

Российское Минералогическое Общество



ВЕСТНИК

Уральского отделения
Российского
минералогического общества

№ 11

Екатеринбург
2014

РОССИЙСКОЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО
УРАЛЬСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ
УРАЛЬСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

*К 75-летию со дня основания
Института геологии и геохимии УрО РАН*



ВЕСТНИК
Уральского отделения
Российского
минералогического общества

№ 11

Екатеринбург
2014

УДК 549.01

Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2014. № 11. 145 с.

ISBN 978-5-94332-118-4

В сборнике представлены материалы по общим и специальным вопросам минералогии и минерагении Урала и сопредельных территорий. Приведены новые данные по минералогии Липовского, Черемуховского, Березовского, Квартального и других месторождений или объектов Уральского региона, а также сопредельных территорий.

*Вестник Уральского отделения
Российского минералогического общества
создан при финансовой поддержке
Института геологии и геохимии УрО РАН*

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 сборника рецензируются Руководством УрО РМО.

ISBN 978-5-94332-118-4

© Уральское отделение Российского минералогического общества, 2014

© Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2014

© Авторы статей, 2014

СОДЕРЖАНИЕ

1.	<i>Берзин С.В.</i> Состав хромовой шпинели из пород мариинского комплекса в обрамлении и в структуре Ревдинского массива (Средний Урал).....	5
2.	<i>Губин В.А., Хиллер В.В.</i> Акцессорные алланиты Адуйского гранитного массива (Средний Урал).....	12
3.	<i>Дворник Г.П., Дудченко И.А.</i> Оценка изменчивости химического состава и качества бокситов Черемуховского месторождения.....	17
4.	<i>Дворник Г.П., Карымов С.Р.</i> Распределение содержаний золота и серебра в окисленных рудах месторождения Надежда (Алданский щит).....	22
5.	<i>Ерохин Ю.В., Иванов К.С.</i> Минералогия биотит-альбит-хлоритовых сланцев из доюрского фундамента Янгиюганской скважины 1-п (север Западной Сибири).....	31
6.	<i>Ерохин Ю.В., Хиллер В.В., Иванов К.С., Бурлаков Е.В., Клейменов Д.А., Берзин С.В.</i> Фосфаты из метеоритов "Урал", "Озерное" и "Челябинск".....	39
7.	<i>Захаров А.В., Ерохин Ю.В.</i> О находке шпинели в десилицированных пегматитах Липовки (Средний Урал).....	48
8.	<i>Кисин А.Ю., Мурзин В.В., Баталина А.А., Томилина А.В.</i> Зеленый гранат с Алабашского и Липовского проявлений рубина (Средний Урал).....	52
9.	<i>Огородников В.Н., Поленов Ю.А., Савичев А.Н.</i> Редкоземельные карбонатиты Уфалейского метаморфического комплекса.....	60
10.	<i>Пономарев В.С.</i> Кианит из мигматитов Сысертского метаморфического комплекса (Средний Урал).....	69
11.	<i>Попов М.П.</i> Хондродит с Уральских Изумрудных копей.....	72

12.	<i>Прибавкин С.В.</i> Акцессорные минералы гранитных пегматитов Шарташского массива (Средний Урал).....	77
13.	<i>Прибавкин С.В.</i> Новые данные к минералогии Березовского золоторудного поля.....	83
14.	<i>Пушкарев Е.В., Готтман И.А., Замятин Д.А.</i> Лисетит, ретроградный каркасный силикат, из высокобарических основных пород Узьянского Крака на Южном Урале (вторая находка в мире).....	90
15.	<i>Суставов С.Г., Попов М.П., Огородников В.Н.</i> Висмутовая минерализация на Квартальном месторождении редкометальных пегматитов (Средний Урал).....	98
16.	<i>Ханин Д.А.</i> Минералы класса хроматов на Урале: проявления, история исследования, современное состояние изученности (обзор публикаций).....	105
17.	<i>Хиллер В.В.</i> Определение бора в синтетических и природных образцах методом рентгеноспектрального микрозондового анализа.....	132

ИНФОРМАЦИОННЫЕ СООБЩЕНИЯ

Отчет Уральского отделения Российского минералогического общества о проделанной работе за 2013 год.....	137
Аннотации.....	139
Авторский указатель.....	145

УДК 549.5+552.323.5

СОСТАВ ХРОМОВОЙ ШПИНЕЛИ ИЗ ПОРОД МАРИИНСКОГО КОМПЛЕКСА В ОБРАМЛЕНИИ И В СТРУКТУРЕ РЕВДИНСКОГО МАССИВА (СРЕДНИЙ УРАЛ)

С.В. Берзин

Институт геологии и геохимии УрО РАН

Хромовая шпинель широко встречается в базальтах и долеритах по всему миру и за счет широких вариаций химического состава обладает ярко выраженным типохимизмом. Составы хромовых шпинелей заметно отличаются в вулканитах различных геодинамических обстановок [11-14 и др.], за счет чего состав акцессорной хромовой шпинели может быть использован как индикатор условий образования вулканитов, находящихся в пределах складчатых поясов. В данной работе был изучен состав хромовой шпинели из вулканитов офиолитовой ассоциации и развивающихся по ним метаморфитов мариинского комплекса в обрамлении и в структуре Ревдинского массива – самого южного в цепочке массивов Платиноносного пояса Урала.

К востоку от Ревдинского массива прослеживаются тектонические блоки офиолитов мариинского комплекса, сложенные преимущественно параллельными долеритовыми дайками со скринами базальтов подушечных лав и развивающимися по ним зелеными сланцами. С запада они тектонически граничат с породами Ревдинского массива, с востока с силурийскими вулканитами непрерывно-дифференцируемого комплекса Тагильской вулканогенной зоны [6, 8 и др.]. Наиболее показательные и хорошо изученные обнажения пород мариинского комплекса здесь расположены на вершине г. Азов и в затопленном карьере в 2,5 км севернее. Здесь обнажается комплекс параллельных даек долеритов со скринами подушечных лав и гиалокластитов. Дайки имеют северо-восточное простирание и крутое падение. Их мощность варьирует от 0,5 до 2-3 м. Дайки образуют рои и структуры типа «дайка в дайке». Долериты окрашены в темно-зеленый или зеленовато-серый цвет, имеют массивную текстуру, скрытокристаллическую, порфиоровую или мелкозернистую структуру. Подушечные лавы в скринах окрашены в грязно-зеленый цвет, имеют скрытокристаллическую или мелкопорфиоровую структуру. Долериты и вмещающие базальты метаморфизованы в условиях эпидот-актинолитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма. В некоторых образцах сохранилась реликтовая офитовая или мелкопорфиоровая структура с плагиоклазом замещаемым альбитом (№ 1-5) и сосюритом, и клинопироксеном, замещенным магнезиальной роговой обманкой и тремолитом. Более метаморфизованные разности сложены тонкозернистым тремолит-клиноцоизит-клинохлор-кварцевым агрегатом с редкими зернами пумпеллиита и титанита.

Долериты параллельных даек и подушечные лавы представлены низкокалиевыми толеитовыми базальтами и андези-базальтами, по ряду геохимических особенностей (пониженные содержания TiO_2 0,5-1,0 вес.%, распределение РЗЭ, дефицит тантала, ниобия, циркония, гафния, повышенные содержания бария, стронция) отличающихся от типичных базальтов СОХ [4, 6 и др.]. Их формирование, по всей видимости, проходило в обстановке задугового растяжения на границе среднего и верхнего девона [4].

Зерна акцессорной хромовой шпинели установлены в долеритах параллельных даек и во вмещающих базальтах. Хромовая шпинель присутствует как в виде отдельных редких зерен размером от 30 до 400 мкм, так и в виде скоплений из пяти-восьми зерен на локальных участках шлифов размером не более 2-6 мм. По составу зерна отвечают хромиту, хромпикотиту и хромовой шпинели с содержаниями Cr_2O_3 33-56 мас.%, отношением $Cr/(Cr+Al+Fe^{3+})$ 0,51-0,76, $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ 0,34-0,99; составы хромовой шпинели приведены в [2].

Таблица 1

Химический состав хромовой шпинели (в мас.%) из амфиболитов мариинского комплекса в западном обрамлении Ревдинского массива, обнажения на г. 395,4 м (обр. Р11-3) и на южном склоне г. Токариха (обр. Р13-3).

Образец	Р11-3							Р13-3
	1-1	1-3	2-1	2-5	2-9	2-10	4-1	
№ анализа								5
SiO_2	0,04	0,11	0,04	0,04	0,04	0,04	0,01	0,07
TiO_2	0,20	0,15	0,46	0,48	0,32	0,21	0,28	0,10
Al_2O_3	21,22	33,81	16,78	11,44	12,03	12,13	11,86	28,95
Cr_2O_3	30,57	32,58	32,29	47,62	41,22	43,51	44,94	29,66
V_2O_3	0,11	-	0,31	0,05	0,22	0,14	0,17	0,08
FeO^*	42,63	24,84	45,26	35,47	40,39	38,97	39,29	35,19
MnO	0,90	0,68	1,08	1,17	1,14	1,10	1,05	0,82
MgO	1,40	8,00	0,49	0,39	0,79	0,80	0,67	1,74
CaO	0,04	0,09	0,10	0,25	0,27	0,29	0,03	-
NiO	0,08	0,11	-	0,03	0,04	0,05	0,09	0,01
ZnO	1,60	0,12	0,98	1,76	1,31	1,33	1,10	3,24
Сумма	98,79	100,49	97,79	98,70	97,77	98,57	99,49	99,86

Примечание: здесь и далее, анализы выполнены на электронно-зондовом микроанализаторе Cameca SX 100 ИГГ УрО РАН, аналитик Замятин Д.А. FeO^* - сумма двух- и трехвалентного железа в виде двухвалентного окисла.

В западном обрамлении Ревдинского массива породы мариинского комплекса представлены метаморфизованными вулканитами офиолитовой ассоциации [7], преимущественно амфиболитами и зелеными сланцами. Породы западного обрамления так же относятся к низкокалиевым базальтам толеитовой серии, однако, они отличаются от долеритов восточного обрамления Ревдинского массива (г. Азов) повышенным

содержанием TiO_2 (0,8-1,5 вес.%), меньшими вариациями содержаний кремнезема, меньшим дефицитом тантала и ниобия и несколько меньшими содержаниями стронция (120-180 г/т). По петрохимическим и геохимическим особенностям породы занимают промежуточное положение между задугово-спрединговыми базальтами и базальтами СОХ [1].

В амфиболитах обнаружены единичные зерна хромовой шпинели размером 0,05-0,2 мм, по периферии замещаемые хлоритом и хромовым магнетитом. По составу зерна отвечают хромовому герциниту и хромиту с содержаниями Cr_2O_3 30-48 мас.%, Al_2O_3 11-34 мас.% и $\text{FeO}_{(\text{сумм.})}$ 25-45 мас.% (табл. 1). Отношение $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ в хромовой шпинели варьирует от 0,39 до 0,74, отношение $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al}+\text{Fe}^{3+})$ – от 0,39 до 0,70, отношение $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ – 0,63-0,92.

В структуре Ревдинского массива вдоль его восточного эндоконтакта прослеживаются породы офиолитовой ассоциации [1, 5, 8-10], сложенные габбро, прорываемые комплексом параллельных долеритовых даек двух генераций, пересекающихся под углом 40-70°, между внедрением которых происходило внедрение пород жильной диорит-тоналитовой серии, слагающих дайки, прожилки и цемент тектонических брекчий. Долеритовые дайки 1-й генерации мощностью 2-6 м имеют северо-восточное простирание (аз. 30-45°), крутое падение и сложены мелко-среднезернистыми долеритами, состоящими преимущественно из клинопироксена, замещенного амфиболом, и плагиоклаза, замещенного соссюритом. Дайки 1-й генерации и габбро прорываются диоритами и тоналитами жильной серии. Далее вышеназванные породы прорываются параллельными дайками долеритов 2-й генерации, имеющими мощность 0,3-1,5 м, азимут простирания 320-350°, и образующими рои и структуры типа «дайка в дайке». Долериты 2-й генерации имеют зеленовато-серую окраску, тонкозернистую или мелкопорфировую структуру с вкрапленниками амфибола и плагиоклаза.

По геохимическим характеристикам долериты дайкового комплекса близки к долеритам г. Азов в восточном обрамлении Ревдинского массива, и, по-видимому, так же сформировались при тыловодужном растяжении [1, 5], однако отличаются от последних большими вариациями содержаний TiO_2 , K_2O и ряда некогерентных элементов, большей глиноземистостью и наличием более основных разностей с содержанием $\text{SiO}_2 < 48\%$. Это не позволяет рассматривать их как разноглубинные фрагменты одного офиолитового комплекса.

Хромовая шпинель встречена в дайках второй генерации в виде единичных идиоморфных зерен размером 0,1-0,5 мм. По периферии зерна шпинели замещаются хлорит-хром-магнетитовой каймой. По составу шпинель отвечает хромиту с отношениями $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al}+\text{Fe}^{3+})$ 0,55-0,88, ничтожно малым содержанием MgO 0,21-0,88% и, соответственно, высоким отношением $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ – 0,95-0,99 (табл. 2).

Было произведено сопоставление состава аксессуарных хромовых шпинелей из исследуемых блоков пород мариинского комплекса с составами шпинелей из базальтов различных геодинамических обстановок по данным [11-12 и др.].

Хромовая шпинель из долеритов и базальтов восточном обрамлении (г. Азов и др. обнажения) и долеритов параллельных даек в структуре Ревдинского массива на диаграммах $Al - Cr - Fe^{3+}$, $Cr/(Cr+Al) - Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ и $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Cr+Al) - Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ преимущественно группируются в поле составов островодужных толеитов, перекрывающихся с полями составов базальтов зон растяжения (задуговые бассейны и СОХ) и бонинитов по данным [11 и др.]. При этом по сравнению с базальтами современных геодинамических обстановок по [11] исследуемая шпинель зачастую содержит больше двухвалентного железа и соответственно имеет завышенные отношения $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$, вероятно за счет зеленокаменного метаморфизма вулканитов. Хромовая шпинель из амфиболитов мариинского комплекса в западном обрамлении Ревдинского массива на тройной диаграмме $Al - Cr - Fe^{3+}$ попадает преимущественно в поле составов базальтов зон растяжения, частично перекрывающееся с полями составов островодужных толеитов и бонинитов по [11]. На диаграммах соотношений двух- и трехвалентных катионов $Cr/(Cr+Al) - Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ и $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Cr+Al) - Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ точки составов данной шпинели находятся в стороне от полей составов типичных хромовых шпинелей современных геодинамических обстановок по [11] за счет повышенного содержания Fe^{2+} . По всей видимости, это связано с метаморфизмом эпидот-амфиболитовой фации.

Таблица 2

Состав хромовой шпинели из долеритов параллельных даек мариинского комплекса в структуре Ревдинского массива

Обнажение	г. Сухарная		г. 489,3 м		
	Д16-4		Д30-2		Д3-4
№ анализа	1	2	3	4	5
SiO ₂	0,05	0,01	-	-	-
TiO ₂	0,62	0,91	0,24	0,28	0,20
Al ₂ O ₃	10,78	9,88	5,17	5,55	4,40
Cr ₂ O ₃	35,48	31,30	55,23	54,41	59,45
V ₂ O ₃	0,17	0,16	0,06	0,07	-
FeO*	45,95	50,49	31,42	32,37	33,03
MnO	1,82	1,24	0,96	1,05	1,02
MgO	0,21	0,27	0,85	0,88	0,88
CaO	0,03	0,05	0,01	-	-
NiO	0,02	0,04	0,05	0,04	-
ZnO	2,85	2,06	1,18	1,10	-
Сумма	97,98	96,41	95,17	95,75	98,98

На диаграмме $TiO_2 - Al_2O_3$ (рис. 1) составы шпинелей из пород мариинского комплекса в восточном обрамлении Ревдинского массива практически полностью попадают в поле составов задугово-спрединговых базальтов, частично перекрывающегося с полями составов БСОХ и низкотитанистых островодужных толеитов по данным [12].

Точки составов хромовых шпинелей из долеритов параллельных даек в структуре массива располагаются на данной диаграмме на границе полей составов шпинелей из островодужных толеитов и задугово-спрединговых базальтов. Точки шпинелей из амфиболитов мариинского комплекса в западном обрамлении Ревдинского массива группируются вдоль нижней границы по TiO_2 поля составов шпинелей из базальтов СОХ, частично попадая так же в перекрытие полей составов задугово-спрединговых базальтов и островодужных толеитов (рис. 1).

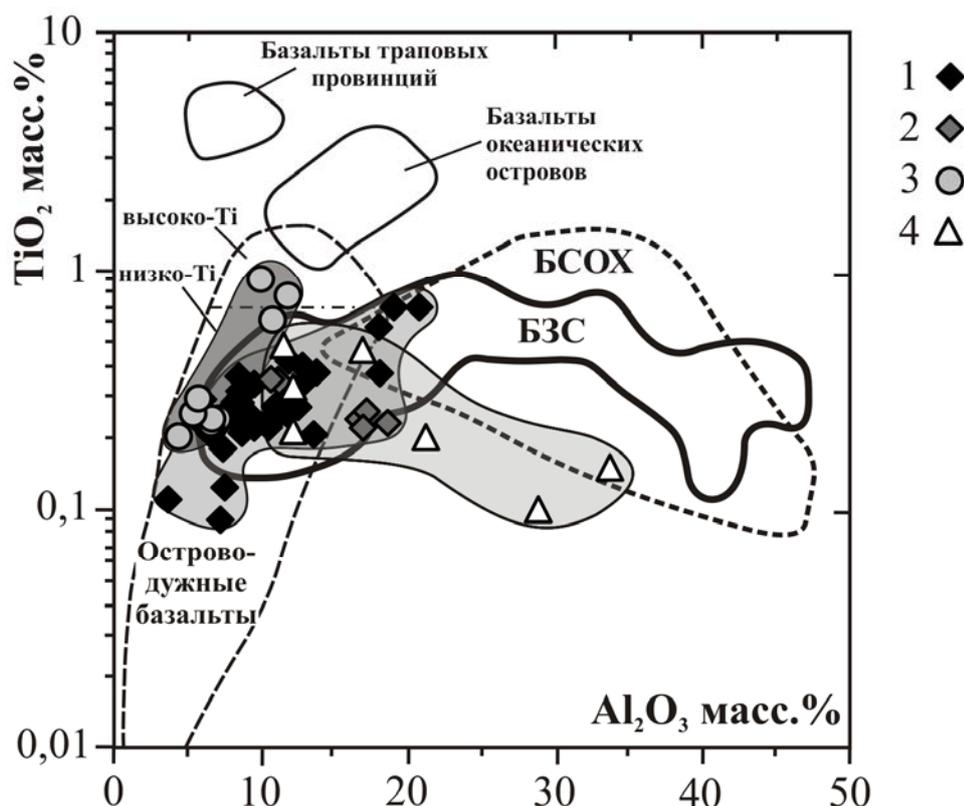


Рис. 1. Диаграмма $TiO_2-Al_2O_3$ для хромовых шпинелей из вулканитов мариинского комплекса в обрамлении и в структуре Ревдинского массива. Поля составов хромовых шпинелей из базальтов различных геодинамических обстановок по данным [7]. БЗС – базальты зоны задугового спрединга, БСОХ – базальты срединно-океанических хребтов. 1-2 – шпинель из долеритов параллельных даек (1) и вмещающих базальтов (2) в офиолитах из восточного обрамления Ревдинского массива, 3 – из долеритов параллельных даек в структуре Ревдинского массива, 4 – из амфиболитов мариинского комплекса в западном обрамлении Ревдинского массива.

Исследование хромовых шпинелей из пород мариинского комплекса косвенно подтвердило выводы, сделанные ранее на основании геохимических данных [4-6] о формировании офиолитов в восточном обрамлении и в структуре Ревдинского массива в результате задугового спрединга и о промежуточном положении амфиболитов мариинского комплекса из западного обрамления Ревдинского массива между задугово-спрединговыми базальтами и базальтами СОХ.

Исследования выполнены в рамках проекта УрО РАН 12-П-5-1017 «Структурно-вещественная эволюция и металлогения базит-ультрабазитовых комплексов...», являющегося частью Программы 27 Президиума РАН.

Литература

1. Берзин С.В. Породы офиолитовых комплексов в обрамлении и в структуре Ревдинского массива Платиноносного пояса Урала // XI Международная школа наук о Земле имени Л.Л. Перчука. Одесса, 2013. С. 17-22.
2. Берзин С.В. Хромистая шпинель из долеритов параллельных даек и базальтов Полевского сегмента Тагильской зоны (Средний Урал): морфология, состав, интерпретация геодинамических условий образования вулканитов // Ежегодник-2012. Труды ИГГ УрО РАН, 2013. Вып. 160. С. 88-92.
3. Бороздина Г.Н., Иванов К.С., Богдавленская В.М. Стратиграфия вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений Салатимской и Тагильской зон Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2010. 152 с.
4. Иванов К.С., Берзин С.В. Первые данные о U-Pb возрасте цирконов из реликтовой зоны задугового спрединга горы Азов (Средний Урал) // Литосфера, 2013. № 2. С. 92-104.
5. Иванов К.С., Берзин С.В., Ерохин Ю.В., Смирнов В.Н. Офиолитовые комплексы Среднего Урала. Путеводитель геологической экскурсии Всероссийской научной конференции с международным участием «Геодинамика, рудные месторождения и глубинное строение литосферы» (XV Чтения памяти академика А.Н. Заварицкого). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2012. 39 с.
6. Иванов К.С., Ерохин Ю.В., Смирнов В.Н., Слободчиков Е.А. Рифтогенез на Среднем Урале (комплексы и структуры растяжения в истории развития Среднего Урала). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. 91 с.
7. Петров Г.А. Геология и минерагения зоны Главного Уральского разлома на Среднем Урале. Екатеринбург: Изд-во Уральского государственного горного университета, 2006. 195 с.
8. Семенов И.В. Палеоокеанический спрединговый вулканизм Урала и реконструкция параметров Уральского палеозойского океана. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 362 с.
9. Семенов И.В., Шилов В.А., Верховский А.М. О структурных и возрастных соотношениях рифтогенного комплекса параллельных базальтовых даек с габбро-гипербазитовыми массивами Платиноносного пояса Урала // Доклады АН СССР, 1978. Т. 243. № 1. С. 187-190.
10. Семенов И.В., Шилов В.А., Ронкин Ю.Л. Структурные и относительно-возрастные соотношения комплекса параллельных долеритовых даек с породами Ревдинского габбрового массива (Средний Урал) // Ежегодник-1998. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1999. С. 132-139.

11. *Barnes S.J., Roeder P.L.* The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks // *Journal of Petrology*, 2001. Vol. 42. P. 2279-2302.
12. *Kamenetsky V.S., Crawford A.J., Meffre S.* Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks // *Journal of Petrology*, 2001. Vol. 42. P. 655-671.
13. *Roeder P.L.* Chromite: from the fiery rain of chondrules to the Kilauea Iki lava lake // *Canadian Mineralogist*, 1994. Vol. 32. P. 729-746.
14. *Roeder P.L., Poustovetov A., Oskarsson N.* Growth forms and composition of chromian spinel in MORB magma: diffusion-controlled crystallization of chromian spinel // *Canadian Mineralogist*, 2001. Vol. 39. P. 397-416.

УДК 549.618 (470.5)

АКЦЕССОРНЫЕ АЛЛАНИТЫ АДУЙСКОГО ГРАНИТНОГО МАССИВА (СРЕДНИЙ УРАЛ)

В.А. Губин¹, В.В. Хиллер²

¹Уральский федеральный университет

²Институт геологии и геохимии УрО РАН

Данная статья связана с продолжением работ по изучению акцессорной редкоземельно-редкометалльной минерализации Аduitского гранитного массива [6]. Полевые работы проводились на двух участках: на Костоусовском – в 4,8 км к северо-востоку от ст. Костоусово (ж.д. Екатеринбург-Реж) и на Копалухе – в 2,5 км к северо-западу от ст. Копалуха (пос. Ключевск) той же железной дороги. На обоих участках было обнаружено небольшое проявление редкоземельного кальциевого алюмосиликата – алланита, $(Ca,REE)_2(Al,Fe)_3(SiO_4)_3(OH)$.

В центральной части Аduitского массива алланит довольно редок. Гораздо чаще он встречается в его апикальной части среди диоритов, гнейсов, амфиболитов и других пород экзоконтакта массива. Эти породы содержат повышенное количество кальция. Так, З.И. Комарова [3], описывая геологическое строение Аduitского массива, в частности его северную окраину, в крутых скальных выходах гнейсовидных биотитовых гранитов на левом берегу р. Реж (11 км северо-западнее ст. Костоусово) в качестве характерных единичных зерен отмечает апатит, алланит и магнетит.

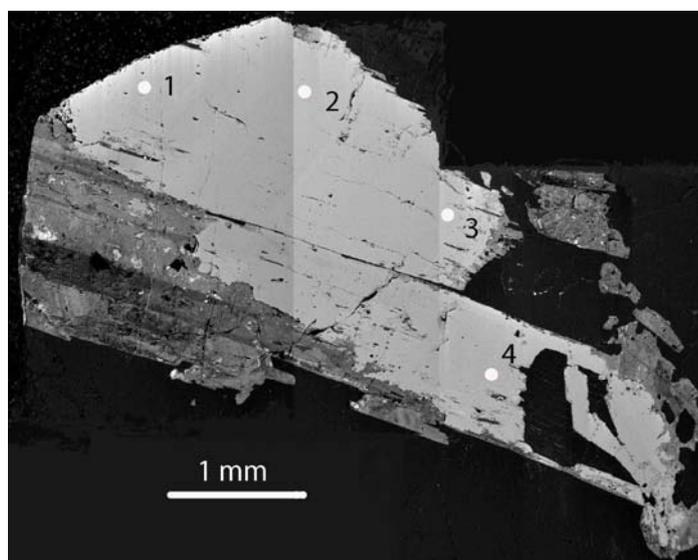
Алланит (Костоусово) встречен в выемке-карьере для добычи бутового камня с восточной стороны ж.д. Екатеринбург-Реж точно напротив столбика 71,4 км от Екатеринбурга. Координаты карьера по GPS-приёмнику: 57°17'57.5'' с.ш., 61°16'33.2'' в.д. Заметим, что в 3-х км северо-западнее от этого карьера находится непосредственный контакт аduitских гранитоидов с режевскими серпентинитами. Карьером вскрываются биотитовые средне- и мелкозернистые граниты с субгоризонтальной плитчатой отдельностью. Дно карьера и его стенки пересекают тонкие (5-20 см) пегматитовые жилки. Падение жилок различно – от крутопадающих до субгоризонтальных. Жилки, по всей видимости, разновозрастные.

Поздние гранитные пегматитовые жилки изучал А.И. Шерстюк в 1956 году [9]. Им был установлен следующий их минеральный состав: розовато-желтый микроклин, белоснежный олигоклаз вплоть до альбита №3, светлый кварц двух генераций, зеленоватый крупнокристаллический мусковит, белый и желтый радиально-лучистый и сноповидный стильбит (развивается по микроклину), мелкие флюорит и светло-оранжевый спессартин. Нами в поздних жилках дополнительно обнаружены гейландит и бесцветный фторопатит.

Акцессорный алланит встречен в ранних жилках, которые отличаются от поздних повышенным содержанием разных темноцветных минералов. Вместе с алланитом в них обнаружены биотит, октаэдрический магнетит, поликраз-(Y) [1], циртолит, редкие мелкие ильменит и колумбит, темно-красный прозрачный гранат. Все темноцветные минералы, кроме алланита и поликраза, имеют свежую слабоизмененную поверхность. Выделения алланита предсталены вытянутыми зернами размером до 12 мм. Вокруг зерен в окружающем пегматите наблюдаются радиальные трещинки. Собственно алланит сохранился только в центре зерна – снаружи он обычно покрыт очень хрупкой красновато-бурой корочкой вторичных продуктов изменения. Цвет свежего алланита чёрный, излом плоскораковистый, твёрдость по шкале Мооса – около 6.

Химический состав алланита получен на электронном микроанализаторе Cameca SX 100 (ИГГ УрО РАН, аналитик В.В. Хиллер). На снимке в отраженных электронах (см. рис. 1) алланит достаточно однороден, вторичные изменения коснулись лишь части кристалла (тёмно-серое). По данным микронзондового анализа в четырёх точках (см. табл., ан. 1-4) костоусовский алланит относится к виду алланит-(Ce) по преобладанию церия в группе редкоземельных элементов. Другая его особенность – высокое содержание в нём марганца (до 4,06 мас.% MnO), поэтому более точное номенклатурное название минерала – алланит-(Ce) марганцовистый. Эту разновидность алланита для Урала впервые описали в 1948 году Л.Н. Овчинников и М.К. Цимбаленко из миаскитовых пегматитов Курочкина Лога Вишневых гор [4, «манганортит»]. Интересно, что состав костоусовского алланита по всем элементам очень близок к составу вишневогорского за исключением того, что в костоусовском довольно много тория (до 1,51 мас.% ThO₂).

Рис. 1. BSE-фото зерна алланита (светлое) с расположением точек анализа. Участок Костоусово.



Алланит (Копалуха) обнаружен в небольшом щебёночном карьере на западном берегу торфяного болота Кузьмино. Координаты карьера по GPS-приёмнику: 57°08'08.3'' с.ш., 60°56'04.3'' в.д. В карьере обнажены породы западного экзоконтакта адуйских гранитоидов с серпентинитами Ключевского массива. Главные породы зоны контакта – это сильноизменённые, частично окремнёлые, серпентиниты, полосчатые и массивные амфиболиты. В зоне вскрыто и несколько пегматитовых жил гранитного состава. Среди

амфиболитов встречаются прослойки до 5 см сплошного плагиоклаза белого цвета. В амфиболитах изредка встречается красный рутил в виде кристалликов до 3-х мм, а в плагиоклазе – алланит и бледно-зеленый апатит в зёрнах до 1,5 см.

Таблица

Химический состав (в мас.%) алланитов Адуйского массива

Компонент	Алланит-(Ce), Костоусово				Алланит-(Ce), Копалуха						
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
ThO ₂	1,16	1,51	0,93	0,95	0,98	1,93	4,06	2,97	3,70	5,06	4,42
UO ₂	-	-	-	0,08	0,19	0,09	0,17	0,01	-	0,15	0,02
SiO ₂	31,38	32,46	31,15	31,26	35,37	34,07	33,87	33,55	33,82	33,48	33,56
TiO ₂	0,28	0,28	0,26	0,36	-	-	-	-	0,04	-	0,08
La ₂ O ₃	4,07	3,85	4,57	4,51	3,84	3,83	6,25	5,91	6,65	4,76	5,00
Ce ₂ O ₃	9,87	9,30	9,97	10,82	6,49	5,69	6,80	8,28	6,76	7,19	7,73
Nd ₂ O ₃	3,82	5,11	4,55	3,56	1,86	2,05	0,84	2,04	0,38	2,19	1,70
Pr ₂ O ₃	1,51	1,23	1,19	1,30	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Sm ₂ O ₃	0,75	0,70	0,67	0,69	0,72	0,81	0,72	0,45	-	-	-
Gd ₂ O ₃	0,15	-	0,21	0,20	0,74	0,86	0,69	0,96	0,87	0,96	0,77
Y ₂ O ₃	0,53	0,45	0,23	0,36	0,22	0,47	-	0,10	0,02	0,19	0,30
Al ₂ O ₃	15,94	14,77	14,78	15,23	22,46	21,68	21,59	20,97	20,65	19,81	20,32
FeO	12,85	13,74	13,62	13,27	7,83	8,16	6,22	6,18	6,59	8,29	9,29
MnO	4,06	3,41	3,12	3,79	0,05	0,11	0,15	0,05	0,09	0,04	0,14
MgO	0,21	0,30	0,32	0,22	1,15	1,41	2,70	2,78	2,27	1,94	1,38
CaO	9,10	8,55	9,00	9,16	16,84	15,27	14,72	14,48	14,94	14,91	14,83
Na ₂ O	0,05	0,13	0,16	0,08	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
F	0,23	0,30	0,07	0,29	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Сумма	95,95	96,07	94,81	96,14	98,73	96,44	98,78	98,71	96,75	98,96	99,54
Усредненные кристаллохимические формулы алланитов-(Ce). Ан. 1-4: (Ca _{0.91} Ce _{0.35} La _{0.15} Nd _{0.14} Pr _{0.05} Sm _{0.02} Gd _{0.004} Y _{0.02} Mn _{0.29} Th _{0.02} Na _{0.02}) _{Σ1.97} (Al _{1.70} Fe _{1.08} Mg _{0.04} Ti _{0.02}) _{Σ2.84} [SiO ₄][Si ₂ O ₇]O(OH) Ан. 5-6: (Ca _{1.50} Ce _{0.19} La _{0.12} Nd _{0.06} Gd _{0.02} Sm _{0.02} Y _{0.02} Th _{0.03} Mn _{0.01} U _{0.003}) _{Σ1.97} (Al _{2.22} Fe _{0.57} Mg _{0.17}) _{Σ2.96} [SiO ₄][Si ₂ O ₇]O(OH) Ан. 7-11: (Ca _{1.39} Ce _{0.24} La _{0.19} Nd _{0.05} Gd _{0.03} Sm _{0.01} Y _{0.01} Th _{0.08} Mn _{0.01} U _{0.001}) _{Σ1.99} (Al _{2.16} Fe _{0.54} Mg _{0.30} Ti _{0.002}) _{Σ3.04} [SiO ₄][Si ₂ O ₇]O(OH)											

Примечание: н.о. – не определялось; номера анализов соответствуют номерам точек на рис. 1 и рис. 3.

Кристаллики алланита размером до 3 мм вытянуты по оси [010], не имеют ограничения на концах, на кристалликах распознаются лишь габитусные пинакоиды {100} и {001} (рис. 2). Поверхность минерала свежая, не затронутая процессами изменения. Цвет

алланита чёрный, но в сколах мелких кристалликов цвет от центра к краю плавно изменяется от чёрного до желтовато-бурого, излом раковистый, твердость около 6.

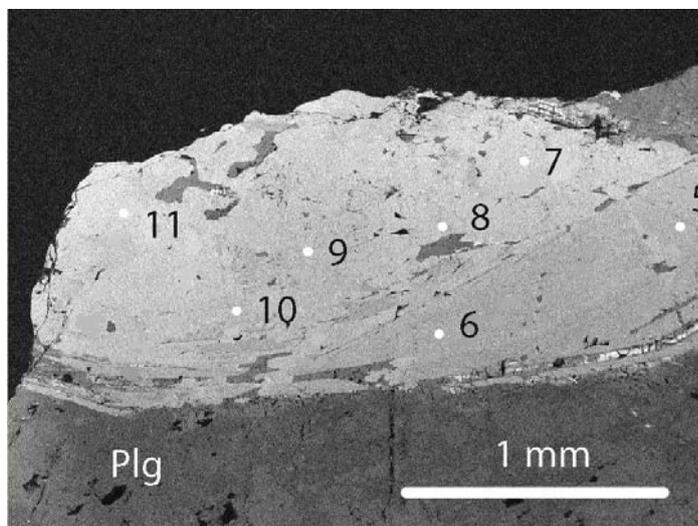
Рис. 2. Индивид алланита (размером до 2 мм) в породе. Участок Копалуха.



По результатам микрозондового анализа (табл., ан. 5-11) видно, что и этот минерал относится к минеральному виду – алланит-(Ce). Содержание РЗЭ и железа в нём мало, а алюминия и кальция – наоборот велико. Вероятно здесь наглядно проявляется гетеровалентный изоморфизм по схеме $\text{Ca}^{2+}\text{Al}^{3+} \leftrightarrow \text{REE}^{3+}\text{Fe}^{2+}$ [4, 8]. Заметно высокое количество магния (до 2,78 мас.% MgO) в алланите может быть связано с повышенным содержанием этого щелочноземельного элемента во вмещающих породах – амфиболитах, сланцах, гнейсах [7].

На снимке в отраженных электронах (см. рис. 3) в алланите чётко выделяются две зоны – тёмная (точки 5-6) и более светлая (точки 7-11). Контрастность, скорее всего, вызвана разным содержанием тория в зонах: 5,06 мас.% ThO₂ в светлой и 1,93% – в тёмной. Кстати, очень высокое содержание тория (до 7,08 мас.% ThO₂) отмечено и в алланите-(Ce) из жилы гранитного пегматита северо-западной окраины Соколовского гранитного массива, соседнего с Адуйским [5].

Рис. 3. BSE-фото алланита (светлое) с расположением точек анализа, Plg – плагиоклаз. Участок Копалуха.



В рассматриваемых алланитах содержание закиси и окиси железа отдельно не определялось (хотя следовало бы сделать это) и всё железо приближенно показано в двухвалентной форме. В работе [2 и др.] приведена таблица полных почти 250 анализов алланитов из разных месторождений и объектов, из которой следует, что в 83% случаев $\text{FeO} \geq \text{Fe}_2\text{O}_3$ и только в 17% – $0 \leq \text{FeO} < \text{Fe}_2\text{O}_3$.

Итак, в результате проведенной работы получены данные по двум образцам алланита из новых точек окраинных участков Адуйского массива – из жилы гранитного пегматита и из амфибол-плагиоклазовой породы. Первый оказался алланитом-(Ce) марганцовистым, второй – алланитом-(Ce) с очень высоким содержанием тория.

Авторы выражают благодарность Ю.В. Ерохину (ИГГ УрО РАН, Екатеринбург) за обсуждение статьи и полезные критические замечания.

Литература

1. Губин В.А., Хиллер В.В. Акцессорный поликраз-(Y) из внутренней области Адуйского гранитного массива (Средний Урал) // Вестник Уральского отделения РМО. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010. № 7. С. 38-41.
2. Кепежинская К.Б., Хлестов В.В. Статистический анализ минералов группы эпидота и их парагенетические типы. М.: Наука, 1971. 311 с.
3. Комарова З.И. Адуйский гранитный массив. Путеводитель Свердловской экскурсии. Часть II // Второе Уральское петрографическое совещание. Свердловск: Институт геологии УФАИ СССР. 1966. С. 54-87.
4. *Минералы*. Справочник. М.: Наука, 1972. Т. 3. Вып. 1. 882 с.
5. Попова В.И. Изменения алланита-(Ce) в гранитах и пегматитах Мурзинского и Соколовского массивов Урала // Уральский минералогический сборник. Миасс-Екатеринбург: УрО РАН, 2009. № 16. С. 113-115.
6. Попова В.И., Губин В.А. Минералогия гранитных керамических пегматитов Адуйского, Соколовского и Зенковского массивов на Среднем Урале // Уральский минералогический сборник. Миасс-Екатеринбург: УрО РАН, 2008. № 15. С. 61-74.
7. *Типоморфизм минералов*. Справочник. Под ред. Л.В. Чернышёвой. М.: Недра, 1989. 560 с.
8. Хвостова В.А. Минералогия ортита // Труды ИМГРЭ. М.: АН СССР, 1962. Вып. 11. 120 с.
9. Шерстюк А.И. Флюорит и десмин из Режевского района // Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. Труды Свердл. горн. ин-та, 1956. Вып. 26. С. 104-107.

УДК 551.3 (553.4)

ОЦЕНКА ИЗМЕНЧИВОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА И КАЧЕСТВА БОКСИТОВ ЧЕРЕМУХОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Г.П. Дворник¹, И.А. Дудченко²

¹*Институт геологии и геохимии УрО РАН*

²*Уральский государственный горный университет*

Черемуховское месторождение в Североуральском бокситоносном районе приурочено к узкой пологой депрессии, сложенной известняками силурийского и девонского возраста. Промышленный бокситовый пласт, осложненный пострудными дизъюнктивными нарушениями, имеет меридиональное простирание и моноклиальное падение на восток под углами 10-35°. Тектоническое строение месторождения характеризуют четыре крупных нарушения, заложенные еще в дорудное время: Северо-Черемуховский и Южно-Черемуховский сбросы, Центрально-Черемуховский и Шегультанский взбросы. Мощность рудного тела варьирует в широких пределах от 0 до 15-20 м в «карманах», образованных неровностями известнякового лежащего бока. Средняя мощность рудного тела на разных горизонтах Черемуховского месторождения изменяется от 2,1 до 5,2 м (см. табл. 1). Оруденение не сплошное, рудные участки в пределах пласта чередуются с участками безрудья. Протяженность рудных участков по падению и простиранию составляет в среднем 200-300 м, размеры безрудных участков достигают 200 м.

Основными минералами бокситов являются моногидраты (гидроокислы) глинозема (диаспор, бемит) – 60-65%, оксиды и гидроксиды железа (гетит, гематит, магнетит) – 23-25%. К второстепенным минералам относятся карбонаты кальция и железа (кальцит, сидерит) – 7-8%, слоистые алюмосиликаты (каолинит, хлорит) – 5-7% и оксиды кремния (кварц, халцедон) – 0,5%.

На Черемуховском месторождении выделяются следующие природные типы бокситов: красный маркий, красный немаркий, яшмовидный, пестроцветный, боксит-колчедан [5]. Согласно опубликованным в литературе данным об условиях образования и преобразования бокситов [2-5], они сформировались в несколько стадий. В стадии седиментогенеза и диагенеза образовались красные маркие и немаркие бокситы, в стадию катагенеза – яшмовидные бокситы, и в более позднюю гидротермальную стадию – пестроцветные карбонатизированные и пиритизированные бокситы и колчедан-бокситы.

Качество бокситов определяется в зависимости от их химического и минерального состава, содержания в них глинозема и кремнезема, гидроксидов железа и вредных примесей (серы, CO₂). Оно характеризуется двумя параметрами: кремниевым модулем ($M_{Si} = Al_2O_3/SiO_2$) и приведенным глиноземом ($A_{пр} = Al_2O_3 - 2SiO_2$) [6].

Таблица 1

**Средний химический состав (%) и качественная характеристика бокситов
на разных горизонтах Черemuховского месторождения**

Типы	Компо- ненты	Горизонты, м						
		560	620	680	740	770	830	920
Красный немаркий	SiO ₂	4,00	3,45	3,03	2,63	2,06	1,68	1,98
	Al ₂ O ₃	57,16	56,51	56,71	57,97	59,40	59,50	59,32
	CO ₂	2,54	3,12	2,07	1,45	1,29	0,92	1,04
	S	0,63	0,72	1,48	0,43	0,25	0,22	0,15
	M _{Si}	14,29	16,38	18,72	22,04	28,85	35,44	30,02
	A _{пр}	49,16	49,61	50,65	52,71	55,28	56,14	55,37
	Средняя мощность, м	1,59	1,96	1,96	3,43	1,98	2,06	2,02
	Количество проб	42	27	101	198	150	230	87
Красный маркий	SiO ₂	2,58					2,02	
	Al ₂ O ₃	60,62					59,32	
	CO ₂	1,30					0,90	
	S	0,27					0,13	
	M _{Si}	23,50					29,44	
	A _{пр}	55,46					55,29	
	Средняя мощность, м	2,02					1,83	
	Количество проб	23					12	
Яшмовидный	SiO ₂			5,28	5,47	5,49	6,71	5,62
	Al ₂ O ₃			55,32	54,95	54,28	51,09	53,99
	CO ₂			2,00	2,84	1,88	1,09	0,65
	S			1,64	4,69	1,17	1,74	0,31
	M _{Si}			10,48	10,04	9,88	7,62	9,61
	A _{пр}			44,76	44,01	43,29	37,67	42,76
	Средняя мощность, м			0,19	0,20	1,23	0,58	0,75
	Количество проб			12	28	52	7	11
Пестроцветный	SiO ₂	5,54	4,21	3,59	5,62	5,05	5,39	5,89
	Al ₂ O ₃	42,47	40,77	42,81	46,76	50,25	48,19	46,97
	CO ₂	4,55	5,13	7,39	3,94	2,59	2,91	3,00
	S	9,16	11,14	9,09	7,40	7,66	7,90	7,86
	M _{Si}	7,67	9,68	11,92	8,32	9,95	8,94	7,97
	A _{пр}	31,39	32,35	35,63	35,52	40,15	37,41	35,19
	Средняя мощность, м	0,30	0,15	0,88	0,84	0,71	0,74	1,01
	Количество проб	25	19	80	175	171	216	67

Продолжение таблицы 1

Типы	Компо- ненты	Горизонты, м						
		560	620	680	740	770	830	920
Среднее	SiO ₂	3,38	3,50	3,33	3,32	3,68	2,89	3,75
	Al ₂ O ₃	57,82	55,39	52,59	55,73	56,13	56,89	54,96
	CO ₂	2,05	3,27	3,61	1,98	1,71	1,22	1,49
	S	1,10	1,46	3,70	1,93	1,88	1,45	2,24
	M _{Si}	17,11	15,83	15,79	16,79	15,25	19,69	14,66
	A _{пр}	51,06	48,39	45,93	49,09	48,77	51,11	47,46
	Средняя мощность, м	3,91	2,11	3,03	4,47	3,92	5,21	3,78
	Количество проб	90	46	193	458	373	465	165

Для оценки изменчивости состава и качества основных типов бокситов Черемуховского месторождения использованы данные опробования восстающих, пройденных в пределах 74 эксплуатационных блоков Кедровского участка на семи горизонтах, охватывающих диапазон глубин от 560 м до 920 м (табл. 1). Средние содержания в бокситах по отдельным горизонтам кремнезема, глинозема, а также вредных примесей (S, CO₂) рассчитывались как средневзвешенные содержания на их мощность.

Маркированные бокситы в пределах пласта слагают нижнюю часть подгоризонта красных руд и являются наиболее распространенным типом руд. Они выделяются по химическому составу высокими содержаниями глинозема, низкой концентрацией серы и наиболее высокими показателями качества. Немаркированные бокситы, установленные на отдельных горизонтах месторождения, залегают на маркированных бокситах, переход между ними обычно постепенный. Эти типы бокситов близки между собой по содержанию в них глинозема и серы и параметрам качества (см. табл. 1). Яшмовидные бокситы обычно слагают нижнюю часть рудного пласта. Их образование в условиях катагенеза в основном сопровождается изменением текстуры и структуры с формированием плотных яшмовидных гематит-хлорит-бемитовых бокситов с незначительной пористостью (1-2%) в сравнении с красными маркированными и немаркированными бокситами, характеризующимися высокими значениями пористости (до 25-30%). От последних они отличаются по составу более высокими концентрациями кремнезема и серы.

Пестроцветные бокситы часто приурочены к верхней части рудного горизонта, но встречаются также вместе с колчедан-бокситами в его нижней части – в участках тектонической нарушенности, закарстованности. Согласно проведенным исследованиям [1, 4] пестроцветные бокситы образуются в гидротермальную стадию в условиях проявления в зоне Крутоловско-Коноваловского надвига и опережающих его разрывных нарушений низкотемпературных процессов аргиллизации, выразившихся в каолинизации,

карбонатизации и пиритизации бокситов. Вследствие этого пестроцветные бокситы отличаются от марких и немарких бокситов наиболее низкими значениями показателей качества (кремниевого модуля, приведенного глинозема) из-за более низкого содержания глинозема, повышенной концентрации кремнезема и вредных примесей (S, CO₂) (см. табл. 1). По данным минералогического анализа пяти протолочек пестроцветных бокситов, отобранных на нижних горизонтах Черемуховского месторождения (830, 920 м), в их составе преобладают диаспор, пирит, карбонат и магнетит, в знаковых количествах содержатся хромшпинелид, галенит и сфалерит. На другом месторождении СУБРа «Красная Шапочка» в составе шести протолочек пестроцветных бокситов, взятых на глубинах 290 и 800 метров, помимо основных минералов (диаспора, пирита, карбоната) установлены шамозит, кварц, каолинит, халькозин, киноварь и самородное золото (22 зерна) средним размером от 0,02 до 0,08 мм [4]. Пробность золотин, выделенных из протолочек пестроцветных бокситов, по данным ранее проведенных исследований [1] варьирует от 812 до 910‰, в среднем составляя 872‰. В составе самородного золота определены серебро (8,76-18,75%) и медь (0,04-0,16%).

Таблица 2

**Распределение основных типов бокситов (%) на разных горизонтах
Черемуховского месторождения**

Типы бокситов	Горизонты, м						
	560	620	680	740	770	830	920
Красный немаркий	40,7	92,9	64,7	76,7	50,5	39,5	53,4
Красный маркий	51,7	-	-	-	-	35,1	-
Яшмовидный	-	-	6,3	4,5	31,4	11,1	19,8
Пестроцветный	7,6	7,1	29,0	18,8	18,1	14,3	26,8

Изучение характера распределения основных типов бокситов по отдельным горизонтам Черемуховского месторождения (табл. 2) показало, что процентное содержание наиболее качественных марких и немарких бокситов, сформировавшихся на ранних стадиях литогенеза, в пределах эксплуатационных блоков отчетливо уменьшается с возрастанием глубины залегания рудного пласта. А средние концентрации яшмовидных и пестроцветных бокситов, образовавшихся в катагенетическую и гидротермальную стадии, и характеризующихся более низкими значениями показателей качества, напротив, существенно увеличиваются в интервале глубин от 680 до 920 метров. Это привело к увеличению среднего содержания вредных примесей (CO₂, S) в бокситах и ухудшению их качества на отдельных горизонтах Черемуховского месторождения (табл. 1). Такие же закономерности в распределении основных разновидностей бокситов в пределах рудного

пласта установлены нами в диапазоне глубин 290-620 метров на месторождении «Красная Шапочка» [4].

Таблица 3

Коэффициенты вариации (%) содержаний основных компонентов бокситов в эксплуатационных блоках на разных горизонтах Черемуховского месторождения

Компоненты	Горизонты, м						
	560	620	680	740	770	830	920
SiO ₂	45-81	37-39	39-59	43-74	34-86	59-98	54-105
Al ₂ O ₃	15-19	19	15-29	10-23	10-20	9-27	13-28
CO ₂	77-96	79-88	71-118	78-169	73-146	64-135	76-123
S	134-160	123-134	91-148	91-191	108-179	107-234	135-180
Кол-во проб	63	46	180	401	374	465	165

Амплитудная изменчивость содержаний основных компонентов бокситов в эксплуатационных блоках Черемуховского месторождения оценивалась по величине коэффициентов их вариации (табл. 3). Распределение концентраций основного полезного компонента бокситов (глинозема) по всем горизонтам месторождения варьирует в узких пределах от весьма равномерного до равномерного, содержаний кремнезема в бокситах изменяется – от равномерного до весьма неравномерного, концентраций вредных примесей (CO₂, S) – от неравномерного до крайне неравномерного.

Литература

1. Баранников А.Г., Абакумов И.В., Угрюмов А.Н., Чепчугов С.А. О золотоносности Субровского бокситоносного комплекса // Известия Уральской государственной горно-геологической академии. Сер.: Геология и геофизика, 2000. Вып. 10. С. 116-119.
2. Богатырев Б.А., Жуков В.В., Демина В.Н. Образование и изменения бокситов на разных стадиях литогенеза / Литология и полезные ископаемые, 1998. № 1. С. 30-41.
3. Вторичные изменения бокситов из месторождений СССР. Под ред. Д.Г. Сапожникова. М.: изд-во Наука, 1980. 327 с.
4. Дворник Г.П., Вострикова Н.В., Обирин О.В. Исследование изменчивости вещественного состава, качества бокситов и их золотоносности на месторождении «Красная Шапочка» // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. Пермь: ПГУ, 2008. Вып. 11. С. 237-243.
5. Условия образования и факторы сохранности бокситов СССР. Под ред. С.С. Чекина. М.: изд-во Наука, 1983. 207 с.
6. Шадрин М.В., Абакумов И.В., Жукова Е.М. Современная геолого-экономическая оценка промышленного освоения запасов месторождений СУБРа // Горный журнал, 2004. № 3. С. 25-28.

УДК 550.8 (553.24)

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СОДЕРЖАНИЙ ЗОЛОТА И СЕРЕБРА В ОКИСЛЕННЫХ РУДАХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ НАДЕЖДА (АЛДАНСКИЙ ЩИТ)

Г.П. Дворник¹, С.Р. Карымов²

¹*Институт геологии и геохимии УрО РАН*

²*Уральский государственный горный университет*

Месторождение золота "Надежда", расположенное в пределах Нижнеякобитского рудного поля в Центрально-Алданском районе Якутии, сформировалось в контактовой зоне горизонтально залегающих доломитов унгелинской свиты нижнего кембрия с юрскими песчаниками ютинской свиты. Развитые на площади месторождения терригенно-карбонатные породы прорваны дайками минетт раннемелового возраста. Золотое оруденение Надежда по своей геолого-структурной позиции, вещественному составу руд и околорудных метасоматитов относится к куранахскому подтипу оруденения золотоджаспероидного геолого-промышленного типа [3, 6]. На заключительном этапе мезозойской тектоно-магматической активизации Алданского щита на площади месторождения широко проявились постмагматические гидротермально-метасоматические процессы, приведшие к образованию гумбеитов и более поздних метасоматитов золотоджаспероидной формации. Последовательность метасоматических событий на месторождении в целом соответствовала установленной для формации [3, 9]. Метасоматиты и сопровождающая их золоторудная минерализация на месторождении Надежда сформировались в три стадии гидротермального процесса – раннюю щелочную, кислотного выщелачивания и позднюю щелочную. Ранняя щелочная стадия выразилась в осветлении доломитов и развитии в них псевдоморфного тонкозернистого кальцита. В кислотную стадию в различной степени гумбеитизированные и кальцитизированные породы месторождения подверглись джаспероидному окварцеванию с образованием агрегатов халцедоновидного и аллотриоморфнозернистого кварца в ассоциации с адуляром, гидрослюдой и каолинитом. Во внутренних зонах метасоматической колонки в эту стадию сформировались небольшие 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 редкими пирротинном, арсенопиритом.

