

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК  
МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ МУЗЕЙ им. А.Е. ФЕРСМАНА

**ВЫПУСК 47**

# **Новые данные о минералах**

---

ИЗДАНИЕ ОСНОВАНО В 1907 г.

---

МОСКВА  
2012



**Новые данные о минералах.** 2012. Выпуск 47. 160 стр., 166 фото, схем и рисунков.  
Издание Федерального государственного бюджетного учреждения науки  
Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана Российской академии наук (Минмузей РАН).

Журнал включает описание кристофшеферита-(Ce) – нового минерала из группы чевкинита, найденного в вулканической области Айфель в Германии, ниобокуплетскита (третья находка в мире) и ассоциирующих с ним минералов из Матчинского массива в Киргизии, редкой разновидности самородного золота – порпечита из золотоносных россыпей района Амбоситра на Мадагаскаре, фергусонита-(Y) и продуктов его изменения из гранитного пегматита жилы Береговой Зенковского массива на Урале, редких минералов бария (арктит, ханнешит, буссенит и близкие к нему фазы) из ийолит-уртитов горы Поачвумчорр Хибинского массива на Кольском п-ове. Приведено сравнение минералогии вулканогенных месторождений Радка, Челопеч, Елшица (Болгария) и Лебедино (Центральный Алдан), а также обобщение литературных и полученных новых данных по сложным оксидам урана в урановых рудах. Изложены результаты изучения зональных кристаллов алмаза из трубки Архангельская (Россия) и новые данные о составе фаз в центральной части системы Cu-Fe-S.

В разделе «*Минералогические музеи и коллекции*» описаны изделия тувинских камнерезов в собрании Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана РАН, а также история создания и экспозиции Геологического музея им. В.В. Ершова Московского государственного горного университета. В разделе «*Персоналии*» рассказывается о деятельности академика В.И. Вернадского в Минералогическом музее Российской академии наук.

«*Минералогические заметки*» представлены статьями уральских авторов о новых находках мориона, аквамарина и аметиста в Санарском гранитном массиве (Южный Урал) и зональных кристаллах шерла из пегматитов Ильменских гор. «*Дискуссии*» содержат рецензию на работу В.И. Жернакова «Изумрудные копи Урала», опубликованную в 2009 г., и очерк по фундаментальной и генетической минералогии, в котором анализируется опыт использования детальных минералогических исследований для решения проблем петрогенеза и рудогенеза на примере Хибинского массива.

Журнал представляет интерес для минералогов, геохимиков, геологов, а также работников естественно-исторических музеев, коллекционеров и любителей камня.

Главный редактор	доктор геолого-минералогических наук, профессор В.К. Гаранин
Ответственный редактор выпуска	кандидат геолого-минералогических наук Е.А. Борисова
Редакционная коллегия	доктор геол.-минерал. наук, профессор М.И. Новгородова доктор геол.-минерал. наук Е.И. Семенов, канд. геол.-минерал. наук С.Н. Ненашева, канд. геол.-минерал. наук М.Б. Чистякова, канд. геол.-минерал. наук Е.Н. Матвиенко, канд. геол.-минерал. наук М.Е. Генералов, Л.А. Паутов
Фото	М.Б. Лейбов
Руководитель издательской группы	М.Б. Лейбов
Выпускающий редактор	Л.А. Чешко
Художественный редактор	Н.О. Парлашкевич
Дизайн	Д. Ершов
Верстка	И.А. Глазов

Утверждено к печати Минмузеем РАН

© текст, фото, иллюстрации, Минмузей РАН, 2012

© дизайн, ООО «БРИТАН», 2012

**Подготовлен к печати**

Минмузей РАН  
119071, Москва, Ленинский пр., д. 18, корпус 2  
Тел.: (495) 952-00-67; факс (495) 952-48-50  
e-mail: mineral@fmm.ru  
www.fmm.ru

ООО «БРИТАН»  
117556, Москва, а/я 71  
Тел./факс: (495) 629-48-12  
e-mail: minbooks@online.ru  
www.minbook.com

Заказать текущий выпуск или подписаться на журнал можно на сайте [www.minbook.com](http://www.minbook.com)  
или по электронной почте [minbooks@online.ru](mailto:minbooks@online.ru)

Цена подписки: 300 руб.

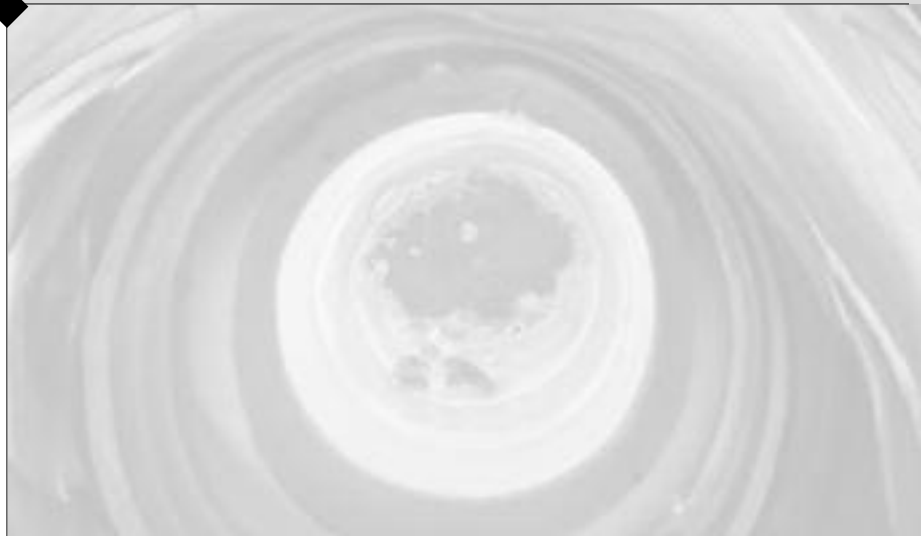
Тираж 300 экз.

# СОДЕРЖАНИЕ

## **Новые минералы и их разновидности, новые находки редких минералов, минеральные парагенезисы**

<i>Паутов Л.А., Карпенко Ю.В., Агаханов А.А.</i> Ниобокуплетскит из Матчинского массива (Кыргызстан) .....	5
<i>Кязимов В.О., Кривулина Г.Ю., Гаранин В.К.</i> Зональные кристаллы алмаза из трубки Архангельская (Архангельская алмазоносная провинция, Россия) .....	26
<i>Chukanov N.V., Aksenov S.M., Rastsvetaeva R.K., Belakovskiy D.I., Göttlicher J., Britvin S.N., Möckel S.</i> Christofschäferite-(Ce), $(\text{Ce,La,Ca})_4\text{Mn}^{2+}(\text{Ti,Fe}^{3+})_3(\text{Fe}^{3+},\text{Fe}^{2+},\text{Ti})(\text{Si}_2\text{O}_7)_2\text{O}_8$ – a new chevkinite-group mineral from the Eifel area, Germany .....	33
<i>Генералов М.Е., Паутов Л.А.</i> Новое проявление порпецита и особенности минералогии россыпного золота из золотоносного района Амбоситра, Мадагаскар .....	43
<i>Попова В.И., Чуриш Е.И., Блинов И.А., Губин В.А.</i> Фергусонит-(Y) и продукты его изменения в гранитном пегматите жилы Береговой Зенковского массива на Урале .....	47
<i>Азарова Ю.В., Кринов Д.И.</i> О поздней бариевой минерализации в ийолит-уртитач горы Поачвумчорр Хибинского массива (Кольский п-ов) и процессах ее формирования .....	56
<i>Ненашева С.Н.</i> Сравнение минералогии вулканогенных месторождений Радка, Челопеч, Елшица (Болгария) и месторождения Лебедино (Центральный Алдан, Россия) .....	64
<i>Черников А.А.</i> Сложные оксиды урана в урановых рудах .....	71
<b>Кристаллохимия, минералы как прототипы новых материалов, физические и химические свойства минералов</b>	
<i>Кравченко Т.А., Ненашева С.Н., Нигматулина Е.Н.</i> Новые данные о составе фаз в центральной части системы Cu-Fe-S .....	85
<b>Минералогические музеи и коллекции</b>	
<i>Коренько В.А., Чистякова М.Б.</i> Произведения тувинских камнерезов в Минералогическом музее им. А.Е. Ферсмана .....	93
<i>Дубровская Т.В., Корольков В.А.</i> История создания и экспозиции Геологического музея им. В.В. Ершова Московского государственного горного университета .....	102
<b>Персоналии</b>	
<i>Павлова Т.М.</i> В.И. Вернадский в Минералогическом музее Российской академии наук .....	112
<b>Минералогические заметки</b>	
<i>Колесниченко С.К., Попов В.А.</i> Новые находки мориона, аквамарина и аметиста на Санарском гранитном массиве (Южный Урал) ...	117
<i>Попова В.И., Попов В.А., Чуриш Е.И., Блинов И.А.</i> Зональность и секториальность кристаллов шерла из пегматитов Ильменских гор на Урале .....	122
<b>Дискуссии</b>	
<i>Боруцкий Б.Е.</i> Очерки по фундаментальной и генетической минералогии: 6. Опыт использования детальных минералогических исследований для решения проблем петрогенеза и рудогенеза на примере Хибинского массива .....	128
<i>Попов В.А.</i> Ах, эти изумруды! О книге В.И. Жернакова «Изумрудные копии Урала» .....	158

