинит резко отличается от большинства своих аналогов из других пород, но вполне хорошо коррелируется с акцессорными уранинитами из гранитов S-типа. По содержанию примесей в верхнереченском уранините были рассчитаны его параметры элементарной ячейки 5,475-5,476 Å. Из которой следует, что минерал очень близок к синтетическому ураниниту и не является метамиктным, а также содержит крайне небольшое количество более окисленного урана (UO₃ и U₃O₈).

Табл. 1. Илл. 4. Библ. 17.

УДК 553.461+552.13

Окислительно-восстановительное состояние хромититов Ямботывисской площади Войкаро-Сыныинского массива (Полярный Урал). Ширяев П.Б., Вахрушева Н.В. //

Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2018. № 15. С. 121-129.

Изучены особенности состава рудообразующих хромовых шпинелей и окислительно-восстановительное состояние хромититов Ямботывисской площади Войкаро-Сынинского массива. Показано, что рудообразующие шпинели рудопроявлений, залегающих в дунитах, менее хромисты по сравнению со шпинелями руд локализованных в гарцбургитах. Установлено, что железистости оливинов и шпинелей, слагающих хромититы площади прямо пропорциональны, что указывает на существование равновесия в системе порода/руда. Изучено изменение состава рудообразующих хромовых шпинелей в пределах отдельных рудных тел. Показано, что в глиноземистых хромититах повышение фугитивности кислорода коррелирует с увеличением густоты вкрапленности хромовой шпинели в руде. Хромититы, залегающие в телах дунитов и в гарцбургитах образовались при близких окислительно-восстановительных условиях. Проведено сравнение полученных данных с результатами исследования состава минералов и окислительно-восстановительного состояния хромовых руд массива Рай-Из.

Илл. 7. Библ. 10.

УДК 553.461+552.13

Химическая зональность нодулей хромовой шпинели и окситермобарометрия нодулярных хромититов рудопроявления Енгайское-3 массива Рай-Из (Полярный Урал). *Ширяев П.Б., Вахрушева Н.В.* // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2018. № 15. С. 130-136.

Изучена химическая зональность нодулей хромовой шпинели из хромититов рудопроявления Енгайское-3 массива Рай-Из (Полярный Урал). Нодули состоят из ядра, сложенного вкрапленным хромитом, которое окружено каймой сплошного. Установлено, что хромовые шпинели из ядра и из каймы имеют различные тренды изменения состава. Сделан вывод, что ядра изученных нодулей являются фрагментами более ранних вкрапленных хромититов. Образование кайм нодулей сопряжено с этапом метаморфизма, на котором в силикатной части хромититов формировался парагенезис хлорита, амфибола и талька, а оливин сохранял пластичность.

Илл. 5. Библ. 13.

УДК 549+552+621.921

К минералогии плавленого титанистого корунда. *Яковлева Л.П., Карпец Л.А.* // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2018. № 15. С. 137-140.

С помощью современных методов исследования вещества уточнен состав электрокорунда, легированного титаном – сырья для абразивной и огнеупорной отрасли. Фактический химический состав примесных фаз существенным образом отличается от теоретических данных, что следует учитывать при определении вещественного состава абразивного зерна.

Табл. 3. Илл. 1. Библ. 3.

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

<i>Азовскова О.Б.</i>	5	<i>Козлов П.С.</i>	66
<i>Аникина Е.В.</i>	15	<i>Костюкович К.Е.</i>	57
<i>Антонова И.А.</i>	80	<i>Макаров А.Б.</i>	80
<i>Бакшеев И.А.</i>	25	<i>Огородников В.Н.</i>	96
<i>Богданова А.Р.</i>	40	<i>Обоскалов Р.А.</i>	86
<i>Вахрушева Н.В.</i>	40, 121, 130	<i>Поленов Ю.А.</i>	91, 96
<i>Власов Е.А.</i>	25	<i>Пономарев В.С.</i>	106
<i>Галахова О.Л.</i>	66	<i>Попов М.П.</i>	86
<i>Готтман И.А.</i>	15	<i>Ровнушкин М.Ю.</i>	5
<i>Гуман О.М.</i>	80	<i>Русин И.А.</i>	15
<i>Дворник Г.П.</i>	48, 57	<i>Сорока Е.И.</i>	5
<i>Ерохин Ю.В.</i>	66, 72, 106, 114	<i>Хиллер В.В.</i>	72, 114
<i>Захаров А.В.</i>	66, 72	<i>Ширяев П.Б.</i>	121, 130
<i>Иванов К.С.</i>	106, 114	<i>Яковлева Л.П.</i>	137
<i>Карпец Л.А.</i>	137		

Научное издание

ВЕСТНИК
Уральского отделения
Российского минералогического общества
№ 15

Печатается по решению Совета Уральского отделения
Российского минералогического общества

Технический редактор Ю.В. Ерохин
Компьютерная верстка Ю.В. Ерохин

Подписано в печать 06.12.2018	Формат А4	Тираж 100
Печать офсетная	Усл.печ. л. 18,8	Уч.-изд. л. 15,4
Институт геологии и геохимии	Екатеринбург, 620016, ул. Ак. Вонсовского, 15	

Размножено с готового оригинал-макета в ООО Универсальная типография

"Альфа Принт" 620049, г. Екатеринбург, пер. Автоматики, д. 2Ж, тел.: (343) 222-00-34

ISSN 2587-8379



9 772587 837003 >