Позднее, в неогене на месторождении Надежда протекали процессы гипергенного окисления и дезинтеграции рудоносных метасоматитов, в результате которых

образовались золотоносные площадные и линейные коры выветривания мощностью от первых метров до 80 м, протяженностью до нескольких км, при ширине от 20 до 800 м [6].

Распределение мощности окисленных золотоджаспероидных руд в пределах месторождения неравномерное (табл. 1).

Таблица 1

Изменчивость мощности окисленных золотоджаспероидных руд м-ния Надежда

Подсчетные блоки	Количество определений мощности (N)	Мощность (M, м)			Коэффициент вариации (V, %)
		минимальная	максимальная	средняя	
7-С ₁	37	3,0	79,0	24,3	91,0
8-С ₁	60	4,0	75,0	18,6	74,1
9-С ₁	37	2,0	78,5	18,9	89,0

Разведка золоторудного месторождения Надежда проводилась буровой системой вертикальными скважинами колонкового и ударно-канатного бурения. По морфологии рудных тел, изменчивости содержаний в них золота это месторождение относится к третьей группе сложности по классификации ГКЗ [8], а по величине запасов золота [1] – к мелким месторождениям. Оконтуривание и подсчет запасов золота по категориям С₁ и С₂ осуществлялись на месторождении на основе утвержденных кондиций:

1. Бортовое содержание золота в пробе для оконтуривания рудных тел по мощности 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.

По данным проведенных геологоразведочных работ на месторождении Надежда промышленное золотое оруденение с запасами по категориям С₁ и С₂ установлено в 15 подсчетных блоках, сложенных окисленными золотоджаспероидными рудами, размещавшимися в интервале абсолютных отметок +500 м - +400 м. В настоящий период проводится разработка месторождения открытым способом с извлечением золота кучным выщелачиванием. Извлечение золота в раствор методом кучного выщелачивания с применением технологии угольной сорбции по разным классам крупности окисленных руд месторождения составило от 63,6 до 84,3% [6].

Для исследования характера распределения содержаний полезных компонентов в окисленных рудах месторождения Надежда были обработаны на ПЭВМ по программам «Статистика», «Аппроксимация» выборки данных рентгеноспектральных анализов на золото и серебро керновых и шламовых проб длиной от 0,5 до 1,5 м, отобранных из руд в скважинах колонкового и ударно-канатного бурения, пройденных по мощности залежи на стадии эксплуатационной разведки в центральной части месторождения в пределах наиболее крупного по величине запасов подсчетного блока 8-С₁ (табл. 1).

Оценка амплитудной и частотной изменчивости содержаний золота и серебра в рудах и их качества проводилась по следующей методике [4]. Для изучения амплитудной изменчивости концентраций полезных компонентов в рудах месторождения применялась вероятностно-статистическая модель, основной характеристикой которой является коэффициент вариации оценочного параметра [2].

Таблица 2

Качественная характеристика окисленных золотожапероидных руд м-ния Надежда

Природные типы руд	Разведочные линии	Количество проб	Промышленные типы руд, %			Коэффициент богатства	Золото-серебряное отношение
			богатые	рядовые	бедные		
Рыхлые	123,5	29	-	14	86	1,65	0,99
	125	38	-	3	97	1,60	1,25
	65	60	12	42	46	4,15	1,69
	65,5	145	2	6	92	1,41	0,60
	131,5	258	4	36	60	3,04	1,58
	68,5	261	3	11	87	1,71	0,96
	134	40	-	7	93	1,69	0,60
	135	133	5	38	57	2,81	1,58
	138,5	46	-	-	100	0,96	0,70
	среднее	1010	4	21	75	2,26	1,16
Плотные	123,5	75	-	3	97	0,60	0,44
	125	140	-	-	100	0,44	0,35
	127	131	-	-	100	0,35	0,24
	127,5	601	-	1	99	0,34	0,17
	128	31	-	-	100	0,93	0,46
	128,5	54	-	2	98	0,53	0,31
	65	41	-	-	100	1,33	0,74
	65,5	197	-	16	84	1,44	0,67
	130	70	-	-	100	0,60	0,28
	131	40	-	-	100	0,63	0,18
	131,5	120	1	9	90	1,08	0,46
	132	121	1	6	93	1,00	0,31
	68	44	2	7	91	1,33	0,30
	68,5	337	2	18	80	1,79	1,01
	134	167	-	7	93	0,95	0,50
	135	237	-	1	99	0,69	0,23
	138,5	70	-	-	100	0,44	0,31
среднее	2476	0,4	5,9	93,7	0,83	0,41	

Таблица 3

Изменчивость содержаний золота в рыхлых окисленных рудах м-ния Надежда

Разведочные линии	Скважины	Длина профиля (L, м)	Количество проб (N)	Коэффициент вариации (V, %)	Изменчивость		Радиус геометрической автокорреляции (Rq, м)
					закономерная	случайная	
122,5	6	27,0	27	55,9	0,88	0,01	3,0
122,5	4	38,0	38	48,4	0,65	0,21	3,5
123	7	23,0	23	27,1	0,38	0,40	-
123,5	8	24,0	24	44,1	0,51	0,27	2,2
124,5	8	20,0	20	64,3	0,62	0,27	2,9
125	7	20,0	20	15,3	0,15	0,73	-
125,5	4	30,0	30	85,5	0,72	0,16	2,7
126	29	22,0	22	71,7	0,67	0,15	2,0
65	14	59,7	60	107,4	0,87	0,06	4,0
131,5	14	20,7	21	57,7	0,55	0,25	1,4
131,5	12	20,3	20	45,7	0,38	0,21	2,3
131,5	9	59,0	59	72,8	0,64	0,22	3,5
131,5	8	23,0	23	66,7	0,41	0,46	-
131,5	10к	128,0	128	72,9	0,65	0,23	5,1
68,5	6	22,0	22	42,2	0,77	0,13	2,4
135	17	60,0	60	49,4	0,56	0,29	3,2
135,5	4	20,0	20	105,5	0,25	0,53	-
135,5	6	32,0	32	66,5	0,48	0,43	2,9
137,5	5	28,0	28	45,8	0,75	0,13	2,6
137,5	4	39,5	39	64,3	0,42	0,32	1,6
137,5	3	26,0	26	34,0	0,78	0,08	1,7
среднее							2,8

Для выявления частотной изменчивости выполнялось сглаживание исходных содержаний золота и серебра в разведочных скважинах с помощью пятичленного интерполяционного полинома, и рассчитывались доли закономерной (регулярной) и случайной составляющих изменчивости концентраций компонентов. При их равных отношениях или преобладании закономерной составляющей изменчивости над ее случайной составляющей по геометро-статистической модели [7] строились графики аппроксимированных значений полезных компонентов в скважинах и определялись значения радиусов геометрической автокорреляции для характеристики частотной изменчивости концентраций золота и серебра в рудах. Для оценки изменчивости качества

золотого оруденения на месторождении устанавливались процентное количество промышленных типов руд (богатых, рядовых и бедных) в разведочных скважинах, значения золото-серебряного отношения и коэффициентов богатства, рассчитанных по [5].

Таблица 4

Изменчивость содержаний золота в плотных окисленных рудах м-ния Надежда

Разведочные линии	Скважины	Длина профиля (L, м)	Количество проб (N)	Коэффициент вариации (V, %)	Изменчивость		Радиус геометрической автокорреляции (Rq, м)
					закономерная	случайная	
122,5	2	26,0	26	49,5	0,55	0,23	2,0
123	5	20,0	20	23,2	0,47	0,28	2,9
124,5	8	31,0	31	40,0	0,57	0,29	2,8
126,5	1	29,0	29	42,3	0,80	0,09	5,8
65,5	9к	56,0	56	84,4	0,74	0,14	2,9
130,5	9	22,0	22	57,3	0,63	0,13	2,4
131,5	11к	47,0	47	84,5	0,58	0,25	3,6
132	21	40,0	40	82,9	0,70	0,13	4,4
68,5	6	29,0	29	57,9	0,72	0,12	2,6
68,5	7	71,5	71	68,2	0,83	0,01	2,9
68,5	9к	24,5	25	64,5	0,72	0,14	3,5
134	21	29,0	29	45,7	0,59	0,21	3,2
137,5	8	40,0	40	56,9	0,63	0,25	3,6
137,5	5	72,0	72	84,4	0,64	0,19	4,2
137,5	4	32,0	32	114,2	0,94	0,01	6,4
137,5	2	29,0	29	114,3	0,75	0,11	2,2
среднее							3,5

На месторождении Надежда по данным геологической документации скважин отчетливо выделяются два природных типа окисленных руд, различающихся по технологическим свойствам: 1) плотные руды, представленные в различной степени кальцитизированными и окварцованными карбонатными породами, распространенными в нижней части коры выветривания; 2) дезинтегрированные рыхлые руды, слагающие верхнюю часть коры выветривания. Рыхлые окисленные руды представляют собой глинисто-песчано-щебнистый агрегат сложного лимонит-гидрослюдисто-каолинит-карбонат-калишпат-кварцевого состава с многочисленными обломками исходных пород (доломитов, песчаников, метасоматитов гумбеитовой и джаспероидной формаций).

Основным полезным компонентом в окисленных рудах является золото, попутным компонентом – серебро.

Таблица 5

Изменчивость содержаний серебра в рыхлых окисленных рудах м-ния Надежда

Разведочные линии	Скважины	Длина профиля (L, м)	Количество проб (N)	Коэффициент вариации (V, %)	Изменчивость		Радиус геометрической автокорреляции (Rq, м)
					закономерная	случайная	
122,5	4	38,0	38	27,2	0,65	0,21	2,9
123	7	23,0	23	21,8	0,54	0,28	3,3
124,5	8	20,0	20	42,4	0,65	0,29	2,9
125	7	20,0	20	22,3	0,39	0,43	-
126	29	22,0	22	85,8	0,71	0,16	2,4
65	14	59,7	60	31,5	0,83	0,08	4,0
131,5	9	27,0	27	22,5	0,25	0,50	-
131,5	8	23,0	23	26,0	0,38	0,43	-
131,5	10к	128,0	128	37,9	0,54	0,27	3,1
68,5	6	22,0	22	65,9	0,73	0,17	4,4
135	17	60,0	60	32,6	0,68	0,20	3,2
135,5	4	20,0	20	40,5	0,62	0,29	2,9
137,5	5	72,0	72	11,6	0,68	0,18	3,8
137,5	4	39,5	39	29,2	0,31	0,46	-
137,5	3	26,0	26	21,0	0,56	0,30	3,7
среднее							3,3

В результате проведенных исследований установлены отчетливые различия по качеству между плотными и рыхлыми окисленными рудами месторождения Надежда. Рыхлые руды выделяются в сравнении с плотными рудами по процентному соотношению промышленных типов руд (богатых, рядовых и бедных), более высокими средними значениями коэффициентов богатства и золото-серебряного отношения (табл. 2).

Распределение содержаний золота в рыхлых рудах месторождения, судя по значениям коэффициентов их вариации, изменяется в широких пределах от весьма равномерного до весьма неравномерного, а концентраций золота в плотных окисленных рудах – от равномерного до весьма неравномерного (табл. 3, 4).

В распределении концентраций серебра в окисленных рудах наименьшая амплитудная изменчивость установлена для плотных руд месторождения Надежда (табл. 5, 6). Рыхлые и плотные руды этого месторождения также характеризуются преобладанием в большинстве разведочных скважин закономерной составляющей

изменчивости содержаний в них золота и серебра над ее случайной составляющей. Наиболее высокая частотная изменчивость в распределении концентраций золота в разведочных выработках месторождения Надежда, выраженная средним значением величины их радиусов геометрической автокорреляции, свойственна рыхлым окисленным рудам, выделяющимся и наилучшим качеством (см. табл. 2-4). А в распределении концентраций серебра в рыхлых и плотных типах окисленных руд установлен близкий характер частотной изменчивости.

Таблица 6

Изменчивость содержаний серебра в плотных окисленных рудах м-ния Надежда

Разведочные линии	Скважины	Длина профиля (L, м)	Количество проб (N)	Коэффициент вариации (V, %)	Изменчивость		Радиус геометрической автокорреляции (Rq, м)
					закономерная	случайная	
122,5	2	26,0	26	19,4	0,77	0,13	2,0
123	5	20,0	20	8,1	0,50	0,29	4,0
124,5	8	25,0	20	10,2	0,49	0,33	2,8
65,5	9к	56,0	56	30,2	0,54	0,26	2,9
130,5	9	22,0	22	25,2	0,34	0,35	-
131,5	11к	47,0	47	35,7	0,50	0,31	3,6
132	21	26,0	26	17,7	0,50	0,33	2,4
68,5	6	29,0	29	27,4	0,53	0,26	2,6
68,5	7	71,5	71	32,2	0,74	0,16	3,1
68,5	9к	24,5	25	26,5	0,70	0,15	2,8
134	21	29,0	29	33,9	0,64	0,11	2,6
137,5	8	33,0	33	10,3	0,50	0,30	4,7
137,5	5	72,0	72	11,6	0,67	0,17	3,8
137,5	4	32,0	32	27,0	0,73	0,12	3,6
среднее							3,1

Проведенный анализ корреляционных зависимостей между концентрациями золота и серебра в окисленных рудах месторождения Надежда по данным их эксплуатационного опробования (табл. 7) показал, что связи между содержаниями этих компонентов по значениям коэффициентов корреляции изменяются в широких пределах – от средней отрицательной связи до очень сильной положительной связи в рыхлых рудах, и от слабой отрицательной до средней положительной связи в плотных рудах. Такой неоднозначный характер корреляционных зависимостей между концентрациями золота и серебра в окисленных рудах месторождения Надежда, вероятно, обусловлен перераспределением

этих компонентов в золотоносной коре выветривания в условиях гипергенного окисления и дезинтеграции первичных золотоджаспероидных руд.

Таблица 7

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

Природные типы руд	Разведочные линии	Скважины	Количество проб (N)	Коэффициент корреляции (R)
Рыхлые	122,5	6	27	0,63
	122,5	4	38	-0,10
	123	7	23	0,35
	124,5	8	20	-0,02
	125	7	20	0,47
	126	29	22	-0,37
	65	14	60	0,89
	131,5	8	23	-0,11
	131,5	10к	128	0,27
	68,5	6	22	-0,62
	135	17	60	0,46
	135,5	4	20	0,38
	137,5	4	39	0,54
Плотные	122,5	2	26	-0,42
	123	5	20	-0,35
	124,5	8	25	0,04
	65,5	9к	56	0,25
	130,5	9	22	-0,22
	131,5	11к	47	0,34
	132	21	26	-0,39
	68,5	7	71	0,04
	68,5	9к	25	0,47
	134	21	29	0,29
	137,5	8	33	0,02
	137,5	5	72	-0,37
	137,5	4	32	0,67

Литература

1. *Архинов Г.И.* Минеральные ресурсы горнорудной промышленности Дальнего Востока. Обзор состояния и возможности развития. М.: издательство «Горная книга», 2011. 830 с.

2. *Вопросы* опробования, оконтуривания и подсчета запасов при разведке месторождений. Ч. 1. Геометризация тел полезных ископаемых, исследование изменчивости оценочных параметров / В.С. Балахонов, А.Г. Баранников, Г.П. Дворник, Ю.К. Панов. Екатеринбург: УГГУ, 2008. 65 с.

3. *Дворник Г.П.* Метасоматические процессы и золотоджаспероидное оруденение в карбонатных породах Центрально-Алданского района // Современные технологии освоения минеральных ресурсов. Материалы 8-й Международной науч.-техн. конференции. Под общ. ред. В.Е. Кислякова. Красноярск: ИПК СФУ, 2010. С. 4-11.

4. *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.

5. *Дворник Г.П., Угрюмов А.Н.* Геолого-экономическая оценка месторождений полезных ископаемых и техногенного сырья. Екатеринбург: УГГГА, 2004. 220 с.

6. *Дворник Г.П., Кискин В.А.* Геологическое строение, особенности разведки, минеральные ассоциации и технологические свойства окисленных руд месторождения золота Надежда (Алданский щит) // Научные основы и практика переработки руд и техногенного сырья. Материалы международной научно-технической конференции. Екатеринбург: изд-во АМБ, 2006. С. 337-344.

7. *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.

8. *Сборник* нормативно-методических документов по геолого-экономической оценке месторождений полезных ископаемых. М.: ГКЗ, 1998. 319 с.

9. *Угрюмов А.Н., Дворник Г.П.* Поисковое значение минеральных и текстурно-структурных особенностей золотоносных джаспероидов // Геология, поиски и разведка месторождений полезных ископаемых Урала. Межвузовский науч.-темат. сборник. Свердловск: СГИ, 1986. Вып. 6. С. 13-19.

УДК 549 (551.1)

**МИНЕРАЛОГИЯ БИОТИТ-АЛЬБИТ-ХЛОРИТОВЫХ СЛАНЦЕВ ИЗ
ДОЮРСКОГО ФУНДАМЕНТА ЯНГИЮГАНСКОЙ СКВАЖИНЫ 1-П
(СЕВЕР ЗАПАДНОЙ СИБИРИ)**

Ю.В. Ерохин, К.С. Иванов

Институт геологии и геохимии УрО РАН

Янгиюганская нефтеразведочная площадь расположена примерно в 80-90 км юго-восточнее г. Салехард в нижнем течении и на правом берегу реки Полуй, которая впадает в р. Обь в пределах Ямало-Ненецкого автономного округа (северо-западная часть Западно-Сибирского мегабассейна). Сама параметрическая скважина (1-П) была пробурена в 2013 году и остановлена на глубине 4094,6 метров (забой). Это самая глубокая на сегодняшний день скважина, пройденная по породам фундамента на севере Западно-Сибирской плиты [6]. Скважина заложена на восточном окончании субширотного опорного геофизического профиля "Полярно-Уральский трансект", который был сделан в 2006-2007 гг. специалистами ФГУП "Баженовская геофизическая экспедиция" и ООО "Северо-Запад" [3, 5].

В геологическом плане скважина расположена на восточном склоне Полярного Урала близ восточного края Восточно-Уральской зоны. Фундамент в районе бурения перекрыт мезо-кайнозойскими осадками, мощностью до 1 км. В структурно-геологическом отношении кристаллический фундамент здесь изучен фрагментарно и крайне слабо. При этом верхняя часть фундамента в районе Янгиюганской скважины выбурена на Восточно-Салехардской, Медведевской и Танопчинской площадях, и имеет блоковое, неоднородное строение. На поверхность фундамента выходят палеозойские породы офиолитовой ассоциации – габбро, сланцеватые диабазовые "порфиритоиды", ультрамафиты, вмещающие позднепалеозойские и раннемезозойские (?) гранитоиды (рис. 1) [3]. Возраст габбро (по данным U-Pb датировки цирконов) в скважине Восточно-Салехардская 4 – раннекаменноугольный, 342 ± 3 млн лет, а гранитоидов Танопчинской площади (расположена к юго-востоку от Янгиюганской скважины) – 238-297 млн лет (по данным K-Ar метода) [2]. В тоже время K-Ar возраст гранитоидов Медведевской площади вскрытых скважиной № 21 составляет 332 млн лет [3]. При этом не исключается, что среди палеозойских образований данного района присутствуют и базальты триасового возраста [4].

Биотит-альбит-хлоритовые или "зеленые" сланцы в пределах Янгиюганской площади разбурены параметрической скважиной № 1 в интервале глубин от 1700 до 2382 метров (рис. 2). По данным [6] этот интервал сложен телами метадолеритов и бластомилонитов. Последние включают линзы карбонатов, которые интерпретируются ими как реликты толщи известняков нижнего девона. Ориентировочно мощность

предполагаемых известняков оценивается до 600 метров. И как представляется авторам [6] эта гипотетическая толща карбонатных осадков была интенсивно интродуцирована телами долеритов и таким образом, что известняки полностью заместились вулканитами. Тела последних залегают под углом падения около 20° , согласно с главным швом бластомилонитов. В составе бластомилонитов отмечаются скопления карбонатов, которые также по их мнению являются реликтами известняков. Они представляют собой монокристаллы (порфиробласты), которые в бластомилонитах сопровождаются шлейфами мельчайших выделений графита [6].

Интересно, что мы изучали рассланцованный биотит-альбит-хлоритовый сланец с субгоризонтальной текстурой, отобранный в интервале 2073-2089 метров. При этом, как видно из предыдущего описания интервала 1700-2382 м [6], подобных пород там не наблюдалось. В тоже время описание пород из более глубокого интервала 2382-3032 м [6] больше напоминают изученными нами образец, т.к. именно там развиты похожие метаморфические сланцы по вулканитам среднего и основного состава.



Рис. 1. Схематическая геологическая карта доюрских образований района бурения Янгиюганской параметрической скважины (по [3]).

Относительно недавно в этих же "сланцевых сланцах" Янгиюганской площади были продатированы цирконы и для них получен ряд возрастов от 1800 до 440 млн лет [1]. Авторами было сделано два варианта выводов: 1. Ордовикский (440 млн лет) возраст цирконов отражает время первичного осадконакопления, т.е. датирует протолит сланцевой толщи, а значение в 490 млн лет – конец кембрия – переотложенный циркон. 2. Протолит имеет возраст в 490 млн лет, а значение в 440 млн лет отражает режим

прогибания геосинклинали, связанной с флюидодинамикой или внедрением мантийного диапира. Остальные более древние возраста в "сланцистом сланце" ясно показывают на размыв рифейского субстрата [1]. Кроме того, полученные датировки цирконов послужили в статье [1] "информационным поводом" к весьма глобальным геотектоническим выводам (включающим не только Западную Сибирь, но и Урал, Австралию, да и всю остальную Землю). Поскольку эти выводы вообще ни на чем не основаны, кроме внутренней убежденности В.С. Бочкарева в ошибочности новой глобальной тектоники, то и обсуждать их в рамках этой статьи смысла нет.

Важно отметить, что в описываемых сланцах обнаружено не менее 6 разных возрастных (да и генетических) групп кластических цирконов, причем часть из них – в значительной степени окатанные. Из этого с нашей точки зрения следует, что 440 млн лет – это максимально возможный возраст этих биотит-альбит-хлоритовых сланцев, т.е. они являются послеордовикскими (причем верхний возрастной предел пока неизвестен).

К сожалению, практически никаких данных по минеральному составу этих зеленых или "сланцистых" сланцев в вышеприведенных статьях не приводилось. В настоящей работе мы раскрываем минералогию биотит-альбит-хлоритовых сланцев из Янгиюганской нефтеразведочной площади.

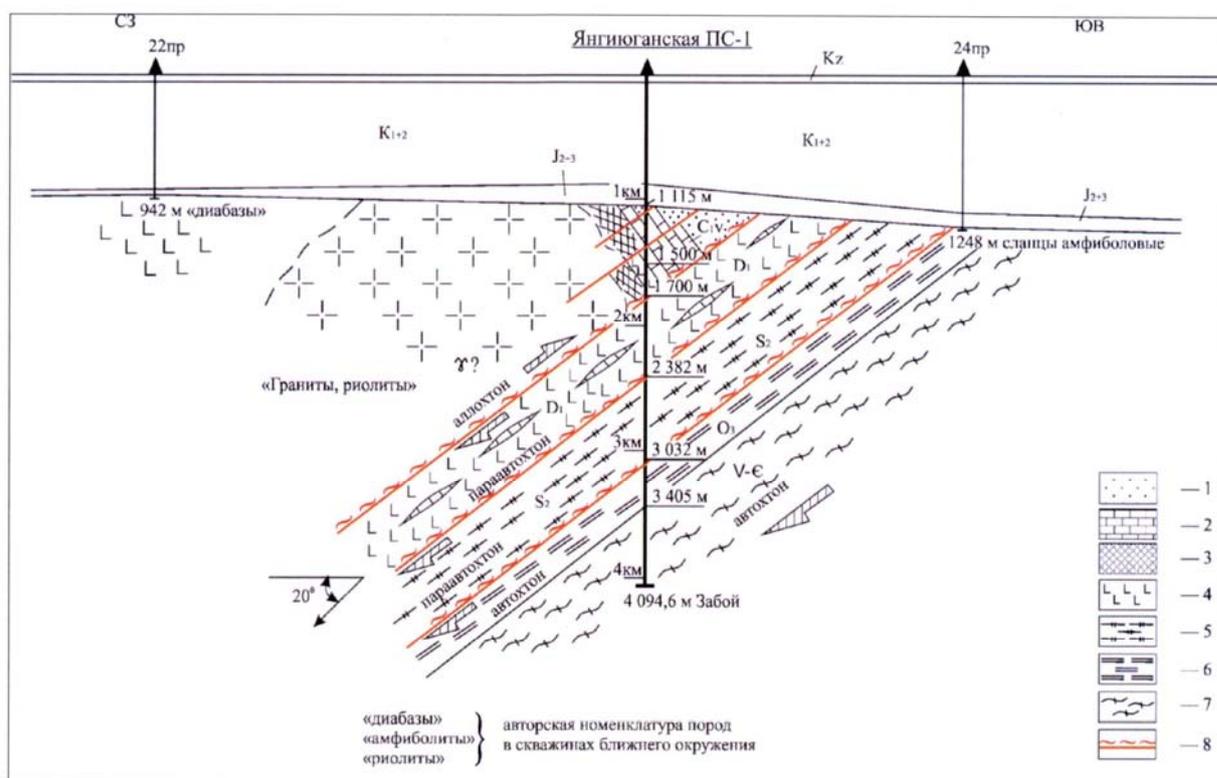


Рис. 2. Схематический геологический разрез по Янгиюганской параметрической скважине (по [6]). Условные обозначения: 1 – кварциты C_{1ps} (?), 2 – известняки C_1v , 3 – скарны (D_{2-3}), 4 – долериты (D_3), 5 – сланцы метаморфические (протолиты – S_2), 6 – сланцы амфиболовые (O_3), 7 – гнейсы эпидот-гранатовые ($V-\epsilon$), 8 – главные тектонические швы с бластомилонитами.

Темно-зеленый биотит-альбит-хлоритовый сланец характеризуется сильной рассланцованностью и полосчатой (субгоризонтальной) текстурой, выраженной более светлыми прослоями полевого шпата и темными прослоями хлорита с биотитом. Мощность слойков не превышает 1 мм. Порода является тонкозернистой, в целом, напоминает метаморфизованный милонит.

Плагиоклаз является одним из главных породообразующих минералов и совместно с хлоритом и слюдой слагает всю матрицу породы. Его содержание достигает 30-40%, а в белых слойках полевой шпат слагает практически мономинеральный агрегат гипидиоморфных зерен. Крайне редко с плагиоклазом отмечаются зерна кварца. Размер зерен плагиоклаза не превышает 200-300 мкм. По результатам микронзондового анализа (табл. 1, ан. 1-2) минерал является практически чистым альбитом ($An_{1,2}$). Из примесей содержит следы кальция, калия и железа.

Слюда образует лейстовидные скопления, размером до 0,5 см по удлинению, которые ориентированы согласно рассланцованности породы (рис. 3). Часто слюда резко переходит в хлорит, который в свою очередь полностью сохраняет ориентировку слюды. Цвет в массе черный, местами темно-зеленый за счет развития хлорита. В шлифе имеет резкий плеохроизм от светло-желтого (по N_p) до темно-коричневого (по N_g). По данным микронзондового анализа (табл. 1, ан. 3-7) слюда относится к железистому флогопиту с содержанием минералов аннита (до 36%) и аспидолита (не более 2%). Из существенных примесей в слюде отмечается титан (TiO_2 до 1,8 мас.%), а также следы марганца и хрома. К слюдисто-хлоритовым прослоям приурочены скопления эпидота, магнетита и титанита.

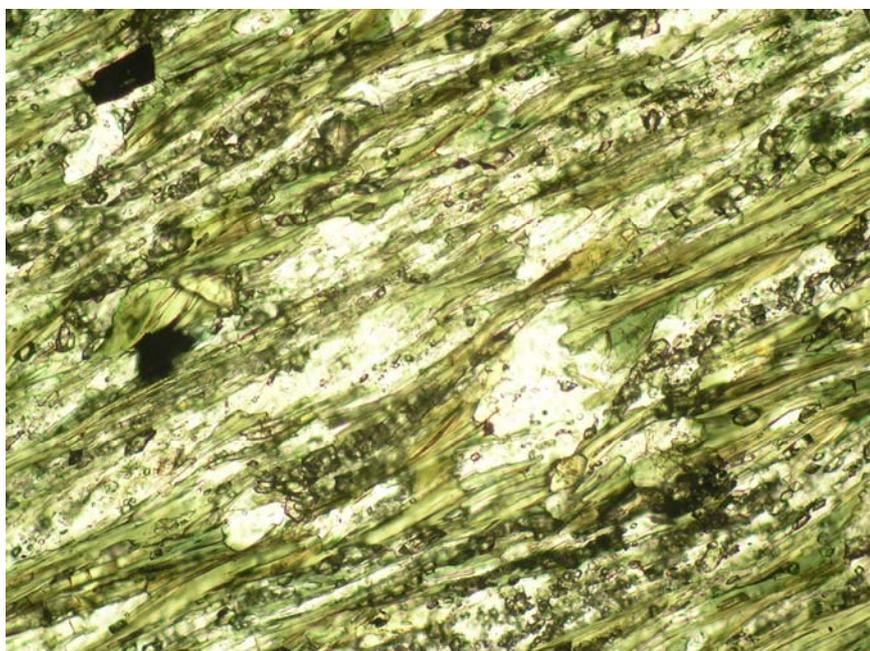


Рис. 3. Биотит-альбит-хлоритовый сланец с прослоями альбита и вкраплениями эпидота и рудного минерала. Шлиф Янг1/2073-2089 м, без анализатора. Размер поля 2,5 мм.

Хлорит образует такие же лейстовидные скопления, как и слюда, размером до 0,5 см, темно-зеленого цвета, переслаиваясь с последним по всей матрице породы (рис. 3). В шлифе хлорит резко плеохроирует от светло-желтого (по N_p) до синевато-зеленого (по N_g). По результатам микронзондового анализа (табл. 1, ан. 8-12) хлорит относится к железистому клинохлору. Кристаллохимический пересчет минерала показывает

присутствие в клинохлоре минала шамозита (до 42%) и донбассита (до 7%). К слюдисто-хлоритовым прослоям приурочены скопления эпидота, магнетита и титанита.

Таблица 1

Химический состав альбита, слюды и хлорита из образца Янг 1/2073-2089 м

№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	F	Сумма
альбит												
1	68,27	0,02	20,00	-	0,19	-	-	0,23	11,99	0,10	-	100,80
2	68,72	-	19,95	0,02	0,13	0,01	-	0,09	11,99	0,07	-	100,98
флогопит												
3	37,74	1,68	15,48	0,01	16,41	0,40	13,38	-	0,10	9,40	0,28	94,88
4	37,88	1,70	15,40	0,04	16,13	0,41	13,30	-	0,11	9,36	0,25	94,58
5	37,33	1,79	15,74	0,08	15,66	0,41	13,33	-	0,16	9,61	0,23	94,33
6	37,25	1,73	15,21	0,05	16,55	0,40	13,21	-	0,07	9,59	0,30	94,36
7	37,57	1,63	15,71	0,02	16,50	0,39	13,32	-	0,09	9,75	0,30	95,28
клинохлор												
8	26,25	0,08	20,52	0,04	19,48	0,60	19,20	0,04	-	-	-	86,21
9	26,56	0,17	20,63	0,04	19,50	0,55	18,84	0,03	0,02	0,04	-	86,38
10	26,48	0,08	20,77	0,01	19,55	0,63	18,84	-	-	0,01	0,13	86,49
11	26,72	0,14	20,29	-	19,38	0,68	19,38	0,02	-	0,01	0,06	86,68
12	26,68	0,15	20,65	0,29	18,61	0,65	19,37	0,06	0,04	0,01	0,07	86,57
формульные коэффициенты в расчете на 5, 8 и 10 катионов												
альбит												
1	2,95	-	1,02	-	-	-	-	0,02	1,00	0,01	-	5,00
2	2,97	-	1,02	-	-	-	-	0,01	1,00	-	-	5,00
флогопит												
3	2,92	0,09	1,41	-	1,06	0,03	1,54	-	0,02	0,93	0,07	8,00
4	2,93	0,09	1,41	-	1,05	0,03	1,54	-	0,02	0,93	0,06	8,00
5	2,89	0,10	1,44	0,01	1,02	0,03	1,54	-	0,02	0,95	0,06	8,00
6	2,90	0,10	1,40	-	1,08	0,03	1,53	-	0,01	0,95	0,07	8,00
7	2,89	0,09	1,43	-	1,06	0,03	1,53	-	0,01	0,96	0,07	8,00
клинохлор												
8	2,74	0,01	2,52	-	1,70	0,05	2,98	-	-	-	-	10,00
9	2,77	0,01	2,53	-	1,70	0,05	2,93	-	-	0,01	-	10,00
10	2,76	0,01	2,55	-	1,70	0,06	2,92	-	-	-	0,04	10,00
11	2,77	0,01	2,48	-	1,68	0,06	3,00	-	-	-	0,02	10,00
12	2,77	0,01	2,52	0,02	1,61	0,06	2,99	0,01	0,01	-	0,02	10,00

Примечание: здесь и далее анализы сделаны на микроанализаторе Самеса SX 100 (ИГТ УрО РАН, аналитик В.В. Хиллер); сумма катионов считалась без фтора.

Эпидот образует идиоморфные хорошо ограненные короткопризматические и изометричные шестигранные зерна, желтовато-зеленого цвета, размером до 300 мкм по удлинению (рис. 4). В шлифе окрашен в светло-желтоватые тона и постоянно приурочен к слюдисто-хлоритовым слойкам. Ориентировка зерен полностью согласуется с рассланцованностью породы. Минерал прозрачный и обычно содержит газово-жидкие включения. По данным микронзондового анализа (табл. 2, ан. 1-4) имеет устойчивый химический состав и относится к нормальному эпидоту. Из примесей в эпидоте отмечаются следы титана, магния, марганца и хрома.

Таблица 2

Химический состав эпидота, магнетита и титанита из образца Янг 1/2073-2089 м

№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
эпидот												
1	37,37	0,11	23,36	-	13,15	-	0,61	0,04	22,66	-	-	97,30
2	37,23	0,07	23,35	0,02	13,33	-	0,47	0,05	23,31	0,02	-	97,85
3	37,21	0,14	23,34	0,02	13,28	-	0,68	0,05	22,50	-	-	97,22
4	37,59	0,10	23,28	0,04	13,53	-	0,83	0,03	22,44	-	-	97,84
магнетит												
5	0,03	0,09	0,03	0,04	68,57	31,00	0,15	-	0,04	0,01	-	99,95
6	0,16	0,07	0,03	0,05	68,18	30,74	0,07	0,25	0,06	0,02	0,01	99,64
7	0,03	0,04	0,04	0,05	68,41	30,88	0,08	0,02	0,01	-	0,01	99,56
титанит												
8	30,31	38,69	1,16	0,02		1,07	0,12	-	28,23	0,01	0,03	99,64
9	30,25	39,08	0,90	-		0,91	0,06	-	28,34	-	-	99,54
формульные коэффициенты в расчете на 3 и 8 катионов												
эпидот												
1	3,00	0,01	2,21	-	0,79	-	0,04	-	1,95	-	-	8,00
2	2,97	-	2,20	-	0,80	-	0,03	0,01	1,99	-	-	8,00
3	2,99	0,01	2,21	-	0,80	-	0,04	0,01	1,94	-	-	8,00
4	3,01	0,01	2,19	-	0,82	-	0,05	-	1,92	-	-	8,00
магнетит												
5	-	-	-	-	1,99	1,00	0,01	-	-	-	-	3,00
6	0,01	-	-	-	1,98	0,99	-	0,02	-	-	-	3,00
7	-	-	-	-	2,00	1,00	-	-	-	-	-	3,00
титанит												
8	0,99	0,95	0,04	-	-	0,03	-	-	0,99	-	-	3,00
9	0,99	0,96	0,03	-	-	0,03	-	-	0,99	-	-	3,00

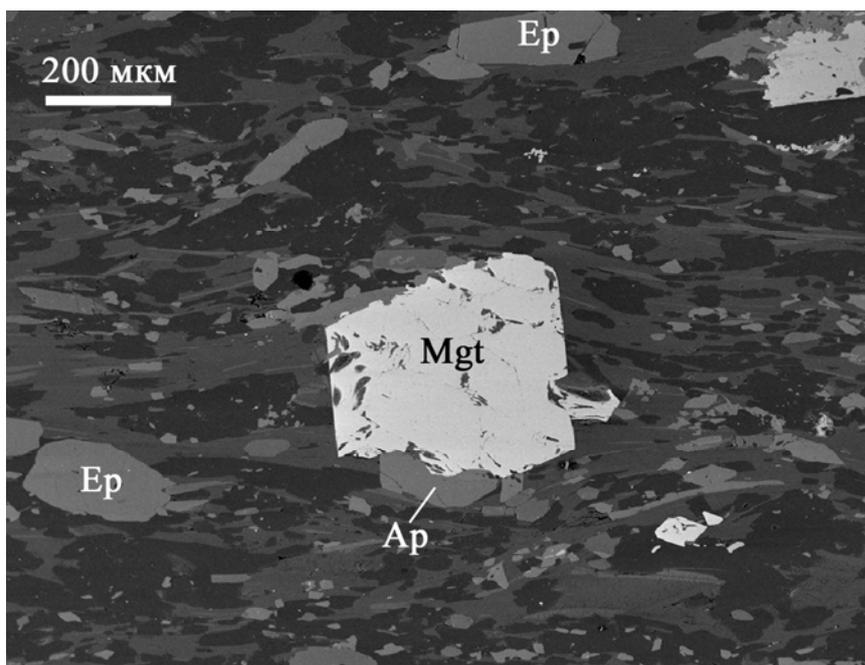
Рудный минерал слагает изометричные, местами ромбовидные, индивиды по всей матрице породы, но обычно приурочен к слюдисто-хлоритовым слойкам. Зерна представлены октаэдрами и в редких случаях достигают 0,5 мм в диаметре. По данным

микронзондового анализа (табл. 2, ан. 5-7) минерал относится к магнетиту и практически не содержит каких-либо примесей. Зерна однородные, зональность отсутствует. Изредка магнетит сростается с индивидами апатита (рис. 4).

Титанит слагает обильную вкрапленность по всей матрице породы, но приурочен к слюдисто-хлоритовым слойкам. Минерал слагает идиоморфные, характерные ромбовидные и конвертообразные, индивиды, размером до 200 мкм по удлинению. По данным микронзондового анализа (табл. 2, ан. 8-9) минерал относится к обычному титаниту, хотя и содержит небольшие примеси железа и алюминия. Зерна однородные, зональность отсутствует. Изредка магнетит сростается с индивидами апатита.

Апатит как аксессуарный минерал слагает гипидиоморфные удлиненные индивиды, размером до 200-300 мкм в длину. Индивиды прозрачные и бесцветные, каких-либо включений не содержат. По данным микронзондового анализа минерал относится к фторапатиту и содержит в пределах 2,4-2,6 мас.% фтора, но с высокой примесью минала гидроксилapatита. Из примесей в апатите отмечаются следы железа, марганца и хлора. Минерал часто сростается с магнетитом (рис. 4), но обычно образует отдельные зерна в слюдисто-хлоритовых слойках.

Рис. 4. Зерно магнетита (Mgt) в сростании с фторапатитом (Ap) в биотит-хлоритовом сланце с вкрапленностью эпидота (Ep). Шлиф Янг1/2073-2089 м, BSE-изображение.



В целом, можно сказать, что данная порода сформировалась в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма, т.к. наблюдается типичный для нее минеральный парагенезис альбит+флогопит+клинохлор при полном отсутствии какого-либо амфибола. Субстратом для сланцев, по всей видимости, послужили базальтоиды или, вероятнее всего, осадки с преобладанием основного материала, возможно, граувакки. В пользу последнего предположения свидетельствует большой спектр разновозрастных цирконов от 1800 до 440 млн лет [1] обнаруженных ранее в матрице данных сланцев.

Таким образом, нами изучена минералогия биотит-альбит-хлоритовых сланцев из параметрической скважины 1-П Янгиюганской нефтеразведочной площади. Установлено,

что основная матрица породы сложена альбитом, клинохлором, флогопитом и эпидотом с присутствием второстепенного кварца и акцессорных минералов – фторапатита, титанита и магнетита. Образование породы происходило в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма.

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

Исследования проводятся при поддержке Программы Президиума РАН "Поисковые фундаментальные научные исследования в интересах развития Арктической зоны РФ" в рамках работы по теме "Фундамент северной части Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна: геодинамическая история, оценка перспектив нефтегазоносности" и проекту УрО РАН № 12-5-6-003-Арктика.

Литература

1. Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Сергеев С.А., Шокальский С.П., Горбачев В.И., Наркисова В.В., Тарханов Г.В. Первые U-Pb-датировки по цирконам докембрийских гранито-гнейсов из фундамента Западно-Сибирской геосинеклизы // Горные ведомости, 2013. № 4. С. 14-31.
2. Бочкарев В.С., Лукомская К.Г., Тулубаев С.А. Распространение интрузивных комплексов в фундаменте Западно-Сибирской плиты // Горные ведомости, 2005. № 2. С. 44-49.
3. Горбачев В.И., Наркисова В.В., Крупеник В.А., Тарханов Г.В., Попов С.Г., Свешникова К.Ю., Соколова Т.Н., Кузьмин Д.А., Докучаев А.Я. Новые данные о фундаменте Западно-Сибирской плиты (Янгиюганская параметрическая скважина) // Горные ведомости, 2013. № 9. С. 22-37.
4. Иванов К.С., Федоров Ю.Н., Ронкин Ю.Л., Ерохин Ю.В. Геохронологические исследования Западно-Сибирского мегабассейна; итоги 50 лет изучения // Литосфера, 2005. № 3. С. 117-135.
5. Рыльков С.А., Рыбалка А.В., Иванов К.С. Глубинное строение и металлогения Урала: сопоставление глубинной структуры Южного, Среднего и Полярного Урала // Литосфера, 2013. № 1. С. 3-16.
6. Угрюмов А.Н., Воронов В.Н. К вопросу о стратиграфическом расчленении разреза фундамента Западно-Сибирской плиты по стволу Янгиюганской параметрической скважины // Горные ведомости, 2014. № 6. С. 34-48.

УДК 549.75+552.63+523.681.2

ФОСФАТЫ ИЗ МЕТЕОРИТОВ "УРАЛ", "ОЗЕРНОЕ" И "ЧЕЛЯБИНСК"

Ю.В. Ерохин¹, В.В. Хиллер¹, К.С. Иванов¹,
Е.В. Бурлаков^{1,2}, Д.А. Клейменов², С.В. Берзин¹

¹Институт геологии и геохимии УрО РАН

²Уральский геологический музей

В последнее время нами проводится ревизия уральских метеоритов выставленных в экспозиции Уральского геологического музея при Уральском государственном горном университете (г. Екатеринбург). В результате исследований были получены новые данные по минералогии некоторых хондритов упавших и найденных в разное время в пределах Уральского региона, существенно дополняющие прежние литературные сведения. Ниже в статье приводится сводное описание фосфатных минералов метеоритов "Урал", "Озерное" и "Челябинск".

Хондрит "Урал". Метеорит был найден местным жителем Л.А. Орловым в 1981 году рядом с поселком Урал (примерно в 60 км северо-восточнее г. Курган) [6, 7]. Позднее в 1984 году он был передан для изучения в Уральскую комиссию по метеоритам (вес переданного метеорита составлял 9 кг 400 гр.) и на данный момент его фрагмент (весом 360 гр.) хранится в Уральском геологическом музее. Именно последний образец метеорита и был доступен для нашего изучения.

Метеорит определяется как обычный хондрит класса Н5-Н6 [5], он подвергся выветриванию, за счет чего приобрел коричневатый цвет (как снаружи, так и внутри), местами на поверхности сохранились зоны оплавления. Текстура метеорита – прожилковая, вкрапленная, хондровая. Минеральный состав: оливин (хризолит), ортопироксен (бронзит), клинопироксен (диопсид), плагиоклаз (альбит), хромит, камасит, тэнит, троилит, пентландит, а также вторичные гипергенные минералы (гетит, магнетит и арагонит) [5-7].

Фосфатная минерализация в хондрите представлена апатитом и мерриллитом, ранее оба этих минерала в метеорите "Урал" не отмечались, хотя поиск фосфатов в данном объекте проводился [10-12].

Апатит распылен по всей матрице хондрита и слагает ксеноморфные зерна размером до 300 мкм (рис. 1). Минерал отличается устойчивым химическим составом (табл. 1, ан. 1-4) и относится к хлорапатиту. Из примесей отмечаются натрий, железо, кремний и никель. Кристаллохимический пересчет показывает следующую вариацию в анионной группировке, от $(\text{Cl}_{0.63}\text{F}_{0.19}\text{OH}_{0.18})$ до $(\text{Cl}_{0.69}\text{F}_{0.20}\text{OH}_{0.11})$. Фосфат по своему составу вполне сопоставим с апатитами из хондритов Н-типа [16 и др.].

Мерриллит также образует ксеноморфные зерна размером до 300 мкм и распылен по всей матрице породы, но к апатиту не тяготеет. Минерал также отличается устойчивым

составом (табл. 1, ан. 5-8) и уверенно определяется как мерриллит. Из примесей отмечается только железо, причем в отдельных участках зерен содержание FeO достигает 6 мас.%, что связано с присутствием тонких просечек гетита (гидроокислы железа как бы пропитывают матрицу фосфата). Мерриллит часто встречается в обычных каменных хондритах и практически всегда характеризуется примерно одинаковым составом [18, 19 и др.]. Интересно, что присутствие данного фосфата в хондрите говорит о низком содержании фосфора в окружающих металлах, и соответственно наоборот – его отсутствие предполагает наличие в породе шрейберзита или других фосфидов железа [20].

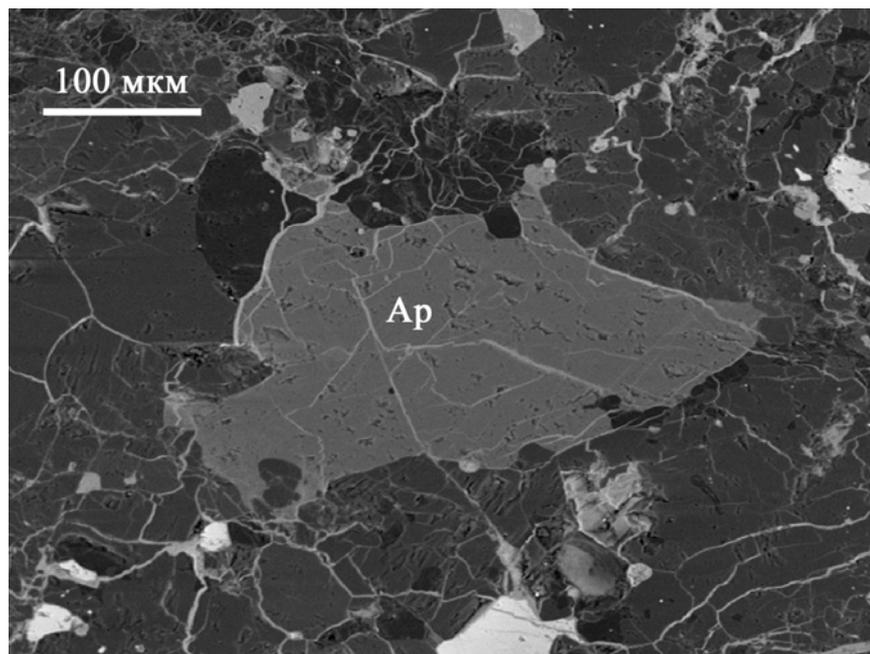


Рис. 1. Зерно хлор-апатита (Ap) в матрице метеорита "Урал". Полированный шлиф, снимок в BSE-изображении, Cameca SX 100.

Таблица 1

Химический состав фосфатов (в мас.%) из метеорита "Урал"

№	P ₂ O ₅	SiO ₂	FeO	MnO	NiO	MgO	CaO	Na ₂ O	Cl	F	Сумма
хлорапатит											
1	41,41	0,08	0,17	-	-	0,02	54,16	0,37	4,45	0,70	101,35
2	40,98	0,09	0,23	0,02	-	0,02	53,86	0,39	4,70	0,72	101,01
3	40,89	0,10	0,26	0,03	0,05	0,03	53,94	0,37	4,28	0,70	100,63
4	41,30	0,09	0,50	0,06	0,12	0,03	53,68	0,36	4,40	0,78	101,31
мерриллит											
5	45,18	0,05	0,40	0,04	0,02	3,66	46,70	2,93	0,01	0,13	99,14
6	46,09	0,01	0,51	-	-	3,57	47,06	2,85	-	0,12	100,23
7	46,09	0,02	0,43	0,04	0,08	3,66	47,36	2,84	0,01	0,02	100,56
8	45,75	0,03	0,67	-	0,08	3,71	47,18	2,92	0,01	0,08	100,42

Примечание: здесь и далее, анализы сделаны на микроанализаторе Cameca SX 100 (ИГТ УрО РАН, аналитик В.В. Хиллер).

Хондрит "Озерное". Метеорит был найден в 1983 году пастухом Н.Л. Хисматуллиним в 4 км севернее участка Озерный Зауральского совхоза Альменевского района Курганской области (примерно в 100 км юго-западнее г. Курган) [6, 7]. Интересно, что немного позднее в 1985 году этот же человек обнаружил второй кусок идентичного хондрита у поселка Озерное в этом же районе, и общая масса обоих фрагментов составила около 3,66 кг. Они оба были переданы для изучения в Уральскую комиссию по метеоритам и на данный момент небольшой фрагмент (его мы и изучили) от первого куска хранится в Уральском геологическом музее. Кстати, в международном реестре [15] два фрагмента метеорита относятся к одному хондриту "Озерное", а уральский исследователь В.Н. Логинов считает, что они отличаются друг от друга и предлагает их называть – "Озерное-I" и "Озерное-II". В этом случае нами изучались образцы от хондрита "Озерное-I".

К сожалению, история с этим метеоритом получила неприглядное продолжение, т.к. одновременно со вторым куском хондрита "Озерное" был обнаружен более крупный фрагмент метеорита весом 22,4 кг (тоже рядом с поселком Озерное), но по каким-то причинам его не передали на изучение специалистам и вскоре о его существовании "забыли". А в 2007 году данный фрагмент неожиданно "всплыл" в Кургане и через короткое время (уже в 2008 году) был продан владельцем известному коллекционеру метеоритов С.П. Васильеву (проживающему в Праге) и с разрешения Министерства культуры РФ (!?) был вывезен в Чешскую Республику [9]. Как здесь не вспомнить многочисленные истории от 2013 года о доблестных полицейских, пресекавших незаконную торговлю мелкими фрагментами метеорита "Челябинск", т.к. по закону "...внеземные тела упавшие на территории РФ являются культурным наследием и достоянием России...". А тут спокойно дали вывезти аж 22 кг внеземного вещества, да еще одним крупным куском и с гербовой бумагой от министра РФ в придачу... как-то обидно становится за державу.

Метеорит определяется как обычный хондрит класса L5 (иногда LL5) [6] или L6 [15], он подвергся выветриванию, за счет чего приобрел коричневый цвет (как снаружи, так и внутри), местами на поверхности сохранились зоны оплавления. Текстура метеорита – прожилковая, вкрапленная, хондровая. Минеральный состав: оливин (хризолит), ортопироксен (бронзит), клинопироксен (диопсид), плагиоклаз (альбит), маскеленит (полевошпатовое стекло), хромит, ильменит, камасит, тэнит, троилит, пентландит, а также вторичные гипергенные минералы (гетит и гидрогетит) [6, 7 и наши данные].

Фосфатная минерализация в хондрите также, как и в метеорите "Урал", представлена апатитом и мерриллитом. Причем ранее [10-12] при изучении метеорита "Озерное-I" было обнаружено две разновидности апатита – высокохлористая (Cl 3,07-3,83% и F 0,40-0,48%) и низкохлористая (Cl 0,25-1,22% и F 0,04-0,10%), а в метеорите "Озерное-II" – только низкохлористый апатит с вростками витлокита. К сожалению, никаких аналитических данных по витлокиту авторами не приводилось, а что имелось в виду под термином "низкохлористый апатит" не совсем понятно, по всей видимости, что гидроксилapatит.

По нашим данным, апатит распылен по всей матрице хондрита и слагает ксеноморфные зерна размером до 200 мкм (рис. 2). Минерал отличается несколько

вариабельным составом по хлору и фтору (табл. 2, ан. 1-5), хотя и относится к хлорапатиту. Из примесей отмечается сера. Кристаллохимический пересчет показывает следующую вариацию в анионной группировке, от $(\text{Cl}_{0.43}\text{F}_{0.29}\text{OH}_{0.28})$ до $(\text{Cl}_{0.60}\text{F}_{0.26}\text{OH}_{0.14})$. В целом, фосфат по своему химическому составу вполне сопоставим с апатитами из хондритов L-типа [17 и др.]. Если сравнивать наши данные с прежними результатами анализов апатита [10-12], то можно отметить вполне сносную сходимость по содержанию хлора и более высокую у нас (почти в два раза) концентрацию фтора. При этом "низкохлористый" апатит (или гидроксилapatит) в метеорите "Озерное" нами не наблюдался.