**Новые минералы  
и их разновидности,  
новые находки  
редких минералов,  
минеральные  
парагенезисы**



УДК 549.634

## НИОБОКУПЛЕТСКИТ ИЗ МАТЧИНСКОГО МАССИВА (КЫРГЫЗСТАН)

Л.А. Паутов, В.Ю. Карпенко, А.А. Агаханов  
Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана, РАН, Москва, pla58@mail.ru

Ниобокуплетскит  $K_2Na(Mn,Fe^{2+})_7(Nb,Zr,Ti)_2Si_8O_{26}(OH)_4(O,F)$  из группы астрофиллита найден в альбититах Матчинского щелочного массива (Кыргызстан). В ассоциации с ним находятся: Zr-содержащий эгирин (до 3.9 мас.%  $ZrO_2$ ), минерал из группы эвдиалита (предположительно Mn-аналог георббарсановита), калишпат, циркон, эльпидит, дэлит, монацит-(Ce), куплетскит, пирохлор (часто зональный, до 13.9 мас.%  $UO_2$ , Nb/Ta (ат.%) = 12), бастнезит-(Ce), фергусонит-(Y). Представлен пластинчатыми кристаллами и сростками зерен, размером до 1.5 мм в наибольшем измерении. Цвет золотисто-коричневый. Спайность совершенная в одном направлении по (001). Кристаллы зональные, многие сдвойникованы. Усредненные по нескольким зонам роста показатели преломления:  $n_p = 1.716(3)$ ,  $n_m = 1.736(5)$ ; угол  $2V = -70(5)^\circ$ . Рентгенограмма типична для группы астрофиллита. Химический состав (микрозонд, среднее и пределы вариаций по 33 анализам; мас.%):  $SiO_2$  32.54 (30.64 – 33.94),  $Al_2O_3$  1.49 (0.68 – 1.79),  $TiO_2$  2.12 (1.34 – 3.73),  $ZrO_2$  3.89 (2.75 – 6.42),  $Nb_2O_5$  9.45 (7.05 – 11.56),  $Ta_2O_5$  2.35 (0.64 – 5.29),  $SnO_2$  0.22 (0.00 – 0.59),  $HfO_2$  0.00,  $MnO$  21.02 (18.69 – 25.41),  $FeO$  13.67 (9.18 – 16.18),  $ZnO$  0.04 (0.00 – 0.11),  $CaO$  0.07 (0.02 – 0.33),  $MgO$  0.37 (0.18 – 0.62),  $SrO$  0.06 (0.00 – 0.53),  $Cs_2O$  0.14 (0.03 – 0.29),  $Rb_2O$  0.30 (0.13 – 0.61),  $K_2O$  5.93 (5.78 – 6.20),  $Na_2O$  2.26 (1.73 – 2.85),  $F$  0.33 (0.18 – 0.52),  $H_2O_{(расч.)}$  2.58,  $-O=F_2$  -0.14, сумма 98.69. Эмпирическая формула (расчёт на  $Si + Al = 8$  а.ф.):  $(K_{1.76}Na_{0.04}Rb_{0.04}Cs_{0.01}Sr_{0.01})_{1.86}(Na_{0.98}Ca_{0.02})_{1.00}(Mn_{4.15}Fe_{2.67}Mg_{0.13}Zn_{0.02})_{6.97}(Nb_{1.06}Zr_{0.44}Ti_{0.37}Ta_{0.15}Sn_{0.02})_{1.98}(Si_{7.59}Al_{0.41})_{8.00}O_{26}(OH)_{4.00}(O_{0.67}F_{0.24})_{1.01}$ . Зональность и секториальность в кристаллах обусловлена изменчивостью в содержаниях Ta, Nb, Zr, изоморфно замещающих Ti. В отдельных зонах определены наибольшие содержания Ta, известные в группе астрофиллита (до 5.29 мас.%  $Nb_2O_5$ ). Среднее Nb/Ta = 7 (ат.%), максимальное – до 3. Между Ti и Nb наряду с доминирующей схемой  $(Ti^{4+} + F^- \leftrightarrow Nb^{5+} + O_2^-)$  имеет место изоморфное замещение по типу  $Ti^{4+} + Si^{4+} \leftrightarrow R^{5+} + Al^{3+}$  (где  $R^{5+} = Nb, Ta$ ).

В статье 9 таблиц, 10 рисунков, список литературы из 64 названий.

Ключевые слова: ниобокуплетскит, группа астрофиллита, Матчинский щелочной массив.

Ниобокуплетскит  $K_2Na(Mn,Zn,Fe)_7(Nb,Zr,Ti)_2Si_8O_{26}(OH)_4(O,F)$  впервые описан как новый минерал из нефелино-сиенитовых пегматитов Сент-Илера (Квебек, Канада) в ассоциации с эгирином, альбитом, анальцитом, кальциоанкилитом-(Ce), кальцитом, катаплеитом, эпидимитом, флюоритом, гентгельвином, микроклином, натролитом, пирохлором, родохрозитом и вюртцитом (Piilonen, Lalonde, 2000). Позднее ниобокуплетскит выявлен в составе наружных зон лейст Zn-содержащего куплетскита из апаитовых фonoлитов Октябрьского (Мариупольского) массива (Приазовье, Украина) в ассоциации с нефелином, калиевым полевым шпатом, альбитом, содалитом, эгирином, флюоритом, катаплеитом, минералом из группы канкринита, серандитом, эвдиалитом, хендрикситом, криолитом, церитом-(Ce), фторапатитом, ториапитом, торитом, пирохлором и цирконом (Шарыгин, 2009; Шарыгин и др., 2009). Нами ниобокуплетскит диагностирован при изучении образцов щелочных пород Матчинского массива (Кыргызстан). Сведений о нахождении ниобокуплетскита в других объектах обнаружить в доступной литературе не удалось. В крупнейших музейных собраниях (Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН,

Москва; Смитсоновский музей естественной истории, Вашингтон, США; Национальный музей природы, Оттава, Канада) хранятся образцы ниобокуплетскита лишь из Канады – с места первого описания минерала.

Ниобокуплетскит является щелочным гетерофиллосиликатом и принадлежит к группе астрофиллита, которая на сегодняшний день насчитывает 11 минеральных видов (табл. 1) с общей формулой  $A_2B_{1-2}C_7D_2(T_4O_{12})_2O_2(OH)_4X_{0-2}$ , где  $^{[10]-[13]}A = Na, K, Li, Rb, Cs, H_3O, H_2O$  или  $\square$ ;  $^{[10]}B = Na, Ca, H_2O$ ;  $^{[6]}C = Mn, Fe^{+2}, Fe^{+3}, Na, Mg, Zn$ ;  $^{[6]}D = Ti, Nb, Zr, Sn, Ta, Hf$ ;  $^{[4]}T = Si, Al$ ;  $X = F, OH, O, H_2O, \square$ . Они кристаллизуются в триклинной или моноклинной сингониях (Cámara *et al.*, 2010; Khomyakov *et al.*, 2011). Первые работы по расшифровке кристаллической структуры минералов этой группы выполнили Ч. Пэн и Ч. Ма (1963; 1964) и П.Дж. Вудроу (Woodrow, 1967); впоследствии структуры минералов этой группы неоднократно уточнялись (Piilonen *et al.*, 2003; Piilonen, Lalonde, 2003; Sokolova, Cámara, 2008; Cámara *et al.*, 2010; и др.). Основу структуры минералов группы астрофиллита составляют трёхслойные пакеты, в которых средний слой представлен октаэдрами  $CMO_6$  ( $M = Mn, Fe, Mg$ ), и, по

Таблица 1. Минералы группы астрофиллита

Название	Формула	Место первого описания	Первое описание
<b>Подгруппа астрофиллита</b>			
астрофиллит	$K_2Na(Fe,Mn)_7Ti_2(Si_4O_{12})_2O_2(OH)_4F$	Låven, Лангезундфьорд, Норвегия	Scheerer, 1854; Brogger, 1890
ниообифиллит	$K_2Na(Fe,Mn)_7(Nb,Bi)_2(Si_4O_{12})_2O_2(OH)_4O$	Seal Lake, Лабрадор, Канада	Nickel <i>et al.</i> , 1964
магнезиоастрофиллит	$K_2Na_2Mg_2(Fe^{2+}, Fe^{3+}, Mn)_5Ti_2(Si_4O_{12})_2O_2(OH)_4$	Кукисвумчорр, Хибинь, Россия	Семёнов, 1959*
циркофиллит	$K_2Na(Fe,Mn)_7(Zr,Nb)_2Si_8O_{24}(O,OH,F)_7$	Коргере-Дабинский м-в, Тува, Россия	Капустин, 1972
гидроастрофиллит	$(H_3O,K,Ca)_3(Fe^{3+},Mn)_{5-6}(Ti,Nb)_2Ti_2Si_8(O,OH,F)_{31}$	щелочные пегматиты, пров. Сычуань, Китай	X-Ray laboratory, Hubei Geological College, 1974
наливкинит	$Li_2NaFeTi_2(Si_4O_{12})_2O_2(OH)_4F$	Дарай-Пиёз, Таджикистан	Агаханов и др., 2008
свайнбергеит	$Ca(Fe_6^{2+}Fe^{3+})Ti_2(Si_4O_{12})_2O_2(OH)_5(H_2O)_4$	Вуег, Сандефьорд, Норвегия	Khomyakov <i>et al.</i> , 2011
тарбагатаит	$(K, \square)Ca(Fe,Mn)_7Ti_2(Si_4O_{12})_2O_2(OH)_5$	м-е Верх. Эспе, горы Акжайляу, Казахстан	Stepanov <i>et al.</i> , 2012
<b>Подгруппа куплетскита</b>			
куплетскит	$K_2Na(Mn,Fe)_7Ti_2(Si_4O_{12})_2O_2(OH)_4F$	г. Лепхе-Нельм, Ловозеро, Россия	Семёнов, 1956
цезийкуплетскит	$Cs_2Na(Mn,Fe)_7Ti_2(Si_4O_{12})_2O_2(OH)_4F$	Дарай-Пиёз, Таджикистан	Ефимов и др, 1971
ниообкуплетскит	$K_2Na(Mn,Fe)_7(Nb,Zr,Ti)_2Si_8O_{26}(OH)_4(O,F)$	Mont Saint-Hilaire, Квебек, Канада	Piilonen <i>et al.</i> , 2000

Примечание: \* – первое описание свойств, без названия минерала.

образному выражению Н.В. Белова (1964), «бронирован с обеих сторон кольчугами тетраэдров»  $T_4O_{12}$  и октаэдров  $DO_6$ , либо тетрагональных пирамид  $TiO_5$ , как это имеет место в магнезиоастрофиллите; пространство между пакетами, в которое внедряется одна из вершин октаэдра  $D$ , выступающая из наружной поверхности «кольчуги», включает слой катионов  $A$  и  $B$ .

Особенностям химического состава и изоморфным замещениям в группе астрофиллита посвящено большое число публикаций (Бонштедт, 1931; Перчук, Зырянов, 1965; Ганзеев и др., 1969; Семенов, 1972; Капустин, 1972; Пятенко и др., 1976; Воронков и др., 1978; Моргунова и др., 2000; Бьялкина и др., 2002; Пеков, 2005; Степанов и др., 2008; Macdonald, Saunders, 1973; Birkett *et al.*, 1996; Piilonen *et al.*, 2003; Macdonald *et al.*, 2007; Cámara *et al.*, 2010; Khomyakov *et al.*, 2011; и др.). По преобладанию железа или марганца в октаэдрической позиции  $C$  минералы этой группы подразделяются на две подгруппы (Семенов, 1956; 1972): астрофиллита (Fe-доминантные минералы) и куплетскита (Mn-до-

минантные); в последнюю подгруппу входят и ниообкуплетскит. Собственно, лишь астрофиллит и его Mn-аналог, куплетскит, являются обычными минералами щелочных пород, остальные же представители этой группы редки или мало распространены (Пеков, 2005). Существуют представления, что высокожелезистые астрофиллиты преобладают в пересыщенных по кремнезёму породах (щелочных гранитах, силекситах), а высокомарганцевые представители группы астрофиллита характерны для недосыщенных кремнезёмом пород (нефелиновых сиенитов) (Перчук, Зырянов, 1965; Macdonald, Saunders, 1973). Данные последних десятилетий показывают, что на самом деле картина сложнее.

В обеих подгруппах известны ниобий-доминантные представители: в подгруппе астрофиллита – ниообифиллит (Nickel *et al.*, 1964), а в подгруппе куплетскита – ниообкуплетскит (Piilonen *et al.*, 2000). Оба минерала являются очень редкими – известны лишь единичные их находки. Намного чаще ниобий присутствует в минералах группы астрофиллита как изоморфная примесь, час-

то совместно с Zr, реже с Sn, Ta, Hf, замещая титан в октаэдрической позиции D. Обычно наблюдается сильная отрицательная корреляция между  $(\text{Nb} + \text{Zr}) \leftrightarrow \text{Ti}$ , тогда как между  $\text{Zr} \leftrightarrow \text{Nb}$  корреляционная зависимость практически не наблюдается (Piilonen, Lalonde, 2003). К настоящему времени накоплен богатый аналитический материал по содержанию ниобия в минералах группы астрофиллита (Бурова, 1936; Перчук, 1964; Ефимов и др., 1971; Семёнов, 1972; Бялькина и др., 2002; Piilonen, Lalonde, 2003; Piilonen *et al.*, 2003; Пеков, 2005; Степанов и др., 2008; Cámara *et al.*, 2010; и др.).

При преимущественном заселении позиции D пятивалентными катионами ( $\text{Nb}^{5+}$ ,  $\text{Ta}^{5+}$ ), как это имеет место в ниобокуплетските, существует проблема способа сохранения баланса зарядов. Е.И. Семёнов (1972) одним из первых предложил изоморфизм по схеме  $\text{Ti}^{4+} + \text{F}^- \leftrightarrow \text{Nb}^{5+} + \text{O}^{2-}$ , который многими исследователями не без оснований признается ведущим (Birkett *et al.*, 1996; Piilonen *et al.*, 2000; Piilonen, Lalonde, 2003; Piilonen *et al.*, 2003; Macdonald *et al.*, 2007; Cámara *et al.*, 2010). Однако, даже полная реализация этого замещения может привести лишь к промежуточной фазе состава  $\text{K}_2\text{NaC}_7(\text{NbTi})\text{Si}_8\text{O}_{26}(\text{OH})_4\text{O}$  ( $\text{C} = \text{Mn, Fe, Mg, Zn}$ ), а при соотношении в минерале  $\text{Nb} + \text{Ta}/\text{Ti} > 1$  и, тем более, при наличии в составе минерала F, как это имеет место в ниобокуплетските, в том числе и из Кыргызстана, требуются, видимо, дополнительные механизмы компенсации избыточного положительного заряда. Среди предложенных различными исследователями иных способов достижения баланса зарядов при замещении титана пятивалентными катионами отметим:  $\text{Nb}^{5+} \leftrightarrow \text{Ti}^{4+} + \text{K}^+$  (?) (Семёнов, 1972);  $\text{Nb}^{5+} \leftrightarrow \text{Ti}^{4+} + \square$  (Abdel-Rahman, 1992);  $2\text{R}^{4+} \leftrightarrow \text{Nb}^{5+} + \text{Fe}^{3+}$ ;  $3\text{Ti}^{4+} \leftrightarrow 2\text{Nb}^{5+} + (\text{Fe}^{2+}, \text{Mn}^{2+})$ ;  $\text{Nb}^{5+} \leftrightarrow \text{Ti}^{4+} + \text{Na}^+$  (Birkett *et al.*, 1996);  $\text{Ca}^{2+} + (\text{Ti}^{4+}, \text{Zr}^{5+}) \leftrightarrow \text{Na}_b^+ + (\text{Nb}^{5+}, \text{Ta}^{5+})$  (Macdonald *et al.*, 2007). Нами в ниобокуплетските из Кыргызстана отмечена слабая положительная корреляция между суммой пятивалентных катионов ( $\text{Nb} + \text{Ta}$ ) и содержанием алюминия. Возможно, в достижение электронейтральности формулы ниобокуплетскита вносит свой вклад замещение по типу  $\text{Ti}^{4+} + \text{Si}^{4+} \leftrightarrow \text{R}^{5+} + \text{Al}^{3+}$  (где  $\text{R} = \text{Nb, Ta}$ ). Реализация указанных механизмов вполне возможна, но тем не менее требует более детального изучения, и потому проблема баланса зарядов для минералов группы астрофиллита с отношением  $(\text{Nb} + \text{Ta})/\text{Ti} > 1$ , в том числе и для ниобокуплетскита, на наш взгляд, остается открытой.

## Место находки

При проведении полевых работ в восточной части Туркестанского хребта в верховьях бассейна реки Ак-Терек (левой составляющей р. Сох) и ее левого притока — реки Матча — в контурах Матчинского (Матчайского) щелочного массива нами были встречены альбитизированные нефелиновые сиенит-пегматиты с ниобокуплетскитом. Матчинский плутон неоднократно описан (Гаврилин, 1963; Перчук, 1964; Шинкарев, 1966; Ильинский, 1970; Стратифицированные..., 1982; Ненахов и др., 1987); он располагается в ядре асимметричной антиклинальной складки, сложенной сланцами силурийского возраста, метаморфизованными до амфиболитовой фации. Согласно данным В.М. Ненахова с соавторами (1987), он относится к пермскому матчайскому комплексу интрузивных пород. Массив имеет в плане форму вытянутого в широтном направлении овала, площадью около  $30 \text{ км}^2$ , с крутопадающими контактами. Он характеризуется многофазностью и концентрическим строением, согласным со структурой рамы. Наиболее ранними породами являются лейкократовые турмалиносодержащие граниты (70%), широко распространенные по периферии массива (первая интрузивная фаза); вторая интрузивная фаза представлена щелочными и нефелиновыми сиенитами (20–30%), тяготеющими к центральной и западной частям массива. Между гранитами и щелочными сиенитами наблюдаются относящиеся к первой фазе кварцевые и кварцсодержащие сиениты (3–5%). Третья интрузивная фаза представлена лейкократовыми биотитовыми гранитами. Среди жильных образований отмечены дайки сиенит-аплитов и сиенит-пегматитов (Ненахов и др., 1987).