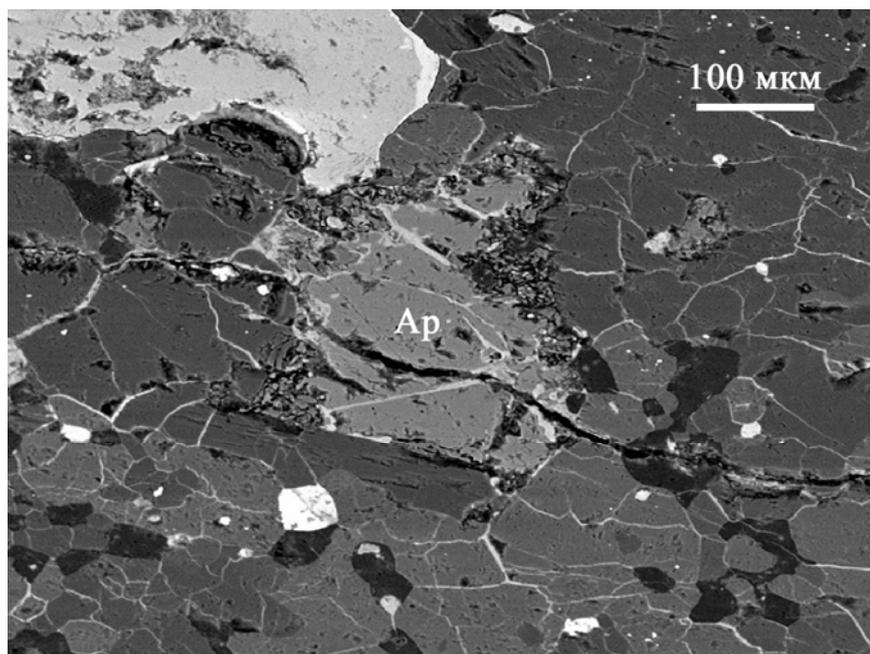


Рис. 2. Зерно хлор-apatита (Ap) в матрице метеорита "Озерное". Полированный шлиф, снимок в BSE-изображении, Cameca SX 100.

Таблица 2

Химический состав фосфатов (в мас.%) из метеорита "Озерное"

№	SO ₃	P ₂ O ₅	SiO ₂	MgO	FeO	CaO	Na ₂ O	Cl	F	Сумма
хлорапатит										
1	0,05	41,47	-	-	-	53,55	-	4,09	0,96	100,12
2	0,04	42,38	-	-	-	54,73	-	2,93	0,97	101,06
3	-	42,38	-	-	-	54,57	-	2,91	1,04	100,90
4	0,01	42,45	-	-	-	54,66	-	2,96	0,98	101,05
5	0,08	42,16	-	-	-	54,27	-	3,09	0,84	100,44
мерриллит										
6	-	45,91	0,05	3,41	0,96	47,57	2,83	0,15	0,07	100,95
7	-	44,24	0,08	3,07	0,87	48,07	2,52	0,57	0,09	99,52
8	-	45,26	0,12	3,38	0,93	47,40	2,86	0,08	0,04	100,08
9	-	46,07	0,01	3,27	0,85	47,61	2,76	0,37	0,04	100,98
10	-	45,88	0,04	3,32	0,67	47,71	2,80	0,24	0,06	100,73

Мерриллит также образует отдельные ксеноморфные зерна размером до 200-250 мкм, которые распылены по всей матрице породы. При этом фосфат не тяготеет к апатиту и включений в нем не слагает. По данным микронзондового анализа минерал отличается устойчивым составом (табл. 2, ан. 6-10) и уверенно определяется как мерриллит. Из значимых примесей отмечается только железо и хлор, из незначительных – кремний и фтор. Как уже говорилось выше, мерриллит достаточно типичный минерал обычных каменных хондритов и практически всегда характеризуется примерно одинаковым составом [18, 19 и др.].

Витлокит, о котором упоминалось в ранних работах [10-12], нами не был обнаружен, несмотря на тщательное сканирование матрицы метеорита. Нам представляется, что, вероятнее всего, предыдущие исследователи не доопределили мерриллит, т.к. его химический состав достаточно сильно напоминает состав витлокита.

Хондрит "Челябинск". Метеорит вошел в атмосферу Земли 15 февраля 2013 года около 9:20 утра по местному времени. Он вызвал значительной силы взрыв на высоте 30-50 км и падение многочисленных фрагментов на большой территории Челябинской области. Взрыв наблюдали десятки тысяч человек в пределах Среднего и Южного Урала, а также Северного Казахстана. Наиболее крупные фрагменты метеорита упали в озеро Чебаркуль, расположенного в 78 км западнее г. Челябинск, откуда их, массой до 650 кг, извлекли осенью 2013 года. Небольшие обломки метеорита "Челябинск" были найдены авторами через 7 дней после падения в 2-3 км к югу от поселка Депутатское (Еткульский район, Челябинская область), их извлекли из снежного покрова. Изучение этих фрагментов позволило нам одними из первых опубликовать данные о вещественном составе хондрита "Челябинск" [4].

Метеорит определяется как обычный хондрит класса LL5 [3, 4 и многие другие], он не подвергся выветриванию, на поверхности отмечаются зоны оплавления, окраска серовато-белая (внутренняя часть) и темно-серая до черной (с поверхности и в зонах дробления). Текстура метеорита – прожилковая, хондровая. Минеральный состав: оливин (хризолит), ортопироксен (бронзит), клинопироксен (авгит), плагиоклаз (альбит-олигоклаз), маскеленит (полевошпатовое стекло), хромит, камасит, тэнит, троилит, пентландит [2, 4 и др.]. В некоторых работах для метеорита дополнительно упоминались диопсид, ильменит, магнетит, пирротин, хизлевудит, самородные никель и медь [1], а также фаялит, вюстит, аваруйт, годлевскит, хиббингит и другие минералы [13 и др.].

Фосфатная минерализация в хондрите также, как и в других метеоритах, представлена апатитом и мерриллитом. При этом в публикации [8] упоминалось, что в метеорите присутствует два апатита (хлорапатит и гидроксилapatит), а также витлокит (данные об этом минерале приведены с отсылкой к другим работам, но в них мы так и не обнаружили упоминания витлокита!?). В остальных публикациях посвященных описанию вещества метеорита "Челябинск", а их вышло громадное количество, гидроксилapatит и витлокит нигде не описывались, что позволяет относить их к сомнительным находкам.

Нами в хондрите "Челябинск" из апатитов установлена только хлористая разность. Фосфат слагает отдельные ксеноморфные зерна размером до 0,8 мм в интерстициях между хондрами (рис. 3). По данным микронзондового анализа (табл. 3, ан. 1-4),

проведенного в наиболее крупном зерне, минерал относится к хлорапатиту с содержанием хлора (3,04-4,07 мас.%) и фтора (0,44-0,72 мас.%). Причем обозначенные вариации содержания галогенов отмечены в пределах одного зерна апатита. Кристаллохимический пересчет показывает следующую вариацию в анионной группировке, от $(\text{Cl}_{0.45}\text{OH}_{0.38}\text{F}_{0.17})$ до $(\text{Cl}_{0.60}\text{OH}_{0.28}\text{F}_{0.12})$. Исследуемый апатит содержит заметно меньше хлора и фтора, и соответственно, больше воды (рассчитанной стехиометрически), по сравнению с апатитами из других хондритов класса LL [14, 17 и др.]. Из существенных примесей установлены только железо (FeO до 0,5 мас.%) и натрий (Na_2O до 0,4 мас.%), что вполне типично для апатитов из хондритов L-типа [14,18].

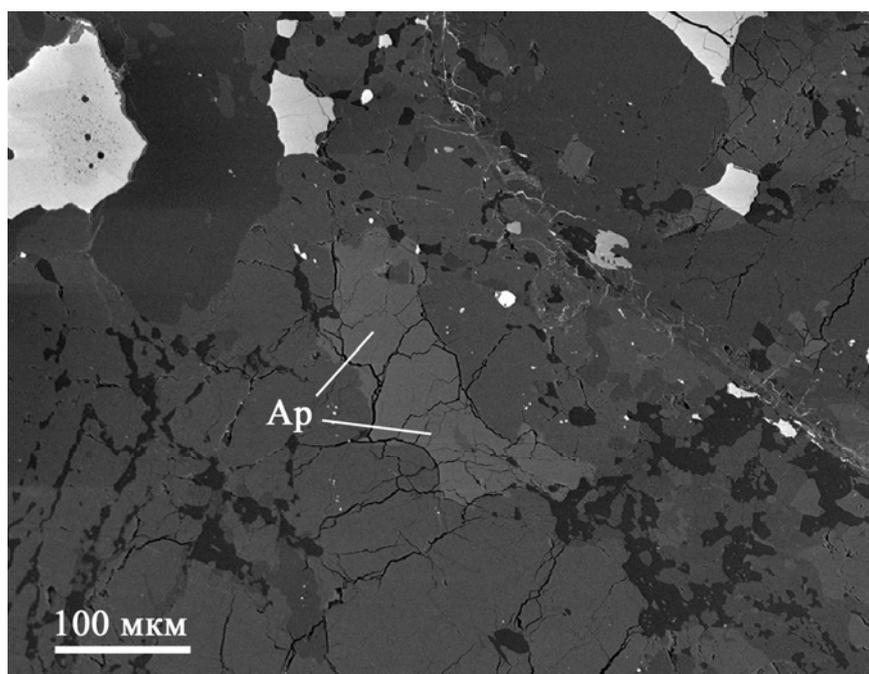


Рис. 3. Зерно хлор-апатита (Ap) в матрице метеорита "Челябинск". Полированный шлиф, снимок в BSE-изображении, Cameca SX 100.

Таблица 3

Химический состав фосфатов (в мас.%) из метеорита "Челябинск"

№	P ₂ O ₅	SiO ₂	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Cl	F	Сумма
хлорапатит											
1	41,52	0,07	0,05	0,31	0,01	-	53,51	0,24	3,04	0,62	99,39
2	41,42	0,09	0,13	0,29	0,01	0,01	54,19	0,35	3,31	0,44	100,25
3	42,19	0,05	-	0,23	0,04	0,08	53,27	0,37	4,07	0,44	100,74
4	41,47	0,10	0,07	0,41	0,02	-	53,61	0,26	3,63	0,72	100,29
мерриллит											
5	45,91	0,05	-	0,96	-	3,41	47,57	2,83	0,15	0,07	100,95
6	44,24	0,08	-	0,87	-	3,07	48,07	2,52	0,57	0,09	99,52
7	45,26	0,12	-	0,93	-	3,38	47,40	2,86	0,08	0,04	100,08
8	46,07	0,01	-	0,85	-	3,27	47,61	2,76	0,37	0,04	100,98
9	45,88	0,04	-	0,67	-	3,32	47,71	2,80	0,24	0,06	100,73

К сожалению, сравнивать полученные нами аналитические данные практически не с чем, т.к. в подавляющей части публикаций химический состав апатитов не приводится. Если брать из того, что есть, то подобный состав минерала (хлорапатит с высоким содержанием гидроксильной группы) для метеорита "Челябинск" дан в некоторых работах [8 и др.], хотя в других публикациях [1, 21 и др.] приводится предельно хлористый апатит (с содержанием хлора до 5,3-6,7 мас.%). Таким образом, можно утверждать что в метеорите "Челябинск" встречается только хлорапатит, причем как предельно хлористый, так и с повышенным содержанием гидроксильной группы.

Мерриллит образует отдельные ксеноморфные зерна размером до 150 мкм, которые распылены по всей матрице породы. При этом фосфат не тяготеет к апатиту. По данным микронзондового анализа минерал отличается устойчивым составом (табл. 3, ан. 5-9) и уверенно определяется как мерриллит. Из значимых примесей отмечается только железо и хлор, из незначительных – кремний и фтор. Как уже говорилось выше, мерриллит достаточно типичный минерал обычных каменных хондритов и практически всегда характеризуется примерно одинаковым составом [18, 19 и др.]. В целом, полученные нами аналитические данные по мерриллиту хорошо сопоставляются с результатами других коллег [21 и др.], хотя этих данных очень мало, т.к. во многих публикациях [1, 3 и др.] этот фосфат даже не упоминался среди минералов слагающих матрицу метеорита "Челябинск". К сожалению, мы мерриллит тоже не сразу обнаружили [2, 4] и в данной работе исправляем эту досадную оплошность.

Витлокит в матрице хондрита "Челябинск" нами не был обнаружен, как впрочем и многими другими исследователями.

Таким образом, нами описана фосфатная минерализация в каменных метеоритах "Урал", "Озерное" и "Челябинск". Во всех случаях в хондритах установлены хлорапатит и мерриллит. Ранее упоминаемые в литературе находки гидроксилapatита и витлокита в каменных метеоритах "Озерное" и "Челябинск" не получили подтверждения и могут считаться сомнительными. При этом для хондрита "Челябинск" определяется два типа хлорапатита – предельно хлористый и с высоким содержанием гидроксильной группировки.

Исследования выполнены при поддержке проекта РФФИ № 14-05-00464-а «Состав и строение метеоритов Урала» и при частичной поддержке проекта УрО РАН № 12-П-5-1017 «Структурно-вещественная эволюция и металлогения базит-ультрабазитовых комплексов при формировании земной коры складчатых систем (на примере Урало-Монгольского пояса)» в рамках Программы РАН № 27.

Литература

1. Анфилов В.Н., Белогуб Е.В., Блинов И.А., Еремяшев В.Е., Кабанова Л.Я., Лебедева С.М., Лонцакова Г.Ф., Хворов П.В. Петрография, минералогия и строение метеорита "Челябинск" // Литосфера, 2013. № 3. С. 118-129.
2. Берзин С.В., Ерохин Ю.В., Иванов К.С., Хиллер В.В. Особенности минерального и геохимического состава метеорита «Челябинск» // Литосфера, 2013. № 3. С. 106-117.

3. Галимов Э.М., Колотов В.П., Назаров М.А., Костицын Ю.А., Кубракова И.В., Кононкова Н.Н., Рощина И.А., Алексеев В.А., Кашкаров Л.Л., Бадюков Д.Д., Севастьянов В.С. Результаты вещественного анализа метеорита Челябинск // Геохимия, 2013. № 7. С. 580-598.
4. Коротеев В.А., Берзин С.В., Ерохин Ю.В., Иванов К.С., Хиллер В.В. Состав и строение метеорита "Челябинск" // Доклады АН, 2013. Т. 451. № 4. С. 446-450.
5. Коротеев В.А., Ерохин Ю.В., Хиллер В.В., Бурлаков Е.В., Иванов К.С., Клейменов Д.А. Метеорит "Урал": новые данные по минералогии // Доклады АН, 2014. Т. 459. № 1. В печати.
6. Логинов В.Н. Сравнительное исследование вещественного состава метеоритов разных петрологических типов. Автореф. дисс. докт. геол.-минер. наук. Екатеринбург, 1991. 66 с.
7. Логинов В.Н. Метеориты Урала. Екатеринбург: УГГУ, 2004. 80 с.
8. Силаев В.И., Голубева И.И., Филиппов В.Н., Лютноев В.П., Симакова Ю.С., Потапов С.С., Петровский В.А., Хазов А.Ф. Метеорит "Челябинск": минералогическая петрографическая характеристика // Вестник Пермского университета, 2013. Геология. Вып. 2 (19). С. 8-27.
9. Станюкович А.К. Запутанная история метеорита Озёрное // Родная старина, 2008. № 1. С. 42-48.
10. Холоднов В.В., Артеменко Н.А., Вилисов В.А., Логинов В.Н. Апатит из метеоритов Урала // Материалы к минералогии Урала. Информационные материалы. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. С. 53-54.
11. Холоднов В.В., Артеменко Н.А., Вилисов В.А., Логинов В.Н. Галогены в метеоритах Урала // Ежегодник-1989. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1990. С. 55-57.
12. Холоднов В.В., Артеменко Н.А., Вилисов В.А., Логинов В.Н. Галогены в метеоритах Урала // Тезисы XXI Всесоюзной метеоритной конференции. Миасс, 1990. С. 207-208.
13. Шарыгин В.В., Карманов Н.С., Подгорных Н.М., Томиленко А.А. Минералогия и петрография "проплавленного" фрагмента метеорита Челябинск // Метеорит Челябинск – год на Земле. Материалы Всероссийской научной конференции. Челябинск, 2014. С. 637-653.
14. Dreeland L., Jones R.H. Origin and development of phosphate minerals in metamorphosed LL chondrites // XLII Lunar and Planetary Science. Conf. Abstract № 2523. Woodlands (TX), 2011.
15. Graham A.L. The meteoritical bulletin // Meteoritics, 1988. Vol. 23. P. 171-173.
16. Jones R.H., McCubbin J.A. Phosphate mineralogy and the bulk chlorine/fluorine ratio of ordinary chondrites // XLIII Lunar and Planetary Science. Conf. Abstract № 2029. Woodlands (TX), 2012.
17. Lewis J.A., Jones R.H. Phosphate mineralogy of petrologic type 4-6 L ordinary chondrites // XLIV Lunar and Planetary Science. Conf. Abstract № 2722. Woodlands (TX), 2013.

18. *Lozano R.P., Martin-Crespo T.* Petrography and mineral chemistry of the Reliegos chondrite // *Meteoritics and Planetary Science*, 2004. Vol. 39. № 8. P. 157-162.
19. *Reyes-Salas A.M., Sanchez-Rubio G., Altuzar-Coello P., Ortega-Gutierrez F., Flores-Gutierrez D., Cervantes-de la Cruz K., Reyes E., Linares C.* Petrography and mineral chemistry of Escalón meteorite, an H4 chondrite, México // *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 2010. Vol. 27. № 1. P. 148-161.
20. *Ruzicka A., Killgore M., Mittlefehldt D.W., Fries M.D.* Portales Valley: petrology of a metallic-melt meteorite breccia // *Meteoritics and Planetary Science*, 2005. Vol. 40. № 2. P. 261-295.
21. *Sharygin V.V., Karmanov N.S., Timina T.Yu., Tomilenko A.A., Podgornykh N.M.* Mineral composition of the Chelyabinsk LL5 chondrite, Russia // *Crystallogenesi and mineralogy – III. Conf. Abstract.* Novosibirsk: IGM SO RAS, 2013. P. 280-281.

УДК 549.731.11 (470.5)

О НАХОДКЕ ШПИНЕЛИ В ДЕСИЛИЦИРОВАННЫХ ПЕГМАТИТАХ ЛИПОВКИ (СРЕДНИЙ УРАЛ)

А.В. Захаров, Ю.В. Ерохин

Институт геологии и геохимии УрО РАН

Гранитные пегматиты достаточно часто встречаются в пределах Липовского жильного поля. Геологическое положение данного района вполне подробно изложено в более ранних публикациях [1, 5 и др.]. Минеральный состав различных гранитных пегматитов Липовки достаточно хорошо охарактеризован в работе [5]. При этом десилицированные пегматиты на данном объекте встречаются реже, чем обычные редкометальные гранитные жилы, но чаще, чем контаминированные литиево-цезиевые пегматиты. При картировании жил на Липовском участке нами обнаружена целая серия десилицированных тел со своими характеристическими особенностями. Они обычно представляют собой протяженные маломощные жилы, размером до 50 см мощности, и состоят главным образом из плагиоклаза с резко подчиненным кварцем и обильным черно-синим турмалином. На контакте этих тел с вмещающими серпентинитами постоянно отмечается флогопитовая (обычно хлоритизированная), иногда с присутствием амфиболовой зоны, оторочка. Именно в таких десилицированных жилах был описан новый минерал – магнезиотанталит [6].

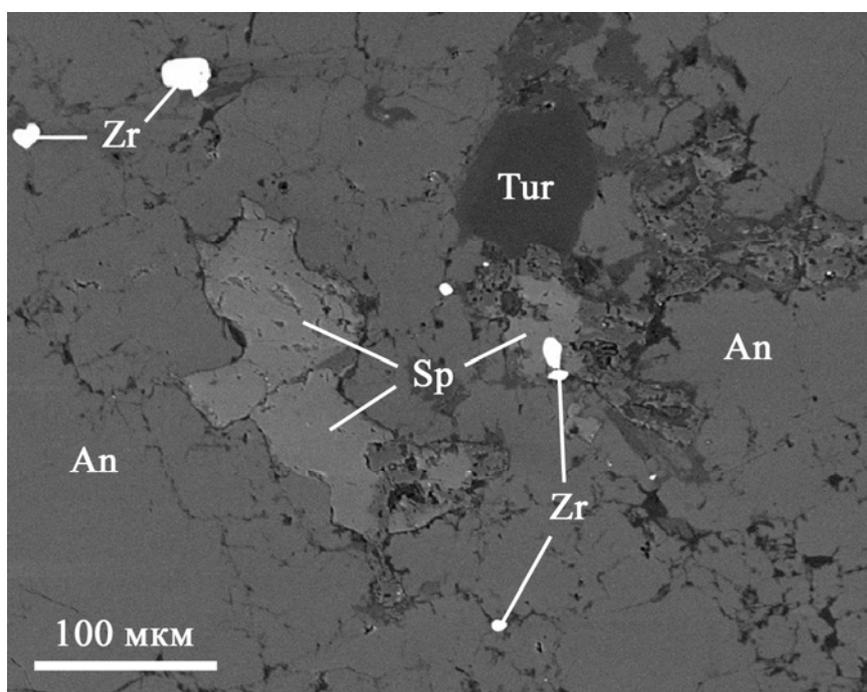
Нами изучались разные десилицированные гранитные пегматиты, которые обнажаются в заброшенных и затопленных карьерах Липовского силикатно-никелевого месторождения. По самой крупной жиле, обнажающейся в карьере № 4-5, нами была опубликована статья, посвященная описанию минералогии плагиоклазитовых блоков [2]. И казалось бы, что десилицированные гранитные пегматиты Липовки изучены уже достаточно хорошо, как вдруг в одной небольшой жиле мы определили необычный аксессуарный минерал – шпинель. Описание этой находки и приводится в настоящей статье.

Шпинель обнаружена нами в маломощной (не более 20-30 см) плагиоклазитовой жиле, обнажающейся в юго-западном борту карьера № 6, её привязка – N 57°26.338', E 61°06.063', и секущей массивные серпентиниты. На контакте этого тела отмечаются флогопитовые оторочки (до 10-20 см мощностью), местами нацело или частично замещенные агрегатом хлорита. В самом плагиоклазите наблюдаются скопления и кристаллы черного (на сколах – до темно-синего) турмалина дравит-увитового состава, а также мелкая и тонкая вкрапленность монацита и уранинита. Последний минерал часто слагает изометричные черные зерна, размером до 5 мм в диаметре, с интенсивными коричневыми плеохроичными двориками, которые хорошо наблюдаются в белоснежной матрице плагиоклазита. Состав плагиоклаза в жиле достаточно сильно варьирует от

андезина до анортита, причем без переходных разностей. Взаимоотношения между двумя плагиоклазами достаточно сложно определить, т.к. их агрегаты не отличаются по цвету, но по данным микронзондового сканирования они развиты пятнами. Можно только предположить, что анортит, как специфичный метаморфогенный минерал, является более поздним и замещает агрегаты андезина. При этом акцессорная шпинель отмечается именно среди скоплений предельно кальциевого плагиоклаза.

Минерал слагает ксеноморфные зерна, размером до 200-250 мкм, среди агрегата анортита (см. рис.). Визуально выглядит черным, в шлифе просвечивает зеленоватым. В ассоциации со шпинелью, кроме плагиоклаза, отмечаются турмалин, хлорит, сепиолит (вторичный в порах) и циркон. Причем последний минерал, иногда встречается в виде включений, размером до 10-20 мкм, в шпинели.

Рис. Ксеноморфные зерна шпинели (Sp) в агрегате анортита (An) и в ассоциации с турмалином (Tur) и цирконом (Zr). Фото в обратно-отраженных электронах, Cameca SX 100.



По данным микронзондового анализа зерна минерала отличаются устойчивым составом (см. табл.) и уверенно определяются как железистая шпинель (или плеонаст). Из значимых примесей отмечается только марганец, из незначительных – кремний, кальций, титан и хром. По данным кристаллохимического пересчета можно говорить о полном заполнении алюминием позиции трехвалентных элементов, что в свою очередь показывает отсутствие окисного железа в структуре минерала. Содержание минералов в минерале следующее – шпинель (59-60%), герцинит (39-40%) и галаксит (0-1%).

В целом, шпинель уже упоминалась в пределах Липовского рудного поля, но как минерал карстовых воронок и мраморов [3]. В пегматитах Липовки шпинель ранее не была обнаружена и описана.

На Урале железистая шпинель достаточно широко распространена. Как акцессорный минерал она установлена в габброидах и ультрабазитах, вулканитах, роговиках, высокотемпературных метасоматитах (скарны, кальцифиры) и мраморах. В гранитных пегматитах железистая шпинель встречается достаточно редко. Например, в пределах

Алабашского жильного поля она не была описана [7], а в Ильменских горах темно-зеленая шпинель установлена только в редкометальном пегматите копи № 229 у горы Савелькуль [8]. Возможно, что это связано с похожестью минерала с ганитом (цинковая шпинель), который также имеет зеленоватую окраску и зачастую является типоморфным минералом для редкометальных гранитных пегматитов.

Таблица

Химический состав шпинели (в мас.%) из десилицированных пегматитов Липовки

№	SiO ₂	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Сумма
1	0,02	0,02	0,02	66,53	17,67	0,21	14,90	0,03	99,40
2	0,04	0,01	-	66,88	17,51	0,11	14,83	0,04	99,42
3	0,04	-	0,07	66,96	17,98	0,08	15,19	0,06	100,37
4	0,03	-	0,04	66,30	17,71	0,21	14,70	0,02	99,02
5	0,03	0,02	0,02	66,51	17,98	0,20	15,03	0,06	99,85
6	-	0,01	0,03	66,19	17,75	0,14	14,80	0,03	98,97
кристаллохимические формулы в пересчете на 3 катиона									
1	$(Mg_{0.58}Fe_{0.38}Mn_{0.01})_{0.97}Al_{2.03}O_4$								
2	$(Mg_{0.58}Fe_{0.38})_{0.96}Al_{2.04}O_4$								
3	$(Mg_{0.58}Fe_{0.39})_{0.97}Al_{2.03}O_4$								
4	$(Mg_{0.57}Fe_{0.39}Mn_{0.01})_{0.97}Al_{2.03}O_4$								
5	$(Mg_{0.58}Fe_{0.39}Mn_{0.01})_{0.98}Al_{2.02}O_4$								
6	$(Mg_{0.58}Fe_{0.39})_{0.97}Al_{2.03}O_4$								

Примечание: анализы сделаны на микроанализаторе Cameca SX 100 (ИГГ УрО РАН, аналитик В.В. Хиллер).

На данный момент сложно сказать является ли железистая шпинель реликтом раннего парагенезиса гранитных пегматитов или образовалась в результате их десиликации (изменения). Хотя в пользу второго утверждения, говорит отсутствие этой шпинели в обычных гранитных пегматитах (на фоне широко развития ганита [4]) и её приуроченность к агрегатам явно вторичного анортита.

Таким образом, нами впервые для пегматитов Липовского жильного поля установлена железистая шпинель. Минерал ассоциирует с анортитом, турмалином дравит-увитового ряда, хлоритом, сепиолитом и цирконом. По данным микрозондового анализа шпинель содержит до 40% минерала герцинита и до 1% – галаксита. Вполне вероятно, что железистая шпинель образовалась в результате десиликации обычного гранитного пегматита и является типоморфным минералом десилицированных пегматитов Липовского жильного поля.

Авторы благодарят руководство Режевского государственного природно-минералогического заказника (ОГУМПЗ «Режевской») за помощь в проведенных исследованиях. Работа подготовлена в рамках интеграционного проекта УрО-СО РАН (№ 12-С-5-1028), а также при частичной поддержке гранта РФФИ-Урал (№ 13-05-96032 p_урал_a).

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., Хиллер В.В., Пономарев В.С.* Минералогия плагиоклазитовых блоков из десилицированных гранитных пегматитов Липовки (Средний Урал) // Вестник Уральского отделения РМО. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2011. № 8. С. 45-55.
3. *Захаров А.В., Ерохин Ю.В.* Кадастр минеральных видов Липовского рудного поля // Вестник Уральского отделения РМО. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2013. № 10. С. 38-46.
4. *Захаров А.В., Ерохин Ю.В., Ханин Д.А.* Ганит из гранитных пегматитов Липовского жильного поля (Средний Урал) // Четырнадцатые Всероссийские научные Чтения памяти ильменского минералога В.О. Полякова. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013. С. 30-33.
5. *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.
6. *Пеков И.В., Якубович О.В., Щербачев Д.К., Кононкова Н.Н.* Магнезиотанталит $(Mg,Fe)(Ta,Nb)_2O_6$ – новый минерал группы колумбита-танталита из десилицированных гранитных пегматитов Липовки (Средний Урал) // Записки ВМО, 2003. № 2. С. 49-59.
7. *Попов В.А., Попова В.И.* Минералогия пегматитов Ильменских гор. Ассоциация Экоств. Минералогический альманах. Вып. 9. 2006. 152 с.
8. *Попова В.И., Попов В.А., Борцев С.К., Демочкин В.П., Канонеров А.А.* Минералогия гранитных пегматитов Алабашского поля самоцветной полосы Урала. Миасс: ИМин УрО РАН, 1999. 90 с.

УДК 549.091 (470.5)

ЗЕЛЕНЬ ГРАНАТ С АЛАБАШСКОГО И ЛИПОВСКОГО ПРОЯВЛЕНИЙ РУБИНА (СРЕДНИЙ УРАЛ)

А.Ю. Кисин, В.В. Мурзин, А.А. Баталина, А.В. Томилина

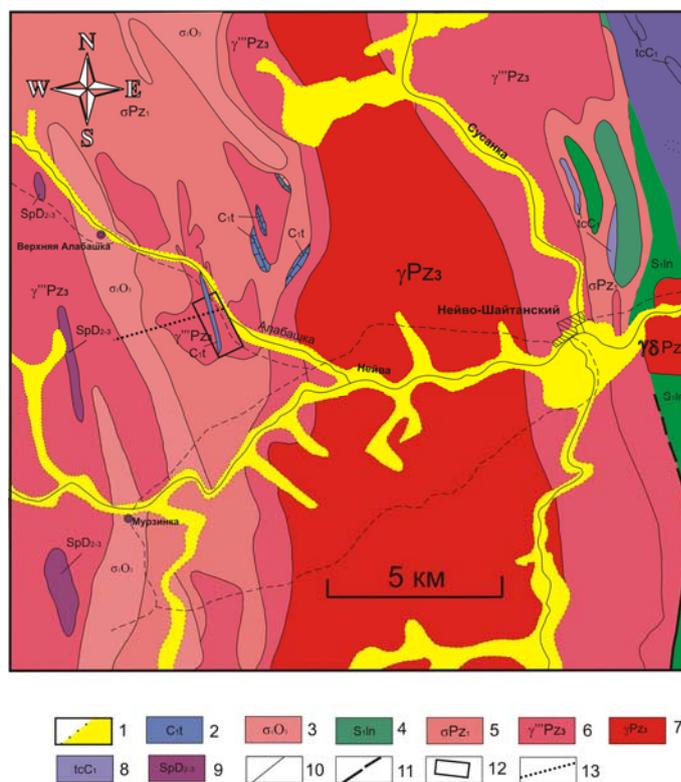
Институт геологии и геохимии УрО РАН

В пределах Мурзинско-Адуйского метаморфического комплекса известно два наиболее значимых для Урала проявления рубиновой минерализации в мраморах: Алабашское и Липовское [2-9 и др.]. Первое приурочено к линзе мраморов в центральной части Мурзинского гранитогнейсового массива, а второе – к восточной части зоны сочленения Мурзинского и Адуйского массивов, к их метаморфическому обрамлению. В процессе исследования рубиновой минерализации этих участков были выявлены гранаты ярко-зеленого цвета. Ранее подобные гранаты отмечались и на Кучинском проявлении рубина на Южном Урале [2], но ввиду редкости находок и неопределенности их связи с рубиновой минерализацией они остались неизученными. На Липовском участке зеленые гранаты образуют маломощные зоны густой вкрапленности в мраморах в непосредственной близости от рубиноносных зон и чередуются с ними. Хотя в них рубиновой минерализации не выявлено, но парагенетическая связь между этими минералами кажется очевидной. Схожая ситуация наблюдается и на Алабашке. По условиям нахождения и внешнему виду данные гранаты имеют большое сходство с цаворитами (tsavorite): ювелирной разновидностью гроссуляра, открытой в 1967 году в Национальном парке Цаво (Tsavo) в Кении, на границе с Танзанией. В 1998 году В.А. Попов и др. [10] по результатам химических анализов отнесли зеленый гранат с Алабашки к уваровиту и связали его происхождение «с необычными карбонатитами, богатыми хромом и ванадием». Возникла некоторая неопределенность с этим минералом и его местом в процессе формирования рубиноносных мраморов. Поэтому появилась необходимость проведения некоторых исследований зеленого граната этих проявлений.

Алабашское проявление. Расположено почти в осевой части Мурзинского массива (рис. 1). Обнаженность участка плохая. В 1997-2000 годах здесь проводились поисковые работы на рубин, с применением шнекового бурения, с поинтервальным шлиховым опробованием, проходкой шурфов и траншей, с валовым опробованием. Площадь участка сложена метаморфическими породами различного состава: сланцами, кварцитами, амфиболитами и гнейсами, прорванными дайками гранитов и пегматитов, в том числе миароловых редкометальных с бериллом, топазом, турмалином. Широко распространены графитизированные перекристаллизованные и рекристаллизованные кальцитовые, Mg-кальцитовые и, редко, доломит-кальцитовые мраморы. Все перечисленные разновидности мраморов контролируются трещинами кливажа (азимут простирания 340-360°, падение субвертикальное). Метаморфическая толща сильно тектонизирована, отчего отдельные

тела мраморов, амфиболитов и сланцев по простиранию прослеживаются только на короткое расстояние. Интенсивно проявлены гидротермально-метасоматические процессы, выразившиеся, главным образом, в появлении различных слюдитов и минерализованных зон, иногда с красным корундом [5, 7].

Рис. 1. Схематическая геологическая карта участка «Алабашка» и его окрестностей (по А.В. Коровко, с упрощениями и дополнениями).
Условные обозначения: 1 – четвертичные отложения; 2 – мраморы, силикатные мраморы; 3 – гнейсы амфиболовые; 4 – сланцы кремнистые, углисто-кремнистые, кварциты, зеленые сланцы; 5 – гнейсы биотитовые; 6 – гранито-гнейсы; 7 – граниты биотитовые, мусковитовые, двуслюдяные; 8 – талькиты; 9 – серпентиниты; 10 – геологические границы; 11 – крупные тектонические нарушения; 12 – участок поисковых работ на благородный корунд; 13 – Нижнеалабашский лог.



На Алабашском проявлении зеленый гранат является обычным минералом тяжелой немагнитной фракции шлиховых проб и часто находится в сростании с молочно-белым кварцем, адуляром, темными слюдами, иногда с амфиболами. В коренном залегании обнаружен в биотитовых слюдитах, развитых по амфиболитам; в зальбандах кварцевых прожилков в амфиболитах; в минерализованных трещинах с кварцем, адуляром и темной слюдой, секущих дайки гранитов. Гранат представлен хорошо оформленными кристаллами ромбододекаэдрического облика, размером 2–9 мм и их сростками из 2-3 индивидов. Цвет темный изумрудно-зеленый, реже буровато-зеленый. Прозрачный, но сильно трещиноватый. Излом раковистый. Блеск стеклянный. Часто наблюдаются включения кварца и адуляра. Совместно с рубином не встречался, но всегда находится рядом с ним; одни и те же слюдиты на разных участках, на расстоянии менее 1 м могут содержать либо рубин, либо зеленый гранат, либо быть полностью свободными от них.

Липовское проявление. Расположено в зоне сочленения Мурзинского и Адуйского гранито-гнейсовых массивов (рис. 2). Метаморфическое обрамление массивов представлено мощной (более 1 км) зоной мегабрекчий (мегамеланж), сложенных серпентинитами, мраморами, гнейсами, амфиболитами, кварц-биотитовыми сланцами, кварцитами, гранитоидами. Широко распространены дайки гранитов и редкометальных пегматитов, иногда с полихромным турмалином. Интенсивно проявлены гидротермально-метасоматические процессы, выразившиеся в образовании различных слюдитов (иногда с

хризобериллом или корундом). Рубиноносные мраморы отмечены в карьерах № 4 и 8 Липовского месторождения силикатно-никелевых руд, отработанного к 1991 году. В карьере № 4 мраморы входят в состав метаморфического обрамления Адуйского массива и имеют очень крутое (80-90°СЗ) падение. Породы карьеров № 6-8 являются частью метаморфического обрамления Мурзинского массива и круто (70-85°) падают на юго-юго-восток. Непосредственно к западу от карьера № 4 обе эти толщи соединяются в одну, разделяя Мурзинский и Адуйский массивы. Геологические данные показывают, что минерализация образовалась на регрессивном этапе метаморфизма, после снятия стрессовых напряжений, при участии флюидов [4, 6, 8, 9].

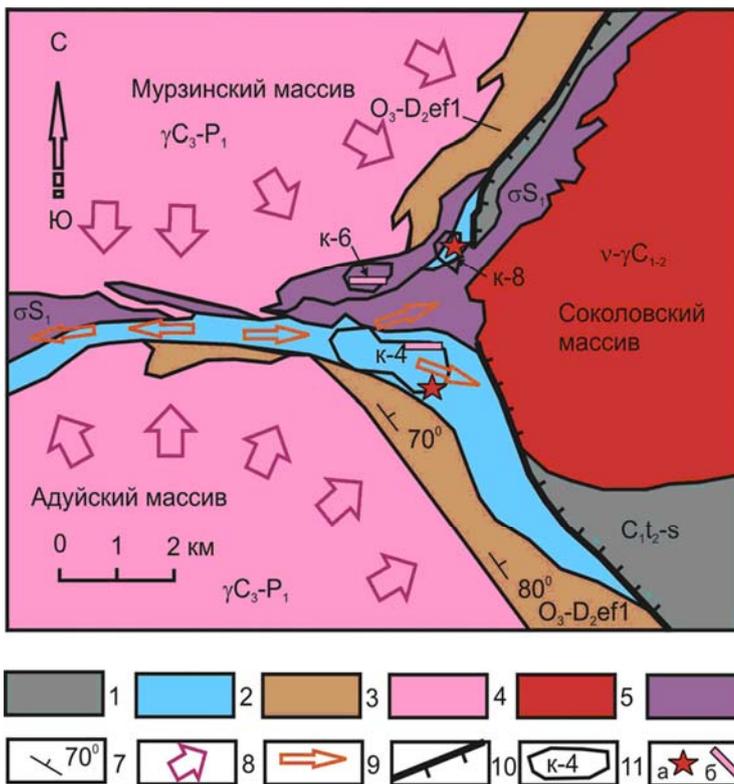


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Липовского участка (по В.В. Ведерникову и др., 1986 г. с упрощениями и добавлениями) 1 – терригенно-осадочные породы; 2 – мраморы; 3 – терригенно-осадочные породы высоко метаморфизованные; 4 – гранитоиды Мурзинского и Адуйского массивов; 5 – гранитоиды Соколовского массива; 6 – ультраосновные породы; 7 – элементы залегания сланцеватости; 8 – векторы латерального давления гранитоидных массивов; 9 – направление латерального течения пород; 10 – зона надвига; 11 – карьеры и их номера; 12 – проявления драгоценных камней (а – рубина в мраморах, б – розового турмалина в пегматитах).

На Липовском проявлении минерализация зеленого граната обнаружена в мраморах карьера № 8. Здесь в северо-восточном бору карьера наблюдается участок мраморов обогащенных фукситом и флогопитом, вплоть до почти мономинеральных слюдитов. Местами фуксит и флогопит сопровождаются рубиновой минерализацией. Гранат образует рассеянную вкрапленность в Mg-кальцитовом крупнозернистом мраморе вблизи трещин кливажа. В ассоциации с гранатом обмечены фуксит, адуляр, светлый минерал группы хлорита, кварц, пирит, пирротин. Гранат представлен изометричными кристаллами размером 3-5 мм. Широко распространены скелетные футляровидные формы (рис. 3, 4). Цвет яркий травяно-зеленый, более светлый, чем гранатов с Алабашки. Прозрачный, но сильно трещиноватый.

Химический состав гранатов из амфиболитов, брекчий гранитов и амфиболитов, и мраморов Алабашского проявления и мраморов Липовского проявления приведен в (см. табл.). Гранаты мраморов обоих участков оказались почти одинаковыми. Особенностью всех гранатов является повышенное содержание хрома, ванадия и титана. Содержание

хрома в гранатах из мраморов заметно превышают его содержание в гранатах из амфиболитов. Изучение состава гранатов обоих проявлений показало достаточно однородное распределение компонентов как внутри зерна, так и в минерализованной зоне в целом. По составу все они относятся к гроссуляр-уваровитовому ряду. Примечательно, что гранаты из амфиболитов и слюдитов по составу отвечают *уваровит-гроссуляру*, а из мраморов – *гроссуляр-уваровиту*.

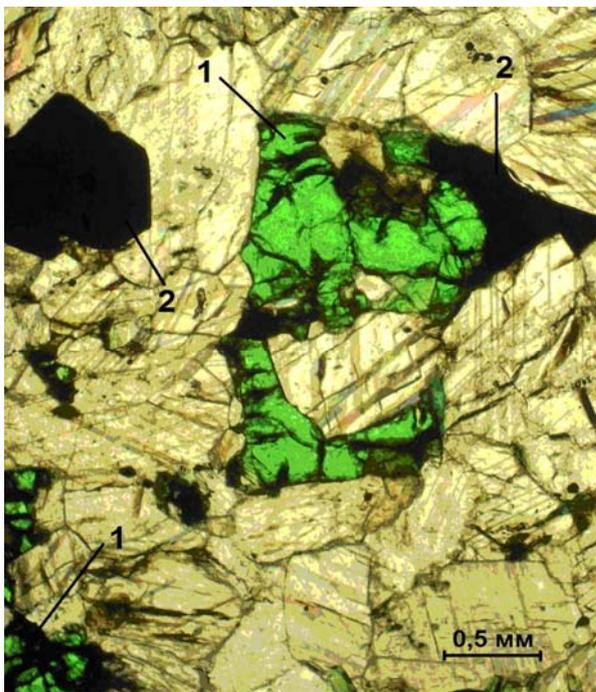


Рис. 3. Ксеноморфное зерно граната в мраморе. Полированный шлиф. Без анализатора. 1 – гранат; 2 – пирит.

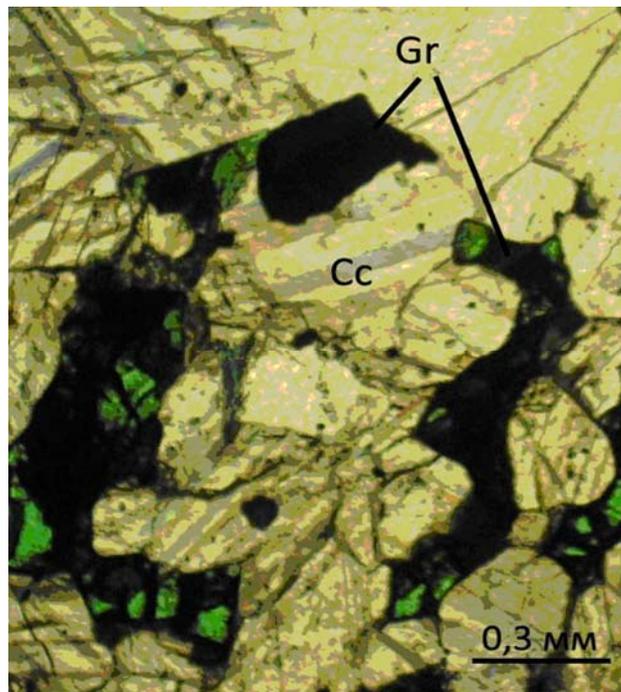


Рис. 4. Футляровидный кристалл граната (Gr) в кальците (Cc). Полированный шлиф. Без анализатора.

До проведения данных исследований мы условно относили данные гранаты к цавориту, открытому в 1967 году в Национальном парке Цаво, на границе Кении и Танзании. Однако цаворит с месторождения танзанитов Мерерани на севере Танзании, представлен чистым гроссуляром (см. табл.), с очень низким содержанием хрома и более высоким содержанием ванадия [12]. К настоящему времени этот самоцвет известен в Танзании, Кении, Пакистане, на Мадагаскаре [11, 12]. Наиболее высокие содержания уваровитового минерала отмечены для цаворитов месторождения Гогого (Gogogogo) на Мадагаскаре, но и они не превышают 1,2%. Интенсивность и оттенки окраски цаворитов зависят от содержания ванадия и железа. Известно, что уваровит и гроссуляр образуют непрерывный изоморфный ряд. В гранатах с Алабашки и Липовских карьеров, как следует из табл., доля уваровитового минерала весьма высока. Термин «цаворит» для них не должен применяться.

Геологические условия нахождения уральских гроссуляр-уваровитов/уваровит-гроссуляров, и танзанийских цаворитов весьма близки. В обоих случаях в геологии месторождений участвуют амфиболиты и мраморы, иногда с рубиновой и шпинелевой

минерализацией. Уровень метаморфизма пород на танзанийских объектах достигает амфиболитовой и гранулитовой фаций, а в Мурзинско-Адуйском метаморфическом комплексе – амфиболитовой и низов гранулитовой фаций [1].

Таблица

Химический состав граната Липовского и Алабашского проявлений рубина

№	Алабашское					
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	37,77	37,58	38,92	38,76	38,53	38,00
TiO ₂	0,28	0,04	0,24	0,41	0,37	0,45
Al ₂ O ₃	7,52	8,13	13,23	13,05	10,42	10,40
Cr ₂ O ₃	18,38	18,60	10,36	9,99	14,56	13,98
V ₂ O ₅	1,67	0,49	0,33	0,38	0,49	2,14
FeO	0,12	0,14	5,98	5,36	4,08	0,07
MnO	0,09	0,53	0,81	0,82	0,65	0,13
MgO	0,43	0,84	0,35	0,35	0,47	0,45
CaO	33,64	33,31	30,60	31,32	31,57	34,31
Сумма	99,99	99,66	100,82	100,44	101,14	97,79
формульные единицы						
Si	3,08	3,01	3,06	3,05	3,05	3,06
Ti	0,02	0,00	0,01	0,02	0,02	0,03
Al	0,72	0,77	1,22	1,21	0,97	0,99
Cr	1,18	1,18	0,64	0,62	0,91	0,89
V	0,10	0,03	0,02	0,02	0,03	0,12
Fe ²⁺	0,01	0,01	0,39	0,35	0,27	0,00
Mn	0,01	0,04	0,05	0,05	0,04	0,01
Mg	0,05	0,10	0,04	0,04	0,06	0,05
Ca	2,93	2,86	2,57	2,64	2,68	2,96
миналы						
X(grs)	0,37	0,38	0,55	0,56	0,45	0,51
X(uva)	0,61	0,58	0,29	0,29	0,43	0,46
X(alm)	0,00	0,00	0,08	0,07	0,06	0,00
X(sps)	0,00	0,01	0,02	0,02	0,01	0,00
X(prp)	0,02	0,03	0,01	0,01	0,02	0,02
Сумма	1,00	1,00	0,95	0,96	0,97	0,99

Примечание: Пробы 1 и 2 взяты из мраморов, 3 и 4 – из амфиболитов, 5 и 6 – из брекчий со слюдитовым цементом. Анализ 2 – по [3], анализ 10 – по [12].

На африканских месторождениях цаворит встречается среди графитовых гнейсов и мраморов в виде крупных (до 20 см) нодулей, в эпидот-скаполитовой или цоизитовой

рубашке. В Танзании в ассоциации с цаворитом иногда отмечается танзанит – редкая ювелирная разновидность синего цоизита. Различия между африканскими месторождениями цаворита и уральскими проявлениями зеленых гранатов в мраморах и амфиболитах заключаются, вероятно, во флюидном режиме минералообразования. По результатам газовой хроматографии, состав флюида из гроссуляр-уваровитовых гранатов Алабашского и Липовского проявлений углекислотно-водный (как и для газовой-жидких включений в рубинах, паргасите и кварце из мраморов) [2]. О составе газовой-жидких включений в танзанийских и других цаворитах у нас сведений нет.

Продолжение таблицы

№	Липовское			Танзания
	7	8	9	10
SiO ₂	37,60	39,92	39,83	40,33
TiO ₂	0,44	0,40	0,41	0,28
Al ₂ O ₃	7,50	7,08	7,51	22,49
Cr ₂ O ₃	18,51	19,08	18,49	0,05
V ₂ O ₅	0,46	0,38	0,44	0,19
FeO	0,36	0,34	0,36	0,26
MnO	0,18	0,19	0,18	0,27
MgO	0,39	0,31	0,37	0,02
CaO	34,78	34,63	34,57	37,16
Сумма	100,22	102,33	100,16	101,05
формульные единицы				
Si	3,02	3,14	3,04	3,01
Ti	0,03	0,02	0,02	0,02
Al	0,71	0,66	0,71	1,97
Cr	1,17	1,19	1,17	0,00
V	0,03	0,02	0,02	0,01
Fe ²⁺	0,03	0,02	0,02	0,02
Mn	0,01	0,01	0,01	0,02
Mg	0,05	0,04	0,04	0,00
Ca	2,99	2,92	2,97	2,97
миналы				
X(grс)	0,36	0,35	0,37	0,99
X(uva)	0,60	0,63	0,61	0,00
X(alm)	0,00	0,00	0,00	0,00
X(sps)	0,00	0,00	0,00	0,01
X(prp)	0,02	0,01	0,01	0,00
Сумма	0,98	0,99	0,99	1,00

Перспективы использования в ювелирной промышленности зеленых гранатов сопутствующих рубиновой минерализации в Мурзинско-Адуйском антиклинории пока не ясны. Цвет их привлекательный, как у уваровита. Размеры кристаллов с участка Алабашка достаточно большие. Основные дефекты: сильная трещиноватость и кавернозность, обусловленная распространением скелетных, футляровидных форм кристаллов данных гранатов. Тем не менее, вероятность обнаружения уваровит-гроссуляров ювелирного качества в Мурзинско-Адуйском антиклинории достаточно велика, поскольку на участке Алабашка качество камней заметно меняется от места к месту.

Таким образом, зеленые гранаты Липовского и Алабашского проявлений рубина по составу отвечают уваровит-гроссулярам и гроссуляр-уваровитам. Геологическая позиция нахождения, близость к рубиновой минерализации и цвет сближают их с цаворитами Восточной Африки. Причина образования чистых гроссуляров, с одной стороны, и уваровит-гроссуляров, с другой стороны, пока не ясна. Вероятно, данные зеленые гранаты могут служить поисковым признаком на рубиновую минерализацию при производстве поисковых работ.

Работа выполнена при финансовой поддержке УрО РАН (проекты 12-И-5-2068, 12-П-5-2015 и ОФИ № 13-5-014-НДР).

Литература

1. Баталина А.А., Мурзин В.В., Кисин А.Ю. Изотопный состав и температура образования рубиноносных мраморов Алабашского проявления (Средний Урал) // Ежегодник – 2002. Сб. науч. трудов. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2003. С. 168-170.
2. Баталина А.А., Шанина С.Н., Мурзин В.В. Газовый состав флюида при формировании минерализации Алабашского и Липовского проявлений рубина (Средний Урал) // Металлогения древних и современных океанов – 2005. Формирование месторождений на разновозрастных океанических окраинах. Миасс: УрО РАН, 2005. Т. 2. С. 117-122.
3. Кисин А.Ю. Месторождения рубинов в мраморах (на примере Урала). Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 130 с.
4. Кисин А.Ю. Деформации мраморов и время рубин-сапфировой минерализации на Липовском проявлении (Средний Урал) // Уральская минералогическая школа – 2005. Материалы Всеросс. науч. конф. Екатеринбург: УГГУ, 2005. С. 104-108.
5. Кисин А.Ю. Коллекционные рубины участка «Алабашка» // Уральская минералогическая школа – 2005. Материалы Всеросс. науч. конф. Екатеринбург: УГГУ, 2005. С. 109-113.
6. Кисин А.Ю. Липовское проявление благородного корунда // Ежегодник – 1993. Сб. науч. трудов. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1994. С. 94-95.
7. Кисин А.Ю., Баталина А.А. Рубиноносные брекчии: новый промышленно-генетический тип месторождений? // Ежегодник – 2001. Сб. науч. трудов. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. С. 273-276.

8. *Кисин А.Ю., Баталина А.А., Мурзин В.В.* Деформации мраморов и время образования рубиновой минерализации в Мурзинско-Адуйском метаморфическом комплексе (Средний Урал) // Ежегодник – 2002. Сб. науч. трудов. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2003. С. 186-191.

9. *Кисин А.Ю., Баталина А.А., Мурзин В.В.* Рубиновая минерализация в Мурзинско-Адуйском метаморфическом комплексе (Средний Урал) // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. Пермь: ПГУ, 2003. Вып. 5. С. 37-44.

10. *Попов В.А., Канонеров А.А., Муфтахов В.А.* Уваровит из карбонатитов Алабашки (Средний Урал) // Уральская летняя минералогическая школа – 1998. Материалы Всеросс. науч. конф. Екатеринбург: УГГГА, 1998. С. 113-114.