Характерной чертой Матчинского массива (Перчук, 1964; Шинкарев, 1966; Ильинский, 1970; Ненахов и др., 1987) является широкое развитие карбонатизированных пород и карбонатитов, наиболее полно представленных в восточном экзоконтакте массива (в обоих бортах низовьев долины р. Тутек). Протяженность наиболее крупных тел карбонатитов прослежена на 1.5–2 км (Ненахов и др., 1987). С карбонатитами и альбититами связаны открытые в конце 1940-х годов U-Th проявления Дельбек и Тутек (рис. 1). При переизучении этих объектов в них были выявлены повышенные содержания Ta и Nb, связанные с пироксеном (Никонов, 2009; и персональное сообщение В.С. Гурского). Как показано ниже, концентратора-

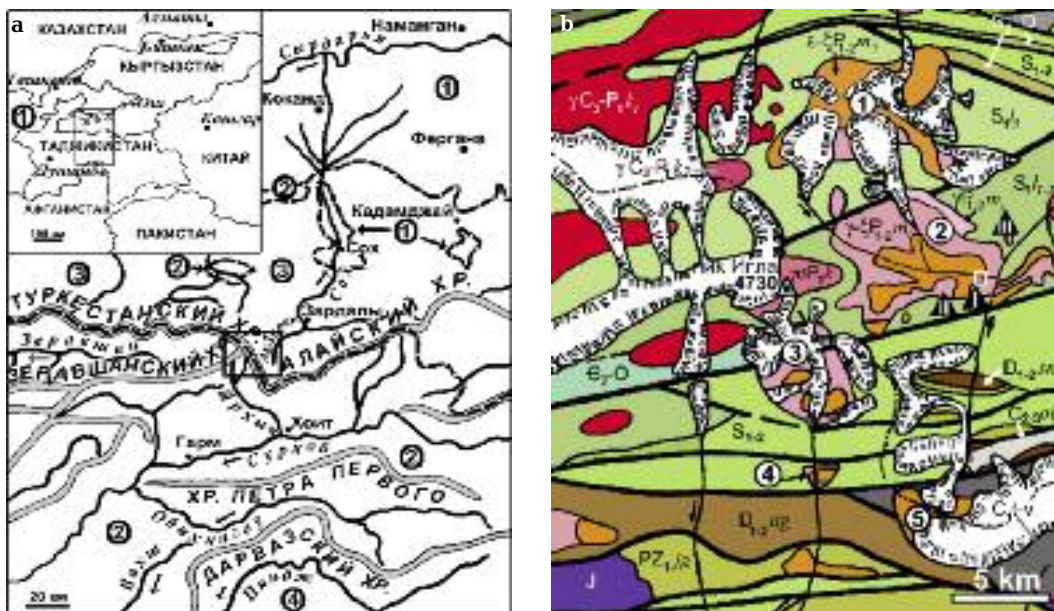


Рис. 1. Схема географического местоположения (а) и геологическая карта (б) района находки ниобокуплетскита (составлены с использованием Геологической карты Таджикской ССР и прилегающих территорий (1984), Геологической карты Киргизской ССР (1980), схемы Матчинского горного узла (Максимов, 1989), а также полевых материалов А.В. Березанского и В.М. Ненахова). Цифрами обозначены: а – территории Узбекистана (1), Таджикистана (2); Кыргызстана (3) и Афганистана (4); б – массивы Утренский (1), Матчинский (Матчайский) (2), Верхнедарайпиозский (Дарай-Пиёзский) (3), Среднедарайпиозский (4), Тутекский (5). Черными треугольниками отмечены месторождения Тутек I и II – участки Тутек-I и Тутек-II соответственно) и Дельбек (III). Белым прямоугольником выделено место находки ниобокуплетскита (Матчинский массив). Наименования интрузивных комплексов приведены по В.М. Ненахову с соавторами (1987), в скобках приведены наименования аналогов, выделенных ранее.

Условные обозначения к геологической карте:

#### Осадочные образования:

- Нижняя-средняя юра. Пестроцветные песчаники, конгломераты, угли, глины.
- Нижняя пермь. Кумбельская свита. Красноцветные песчаники, конгломераты, реже – сланцы.
- Средний-верхний карбон. Обизардская свита. Песчаники, алевролиты, известняки, конгломераты.
- Нижний карбон. Турнейский-визейский ярусы. Известняки, реже – сланцы.
- Нижний-средний девон. Агбалийская толща. Сланцы серицит-глинистые.
- Нижний-средний девон. Шингакская серия. Известняки с прослоями кремней, сланцы, песчаники.
- Верхний силур-средний девон. Конгломераты, песчаники, сланцы, известняки.
- Верхний силур-девон. Сланцы, песчаники, известняки, кремни, реже – порфириды, туфы.
- Нижний-(средний?) силур (зеравшанская серия): песчаники, кремнисто-углистые сланцы, хлоритовые сланцы, кристаллические сланцы, гнейсы.
- Нижний-средний силур нерасчленённый.
- Нижний силур, ландоверийский ярус (верхний).
- Нижний силур, ландоверийский ярус (нижний-средний).
- Средний кембрий-ордовик. Глинистые сланцы, известняки.
- Нижний палеозой. Ягнобская серия. Нижняя часть – слюисто-хлорит-альбитовые сланцы, верхняя – метапесчаники, слюисто-хлорит-альбит-кварцевые сланцы, прослой известняков.

#### Интрузивные образования пермские. Матчайский комплекс:

- 3 фаза. Мелкозернистые граниты.
- 2 фаза. Щелочные и нефелиновые сиениты, сиениты, их дайки и жилы (аналог 1–2 фаз алайского комплекса (P<sub>2</sub>-T<sub>1</sub>)).
- 1 фаза. Лейкокротовые турмалинсодержащие граниты, кварцевые сиениты (аналог 2 фазы туркестанского комплекса (P<sub>1</sub>)).

#### Интрузивные образования раннепермские. Каракызский комплекс:

- 2-я фаза. Гранодиориты, кварцевые диориты (аналог вадифского комплекса).

#### Интрузивные образования позднекаменноугольно-раннепермские. Каравинский комплекс:

- 2 фаза. Лейкограниты и их пегматиты (аналог 1-й фазы кичикалайского комплекса (P<sub>1</sub>)).
- 1 фаза. Крупнозернистые агаделлиты, и их пегматиты (аналог 1-й фазы кичикалайского комплекса).

- Стратиграфические и интрузивные контакты.
- Тектонические контакты – (1 – достоверные, 2 – предполагаемые).
- Реки и их направления.
- Ледники.
- Межгосударственные границы.

ми Ta и Nb в Матчинском массиве являются также и минералы группы астрофиллита.

Широкое развитие карбонатитовых пород сближает этот интрузив с расположенным южнее Дарай-Пиёзским щелочным массивом (Дусматов, 1971), который, также относится к интрузивным пермским образованиям. Изучению особенностей минералов группы астрофиллита Дарай-Пиёзского массива посвящен ряд работ (Ганзеев и др., 1969; Дусматов, 1971; Ефимов и др., 1971; Моргунова и др., 2000; Агаханов и др., 2008).

Расположение щелочных массивов Туркестано-Алая, а также место находки ниобокуплетскита приведены на рисунке 1.

## Методы изучения

Оптическое изучение альбитизированного сиенитового пегматита с ниобокуплетскитом проводилось в прозрачно-полированных шлифах, изготовленных с использованием смолы Петроходу 154. Показатели преломления минералов измерялись в свете натровой лампы (589 нм) иммерсионным методом в жидкостях, показатели преломления которых контролировались на однокружном гониометре методом угла наименьшего отклонения в пустотелой призме. Рентгеновское изучение минералов проводилось на дифрактометре ДРОН-2 на  $\text{CuK}\alpha$ -излучении или, при дефиците материала — фотометодом в камере DSK-60A на  $\text{FeK}\alpha$ -излучении. Поправки вносились по отдельным снимкам с NaCl или Si.

Химический состав ниобокуплетскита и минералов, находящихся с ним в ассоциации, изучался преимущественно локальными методами электронно-зондового анализа с применением как волново-дисперсионных (WDS), так и энергодисперсионных (EDS) спектрометров. Анализ с использованием техники EDS проводился на сканирующем электронном микроскопе CamScan-4D с системой анализа ISIS при ускоряющем напряжении 20 кВ и поглощенном токе 4 нА на металлическом Со, а также на электронном микроанализаторе JCSA-733 Superprobe JEOL с системой анализа INCA при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе зонда 2 нА. Анализы на волново-дисперсионных спектрометрах проводились на электронных микрондах JCSA-733 Superprobe фирмы JEOL, укомплектованном пятью спектрометрами и Camebax-microbeam фирмы Cameca с четырьмя спектрометрами. Измерения на Camebax-microbeam проводились при ускоряющем напряжении 15 кВ и токе зонда