11. *Adamo I., Diella V., Pezzotta F.* Tsavorite and other grossulars from Itrafo, Madagascar // *Gems and Gemology*, 2012. V. 48. № 3. P. 178-187.

12. *Kane R.E., Kampf A.R., Krupp H.* Well-formed tsavorite gem crystals from Tanzania // *Gems and Gemology*, 1990. P. 142-148.

УДК 553.493.6

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ КАРБОНАТИТЫ УФАЛЕЙСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА

В.Н. Огородников, Ю.А. Поленов, А.Н. Савичев

Уральский государственный горный университет

С момента введения В. Бреггером [28] понятия о карбонатитах, они рассматривались главным образом как редкая разновидность эндогенных, существенно карбонатных пород.

В нашей стране изучение карбонатитов до 1980-х годов происходило в основном в рамках метасоматических моделей [5, 19], хотя еще в 60-х годах Л.С. Бородиным [4] были высказаны соображения о гетерогенности карбонатитов, магматической природе части из них и ассоциации карбонатитов не только со щелочно-ультраосновными породами и нефелиновыми сиенитами, но и отдельно с последними. Многолетняя дискуссия о природе карбонатитов завершилась в начале 1980-х годов признанием гетерогенности этих образований [6].

В конце XX столетия усилиями советских исследователей Л.С. Бородина, Ю.М. Шеймана, А.И. Гинзбурга, В.С. Самойлова, Е. Нечаевой, Ю.Б. Лавренева, Л.К. Пожарицкой, А. Кухаренко, Е.М. Эпштейна и многих других, было установлено, что с карбонатитами связаны промышленные концентрации ниобия, тантала, циркония, редких земель, а также значительные концентрации фосфора, железа, флогопита и вермикулита. По мере дальнейшего изучения этих образований круг полезных ископаемых, связанных с ультраосновными-щелочными породами и карбонатитами, все более и более расширяется.

В середине 1970-х годов в нашей стране появились материалы, подтверждающие правомочность выделения отдельной формации нефелиновых сиенитов и карбонатитов. В Ильмено-Вишневогорском комплексе Урала, Черниговской зоне юга Украинского щита, а затем в Хибинском массиве и Татарской зоне Енисейского кряжа были выявлены карбонатиты в ассоциации с широко развитыми нефелиновыми сиенитами и фенитами без участия щелочно-ультраосновных пород. Тогда [10] была впервые выделена на Урале карбонатит-нефелин-сиенитовая формация, позднее названная Ю.А. Багдасаровым [1] формацией карбонатитов линейно-трещинных зон. Позднее карбонатиты были обнаружены западнее в Уфалейском метаморфическом комплексе [2]. В отличие от Ильмено-Вишневогорского комплекса, где редкоземельная минерализация имеет цериевую специализацию, уфалейские карбонатиты связаны с субщелочными гранитоидами и имеют отчетливую иттриевую специализацию [18].

В карбонатитах концентрируются ниобий, тантал, цирконий и редкие земли. Кроме того, в повышенных количествах содержится уран, торий, стронций, барий, скандий, марганец и некоторые другие элементы. Наблюдается значительное обогащение карбонатитов редкими элементами по сравнению с осадочными карбонатными породами.

По литературным данным [29], средние содержания элементов-примесей в карбонатитах и осадочных карбонатных породах оцениваются следующими цифрами (табл. 1).

С докембрием связана значительная масса редкоземельных руд в пегматитах, щелочных редкометальных гранитах и карбонатитах. Особый тип магнетит-редкоземельных руд, содержащих высокие концентрации ниобия и редкоземельных элементов, представляют глубинные долгоживущие рифтовые щелочные метасоматиты позднего докембрия [3].

В Уфалейском метаморфическом комплексе описаны редкоземельные, ураноносные «карбонатиты» [2, 11, 18].

Таблица 1

Содержание элементов примесей в карбонатитах и осадочных карбонатных породах ($10^{-4}\%$), по [29]

Элемент	Карбонатиты	Осадочные карбонатные породы
Nb	1951	0,3
Zr	1120	19
La	516	1
Ce	1505	11,5
Y	96	30
Sr	3380	610
Ba	2330	9

Среднерифейский региональный метаморфизм низов гранулитовой, амфиболитовой фаций сопровождается процессами гранитизации и ультраметаморфизма, протекавшими в интервале температур 650-800°C [7, 13]. Развитие процессов ультраметаморфизма определяется прогрессирующим плавлением, которое приводит к формированию сначала мелких, слабоперемещенных тел различных типов мигматитов, постепенно переходящих в гранито-гнейсы [7]. Обычно наблюдается увеличение калиевости гранитоидов, которое сопровождается уменьшением кремнекислотности и увеличением кальциевости пород, что связано с вовлечением в процессы плавления не только гранито-гнейсов, но и слабогранитизированного субстрата амфиболитов. Расчетные РТ-параметры формирования гранито-гнейсов: Р 6-7 кбар, Т 510-650°C [27].

Широкая мобилизация металлов из твердой среды осуществляется метаморфогенными флюидами при региональном метаморфизме и ультраметаморфизме. Зоны ультраметаморфизма, несомненно, являются одним из существенных источников рудного вещества для широкого генетического и металлогенического спектра месторождений [17].

С ультраметаморфическими процессами (гранитизацией) связана интенсивная миграция железа, кальция, магния, меди, ванадия, свинца, цинка, урана и других элементов из полей интенсивной гранитизации. Образование палингенных и анатектических гранитов (обычно плагиоклаз-микроклиновых) сопровождалось выносом Au, Ag, Co, Ni, Mn, Cu, V и одновременным накоплением Pb, редких земель и других металлов. При полной раскристаллизации магматического расплава и новых тектонических подвижках в шовных зонах открывается доступ с глубоких горизонтов основной массе флюидов. С этим периодом связано развитие раннего щелочного метасоматоза. Щелочные метасоматиты, развивающиеся за счет щелочных гранитоидов, метаморфических пород гнейсово-амфиболитового комплекса, являются продуктами карбонатно-калий-натрового метасоматоза, который протекает в изменчивых физико-химических условиях. При гранитизации вулканогенных пород в рифейское время метаморфогенно-метасоматические преобразования осуществляются щелочными растворами, сначала существенно калиевого, а затем существенно натриевого состава. В ряде работ показано, что отношение K/Na в этих растворах при температуре выше 700°C более 0,5-0,7, а по мере снижения температуры понижается до 0,2-0,3 [26, 30, 31].

По этой причине на ранней щелочной стадии гранитизированные и мигматизированные амфиболиты и амфибол-биотитовые гнейсы замещаются K-Na полевыми шпатами – микроклином и анортоклазом с характерной веерообразной, гигантозернистой структурой, с радиальным расположением лейст анортоклаза размером до 10 см длиной и «лунной» иризацией на плоскостях спайности. С этими метасоматитами связано редкоземельное оруденение – иттрийсодержащий эпидот («редкоземельные пегматиты»).

Существует общепринятая точка зрения на высокотемпературную природу анортоклаза, к которому относятся K-Na полевые шпаты с содержанием ортоклазового компонента от 5 до 40%, с параметрами кристаллической решетки: a_0 8,25-8,30 Å, b_0 12,95 Å, c_0 7,15 Å, $2V$ 40° [9].

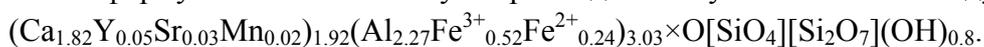
Гидротермальные растворы, с которыми связано редкоземельное оруденение, были высокотемпературными и щелочными. Минералогический состав редкоземельных месторождений показывает, что в этих растворах в значительных количествах присутствовали анионы угольной (HCO_3^- ; CO_3^{2-}) и фтористо-водородной (F^-) кислот. Образуется устойчивый хорошо растворимый комплекс $[\text{TR}(\text{CO}_3)_3]^{3-}$. В виде такого соединения в раствор может переходить до 0,12 г/л La (Ce) и до 6,63 г/л Y. Отсюда становится понятным иттриевая специализация этих метасоматитов.

Формирование Уфалейского и других гнейсово-амфиболитовых комплексов Урала началось с заложения в среднем рифее серии рифтовых структур, которое сопровождалось развитием регионального метаморфизма алданской фации глубинности (гранулитовый) и завершилось ультраметаморфизмом [7] с образованием небольших тел щелочных биотитовых гнейсово-гранитов, анортоклазовых гранитов. Возраст по микроклину, биотиту 1100-1215 млн лет [16]; по цирконам из гнейсов – 990-1180 млн лет [8], различных мигматитов, анортоклазовых пегматитов и полевошпатовых метасоматитов с ураново-редкоземельной минерализацией (иттроэпидот) с возрастом 1100-1200 млн лет [14].

Пушкарев Ю.Д. и Обухова Л.А. (1980) выделяют пять общепланетарных металлогенических импульсов эндогенной активности земной коры в докембрии: 3,5 – 2,6 – 1,7 – 1,1 – 0,4 млрд лет.

Тектонические и постмагматические воздействия на щелочные метасоматиты завершались образованием крупнокристаллического иттрий содержащего эпидота.

Иттрийсодержащий эпидот образует крупные кристаллы столбчатого облика размером от 5 до 40 см в длину, черного цвета в разбуринированных пегматоидных блоках, сложенных гигантозернистыми агрегатами анортоклаза. Все выделения минерала, хотя и имеют кристаллические очертания, почти не обладают хорошо образованными гранями. В шлифах имеет желто-зеленый цвет без заметного плеохроизма, рельеф высокий. Минерал анизотропен, Ng 1,718-1,724; Np 1,708-1,712; Ng-Np 0,013 [14, 18]. Иттрийсодержащий эпидот был изучен в Институте Минералогии УрО РАН, в Миассе в 2012 году [21] и полученная формула близка к составу иттриоэпидота полученного в 1959 году [12]:



Специфической особенностью химического состава иттрийсодержащего эпидота [12, 18] является присутствие U_3O_8 0,10-0,14 мас.%, при невысоком содержании урана и тория в гранито-гнейсах: Th $6,4\times 10^{-4}$ мас.%; U $1,6\times 10^{-4}$ мас.%; еще меньше в анортоклазовых пегматоидных телах: Th $0,80-0,82\times 10^{-4}$ мас.%; U $0,2-0,6\times 10^{-4}$ мас.%. Анортоклазиты содержат повышенное количество Be ($20,2-21,8\times 10^{-4}$); Sr ($597,1-675,6\times 10^{-4}$); P ($56,4-160,4\times 10^{-4}$); B ($19,4-12,8\times 10^{-4}$ мас.%).

В венде, по мере снижения температуры, преобразование анортоклазитов сопровождалось интенсивной альбитизацией и окварцеванием (рис. 1), с формированием протяженных тел карбонатитов существенно кальцитового состава, характеризующихся повышенным содержанием редкоземельных элементов иттриевой группы [18].

Крупнокристаллические кальцитовые карбонатиты, не содержат собственных редкоземельных минералов, но концентрируют редкоземельные элементы в самом кальците – содержание TR = 1500-2900 г/т, в т.ч. 200-750 г/т Y, редкоземельные элементы преимущественно иттриевого состава (рис. 2), тогда как во вмещающих амфибол-биотитовых гнейсах сумма РЗЭ составляет 300-400 г/т, в т.ч. 80-90 г/т Y, а в анортоклазовых пегматитах TR = 10 г/т, в т.ч. до 5 г/т Y. Кальциты содержат также повышенные содержания Sr до 6700; Nb до 410; Mn до 6900 г/т. Повышенные количества SrO, MnO в высокотемпературных кальцитах являются характерным признаком высокотемпературных карбонатитов. Изотопный состав (Sr, Nd, С, O) карбонатитов Уфалейского комплекса свидетельствует о связи их с глубинным источником, по своим изотопным параметрам близким мантийному резервуару EM1, характерному для рифтовых зон древних щитов [15].

Как внешняя зона около тел карбонатитов, так и осевые части шовных зон нередко сложены метасоматическими кварцитами, которые формируются за счет выноса кремнезема из участков с интенсивным щелочным преобразованием. Метасоматические кварц- жильные образования характеризуются также высокими содержаниями (г/т): Sr 345-1710,5; Ba 272,5-408,5; Y 26,6-47,2; P 113,8-256,6; Mn 78,2-90,3; Ti 2385-2414; Zr 29,7-

192,7; № 5,7-54,87. Обычные палеозойские метаморфические кварциты куртинской свиты содержат эти компоненты в меньших на несколько порядков количествах.

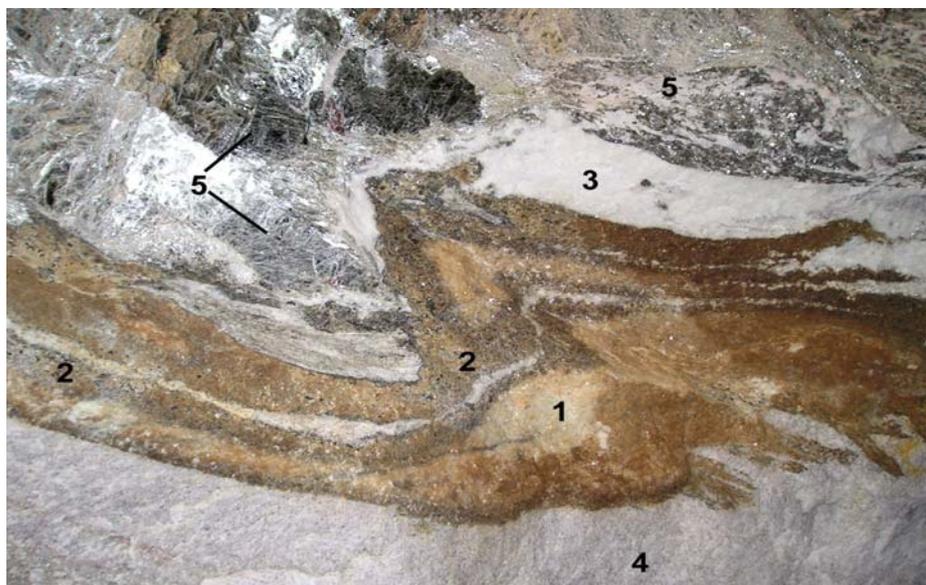


Рис. 1. Ранний (рифейский) кальцитовый карбонатит желтого, белого цветов (1) замещается кальцитом серого цвета с флогопитом и магнетитом (2), совместно с альбитом (3); оба карбоната смяты в складки и замещены во время ранней коллизии метасоматическим мелкозернистым кварцем (4) и кварц-мусковитовым комплексом с крупными кристаллами мусковита (5). Уменьшено в 10 раз. Кровля штольни по отработке жилы мусковита № 3 Слюдяногорского месторождения мусковита.

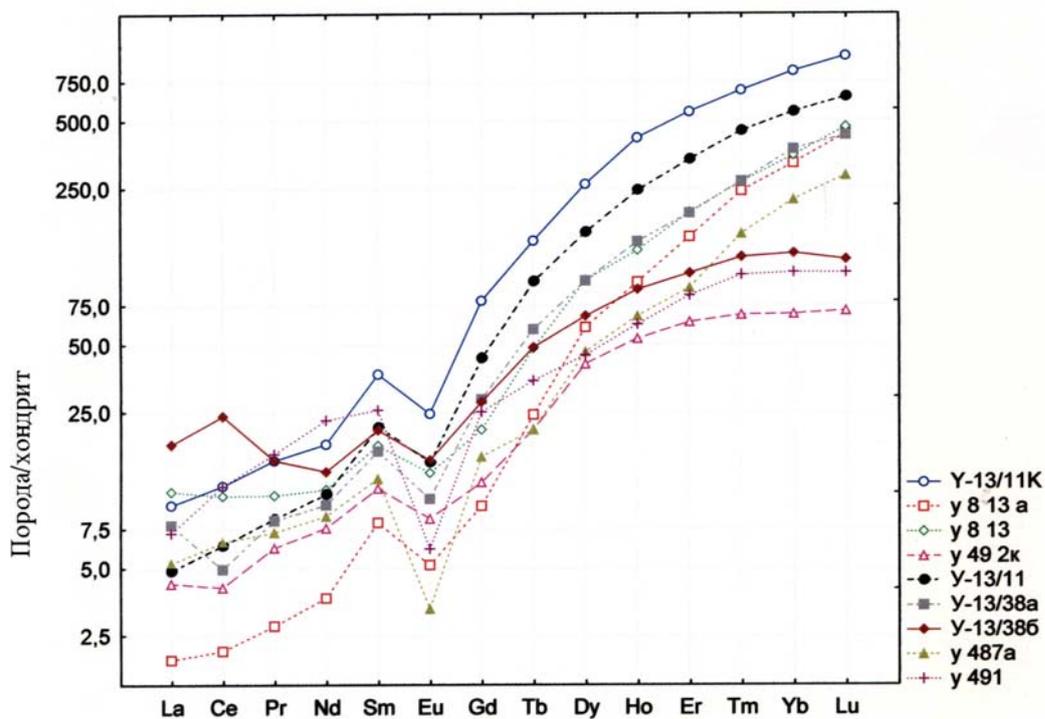


Рис. 2. Поведение редкоземельных элементов в карбонатитах Уфалейского метаморфического комплекса.

С образованием сахаровидных альбититов связано появление ураноносных, иттриевых, тантал-ниобиевых минералов – фергусонита и иттроколумбита. Фергусонит образует сплошные выделения изометричной формы размером 2-5 см в диаметре, содержащие в виде включений зерна иттроколумбита, ферсмита, иттротанталита. Химический состав фергусонита близок к теоретическому составу (в мас.%): CaO 1,40; FeO 0,36; TR(Y) 42,6; ZrO₂ 0,93; SiO₂ 0,14; TiO₂ 0,50; Nb₂O₅ 51,65; Ta₂O₅ 2,50; H₂O 0,22; сумма 100,30 [14]. Кроме того, нами установлена примесь U 1,64% и Th 0,012%, Zr 0,31%, которые возможно относятся к минеральным примесям в виде циркона, уранинита, колумбита и других минералов, которые установлены рентгеноструктурным анализом в метамиктной массе фергусонита.

Выделения иттроколумбита имеют изометричную форму, достигают 1 см в поперечнике и находятся в сахаровидном альбите. Цвет минерала черный, на отдельных участках наблюдаются буровато-красные внутренние рефлексы. Иттроколумбит метамиктный, после прокаливания при 800°C появляется дифракционная картина. Сравнение рентгенограмм показывает хорошее совпадение исследуемого минерала с искусственной фазой FeNbO₄. Химический состав иттроколумбита: CaO 0,38-0,60; TiO₂ 3,89-4,13; MnO 0,02-0,14; FeO 11,35-11,28; Y₂O₃ 11,69-12,53; Nb₂O₅ 38,74-38,56; Ce₂O₃ 0,14-0,10; Ta₂O₅ 12,02-12,51; WO₃ 1,68-1,36; PbO 0,32-0,08; ThO₂ 0,37-0,39; UO₂ 8,27-6,85; Er₂O₃ 9,11-9,01; сумма 98,04-97,55 [25].

В телах рифейских карбонатных метасоматитов под действием гидротермальных растворов наблюдается перекристаллизация раннего кальцита желтого цвета, с образованием прозрачных полигонально-зернистых агрегатов кальцита серого цвета. Перекристаллизация кальцита сопровождается кристаллизацией флогопита (см. рис. 1), имеющего индукционные грани роста, что свидетельствует об одновременном росте с кальцитом. Среди зерен кальцита и флогопита наблюдаются многочисленные мелкие кристаллики октаэдрического магнетита и пирротина. Что касается редкометальной и редкоземельной минерализации, то появление ее связано с освобождением Sr, Ba, Mn, P, Ce, Y, Nb, Ta и некоторых других элементов из силикатов и рудных минералов, накоплением их в карбонатитах палеозойского метасоматического этапа формирования этих тел. Поздние карбонатные метасоматиты содержат в большом количестве апатит, титаномагнетит, рутил, титанит, ксенотим, пирохлор, колумбит, новообразованный иттроэпидот, содержащие в повышенных количествах (в г/т): Y 400,7-4729,6; Nb 1387,6-2920,2; Ta 10,2-86,3; P 21,5-2362,4; Mn 1529,6-6393,7; U 4,1-50,4; Zr 7,2-20,1; Sr 178,8-1396,9; Ba 33,3-803,6.

В последнее время «узкий круг» карбонатитов Урала значительно расширился за счет отнесения к карбонатитам широко распространенных мраморных толщ осадочного происхождения [20, 22, 23]. Так по мнению В.А. Попова: «Пересмотр генезиса некоторых тел мраморовидных пород в уральских палеорифтовых структурах с точки зрения последовательности кристаллизации минералов привел к заключению о широком развитии разнообразных карбонатитов на Урале. С ними связаны не только классические редкометальные месторождения, но и месторождения и проявления никеля, демантоидов, рубина, алмаза, железа» [22].

Нами были изучены мраморы, содержащие рубины и другую минерализацию с карьеров Среднего и Южного Урала (рис. 3).

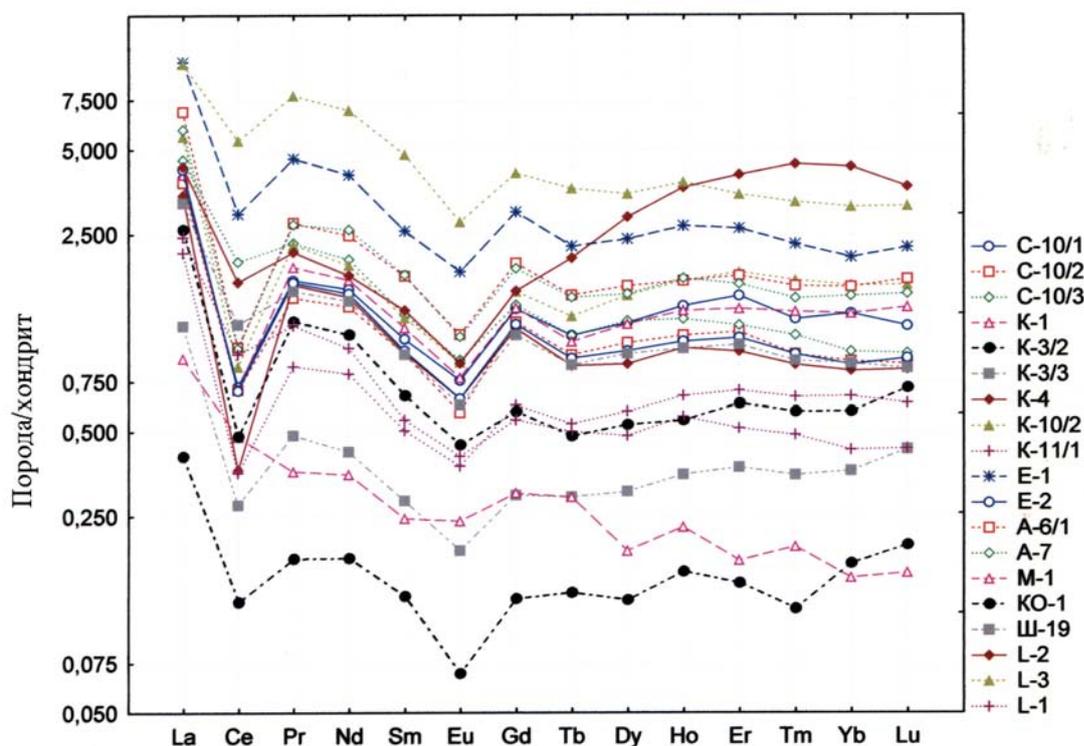


Рис. 3. Поведение редкоземельных элементов в мраморах, содержащих рубины и другую минерализацию. Мраморы Среднего и Южного Урала: С – Светлинский, К – Кучинский, Е – Еленовский, А – Андреевский, М – Мраморский, КО – Коелгинский, Ш – Шабровский, L – Липовский.

Все они показали обычное распределение редкоземельных элементов. Наблюдается характерная для осадочных карбонатных толщ Се аномалия, поэтому отнесение их к карбонатам требует более тщательных доказательств.

Работа выполнена в рамках Программы фундаментальных исследований № 14-23-24-27 Президиума РАН и Интеграционного проекта «Развитие минерально-сырьевой базы России...», руководитель проекта академик РАН В.А. Коротеев.

Литература

1. Багдасаров Ю.М. Линейно-трещинные тела карбонатов – новая субформация ультраосновных карбонатитовых комплексов // Доклады АН СССР, 1979. Т. 248. № 2. С. 412-415.
2. Белковский А.И. Симплектит-эклогиты Среднего Урала. Свердловск: УрО РАН, 1989. 204 с.
3. Беляев К.Д., Ганеев И.Г., Чайка В.М., Чернов В.Д. Рудные ресурсы и их размещение по геозонам. Редкие металлы: тантал, ниобий, скандий, редкие земли, цирконий, гафний. Справочное пособие. / Под редакцией Д.В. Рундквиста. М.: Недра,

1996. 175 с.

4. *Бородин Л.С.* Карбонатитовые месторождения редких элементов // Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. М.: Наука, 1966. С. 215-257.
5. *Гинзбург А.И., Эпштейн Е.М.* Карбонатитовые месторождения // Генезис эндогенных месторождений. М.: Недра, 1968. С. 152-212.
6. *Гинзбург А.И., Самойлов В.С.* К проблеме карбонатитов // Записки ВМО, 1983. Ч. 112. Вып. 2. С. 164-178.
7. *Кейльман Г.А.* Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 200 с.
8. *Краснобаев А.А.* Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986. 186 с.
9. *Кумеев С.С.* Полевые шпаты – петрогенетические индикаторы. М.: Недра, 1982. 206 с.
10. *Левин В.Я., Роненсон Б.М., Левина И.А.* Карбонатиты щелочной провинции Ильменских-Вишневых гор // Доклады АН СССР, 1978. Т. 240. № 4. С. 930-933.
11. *Левин В.Я.* Щелочно-карбонатитовые комплексы Урала. Екатеринбург: Уралгеолком, 1997. 274 с.
12. *Лутц Б.Г., Минеев Д.А.* Парагенетический анализ, геохимия и минералогия метаморфических пород Уфалейского массива на Урале // Редкие элементы в породах различных метаморфических фаций. М.: Наука, 1967. С. 59-104.
13. *Мельников Е.П.* Термодинамические условия метаморфизма пород Уфалейского гнейсового комплекса // Проблемы биминеральной геотермометрии. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1976. Вып. 130. С. 106-126.
14. *Минеев Д.А.* Редкоземельный эпидот из пегматитов Среднего Урала // Доклады АН СССР, 1959. Т. 127. № 4. С. 865-868.
15. *Недосекова И.Л., Прибавкин С.В., Пушкарев Е.В.* Sr-Nd-C-O изотопные данные и геохимия карбонатитов Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса и Куртинской зоны (Южный Урал) // Ежегодник – 2004, Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. С. 198-206.
16. *Овчинников Л.Н.* Обзор данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. 1963. Т. 1. С. 57-83.
17. *Овчинников Л.Н.* Образование рудных месторождений. М.: Недра, 1988. 255 с.
18. *Огородников В.Н., Сазонов В.Н., Поленов Ю.А.* Минералогия шовных зон Урала. Уфалейский гнейсово-амфиболитовый комплекс (Южный Урал). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН - УГГУ, 2007. 187 с.
19. *Пожарицкая Л.К., Самойлов В.С.* Петрология, минералогия и геохимия карбонатитов Восточной Сибири. М.: Наука, 1972. 265 с.
20. *Попов В.А.* Структуры и текстуры карбонатитов // Металлогения древних и современных океанов – 2008. Материалы Всероссийской молодежной школы. Миасс: ИМин УрО РАН, 2008. С. 285-289.
21. *Попов В.А.* О нашумевшем уральском «иттроэпидоте» из Слюдорудника // Тринадцатые Всероссийские научные чтения памяти В.О. Полякова. Миасс: ИМин УрО

РАН, 2012. С. 18-23.

22. *Попов В.А., Попова В.И.* Минералогический аспект проблемы карбонатитов на Урале // Металлогения древних и современных океанов – 2004. Материалы Всероссийской молодежной школы. Миасс: ИМин УрО РАН, 2004. С. 264-269.

23. *Попов В.А., Колесниченко С.В.* К минералогии карбонатитов Русской Бразилии на Южном Урале // Уральский минералогический сборник. Миасс: ИМин УрО РАН, 2008. № 15. С. 75-84.

24. *Пушкарев Ю.Д., Обухова П.А.* Геохронология метаморфических процессов, их периодичность и корреляция // Метаморфизм раннего докембрия. Апатиты: КолФАН СССР, 1980. С. 91-106.

25. *Суставов С.Г., Огородников В.Н.* Иттроколумбит-(Y) в мусковитовых пегматитах Слюдяногорского месторождения (Южный Урал) // Вестник Уральского отделения РМО. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. № 5. С. 106-112.

26. *Рябчиков И.Д.* Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М.: Наука, 1975. 230 с.

27. *Холоднов В.В., Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С.* Гранитный магматизм зоны сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы // Литосфера, 2006. № 3. С. 3-27.

28. *Brogger W.C.* Die eruptivgesteine des kristianiagebietes. IV. Das fengebiet in Telemark, Norwegen. Kristiania, 1920. 480 s.

29. *Gold D.P.* Average chemical composition of carbonatites // Econ. Geol., 1963. Vol. 58. № 6. P. 988-991.

30. *Jiyama J.T.* Contribution a l'etude des equilibres dans le subcolidus du systeme ternaire orthose-albite-anorthite a l'aide de reactions d'echange d'ions Na-K au contact d'une solution hydrothermale // Bull. Soc. Frans. Miner. Crist., 1966. V. 89. P. 442-454.

31. *Orville P.M.* Unit-cell parameters of the microcline-low albite and sanidine-high albite solid solution series // Amer. Miner., 1967. V. 52. № 1-2. P. 55-86.

УДК 549.613.3 (470.5)

КИАНИТ ИЗ МИГМАТИТОВ СЫСЕРТСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА (СРЕДНИЙ УРАЛ)

В.С. Пономарев

Институт геологии и геохимии УрО РАН

Сысертский метаморфический комплекс расположен на Среднем Урале и является частью Сысертско-Ильменогорского метаморфического комплекса [1]. Метаморфические породы комплекса, в основном, представлены амфиболитами, амфиболовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами, двуслюдяными гнейсами, гранат-слюдяно-кварцевыми сланцами и т.д. Ранее кианит в породах Сысертско-Ильменогорского метаморфического комплекса был встречен в кварцево-слюдяных сланцах сысертской свиты [1]. Ниже приводится описание кианита из мигматитов Сысертского метаморфического комплекса.

Кианит нами обнаружен (координаты с GPS-приемника 56°21'29.1" с.ш.; 60°45'84.7" в.д.) в лейкосомах мигматитов на западном склоне г. Гладкая, расположенной в 3,5 км к западу от оз. Багаряк в Сысертском районе Свердловской области. Позже, при изучении минерала в шлифах кианит также был диагностирован в небольшом количестве в виде единичных зерен и в меланосоме мигматита. Породы имеют полосчатый облик, характеризующийся наличием темных и светлых слоев. Лейкосомы (лейкократовая часть породы) имеют нематогранобластовую структуру и в основном состоят из плагиоклаза (Ab₉₀₋₉₉) и кварца (рис. 1). В виде единичных зерен встречается гранат (альмандин 76-77%), слюда (магнезиальный аннит), рутил и ксенотим. Мощность лейкосом варьирует от 1 до 4 см. Меланосомы (меланократовая часть породы) имеют полосчатую текстуру, лепидогранобластовую структуру и сложены: плагиоклазом (Ab₉₀₋₉₅), слюдой (магнезиальный аннит) и кварцем (рис. 2). В виде единичных зерен присутствует калиевый полевой шпат, кианит, гранат (альмандин 72-78%), монацит и циркон. На границе меланосом и лейкосом встречаются скопления зерен турмалина (железистый дравит) с характерными треугольными сечениями размером до 3 мм. Кианит образует разноориентированные индивиды голубого цвета в лейкосоме, размером до 3 см по удлинению. В меланосоме встречаются зерна кианита окрашенные в голубой цвет размером до нескольких миллиметров по удлинению.

Микронзондовый анализ кианита из лейкосомы и меланосомы мигматитов приведен в таблице. Минерал имеет достаточно выдержанный состав. Содержание Al₂O₃ в кианите колеблется от 60,85 до 62,16 мас.%, количество SiO₂ находится на уровне 36,60-36,98 мас.%. В кианите из лейкосомы, также как и из меланосомы отмечается постоянная примесь Fe₂O₃ 0,63-1,08 мас.%. Содержание примеси Cr₂O₃ в кианите из меланосомы немного выше (0,26-0,45 мас.%), чем в минерале из лейкосомы (0,08-0,23 мас.%). В минерале наблюдается незначительная примесь MnO до 0,05 мас.% и TiO₂ до 0,04 мас.%.

Минерал стехиометричен, кристаллохимические формулы кианита представлены в таблице.



Рис. 1. Кианит из лейкосомы. Без анализатора. Размер поля зрения 1,5 мм.

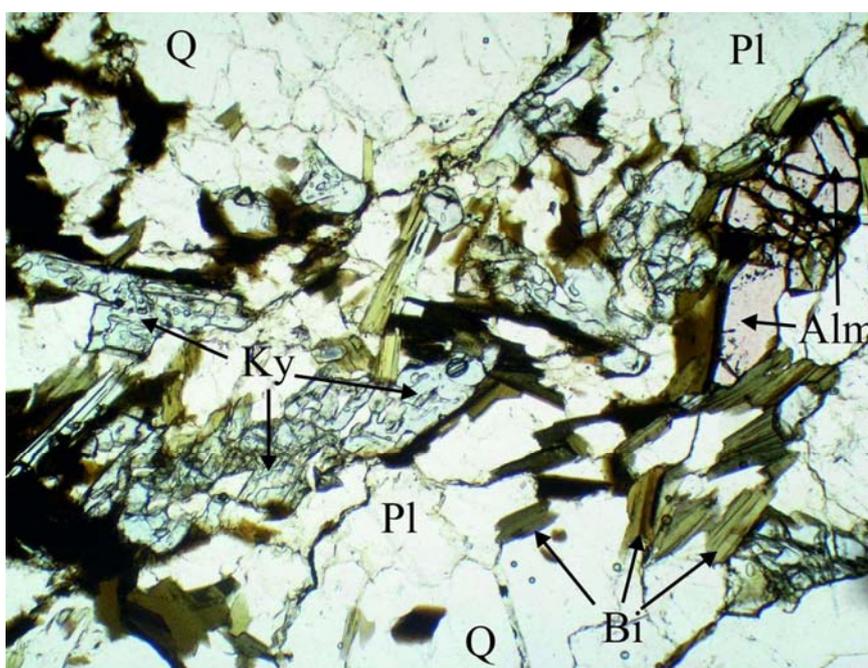


Рис. 2. Кианит из меланосомы. Без анализатора. Размер поля зрения 1,5 мм. Ку – кианит, Alm – альмандин, Q – кварц, Pl – плагиоклаз, Bt – биотит.

Кианит – характерный минерал высокоглиноземистых (метапеллитов) метаморфических пород, образование которых связано с высоким давлением при относительно высоких температурах. Отмечается [1], что кианит-содержащие породы не образуют крупных полей в Сысертско-Ильменогорском метаморфическом комплексе, а локализация их происходит в узких зонах, где проявлены следы тектонических деформаций в периферических частях гнейсовых куполов или линейных разломах внутри гнейсовых ядер.

Таблица

Химический состав (в мас.%) кианита

Элементы	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	36,67	36,98	36,60	36,93	36,69	36,91	36,96	36,83	36,98
TiO ₂	-	-	-	0,04	-	-	0,02	-	0,01
Cr ₂ O ₃	0,38	0,35	0,45	0,26	0,12	0,08	0,09	0,15	0,23
Al ₂ O ₃	61,09	61,18	60,85	61,32	62,16	61,78	61,50	61,86	61,76
Fe ₂ O ₃	0,94	0,88	0,94	0,98	1,03	1,08	0,91	0,87	0,63
MnO	-	0,03	0,05	0,02	0,04	0,01	0,02	0,04	-
MgO	0,02	0,01	-	0,02	0,01	0,01	-	-	-
CaO	-	-	-	0,01	-	0,01	0,01	0,01	0,01
Na ₂ O	-	0,01	0,01	-	0,01	-	0,02	-	0,01
K ₂ O	-	-	-	0,01	-	-	0,01	-	-
Сумма	99,10	99,44	98,90	99,59	100,06	99,88	99,54	99,76	99,63
Кристаллохимические формулы									
1	$(Al_{1,97}Fe^{3+}_{0,02}Cr_{0,01})_{3,00}SiO_{1,00}O_5$								
2	$(Al_{1,97}Fe^{3+}_{0,02}Cr_{0,01})_{3,00}SiO_{1,01}O_5$								
3	$(Al_{1,97}Fe^{3+}_{0,02}Cr_{0,01})_{3,00}SiO_{1,00}O_5$								
4	$(Al_{1,97}Fe^{3+}_{0,02}Cr_{0,01})_{3,00}SiO_{1,01}O_5$								
5	$(Al_{1,98}Fe^{3+}_{0,02})_{3,00}SiO_{0,99}O_5$								
6	$(Al_{1,97}Fe^{3+}_{0,02})_{2,99}SiO_{1,00}O_5$								
7	$(Al_{1,97}Fe^{3+}_{0,02})_{2,99}SiO_{1,01}O_5$								
8	$(Al_{1,98}Fe^{3+}_{0,02})_{3,00}SiO_{1,00}O_5$								
9	$(Al_{1,98}Fe^{3+}_{0,01})_{2,99}SiO_{1,00}O_5$								

Примечание: ИГГ УрО РАН, Cameca SX 100, аналитик В.В. Хиллер; ан. 1-4 – кианит из меланосомы, ан. 5-9 – кианит из лейкосомы.

Таким образом, автором описан кианит из мигматитов Сысерстского метаморфического комплекса. Скопления зерен кианита имеют неравномерное распространение в породах, встречаются редко и наиболее характерны для лейкосомы мигматита. Минерал имеет постоянный химический состав, характерными примесями являются трехвалентное железо и хром. Образование кианита, возможно, связано с тектоническими деформациями, проявленными в периферической части гранито-гнейсового купола.

Работа подготовлена в рамках интеграционного проекта УрО-СО РАН (№ 12-С-5-1028), а также при частичной поддержке гранта РФФИ-Урал (№ 13-05-96032 p_урал_a).

Литература

1. Кейльман Г.А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 200 с.

УДК 549.616.2 (470.5)

ХОНДРОДИТ С УРАЛЬСКИХ ИЗУМРУДНЫХ КОПЕЙ**М.П. Попов***Уральский государственный горный университет*

На территории Уральских Изумрудных копей хондродит в основном встречается на Мариинском месторождении. На других месторождениях и проявлениях его находки редки. Впервые минерал был описан Н.М. Успенским в 1937 году из слюдитовых комплексов [3]. В работе К.А. Власова и Е.И. Кутуковой данный минерал с Изумрудных копей описан как клиногумит [1].

Хондродит с Мариинского месторождения образует скопления неправильной формы до 5-7 см или мелкие прожилки в серпентините, которые представлены мелко-среднезернистым агрегатом. Цвет минерала красновато-бурый или желтовато-бурый. Имеет раковистый излом, полупрозрачен. Хондродит был изучен с помощью рентгенометрического анализа, результаты которого приведены в таблице 1.

Внутреннее строение хондродита не однородно. Наблюдаются многочисленные трещины, по которым развиты вторичные метасоматические процессы в виде образований чешуйчатого хлорита. В самом минерале наблюдается слабо выраженная пятнистая неоднородность, связанная с различным содержанием TiO_2 . Встречена зона с содержанием TiO_2 до 10,82%, которую можно отнести к **титанистому хондродиту**. В общей массе минерала встречаются мелкие (0,08-0,2 мм) зерна **ильменита** (рис. 1).

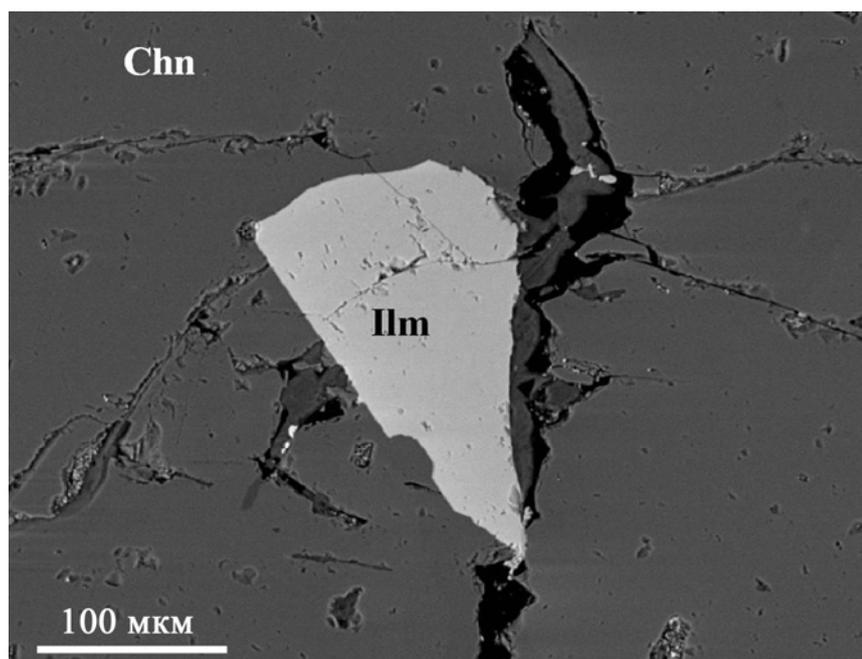


Рис. 1. Включение ильменита (Ilm) в матрице хондродита (Chn). BSE-изображение, Cameca SX 100.

Таблица 1

Рентгенограмма хондрита из Мариинского месторождения

Хондрит с Мариинского месторождения		Хондрит, ASTM № 12-527		
d, Å	I	d, Å	I	hkl
7,40	6	7,41	8	001
4,86	30	4,84	30	200
4,00	10	3,987	14	011
3,73	12	3,715	16	002
3,58	28	3,562	35	201
3,49	20	3,479	25	111
3,40	20	3,384	30	210
3,02	40	3,020	45	112
-	-	2,922	6	012
2,84	8	2,847	12	211
2,76	35	2,758	35	311
2,67	50	2,667	30	310
2,62	35	2,617	30	112
2,58	8	2,570	6	202
2,51	100	2,510	45	312
-	-	2,477	10	003
2,43	10	2,423	10	400
2,33	10	2,320	30	311
2,28	80	2,288	35	113
-	-	2,238	100	121
2,16	10	2,148	12	410
2,08	4	2,108	8	401
2,03	6	2,027	6	122
-	-	2,019	6	113
2,00	4	2,003	4	022
-	-	1,964	6	221
-	-	1,937	6	411
-	-	1,878	8	511
-	-	1,839	4	322
1,816	8	1,815	8	213
1,804	8	1,802	8	114
1,741	70	1,740	70	222
1,698	8	1,692	10	-
Аналитик Сапожникова Н.Г. ДРОН-2.0, Си-излучение		+ 9 линий до 1,484		

Химический состав минералов (табл. 2) изучался в Институте геологии и геохимии УрО РАН (аналитик В.В. Хиллер) на электронно-зондовом микроанализаторе Cameca SX 100. Состав хондродита хорошо пересчитывается на идеальную формулу.

Таблица 2

Химический состав хондродита и ильменита с Мариинского месторождения

Элементы	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	26,37	32,75	32,94	33,32	0,01	0,01
TiO ₂	10,82	0,96	1,8	1,02	50,98	51,60
Al ₂ O ₃	-	0,01	-	-	-	-
Cr ₂ O ₃	0,05	0,05	0,03	0,01	0,23	0,14
FeO	17,24	10,94	12,42	10,91	44,47	43,25
MnO	0,92	0,52	0,46	0,47	2,27	1,62
MgO	38,31	48,79	46,95	48,63	0,66	1,94
CaO	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01
F	5,50	6,04	4,71	5,63	-	-
Сумма	99,22	100,08	99,32	100,01	98,62	98,58
Кристаллохимические формулы хондродита						
1	$(\text{Mn}_{0.05}\text{Mg}_{3.8}\text{Fe}^{2+}_{0.96})_{4.81}(\text{Si}_{1.76}\text{Ti}_{0.54}\text{O}_4)_2(\text{F}_{1.16}\text{OH}_{0.84})_2$					
2	$(\text{Mn}_{0.02}\text{Mg}_{4.6}\text{Fe}^{2+}_{0.58})_{5.20}(\text{Si}_{2.07}\text{Ti}_{0.04}\text{O}_4)_{2.11}(\text{F}_{1.20}\text{OH}_{0.80})_2$					
3	$(\text{Mn}_{0.02}\text{Mg}_{4.43}\text{Fe}^{2+}_{0.66})_{5.11}(\text{Si}_{2.08}\text{Ti}_{0.08}\text{O}_4)_{2.16}(\text{F}_{0.94}\text{OH}_{1.06})_2$					

Примечание: ан. 1 – титанистый хондродит; ан. 2-4 – хондродит; ан. 5-6 – ильменит.

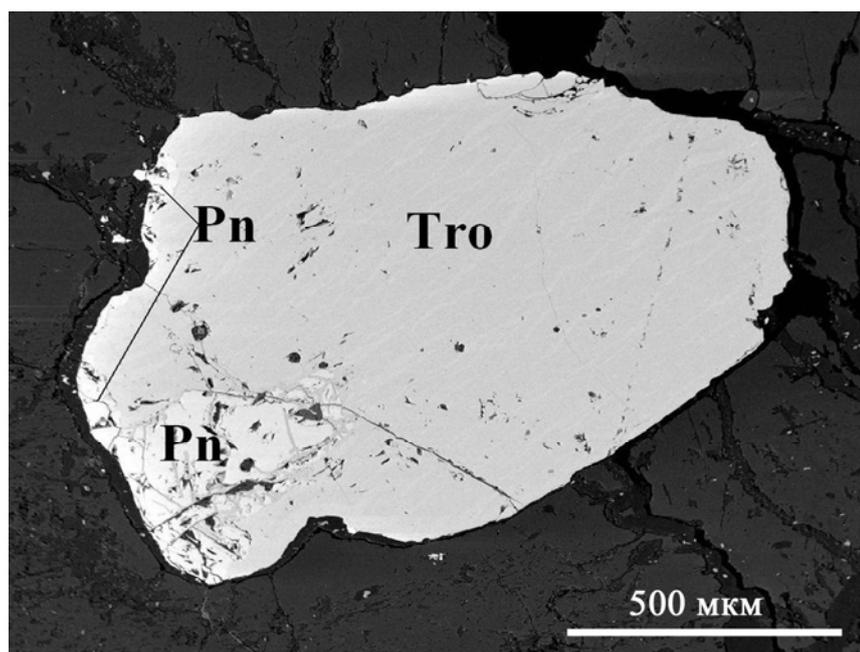


Рис. 2. Включение троилита (Tro) с пентландитом (Pn) в матрице хондродита. BSE-изображение, Cameca SX 100.

В зоне повышенной трещиноватости хондродита встречено относительно крупное округлое зерно (1,2 мм), представленное срастанием троилита и пентландита (рис. 2). Вокруг зерна наблюдается развитие хлорита. Химический состав минералов приведен в таблице 3 и хорошо пересчитывается на идеальную формулу.

Таблица 3

Химический состав сульфидов из хондродита

Элементы	1	2	3	4	5	6
Fe	62,96	60,78	60,62	63,09	32,65	32,71
Cu	0,04	0,07	0,01	0,01	-	0,04
Ni	-	0,34	0,28	0,05	32,74	32,66
S	36,56	38,47	38,81	36,72	33,61	33,59
сумма	99,58	99,66	99,73	99,87	98,99	99,01
Кристаллохимические формулы троилита и пентландина						
1	$(\text{Fe}_{0.99}\text{Cu}_{0.01})_1\text{S}_1$					
2	$(\text{Fe}_{0.94}\text{Cu}_{0.001}\text{Ni}_{0.01})_1\text{S}_{1.04}$					
3	$(\text{Fe}_{0.94}\text{Cu}_{0.0001}\text{Ni}_{0.004})_1\text{S}_{1.05}$					
4	$(\text{Fe}_{0.99})_1\text{S}_{1.01}$					
5	$(\text{Fe}_{0.53}\text{Ni}_{0.51})\text{S}_{0.96}$					
6	$(\text{Fe}_{0.53}\text{Cu}_{0.001}\text{Ni}_{0.51})\text{S}_{0.95}$					

Примечание: 1-4 – троилит; 5-6 – пентландин.

На контакте хондродита и хлоритовой зоны встречено изометричное зерно теллурида висмута, которое имеет ровные и четкие границы. Химический анализ зерна приведен в таблице 4, он хорошо пересчитывается на формулу Bi_4Te_3 . Данный состав соответствует широко распространенному теллуриду висмута – **пильзениту**. На Урале данный минерал впервые описан в работе [2] и широко встречается в золоторудных объектах, связанных с метасоматитами пропицит-березитовой формации.

Таблица 4

Химический состав теллурида висмута

№	Fe	Bi	Te	сумма
1	1,72	66,87	31,81	100,40
2	2,27	66,77	31,89	100,92

Образование хондродита связано с метасоматическим преобразованием серпентинитов и гарцбургитов в результате грейзенизации пород базитовой формации в пределах Уральских изумрудных копей. Ассоциация троилита и пентландита характерна для ультраосновных пород и является реликтовой в хондродите. Пильзенит является

наложенным на хондритовую минерализацию. Его образование, скорее всего, связано с образованием поздних кварц-плагиоклазовых жил на Мариинском месторождении изумрудов. Пильзенит впервые описан на Уральских Изумрудных коях.

Исследования выполнены в рамках проекта УрО РАН 12-П-5-1017 «Структурно-вещественная эволюция и металлогения базит-ультрабазитовых комплексов...», являющегося частью Программы 27 Президиума РАН.

Литература

1. Власов К.А., Кутукова Е.И. Изумрудные копи. М.: АН СССР, 1960. 251 с.
2. Мурзин В.В., Сазонов В.Н., Федосеев В.В. Редкие минералы в рудах Березняковского месторождения золота (Южный Урал) // Уральский минералогический сборник. Миасс: ИМин УрО РАН, 1995. № 5. С. 216-222.
3. Попов М.П., Жернаков В.И., Золотухин Ф.Ф., Самсонов А.В. Уральские Изумрудные копи. Екатеринбург: УГГГА, 1998. 90 с.

УДК 552.332.2+549 (470.5)

АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ ШАРТАШСКОГО МАССИВА (СРЕДНИЙ УРАЛ)

С.В. Прибавкин

Институт геологии и геохимии УрО РАН

Шарташский гранитный массив давно привлекает внимание исследователей изучающих крупное Березовское месторождение золота. Значимый вклад в его изучение внесли: Р.С. Куруленко, Д.С. Штейнберг, О.В. Белавин, А.И. Грабежев, Н.И. Бородаевский, Н.Б. Бородаевская, Э.М. Спиридонов, В.Н. Сазонов, О.В. Викентьева и многие другие исследователи. Ими проведены серьёзные исследования петрологии гранитоидов и сульфидно-кварцевых жил с сопряженными метасоматитами гумбеитовой, эйситовой и березит-лиственитовой формаций с целью установления роли гранитного массива в формировании золотого оруденения, а также его места и значения в эволюции Уральского складчатого пояса. В настоящее время, массив по-прежнему остается востребованным исследователями. Кроме того, он является объектом регулярных геологических практик студентов Уральского государственного горного университета. Тем не менее, выявленные в массиве и описанные нами ранее амазонитсодержащие пегматиты, показали пробелы в исследовании петрологии и минералогии заключительных фаз массива, представленных пегматитами [1].

В данной работе рассматриваются новые данные по составу акцессорных минералов и этапам минералообразования в гранитных пегматитах Шарташского массива. Образцы пегматитов, отобраны автором в Шарташском щебеночном карьере (координаты: 56°50'21"N, 60°42'27"E) и карьере завода БЗСК (Березовский завод строительных конструкций) (координаты: 56°51'47"N, 60°44'52"E), расположенных на территории города Екатеринбурга.

Пегматиты имеют форму крутопадающих жильных тел мощностью 10-15 см, секущих адамеллиты массива и являющихся продуктом их флюидно-магматической эволюции. В строении жильных тел от периферии к центру наблюдается смена зоны крупнозернистого графического пегматита олигоклаз-микроклинового состава с мечевидным биотитом зоной гигантозернистого блочного пегматита с серым или розовым микроклином (в том числе амазонитом) и зеленым мусковитом. Друзовые полости в зоне блочного пегматита инкрустированы кристаллами кварца, калиевого полевого шпата и мусковита. Альбитизация выражена слабо. Развиваясь неравномерно, она охватывает различные участки пегматитовых тел, но, как правило, приурочена к центральным зонам пегматита. Она проявлена в развитии альбита, замещающего микроклин или образующего агрегаты пластинчатых кристаллов нарастающих на калишпат. Кроме того для гранитных

пегматитов характерно широкое развитие поздних гидротермальных минералов, таких как пирит, кальцит и цеолиты.

Изучение состава акцессорных фаз пегматитов позволило выделить несколько минеральных ассоциаций, связанных с различными геохимическими стадиями и этапами образования пегматитовых тел. К краевым частям пегматитовых тел, сформированных на кальций-натровой стадии магматического этапа, приурочены магнетит и манганоильменит $(\text{Fe}_{0.60}\text{Mn}_{0.39})_{0.99}(\text{Ti}_{0.85}\text{Fe}^{3+}_{0.14}\text{Nb}_{0.01})_{1.00}\text{O}_3$, ассоциирующие с биотитом (табл. 1).

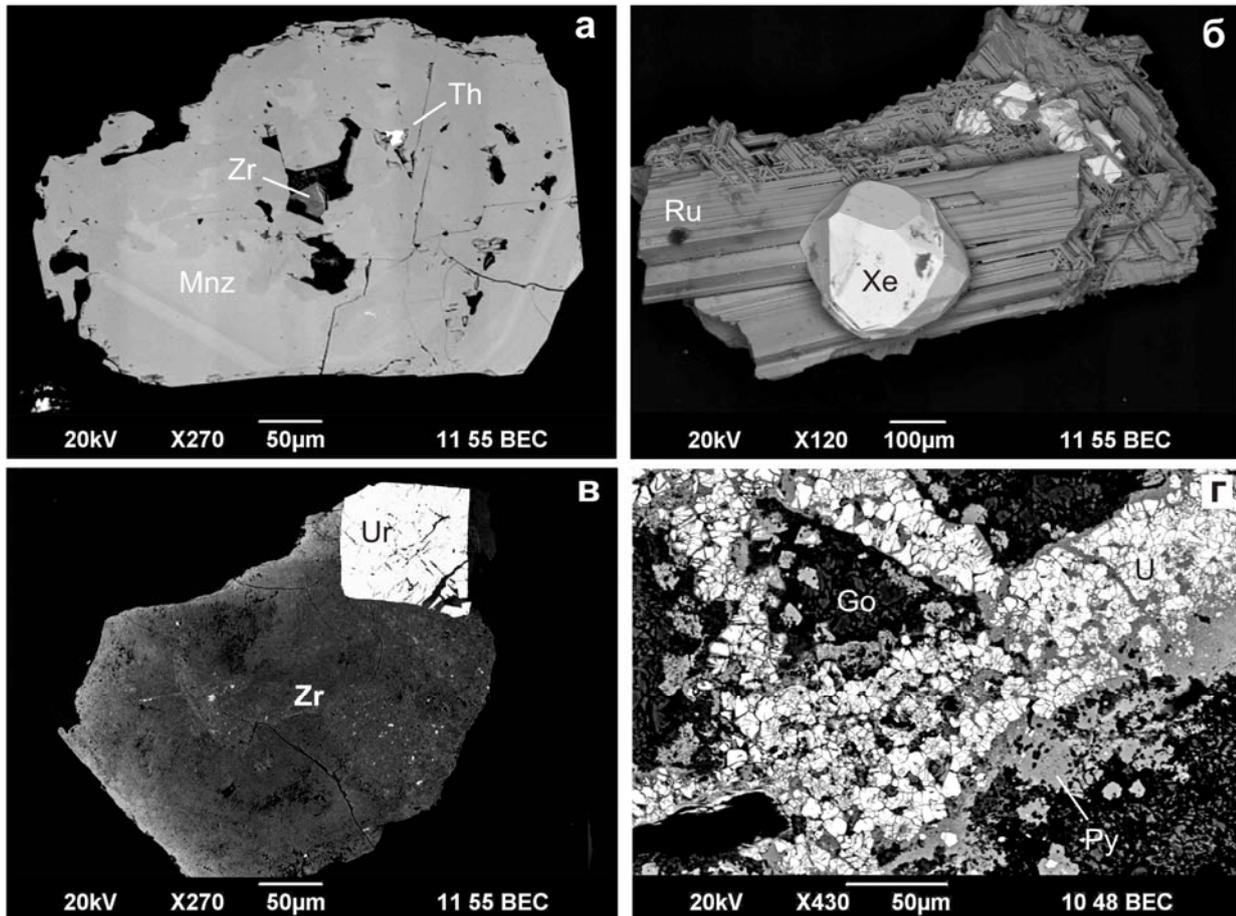


Рис. 1. Микрофотографии акцессорных минералов из пегматитов Шарташского массива. а – кристалл монацита (Mnz) с включениями циркона (Zr) и торита (Th); б – сросток кристаллов Nb-рутила (Ru) с ксенотимом (Xe); в – кристалл уранинита (Ur) в измененном цирконе (Zr); г – уранинит-пирит-гояцитовый агрегат (Ur – уранинит, Go – гояцит, Py – пирит).

В зонах графического и пегматоидного мусковит-кварц-микроклинового состава, связанных с калиевой стадией образования пегматитовых тел (пневматолитовый этап), распространены: спессартин-альмандиновый гранат (Sps_{70-80}), торийсодержащие алланит $(\text{Ca}_{1.1}\text{Ce}_{0.5}\text{La}_{0.2}\text{RE}_{0.2})_2(\text{Al}_{1.5}\text{Fe}_{1.3}\text{Mg}_{0.1}\text{Mn}_{0.1})_3(\text{SiO}_4)(\text{Si}_2\text{O}_7)\text{O}(\text{OH})$ (данные любезно предоставлены В.А. Губиным) и монацит-(Ce) $(\text{Ce}_{0.54}\text{La}_{0.37}\text{Nd}_{0.05}\text{Th}_{0.04})_{1.00}(\text{PO}_4)$, торит $(\text{Th}_{0.75}\text{U}_{0.28})_{1.03}\text{Si}_{0.97}\text{O}_4$ с содержанием урана 14-23 мас.% UO_2 (рис. 1а, табл. 2), высокоурановый циркон $(\text{Zr}_{0.84}\text{Hf}_{0.06}\text{U}_{0.07}\text{Th}_{0.02}\text{Y}_{0.01}\text{Pb}_{0.01})_{1.00}\text{Si}_{1.00}\text{O}_4$, содержащий до 9 мас.% UO_2 (табл. 3, ан. 1-2). Последний обладает отношением $\text{Th}/\text{U}=0,25$ обычным для

циркона гранитных пегматитов [3]. С этой же стадией связано появление ильменорутила ($\text{Ti}_{0.58}\text{Fe}^{3+}_{0.28}\text{Nb}_{0.13}\text{Ta}_{0.01}\text{Mn}_{0.01}$) $_{1.01}\text{O}_4$ с 19 мас.% Nb_2O_5 , и других Nb-содержащих фаз, представленных Nb-рутилом ($\text{Ti}_{0.89}\text{Fe}^{3+}_{0.05}\text{Nb}_{0.05}\text{Ta}_{0.01}$) $_{1.00}\text{O}_2$ (преобладает рутил с 2-7 мас.% Nb_2O_5 и примесью V_2O_5 до 1 мас.%) и сильно измененным минералом группы кричтонита, содержащим до 8 мас.% Nb_2O_5 [1]. С пневматолит-гидротермальным этапом связано формирование Nb-рутила и ксенотима-(Y) ($\text{Y}_{0.83}\text{Dy}_{0.04}\text{Er}_{0.03}\text{Yb}_{0.03}\text{Ho}_{0.02}\text{Lu}_{0.01}$) $_{0.97}\text{P}_{1.03}\text{O}_4$ совместно с галенитом и клейофаном в остаточных друзовых полостях (рис. 1б, табл. 2). Вероятно, с данным этапом минералообразования можно связать и появление молибденита.

Таблица 1

Химический состав ильменита (1), ильменорутила (2-3), рутила (4-9), мас.%

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Nb_2O_5	0,99	19,73	13,23	5,18	7,10	4,80	3,20	2,76	0,74
Ta_2O_5	н.о.	1,71	2,69	0,65	1,42	0,63	0,60	0,69	-
V_2O_5	н.о.	н.о.	н.о.	0,50	1,02	0,36	0,32	0,52	1,13
TiO_2	45,01	54,22	61,83	89,22	84,48	89,95	93,02	92,29	96,86
SnO_2	н.о.	н.о.	н.о.	0,75	0,64	0,76	0,70	0,30	0,27
Sc_2O_3	н.о.	н.о.	н.о.	0,24	н.о.	0,17	0,16	0,16	0,16
MnO	18,40	0,45	0,40	-	-	-	-	-	-
FeO	35,40	23,75	20,99	2,50	3,82	2,44	1,58	1,74	0,21
Сумма	99,90	99,86	99,14	99,04	98,48	99,11	99,58	98,46	99,37

Примечание: ан. 1-3 выполнены на микроанализаторе JXA-5 в ИГГ УрО РАН. Ан. 4-9 выполнены на микроанализаторе Cameca SX 100 в ИГГ УрО РАН. Предел обнаружения Ti, Nb, V, Sn, Sc = 0,08; Fe, Mn = 0,12; Ta = 0,55. н.о. – элемент не определялся.

В зонах микроклин-альбит-мусковитового состава, связанных с ранней натриевой стадией формирования пегматитов, установлено присутствие турмалина (шерла) ($\text{Na}_{0.80}\text{Ca}_{0.20}$)($\text{Fe}^{2+}_{1.94}\text{Mg}_{0.91}\text{Ti}_{0.08}\text{Mn}_{0.07}$) $_3(\text{Al}_{5.57}\text{Mg}_{0.43})_6[(\text{Si}_{5.91}\text{Al}_{0.09})_6\text{O}_{18}](\text{BO}_3)_3(\text{OH})_3$ и уранинита. Последний образует идиоморфные кристаллы до 0,2 мм в форме кубооктаэдров с преобладанием граней куба, а его кристаллы проявляют признаки несовершенной спайности по (111) (рис. 1в). В составе уранинита (табл. 2, ан. 7-9) отмечены примеси ThO_2 до 9 мас.%, PbO и Y_2O_3 по 3,5 мас.%, CaO до 1,6 мас.%, а его кристаллохимическая формула имеет вид: ($\text{U}^{4+}_{0.82}\text{Th}_{0.09}\text{Pb}_{0.04}\text{Ca}_{0.08}\text{Y}_{0.01}\text{Si}_{0.01}$) $_{1.05}\text{O}_2$, соответствующая уранинитам из гранитов и пегматитов [2]. Ранее образованные кристаллы циркона на данной стадии под воздействием остаточных флюидов испытали диффузно-реакционные процессы и процессы, связанные с растворением-переотложением. Такие цирконы обладают коричневой окраской и непрозрачны. Изучение их состава показывает, что они сильно изменены с появлением новообразованных микрофаз и пор, а содержание H_2O в них достигает 12 мас.% (табл. 3, ан. 3). Участки новообразованного циркона, характеризуются высоким содержанием гафния до 6,8 мас.% HfO_2 и низким отношением

Th/U=0,05, соответствующим цирконам гидротермального происхождения (табл. 3, ан. 4). Кристаллохимическая формула новообразованного циркона: $(Zr_{0,92}Hf_{0,06}U_{0,01}Fe_{0,02})_{1,01}Si_{1,00}O_4$.

Таблица 2

Химический состав алланита (1), монацита (2-3), ксенотима (4), торита (5-6), уранинита (7-10), мас. %

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
P ₂ O ₅	-	31,49	31,91	37,16	н.о.	н.о.	-	-	-	0,15
UO ₂	-	н.о.	н.о.	0,19	23,02	13,99	88,40	84,45	82,66	84,20
ThO ₂	0,91	4,87	3,22	0,22	59,42	65,89	5,46	9,15	7,86	6,11
SiO ₂	30,88	н.о.	н.о.	0,30	17,56	18,08	0,11	0,32	1,35	0,04
TiO ₂	0,76	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
La ₂ O ₃	6,02	25,00	25,24	-	н.о.	н.о.	-	-	-	-
Ce ₂ O ₃	12,23	35,22	35,96	-	н.о.	н.о.	-	-	-	-
Pr ₂ O ₃	0,91	н.о.	н.о.	-	н.о.	н.о.	-	-	-	-
Nd ₂ O ₃	2,93	3,42	3,66	-	н.о.	н.о.	-	-	-	-
Tb ₂ O ₃	-	н.о.	н.о.	0,39	н.о.	н.о.	-	-	-	0,08
Dy ₂ O ₃	-	н.о.	н.о.	3,67	н.о.	н.о.	-	-	-	0,02
Ho ₂ O ₃	-	н.о.	н.о.	1,90	н.о.	н.о.	-	-	-	0,03
Er ₂ O ₃	-	н.о.	н.о.	3,03	н.о.	н.о.	-	-	0,38	-
Tm ₂ O ₃	-	н.о.	н.о.	0,36	н.о.	н.о.	0,16	-	0,23	0,10
Yb ₂ O ₃	-	н.о.	н.о.	3,22	н.о.	н.о.	-	-	0,67	-
Lu ₂ O ₃	-	н.о.	н.о.	0,53	н.о.	н.о.	0,11	-	0,13	0,89
Y ₂ O ₃	0,18	н.о.	н.о.	48,25	н.о.	н.о.	0,36	0,25	3,09	0,09
Al ₂ O ₃	13,27	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
PbO	-	н.о.	н.о.	0,39	н.о.	н.о.	3,49	3,37	3,22	3,02
FeO	15,43	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
MnO	1,17	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
MgO	0,74	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
CaO	10,44	н.о.	н.о.	-	н.о.	2,05	1,41	1,62	0,39	0,58
Сумма	95,87	100,00	100,00	99,61	100,00	100,00	99,39	99,16	99,98	95,31

Примечание: ан. 1, 4, 7-10 выполнены на микроанализаторе Cameca SX 100 в ИГГ УрО РАН. Предел обнаружения Ca, P = 0,02 мас.%; Y, Th, Pb, Lu = 0,1 мас.%; Tm, Yb, U = 0,15 мас.%; Tb, Dy, Ho, Er = 0,25 мас.%. н.о. – элемент не определялся. Ан. 2, 3, 5, 6 нормированы к 100% и выполнены на энергодисперсионной приставке INCA Energy 450 X-Max 80.

С поздней натриевой стадией минералообразования на гидротермальном этапе связано растворение и замещение альбитом микроклина и ранних парагенезисов акцессорных минералов, а также образование зонально-концентрических агрегатов уранинит-пирит-гояцитового состава (рис. 1г). Уранинит ($U^{6+}_{0,61}U^{4+}_{0,23}Th_{0,06}Pb_{0,04}Ca_{0,03}$

$Ti_{0.02}Lu_{0.01})_{1.00}O_{2.49}$ в таких агрегатах, образует шпирообразные выделения, сложенные кристалликами и их звездчатыми сростками не превышающими в размере 20 мкм. Он отличается от вышеописанного уранинита высоким содержанием U^{6+} до 64 мас.% UO_3 (табл. 2, ан. 10), что позволяет высказать предположение о его образовании, либо в результате окисления раннего уранинита до составов близких U_3O_8 [4], либо рассматривать его в качестве новообразованной низкотемпературной фазы. Кристаллы уранинита сцементированы и окружены пиритом, который в свою очередь находится в рубашке из гояцита с редкими кристалликами урансодержащего фторапатита (содержание урана в апатите достигает 1,3 мас.% UO_2 , также отмечены примеси натрия, стронция и кремния в количествах от 0,5 до 1 мас.%). В составе гояцита $(Sr_{0.98}Ca_{0.01}La_{0.01}Ce_{0.01})_{1.01}Al_{3.00}[(P_{0.84}S_{0.17})_{1.01}O_4]_2(OH_{5.8}F_{0.2})_6$ присутствует сера в количестве 5,5 мас.% SO_3 , что соответствует 34% сванбергитового минала. Кроме того в гояците отмечается незначительное количество легких редких земель до 0,6 мас.% в виде 3% флоренситового минала. К наиболее поздним минеральным образованиям гидротермального этапа помимо гояцита, пирита, галенита относятся широко распространенные кальцит, стильбит, десмин и шабазит.

Таблица 3

Химический состав циркона, мас.%

№	1	2	3	4
ThO ₂	2,55	0,51	8,47	0,06
UO ₂	9,29	4,80	0,42	1,01
ZrO ₂	51,27	55,51	37,51	58,22
HfO ₂	4,73	6,94	4,04	6,84
SiO ₂	30,40	31,45	25,00	30,82
Y ₂ O ₃	0,59	0,27	0,69	0,14
TR ₂ O ₃	0,50	0,32	0,65	0,26
Fe ₂ O ₃	-	-	7,50	0,69
CaO	-	-	2,43	-
MnO	-	-	0,83	-
Сумма	99,74	100,03	87,54	98,04

Примечание: анализ выполнен на микроанализаторе Cameca SX 100 в ИГГ УрО РАН. Предел обнаружения Si, Ca, Hf, Y = 0,04 мас.%; Zr, TR, Th, U, Fe, Mn = 0,08 мас.%.

Таким образом, в гранитных пегматитах Шарташского массива установлено последовательное формирование аксессуарных минералов, связанных с различными зонами и этапами образования и преобразования пегматитовых тел. Набор аксессуарных минералов характеризует редкометалльно-редкоземельную специализацию шарташских пегматитов.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 12-05-00132-а.

Литература

1. *Прибавкин С.В., Вотяков С.Л.* Амазонитсодержащие пегматиты Шарташского массива (Средний Урал): минералогия, петрогенезис // Записки ВМО, 2004. Ч. СXXXIII. № 4. С. 10-20.
2. *Fritzsche R., Dhalkamp F.J.* Contribution to characteristics of uranium oxides // IAEA-Techdoc-1258. Assessment of uranium deposit types and resources – a worldwide perspective. Vienna, 2001. P. 223-237.
3. *Hoskin P.W.O., Schaltegger U.* The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // In: Zircon (Reviews in mineralogy and geochemistry), 2003. Vol. 53. P. 27-62.
4. *Zhao D., Ewing R.C.* Alteration products of uraninite from the Colorado Plateau // Radiochimica Acta, 2000. Vol. 88. P. 739-749.

УДК 549.02 (470.5)

НОВЫЕ ДАННЫЕ К МИНЕРАЛОГИИ БЕРЕЗОВСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО ПОЛЯ

С.В. Прибавкин

Институт геологии и геохимии УрО РАН

Блеклые руды широко распространены на Березовском золоторудном поле, являясь наряду с пиритом, галенитом, халькопиритом, одними из главных рудных минералов сульфидно-кварцевых жил. Ранее проведенные исследования их состава показали, что они образуют теннантит-тетраэдритовый ряд, в котором эволюционная направленность составов может быть разной, что связано с полиформационностью месторождения [2, 4, 5, 8]. Тем не менее, можно выделить два тренда. Первый тренд, описан для ранних парагенезисов, связанных с метасоматитами гумбеитовой формации [4, 8]. Он выражается в росте тетраэдритового минала и концентраций Zn, Ag, Bi от ранних к поздним поколениям блеклых руд. Второй тренд выражен в увеличении теннантитового минала от ранних к поздним поколениям блеклых руд и от центра к краям кристаллов [5] и, вероятно, связан с березит-лиственитовой формацией.

Серебросодержащий Zn-тетраэдрит с максимальными для Березовского рудного поля концентрациями серебра, обнаружен в друзовых полостях сульфидно-кварцевых жил, залегающих среди апогранитных фенгитовых гумбеитов Шарташского массива (карьер БЗСК, пос. Изоплит). Его кристаллы размером менее сантиметра сильно корродированы и покрыты черными пленками (рис. 1). Содержания Ag в составе тетраэдрита достигают 9,5 мас.%, Zn – 7,3 мас.% и Bi – 2,7 мас.% (табл. 1). При этом увеличение концентраций Ag и Bi по мере роста тетраэдритового минала хорошо вписывается в эволюционный ряд составов связанных с гумбеитовой формацией.

Черные пленки, покрывающие поверхности растворения тетраэдрита имеют концентрическое строение и отличаются от тетраэдрита в отраженном свете несколько более высоким двуотражением и белым цветом. Они содержат высокие концентрации серебра, достигающие 74 мас.%, и примеси Pb, Bi, Sb, O. Микронзондовое исследование пленок показало, что они сформированы последовательно отложившимися минералами, среди которых преобладает **акантит** (85%). В подчиненном количестве присутствуют биндгеймит (10%), бисмит и англезит (5%). Образование акантита связано с растворением серебросодержащего тетраэдрита и мобилизацией серебра в зоне вторичного сульфидного обогащения. Ранее, без приводимых диагностических признаков, акантит упоминался на Березовском месторождении в ассоциации с сульфидами и сульфоарсенидами никеля, теннантитом и золотом [6].

Иной химический состав блеклых руд (табл. 2, ан. 1), не отвечающий выше упомянутому ряду составов, выявлен при изучении минеральной ассоциации менегинит –

бурнонит в фенгитовых гумбеитах Шарташского массива (карьер БЗСК, пос. Изоплит). Выделения **Fe-тетраэдрита** слагают интерстиции совместно с идиоморфными микрокристаллитами галенита (рис. 2) и являются поздними по отношению к менеггину, бурнониту, Zn-тетраэдриту, галениту (см. табл. 2, ан. 2-5), а также золоту 995 пробы. В позиции Me^{2+} тетраэдрита преобладает железо вместо цинка, а концентрации Ag, As, Bi в позициях M^{1+} и X ниже предела обнаружения метода. Ранее, подобные составы тетраэдритов в составе сульфидной минерализации Березовского рудного поля не отмечались.

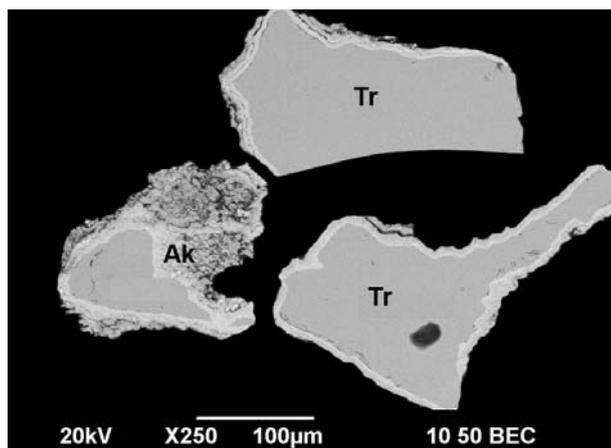


Рис. 1. Частично растворенные кристаллы серебросодержащего Zn-тетраэдрита (Tr) с каймами акантита (Ak).

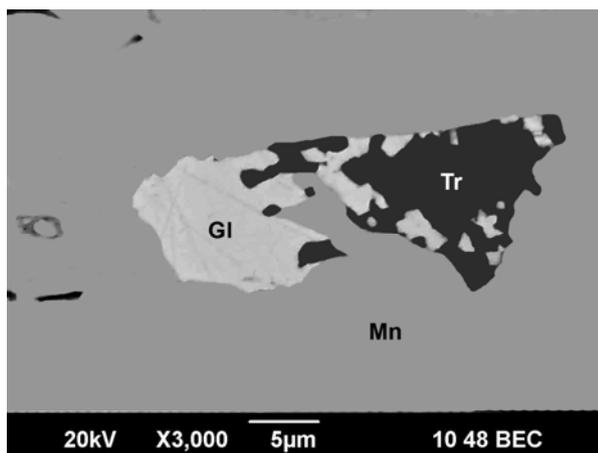


Рис. 2. Интерстициальный галенит и Fe-тетраэдрит в менегините. Mn – менегинит, Tr – тетраэдрит, Gl – галенит.

Таблица 1

Химический состав тетраэдрита (ан. 1-2) и акантита (ан. 3), мас.%

№	Cu	Ag	Zn	Fe	Pb	Sb	As	Bi	Hg	Te	S	Сумма
1	38,74	2,08	7,38	0,29	0,03	19,3	5,52	1,84	-	-	25,44	100,62
2	33,81	9,47	7,22	0,27	0,06	19,05	4,18	2,68	-	-	24,66	101,40
3	0,26	73,78	0,29	0,05	2,94	1,88	0,77	0,73	0,15	0,18	12,76	93,79
Кристаллохимические формулы												
1	$(Cu_{9.92}Ag_{0.31})_{10.23}(Zn_{1.84}Fe_{0.09})_{1.93}(Sb_{2.58}As_{1.20}Bi_{0.14})_{3.92}S_{12.92}$											
2	$(Cu_{8.92}Ag_{1.47})_{10.39}(Zn_{1.85}Fe_{0.08})_{1.93}(Sb_{2.62}As_{0.94}Bi_{0.22})_{3.78}S_{12.90}$											

Примечание: акантит содержит примесь кислородсодержащих минералов зоны окисления. Анализ выполнен на микрозондовом анализаторе Cameca SX 100.

Долгое время считалось, что на Березовском золоторудном месторождении из минералов висмутин-айкинитового ряда встречается только айкинит и висмутин [6]. Более позднее изучение Шарташского рудопроявления, входящего в состав Березовского рудного поля показало более широкое развитие минералов этого ряда [3, 4]. В частности

были диагностированы такие минералы, как айкинит, фридрихит, хаммарит, линдстремит и висмутин.

Изучение образца сульфидно-кварцевой жилы, секущей березитизированные гранит-порфиры Березовского золоторудного месторождения (образец отобран на рудном складе шахты Центральная, Березовского рудника), показало присутствие новых для рудного поля минералов висмутин-айкинитового ряда: **пекоита и гладита**. Эти минералы образуют призматические кристаллы до 2,5 мм в длину, обладающие совершенной спайностью. На плоскостях спайности видна штриховка поперечная удлинению, вызванная полисинтетическим двойникованием.

Таблица 2

Химический состав, мас. %

№	Минерал	Cu	Fe	Zn	Pb	Sb	As	S	Сумма
1	Тетраэдрит	37,74	6,55	-	-	30,12	-	25,09	99,70
2	Тетраэдрит	36,92	1,11	6,90	-	29,49	-	25,28	99,80
3	Менегигит	1,45	-	-	60,49	18,96	0,71	17,65	99,26
4	Бурнонит	13,28	-	-	41,73	25,16	-	19,84	100,00
5	Галенит	-	0,22	-	82,67	0,10	1,87	13,69	98,65
Кристаллохимические формулы									
1	$Cu_{9.90}Fe_{1.95}Sb_{4.12}S_{13.03}$								
2	$Cu_{9.69}(Zn_{1.76}Fe_{0.33})_{2.09}(Sb_{4.04}As_{0.02})_{4.06}S_{13.15}$								
3	$Pb_{12.75}Cu_{1.00}(Sb_{6.80}As_{0.41})_{7.21}S_{24.04}$								
4	$Cu_{1.02}Pb_{0.98}Sb_{1.00}S_{3.00}$								
5	$(Pb_{0.93}As_{0.06}Fe_{0.01})_{1.00}S_{1.00}$								

Примечание: анализ выполнен на электронном микроскопе JSM-6390LV с ЭДС-приставкой INCA Energy 450 X-Max 80.

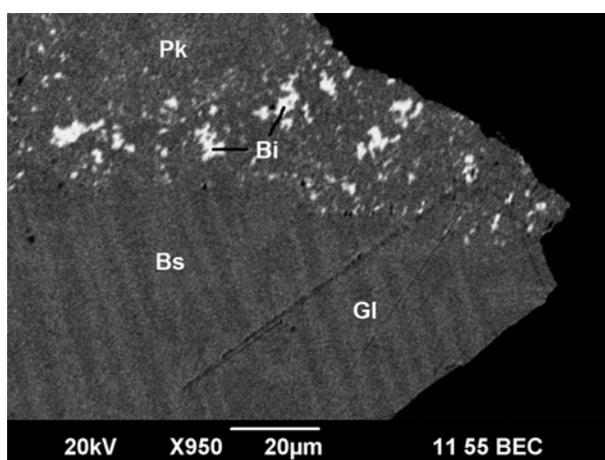


Рис. 3. Зерно висмутин (Bs) - гладитового (Gl) состава. Пекоит (Pk) с включениями висмута (Bi).

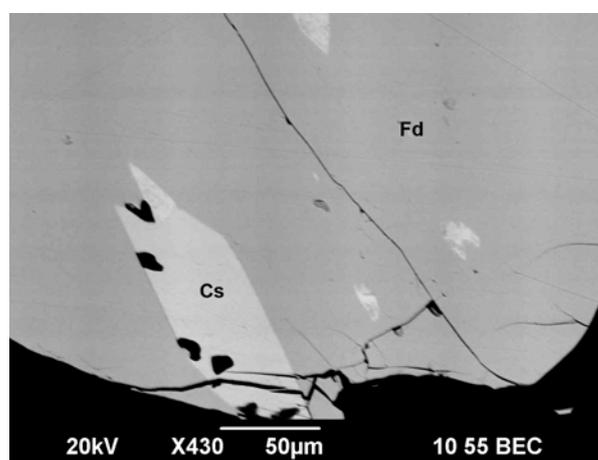


Рис. 4. Кристалл козалита в фридрихите. Cs – козалит, Fd – фридрихит.

Исследование кристаллов на электронном сканирующем микроскопе выявило наличие висмутин-гладитового распада твердого раствора, находящегося в контакте с пекоитом, содержащем рассеянные по всему объему включения самородного висмута (рис. 3, табл. 3). В структуре распада ламели висмутин и гладит находятся в соотношении 1:1, что позволяет высказать предположение о их образовании в результате распада протофазы состава $\text{CuPbBi}_7\text{S}_{12}$, открытой в 2000 году и принадлежащей висмутин-айкинитовому гомологическому ряду [7]. Пекоит с мелкими включениями самородного висмута, также может представлять собой продукт распада богатого висмутом твердого раствора.

Козалит на Березовском месторождении ранее был диагностирован по оптическим свойствам и данным рентгеноструктурного анализа в работе Г.Н. Вертушкова с соавторами [1]. Новые данные получены при изучении образцов сульфидно-кварцевых жил Ушаковского карьера и шахты Центральной.

Таблица 3

Химический состав, мас. %

№	Минерал	Cu	Pb	Sb	Bi	Te	S	Сумма
1	Висмутин	1,31	3,25	0,37	76,60	0,06	18,84	100,43
2	Гладит	4,62	13,21	0,35	64,27	0,12	18,64	101,21
3	Пекоит*	1,74	6,57	0,06	73,31	0,06	17,52	99,26
4	Висмут	0,05	0,50	0,02	98,68	0,12	0,19	99,56
Кристаллохимические формулы								
1	$(\text{Bi}_{1.85}\text{Cu}_{0.10}\text{Pb}_{0.08}\text{Sb}_{0.01})_{2.04}\text{S}_{2.96}$							
2	$\text{Cu}_{1.13}\text{Pb}_{0.99}(\text{Bi}_{4.79}\text{Sb}_{0.04})_{4.83}\text{S}_{9.05}$							
3	$\text{Cu}_{0.89}\text{Pb}_{1.03}(\text{Bi}_{11.37}\text{Sb}_{0.02})_{11.39}\text{S}_{17.71}$							
4	$(\text{Bi}_{0.99}\text{Pb}_{0.01})_{1.00}$							

Примечание: *избыток Bi и недостаток S в составе возможен за счет захвата микровключений самородного висмута при анализе. Анализ выполнен на микронзондовом анализаторе Cameca SX 100.

Козалит в гидротермальных кварц-карбонатных жилах среди апогипербазитовых лиственитов Ушаковского карьера образует длиннопризматические или игольчатые кристаллы от 2 до 10 мм в длину и шестоватые агрегаты. В ассоциации с козалитом отмечен Ag-Bi-содержащий галенит, а по трещинам в козалите развиваются англезит и миметезит. Химический состав козалита характеризуется примесью Cu до 2 мас.%, Ag до 0,6 мас.%, находящимися в позиции свинца и примесью Sb до 2% в позиции висмута (табл. 5, ан. 1). Также в составе фиксируется небольшое количество теллура. По данным рентгеноструктурного анализа козалит обладает орторомбической сингонией с параметрами элементарной ячейки: $a = 19,09 \text{ \AA}$; $b = 23,89 \text{ \AA}$; $c = 4,06 \text{ \AA}$; $V = 1851,3 \text{ \AA}^3$; $\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$. Основные линии на дифрактограмме: 3,45(100); 2,95(90); 3,37(80); 2,03(50); 2,81(40) (см. табл. 4).

Таблица 4

Рентгенометрические данные березовского козалита в сопоставлении с козалитом из базы данных Международного центра дифракционных данных (ICDD)

Березовск			PDF 42-1409		Березовск			PDF 42-1409	
D	I	HKL	D	I	D	I	HKL	D	I
14,830	12	110	14,820	9	2,4133	7	371	2,4164	2
6,167	10	310	6,151	9	2,2867	16	830	2,2879	8
5,632	9	320	5,617	12	2,2505	22	381	2,2506	7
4,697	3	410	4,681	3	2,1767	9	731	2,1786	4
4,445	10	420	4,433	15	2,1399	29	4 10 0	2,1360	15
4,088	14	430	4,095	13	2,0918	7	391	2,0960	3
3,985	23	060	3,980	17	2,0265	48	002	2,0286	19
3,902	22	160	3,895	18	1,9916	12	831	1,9931	4
3,823	15	350	3,820	5	1,9776	11	411	1,9777	4
3,731	28	440	3,730	17	1,9508	15	3 10 1	1,9592	5
3,647	25	520	3,639	14	1,9065	20	10 1 0	1,9045	10
3,566	32	221	3,563	11	1,8823	14	4 10 1	1,8901	4
3,4496	100	530	3,4450	100	1,7988	23	6 11 0	1,7949	5
3,3692	78	231	3,3750	34	1,7774	16	1 12 1	1,7799	6
3,2922	35	321	3,2900	18	1,7659	14	871	1,7627	3
3,2109	16	540	3,2170	6	1,7452	23	532	1,7476	7
3,1706	16	241	3,1710	4	1,7311	16	11 1 0	1,7313	6
3,0498	25	151	3,0570	11	1,7214	14	791	1,7225	5
2,9545	93	630	2,9560	32	1,6424	7	642	1,6441	2
2,8772	15	431	2,8830	3	1,5864	3	1 15 0	1,6867	2
2,8085	38	640	2,8100	23	1,4713	8	852	1,4711	3
2,7746	31	351	2,7830	13	1,4380	2	692	1,4377	3
2,7302	24	261	2,7240	9	1,4161	6	4 11 2	1,4161	3
2,6517	5	650	2,6500	3	1,3455	7	13 4 1	1,3457	3

Примечание: условия съемки: рентгеновский дифрактометр XRD-7000, CuK α (1,54060 Å), 40 kV, область сканирования 4 – 70°, шаг 0,02°. Аналитик: Т.Я. Гуляева (ИГГ УрО РАН).

В образце сульфидно-кварцевой жилы, секущей апобазальтовые листвениты (шахта Центральная) козалит образует отдельные призматические кристаллы (рис. 4) или изометричные выделения размером до 0,5 мм. В отличие от выше описанного козалита, он обладает очень низким содержанием Sb и отсутствием Te (табл. 5, ан. 2, 3) а также, более широкими вариациями Cu + Ag. Он тесно ассоциирует с Ag-Bi-содержащим галенитом, висмутином (ан. 5, 6) и фридрихитом. Также в образце присутствует самородный висмут (ан. 7), развивающийся по трещинам в висмутине.

Фридрихит в рудном поле ранее был описан только в сульфидно-кварцевых жилах Шарташского массива, сопряженных с гумбеитовой формацией, в которых его состав характеризовался значительным отклонением от стехиометрии в сторону более высоковисмутовых членов висмутин-айкинитового ряда [3]. Новая находка фридрихита, в ассоциации с вышеописанным козалитом, происходит из образцов с рудного склада шахты Центральна. Минерал близок стехиометрии, отличаясь небольшим избытком меди по отношению к свинцу (табл. 5, ан. 4).

Таблица 5

Химический состав, мас. %

№	Минерал	Cu	Ag	Pb	Bi	Sb	As	Te	S	Сумма
1	Козалит	1,91	0,64	39,69	38,85	1,89	-	0,18	16,82	99,98
2	Козалит	1,17	0,47	39,37	42,06	0,23	-	-	16,65	99,95
3	Козалит	2,01	1,15	37,84	42,62	0,33	0,07	0,07	17,04	101,13
4	Фридрихит	9,83	-	30,14	42,38	0,29	0,16	0,07	17,48	100,34
5	Висмутин	1,14	-	2,84	76,51	0,45	0,02	0,05	18,89	99,88
6	Галенит	-	1,23	84,22	1,31	-	-	0,02	13,57	100,35
7	Висмут*	0,04	-	0,01	96,01	0,02	-	-	1,76	97,84
Кристаллохимические формулы										
1	$(\text{Cu}_{0.28}\text{Ag}_{0.06})_{0.32}\text{Pb}_{1.81}(\text{Bi}_{1.75}\text{Sb}_{0.15})_{1.90}(\text{S}_{4.94}\text{Te}_{0.01})_{4.95}$									
2	$(\text{Cu}_{0.18}\text{Ag}_{0.04})_{0.22}\text{Pb}_{1.83}(\text{Bi}_{1.94}\text{Sb}_{0.02})_{1.96}\text{S}_{5.00}$									
3	$(\text{Cu}_{0.29}\text{Ag}_{0.10})_{0.39}\text{Pb}_{1.70}(\text{Bi}_{1.90}\text{Sb}_{0.03}\text{As}_{0.01})_{1.94}(\text{S}_{4.96}\text{Te}_{0.01})_{4.97}$									
4	$\text{Cu}_{5.14}\text{Pb}_{4.83}(\text{Bi}_{6.74}\text{Sb}_{0.08}\text{As}_{0.07})_{6.89}(\text{S}_{18.12}\text{Te}_{0.02})_{18.14}$									
5	$(\text{Bi}_{1.85}\text{Cu}_{0.09}\text{Pb}_{0.07}\text{Sb}_{0.02})_{2.03}\text{S}_{2.97}$									
6	$(\text{Pb}_{0.96}\text{Ag}_{0.03}\text{Bi}_{0.02})_{1.00}\text{S}_{1.00}$									

Примечание: *самородный висмут с примесью висмутина. Анализ выполнен на микрозондовом анализаторе Cameca SX 100.

Подытоживая представленные данные можно заключить, что минералогия сульфидно-кварцевых жил Березовского рудного поля еще далеко не исследована. В частности на Березовском месторождении дополнительно к ранее известному висмутину и айкиниту выявлены еще три минерала висмутин-айкинитового ряда: фридрихит, гладит, пекоит. Впервые опубликованы химические составы березовского козалита, а также расширен диапазон вариаций состава блеклых руд.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 12-05-00132-а.

Литература

1. Вертушков Г.Н., Кайнов В.И., Чесноков Б.И. Козалит из Березовского и Кочкарского золоторудных месторождений // Минералогия и петрография Урала. Свердловск: СГИ, 1972. Вып. 86. С. 106-109.

2. *Мозгова Н.Н., Цепин А.И.* Блеклые руды (особенности химического состава и свойств). Москва, 1983. 280 с.
3. *Прибавкин С.В.* Фридрихит из Шарташского массива, Средний Урал // Уральский геологический журнал, 2001. № 5. С. 155-158.
4. *Спиридонов Э.М., Бакшеев И.А., Середкин М.В., Куруленко Р.С., Прокофьев В.Ю., Прибавкин С.В., Устинов В.И., Филимонов С.В.* Гумбеитовая формация Урала. М.: МГУ, 1997. 100 с.
5. *Чесноков Б.В., Попова В.И.* Вариации химического состава блеклых руд Березовского золоторудного месторождения // Минералогия и петрография Урала. Свердловск, 1972. Вып. 86. С. 73-83.
6. *Чесноков Б.В., Котыбаева Н.Н., Бушмакин А.Ф.* Эндогенные минералы висмута и никеля Березовского золоторудного месторождения на Среднем Урале // Минералогия и петрография Урала. Свердловск, 1975. Вып. 106. С. 123-126.
7. *Ciobanu C.L., Cook N.J.* Intergrowths of bismuth sulphosalts from the Ocna de Fier Fe-skarn deposit, Banat, Southwest Romania // European Journal of Mineralogy, 2000. № 12. P. 899-917.
8. *Filimonov S.V.* Fahlores composition as a criterion of difference between gumbeite and beresite-listvenite associations of Berezovsk gold deposit, Urals // In: Abstracts, the 33rd International Geological congress (Oslo 2008, 6-14 august), 2008.

УДК 549.6 (470.55)

**ЛИСЕТИТ, РЕТРОГРАДНЫЙ КАРКАСНЫЙ СИЛИКАТ, ИЗ
ВЫСОКОБАРИЧЕСКИХ ОСНОВНЫХ ПОРОД УЗЯНСКОГО КРАКА
НА ЮЖНОМ УРАЛЕ (ВТОРАЯ НАХОДКА В МИРЕ)**

Е.В. Пушкарев, И.А. Готтман, Д.А. Замятин

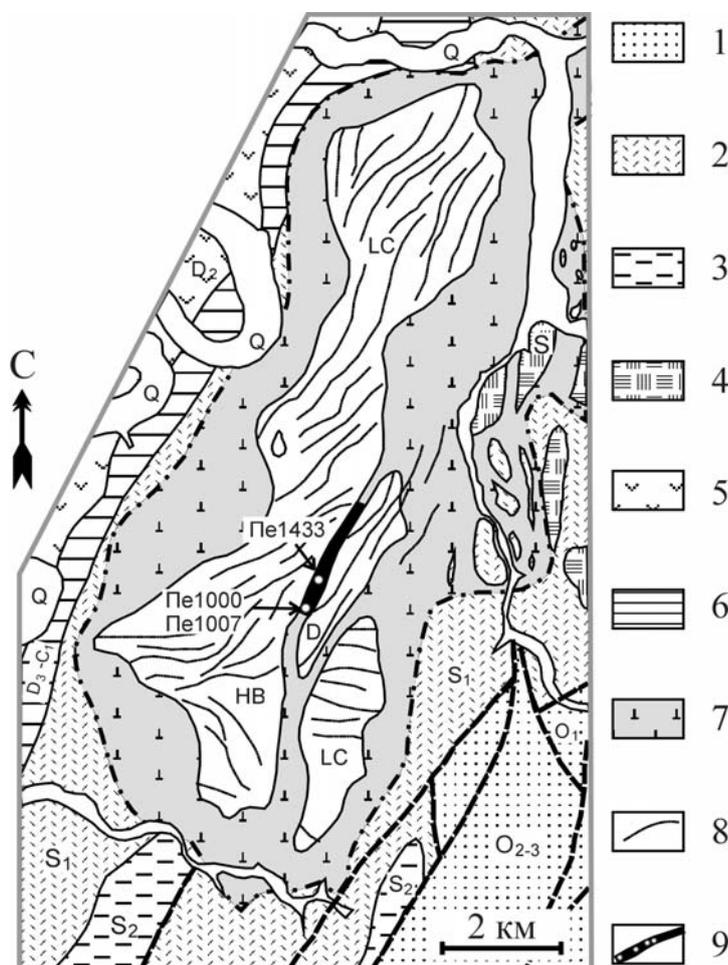
Институт геологии и геохимии УрО РАН

Новый каркасный силикат, лисетит ($\text{CaNa}_2\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}$), был впервые описан в образцах из Музея департамента наук о Земле Университета Павия в Италии в 1986 году [10, 12]. Образцы были получены из крупной 60×30 м и сложной по составу линзы эклогитов Лисет (Liset), залегающей среди гнейсов Западной Гнейсовой области северо-западной части Норвегии. По сравнению с эклогитами других известных проявлений, эклогиты Лисет характеризуются необычно высокими содержаниями натрия и глинозема и бедностью калием и магнием. Кроме этого, для них характерно развитие многочисленных типов ретроградных симплектитов и келифитов, а также высокая неоднородность внутренней структуры, присутствие небольших линз внутри более крупных и т.д. В эклогитах Лисет исследователями выделяются парагенезисы, характерные для эклогитовой фации, а также ретроградные минеральные ассоциации, типичные для амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. По их мнению, образование лисетита происходит при понижении P-T параметров, на переходной стадии от эклогитовой к амфиболитовой фации метаморфизма, в момент интеграции эклогитов с гнейсами. По данным этих авторов лисетит соответствует ромбической сингонии, отвечает пространственной группе $Pbc2_1$ и имеет следующие параметры кристаллической решетки $a = 8,260 (1) \text{ \AA}$, $b = 17,086 (1) \text{ \AA}$, $c = 9,654 (1) \text{ \AA}$, $V = 1362,5 (4) \text{ \AA}^3$, $Z = 4$, $D_{\text{calc}} = 2,73$.

Лисетит был обнаружен нами в гранатовых базитах и ассоциирующих с ними шпинель-пироксен-амфибол-клиноцоизитовых породах перидотитового массива Узьянский Крака на Южном Урале. Массив входит в структуру крупнейшего на Урале Кракинского лерцолитового аллохтона [8]. Он образует западный блок аллохтона размером 12×5 км, залегающий на левобережье реки Белой в 5 км к востоку от деревни Кагарманово (рис. 1). Гранатовые породы основного и ультраосновного состава образуют линейное, круто залегающее тело, протяженностью около 2,5 км и мощностью до 25 м. На поверхности оно трассируется серией линзовидных выходов, протяженностью до 200-250 м. По периферии гранатовые породы сменяются сильно деформированными амфибол-пироксен-клиноцоизитовыми породами и далее полосчатыми клинопироксенитами и шпинелевыми вебстеритами с линзами хромититов [4]. Суммарная мощность всего полосчатого разреза варьирует от 10 до 100-150 метров. Это тело разделяет в пространстве два крупных перидотитовых блока Узьянского Крака, лерцолит-гарцбургитовый на западе и дунит-гарцбургитовый на востоке и окружено с обеих сторон тектонизированными

серпентинитами (рис. 1). Простираение полосчатости и гнейсовидности составляет около 30° и совпадает с ориентировкой выходов пород на поверхности.

Рис. 1. Схема геологического строения перидотитового массива Узьянский Крак [9]. 1 – ордовикские терригенные и кремнистые отложения и эффузивы основного состава, 2 – глинистые и кремнистые сланцы раннего силура, 3 – кварцевые песчаники, алевролиты, глинистые и кремнистые сланцы позднего силура, 4 – силурийские эффузивы основного состава, 5 – известняки и глинистые сланцы среднего девона, 6 – полимиктовые песчаники и алевролиты зилаирской свиты, 7-9 – ультраосновные породы Узьянского Крака: 7 – серпентиниты, 8 – перидотиты с ориентировками структурных элементов (D – дуниты, LC – лерцолиты, Н – гарцбургиты амфиболовые), 9 – гранатовые пироксениты и амфибол-пироксен-клиноцоизитовые породы с указанием места отбора изученных проб.



Гранатовые породы состоят из высококальциевого пироп-альмандин, глиноземистого амфибола и клинопироксена переменной глиноземистости [1-3, 6, 7]. Второстепенные минералы представлены клиноцоизитом, плагиоклазом, Fe-Mg-шпинелью. Количественные соотношения главных минералов определяют валовой химический состав гранатовых пород, который соответствует оливиновым габброидам разной меланократовости и пироксенитам. Для большинства пород характерно необычно высокое содержание натрия до 1,8-2% Na_2O . Отсутствие в породах омфацита, вместо которого присутствует высокоглиноземистый диопсид, не позволяет рассматривать их как эклогиты, хотя по составу граната, они могут соответствовать по давлению эклогитовой фации.

Типичной особенностью гранатовых пород является развитие вокруг граната реакционных келифитовых кайм, представленных тонкими червеобразными сростками, амфибола, глиноземистой шпинели, клинопироксена, ортопироксена и других минералов. Образование келифитовых оторочек связано с ретроградными преобразованиями пород на уровне амфиболитовой и более низкой фаций.

Шпинель-клинопироксен-амфибол-клиноцоизитовые породы, в которых впервые был нами обнаружен лисетит, залегают на широтном хребте, соединяющим вершины с высотными отметками 850,8 м на западе и 855,4 м на востоке (обнажение № 4, СШ 53°37,286, ВД 57°51,660, Н = 783 м) [4]. Эти породы окаймляют линзу гранатовых пироксенитов и базитов, мощностью около 1 м и протяженностью по простиранию около 20-25 м (рис. 2). Простирание контактов между породами, гнейсовидности и полосчатости около 20-25°. Падение субвертикальное. Общая мощность коренных обнажений около 3 м. Эти породы к западу резко сменяются шпинелевыми вебстеритами, образующими делювиальные высыпки. С запада и востока вся полосчатая серия окаймляется тектонизированными серпентинитами, которые отделяют их от выходов относительно слабо серпентинизированных перидотитов.



Рис. 2. Фото обнажения № 4. Гранатовые пироксениты центральной части тела переходят восточнее в полосчатые шпинель-пироксен-амфибол-клиноцоизитовые породы содержащие лисетит.

Главным минералом шпинель-клинопироксен-амфибол-клиноцоизитовых пород является голубовато-зеленый глиноземистый амфибол, количество которого в породах составляет 50-70%. Он образует вытянутые призматические и линзовидные зерна (1-5 мм), ориентированные параллельно друг другу и определяющие гнейсовидную структуру пород. Промежутки между амфиболом сложены короткопризматическими кристаллами светло-зеленого клинопироксена и агрегатами клиноцоизита, зеленой шпинели и других минералов. Отдельные полосы практически полностью состоят из светлого клиноцоизита и, по-видимому, первично имели плагиоклазитовый состав. Зеленая шпинель присутствует в породах в двух морфологических типах. 1) Она образует компактные идиоморфные зерна, которые часто замещаются с краев диаспором. 2) Шпинель образует также тонкие червеобразные срастания с амфиболом, клинопироксеном и ортопироксеном в келифитовых каймах вокруг граната, либо симплектиты в крупных зернах амфибола. В таких симплектитах шпинель находится в парагенезисе с диаспором, что весьма точно

определяет температуру этого равновесия как 365-405°C [11]. В целом, шпинель-клинопироксен-амфибол-клиноцоизитовые породы характеризуются повышенными содержаниями Al_2O_3 до 20% и Na_2O до 2%. Химический состав пород приведен в табл. 1.

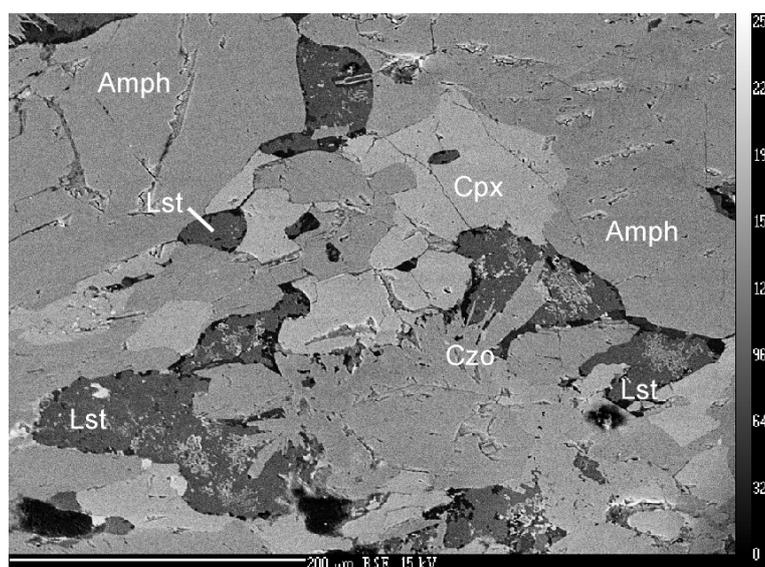
Таблица 1

Химический состав гранатовых- и шпинель-пироксен-амфибол-клиноцоизитовых пород Узянского Крака, содержащих лисетит

Компоненты	Пе995	Пе1443	Пе1000	Пе1007
SiO ₂	44,95	41,40	43,57	38,13
TiO ₂	0,29	0,28	0,25	0,09
Al ₂ O ₃	13,11	15,20	13,21	22,01
Fe ₂ O ₃	3,69	5,26	3,56	3,90
FeO	3,90	6,40	4,30	1,80
MnO	0,12	0,21	0,13	0,08
MgO	14,99	13,43	15,28	13,39
CaO	15,62	14,56	15,02	15,52
Na ₂ O	1,88	0,82	1,76	1,81
K ₂ O	-	0,38	-	0,24
P ₂ O ₅	0,01	0,08	0,01	-
П.п.п.	1,40	1,60	3,00	3,00
Сумма	99,97	99,63	100,09	99,98
Fe/(Fe+Mg)	0,21	0,31	0,21	0,18

Примечание: обр. Пе995 и обр. Пе1443 – гранатовые метабазиты, обр. Пе1000 и обр. Пе1007 – шпинель-пироксен-амфибол-клиноцоизитовые породы. Анализы выполнены рентгено-флуоресцентным методом в лаборатории ФХМИ ИГГ УрО РАН.

Рис. 3. Положение и морфология зерен лисетита в шпинель-пироксен-амфибол-клиноцоизитовых породах. Изображение в обратно-рассеянных электронах (Самеса SX 100). Шлиф Пе1000. Здесь и далее: Срх – клинопироксен, Lst – лисетит, Amph – амфибол, Sp – Fe-Mg-шпинель, Czo – клиноцоизит, Grt – гранат.



В высокобарических породах Узянского Крака лисетит был обнаружен нами в трех позициях. Во-первых, он занимает межзерновое пространство между темноцветными минералами и может срастаться с клиноцоизитом и Fe-Mg-шпинелью (рис. 3). Во-вторых, он входит в структуру амфибол-шпинелевых симплектитов, которые встречаются в виде самостоятельных агрегатов, напоминающих по габитусу призматические темноцветные силикаты (рис. 4).