20 нА. Время счета на пике для основных элементов — 10 с, фона — по 5 с, время счета на пике для  $\text{RbL}\alpha$ ,  $\text{SrL}\alpha$ ,  $\text{TaM}\alpha$ ,  $\text{CsL}\alpha$ ,  $\text{FK}\alpha$  — 40 с, точек фона — 20 с. В качестве образцов сравнения использовались:  $\text{SiK}\alpha$ ,  $\text{CaK}\alpha$  — волластонит STD 097;  $\text{TiK}\alpha$ ,  $\text{MnK}\alpha$  —  $\text{MnTiO}_3$ ;  $\text{ZrL}\alpha$  —  $\text{ZrO}_2$ ;  $\text{TaM}\alpha$  — металлический Ta;  $\text{SnL}\alpha$  —  $\text{SnO}_2$ ;  $\text{FeK}\alpha$  — ильменит USNM 96189;  $\text{ZnK}\alpha$  —  $\text{ZnO}$ ;  $\text{MgK}\alpha$  — пироп USNM 143968;  $\text{SrL}\alpha$  —  $\text{SrSO}_4$ ;  $\text{CsL}\alpha$  —  $\text{Cs}_2\text{Nb}_4\text{O}_{11}$ ;  $\text{RbL}\alpha$  —  $\text{Rb}_2\text{Nb}_4\text{O}_{11}$ ;  $\text{KK}\alpha$  — микроклин USNM 143966;  $\text{NaK}\alpha$  — жадеит;  $\text{FK}\alpha$  —  $\text{MgF}_2$ . Расчет концентраций выполнялся с помощью программы PAP-коррекции из матобеспечения прибора. Анализ на волновых спектрометрах JCSA-733 Superprobe JEOL проводился при ускоряющем напряжении 15 кВ и 20 кВ и токе зонда 20 нА. Анализ на фтор проводился при ускоряющем напряжении 10 кВ и токе зонда 30 нА при расфокусированном до 20 мкм пучке. Время счета на пиках основных элементов — 20 с, на точках фона — 10 с, время счета на пике для  $\text{RbL}\alpha$ ,  $\text{SrL}\alpha$ ,  $\text{TaM}\alpha$ ,  $\text{CsL}\alpha$ ,  $\text{SnL}\alpha$ ,  $\text{HfM}\alpha$  — 50 с, фона — по 20 с, время счета на пике  $\text{FK}\alpha$  — 200 с, фона — 100 с. В качестве образцов сравнения использовались:  $\text{SiK}\alpha$ ,  $\text{CaK}\alpha$  — Cr-авгит NMNH 164905;  $\text{TiK}\alpha$ ,  $\text{MnK}\alpha$  —  $\text{MnTiO}_3$ ;  $\text{ZrL}\alpha$  — циркон USNM 117288-3;  $\text{TaM}\alpha$  —  $\text{MnTa}_2\text{O}_6$ ;  $\text{SnL}\alpha$  —  $\text{SnO}_2$ ;  $\text{FeK}\alpha$  —  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ;  $\text{ZnK}\alpha$  —  $\text{ZnO}$ ;  $\text{MgK}\alpha$  — пироп USNM 143968;  $\text{SrL}\alpha$  —  $\text{SrSO}_4$ ;  $\text{CsL}\alpha$  —  $\text{Cs}_2\text{Nb}_4\text{O}_{11}$ ;  $\text{RbL}\alpha$  —  $\text{Rb}_2\text{Nb}_4\text{O}_{11}$ ;  $\text{KK}\alpha$ ,  $\text{AlK}\alpha$  — микроклин STD 107;  $\text{NaK}\alpha$  — жадеит;  $\text{FK}\alpha$  — фторфлюопит. Особое внимание при анализе на волновых спектрометрах уделялось корректному учету интерференционных помех: наложениям  $\text{SiK}\alpha$  —  $\text{SrL}\alpha$ ,  $\text{RbL}\alpha$ ,  $\text{TaM}\alpha$ ;  $\text{ZrL}\beta$  —  $\text{NbL}\alpha$ ;  $\text{MnK}\beta$  —  $\text{NbL}\alpha$ . Расчет концентраций проводился с использованием ZAF-коррекции, для F — полной PAP-коррекции.

## Описание породы и слагающих ее минералов

Ниобокуплетскит диагностирован в образцах альбитизированного нефелинового сиенит-пегматита (рис. 2). Структура породы средне-крупнозернистая, неравномерно-зернистая, текстура массивная, участками — пятнистая. Главными в количественном отношении минералами являются альбит и нефелин, второстепенными — эгирин, эвдиалит, акцессорными — калиевый полевой шпат, содалит, анальцит, аннит, циркон, бадделеит, эльпидит, дэлиит, монацит-(Ce), куплетскит, ниобокуплетскит, пирохлор, ба-стнезит-(Ce), фергусонит-(Y).

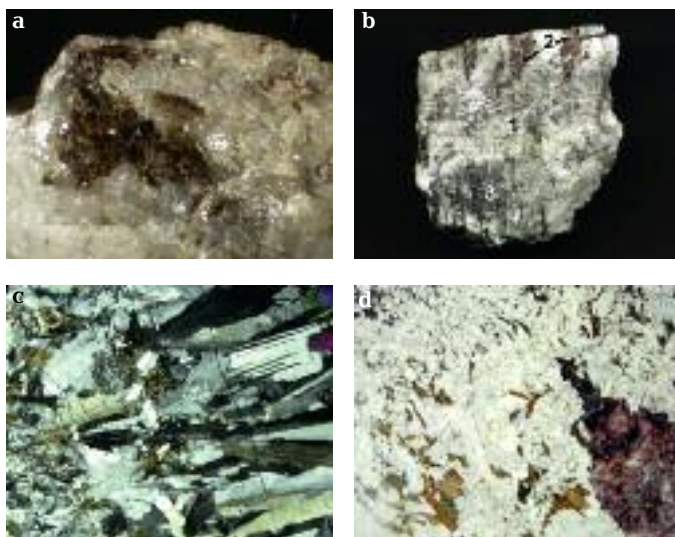


Рис. 2. Ниобокуплетскит и ассоциирующе с ним минералы: а — пластинчатые зерна золотисто-коричневого цвета ниобокуплетскита в альбите; ширина поля зрения 7 мм; б — общий вид альбитизированного нефелинового сиенита: 1 — альбит, 2 — минерал группы эвдиалита, 3 — нефелин. Размер образца 4.5×4.5 см; в — вид альбитизированного сиенита в прозрачном шлифе при скрещенных николях. В левой нижней четверти снимка виден мелкозернистый агрегат альбита с ниобокуплетскитом и эгиринном, остальное поле снимка занимает крупнозернистый агрегат лейстовидных зерен альбита со скоплениями чешуек ниобокуплетскита и отдельными кристаллами эгирина; ширина поля зрения 5 мм; д — вид альбитизированного сиенита в прозрачном шлифе при одном николе; в правой нижней четверти снимка видно розово-фиолетовое зерно минерала из группы эвдиалита. Пластинчатые зерна коричневого цвета — ниобокуплетскит, темно-зеленые — эгирин; ширина поля зрения 7 мм.

Нефелин в породе представлен зернами размером до 2 см, изометричной формы, без признаков кристаллографической огранки. Цвет нефелина серовато-зеленый различной интенсивности. В нефелине повсеместно отмечаются ориентированные в одном направлении пластинчатые вроски аннита  $K_{1.01}Fe_{1.87}^{2+}Mn_{0.24}Mg_{0.04}Ti_{0.04}Al_{1.85}Si_{2.75}O_{10}(OH)_{2.00}$  размером до 0.2 мм в наибольшем измерении, реже — микроклина. Выделения микроклина всегда отделены от нефелина каймой: обычно анальцима, реже содалита. В краевых частях некоторых зерен нефелина встречаются мirmekитоподобные обособления анальцима. Состав нефелина приведен в таблице 2.

Альбит присутствует в породе в виде двух морфологических разновидностей: агрегатов крупнотаблитчатых лейстовидных зерен (до 6 мм длиной) белого цвета со слабым голубоватым оттенком, составляющих основную ткань породы, и более редких средне-мелкозернистых агрегатов светло-серого цвета, в котором индивиды альбита имеют размеры от 0.2 до 0.5 мм в наибольшем измерении (рис. 2с). Крупнолейстовый альбит полисинтетически сдвойникован по альбитовому закону (6 — 10 индивидов в двойнике). Границы между таблитчатыми зернами альбита мелко-зубчатые, волнистые. У большей части зерен альбита бегущее, волнистое погасание. Для крупнолейстового альбита характерна ориентировка индивидов, перпендикулярная к границе с мелкозернистым агрегатом. В мелкозернистом агрегате зерна альбита имеют часто чечевицеобразную форму с лапчатыми волнистыми границами.

Зерна эти беспорядочно ориентированы, сдвойникованы по альбитовому закону, погасание часто волнистое. По химическому составу различий между двумя морфологическими разновидностями альбита не выявлено — обе отвечают практически чистому альбиту (содержание CaO ниже предела обнаружения электронно-зондовым анализом).

Калиевый полевой шпат встречается в породе в виде редких отдельных зерен неправильной формы с весьма изрезанными границами, заключенных в альбитовый агрегат, в зерна нефелина и, реже, в индивиды клинопироксена. В некоторых выделениях калиевого полевого шпата наблюдается микроклиновидная решетка, на основании чего, по крайней мере, часть зерен калиевого полевого шпата может быть отнесена к микроклину. Вероятно, такая форма выделений калиевого полевого шпата обусловлена тем, что они представляют из себя реликты зерен более раннего калиевого полевого шпата протопороды, подвергшейся альбитизации. Состав калиевого полевого шпата рассчитывается на формулу  $(K_{0.97}Na_{0.04}Ba_{0.01})_{1.02}Al_{1.00}Si_{2.96}O_{8.00}$  (расчет на O = 8 ат.).