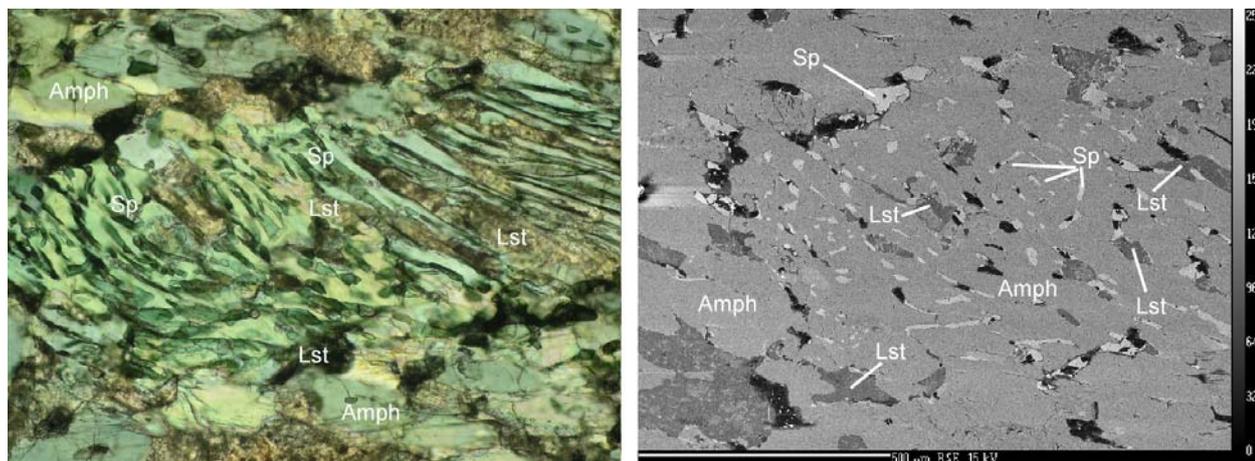


Рис. 4. Лисетит в амфибол-шпинелевых симплектитах. Слева – микрофотография в проходящем свете. Справа – изображение этого участка в обратно-рассеянных электронах. Cameca SX 100, шлиф Пе1000.

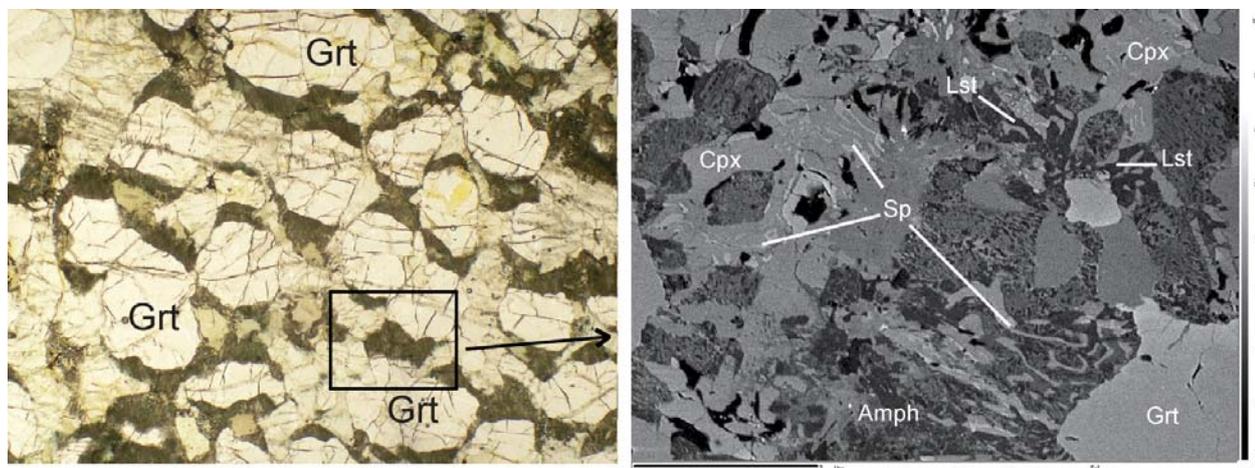


Рис. 5. Лисетит в келифитовых каймах вокруг граната. Слева – микрофотография в проходящем свете. Справа – увеличенное изображение участка келифитовой зоны в обратно-рассеянных электронах. Cameca SX 100, шлиф Пе1433.

И, наконец, лисетит входит в структуру минеральной ассоциации келифитовых оторочек, развивающихся вокруг граната (рис. 5). Химический состав лисетита представлен в таблице 2. В пересчете на 16 атомов кислорода, он практически соответствует идеальной формуле лисетита из типового местонахождения в эклогитах Лисет в Норвегии [12], независимо от положения в породе, которое он занимает. Размер

индивидов лисетита, в среднем, составляет около 200 мкм. В большинстве случаев, в центральных зонах лисетита отмечается участки «сетчатого» строения, связанные с присутствием тонких пластинок или призм более плотного минерала (минерал более светлый в обратно-рассеянных электронах). Размер этих пластинок не превышает по толщине одного микрона, поэтому получить их точный состав не представляется возможным. Однако, по сравнению с лисетитом, эти включения содержат несколько меньше кремния и глинозема и больше окиси кальция. Главной особенностью являются высокие содержания калия, до 5-6% K_2O . Недостаток суммы составляет, в среднем 5%, что может свидетельствовать о присутствии гидроксильной группы в составе этого минерала. Этих данных пока не достаточно, чтобы точно диагностировать эту фазу.

Таблица 2

Химический состав лисетита из высокобарических пород Узянского Крака

Компо- нент	Пе- 1000- 37	Пе- 1000- 38	Пе- 1000- 39	Пе- 1000- 45	Пе- 1433- 119	Пе- 1433- 120	Пе- 1433- 121	Пе- 1433- 132
SiO ₂	42,78	42,55	42,62	42,8	43,45	43,79	43,36	43,94
TiO ₂	-	-	-	-	-	-	0,0	-
Al ₂ O ₃	35,68	35,52	35,7	34,44	35,52	35,72	35,4	33,96
FeO*	0,18	0,14	0,09	0,12	0,33	0,46	0,3	0,68
MnO	-	0,03	-	-	-	-	0,05	-
MgO	-	-	-	-	-	0,18	0,21	1,5
CaO	10,1	10,32	10,29	11,17	10,1	9,7	9,58	9,2
Na ₂ O	11,35	11,35	11,14	10,82	10,79	11,24	11,26	10,06
K ₂ O	-	-	-	-	0,04	0,06	0,03	0,16
Сумма	100,09	99,91	99,84	99,35	100,23	101,15	100,19	99,50
Количество катионов в пересчета на 16 атомов кислорода								
Si	4,01	4,00	4,00	4,00	4,06	4,06	4,05	4,12
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-
Al	3,94	3,94	3,95	3,89	3,91	3,90	3,90	3,76
Fe ²⁺	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,04	0,02	0,05
Mn	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	-	-	-	-	-	0,02	0,03	0,21
Ca	1,01	1,04	1,04	1,15	1,01	0,96	0,96	0,93
Na	2,06	2,07	2,03	2,01	1,95	2,02	2,04	1,83
K	-	-	-	-	-	0,01	-	0,02
Сумма	11,05	11,06	11,03	11,06	10,97	11,01	11,02	10,92

Примечание: анализы выполнены на рентгеновском микроанализаторе Cameca SX 100 (ИГГ УрО РАН, аналитик Д.А. Замятин). FeO* - все железо в виде FeO.

Присутствие лисетита в парагенезисах, характерных для ретроградной стадии эволюции высокобарических пород Узянского Крака (шпинель-пироксен-амфибол-клиноцоизитовые породы и келифитовые каймы вокруг граната) подтверждает выводы, сделанные ранее [12], что он образуется при переходе от эклогитовой к амфиболитовой стадии метаморфизма. В отличие от эклогитов Лисет [12], гранатовые и шпинелевые породы Узянского Крака не содержат кианита и не являются эклогитами. В эклогитах Лисет образование лисетита связывают с дестабилизацией богатого жадеитом клинопироксена и с вовлечением в реакцию парагонита и, возможно, ассоциации корунд+альбит. Поле стабильности лисетита, по предварительным оценка его первооткрывателей, соответствует 10 ± 4 кбар при температуре 400°C и 20 ± 4 кбар при 800°C , при которых могут образовываться наиболее высокобарические парагенезисы зеленосланцевой, амфиболитовой или гранулитовой фаций. Основываясь на парагенезисе зеленой шпинели с диапором в амфиболовых симплектиках Узянского Крака, температура этого равновесия соответствует 400°C , следовательно, можно предполагать, что давление было около 10 кбар. Эта оценка, приблизительно, согласуется с давлением, рассчитанным для данного типа гранатовых пород, развитых в зоне Главного уральского разлома [5].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 13-05-00597) и программы совместных проектов СО-ДВО-УрО РАН № 12-С-5-1004.

Литература

1. Краснобаев А.А., Русин А.И., Русин И.А., Бушарина С.В. Цирконы, цирконовая геохронология и вопросы петрогенезиса лерцолитовых массивов Южного Урала // Геохимия, 2011. № 5. С. 506-522.
2. Кузнецов Д.В., Пушкарев Е.В. Гранаты из высокобарических ультрабазитов и базитов в зоне Главного уральского разлома на Южном Урале // Строение литосферы и геодинамика. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2013. С. 33-35.
3. Москалева С.В., Орлова М.Т. О генезисе гранатовых пироксенитов массива Крака // Геология и полезные ископаемые Урала. Л.: изд-во ВСЕГЕИ, 1960. Вып. 28. С. 143-147.
4. Пушкарев Е.В., Готтман И.А., Кузнецов Д.В. О геологическом положении высокобарических пород в перидотитовом массиве Узянский Крака на Южном Урале // Ежегодник-2012. Труды ИГГ УрО РАН. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2013. Вып. 160. С. 62-66.
5. Пушкарев Е.В., Рязанцев А.В., Третьяков А.А., Белова А.А., Готтман И.А. Гранатовые ультрамафиты и мафиты в зоне Главного уральского разлома на Южном Урале: петрология, возраст и проблема образования // Литосфера, 2010. № 5. С. 101-133.
6. Русин И.А. Гранатосодержащие парагенезисы в гипербазитах массива Крака (Южный Урал) // Ежегодник-2001. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. С. 134-138.
7. Русин И.А. Высокобарические метабазиты массива Узянский Крака (Южный Урал) // Ежегодник-2002. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2003. С. 129-132.

8. *Савельева Г.Н.* Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: ГИН АН СССР, 1987. 246 с.
9. *Савельева Г.Н., Денисова Е.А.* Структурно-геологическая карта ультраосновных массивов Крака. Масштаб 1:100000. // Типовые геологические карты разных районов территории СССР / Под ред. Ю.М. Пущаровского. М.: ГИН АН СССР, 1989.
10. *Rossi G., Oberti R., Smith D.C.* Crystal structure of lisetite, $\text{CaNa}_2\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}$ // Amer. Mineral., 1986. Vol. 71. P. 1378-1383.
11. *Roy D.M., Roy R., Osborn E.F.* The system $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-H}_2\text{O}$ and influence of carbonate and nitrate ions on the phase equilibria // Amer. Journ. Sci., 1953. Vol. 251. P. 337-361.
12. *Smith D.C., Kechid S.-A., Rossi G.* Occurrence and properties of lisetite, $\text{CaNa}_2\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}$, a new tectosilicate in the system Ca-Na-Al-Si-O // Amer. Mineral., 1986. Vol. 71. P. 1372-1377.

УДК 549.3+549.752.145 (470.5)

ВИСМУТОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ НА КВАРТАЛЬНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ (СРЕДНИЙ УРАЛ)

С.Г. Суставов, М.П. Попов, В.Н. Огородников

Уральский государственный горный университет

Квартальное месторождение редкометальных пегматитов расположено в южной части изумрудоносной полосы и является самым крупным из всех месторождений подобного типа на Урале. Месторождение находится вблизи восточного контакта Адуйского гранитного массива. Основные пегматитовые жилы месторождения (Западная, Южная и Слепая) залегают в эндоконтактной полосе шириной 220-230 м. С востока месторождение ограничено субмеридиональной дайкой пироксеновых порфириров. На западе месторождение захватывает эндоконтактную полосу гранитов, насыщенную мелкими пегматитовыми телами. Месторождение было открыто в 1953 г. и до 1958 г. и первоначально разведывалось на бериллий. После 10-летнего перерыва в 1968-1970 гг. Малышевским рудоуправлением оно было переоценено на Та и Nb.

В плане месторождение имеет размеры 600×300 м и включает семь пегматитовых жил субширотного простирания, сложной извилистой формы с многочисленными ответвлениями. Жилы сложены контрастно дифференцированным микроклин-альбитовым пегматитом, претерпевшим в дальнейшем постмагматические изменения с образованием альбитового (кварц-микроклинового и кварц-альбитового) и грейзенового (кварц-мусковитового) комплексов с многообразной и богатой минерализацией. Вмещающие породы месторождения представлены микроамфиболитами, амфиболовыми сланцами, диоритами с небольшими телами тальковых, тальк-хлоритовых сланцев и серпентинитов. Жилы перекрыты корой выветривания мощностью до 40 м [4].

В составе пегматитовых тел выделяются преобладающие крупно- и грубозернистая кварц-альбит-микроклиновая ассоциация и наложенная тонко- и мелкозернистая кварц-альбитовая ассоциация. Мелко- и среднезернистая мусковит-кварц-альбитовая ассоциация, также вторичная, развита в подчиненном объеме (менее 10%). Кроме того, в жилах встречаются отдельные участки блокового кварц-микроклинового состава, блоки и прожилки кварца, небольшие гнезда мелкопластинчатого альбита. Кварц-альбитовая ассоциация развита, в основном, в краевых частях жил и наибольшую мощность имеет в лежачем боку; кварц-альбит-микроклиновая ассоциация более всего характерна для центральных частей и висячего бока жил. Она, в основном, слагает апофизы от висячего бока и раздувы в жилах. Мусковит-кварц-альбитовая ассоциация образует гнезда и прожилки среди предыдущих ассоциаций. Все три главные минеральные ассоциации обычно имеют постепенные переходы, но местами границы между ними резкие [2].

Пегматитовые тела Квартального месторождения имеют редкометальную специализацию и содержат в своем составе циркон, монацит, ксенотим, ильменорутил, алланит, синхизит, циртолит, эвксенит, пирохлор, берилл и минерал ряда кнопит-микролит. Танталит-колумбит представлен игольчатыми, короткопризматическими, толсто и тонко таблитчатыми кристаллами. Кроме того, он образует радиально-лучистые и коленчатые сростки и зернистые агрегаты.

Авторами изучался рудный концентрат, полученный после измельчения и флотации, Квартального месторождения, в котором наряду с перечисленными минералами присутствуют разнообразные и достаточно редкие минералы висмута. Среди висмутовых минералов установлены самородный висмут, висмутин, тетрадимит, жозеит-В, хедлеит, эвлетин, теллурид Bi (?), бисмутит и пухерит. Наряду с этим в рудном концентрате присутствуют сульфиды: пирит, халькопирит, халькозин, борнит, молибденит; оксиды: ганит, касситерит, колумбит-(Fe), колумбит-(Mn), танталит-(Fe) и микролит.

Самородный висмут и висмутин открыты на Урале в начале XX века в золотоносных россыпях и золоторудных месторождениях. Детальное описание висмута проведено М.Е. Казаковой (1946 г.) на Изумрудных коях, где он обнаружен в кварц-плагиоклазовых и кварцевых жилах и россыпях. При изучении химического состава висмута в качестве примесей указываются теллур и сера, присутствие которых может быть обусловлено механическими включениями сульфидов, теллуридов и сульфотеллуридов висмута [3].

В концентрате самородный висмут встречается в виде единичных розовых пластинчатых зерен, размером 0,3-0,4 мм в поперечнике, которые окружены серой мелкозернистой каймой с мощностью до 0,1 мм. С периферии зерна окружены тонкозернистым агрегатом телесного цвета бисмутита. Микронзондовое исследование химического состава висмута показывает его высокую химическую чистоту. Он на 98,98-99,74 мас.% сложен висмутом и никаких примесей кроме 0,01 мас.% серы не содержит. В отдельных зернах наблюдается сростание самородного висмута с сульфотеллуридами и теллуридами висмута, представленными тетрадимитом, жозеитом-В и хедлеитом (рис. 1).

Тетрадимит является одним из широко распространенных минералов висмута и открыт на Урале в начале XX века В.И. Вернадским в образцах Шилово-Исетского месторождения. Позднее он был установлен в скарных, колчеданных и полиметаллических месторождениях и пегматитовых и сульфидно-кварцевых жилах. На его находки в виде мелких включений в висмуте кварц-плагиоклазовых жил Изумрудных копей указывал Н.А. Успенский в 1938 году [7]. После находок и описания там жозеита-А, жозеита-В и протожозеита Е.Н. Завьяловым и В.Д. Бегизовым [1] в виде пластинок, размером до 10×5 мм в сростании с висмутом были высказаны сомнения о присутствии там тетрадимита, так как химически он не был индивидуализирован. Хедлеит описан О.А. Яковлевой в 1988 году в Харбейском молибден-вольфрамовом месторождении [5].

В Квартальном редкометальном месторождении сульфотеллуриды и теллуриды висмута в сростании с самородным висмутом образуют белые таблитчатые зерна. Определение их было выполнено на рентгеноспектральном микроанализаторе Cameca SX 100 (аналитик В.В. Хиллер). В составе тетрадимита установлены следующие химические элементы (в мас.%): Bi 58,53-58,54; Te 34,82-35,13; S 4,97-5,06; сумма 98,40-98,64. Состав

довольно хорошо пересчитывается на формулу $\text{Bi}_{1.97}\text{Te}_{1.94}\text{S}_{1.09}$. В составе жозеита-В установлены следующие соотношения элементов (в мас.%): Bi 73,41; Te 21,07; S 2,72; сумма 97,20. Расчет кристаллохимической формулы привел к виду $\text{Bi}_{4.09}\text{Te}_{1.92}\text{S}_{0.99}$. Соотношения между висмутом и теллуром в хедлците следующие: Bi 75,58; Te 21,73; сумма 97,31. Кристаллохимическая формула имеет вид – $\text{Bi}_{6.80}\text{Te}_{3.20}$ и характеризуется заметной нестехиометрией. Формула гораздо лучше пересчитывается на соотношение между Bi и Te, как два к одному.

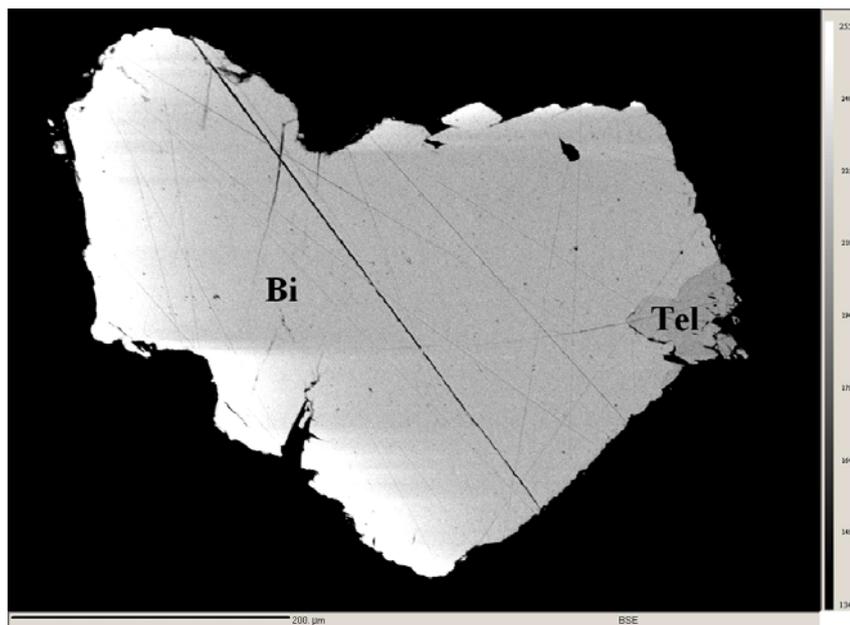


Рис. 1. Зерно самородного висмута (Bi) с теллуридом висмута (Tel). Фото в BSE.

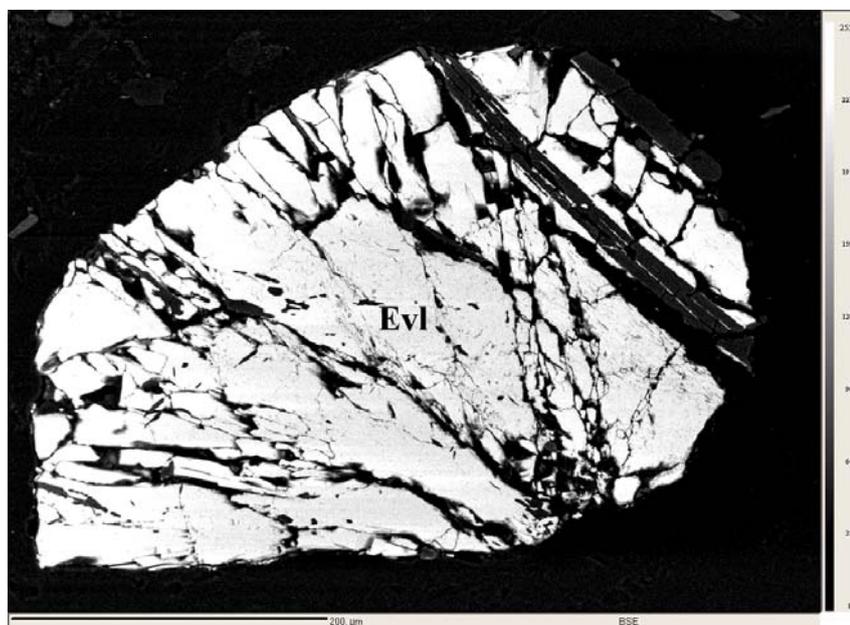


Рис. 2. Фрагмент сферокристалла эвлитина (Evtl). Фото в BSE.

Эвлитин известен с первой половины XIX века, когда он был описан А. Брайтхауптом в 1827 году и до настоящего времени на Урале был не известен. В концентрате был встречен во фракции -1,0+0,5 мм в виде бледно-зеленого с поверхности и белого на сколе сферокристалла (рис. 2) и первоначально был диагностирован рентгенометрически (табл. 1). В составе минерала были определены только

видообразующие элементы, значимое присутствие примесных элементов не обнаружено. Соотношение видообразующих компонентов по четырем определениям в знаменателе среднее (в мас.%): Bi_2O_3 80,48-81,15/80,74; SiO_2 15,49-15,83/15,71; сумма 96,15-96,98/96,45. Расчет кристаллохимических формул эвлитина по двум анализам показал полное стехиометрическое соотношение $\text{Bi}_{4,01}[\text{Si}_{2,99}\text{O}_{12}]$ и $\text{Bi}_{3,98}[\text{Si}_{3,01}\text{O}_{12}]$.

В рудном концентрате был встречен серно-желтый таблитчатый гексагональный или псевдогексагональный кристалл, в диагностике которого получены результаты, совпадающие с монтанитом ранее найденным П.В. Покровским в Ново-Боевском вольфрамовом месторождении на Южном Урале [6]. Минерал до настоящего времени является спорным, так как структура точно не определена. В дифракционной картине после съемки дебаграммы получен следующий набор межплоскостных расстояний: 4,50(2) – 3,84(5β) – 3,49(10) – 3,16(8) – 2,98(1) – 2,80(2β) – 2,59(7) – 2,10(4β) – 2,02(2) – 1,901(8) – 1,698(3ш) – 1,629(2) – 1,503(2), который полностью совпадает, с приведенным ранее. Качественное определение состава минерала, проведенное на волновом микрозонде, показало присутствие в нем только висмута и теллура.

Таблица 1

Результаты расчета рентгенограммы эвлитина

Проба		Михеев, 1957			Проба		Михеев, 1957		
I	$d_{\alpha/n}$	$d_{\alpha/n}$	I	hkl	I	$d_{\alpha/n}$	$d_{\alpha/n}$	I	hkl
		4,71	3	211β			1,762	7	530; 433
9	2,21	4,18	8	211	8	1,669	1,667	9	611; 532
		3,61	2	310β	4	1,627	1,624	5	620
10	3,26	3,273	10	310	6	1,588	1,583	7	541
		3,053	2	321β			1,549	2	721β
9	2,75	2,742	10	321	5	1,514	1,516	7	631
2	2,59	2,574	4	400			1,482	4	444
		2,329	2	422β; 420	7	1,455	1,452	8	710
		2,240	2	510β; 431β			1,421	2	640
7	2,10	2,100	9	422	3	1,398	1,398	5	721
8	2,01	2,011	9	510; 431	2	1,374	1,373	4	642
		1,954	1	530β; 433β	$a_0 = 10,281 \pm 0,005$		$a_0 = 10,278 \pm 0,001 \text{ \AA}$		
1	1,839	1,849	2	611β; 532β					
		1,801	1	620β					

Примечание: аппарат УРС-0.5, камера РКД 57,3 мм, U = 30 кВ, I = 10 мА.

По наблюдаемым физическим свойствам алмазному блеску и серно-желтому цвету минерал, по-видимому, относится к солям висмута. Количественное определение состава минерала на рентгеноспектральном микроанализаторе позволило получить следующие результаты (табл. 2).

Таблица 2

Химический состав теллурита висмута

№ п/п	Bi ₂ O ₅	SiO ₂	TeO ₂	CuO	Сумма
4	72,57	0,22	23,67	1,14	97,59
2	72,46	0,20	23,96	-	96,62
3	72,79	0,25	23,14	1,39	97,56
4	74,02	0,20	21,00	1,01	96,23
5	72,98	0,23	23,60	1,11	97,92

Из результатов анализа видно, что основными видообразующими компонентами минерала является висмут в высшей форме окисления и теллур с промежуточной валентностью. Примесь кремнезема хотя и постоянна, но достаточно мала, и по-видимому, связана с механическими включениями. Примесь меди может носить, как изоморфный, так и механический характер. Вхождение ее в формулу минерала маловероятно в связи с низкими содержаниями. Низкие суммы позволяют предполагать вхождение воды или дополнительного кислорода в формулу минерала. При определении состава аналитик пришел к выводу, что теллур в минерале присутствует в четырех, а не в шестивалентном состоянии. Формула монтанита, которую дают первые исследователи имеет вид $\text{Bi}_2\text{Te}^{6+}\text{O}_6 \times 2\text{H}_2\text{O}$. Попытка рассчитать стехиометрическую формулу с теллуrom в четырехвалентном состоянии приводит к виду – $\text{Bi}_2(\text{TeO}_3)\text{O}_4 \times \text{H}_2\text{O}$. Пересчет пятого анализа в таблице на кристаллохимическую формулу, исходя из восьми атомов кислорода, дает следующий вид: $(\text{Bi}_{1,97}\text{Cu}_{0,09})_{2,06}(\text{Te}_{1,00}\text{O}_3)\text{O}_4 \times \text{H}_2\text{O}$. Уточнение структуры минерала позволит понять, какая формула является верной.

Бисмутит является одним из наиболее устойчивых минералов висмута, которые развиваются в зоне окисления рудных месторождений. Это обуславливает, что он был первым открыт на Урале среди висмутовых минералов в конце XIX века при изучении Березовского золоторудного месторождения (Arzruni, 1888). В рудном концентрате бисмутит представлен светло-желтым тонкодисперсным агрегатом, замещающим висмутин и самородный висмут. Некоторые зерна сложены им полностью, строение их, как правило, неоднородное, некоторые участки имеют более мелкий размер зерен не различимых глазом. Подобные участки имеют опаловидное строение. Окраска таких участков более темная и цвет становится желтовато- или зеленовато-серой. В большинстве случаев в зернах сохраняются реликты висмутин или висмута, и они приобретают темно-серую или черную окраску. Определение бисмутита проведено рентгенометрически. Основные линии на рентгенограмме: 6,96(5) – 3,76(7) – 2,98(10) – 2,73(8) – 2,55(2) – 2,15(5) – 1,947(7) – 1,775(4) – 1,629(7) – 1,492(2).

Ванадаты висмута были открыты на Урале в конце XX века. Сначала в 1984 году В.О. Поляков в пегматитовой жиле копи 57 установил клинобисванит. Чуть позже в 1990 году А.С. Таланцев в редкометальных пегматитах Светлинского пегматитового поля обнаружил пухерит. Ванадат висмута имеет три полиморфные модификации: дрейерит тетрагональный, пухерит ромбический и клинобисванит моноклинный [8].

Таблица 3

Результаты расчета рентгенограммы пухерита

Проба		Пухерит 12-293			Клинобисванит 14-688			Дрейерит		
I	$d_{\alpha/n}$	$d_{\alpha/n}$	I/I ₀	hkl	$d_{\alpha/n}$	I/I ₀	hkl	$d_{\alpha/n}$	I/I ₀	hkl
3	5,97	5,985	16	002	5,847	2	020			
					4,749	25	110	4,85	40	101
8	4,68	4,644	55	110	4,670	25	011			
5	4,01	3,982	55	102						
10	3,52	3,499	100	111				3,656	100	200
		3,125	10	013, 112	3,120	30	130			
					3,095	100	031, 121			
					3,082	95	-121			
		2,992	45	004	2,924	25	040			
8ДВ	2,70	2,702	100	113				2,739	60	112
		2,658	20	200						
		2,614	2	104	2,598	12	200			
4	2,53	2,528	25	020	2,546	14	002			
		2,438	2	202						
4	2,31	2,312	35	211	2,374	2	220			
					2,282	6	141			
					2,277	6	-141, 211			
					2,264	12	-211			
					2,250	10	112			
		2,237	2	121	2,239	8	-112			
		2,168	25	0,15						
5	2,14	2,133	40	122	2,133	8	150			
		2,030	16	213	2,127	12	051			
6	1,993	1,992	45В	006, 204	1,988	4	-231			
					1,976	6	132			
					1,970	8	-132			
					1,949	4	060			
6	1,932	1,934	40	024	1,943	16	240			
					1,920	16	042			
3	1,873	1,872	20	106				1,878	40	312
5	1,839	1,832	40	220	1,824	6	202			
a ₀ = 5,32; b ₀ = 5,06; c ₀ = 11,96		a ₀ = 5,332; b ₀ = 5,060; c ₀ = 12,02			a ₀ = 5,195; b ₀ = 11,701; c ₀ = 5,092; β = 98,38°			a ₀ = 7,403; c ₀ = 6,458		

Примечание: аппарат УРС-0.5, камера РКД 57,3 мм, U = 30 кВ, I = 10 мА.

В редкометальных пегматитах Квартального месторождения пухерит до настоящего времени был не известен.

В концентрате пухерит встречается в виде сростков мелких уплощенных желтых или желтовато-коричневых зональных кристаллов с сильным алмазным блеском, размером 0,16-0,2 мм в поперечнике. Диагностика минерала была произведена рентгенометрически (табл. 3). Параметры элементарной ячейки рассчитанные для трех отражений близки эталонным.

Литература

1. *Завьялов Е.Н., Бегизов В.Д.* Новые данные о конституции и номенклатуре сульфотеллуридов висмута семейства жозеитов // Записки Всесоюзн. минерал. общества, 1983. Ч. 112. Вып. 5. С. 589-601.
2. *Золоев К.К., Левин В.Я., Мормилъ С.И., Шардакова Г.Ю.* Минерагения и месторождения редких металлов, молибдена, вольфрама Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН – УГСЭ, 2004. 336 с.
3. *Иванов О.К., Литошко Д.Н.* Висмут // Минералогия Урала: Элементы. Карбиды. Сульфиды. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. С. 111-112.
4. *Левин В.Я., Ласковенков А.Ф., Мормилъ С.И., Львов Б.К., Петрова Н.И.* Геология и минерагения редкометальных пегматитов Адуйского рудного поля // В сб. Геология и металлогения Урала. Екатеринбург: УГСЭ, 2000. С. 108-151.
5. *Минералогия Урала: Арсениды и стибниды. Теллуриды. Селениды. Фториды. Хлориды и бромиды.* Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 214 с.
6. *Покровский П.В., Юников Б.А.* Монтанит и тетрадимит из Ново-Боёвского вольфрамового месторождения // Минералогия изверженных горных пород и руд Урала, 1967. С. 97-99.
7. *Успенский Н.А.* К минералогии Изумрудных копей // Записки Росс. минерал. общества, 1938. № 3. С. 481-483.
8. *Dreyer G., Tillmans E.* Dreyerit: ein natürliches. Tetragonales wismutvanadat von Hirschhorn/Pfalz // Neues Jahrb. Mineral. Monatsh., 1981. № 4. P. 151-154.

УДК 549.761 (470.5)

МИНЕРАЛЫ КЛАССА ХРОМАТОВ НА УРАЛЕ: ПРОЯВЛЕНИЯ, ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ, СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ (ОБЗОР ПУБЛИКАЦИЙ)

Д.А. Ханин

Московский государственный университет

Минералы класса хроматов – природные соли хромовой кислоты $\text{H}_2\text{Cr}^{6+}\text{O}_4$ – на территории России достоверно известны только на Урале. Хроматная минерализация здесь впервые установлена во второй половине XVIII века. Ее изучение началось с открытия крокоита в зоне окисления Березовского золоторудного месторождения в окрестностях Екатеринбурга, где впоследствии были описаны еще четыре новых минерала этого класса – вокеленит, феникохроит, эмбрейит, касседаннит, а также установлен форнасит. Кроме Березовского месторождения, хроматная минерализация известна в зоне окисления рудных жил с галенитом, контактирующих с переработанными гипербазиитами – источником хрома – на Точильной горе, Первомайско-Зверевском, Благодатном и Свинечном месторождениях, расположенных на Среднем Урале, и на горе Суховяз и горе Березовой на Южном Урале. Незначительные, иногда единичные находки хроматов отмечались на р. Чус, в Бисерском месторождении (Пермский край), на р. Мостовой, Шарташском, Кузнецовском (Средний Урал), Требиатском и Кумакском (Южный Урал) месторождениях [60].

Настоящий обзор кратко освещает историю исследования и сегодняшнее состояние изученности минералов класса хроматов на Урале. Данные сгруппированы по географическим объектам – проявлениям хроматной минерализации.

БЕРЕЗОВСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Березовское золоторудное месторождение известно с середины XVIII века. Изучение хроматной минерализации на нем началось с открытия в 1760-х годах крокоита, а также открытие при дальнейшем изучении вокеленита, эмбрейита, касседаннит и феникохроита. Исследованием минералогии Березовского месторождения в разные годы занимались как российские, так и иностранные специалисты: И.Ф. Герман, Р.Ф. Герман, Г. Розе, В.М. Севергин, Н.И. Кокшаров, П.В. Еремеев, П.И. Кутюхин, Б.В. Чесноков, А.Ф. Бушмакин, Ю.В. Ерохин, Д.А. Клейменов и многие другие. История исследования Березовского месторождения не прерывалась и в настоящее время, чему способствовало доступность огромного количества, как нового, так и старого материала. Наиболее подробно история изучения хроматов Березовского месторождения освещена в работах В.Н. Авдониной и Ю.А. Поленова [1], Д.А. Клейменова с соавторами [22] и справочнике

[29]. Минералы этого класса образуют наиболее крупные скопления в районе горы Успенской (Цветной рудник) и в районе горы Преображенской (Преображенский рудник). Крокоитовая минерализация отмечалась при проходке выработок в районе дайки Михайловской, а также в материалах из Чигеревской и Комаровской шахт [50].

Крокоит $Pb[CrO_4]$

История изучения первого природного хромата – крокоита, открытого в Березовском месторождении, достаточно подробно освещена в работах В.И. Вернадского [10], Е.Ф. Чирвы [51], С. Вилльямса [81], А.Ф. Бушмакина [5, 6]. Авторы этих публикаций указывают, что впервые внимание на крокоит обратил И.Г. Леман в 1766 году, и материалы по нему опубликовал в брошюре на латинском языке, которая вскоре была переведена на немецкий [76] и французский языки. Леман И.Г. описал крокоит как *«золотисто-оранжевый, иногда шафранового цвета, вследствие покрытия их пылью, остроконечные, блестящие, просвечивающие по краям кристаллы»*. Ему принадлежит и первое описание химических свойств минерала - его отношение к кислотам, возгонке, плавлению, но выяснить химический состав в полной мере этому исследователю не удалось [22]. Также И.Г. Леман указал, что крокоит сопровождается халькопиритом, галенитом, изредка мелкими кристалликами церуссита и пироморфита. Минерал не образует жил, а наблюдается в пустотах. Клейменов Д.А. с соавторами [22] указывают, что П.С. Паллас, посетивший Березовские рудники в 1770 году, оставил следующее описание крокоита: *«Сей разноцветный иногда темно-красный полупрозрачный шпат, как по кварцевым, так и по песчаным расщелинам открывается большими и малыми, короткими и долгими кристаллами: и где место свободное, то имеет он вид четверугольный призматический с неровными тупыми двуконечиями, а иногда на подобие маленьких рубинов сидит в кварце в косых, коротких и неправильных пирамидах. Когда его сотрешь, то сделается изрядный оранжевый состав, для живописцев не неспособный»* [37].

Как указывают В.Н. Авдонин и Ю.А. Поленов [1], Л. Маккарт и Л.Н. Вокелен, повторяя опыты И.Г. Лемана, в 1789 году нашли в крокоите помимо свинца еще железо и глинозем. Биндгейм И.Я., исследуя крокоит, установил, что в минерале содержатся свинец (64,62% PbO), медь, никель, кобальт и молибденовая кислота. Вокелен Л.Н., исследуя повторно состав березовского крокоита, обнаружил, что он состоит из свинца (60,82% PbO) и кислоты, которая по своим свойствам отличается от молибденовой. Восстановив эту кислоту при сильном прокаливании, он получил новый элемент, которому, следуя советам Р.Ж. Гаюи и А.Ф. Фуркруа, дал название "хромииум". В 1794 году Парижская Академия наук засвидетельствовала открытия нового химического элемента – хрома [81]. Открытие нового элемента было подтверждено независимыми исследованиями М. Клапрота. При последующем изучении крокоита Я. Берцелиусом был установлен следующий состав минерала: PbO 68,50% и CrO_3 31,76%. Это подтвердили исследования С. Баервальда, который установил в минерале PbO 68,82% и CrO_3 31,16% [1].

Клейменов Д.А. с соавторами [22] указывают, что в 1801 году Р.Ж. Гаюи описывая крокоит, впервые указывает для него простые формы $\{111\}$, $\{-211\}$, $\{101\}$, $\{-401\}$

(миллеровские индексы здесь и далее даны в современной интерпретации) и различает два габитусных типа кристаллов: 1) «пирамидальный» и 2) «сугубоосьмигранный», присоединяя к нему листоватый [71]. Купфер А. в 1827 году произвел измерение кристаллов крокоита [75] и особо отметил в них простые формы, в настоящее время интерпретируемые как $\{111\}$ и $\{110\}$ [22]. Соколов Д.И. отмечает, что «кристаллы сей руды имеют неправильное образование и явственные из них почитаются редкостью; они всегда почти бывают тонки и длинны либо размазаны по тем породам, кои служат им вмещилищем. Сия руда хрупка, иногда попадает в состоянии землистом или в виде тусклых, соломе подобных частей, заключается в спаях между кварцевыми золотосодержащими прожилками и березитом» [47]. Клейменов Д.А. с соавторами [22] пишут, что Г. Розе был первым, кто указал, что крокоит есть продукт разрушения свинцового блеска, и что он находится в ассоциации с пироморфитом, железным колчеданом, игольчатой рудой, ванадинитом, церусситом и купоросной свинцовой рудой [79]. В том же году А. Леви [77] установил для кристаллов крокоита формы $\{001\}$, $\{100\}$, $\{110\}$, $\{012\}$, $\{011\}$, $\{021\}$, $\{-301\}$, $\{-401\}$, $\{111\}$, $\{441\}$, $\{841\}$ и $\{12.4.1\}$ и выделил по габитусу призматические, столбовидные, плоские и бочонкообразные кристаллы, всего по комбинациям форм 20 групп [22]. Даубер Г. приводит первые вычисленные угловые константы для крокоита [66]; также им установлено более 40 простых форм на березовском крокоите [22]. Этот автор указывает на несовершенство граней кристаллов крокоита, которые часто бывают сдвинуты или изогнуты, а причиной этого несовершенства он считает механическое воздействие окружающей среды [22]. В работе Н.И. Кокшарова [74] обобщается ранее известный материал и приводится зарисовка восьми основных типов кристаллов минерала. В работе П. Грота [68] дается описание кристаллов крокоита, имеющих вид почти правильных октаэдров, образованных гранями $\{110\}$ и $\{111\}$ (индексы для моноклинной сингонии). В справочнике [29] указывается, что в XVIII веке этот минерал упоминался в работах под разными названиями: красный блейшпат [13], каллохром [70], крокоиз, крокозит [73], крокоит [20, 27, 30, 59, 64].

Обширная работа, посвященная крокоиту Березовского месторождения, была проделана Е.Ф. Чирвой. Она изучала крокоит в образцах с пироморфитом, вокеленитом, пиритом, лимонитом, церусситом, феникохроитом, «лакманитом» (об истории проблемы лакманита см. ниже), линаритом и различными охрами – свинцовой, хромовой и железной. Ею произведено измерение 21 кристалла и определено 44 простые формы, приведенные на рис. 1. Она выделила три основных габитусных типа кристаллов этого минерала. Кристаллы первого типа наиболее просты, бедны формами и большей частью уплощены по оси b . Вторая группа кристаллов характеризуется развитием зоны $0kl$ и отсутствием форм с большими углами ρ . Кристаллы крокоита третьей группы призматические, столбчатые, иногда уплощены по оси b , обладают более богатыми формами; они отличаются слабым развитием зоны $0kl$ и присутствием форм с большими углами ρ . Достоверно было установлено, что кристаллы различных групп не встречаются совместно на одном и том же штуфе – каждый образец характеризуется одной определенной группой кристаллов [51].

Как указывает Ю.В. Ерохин с коллегами [15, 16, 21, 22 и др.], морфология кристаллов крокоита связана с тем, с какими минералами он находится в парагенезисе (рис. 2). Так, кристаллы, выросшие совместно с пироморфитом и позже него, имеют так называемый обелисковидный облик с развитием следующих простых форм: $\{001\}$, $\{010\}$, $\{100\}$, $\{120\}$, $\{301\}$, $\{150\}$. При этом на гранях ромбических призм наблюдается штриховка, а на грани $\{301\}$ – вицинали. Кристаллы крокоита, образовавшиеся до пироморфита, отличаются уплощенным обликом. Такие индивиды сформированы другими простыми формами: $\{-101\}$, $\{111\}$, $\{011\}$, $\{012\}$, $\{-211\}$, $\{-521\}$. Также предположительно отмечались формы $\{-512\}$, $\{-362\}$, $\{-12.3.2\}$, проявленные как узкие блестящие грани. Похожие уплощенные кристаллы нарастают на вокеленит, но отличаются более бедной огранкой: $\{-101\}$, $\{111\}$, $\{-211\}$, $\{-11.5.1\}$, и появлением призмы $\{110\}$. Короткопризматические кристаллы третьего типа обычно нарастают на почки зеленого вокеленита и в свою очередь обрастают длиннопризматическими кристаллами первого типа. Кристаллы второго типа, наблюдались в образцах в сростании с вокеленитом. Призматические кристаллы крокоита, обросшие черным вокеленитом, обладают следующим набором граней: $\{001\}$, $\{111\}$, $\{101\}$, $\{110\}$, $\{-101\}$, $\{120\}$, $\{100\}$, $\{-211\}$, $\{221\}$.

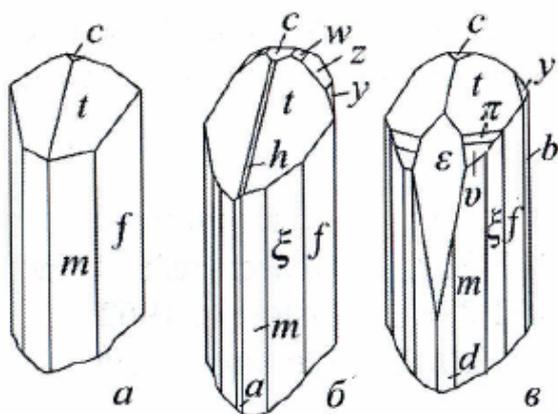


Рис. 1. Кристаллы крокоита Березовского месторождения, по [51]. Простые формы: $c\{100\}$, $a\{100\}$, $m\{110\}$, $f\{120\}$, $d\{210\}$, $t\{111\}$, $y\{021\}$, $h\{101\}$, $z\{011\}$, $\varepsilon\{201\}$, $\xi\{230\}$, $\pi\{221\}$, $w\{012\}$, $v\{111\}$.

Изометричные кристаллы крокоита, парагенного черному вокелениту, характеризуются небольшим количеством простых форм: $\{100\}$, $\{201\}$, $\{-101\}$, $\{110\}$, $\{211\}$, $\{511\}$. Также этими авторами установлен пластинчатый тип кристаллов с преобладающей формой $\{100\}$, которые ассоциируют с миметизитом. Эти кристаллы непрозрачные, местами с матовыми, часто с искривленными гранями, и имеют следующий набор простых форм: $\{100\}$, $\{310\}$, $\{110\}$, $\{111\}$, $\{-311\}$, $\{301\}$, $\{411\}$. В ассоциации с эмбрейитом наблюдается длиннопризматический крокоит, отчасти схожий со вторым типом, выделенным Е.Ф. Чирвой. Такие кристаллы огранены простыми формами $\{001\}$, $\{111\}$, $\{101\}$, $\{011\}$, $\{012\}$, $\{210\}$, $\{310\}$, $\{110\}$, $\{150\}$, $\{010\}$, $\{911\}$ и $\{-611\}$. Наряду с ранее известными призматическими и изометричными кристаллами для березовского крокоита недавно были выделены в качестве самостоятельных морфологических разновидностей обелисковидные и уплощенные до пластинчатых кристаллы [15, 16, 21, 22 и др.].

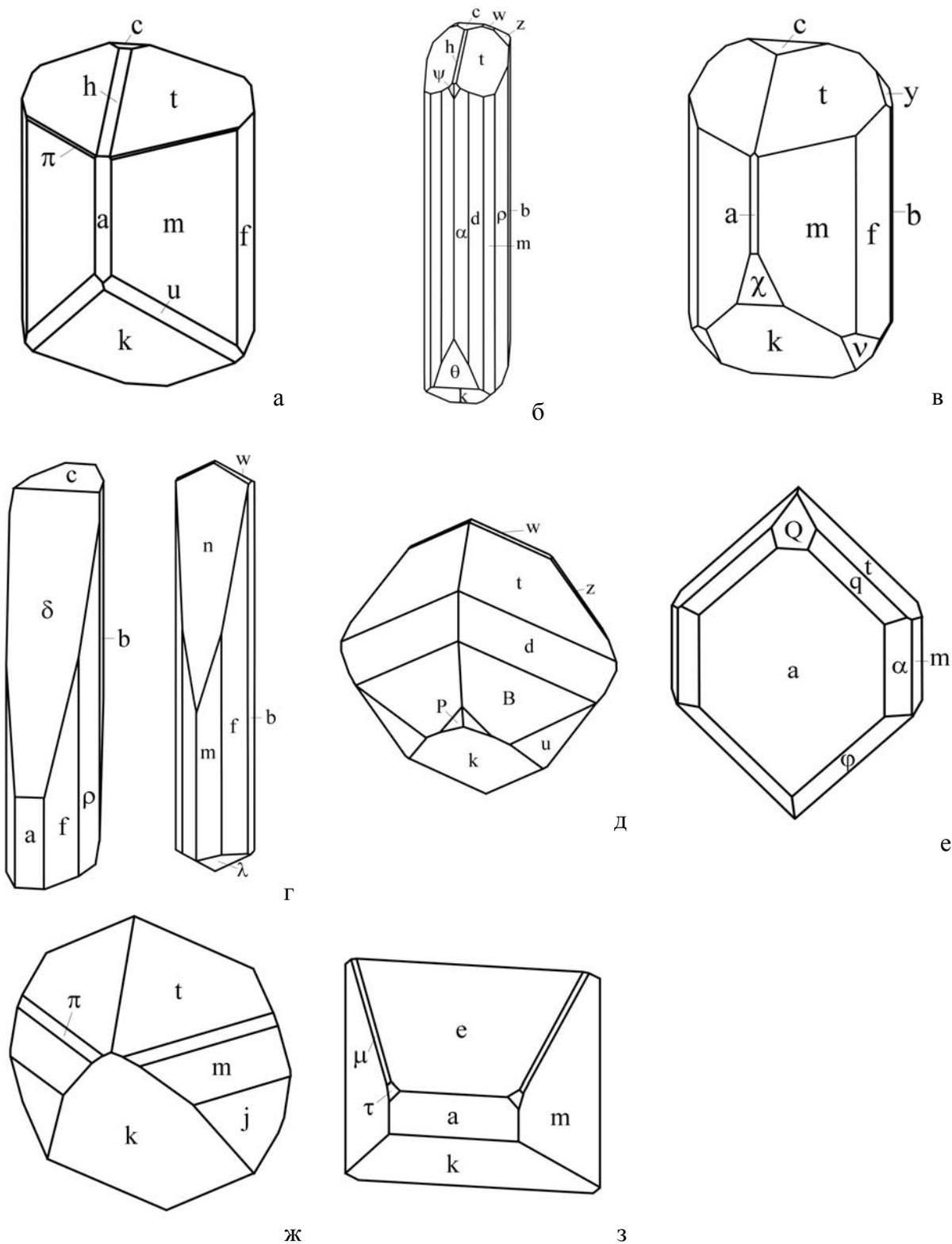


Рис. 2. Морфологические типы кристаллов крокоита из зоны окисления Березовского месторождения, по [16, 21, 22]. а – короткопризматический кристалл первого типа, б – длиннопризматический кристалл, в – короткопризматический кристалл второго типа, г – обелисковидные кристаллы, д – уплощенный кристалл первого типа, е – пластинчатый кристалл, ж – уплощенный кристалл второго типа, з – изометричный кристалл. Простые формы: $c\{100\}$, $a\{100\}$, $m\{110\}$, $f\{120\}$, $d\{210\}$, $t\{111\}$, $y\{021\}$, $h\{101\}$, $z\{011\}$, $e\{201\}$, $\xi\{230\}$, $\pi\{221\}$, $w\{012\}$, $v\{111\}$, $k\{-101\}$, $u\{-211\}$, $\psi\{911\}$, $b\{010\}$, $\alpha\{310\}$, $\theta\{-601\}$, $\lambda\{-112\}$, $B\{-521\}$, $n\{401\}$, $\varphi\{-311\}$, $p\{-512\}$, $x\{-12.3.2\}$.

В работе Д.А. Клейменова [21] приводится порошковая рентгенограмма крокоита и его ИК-спектр, содержащий полосы поглощения при 850 и 889 см⁻¹, отвечающие валентным колебаниям Cr-O в тетраэдре [CrO₄]²⁻.

В работе Ю.В. Ерохина и Д.А. Клейменова [15] приводится классификация кристаллов крокоита Березовского месторождения по размеру: уникальные кристаллы – более 6 см, редкие – от 3 до 6 см, крупные – от 1,5 до 3 см, и рядовые – до 1,5 см. Также авторами этой статьи произведено гониометрическое измерение крупного кристалла крокоита размерами 1×2×4,5 см и приведен его чертеж.

Вариации химического состава крокоита из разных парагенетических ассоциаций изучены в работе Ю.В. Ерохина с соавторами [19]. Крокоит в образцах под №№ 5003, 5005 и к-69 образовался до вокеленита или совместно с ним, под №№ 5008, 5012 – совместно с пироморфитом и после него, а крокоит в образце № к-70 находится в парагенезисе с миметизитом [19]. Авторы этой работы отмечают, что березовский крокоит не отличается химической чистотой, а количество примесей в нем варьирует от 0,4 до 2,0 мас.%. Эмпирические формулы крокоита: (Pb_{0,98}Cu_{0,01})_{1,99}(Cr_{1,00}As_{0,01})_{1,01}O₄ (№ 5003), Pb_{0,99}(Cr_{0,98}P_{0,02}As_{0,01})_{1,01}O₄ (5008), Pb_{0,98}(Cr_{0,96}As_{0,05})_{1,01}O₄ (к-70) [19]. Как пишут авторы цитируемой работы, в минерале постоянно присутствуют примеси P₂O₅, As₂O₅, SO₃. Также отмечено, что в крокоите, образованном совместно с миметизитом, резко возрастает количество As₂O₅ (до 1,7, в некоторых случаях до 2 мас.%), а в крокоите, парагенном пироморфиту, содержание P₂O₅ достигает 0,5 мас.% (см. табл. 1). Крокоит, сопутствующий вокелениту, характеризуется повышенными содержаниями CuO (до 0,3 мас.%), P₂O₅ и As₂O₅. При изучении сколов кристаллов крокоита под просвечивающим электронным микроскопом методом углеродных реплик были установлены включения размером от долей микрона до нескольких микрон [19]. Включения эти представлены преимущественно пироморфитом, вокеленитом и недиагностированными сульфатами.

Таблица 1

Химический состав крокоита (в мас.%) Березовского месторождения, по [19]

№ обр.	5003	5004	5008	5012	К-69	К-70
PbO	67,71	68,06	68,41	67,79	67,50	67,33
CaO	-	0,03	-	0,08	0,02	0,03
CuO	0,17	0,23	-	-	-	-
P ₂ O ₅	0,07	-	0,48	0,24	0,26	0,05
As ₂ O ₅	0,39	1,30	0,39	0,42	0,09	1,71
V ₂ O ₅	0,04	-	-	0,08	-	0,13
CrO ₃	30,96	29,52	30,18	30,40	31,31	29,72
SO ₃	0,06	0,02	0,10	0,04	0,05	0,08
Сумма	99,40	99,16	99,56	99,05	99,23	99,05

Примечание: прочерк означает, что содержание компонента ниже предела обнаружения.