Эгирин образует в породе выделения двух морфологических типов. В средне-крупнозернистом агрегате альбита эгирин представлен столбчатыми черными кристаллами до 30 мм длиной и до 5 мм в поперечнике, часто имеющими субпараллельную ориентировку, совпадающую с удлинением лейст альбита. В сером мелкозернистом агрегате эгирин образует зерна размером от 0.03 до 1 мм, без кристаллографической огранки, темно-зеленого цвета. В шлифах вид-

но, что форма зерен такого пироксена неправильная, часто амебовидная с изрезанными, волнистыми границами (рис. 3). Очень часто такой эгирин срстается с ниобокуплетскитом. Обе разновидности эгирина обладают близкими оптическими характеристиками: буровато-зеленым цветом средней интенсивности при одном никеле, отрицательным удлинением с небольшим углом погасания ( $C:Np = 10 - 18^\circ$ ), хорошо заметным, но не ярко проявленным плеохроизмом (по  $Np$  – травяно-зеленый, по  $Nm$  – буровато-зеленый, по  $Ng$  – светлый зеленовато-коричневый до желто-коричневого), схемой абсорбции:  $Np > Nm > Ng$ . При наблюдении в режиме BSE под электронным сканирующим микроскопом в мелких выделениях эгирина видна неоднородность по среднему атомному номеру, обусловленная в большей степени различием в содержаниях циркония в различных участках (рис. 3–5; табл. 3). В крупных призматических кристаллах эгирина хорошо проявляется зональность при наблюдении в скрещенных николях за счет вариаций величин двупреломления в разных зонах роста кристаллов; ещё ярче зональность проявляется при наблюдении в режиме BSE (рис. 4). В отдельных зонах роста эгирина наблюдаются скопления включений недиагностированного щелочного цирконосиликата. Участки эгирина, непосредственно примыкающие к таким выделениям цирконосиликата, оказываются резко обеднены цирконием. Возможно, это объясняется более эффективным извлечением циркония из минералообразующей среды в пределах кристаллизационных двориков растущих синхронно с эгирином индивидов щелочных цирконосиликатов. Химический состав мелких и крупных зёрен клинопироксенов довольно близок (табл. 3, 4). Характерной особенностью состава эгирина данной породы является варьирующее от одной зоны роста к другой, но в целом высокое содержание циркония (табл. 3, 4). Цирконий как примесный компонент нередко отмечается в клинопироксенах, но содержания, превышающие 0.1 мас.%  $ZrO_2$ , встречаются нечасто и в основном связаны с эгирином из пород щелочного ряда. Так, по данным А.А. Кухаренко с соавторами (1960), цирконий обнаружен в породообразующих пироксенах щелочных пород Кольского полуострова в количествах 0.01–0.25 мас.% Zr; по материалам И.П. Тихоненкова, эгирин массива Гремяха-Вырмес (Кольский полуостров) содержит 1.02 мас.% Zr, эгирин из фенитов массива Чавыч (Восточный Саян) – 0.53 мас.%  $ZrO_2$  (Геохи-

Таблица 2. Химический состав (мас.%) нефелина (1) и содалита (2)

Комп.	1	2
SiO <sub>2</sub>	42.55	36.39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	33.93	31.41
FeO	–	0.03
MnO	0.03	0.04
CaO	0.04	0.06
MgO	0.03	–
Na <sub>2</sub> O	16.00	24.73
K <sub>2</sub> O	6.92	0.10
SO <sub>3</sub>	–	0.04
Cl	–	7.13
-O=Cl <sub>2</sub>	–	-1.64
<b>Σ</b>	<b>99.49</b>	<b>98.29</b>

Примечание: ан. 1 – нефелин, среднее по 3 анализам,  $(Na_{0.73}K_{0.21})Al_{0.97}Si_{1.03}O_4$  (расчет на  $O = 4$  а.ф.); ан. 2 – содалит, среднее по 2 анализам,  $(Na_{2.86}K_{0.02})_7Al_{6.07}Si_{5.96}O_{24}Cl_{1.98}$  (расчет на  $O = 25$  а.ф.). Здесь и далее в таблицах: «–» – компонент не определялся.

Таблица 3. Химический состав (мас.%) мелких кристаллов эгирина (1–6)

Комп.	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	51.51	51.81	50.80	51.19	50.63	52.20
TiO <sub>2</sub>	0.36	0.00	0.37	0.00	0.51	0.00
ZrO <sub>2</sub>	1.12	0.00	2.08	0.00	2.34	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.94	2.35	1.27	2.07	1.34	2.04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30.12	30.39	29.54	31.14	29.69	30.81
MnO	0.76	0.47	1.00	0.41	1.17	0.57
CaO	0.49	0.42	0.76	0.33	0.93	0.53
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na <sub>2</sub> O	13.1	12.85	12.82	12.98	13.41	13.87
<b>Σ</b>	<b>99.72*</b>	<b>98.29</b>	<b>98.64</b>	<b>98.12</b>	<b>100.02</b>	<b>100.02</b>
Количество атомов в формуле в расчете на сумму катионов = 4						
Si <sup>+4</sup>	1.98	2.01	1.99	1.99	1.95	1.97
Al <sup>+3</sup>	0.09	0.11	0.06	0.09	0.06	0.09
Ti <sup>+4</sup>	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
Zr <sup>+4</sup>	0.02	0.00	0.04	0.00	0.04	0.00
Fe <sup>+3</sup>	0.87	0.89	0.87	0.91	0.86	0.88
Mn <sup>+2</sup>	0.02	0.02	0.03	0.01	0.04	0.02
Ca <sup>+2</sup>	0.02	0.02	0.03	0.01	0.04	0.02
Mg <sup>+2</sup>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na <sup>+1</sup>	0.98	0.97	0.97	0.98	1.00	1.02
O <sup>-2</sup>	6.01	6.02	6.02	6.01	5.97	5.95

Примечание: ан. 1–6 соответствуют точкам анализа на рис. 2а; \* в сумму анализа входит 0.32 мас. %  $Nb_2O_5$  (соответствует 0.01 а.ф. Nb); здесь и далее в таблицах: 0.00 – содержание ниже предела обнаружения.

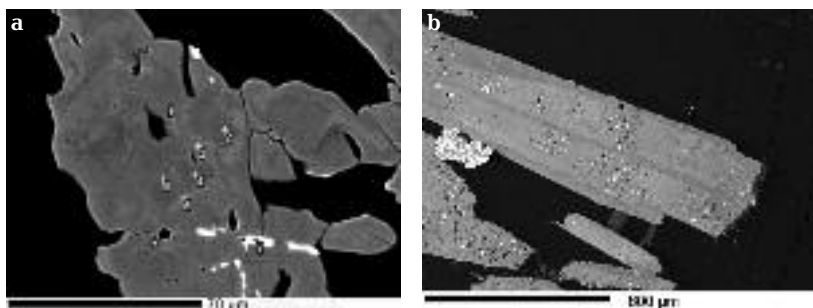


Рис. 3. Два морфологических типа зегрина в альбитизированном нефелиновом сиените:

а – сросток мелких зерен без четких признаков кристаллографической огранки; глина маркера – 70 мкм, 1–6 – номера анализов (табл. 3); б – крупный кристалл; глина маркера – 800 мкм. Черное – альбит. Изображение в режиме СОМРО.

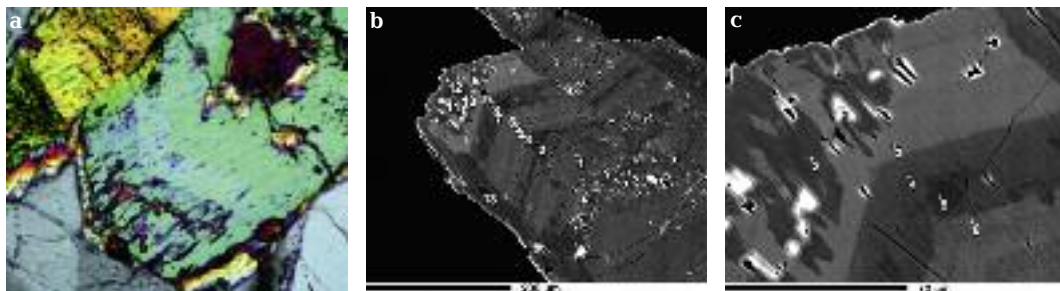


Рис. 4. Фрагмент зонального кристалла зегрина: а – изображение в проходящем свете (николи скрещены); б – тот же фрагмент, изображение в режиме СОМРО; с – детализация зонального участка того же кристалла, изображение в режиме СОМРО; цифры обозначены номера анализов (табл. 4); светлое – недиагностированные щелочные цирконосиликаты.

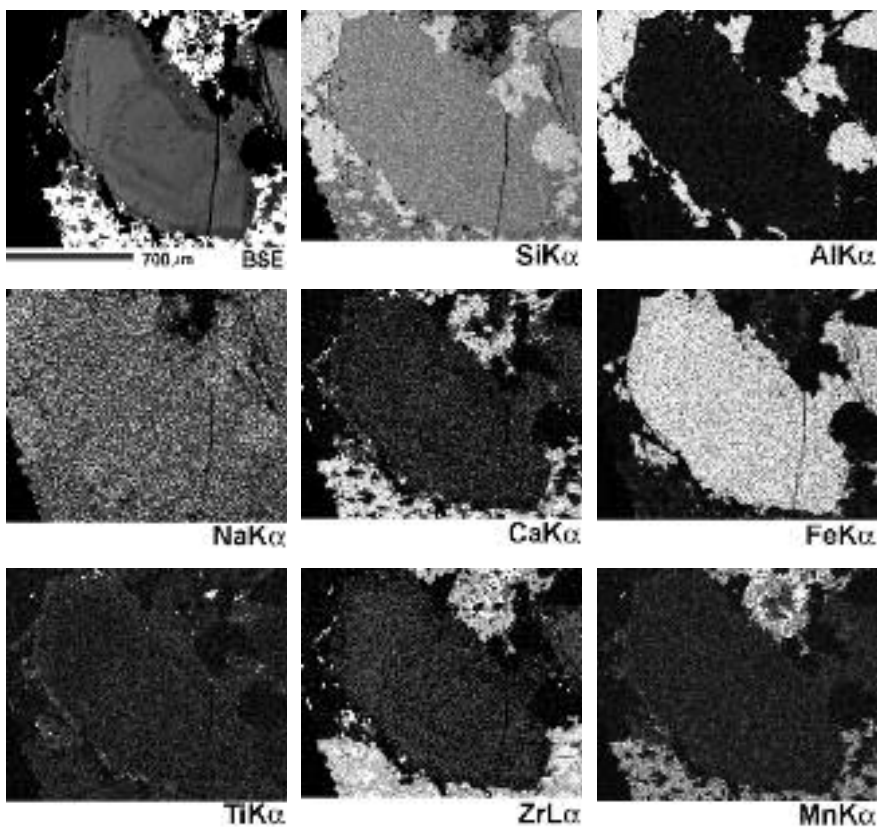


Рис. 5. Зональный кристалл Zr-содержащего зегрина среди альбита и минерала гр. эвдиалита. Изображение в режиме СОМРО (верхний левый снимок) и карты распределения в характеристическом рентгеновском излучении указанных элементов.