В работе [56] было произведено изучение изотопного состава свинцовых минералов таких как крокоит, вокеленит, церуссит, пироморфит и форнасит, а также на основании полученных данных определены возрастные рамки образования этих минералов, которые составляют 37 ± 20 млн лет.

Вокеленит $Pb_2Cu[CrO_4][PO_4](OH)$ и проблема вокеленита-лаксманиита

В 1773 году Э. Лаксманом в Березовских рудниках был впервые обнаружен минерал, позже в честь него названный лаксманитом. В 1777 году Л.Н. Вокеленом с Березовского месторождения был описан аналогичный минерал, представлявший собой соединение свинца, хрома и меди [1]. Для него Я. Берцелиус позже предложил название вокеленит [52]. В работе [22] указано, что изучение этого минерала было выполнено Л. Макквартом в 1789 году, без определения его точного химического состава, которое было выполнено Я. Берцелиусом лишь в 1818 году (табл. 2). В ходе дальнейшего изучения Ф. Моос определил плотность минерала, которая колеблется от 6,8 до 7,2 г/см³ [22]. Фон Кобелль Ф. выполнил описание зеленых игольчатых и клиновидных кристаллов вокеленита, которые С. Вилльямс [81] ошибочно отнес к пироморфиту [22]. Розе Г. в 1837 году, описывая вокеленит из Березовского месторождения, указал, что встречается он чаще всего с зеленой и красной свинцовой рудой в жилах гранита, иногда на кварце и доломите [79]. Джоном Д. в 1845 были исследованы агрегаты печеночного цвета, представляющие собой смесь вокеленита и будущего эмбрейита. В 1867 году А. Норденшельд описал новый фосфорсодержащий минерал, который назвал «лаксманиитом». Он хорошо знал о сходстве «лаксманиита» с вокеленитом, но их отличие видел в содержании фосфора в «лаксманиите» при его отсутствии в вокелените [22]. Им же произведено измерение ряда кристаллов «лаксманиита», на которых были выявлены простые формы {210}, {201}, {011} и {001}. Как указывают в работе [22], А. Норденшельд, предвидя сомнения в целесообразности выделения «лаксманиита», дает следующие пояснение: *«Лаксманиит встречается в Березовском заводе вместе с хромовокислым свинцом, и большая часть иштурфов, которые принимаются за вокеленит, должны иметь состав лаксманиита. Сначала я даже предполагал, что мною исследованное ископаемое представляло тот же самый минерал, который был разложен Я. Берцелиусом (в этом случае он не заметил содержание фосфорной кислоты); однако же при ближайшем исследовании разнородных, за вокеленит принимаемых минералов, нашел я, что одна их часть при содержании около 60 процентов окиси свинца и 10 процентов окиси меди почти свободна от фосфорной кислоты, другая же, напротив, почти при неизменном содержании окиси свинца и меди, заключает в себе до 16 процентов фосфорной кислоты, - здесь существует поэтому в некотором роде изоморфий между фосфорной и хромовой кислотами»*. Герман Р. в своей работе [72], сравнивая результаты анализов Я. Берцелиуса и А. Норденшельда, пришел к выводу, что вокеленит и «лаксманиит» тождественны между собой. Ошибка, по его мнению, заключается в том, что Я. Берцелиус пропустил в своем определении фосфор. Позже Н.И. Кокшаров привел новое доказательство в защиту идентичности вокеленита и «лаксманиита» между собой на основании сходства «отношения осей и углов» у обоих минералов [74]. Им же были переданы образцы П.Д.

Николаеву, который исследовав их установил, что в этом материале и в образцах из музея Горного Института, а также из ряда частных коллекций, вокеленит содержит около 8-10% фосфорной кислоты [21]. В 1862 году вышла работа Н.И. Кокшарова и А. Деклуазо, посвященная проблеме вокеленита-лакманита, в которой говорится о существовании на Березовском руднике одного минерала в двух разновидностях. На первой, образующей светло-зеленые кристаллы, они определили следующие простые формы: {110}, {120}, {100}, {001}, {203}, {223}, {-437}, {-103}, а на второй - зеленовато-черной и обычно не блестящей: {110}, {100}, {410}, {940}, {370}, {320}, {001}, {-101}, {-106} и {706}.

Очень большая работа по обобщению литературного материала по вокелениту была проведена Е.Ф. Чирвой [52]. Кроме того, она исследовала состав трех образцов, один из которых оказался полностью лишенным фосфора, во втором содержится оксида фосфора 3,55 мас.%, а в третьем 8,66 мас.% (см. табл. 2). Ею же проводилось и измерение кристаллов вокеленита, на которых были установлены следующие простые формы: {011}, {101}, {110}, {210}, {-30-2}. Она заключила, что на месторождении существуют два минерала: «лакманит» и вокеленит, а не две разновидности одного и того же минерала, как это предполагали А. Норденшельд, Н.И. Кокшаров и А. Деклуазо.

Таблица 2

Химический состав вокеленита (в мас.%) из Березовского месторождения

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
PbO	66,28	61,32	61,75	63,60	64,55	63,14	60,87	61,26	62,59	62,06	61,09
CuO	8,16	12,10	11,34	12,21	10,80	12,25	10,80	12,43	12,19	10,31	11,91
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	1,09	0,70	0,50	-
P ₂ O ₅	8,68	7,89	7,39	9,94	10,76	9,49	-	8,05	3,55	8,66	-
As ₂ O ₅	-	0,66	3,23	1,00	0,48	2,83	-	-	-	-	-
V ₂ O ₅	-	-	-	1,81	2,29	0,74	-	-	-	-	-
CrO ₃	14,83	14,25	12,98	11,58	10,70	12,24	28,33	15,26	21,46	17,44	26,79
H ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	1,31	-	1,12	-
Сумма	97,95	96,22	96,69	100,14	99,58	100,69	100,00	99,40	100,49	100,05	99,79

Примечание: ан. 1-3 – данные по [21]; ан. 4-6 – данные по [31]; ан. 7-8 – данные по [81]; ан. 9-11 – данные по [52]. Прочерк означает, что содержание компонента ниже предела обнаружения.

«Лакманит» образует бугорчатые и рыхловатые массы, корки и налеты, причем бугорки его часто обладают слоистым строением. Цвет «лакманита» грязно-темно-зеленый или оливково-зеленый до зеленовато-желтого, в зависимости от содержания в нем фосфорной кислоты. Вокеленит встречается на месторождении в виде блестящих кристаллов черно-зеленоватого до совершенно черного цвета, реже в сплошных почковидно-бугорчатых образованиях того же цвета [52]. По ее данным, состав минералов группы вокеленита-лакманита может быть выражен формулой $m_3(\text{Pb,Cu})\text{O} \times \text{P}_2\text{O}_5 \times n_3(\text{Pb,Cu})\text{O} \times 2\text{CrO}_3$. В формуле группы $(\text{PO}_4)^{2-}$ и $(\text{CrO}_4)^{2-}$ фигурируют

как изоморфные, а идеальные состав минералов можно выразить: вокеленит $Pb_2Cu(CrO_4)_2(OH)$, лаксманит $Pb_2Cu(CrO_4)(PO_4)(OH)$.

Чухров Ф.В. [55] на основании своих работ и данных Е.Ф. Чирвы [52] и Л.Г. Берри [63] сделал предположение о существовании изоморфного ряда лаксманита, крайними бесфосфорными членами которого являются феникохроит и вокеленит. Члены ряда, содержащие существенные количества меди и фосфора, представляют собой, по мнению [55], лаксманиты. В этой же работе сообщается о том, что минерал образует с пироморфитом такие тонкие смеси, что их практически невозможно разделить. Таким образом, Е.Ф. Чирва и Ф.В. Чухров отнесли к вокелениту бесфосфорный или низкофосфорный минерал, а высокофосфорный (который является вокеленитом в современном представлении) считали лаксманитом.

Клейменов Д.А. [21] по результатам исследования химического состава вокеленита (см. табл. 2) и форнаситы (см. ниже), сделал заключение о существовании между ними изоморфного ряда: $Pb_2Cu(PO_4)(CrO_4)(OH)$ – $Pb_2Cu(AsO_4)(CrO_4)(OH)$, а также о том, что существует пусть и неявно выраженная, но все же зависимость между содержаниями в этих минералах меди и свинца, по характеру близкая к обратной связи. В этой же работе приводится порошковая рентгенограмма березовского вокеленита. Помимо этого было отмечено, что вокеленит иногда покрыт более поздними кристаллами крокоита, но обычно он образуется позже крокоита, покрывая его толстыми корками.

Бушмакиным А.Ф. и Чукановым Н.В. [7] был поднят вопрос о существовании двух самостоятельных минеральных видов: гидроксилхромата и гидроксилхроматфосфата свинца и меди. Ими было установлено, что ИК-спектры вокеленита из Березовского месторождения образуют ряд, в котором постепенно убывает интенсивность полос валентных ($1060-1070$, $985-995$ и $960-970$ cm^{-1}) и деформационных ($580-590$, $560-570$, $540-550$ cm^{-1}) колебаний Р-О до почти полного исчезновения этих полос. При этом авторы рассматриваемой работы отмечают, что полосы в ИК-спектре крайнего члена ряда, почти не содержащего фосфора, уширены по сравнению с аналогичными полосами минерала, богатого фосфором, что говорит о структурном разупорядочении (рис. 4). Высокая упорядоченность противоположного члена ряда может иметь два объяснения: либо это закономерное чередование ионов PO_4^{3-} и CrO_4^{2-} в структуре, либо данный минерал – микрогетерогенная система с чередующимися хроматными и фосфатными участками [7].

Клейменовым Д.А. с соавторами [24] даны результаты изучения химического состава вокеленита и «лаксманита», а также переслаивающегося агрегата вокеленита и медьсодержащего эмбрейита. Была установлена отрицательная корреляция между содержаниями мышьяка и фосфора, предполагающая существование изоморфного ряда между вокеленитом – фосфорсодержащим минералом, и форнаситом, в котором фосфат-ион замещен на арсенат-ион. Диаграмма построена по данным 70 анализов. Наибольшее число точек на ней находится в области от 0,8 до 1,2 атомов мышьяка на формулу [24]. В рассматриваемой работе также отмечается, что в ряде образцов повышенное содержание свинца коррелирует с низким содержанием меди. Авторами этой работы было проведено исследование ритмично-переслаивающихся агрегатов вокеленита и эмбрейита. В вокелените из таких агрегатов наблюдается колебание содержания оксида меди от 9 до 12

мас.%, а в эмбрейтите – от 1,4 до 4,5 мас.%. На этом основании сделан вывод о том, что медь является элементом-индикатором, наглядно демонстрируя чередование слоев эмбрейтитового и вокеленитового состава. При сопоставлении профилей распределения свинца и меди в различных зонах этого агрегата видна обратная зависимость между содержаниями этих элементов: максимумы свинца соответствуют минимумам меди, и наоборот [24].

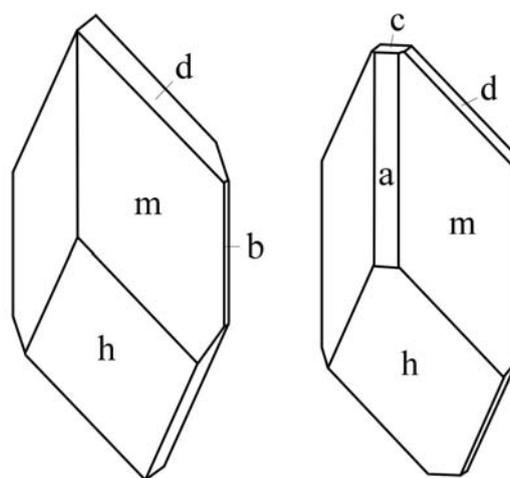
В работе [22] предположили, что анализы березовского вокеленитоподобного минерала, не содержащие или почти не содержащие фосфора, могут на самом деле относиться к достаточно распространенному здесь форнаситу – аналогу вокеленита с As вместо P. Если мышьяк пропускаться при химическом анализе минералов (определялся вместе с хромом и принимался за него?), то это и могло оказаться причиной того, почему при практически одинаковых кристаллографических характеристиках, морфологии и физических свойствах (они у вокеленита и форнасита близки) на месторождении регулярно обнаруживались образцы с таким разным содержанием фосфора. Однако, это пока остается лишь предположением, и считать, что проблема вокеленита-лаксманиита до конца разрешена, пока нельзя.

В работе Л.П. Малофеевой и В.С. Пономарева [31] рассматривается ванадийсодержащий вокеленит, в котором содержание V_2O_5 колеблется от 0,7 до 2,3 мас.% (см. табл. 2). Образец был отобран в 1943 году на верхних горизонтах шахты Северная. Минерал образует черные непрозрачные кристаллы копьевидного облика размерами около $0,05 \times 1 \times 2$ мм, часто расщепленные [31]. Также авторами были проанализированы ИК-спектры, снятые Н.В. Чукановым. Они характеризуются не только полосами поглощения валентных и деформационных колебаний $[CrO_4]^{3-}$ и $[PO_4]^{3-}$, но и полосами в областях $746, 710 \text{ см}^{-1}$ и $397, 374 \text{ см}^{-1}$, которые отвечают валентным и деформационным колебаниям V-O. Полосы поглощения ванадат-иона смещены в область длинных волн и, по мнению Н.В. Чуканова, не совпадают с полосами валентных и деформационных колебаний в $[VO_4]^{3-}$ в моттрамите. Таким образом, авторы работы [31] объясняют присутствие ванадат-иона не механической примесью моттрамита, а изоморфным вхождением ванадия в вокеленит. Ванадийсодержащая разновидность этого минерала ассоциирует с моттрамитом, образующимся позже вокеленита, а также с фосфато-ванадатом свинца (предположительно новым минералом), и нарастает на церуссит и биндгеймит, которые в свою очередь развиваются по галениту и блеклой руде [31]. Авторы цитируемой статьи предполагают существование ванадиевого аналога вокеленита, где ванадат-ион замещает фосфат-ион. Отметим, что позже в этой минеральной ассоциации был обнаружен и описан новый минерал бушмакинит [38].

Кроме того, в работе Ю.В. Ерохина и Д.А. Клейменова [17] приведено описание двойников и корonoидальных сростков вокеленита из Березовского месторождения. Ими установлено, что двойники вокеленита представляют собой крестообразные сростки с двойниковой плоскостью по [110]. Каждый индивид развернут относительно другого на 90° . В самих кристаллах отмечается комбинация пинакоида $h\{201\}$ и ромбических призм $m\{210\}$, $d\{011\}$, $f\{110\}$. Облик индивидов уплощенный за счет наибольшего развития ромбической призмы $m\{210\}$ [17]. Тройниковые (корonoидальные) сростания часто

встречаются среди кристаллических щеток вокеленита. Размеры их обычно в 2-3 раза превышают размеры отдельных индивидов и достигают 5-6 мм в длину. Сечение сростков – псевдогексагональное за счет наибольшего развития ромбической призмы $m\{210\}$ в кристаллах. Облик кристаллов сложен комбинацией пинакоидов $a\{100\}$, $h\{201\}$ и ромбических призм $m\{210\}$, $d\{011\}$, $f\{110\}$ (рис. 3). Срастания трех индивидов происходит по ромбической призме $m\{210\}$, при этом отрицательные стороны индивидов обращены внутрь сростков (т.е. пинакоид $h\{201\}$ расположен в индивидах изнутри сростков). Получающийся в результате входящий угол короноидального сростка создает энергетически выгодные условия для интенсивного роста, что и обуславливает больший размер этих срастаний по сравнению с обычными индивидами [17].

Рис. 3. Морфология кристаллов вокеленита из Березовского месторождения, по [17].



Феникохроит $Pb[CrO_4]O$

В начале 1830-х гг. Р. Герман [72] описал новый хромат свинца, работая с коллекцией из Преображенского рудника Березовского месторождения, и назвал его меланохроитом за более темный цвет, нежели у крокоита. В работе [22] приводится ссылка на Г. Розе [79], который отметил, что минерал этот, видимо, до описания Р. Германом принимали за крокоит. Возможно, он был известен И.Г. Леманну, который в работе, посвященной крокоиту [76], упоминает минерал «цвета японской киновари». В более поздних исследованиях для минерала, открытого Р. Германом, предлагались разные названия: феникохроит [67], феницитес [64], феницит [69] и другие [22]. Березовит, охарактеризованный Я.В. Самойловым [46] и названный по месту находки, по мнению С. Вильямса [81], является феникохроитом в начальной стадии замещения крокоитом и церусситом [29]. В справочнике [29] дается ссылка на работы Г. Колобова [27] и Н. Чупина [54], где сообщается, что образцы с феникохроитом были добыты на Преображенском руднике, но даже здесь он был малораспространен. Так, феникохроит на этом руднике встречался в виде небольших друзовидных скоплений мелких кристаллов, в сплошных массах, состоящих из мелких скорлуповатых частиц или плохообразованных кристаллов, удлинённых по $[010]$ и уплощённых по $[100]$. Такое описание приводится в работе Г.Е. Щуровского [59]. Германом Р. [73] в составе феникохроита определены (в мас.%): PbO 76,69; CrO_3 23,31 (определено по разности); Самойловым Я.В. [46]: PbO

79,30; CrO₃ 17,94; CO₂ 2,46. Плотность феникохроита, измеренная Р. Германом, составляет 5,75 г/см³ [29]. Феникохроит встречается совместно с крокоитом, англезитом, вокеленитом, пироморфитом [52], а также с эмбрейитом [80]. Параметры элементарной ячейки минерала были определены [82] и составляют: a 14,001-13,993; b 5,675-5,667; c 7,137-7,130 Å; β 115°13'-115°16'. Также была решена структура минерала, произведены измерения кристаллов, и дан чертеж одного из них (рис. 4).

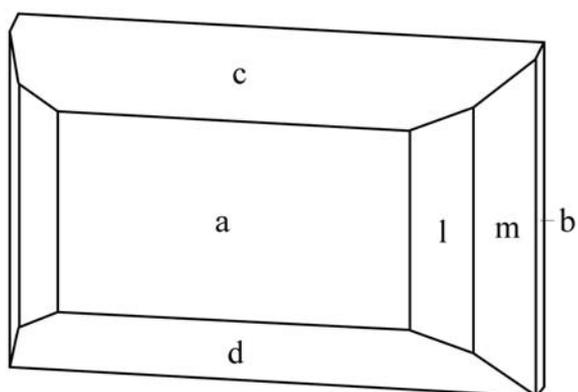


Рис. 4. Кристалл феникохроита Березовского месторождения, по [82]. Простые формы: $c\{001\}$, $a\{100\}$, $d\{20-1\}$, $l\{210\}$, $m\{110\}$, $b\{010\}$.

В работе [21] приводятся рентгенограмма порошка и ИК-спектры феникохроита, полученные Н.В. Чукановым. Спектр характеризуется триплетом с частотами 834, 852 и 885 см⁻¹ (валентные колебания Cr-O в тетраэдре [CrO₄]²⁻), а также полосой 416 см⁻¹ (валентные колебания Pb-O). Присутствие полос при 677, 1410 и 1480 см⁻¹ объясняется присутствием примеси церуссита. Кроме этого, сделано наблюдение, что на феникохроит обычно нарастают крокоит и пироморфит, а сам он является наиболее ранним хроматом [21].

Рентгенограмма темно-красной корки феникохроита, полученная А.Ф. Бушмакиным, приведена в [29]. Параметры элементарной ячейки, рассчитанные по ней, составляют: a 14,036; b 5,684; c 7,124 Å; β 114°40'. Феникохроит, первый из хроматов по времени образования, обычно нарастает прямо на галенит или покрывающий его англезит. Феникохроит замещается крокоитом и церусситом [29].

Эмбрейит Pb₅[CrO₄]₂[PO₄]₂×H₂O

Эмбрейит установлен С. Вильямсом в 60-х годах XX века на образцах, хранящихся в частной коллекции в Сан-Франциско, в музее Горной школы (Париж) и в Британском музее (Лондон) [80]. По его мнению, сведения о минерале из Березовского месторождения, похожем на эмбрейит, содержатся уже в работах XVIII-XIX вв. В этой же работе приведены рассчитанные по порошкограмме параметры элементарной ячейки минерала, которые составляют: a 9,755; b 5,636; c 7,135 Å; β 103°5'. Также автор этой статьи приводит данные химического анализа эмбрейита из Березовского месторождения (см. табл. 3) и значения, полученные Ф. Пизани в 1880 году [78].

В работе [24] приводится описание ритмично-переслаивающихся агрегатов, в основном состоящих из вокеленита, в которых с помощью микронзондовых профилей удалось выявить слои эмбрейитового состава. Подобные агрегаты описывает и Е.Ф. Чирва

[52]. Эмбрейит и вокеленит встречаются как в виде отдельных почек, так и в виде корок, имеющих ритмично-зональное строение. В центральной части почек наблюдается зона темно-розового цвета, мощностью 2-3 мм, состоящая из шестоватых кристаллов эмбрейита, которая сменяется серией коричневых слоев вокеленита и эмбрейита разной мощности и интенсивности окраски [24]. Авторам этой работы с помощью электронно-зондового микроанализа удалось установить неоднородность в строении почки эмбрейита, особенно наглядно проявляющуюся на профилях содержания свинца, меди и фосфора.

В работе [21] приводятся химические анализы эмбрейита (табл. 3). Там же отмечается, что эмбрейит обычно образуется раньше крокоита и пироморфита, которые в ряде случаев продолжают расти, будучи с поверхности покрыты коркой эмбрейита. В статье, посвященной березовскому эмбрейиту [26], выделяются две его разновидности, встреченные при изучении материала из Преображенского рудника и из Крокоитового шурфа на Успенской горе. Первая из них дает корочки толщиной 3-5 мм с кристаллической поверхностью, сложенной таблитчатыми кристалликами псевдогексагональной формы. Кристаллы образованы гранями $\{001\}$, $\{010\}$ и $\{110\}$. Размеры кристаллов не превышают 70-80 микрон (рис. 5). Они собраны в радиально-пластинчатые, розоподобные агрегаты и мелкие щетки. Цвет минерала в таких образованиях насыщенный медово-коричневый до желто-коричневого [26]. Вторая разновидность представляет собой мелко- и тонкозернистые агрегаты, образующие ритмично-слоистые агрегаты с вокеленитом. Цвет эмбрейита изменяется от розовато-коричневого до печеночно-коричневого в плотных и тонкозернистых и канареечно-желтого в рыхлых тонкозернистых прослоях. Химический состав (табл. 3), как отмечают авторы цитируемой работы, не отличается стехиометричностью. На диаграмме, отражающей соотношения свинца и меди (рис. 6), отчетливо прослеживается связь обратного линейного характера. Закономерное уменьшение количества свинца с повышением содержания меди могло бы указывать на изовалентный изоморфизм между этими элементами [26]. Авторы цитируемой работы отмечают, что эмбрейит с повышенным содержанием меди имеет печеночно-коричневую окраску, плотное тонкозернистое строение, и его рентгено-дифракционная картина характеризуется сильно расщепленными пиками с расширенными основаниями по сравнению с эталоном [80]. Рентгенограмма медового эмбрейита наиболее близка к эталонной [26]. Помимо этого, отмечено, что, несмотря на значительное количество меди, входящей в структуру минерала (до 1 а.ф.), параметры элементарной ячейки эмбрейита изменяются незначительно. Общая тенденция заключается в уменьшении параметра a от 10,68 Å в разностях с малым содержанием меди до 10,34 Å в высокомедистом эмбрейите. В отношении параметра b закономерность обратная, а параметр c практически не меняется [26]. В цитируемой работе авторы отмечено, что ИК-спектры эмбрейита, характеризуются следующими полосами поглощения: отчетливый дублет 537 и 567 см⁻¹ (деформационные колебания $[\text{PO}_4]^{3-}$), нечеткий триплет 820, 867 и 907 см⁻¹ (валентные колебание ионов $[\text{CrO}_4]^{2-}$), дублет 964 и 1025 см⁻¹ (валентные колебания $[\text{PO}_4]^{3-}$). Судя по ИК-спектру, в эмбрейите молекулы воды сильно поляризованы и частично диссоциированы [26]. Также авторы цитируемой работы делают выводы о том, что два выделенных ими

морфологических типа эмбрейита имеют разное время образования и возникли за счет разных минералов: в одном случае это церуссит, а в другом крокоит.

Таблица 3

Химический состав эмбрейита (в мас.%) из Березовского месторождения

№	1	2	3	4	5	6	7	8
PbO	72,25	75,30	74,70	74,90	75,00	74,4	74,73	70,60
CuO	2,53	1,20	1,62	1,68	1,45	1,70	1,71	4,57
ZnO	-	0,03	0,06	0,02	0,06	0,04	0,04	-
Fe ₂ O ₃	-	0,01	0,01	0,04	0,01	0,02	0,02	-
CO ₂	1,04	-	-	-	-	-	-	-
P ₂ O ₅	8,23	-	9,57	9,47	9,11	0,09	9,13	9,78
As ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	-	-
V ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	-	-
CrO ₃	13,08	-	13,40	13,5	13,6	13,4	13,46	15,50
H ₂ O	0,91	-	-	-	-	0,91	0,91	-
Сумма	98,04	-	99,4	99,6	99,2	99,56	100,00	100,45
№	9	10	11	12	13	14	15	
PbO	70,83	70,19	70,87	72,28	68,13	69,93	72,56	
CuO	5,24	3,71	3,93	3,56	6,93	5,28	4,47	
ZnO	-	-	-	-	-	-	-	
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	
CO ₂	-	-	-	-	-	-	-	
P ₂ O ₅	8,02	13,32	12,76	12,05	8,35	8,18	8,24	
As ₂ O ₅	1,32	--	-	-	0,45	1,67	0,48	
V ₂ O ₅	-	-	-	0,08	-	-	-	
CrO ₃	12,34	10,66	11,19	10,71	14,37	11,90	15,03	
H ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	
Сумма	97,75	97,88	98,75	98,68	98,23	96,96	100,78	

Примечание: ан. 1-8 – данные по [80]; ан. 9-11 – данные по [21]; ан. 11-15 – данные по [26]. Ан. 11 – розовато-коричневый мелкозернистый агрегат эмбрейита из основания эмбрейит-вокеленитовых почек, Крокоитовый шурф; ан. 12-13 – печеночно-коричневый тонкозернистый агрегат эмбрейита из эмбрейит-вокеленитовых почек, Крокоитовый шурф; ан. 14-15 – пластинчатые кристаллы медово-коричневого эмбрейита, Преображенский рудник. Прочерк означает, что содержание компонента ниже предела обнаружения.

В справочнике [29] приводятся краткие выдержки из цитируемых выше работ, а также дана рентгенограмма эмбрейита и вычисленные на ее основе параметры элементарной ячейки: a 9,755; b 5,636; c 7,135 Å; β 103°05'.

Рис. 5. Кристалл эмбрейита из Березовского месторождения [26]. Простые формы: $c\{001\}$, $b\{010\}$, $h\{110\}$.

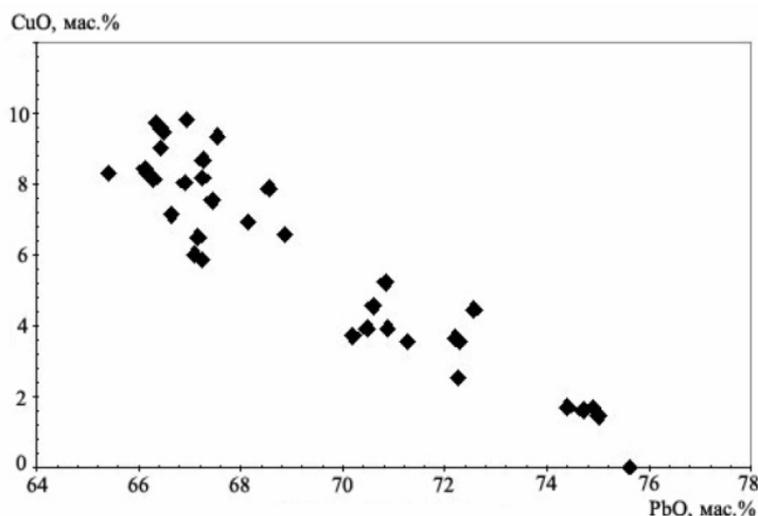
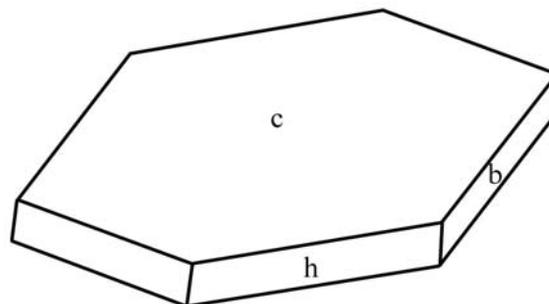


Рис. 6. Соотношения Pb и Cu в березовском эмбрейите [26].

Форнасит $Pb_2Cu[CrO_4][AsO_4](OH)$

Летом 1996 года при промывке отвалов Крокоитового шурфа (гора Успенская) Д.А. Клейменовым был обнаружен образец с продуктами окисления блеклой руды и пирита. В небольшой полости были обнаружены пластинчатые кристаллы форнасита черно-зеленого цвета, наросшие на миметизит или тесно ассоциирующие с ним. В некоторых местах отмечалось замещение миметизита этим минералом [23]. Клейменовым Д.А. с соавторами также было произведено качественное определение свинца, меди, мышьяка и хрома в минерале. Также в статье [23] приводятся параметры элементарной ячейки (a 8,13; b 5,87; c 17,62 Å; β 110°), рассчитанные по порошковой рентгенограмме. В парагенезисе с описываемым минералом наблюдаются бедантит и карминит, развивающиеся по миметизиту, а также гетит [23]. Авторами цитируемой работы отмечается, что форнасит является одним из поздних минералов зоны гипергенеза Березовского месторождения.

Отдельные и хорошо образованные кристаллы форнасита крайне редки на Березовском месторождении, они описаны в работе Ю.В. Ерохина с коллегами [18]. Было обнаружено 3 типа кристаллов форнасита: игольчатые, клиновидные и пластинчатые. Игольчатый форнасит слагает кристаллы до 7 мм при ширине в 1 мм (рис. 7а) и встречается гораздо реже других типов. Иглы прозрачные, оливково-зеленого цвета, огранены ромбическими призмами $m\{110\}$, $d\{421\}$, $y\{051\}$ и пинакоидами $a\{100\}$,

$b\{010\}$, $o\{101\}$, $f\{501\}$. На гранях ромбической призмы $d\{421\}$ наблюдаются вицинали роста. Кристаллы этого типа обычно нарастают на коричневые корки пластинчатого форнасит, образуют радиально-игольчатые и спутанно-игольчатые агрегаты в полостях более раннего по времени образования ячеистого биндгеймита. Клиновидный форнасит является преобладающим морфотипом. Он образует кристаллы подобные вокелениту и достигает 3-4 мм в длину. Индивиды обычно слабо расщеплены и уплощены по $[100]$. Цвет черный, темно-коричневый, в тонких сколах просвечивают коричнево-красным цветом. В огранке кристаллов отмечается комбинация ромбических призм $m\{110\}$, $h\{130\}$, $x\{011\}$, $z\{031\}$ и пинакоидов $o\{101\}$, $c\{001\}$, $k\{-101\}$, $b\{010\}$ (рис. 7б). На гранях призм горизонтального кольца наблюдается комбинационная штриховка, вызванная совместным ростом плоскостей $[110]:[130]$. Кристаллы этого типа часто нарастают на желто-зеленый короткопризматический миметизит, иногда заполняют полости в сетчатом гетитовом агрегате, образовавшемся при окислении галенита. Часто нарастает на стенки полостей в рыхлом биндгеймите. Пластинчатый форнасит образует кристаллы, размером $0,2 \times 5$ мм. Индивиды полупрозрачны, имеют оливковый цвет, огранены пинакоидами $a\{100\}$, $w\{-301\}$, $c\{001\}$ в комбинации с ромбическими призмами $p\{310\}$, $n\{120\}$ (рис. 7в). Кристаллы очень тонкие за счет сильного уплощения по $[100]$. Пластинчатый форнасит нарастает на агрегаты гидроокислов железа [18].

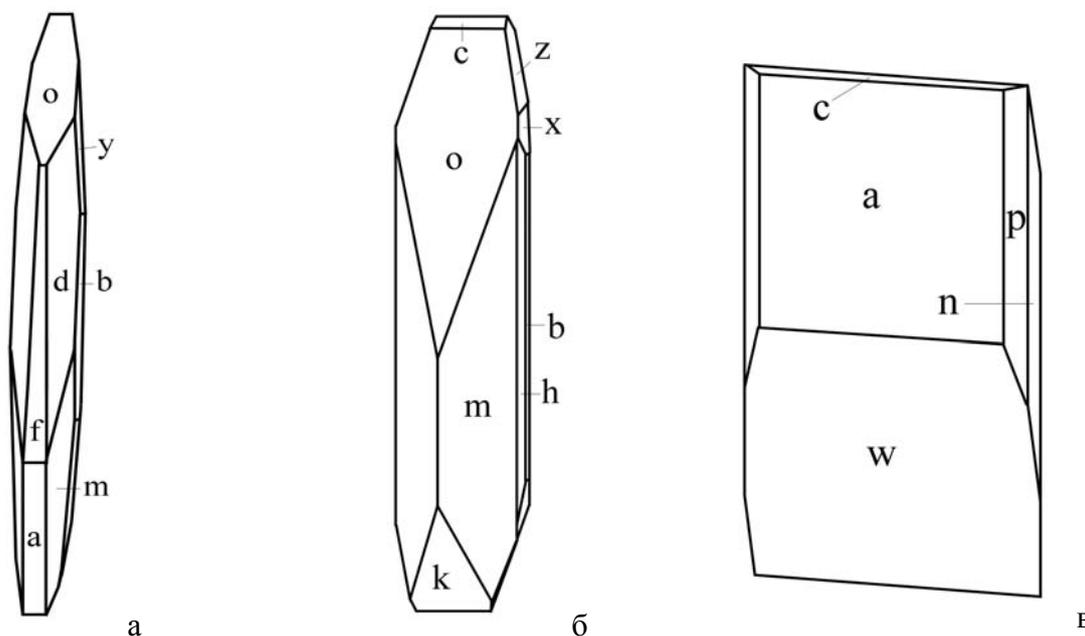


Рис. 7. Кристаллы форнасит из Березовского месторождения, по [18]. а – игольчатый тип, б – клиновидный тип, в – пластинчатый тип.

В работе [24] приводятся результаты анализов форнасит (в мас.%): PbO 64,25; 63,10; 63,05; CuO 10,54; 10,40; 10,40; CrO₃ 10,07; 9,89; 10,36; As₂O₅ 14,99; 13,93; 13,92; P₂O₅ 0,33; 0,32; 0,32. Эмпирические формулы: Pb_{2.30}Cu_{1.06}As_{1.04}Cr_{0.81}O₈(OH)_{1.06}; Pb_{2.33}Cu_{1.08}As_{1.00}Cr_{0.82}O₈(OH)_{1.09}; Pb_{2.30}Cu_{1.06}As_{0.99}Cr_{0.84}O₈(OH)_{1.07}.

В работе [28] на образце с Успенской горы Березовского месторождения уточнена методом Ритвельда кристаллическая структура фосфорсодержащего форнасит,

имеющего параметры элементарной ячейки: a 8,09015(12); b 5,909113(9); c 17,4839(2) Å; β 119,99(2); V 785,5(3) Å³. Также авторы этой работы отмечают, что химический состав изученного ими образца форнасита достаточно широко варьирует: $\text{Pb}_{1.95-2.03}\text{Ca}_{0.00-0.01}\text{Cu}_{0.92-1.05}\text{Cr}_{0.90-1.05}\text{As}_{0.67-0.92}\text{P}_{0.03-0.28}\text{O}_8(\text{OH})$, причем наиболее сильно меняется величина As/P.

Касседаннеит $\text{Pb}_5[\text{VO}_4]_2[\text{CrO}_4]_2 \times \text{H}_2\text{O}$

Касседаннеит был обнаружен на образцах из Березовского месторождения, хранящихся в Музее минералогии Высшей горной школы в Париже. Он установлен и описан Ф. Сесброном с соавторами, как указано в справочнике [29] со ссылкой на [65]. Агрегаты минерала сложены очень мелкими кристаллами, уплощенными по {010} и имеющими псевдогексагональные очертания из-за секториального двойникования. Вычисленная плотность минерала составляет 6,52 г/см³, показатели преломления, рассчитанные из коэффициентов отражения: n_g 2,6; n_p 2,25 [29]. Вычисленные по порошковой рентгенограмме параметры элементарной ячейки: a 7,693; b 5,763; c 9,795 Å; β 115°93'. Электронно-зондовый анализ агрегата мелких кристаллов показал его неоднородность. Состав разных индивидов в этом агрегате варьирует от эмбрейита (атомное отношение P/V = 1,67/0,33) до касседаннеита ($V > P$). Среднее из 15 определений дает: $(\text{VO}_4)_{1.25}(\text{PO}_4)_{0.77}(\text{CrO}_4)_{1.98}$. Состав участка, богатого ванадием, следующий (в мас.%): PbO 70,24; CuO 0,61; ZnO 0,65; V₂O₅ 9,90; P₂O₅ 1,56; CrO₃ 12,39; H₂O 1,65 (по разности), сумма 100,00%. Эмпирическая формула $(\text{Pb}_{4.92}\text{Zn}_{0.12}\text{Cu}_{0.11})[(\text{VO}_4)_{1.63}(\text{PO}_4)_{0.33}(\text{CrO}_4)_{1.86}] \times 1.37\text{H}_2\text{O}$ или $\text{Pb}_5(\text{VO}_4)_2(\text{CrO}_4)_2 \times \text{H}_2\text{O}$. Возможно, что эмбрейит и касседаннеит образуют серию твердых растворов [29].

Минералы Березовского месторождения, содержащие примесный хроматный анион

Кроме хроматов, на Березовском месторождении описан ряд хромсодержащих минералов, в которых содержание оксида шестивалентного хрома достигает нескольких массовых процентов. Так, в дуфтите концентрация CrO₃ достигает 0,3 мас.%; этот минерал найден в Крокоитовом шурфе в ассоциации с крокоитом и вокеленитом [9]. Корнваллит, описанный отсюда же Д.А. Клейменовым с соавторами [25], содержит до 0,8 мас.% CrO₃. Этот минерал находится обычно в ассоциации с гартреллитом, арсенцумебитом, бедантитом и гетитом среди продуктов окисления блеклой руды и галенита [25]. В бушмакините, минерале описанном в 2002 году на образцах с верхнего горизонта шахты «Северной», содержание CrO₃ колеблется от 1,3 до 2,4 мас.% [38]. Клейменов Д.А. описывает с отвалов Крокоитового шурфа медистый арсенбракебушит с содержанием оксида хрома от 0,5 до 4,8 мас.% [21]. Им в этой работе [21] был описан и моттрамит с содержанием CrO₃ от 2,0 до 2,3 мас.%.

"МАЛЫЕ" ПРОЯВЛЕНИЯ ХРОМАТНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

К «малым» можно отнести проявления, по которым, с одной стороны, имеется не так много сведений, как по Березовскому месторождению, а с другой – хроматная минерализация на них проявлена все же существенно. В первую очередь это проявления

на горах Точильная (Режевской район, Свердловская область) и Суховяз (окраина города Верхний Уфалей, Челябинская область), Первомайско-Зверевское (близ пос. Первомайский Свердловская область) и Свиначное (близ г. Нижний Тагил, Свердловская область) месторождения.

Гора Точильная

Одно из старейших среди известных проявлений крокоита на Урале - это гора Точильная, расположенная близ одноименной деревни в Режевском районе Свердловской области. Как указывается в работе [8], месторождение горы Точильной в XVIII-XIX веках обрабатывалось на огнеупорный кварцевый материал. В этой же работе дается указание на статью Е.Ф. Чирвы [51], отмечавшей, что первая находка крокоита на месторождении была сделана П.С. Палласом во время путешествия по России во второй половине XVIII века. Попов Н.С. [42], при характеристике месторождения писал: «В Точильной же горе находится он (крокоит)... в длинных или коротких хрусталях, либо в виде примазок» [8]. Это же месторождение упоминается и в «Курсе описательной минералогии» [4], и в «Системе минералогии» [14]. В справочнике [29] приводятся ссылки на работы П.С. Палласа [37], Н.С. Попова [42] и Е.Ф. Чирвы [51].

Как указано в работе [8], Точильная гора находится в пределах восточного крыла Мурзинско-Адуйского антиклинория и представлена серией даек березитизированных гранит-порфиров, секущих метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы, а также серпентиниты, превращенные в тальковые и тальково-карбонатные породы. Березитизированные дайки содержат маломощные кварцевые жилы лестничного типа, выполненные массивным и друзовидным кварцем. В жилах присутствует весьма редкая гнездовая вкрапленность галенита, пирита и сфалерита. Жилы незначительно золотиносны. В зоне окисления известны гетит, англезит, церуссит и крокоит.

Бушмакин А.Ф. и Кайнов В.И. [8] описали на месторождении крокоит в виде примазок, землистых агрегатов, отдельных призматических кристаллов и их агрегатов. Наиболее часто крокоит встречается в виде примазок, обычно являющихся уплощенными монокристаллами, заключенными внутри тонких трещин. Цвет примазок зависит от их толщины и варьирует от темно-красного до светло-оранжевого, на выветрелой же поверхности крокоит становится бурым и непрозрачным [8]. Землистый крокоит образует неправильные по форме скопления оранжево-желтого цвета размером до 5 мм, которые часто развиваются по крупным идиоморфным кристаллам крокоита. Ограниченные кристаллы крокоита встречаются также в открытых трещинах и внутри друзовых пустот, приуроченных к зальбандам кварцевых жил.

Авторами работы [8] было проведено детальное изучение морфологии кристаллов крокоита (данные по измерениям шести кристаллов на гониометре ГД-1). Установлено, что наиболее распространенные формы кристаллов крокоита на месторождении - это $\{110\}$ и $\{210\}$, в меньшей степени распространены $\{-101\}$, $\{120\}$, $\{111\}$, $\{-111\}$, $\{011\}$, $\{021\}$, $\{-301\}$, $\{001\}$, $\{012\}$, $\{-211\}$, $\{-312\}$, $\{-612\}$, и только на одном кристалле был встречен пинакоид $\{100\}$. Также авторами цитируемой работы произведено измерение микротвердости на полированных срезах кристаллов по плоскостям (001) и (110);

полученные средние значения составляют 109 и 84 г/мм² (нагрузка 20 г) соответственно. Помимо гониометрических измерений кристаллов и определения твердости, авторами цитируемой работы приводятся данные химического анализа. Содержания главных компонентов составляют (в вес.%): PbO 67,48; CrO₃ 30,60; SO₃ 0,30. В этой работе приводится и порошкограмма крокоита. Параметры элементарной ячейки для двух разновидностей крокоита, землистой и идиоморфнозернистой, приведены в таблице 4. Значения их отличаются от приведенных в монографии [14], что, по предположению авторов, вызвано наличием примеси SO₄²⁻ [8].

Таблица 4

Параметры элементарной ячейки двух разновидностей крокоита Точильной горы, по [8]

параметр	кристаллы	землистый агрегат
$a, \text{Å}$	7,13	7,14
$b, \text{Å}$	7,43	7,43
$c, \text{Å}$	6,74	6,73
β	103°04'	103°11'

Суховязское месторождение

Суховязское месторождение расположено на западной окраине города Верхний Уфалей Челябинской области. Вертушков Г.Н. и Соколов Ю.А. [11] указывают, что свинцовая минерализация, описываемая ими, находится в зоне окисления кварцевых жил, залегающих среди метаморфических пород на северном склоне горы Суховяз. Как отмечается в этой работе, впервые эти жилы были отмечены А.А. Штукенбергом [58], а свинцовая минерализация в них установлена И. Морозевичем [33], и его описание вошло в «Путеводитель по Уралу» [44], а с небольшими добавлениями – в монографию Е.Ф. Чирвы [53] о пироморфите.

Пертель А.И. в своей работе [39] отмечает, что крокоит на месторождении наблюдается в виде кристаллов до 5 мм в полых трещинах совместно с кристаллами пироморфита.

В работе [11] указывается, что первичными минералами в жилах являются галенит, халькопирит и пирит, а точно установленными гипергенными: церуссит, англезит, пироморфит, крокоит, плюмбоярозит, малахит, пиролюзит и куприт. В этой же работе приводятся описания плюмбоярозита, «плюмболимонита» и пироморфита; в двух последних минералах выявлено содержание хрома методом спектрального анализа.

В работе [41] выделено две генерации крокоита на месторождении. Первая характеризуется пластинчатым обликом кристаллов, а более поздняя – короткопризматическим. Авторы приводят в работе чертежи кристаллов обоих типов. На кристаллах они отмечают присутствие следующих простых форм: а) для первой генерации {001}, {041}, {100}, {010}, б) для второй генерации {021}, {011}, {310}, {110}.

Первомайско-Зверевское месторождение

Первомайско-Зверевское золоторудное месторождение расположено близ поселка Первомайский Верхне-Пышминского городского округа Свердловской области. Первые находки крокоита на месторождении, как указывается в работе [2], были сделаны Н.В. Бутыриным и Е.Н. Монаховой в 1932 году. В 1949 году А.И. Александров встретил крокоит в разведочной выработке, проходящей в стороне от рудных тел на глубине 10 м от поверхности [2]. Первомайско-Зверевское месторождение приурочено к массиву апогарцбургитовых серпентинитов, прорванных небольшими телами гранитоидов и жильными плагиогранит-порфирами и гранит-порфирами. В зонах трещиноватости и вблизи рудных тел серпентиниты превращены в тальковые, тальк-карбонатные и кварц-карбонатные породы, а гранитоиды березитизированы. Золотоносные сульфидно-кварцевые жилы размещаются в гранитоидах и серпентинитах. Жилы сложены кварцем с примесью карбонатов, серицита и талька. Среди рудных минералов преобладает пирит, а в подчиненных количествах встречаются галенит, блеклые руды, халькопирит, сфалерит, золото и шеелит. Минералы зоны окисления представлены гидроксидами железа и марганца, пироморфитом, церусситом, англезитом, крокоитом и другими минералами [2].

Из хроматов на месторождении известен только крокоит. Он концентрируется преимущественно в чистом белом каолините и на поверхности тонких халцедоновых прожилков, пересекающих гранитоиды. На месторождении преобладают кристаллы крокоита призматического габитуса с отношением длины к толщине от 2 до 5, в целом же эта величина колеблется в пределах от 1 до 20. Выявлено 9 простых форм, три из которых, $\{110\}$, $\{111\}$ и $\{-111\}$, присутствуют на всех без исключения кристаллах с сохранившейся огранкой. Как отмечается в работе [2], четыре грани наиболее развитой призмы $\{110\}$, как правило, близки между собой по степени развития, что определяет почти квадратное сечение кристаллов крокоита. При одинаковом развитии граней $\{111\}$ и $\{-111\}$ кристаллы приобретают псевдотетрагональный облик (рис. 8а).

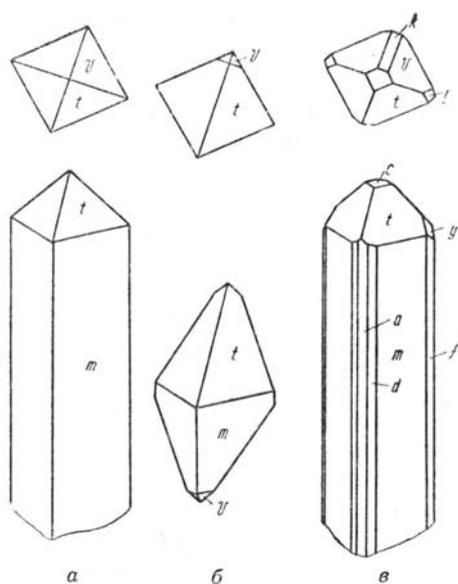


Рис. 8. Зарисовка кристаллов крокоита Первомайско-Зверевского месторождения, по данным [2]. Простые формы: $c\{001\}$, $a\{100\}$, $f\{120\}$, $m\{110\}$, $d\{210\}$, $y\{021\}$, $k\{-101\}$, $t\{111\}$, $v\{-111\}$.

Кроме этих граней, авторами цитируемой работы отмечается наличие призм {210}, {021} и {120}, а также граней {100}, {001} и {-101}, отмечаемых лишь на немногих кристаллах (рис. 8в). Также указано, что крокоит на месторождении в ассоциации с галенитом встречен не был [2].

Благодатное месторождение

Благодатное месторождение, расположенное на Среднем Урале близ поселка Монетный, объединяет I, II, III и IV Благодатные рудники. Как отмечает Н.А. Ярош [62], месторождение расположено в полосе вулканических и плутонических пород между двумя крупными гранитными массивами: Верх-Исетским и Мурзинским. Все четыре рудника приурочены к расланцованным зонам, сложены разнообразными метаморфическими породами, среди которых значительную роль играют карбонатизированные породы. Рудные тела залегают среди лиственитов и березитов, пересеченных большим количеством карбонатных и кварцевых прожилков [62]. Первичными минералами на месторождении являются кварц, карбонат, пирит, блеклая руда, халькопирит, галенит, сфалерит, айкинит, тетрадимит, самородный висмут, пирротин, гессит и алтаит. В зоне окисления известны следующие минералы: самородные серебро и медь, ковеллин, халькозин, борнит, дигенит, куприт, халцедон, пироморфит, миметизит, карминит, оливенит, скородит, вольфенит, крокоит, моттрамит, биндгеймит(?), ферримолибдит, церуссит, малахит, азурит, бисмутит, хризоколла, биксбиит(?), каламин, халькантит [62]. В справочнике [29] приведена ссылка на работу Е.Ф. Чирвы [52], в которой упоминается находка вокеленита на Благодатных рудниках. Ярош Н.А. [61, 62] приводит описание некоторых минералов зоны окисления четвертого рудника: пироморфита, карминита, оливенита, скородита, вольфенита, ферримолибдита, моттрамита, биндгеймита, церуссита, хризоколлы, малахита, азурита, биксбиита (?), халькантита и лишь дает упоминание о находке крокоита.

Свинечное месторождение

Проявление хроматной минерализации, приуроченное к зоне окисления Свинечного месторождения, расположено на западном склоне горы Бертевой (называемой также Бортевой, или Свинечной) в 1,5 км к северу от села Шиловка, находящегося на тракте Нижний Тагил – Алапаевск Свердловской области. Месторождение, открытое в 1829 году, представляет собой серию жил, расположенных на контакте березитизированных гранитоидов с тальковыми сланцами и серпентинитами. Рудная минерализация в слабозолотоносных кварцевых жилах представлена галенитом, халькопиритом и блеклой рудой. В работе [48] отмечают, что первые исследования гипергенных минералов на Свинечном руднике, разрабатывавшем это месторождение в 1830-х годах, провел Г. Розе [79], выделив в том числе крокоит, пироморфит и церуссит. Сустановым С.Г. и Канонеровым А.А. при исследовании образцов были установлены гипергенные киноварь, миметизит, вокеленит, дуфтит, гетит, эмбрейит, брошантит, малахит, азурит, биндгеймит, ковеллин, бедантит, джарлеит, гидроцеруссит и линарит [48]. Этими исследователями на месторождении выделяются три морфологических разновидности вокеленита: (1)

тонкозернистые корки, цвет которых варьирует от оливково-зеленого до грязно-коричневого и черного; (2) черные призматические кристаллы до 1 мм по удлинению; (3) зелено-коричневые прозрачные овально-клиновидные кристаллы до 0.5 мм по удлинению. В составе вокеленита выявлено присутствие наряду с фосфором также мышьяка. Попов В.А. и Канонеров А.А. [40] установили на месторождении еще ряд вторичных минералов, а именно: англезит, карминит, партцит, шультенит и эсколаит (последний покрывает кристаллы крокоита). Определение минералов производилось преимущественно методом порошковой рентгенографии, и только состав эсколаита, шультенита и партцита был изучен электронно-зондовым методом. В этой статье приводятся зарисовки кристаллов миметезита, дуфтита, азурита, церуссита, англезита и необычного кристалла крокоита (рис. 9).

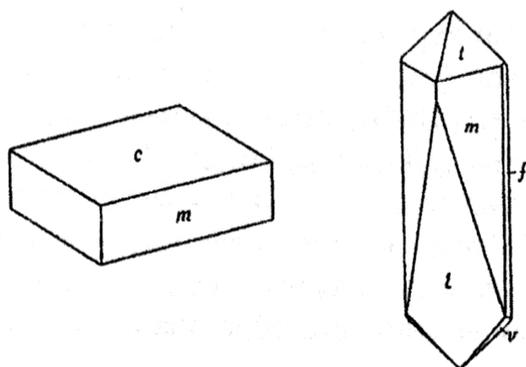


Рис. 9. Кристаллы крокоита из Свиначного месторождения, по данным [40]. Простые формы: $c\{001\}$, $m\{110\}$, $t\{111\}$, $f\{120\}$, $v\{-111\}$, $\xi\{-101\}$.

Другие проявления хроматов на Урале

В работе В.В. Нефедьева [34] упоминается о находке вокеленита в золотоносных россыпях на р. Мостовой близ города Березовский.

Штукенбергом А.А. [57] сообщается о находке крокоита в кварцевых жилах на горе Березовой в Полевском районе.