Таблица 4. Химический состав (мас.%) крупных зональных кристаллов эгирина

Комп.	Анализы соответствуют точкам на рис. 4б										Анализы соответствуют точкам на рис. 4с						
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	12	13	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	51.61	52.58	51.91	51.21	51.10	51.45	51.88	52.05	51.64	52.28	51.82	51.94	52.25	51.07	51.92	52.25	51.19
TiO <sub>2</sub>	0.57	0.75	0.55	0.33	0.54	0.44	0.38	0.35	0.32	0.23	0.49	1.45	0.34	0.55	0.37	0.38	0.59
ZrO <sub>2</sub>	1.90	1.01	2.38	2.07	2.59	2.31	0.87	0.97	1.63	0.00	0.00	1.34	0.00	3.91	1.23	0.44	1.98
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.43	2.20	1.33	1.47	1.22	1.51	2.34	1.78	1.07	1.39	0.93	2.45	1.18	1.27	1.68	3.23	1.26
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29.71	29.68	28.89	29.93	28.49	29.48	30.03	30.60	29.91	31.44	31.42	27.56	31.05	27.68	29.95	28.93	29.19
MnO	1.20	0.68	1.35	1.12	1.29	1.23	0.77	0.96	1.13	0.69	0.82	1.30	1.01	1.65	0.81	0.80	1.32
CaO	1.13	0.61	0.99	0.96	1.06	0.95	0.61	0.76	1.21	0.89	1.05	1.00	1.23	1.61	0.64	0.53	0.88
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na <sub>2</sub> O	12.80	13.01	12.51	11.89	12.90	12.99	12.77	12.75	12.91	12.98	12.81	12.87	12.26	12.28	13.23	13.01	12.73
<b>Σ</b>	<b>100.35</b>	<b>100.52</b>	<b>99.91</b>	<b>98.98</b>	<b>99.19</b>	<b>100.36</b>	<b>99.65</b>	<b>100.22</b>	<b>99.82</b>	<b>99.90</b>	<b>99.34</b>	<b>99.91</b>	<b>99.32</b>	<b>100.02</b>	<b>99.83</b>	<b>99.57</b>	<b>99.14</b>
Количество атомов в формуле в расчете на сумму катионов = 4																	
Si <sup>+4</sup>	1.98	2.00	2.01	2.01	1.99	1.98	2.00	2.00	1.99	2.00	2.00	1.99	2.03	1.99	1.99	1.99	1.99
Al <sup>+3</sup>	0.06	0.10	0.06	0.07	0.06	0.07	0.11	0.08	0.05	0.06	0.04	0.11	0.05	0.06	0.08	0.15	0.06
Ti <sup>+4</sup>	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.04	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02
Zr <sup>+4</sup>	0.04	0.02	0.04	0.04	0.05	0.04	0.02	0.02	0.03	0.00	0.00	0.03	0.00	0.07	0.02	0.01	0.04
Fe <sup>+3</sup>	0.86	0.85	0.84	0.89	0.83	0.85	0.87	0.88	0.87	0.91	0.91	0.79	0.91	0.81	0.86	0.83	0.85
Mn <sup>+2</sup>	0.04	0.02	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.04	0.02	0.03	0.04	0.03	0.05	0.03	0.03	0.04
Ca <sup>+2</sup>	0.05	0.02	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.05	0.04	0.04	0.04	0.05	0.07	0.03	0.02	0.04
Mg <sup>+2</sup>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na <sup>+</sup>	0.95	0.96	0.94	0.91	0.97	0.97	0.95	0.95	0.97	0.96	0.96	0.96	0.92	0.93	0.98	0.96	0.96
O <sup>2-</sup>	6.02	6.04	6.06	6.09	6.01	6.01	6.04	6.04	6.01	6.01	6.02	6.03	6.06	6.05	6.00	6.02	6.03

мия..., 1964). Повышенные содержания циркония выявлены в эгирине из нефелиновых сиенитов и сиенитов Гренландии (мас.% ZrO<sub>2</sub>): 0.15 – 1.18 – для секториально-зонального эгирина из Илимаусака (Shearer, Larsen, 1994); 0.39 – 6.96 – для эгирина из Мотцфельдта (Jones, Peckett, 1980), до 2.93 – для эгирина из комплекса Гардинер (Nielsen, 1979). Также установлены повышенные содержания циркония (мас.% ZrO<sub>2</sub>): в эгирине из нефелиновых сиенитов архипелага Лос (Гвинея) – до 1.73 (Moreau *et al.*, 1996), в эгирине щелочных пегматитов массива Сент-Илер (Канада) – до 3.38 (Piilonen *et al.*, 1998), в эгирин-авгитах калиевых монцонитов и граносиенитов Буховского массива (Болгария) – до 0.83 (Dyulgerov, Platevoet, 2006). Наиболее богатые Zr пироксены (эгирины, до 14.30 мас.% ZrO<sub>2</sub>) встречаются в субщелочных трахитах и комендитах вулкана Варрумбанг, Австралия (Duggan, 1988). Среди причин, приводящих к обогащению пироксенов цирконием, исследователи отмечают сочетание нескольких факторов, среди которых одним из главных является повышенное содержание щелочных элементов. По результатам экспериментальных исследований, в высокощелочных средах

предпочтительна [6]-координация Zr, что ведёт к кристаллизации многочисленных цирконосиликатов, а также Zr-содержащих фаз, в которых цирконий заселяет октаэдрические позиции, как, например, в группах пироксенов и амфиболов (Jones, Peckett, 1980; Linthout, 1984; Duggan, 1988; Farges *et al.*, 1994; Piilonen *et al.*, 1998); при этом фазы, в которых цирконий имеет более высокие координационные числа (например, <sup>7</sup>Zr в бадделеите и <sup>8</sup>Zr в цирконе), оказываются в этих условиях менее устойчивыми. Другим немаловажным фактором является низкая фугитивность кислорода, выражающаяся в повышенном отношении Fe<sup>+2</sup>/Fe<sup>+3</sup> в минералообразующей среде, что позволяет реализовываться замещению (Fe<sup>+2</sup>, Mg<sup>+2</sup>) + Zr<sup>+4</sup> ⇌ 2Fe<sup>+3</sup>, и в конечном счете входить цирконию в октаэдрические позиции пироксенов, либо амфиболов (Duggan, 1988; Farges *et al.*, 1994).

Циркон встречается чаще всего в виде зерен без признаков кристаллографической огранки, размером от 2 до 500 мкм (рис. 6). Наблюдаются выделения циркона, приуроченные к интерстициям и границам индивидов ниобокуплетскита (рис. 6б). В некоторых зернах циркона отмечаются при

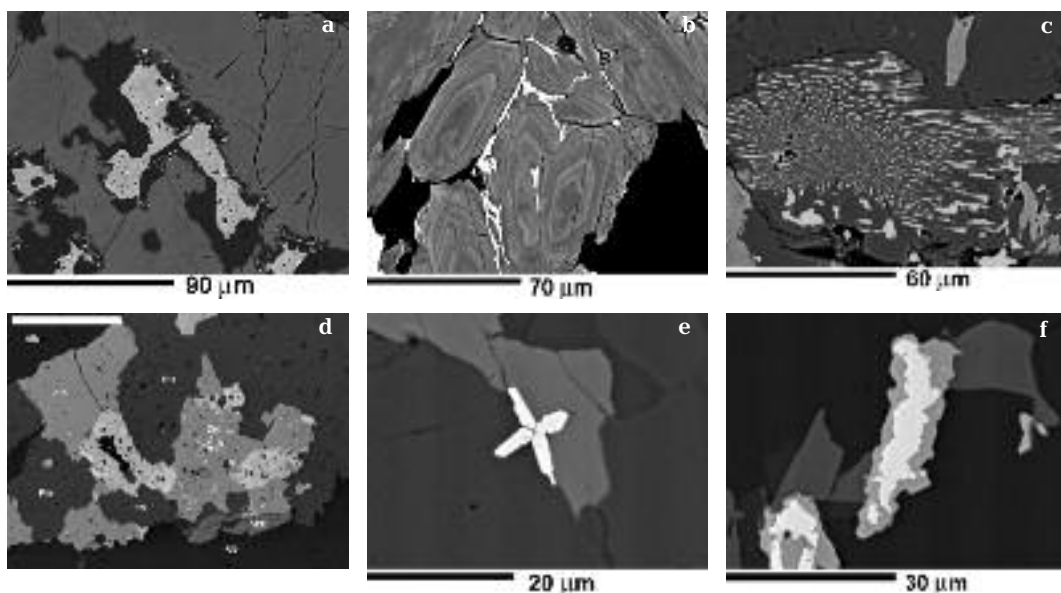


Рис. 6. Циркон и бадделейт в ассоциации с ниобокуплетскитом (все изображения в режиме COMPO): а – зерна циркона (светло-серые) среди минерала гр. эвдиалита (серое) и эгирина (темно-серое), мелкие белые зерна в цирконе – пирохлор; б – выделения циркона (белый) в интерстициях между зональными кристаллами ниобокуплетскита; чёрный – альбит; с – графические сростания циркона (светлый) с эгирином (тёмный); d – ниобокуплетскит (Nbk) в ассоциации с альбитом (Alb), клинопироксеном (эгирином) Prx, цирконом (Zrc), фергусонитом-(Y) (Fr), бастнезитом-(Ce) (Bs). Длина маркера – 200 мкм; е – двойниковый сросток бадделейта (светлое) с анцитом (серое) и альбитом (чёрный); f – бадделейт (светло-серый) с каймой циркона с анцитом (темно-серое) в альбите (чёрное).