Матвеев К.К. [32] сообщает о нахождении крокоита на территории Требиатского вольфрамового месторождения Гумбейской группы на Южном Урале.

О крокоите как носителе свинца в зоне гипергенеза медноколчеданного месторождения Тарньер на Северном Урале упоминается в работе Н.И. Разенковой с соавторами [45].

В работе [60] упоминают о крокоите на Бисерском (Сарановская группа, Пермский край) и Кумакском (Южный Урал) месторождениях.

Алексеевым В.Я. [3] приводятся сведения о находке крокоита на территории Вишерского Урала без точной географической привязки.

Прибавкин С.В. и Ерохин Ю.В. в работе [43], посвященной зоне гипергенеза Шарташского и Кузнецовского месторождений шеелита, упоминают о находке вокеленита. Минерал был диагностирован рентгеновским и ИК-спектроскопическими методами. Вокеленит ассоциирует с пироморфитом, плюмбоярозитом, гипсом, халькантитом, церусситом, бисмутитом, биндгеймитом, гетитом, которые описаны в

работе [43], а также с халькозином, малахитом, штольцитом, ванадинитом, айкинитом, фридрихитом, бурнонитом, галенитом, тетраэдритом, пиритом и кварцем.

В книге [35] приводится ссылка на работу И.И. Чайковского и В.В. Голдырева [49], которыми был установлен вокеленит в нижнетриасовых отложениях в верховьях р. Косы, совместно с цинксодержащим кальцитом, цинкитом и глетом.

В заключение отметим, что данные по минералогии хроматов из уральских проявлений содержатся в двух недавних дипломных студенческих работах. Одна из них посвящена минералогии зоны окисления горы Суховяз [12], а вторая – арсенатной минерализации зоны окисления Березовского месторождения [36].

Автор выражает благодарность И.В. Пекову за помощь в подготовке обзора. Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 14-05-00276.

Литература

1. *Авдонин В.Н., Поленов Ю.А.* Очерки об уральских минералах: 2-е издание, дополненное. Екатеринбург: УГГГА, 2004. 419 с.
2. *Александров А.И., Кайнов В.И.* Крокоит из Первомайско-Зверевского месторождения на Среднем Урале // Минералогия и петрография Урала. Труды СГИ. Свердловск, 1975. Вып. 106. С. 152-155.
3. *Алексеев В.Я.* Первый вариант минерального кадастра Вишерского Урала // Минералогия Урала. Материалы III-го регионального совещания. Миасс, 1998. Т. 1. С. 5-7.
4. *Болтырев А.К.* Курс описательной минералогии. Л.-М.: ОНТИ, 1935. Вып. 3. 186 с.
5. *Бушмакин А.Ф.* Крокоит из Березовского золотого рудника // Горный журнал. Известия вузов, 1993. № 4. С. 116-119.
6. *Бушмакин А.Ф.* Хроматы свинца Березовского золоторудного месторождения // Уральская летняя минералогическая школа - 1997. Екатеринбург: УГГГА, 1997. С. 90-92.
7. *Бушмакин А.Ф., Чуканов Н.В.* Проблема вокеленита-лаксманиита // Уральская летняя минералогическая школа - 1997. Екатеринбург: УГГГА, 1997. С. 92-95.
8. *Бушмакин А.Ф., Кайнов В.И.* Крокоит из месторождения Точильная гора на Среднем Урале // Минералогия и петрография Урала. Свердловск, 1978. Вып. 1. С. 63-71.
9. *Бушмакин А.Ф., Кобяшев Ю.С.* Дуфтит, карминит и фармакосидерит из Березовского месторождения на Среднем Урале // Уральская летняя минералогическая школа - 1997. Екатеринбург: УГГГА, 1997. С. 221-222.
10. *Вернадский В.И.* Об открытии крокоита // Ломоносовский сборник. СПб., 1911. С. 345-351.
11. *Вертушков Г.Н., Соколов Ю.А.* Плюмболимонит и пироморфит из Верхнего Уфалея на Урале // Записки ВМО, 1958. № 2. С. 96-100.
12. *Власов И.А.* Минералогия зоны окисления свинцового Суховязского месторождения (Южный Урал). Дипломная работа. Екатеринбург. УГГУ, Факультет геологии и геофизики, 2010. 55 с.

13. *Герман И.* Описание заводов, под ведомством Екатеринбургского горного начальства состоящих. Изд-во типографии Екатеринбург. горн. заводов, 1808. 376 с.
14. *Дэна Д., Дэна Э., Пэлач Ч., Берман Г., Фрондель К.* Система минералогии. М.: Иностранная Литература, 1954. Т. II, полутом 2. 592 с.
15. *Ерохин Ю.В., Клейменов Д.А.* Крупный кристалл крокоита из верхних горизонтов крокоитового шурфа Платоновской дайки (Березовское месторождение) // Уральская летняя минералогическая школа - 1997. Екатеринбург: УГГГА, 1997. С. 95-96.
16. *Ерохин Ю.В., Клейменов Д.А.* Кристалломорфология крокоита из различных парагенетических ассоциаций (Березовское золоторудное месторождение) // Кристаллография – 98. Материалы 2 Уральского кристаллографического совещания. Сыктывкар, 1998. С. 123.
17. *Ерохин Ю.В., Клейменов Д.А.* Двойники и короноидальные сростки вокеленита из Березовского золоторудного месторождения // Минералогические Музеи в XXI веке. Материалы Международного симпозиума. Санкт-Петербург: СПбГУ, 2000. С. 47.
18. *Ерохин Ю.В., Клейменов Д.А.* Форнасит из Березовского золоторудного месторождения (кристалломорфология и химизм) // Кристаллогенезис и минералогия. Материалы Международной конференции. Санкт-Петербург: СПбГУ, 2001. С. 99-100.
19. *Ерохин Ю.В., Клейменов Д.А., Пеков И.В., Калачева М.В., Пономарев В.С.* Особенности химического состава крокоита Березовского золоторудного месторождения // Уральская летняя минералогическая школа - 1999. Екатеринбург: УГГГА, 1999. С. 307-308.
20. *Инструкция* горным партиям для геогностического описания хребта Уральского и для приискания руд и золотосодержащих россыпей. СПб, 1829. 42 с.
21. *Клейменов Д.А.* Вещественный состав, условия формирования и перспективы использования зоны окисления Березовского золоторудного месторождения. Диссертация на соискание звания к.г.-м.н. Екатеринбург: УГГГА, 1998. 245 с.
22. *Клейменов Д.А., Альбрехт В.Г., Ерохин Ю.В., Баталин А.С., Баталина А.А.* Березовское золоторудное месторождение (история и минералогия). Екатеринбург: Уральский рабочий, 2005. 200 с.
23. *Клейменов Д.А., Ерохин Ю.В., Прибавкин С.В.* Форнасит из зоны окисления Березовского золоторудного месторождения Урале // Уральская летняя минералогическая школа - 1997. Екатеринбург: УГГГА, 1997. С. 96-98.
24. *Клейменов Д.А., Пеков И.В., Кононкова Н.Н., Вилисов В.А.* Новые данные по изучению вокеленита, форнасита и эмбрейита из зоны окисления Березовского золоторудного месторождения // Уральская летняя минералогическая школа - 1998. Екатеринбург: УГГГА, 1998. С. 143-147.
25. *Клейменов Д.А., Ерохин Ю.В., Пеков И.В., Пономарев В.С., Чуканов Н.В.* Корнваллит из зоны окисления Березовского золоторудного месторождения // Уральская летняя минералогическая школа - 2000. Екатеринбург: УГГГА, 2000. С. 345-348.
26. *Клейменов Д.А., Пеков И.В., Ерохин Ю.В., Чуканов Н.В.* Новые данные об эмбрейите из зоны окисления Березовского золоторудного месторождения // Минералогия Урала - 2003. Миасс: ИМин УрО РАН, 2003. Т. 2. С. 171-177.

27. *Колобов Г.* Геологическое описание Преображенского золотого рудника // Горный журнал. 1836. Ч. 1. Кн. 2. С. 209-222.
28. *Ксенофонтов Д.А., Кабалов Ю.К., Пеков И.В., Зубкова Н.В., Екименкова И.А., Пуцаровский Д.Ю.* Уточнение кристаллической структуры форнаquita методом Ритвельда // Доклады АН, 2014. Т. 456. № 2. С. 184-187.
29. *Минералогия Урала. Оксиды и гидроксиды.* Екатеринбург-Миасс: УрО РАН, 2007. Ч. 2. 288 с.
30. *Лобанов Д.И.* Каталог музея Уральского общества любителей естествознания в Екатеринбурге. Геология и минералогия // Записки УОЛЕ, 1898. Т. XX. 262 с.
31. *Малофеева Л.П., Пономарев В.С.* Ванадийсодержащий вокеленит из зоны окисления Березовского золоторудного месторождения // Уральская летняя минералогическая школа - 1999. Екатеринбург УГГГА, 1999. С. 312-313.
32. *Матвеев К.К.* Материалы к минералогии Гумбейского месторождения шеелита // Материалы Урал. Отд. Геол. Ком., 1929. Вып. 1. С. 57-66.
33. *Морозевич И.* Геологические наблюдения вдоль Екатеринбургско-Челябинской железной дороги // Известия Геол. ком., 1897. XVI, № 2. С. 103-131.
34. *Нефедьев В.В.* Краткий каталог минералогического собрания музеума Горного Института. СПб., 1871. 588 с.
35. *Осовецкий Б.М., Чайковский И.И.* Разрезы верховья реки Чус // Геологические памятники Пермского края: Энциклопедия. Пермь: ГИ УрО РАН, 2009. 616 с.
36. *Пакунова А.В.* Арсенатная минерализация зоны окисления Березовского месторождения (Урал). Магистерская работа. Москва. МГУ, Геологический факультет, 2014. 151 с.
37. *Паллас П.С.* Путешествие по разным местам Российского государства по повелению Санкт-Петербургского Импер. Академии наук. СПб., 1786. Ч. 2. Кн. 1. 476 с.
38. *Пеков И.В., Клейменов Д.А., Чуканов Н.В., Якубович О.В., Масса В., Белаковский Д.И., Паутов Л.А.* Бушмакинит $Pb_2Al(PO_4)(VO_4)(OH)$ – новый минерал группы бракебушита из зоны окисления Березовского золоторудного месторождения, Средний Урал // Записки ВМО, 2002. № 2. С. 62-71.
39. *Пертель А.И.* Пироморфит из Суховязского месторождения на Урале // Труды Ленинградского горного института. Л.: ЛГИ, 1950. С. 46-50.
40. *Попов В.А., Канонеров А.А.* Форма кристаллов барита, миметезита, дуфрита, азурита, крокоита, церуссита и англезита Свинечного месторождения (Средний Урал) // Уральская минералогическая школа - 2002. Екатеринбург: УГГГА, 2003. С. 101-103.
41. *Попов В.А., Крайнев Ю.Д.* Форма кристаллов пироморфита и крокоита горы Суховяз на Южном Урале // Четырнадцатые всероссийские научные чтения памяти ильменского минералога В.О. Полякова. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013. С. 9-12.
42. *Попов Н.С.* Хозяйственное описание Пермской губернии. Санкт-Петербург, Ч.1., 1811.
43. *Прибавкин С.В., Ерохин Ю.В.* Зона окисления Шарташского и Кузнецовского рудопроявлений шеелита // Уральская минералогическая школа - 2001. Екатеринбург: УГГГА, 2002. С. 76-78.

44. *Путеводитель по Уралу*. III (1899), изд. В.Г. Чекан. 15 с.
45. *Разенкова Н.И., Самойлова Ю.С., Филиппова Т.В.* Формы нахождения меди, свинца, цинка и молибдена в бурых железняках медноколчеданного месторождения Тарньер, Северный Урал // Доклады АН СССР, 1980. Т. 253. № 3. С. 720-722.
46. *Самойлов Я.* О березовите, новом минерале из Березовска на Урале // Материалы к познанию геологического строения Российской империи. Вып.1. 1899. С. 109-118.
47. *Соколов Д.И.* Руководство к минералогическому словарю с присовокуплением статистических данных о важнейших солях и металлах. СПб., 1832. Т. 2. С. 587-1109.
48. *Суставов С.Г., Канонеров А.А.* Редкие минералы свинца в окисленных рудах Свинечного месторождения (Средний Урал, Пригородный район) // Уральская летняя минералогическая школа - 1998. Екатеринбург: УГГА, 1998. С. 131-132.
49. *Чайковский И.И., Голдырев В.В.* Апоорганические минеральные агрегаты из триасовых отложений Верхнекамской впадины // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Пермь: ПГУ, 2004. Вып. 6. С. 64-66.
50. *Чесноков В.Г.* Проект на проведение детальных поисковых работ на крокоит на Березовском и Первомайском участках в Свердловской области на 1979-1982 гг. Уралкварцсамоцветы. Архив АО Промразведка. Свердловск, 1980. 47 с.
51. *Чирва Е.Ф.* Крокоит из Березовского рудника близ Екатеринбурга на Урале // Труды Минерал. музея АН СССР, 1926. Т. 1. С. 43-67.
52. *Чирва Е.Ф.* Вокеленит из Березовского рудника на Урале // Ученые записки Ленинград. государ. ун-та, 1935. Серия геол.-почв.-географ. Т. 1. С. 19-35.
53. *Чирва Е.Ф.* Пироморфит // Минералогия Советского союза. Серия А. М.-Л.: АН СССР, 1935. Вып. 4. 43 с.
54. *Чупин Н.* Березовские золотожилые рудники и золотопесчаные прииски // Географ. и статистич. словарь Перм. губернии. 1873. С. 92-126.
55. *Чухров Ф.В.* Новые данные о лаксманите // Тр. Мин. музея АН СССР. 1951. Вып. 3. С. 143-144.
56. *Шагалов Е.С., Стрелецкая М.В., Суставов С.Г., Прибавкин С.В.* Изотопный состав свинца вторичных минералов крокоитового шурфа, Платоновская дайка, Березовское золоторудное месторождение // Уральская минералогическая школа - 2012. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2012. С.198-201.
57. *Штукенберг А.А.* Геологический очерк дачи Верхне-Уфалейского завода. СПб. Имп. Акад. наук, 1886. 46 с.
58. *Штукенберг А.А.* Геологический очерк дачи Верхне-Уфалейского завода. Материалы для геологии России. Изд. СПб. минер. общ., 1889. Т. XIII. С. 49-94.
59. *Щуровский Г.* Уральский хребет в физико-географическом, геогностическом и минералогическом отношениях. Изд-во Московск. ун-та, 1841. 436 с.
60. *Юшкин Н.П., Иванов О.К., Попов В.А.* Введение в топоминералогию Урала. М.: Наука, 1986. 294 с.
61. *Ярош Н.А.* Моттрамит из Благодатного рудника на Урале // Труды Горно-геол. Ин-та УФАИ СССР, 1953. Вып. 20. С. 74 -76.

62. Яровицкая Н.А. К минералогии зоны окисления Благодатного месторождения на Среднем Урале // Труды Горно-геол. Ин-та УФАИ СССР, 1955. Вып. 26. С. 50-67.
63. Berry L.G. X-ray measurements on vauquelinite // Amer. Miner., 1949. Vol. 34. № 3-4. P. 275.
64. Breithaupt A. Handbuch der Mineralogie // Dresden und Leipzig, 1841. Bd. 2. S. 262-265.
65. Cesbron F., Giraud R., Pillard F., Pouleau J.F. La cassedanneite, nouveau chromo-vanadate de plomb de Beresovsk (Oural) // C.R.Acad.Sci., 1988. Ser. 2. Vol. 306. № 2. P. 125-127.
66. Dauber H. Ermittlung krystallographischer Constanten und des Grades ihrer Zuverlässigkeit // Ann. Phys. Chem., 1859. Vol. 106. S. 150 - 157.
67. Glocker E.F. Grundriss der Mineralogie. Schrag. Nurnberg, 1839. 612 s.
68. Groth P. Die Mineraliensammlung der Kaiser-Wilhelms Universitate. Strassburg, 1878. 149 s.
69. Haidinger W. Handbuch der bestimmenden Mineralogie. Braumiller und Seidel. Vienna, 1845. 504 s.
70. Hausmann J.F.L. Handbuch der Mineralogie. Goettingen. 1813. Bd 3. S. 1084-1088.
71. Haüy R.J. Traite de Mineralogie. Louis, Paris. 1801. Bd. 8. S. 467-474.
72. Hermann R. Ueber Melanochroit, ein neues Mineral // Ann. Phys. Chem., 1833. Bd. 28. S. 163-164.
73. Kobell F. Grundlage der Mineralogie. Nurnberg, 1838. S. 282-293.
74. Kokscharow N.I. Materialien zur Mineralogie Russlands. St.-Petersburg, 1875. Bd. 7. 385 s.
75. Kupffer A.T. Ueber die Krystallisation des Rothbleierztes // Arch. Ges. Naturlehre, 1827. Bd. 10. S. 311-315.
76. Lehmann J.G. Nachricht von einem neu entdeckten Bleierz // Neues Hamburg. Mag., 1767. Bd. 7. S. 336-348.
77. Levy A. Description d'une collection de mineraux. 1837. Vol. 2. 423 p.
78. Pisani F. Chromo-phosphate de plomb et de cuivre // Bull. Soc. Fr. Miner. Cristallogr., 1880. Vol. 3. 196 p.
79. Rose G. Mineralogisch-geognostische Reise nach dem Ural, dem Altai und dem Kaspischen Meere. Berlin, 1837-1842. Bd. 1-2. S. 319-322.
80. Williams S.A. Embreyite, a new mineral from Beresov, Siberia // Miner. Magaz., 1972. Vol. 38. № 299. P. 790-793.
81. Williams S.A. The naturally occurring chromates of lead // Bull. British Museum (Natural History). Mineralogy, 1974. Vol. 2. № 8. P. 337-419.
82. Williams S.A., McLean M.J., Anthony J.W. A study of phoenicochroite: its structure and properties // Amer. Miner., 1970. Vol. 55. № 5-6. P. 784-792.

УДК 543.427.34+549.612

ОПРЕДЕЛЕНИЕ БОРА В СИНТЕТИЧЕСКИХ И ПРИРОДНЫХ ОБРАЗЦАХ МЕТОДОМ РЕНТГЕНСПЕКТРАЛЬНОГО МИКРОЗОНДОВОГО АНАЛИЗА

В.В. Хиллер

Институт геологии и геохимии УрО РАН

Рентгеноспектральный микроанализ (РСМА) широко используется как геологами, так и материаловедцами, для изучения химического состава и распределения содержания элементов на поверхности твердых полированных образцов, минералов, стекол, керамики и др. Для «средних» и «тяжелых» элементов (Si, Ge, Al, Yb) РСМА не сложен и на сегодняшний день множество лабораторий его выполняют. Однако, при определении содержания «ультра-лёгких» элементов (Be, B, C, N, O) возникают методические сложности [3, 6, 9]. Они обусловлены длинноволновой природой рентгеновского излучения, зависимостью интегральной интенсивности аналитической линии от формы вхождения элемента, низким отношением пик/фон, широкими пиками, наложением линий «тяжелых» элементов [1, 10] и т.п. Кроме того, подбор условий измерения и однородных стандартных образцов для определения бора весьма сложен [4, 8, 9]. Из-за этого в основной массе публикаций приводятся анализы бор-содержащих минералов с расчетными значениями бора или определением бора другими методами анализа (например, Secondary ion mass spectrometry, Prompt gamma neutron activation analysis) [7, 9, 11], а в некоторых работах просто ссылаются на невозможность проведения такого анализа [5]. В данной статье описаны методические аспекты рентгеноспектрального микрозондового определения бора в кварцевом оптоволокне и распределение содержания бора в природном турмалине. Легирование бором силикатной матрицы широко применяется при производстве оптических заготовок (преформ) для изготовления специального оптоволокна, в том числе сохраняющего поляризацию, фоточувствительного, активного и др. При послойном формировании структуры световода очень важно проводить исследования распределения легирующих элементов в матрице стекла с разрешением меньшим чем, толщина слоя. Это позволяет понимать взаимное влияние легирующих добавок как внутри слоя, так между слоями, и, как следствие, варьировать технологические режимы изготовления преформ для достижения заданных свойств волокна [2].

В настоящей работе приведены результаты определения бора в разных материалах (искусственных и природных). Исследованы полированные поперечные срезы преформы с сердцевинной (диаметр 2,3 мм), легированной бором, т.е. заготовки для оптоволокна производства ФГУП «РФЯЦ-ВНИИТФ», а также природного литиевого турмалина эльбаит-россманитового ряда из гранитных пегматитов Липовского жильного поля (Средний Урал).

Определение элементного состава активных оптических заготовок выполнено на электронно-зондовом микроанализаторе CAMECA SX 100 (с пятью волновыми спектрометрами). Поверхность образцов покрыта тонким слоем (толщина около 250 Å) углерода в вакуумном напылителе. Условия измерения интенсивности: ускоряющее напряжение 10 кВ, ток поглощённых электронов 20 нА, диаметр пучка электронов 2 мкм, угол отбора рентгеновского излучения – 40°. Подобраны стандартные образцы, близкие по составу (SiO₂ для Si и O, LaB₆ для B). Для обнаружения местоположения сердцевин использовано изображение в обратно рассеянных электронах (BSE изображение). Спектры получены на наклонных волновых спектрометрах с кристаллами-анализаторами TAP, LPC0 (2d = 45 Å) и PC3 (2d = 211,4 Å, специализированный кристалл для определения содержания бериллия и бора); измерения интенсивности кремния, кислорода и бора проводились по *Kα*-линиям. При выполнении количественного анализа время измерения интенсивности на пике (для бора 20 с) в два раза превышало время измерения фона. Проведён учёт спектрального наложения *Kα*-линии 3 порядка отражения кислорода на определяемую *Kα*-линию бора по стандартному образцу кварца.

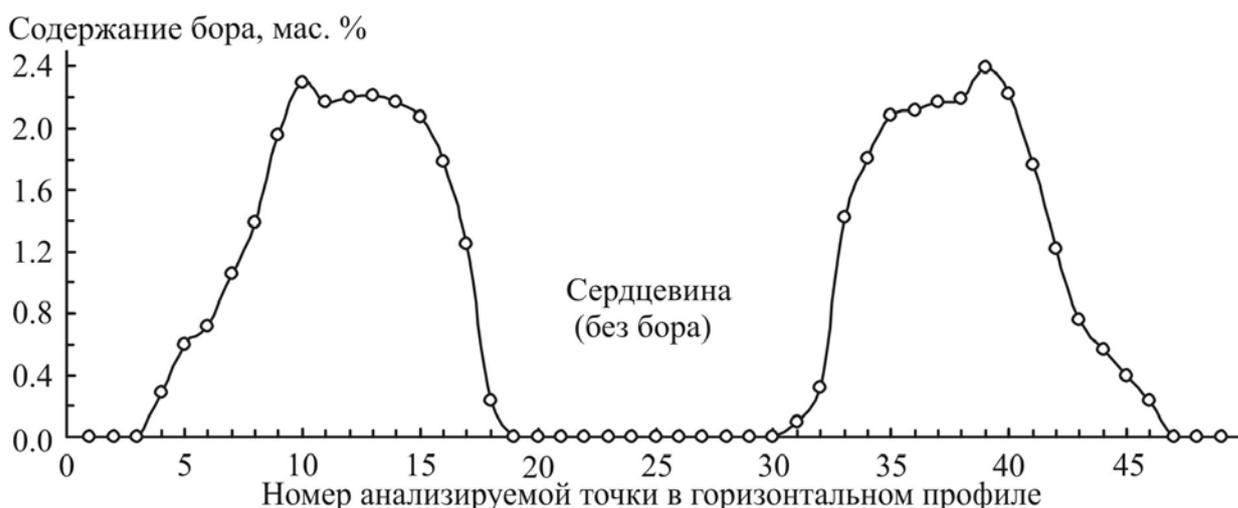
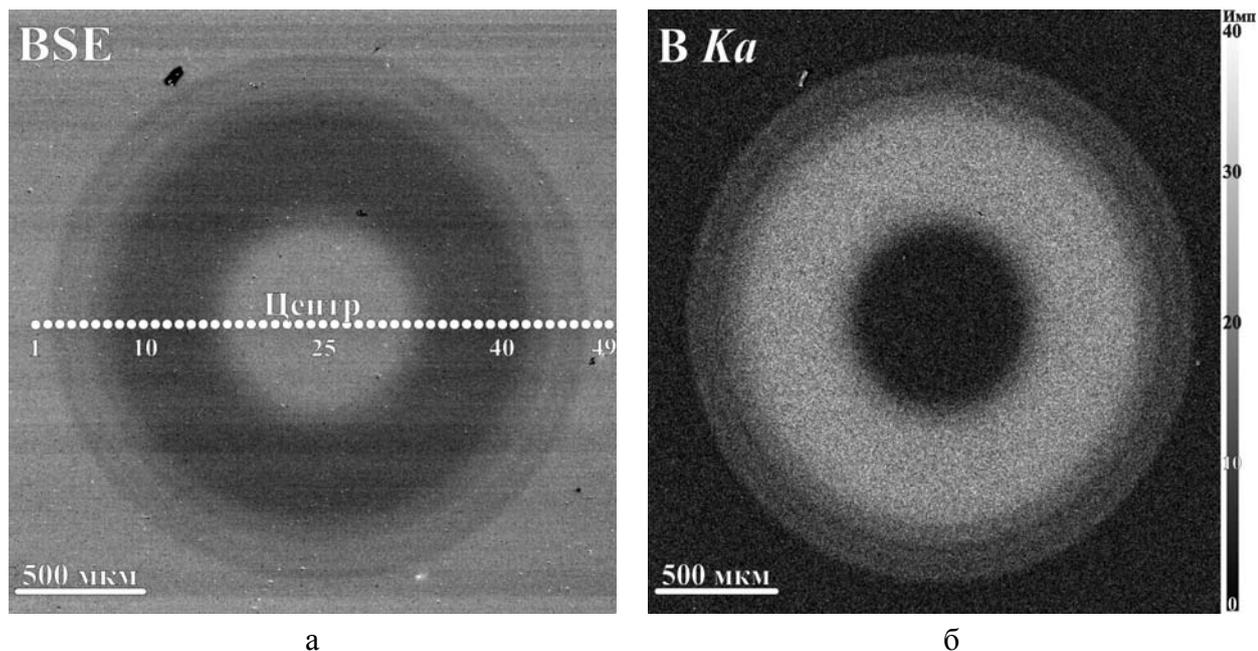


Рис. 1. Вариации содержания бора (в мас.%) в горизонтальном сечении, проходящем через центр сердцевин (точки 24-26) оптоволокна.

В результате проведения количественного электронно-зондового микроанализа получено распределение содержания кремния, кислорода и бора по горизонтальному и вертикальному профилям заготовки оптоволокна (рис. 1), BSE изображение и катодолюминесценция (рис. 2а), а также карта распределения интенсивности (и содержания) данных элементов в её средней части (рис. 2б). Измеренное содержание бора достигает 2,4 мас.%, стандартное отклонение в среднем составляет 0,13 мас.%, предел обнаружения данного легкого элемента составляет около 0,1 мас.%, соотношение пик/фон около 2,7. Следует отметить, что предварительно по данному образцу были получены профиль показателей преломления в сечении заготовки, и его корреляция обратно пропорциональна распределению содержания бора в сердцевине заготовки оптоволокна.



а

б

Рис. 2. Изображение в обратно рассеянных электронах сердцевины образца с указанием расположения анализируемых точек (а), распределение интенсивности бора по площади оптоволокна (б).

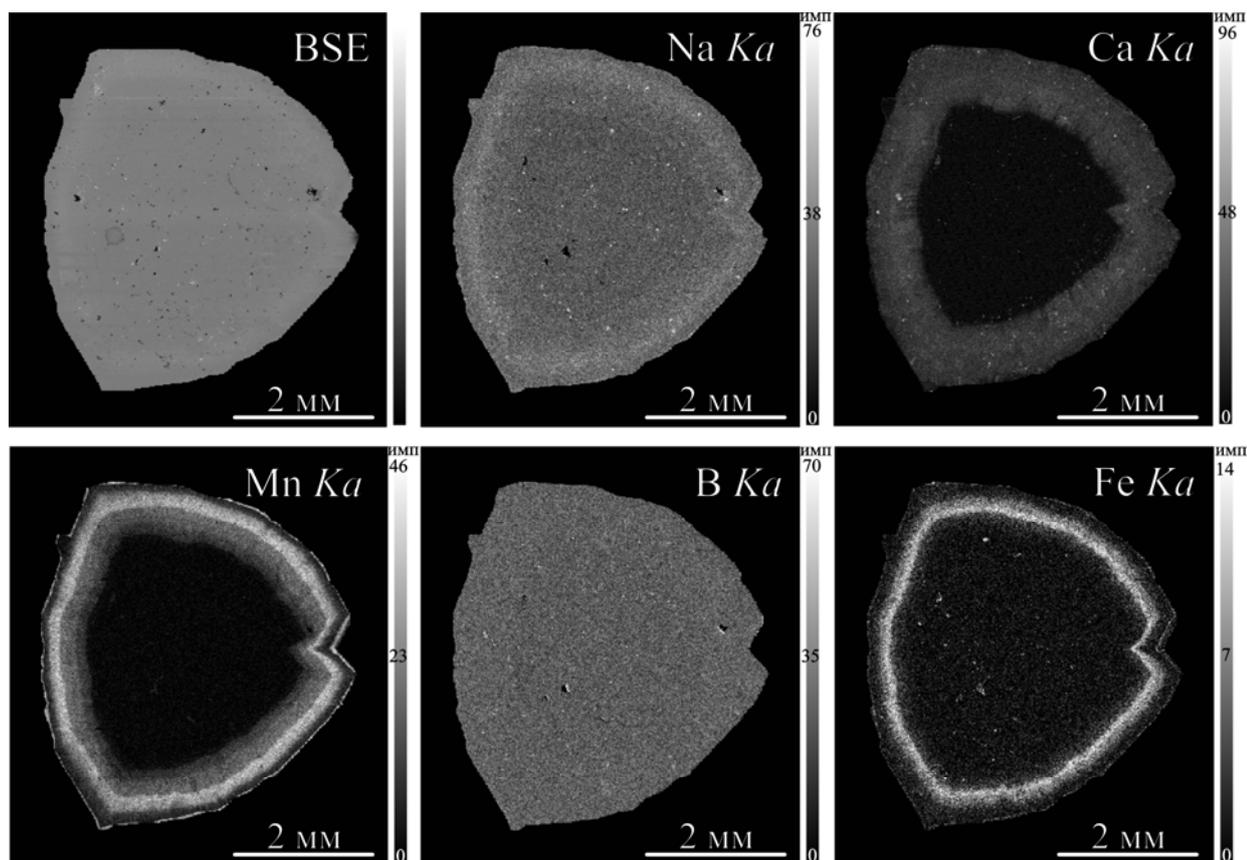


Рис. 3. BSE-изображение и карты распределения характеристического рентгеновского излучения линий Na Kα, Ca Kα, Mn Kα, B Kα и Fe Kα поперечного среза кристалла турмалина из Липовского жильного поля.

Кристалл природного розового турмалина эльбаит-россманитового состава резали поперек удлинения и отполировали, приготовив плоский полированный шлиф на канадском бальзаме. После напыления углеродом с поперечного среза сняли карты распределения характеристического рентгеновского излучения некоторых элементов – марганца, натрия, кальция, бора и железа (рис. 3).

Съемка поперечного среза кристалла турмалина выявила четко проявленную зональность по марганцу, железу, натрию и кальцию, вполне характерную для рубеллитов из данного объекта. При этом в рентгеновском характеристическом излучении бора никакой зональности не отмечается и наблюдается однородное содержание данного элемента на всем срезе кристалла. Это еще раз доказывает, что в турмалинах количество бора никогда не меняется даже при высоком изоморфизме по другим элементам или даже при смене минеральных видов. Например, в изученном нами литиевом турмалине центральная часть кристалла сложена россманитом, а краевая – эльбаитом.

Таким образом, мы имеем возможность достаточно надежно определять количественное содержание бора в кварцевых изделиях, что крайне важно для изучения свойств легированного стекла и отработки технологии легирования. И в ближайшее время, учитывая полученный опыт в работе с оптоволоконными изделиями, автор планирует приступить к количественному определению бора в природных минералах (боросиликатах и боратах).

Автор благодарит Маракулина А.В., Минашину Л.А. (ФГУП «РФЯЦ-ВНИИТФ») и Захарова А.В. (ИГГ УрО РАН) за предоставленные образцы для исследования.

Литература

1. Куликова И.М. Рентгеноспектральный микрозондовый анализ содержания бора в различных минералах. Методические рекомендации. М.: ВИМС, 1995. 18 с.
2. Хиллер В.В., Маракулин А.В., Минашина Л.А. Определение содержания бора в силикатной матрице заготовок для волоконных световодов методом рентгено-спектрального микроанализа // Фотон-экспресс, 2013. Т. 110. № 6. С. 319-320.
3. Bastin G.F., Heijligers H.J.M. Quantitative electron probe microanalysis of boron // Journal of Solid State Chemistry. 2000. Vol. 154. P. 177-187.
4. Buick I.S., Grew E.S., Armbruster T., Medenbach O., Yates M.G., Bebout G.E., Clarke G.L. Boromullite, $Al_9BSi_2O_{19}$, a new mineral from granulite-facies metapelites, Mount Stafford, Central Australia: a natural analogue of a synthetic “boron-mullite” // Europe Journal of Mineralogy, 2008. Vol. 20. P. 935-950.
5. Dong L., McKay H.A., Thomas B.K., Fu L., Suzuki S., Ohta M., Marcinkevicius A. Advanced specialty fiber designs for fiber lasers // Proc. of SPIE 7914, 791415. 2011.
6. Dyar M.D., Wiedenbeck M., Robertson D., Cross L.R., Delaney J.S., Ferguson K., Francis C.A., Grew E.S., Guidotti C.V., Hervig R.L., Hughes J.M., Husler J., Leeman W., McGuire A.V., Rhede D., Rothe H., Paul R.L., Richards I., Yates M. Reference minerals for the microanalysis of light elements // Geostandards Newsletter, 2001. Vol. 25. P. 441-463.

7. Ertl A., Hughes J.M., Prowatke S., Rossman G.R., London D., Fritz E. Mn-rich tourmaline from Austria: structure, chemistry, optical spectra, and relations to synthetic solid solutions // *American Mineralogist*, 2003. Vol. 88. P. 1369-1376.

8. Grew E.S., Graetsch H.A., Pöter B., Yates M.G., Buick I., Bernhardt H.-J., Schreyer W., Werding G, Carson C.J., Clarky G.L. Boralsilite, $\text{Al}_{16}\text{B}_6\text{Si}_2\text{O}_{37}$, and “boron-mullite”: compositional variations and associated phases in experiment and nature // *American Mineralogist*, 2008. Vol. 93. P. 283-299.

9. McGee J.J., Anovitz L.M. Electron probe microanalysis of geologic materials for boron // *Reviews in Mineralogy*, 1996. Vol. 33. P. 771-788.

10. Meier D.C., Davis J.M., Vicenzi E.P. An Examination of Kernite ($\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_6(\text{OH})_2 \times 3\text{H}_2\text{O}$) using X-ray and electron spectroscopies: quantitative microanalysis of a hydrated low-Z mineral // *Microscopy and microanalyses*, 2011. Vol. 17. P. 718-727.

11. Woodford D.T., Sisson V.B., Leeman W.P. Boron metasomatism of the Alta stock contact aureole, Utah: evidence from borates, mineral chemistry, and geochemistry // *American Mineralogist*, 2001. Vol. 86. P. 513-533.

ИНФОРМАЦИОННЫЕ СООБЩЕНИЯ

ОТЧЕТ

Уральского отделения Российского минералогического общества о проделанной работе за 2013 год

В сентябре 2013 года был выпущен очередной, уже десятый, номер периодического сборника «Вестник Уральского отделения РМО». Номер был посвящен к 65-летию со дня основания Уральского отделения Российского минералогического общества (оно было основано в 1948 году). В сборнике представлены материалы по общим и специальным вопросам минералогии и минерагении различных объектов Урала, а также некоторых сопредельных территорий.

С 25 по 27 сентября 2013 года при участии Уральского отделения РМО (под руководством членов Совета УрО РМО – академика РАН В.А. Коротеева и д.г.-м.н. В.В. Холоднова) была проведена молодежная Всероссийская научная конференция «Уральская минералогическая школа - 2013» на базе Уральского государственного горного университета и Института геологии и геохимии УрО РАН. Финансирование конференции осуществлялось через УрО РАН и РФФИ. В работе школы было представлено около 20 устных (пленарных и секционных) докладов от 71 участника. В работе Школы принимали участие иногородние преподаватели, студенты и аспиранты из Москвы, Санкт-Петербурга, Владивостока, Красноярска, Уфы, Миасса, Оренбурга и других российских городов, и даже иностранные участники из Украины, Белоруссии и Таджикистана. Для участников мероприятия была проведена геологическая экскурсия в окрестностях г. Екатеринбурга с посещением Мало-Седельниковского месторождения родонита и обнажений тальк-карбонатных пород на, так называемой, "Гематитовой горке" (окрестности пос. Шабры). Материалы конференции опубликованы в виде отдельного сборника.

При активном участии Уральского отделения (организатор мероприятия член Совета УрО РМО – д.г.-м.н. Ю.А. Поленов) 19-21 ноября 2013 г. в Уральском государственном горном университете организованы публичные лекции профессора МГУ Э.М. Спиридонова по теме "Генетическая минералогия золота".

При небольшом участии Уральского отделения 11-13 октября 2013 г. в г. Екатеринбурге в рамках проведения выставки-ярмарки ювелирных и камнерезных изделий «Минерал-Шоу» состоялся V Детский Минералогический Фестиваль «Каменная палитра» с целью популяризации и пропаганды минералогии среди детей и подростков. В период фестиваля учеными из Института геологии и геохимии были сделаны специализированные лекции по различным геологическим тематикам для школьников средних и старших классов.

15 октября 2013 г. по единогласному решению Руководства УрО РМО, доктор геол.-мин. наук, действительный член РМО, В.В. Холоднов выведен из состава Совета УрО РМО.

В головное отделение РМО уплачены членские взносы за 2013 год в размере 5820 руб. Данная сумма была внесена из личных средств Председателя Уральского отделения РМО.

В течение 2013 года в ряды Уральского отделения принято пять новых членов – Алимов В.Ю. (ООО "Геохром"), Вахрушева Н.В. (ИГГ УрО РАН), Кисин А.Ю. (ИГГ УрО РАН), Чикаев А.В. (УГГУ) и Ширяев П.Б. (ИГГ УрО РАН).

Библиографические данные сборников и материалов конференции, опубликованных при участии Уральского отделения РМО в 2013 году:

1. Уральская минералогическая школа – 2013, посвященная минералогии, петрографии и геохимии метасоматических процессов. Сборник статей студентов, аспирантов, научных сотрудников академических институтов и преподавателей ВУЗов геологического профиля. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2013. 207 с.

2. Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. Научное издание. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2013. № 10. 143 с.

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

АННОТАЦИИ

УДК 549.5+552.323.5

Состав хромовой шпинели из пород мариинского комплекса в обрамлении и в структуре Ревдинского массива (Средний Урал). Берзин С.В. // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2014. № 11. С. 5-11.

Исследованы составы акцессорной хромовой шпинели из вулканитов офиолитовой ассоциации и развивающихся по ним метаморфитов мариинского комплекса в обрамлении и в структуре Ревдинского массива. Произведено сопоставление полученных данных с составами хромовых шпинелей из базальтов различных современных геодинамических обстановок. В результате были подтверждены выводы, сделанные ранее на основании геохимических данных о формировании офиолитов в восточном обрамлении и в структуре Ревдинского массива в результате задугового спрединга и о промежуточном положении амфиболитов мариинского комплекса из западного обрамления Ревдинского массива между задугово-спрединговыми базальтами и базальтами СОХ.

Табл. 2. Илл. 1. Библ. 14.

УДК 549.618 (470.5)

Акцессорные алланиты Адуйского гранитного массива (Средний Урал). Губин В.А., Хиллер В.В. // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2014. № 11. С. 12-16.

В статье описываются два образца с индивидами алланита из разных окраинных участков Адуйского гранитного массива: из жилы гранитного пегматита и из амфибол-плагиоклазовой породы. Первый образец содержит алланит-(Ce) марганцовистый (до 4,06 мас.% MnO), второй образец – алланит-(Ce) с высоким содержанием тория (до 5,06 мас.% ThO₂).

Табл. 1. Илл. 3. Библ. 8.

УДК 551.3 (553.4)

Оценка изменчивости химического состава и качества бокситов Черемуховского месторождения. Дворник Г.П., Дудченко И.А. // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2014. № 11. С. 17-21.

Охарактеризована изменчивость вещественного состава и качества основных типов бокситов (марких, немарких, яшмовидных, пестроцветных) в пределах рудного пласта на разных горизонтах (560-920 м) Черемуховского месторождения и их влияние на общее качество бокситовых руд.

Табл. 3. Библ. 6.

УДК 550.8 (553.24)

Распределение содержаний золота и серебра в окисленных рудах месторождения Надежда (Алданский щит). *Дворник Г.П., Карымов С.Р.* // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2014. № 11. С. 22-30.

Золоторудное месторождение Надежда сформировалось в контактовой зоне нижнекембрийских доломитов с перекрывающими их юрскими песчаниками в эпоху мезозойской тектоно-магматической активизации Алданского щита. Охарактеризована изменчивость качества рыхлых и плотных типов окисленных руд месторождения, исследованы амплитудная и частотная изменчивость в распределении содержаний золота и серебра в рудах.

Табл. 7. Библ. 9.

УДК 549 (551.1)

Минералогия биотит-альбит-хлоритовых сланцев из доюрского фундамента Янгиюганской скважины 1-п (север Западной Сибири). *Ерохин Ю.В., Иванов К.С.* // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2014. № 11. С. 31-38.

Разобрана минералогия биотит-альбит-хлоритовых сланцев из параметрической скважины 1-П Янгиюганской нефтеразведочной площади. Установлено, что основная матрица породы сложена альбитом, клинохлором, флогопитом и эпидотом с присутствием второстепенного кварца и акцессорных минералов – фторапатита, титанита и магнетита. Образование породы происходило в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма. Субстратом для сланцев, по всей видимости, послужили базальтоиды или осадки с преобладанием основного материала, возможно, граувакки.

Табл. 2. Илл. 4. Библ. 6.

УДК 549.75+552.63+523.681.2

Фосфаты из метеоритов "Урал", "Озерное" и "Челябинск". *Ерохин Ю.В., Хиллер В.В., Иванов К.С., Бурлаков Е.В., Клейменов Д.А., Берзин С.В.* // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2014. № 11. С. 39-47.

В статье описана фосфатная минерализация в метеоритах "Урал", "Озерное" и "Челябинск". Во всех случаях в хондритах установлены хлорапатит и мерриллит, для них приведены результаты микронзондового исследования. Ранее упоминаемые находки гидроксилapatита и витлокита в метеоритах "Озерное" и "Челябинск" не получили подтверждения и могут считаться сомнительными. При этом для хондрита "Челябинск" определяется два типа хлорапатита – предельно хлористый и с высоким содержанием гидроксильной группировки.

Табл. 3. Илл. 3. Библ. 21.

УДК 549.731.11 (470.5)

О находке шпинели в десилицированных пегматитах Липовки (Средний Урал).
Захаров А.В., Ерохин Ю.В. // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2014. № 11. С. 48-51.

Впервые для пегматитов Липовского жильного поля установлена железистая шпинель. Минерал ассоциирует с анортитом, турмалином дравит-увитового ряда, хлоритом, сепиолитом и цирконом. По данным микрозондового анализа содержит до 40% минала герцинита и до 1% – галаксита. Вполне вероятно, что железистая шпинель образовалась в результате десиликации обычного гранитного пегматита.

Табл. 1. Илл. 1. Библ. 8.

УДК 549.091 (470.5)

Зеленый гранат с Алабашского и Липовского проявлений рубина (Средний Урал).
Кисин А.Ю., Мурзин В.В., Баталина А.А., Томилина А.В. // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2014. № 11. С. 52-59.

Приводятся результаты исследований зеленых гранатов сопровождающих рубиновую минерализацию в мраморах Алабашского и Липовского проявлений рубина в Мурзинско-Адуйском гранито-гнейсовом блоке на Среднем Урале. Гранаты встречены в амфиболитах и мраморах. По химическому составу гранаты из амфиболитов относятся к уваровит-гроссулярам, а из мраморов – гроссуляр-уваровитам. Предполагается, что данные гранаты имеют парагенетическую связь с рубиновой минерализацией в мраморах и могут использоваться в качестве поискового признака.

Табл. 1. Илл. 4. Библ. 12.

УДК 553.493.6

Редкоземельные карбонатиты Уфалейского метаморфического комплекса.
Огородников В.Н., Поленов Ю.А., Савичев А.Н. // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2014. № 11. С. 60-68.

В середине 70-х годов на Урале была впервые выделена самостоятельная карбонатит-нефелин-сиенитовая формация, позднее названная Ю.А. Багдасаровым формацией карбонатитов линейно-трещинных зон. Позднее карбонатиты были обнаружены западнее в Уфалейском метаморфическом комплексе. В отличие от Ильмено-Вишневогорского комплекса, где редкоземельная минерализация имеет цериевую специализацию, уфалейские карбонатиты связаны с субщелочными гранитоидами и имеют отчетливую иттриевую специализацию. Выделение мраморных толщ содержащих сульфидную, рубиновую и какую-либо другую минерализацию в качестве карбонатитов, пока не находит своего подтверждения.

Табл. 1. Илл. 3. Библ. 31.

УДК 549.613.3 (470.5)

Кианит из мигматитов Сысертского метаморфического комплекса (Средний Урал).

Пономарев В.С. // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2014. № 11. С. 69-71.

В работе приводится описание кианита из мигматитов Сысертского метаморфического комплекса. Скопление зерен кианита имеет неравномерное распространение в мигматитах и наиболее характерно для лейкосомы. Минерал имеет постоянный химический состав, характерными примесями являются трехвалентное железо и хром. Образование кианита, возможно, связано с тектоническими деформациями, проявленными в периферической части гранито-гнейсового купола Сысертского метаморфического комплекса.

Табл. 1. Илл. 2. Библ. 1.

УДК 549.616.2 (470.5)

Хондродит с Уральских Изумрудных копей.

Попов М.П. // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2014. № 11. С. 72-76.

В статье дается описание хондродитовой минерализации с Мариинского изумрудоно-бериллового месторождения, которая развивается среди серпентинитов. В качестве включений в хондродите обнаружены и описаны следующие минералы: хондродит, титанистый хондродит, троилит, пентландит, пильзенит. Два минерала описаны впервые для Уральских Изумрудных копей. Образование хондродитовой минерализации связано с метасоматическим преобразованием серпентинитов и гарцбургитов в результате грейзенизации пород базитовой формации в пределах Уральских изумрудных копей.

Табл. 4. Илл. 2. Библ. 3.

УДК 552.332.2+549 (470.5)

Акцессорные минералы гранитных пегматитов Шарташского массива (Средний Урал).

Прибавкин С.В. // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2014. № 11. С. 77-82.

В статье рассмотрена акцессорная минерализация гранитных пегматитов Шарташского массива. Показана приуроченность акцессорных минералов к различным зонам и этапам формирования пегматитовых тел. К наиболее ранним акцессорным фазам относятся циркон, ильменит, торит, монацит, алланит, ильменорутил, рутил, ксенотим, уранинит, формирование которых связано с магматическим, пневматолитовым и ранним гидротермальным этапами образования пегматитов. С гидротермальным этапом, связано растворение и трансформация ранее образованных акцессорных минералов, таких как циркон и ранние фосфаты, и появление высокоокисленного уранинита, пирита, гояцита, кальцита и цеолитов.

Табл. 3. Илл. 1. Библ. 4.

УДК 549.02 (470.5)

Новые данные к минералогии Березовского золоторудного поля. *Прибавкин С.В.* // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2014. № 11. С. 83-89.

В работе приведены краткие описания сульфидов из золоторудных кварцевых жил Березовского рудного поля, включающего Березовское месторождение и рудопроявления в его окрестностях. Впервые приведены данные химического состава козалита и акантита, ранее диагностированных на рудном поле только по данным оптических свойств, рентгеноструктурного или полуколичественного анализа. Выявлены новые для Березовского месторождения минералы: пекоит, гладит, фридрихит. Отмечены более широкие вариации серебра в составах блеклых руд.

Табл. 5. Илл. 4. Библ. 8.

УДК 549.6 (470.55)

Лисетит, ретроградный каркасный силикат, из высокобарических основных пород Узянского Крака на Южном Урале (вторая находка в мире). *Пушкарев Е.В., Готтман И.А., Замятин Д.А.* // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2014. № 11. С. 90-97.

В статье приводятся данные о структурном положении и составе лисетита, который был обнаружен в ретроградных минеральных ассоциациях, развивающихся по высокобарическим парагенезисам гранатовых и шпинелевых основных пород в лерцолит-гарцбургитовом массиве Узянский Крака на Южном Урале. Это вторая находка в мире после его открытия в 1986 году в эклогитах Норвегии. Лисетит встречается в минеральных ассоциациях келифитовых кайм вокруг граната, в ассоциации со шпинелью в амфибол-шпинелевых симплектитах и в межзерновом пространстве шпинель-пироксен-амфибол-клиноцоизитовых пород, ассоциирующих с гранатовыми базитами. Условия его образования соответствуют, приблизительно, $P = 10 \pm 4$ кбар и $T = 400^\circ\text{C}$.

Табл. 2. Илл. 5. Библ. 12.

УДК 549.3+549.752.145 (470.5)

Висмутовая минерализация на Квартальном месторождении редкометалльных пегматитов (Средний Урал). *Суставов С.Г., Попов М.П., Огородников В.Н.* // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2014. № 11. С. 98-104.

В статье описывается висмутовая минерализация, встреченная в рудном концентрате с Квартального месторождения редкометалльных пегматитов. Среди висмутовых минералов установлены самородный висмут, висмутин, тетрадимит, жозеит-В, хедлеит, эвлетин, монтанит, бисмутит и пухерит. Наряду с этим в рудном концентрате присутствуют сульфиды: пирит, халькопирит, халькозин, борнит, молибденит; оксиды: ганит, касситерит, колумбит-(Fe), колумбит-(Mn), танталит-(Fe), микролит. Четыре минерала впервые описаны для Уральских Изумрудных копей.

Табл. 3. Илл. 2. Библ. 6.

УДК 549.761 (470.5)

Минералы класса хроматов на Урале: проявления, история исследования, современное состояние изученности (обзор публикаций). Ханин Д.А. // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2014. № 11. С. 105-131.

Настоящий литературный обзор кратко освещает историю исследования и сегодняшнее состояние изученности минералов класса хроматов, а также некоторых минералов содержащих примесный хроматный анион, на Урале. Данные сгруппированы по географическим объектам – проявлениям хроматной минерализации.

Табл. 4. Илл. 9. Библ. 82.

УДК 543.427.34+549.612

Определение бора в синтетических и природных образцах методом рентгеноспектрального микрозондового анализа. Хиллер В.В. // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2014. № 11. С. 132-136.

В статье рассмотрены аспекты определения бора в синтетических и природных образцах методом рентгеноспектрального микрозондового анализа. На данный момент имеется возможность достаточно надежно определять количественное содержание бора в кварцевых изделиях, что крайне важно для изучения свойств легированного стекла и отработки технологии легирования. И в ближайшее время, учитывая полученный опыт в работе с оптоволоконными изделиями, планируется приступить к количественному определению бора в природных минералах (боросиликатах и боратах).

Илл. 3. Библ. 11.

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

<i>Баталина А.А.</i>	52	<i>Клейменов Д.А.</i>	39
<i>Берзин С.В.</i>	5, 39	<i>Мурзин В.В.</i>	52
<i>Бурлаков Е.В.</i>	39	<i>Огородников В.Н.</i>	60, 98
<i>Готтман И.А.</i>	90	<i>Поленов Ю.А.</i>	60
<i>Губин В.А.</i>	12	<i>Пономарев В.С.</i>	69
<i>Дворник Г.П.</i>	17, 22	<i>Попов М.П.</i>	72, 98
<i>Дудченко И.А.</i>	17	<i>Прибавкин С.В.</i>	77, 83
<i>Ерохин Ю.В.</i>	31, 39, 48	<i>Пушкарев Е.В.</i>	90
<i>Замятин Д.А.</i>	90	<i>Савичев А.Н.</i>	60
<i>Захаров А.В.</i>	48	<i>Сустанов С.Г.</i>	98
<i>Иванов К.С.</i>	31, 39	<i>Томилина А.В.</i>	52
<i>Карымов С.Р.</i>	22	<i>Ханин Д.А.</i>	105
<i>Кисин А.Ю.</i>	52	<i>Хиллер В.В.</i>	12, 39, 132

Научное издание

ВЕСТНИК
Уральского отделения
Российского минералогического общества

№ 11

Печатается по решению совета Уральского отделения
Российского минералогического общества от 15.09.2014 г.

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

Подписано в печать 10.10.2014	Формат А4	Тираж 100
Печать офсетная	Усл.печ. л. 18,2	Уч.-изд. л. 14,9
Институт геологии и геохимии	Екатеринбург, 620075, Почтовый пер., 7	

Размножено с готового оригинал-макета в Типографии АМБ

620026, г. Екатеринбург, ул. Розы Люксембург, 59

Тел.: (343) 251-65-91, 251-65-95