наблюдении в режиме BSE участки более темного тона, дающие при анализе заниженные суммы компонентов (93–96 мас.%), но при этом хорошо рассчитывающиеся на формулу циркона, что связано, вероятно, с частичной метамиктизацией и гидратацией минерала. Редко встречаются графические сростки циркона с эгирином (рис. 6с). Химический состав циркона приведен в таблице 5 и рассчитывается на формулу  $(Zr_{0.99}Y_{0.01}Fe_{0.01})Si_{0.99}O_4$  (O = 4 ат.).

Минерал из группы эвдиалита присутствует в породе в виде отдельных изометричных зерен размером от 0.5 мм до 12 мм в поперечнике без признаков кристаллографической огранки (рис. 2д, 7). Цвет эвдиалита даже в одном зерне изменчив от светло-желтого до густого красно-фиолетового. В прозрачном шлифе макроскопически желтые участки бесцветны, а фиолетовые – обладают ярко выраженным плеохроизмом от светло-желтого по Ng до фиолетово-розового по Np. Химический состав минерала приведен в таблице 6. На основании интерпретации химического состава и ИК-спектра минерала (любезно выполненной по нашей просьбе И.В. Пековым) минерал формально может быть отнесен к Mn-аналогу (с Mn > Fe в позиции Fe) георгбарсановита с идеали-

зированной формулой  $Na_{11}(Mn,REE)_3Ca_6Mn_3Zr_3NbSi_{25}O_{76}(OH,Cl)_2$  [может быть:  $xH_2O$ ]. Зерна этого минерала часто содержат обильные вростки эгирина, циркона, эльпидита и зэлиита (рис. 7г).

Бадделейт образует в породе отдельные, часто скелетные кристаллы, двойниковые сростки (рис. 6е). Отмечалось обрастание бадделейта цирконом (рис. 6f). Состав бадделейта приведен в таблице 5, рассчитывается на формулу  $(Zr_{0.96}Nb_{0.02}Fe_{0.01})_{0.99}O_2$  (O = 2 ат.).

Пирохлор – характерный аксессуарный минерал описываемой породы, в которой он представлен несколькими типами. Первый тип – хорошо оформленные мелкие (до 20 мкм) октаэдрические кристаллы, образующие облачные скопления в основной ткани породы (рис. 7а). Интересно отметить, что такие скопления одиночных кристаллов располагаются без какой-либо связи с границами индивидов породообразующих минералов и могут пересекать несколько зерен альбита, эгирина. Вероятно, скопления таких кристаллов пирохлора являются псевдоморфозами-«фантомами» по исчезнувшему в процессе альбитизации неуставленному ниобиевому минералу. Другой морфологической разновидностью пирохлора являются мелкие

Таблица 5. Химический состав (мас.%) дэлиита (1), эльпидита (2), циркона (3–4) и багделита (5)

Комп.	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	62.86	59.25	31.76	32.42	—
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	—	2.53
TiO <sub>2</sub>	0.08	0.07	0.00	0.09	—
ZrO <sub>2</sub>	21.14	20.29	64.53	66.83	96.09
HfO <sub>2</sub>	0.46	0.54	0.24	0.38	0.33
ThO <sub>2</sub>	—	—	0.28	0.05	0.66
UO <sub>2</sub>	—	—	0.24	0.00	—
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	0.77	0.00	—
CaO	0.02	0.00	—	—	—
FeO	—	—	0.33	0.10	0.34
K <sub>2</sub> O	15.72	0.06	—	—	—
Na <sub>2</sub> O	0.08	9.91	—	—	—
H <sub>2</sub> O	—	8.91*	—	—	—
<b>Σ</b>	<b>100.36</b>	<b>99.03</b>	<b>98.17</b>	<b>99.87</b>	<b>99.96</b>

Примечание: 1 – дэлиит, среднее по 7 анализам; 2 – эльпидит из альбитита с ниобокуплетскитом (зёрна до 100 мкм в эвдиалите); 3, 4 – циркон; 3 – мелкие зерна; 4 – циркон, показанный на рис. 6а; 5 – багделит; \* – расчетная H<sub>2</sub>O по стехиометрии.

(0.5–5 мкм) изометричные выделения без кристаллографической огранки, часто образующие сыпь в эгирине и эльпидите на границе с эвдиалитом. Следующей разновидностью пирохлора являются зональные, плохо образованные кристаллы и сростки, чаще всего находящиеся в агрегатах ниобокуплетскита и эгирина (рис. 7с – е, табл. 6). Кроме того, отмечаются случаи замещения пирохлором ниобокуплетскита (рис. 7б).

Эльпидит находится в сростании с эвдиалитом. Характер сростаний свидетельствует, возможно, о совместной кристаллизации эльпидита и эвдиалита. Химический состав эльпидита приведен в таблице 5 и рассчитывается на формулу (Na<sub>1.95</sub>K<sub>0.01</sub>)<sub>1.96</sub>(Zr<sub>1.00</sub>Hf<sub>0.02</sub>Ti<sub>0.01</sub>)<sub>1.03</sub>Si<sub>5.99</sub>O<sub>15</sub>O<sub>3</sub>H<sub>2</sub>O (O = 15 ат.).

Дэлиит представлен зернами, размером 20–150 мкм, часто находящимися внутри выделений эльпидита в эвдиалите (рис. 7г). Дэлиит обладает ярким синеватым свечением под электронным пучком, что облегчает его диагностику. Химический состав минерала приведен в таблице 5, рассчитывается на формулу (K<sub>1.92</sub>Na<sub>0.02</sub>)<sub>1.94</sub>(Zr<sub>0.99</sub>Hf<sub>0.01</sub>Ti<sub>0.01</sub>)<sub>1.01</sub>Si<sub>6.01</sub>O<sub>15</sub> (O = 15 ат.).

Бастнезит-(Ce) образует ксеноморфные по отношению к ниобокуплетскиту, эгирину выделения, размером до 150 мкм (рис. 7ф). Со-

Таблица 6. Химический состав (мас.%) зональных кристаллов урансодержащего пирохлора (1, 2) и минералов группы эвдиалита (3, 4)

Комп.	1	2	3	4
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	48.64	50.15	2.73	2.19
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	6.67	8.79	—	—
UO <sub>2</sub>	12.18	3.43	—	—
TiO <sub>2</sub>	3.09	3.25	—	—
ZrO <sub>2</sub>	1.29	2.45	10.64	10.60
SiO <sub>2</sub>	2.79	1.14	44.65	44.48
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.39	0.55	1.03	1.16
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.10	1.91	1.59	1.17
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.20	4.05	3.12	2.57
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.54
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.43	1.23	0.51	0.77
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.10	0.24	0.12	0.00
FeO	0.39	0.35	0.83	0.48
MnO	0.30	0.46	10.30	9.07
CaO	9.27	10.21	8.98	9.28
SrO	1.48	1.43	—	—
Na <sub>2</sub> O	6.10	6.38	9.49	10.04
K <sub>2</sub> O	—	—	0.45	0.50
Cl	—	—	0.50	0.30
-O = Cl <sub>2</sub>	—	—	-0.12	-0.07
<b>Σ</b>	<b>96.42</b>	<b>96.02</b>	<b>94.82</b>	<b>93.08</b>

Примечание: Ан. 3 – более светлые участки в режиме СОМРО, ан. 4 – более темные участки в режиме СОМРО.

став минерала пересчитывается на формулу (Ce<sub>0.54</sub>La<sub>0.30</sub>Nd<sub>0.11</sub>Pr<sub>0.04</sub>)<sub>0.99</sub>(CO<sub>3</sub>)F<sub>1.00</sub>.

Фергусонит-(Y) (Y<sub>0.56</sub>Nd<sub>0.10</sub>Dy<sub>0.06</sub>Ce<sub>0.05</sub>Gd<sub>0.04</sub>Er<sub>0.04</sub>Sm<sub>0.03</sub>Pr<sub>0.02</sub>Yb<sub>0.02</sub>Mn<sub>0.01</sub>Fe<sub>0.01</sub>Sc<sub>0.01</sub>Ho<sub>0.01</sub>Pb<sub>0.01</sub>Th<sub>0.01</sub>)<sub>0.98</sub>(Nb<sub>0.98</sub>Si<sub>0.02</sub>W<sub>0.01</sub>)<sub>1.01</sub>O<sub>4</sub> и монацит-(Ce) (Ce<sub>0.58</sub>La<sub>0.18</sub>Nd<sub>0.18</sub>Pr<sub>0.06</sub>Sm<sub>0.02</sub>)<sub>1.02</sub>(P<sub>0.97</sub>Si<sub>0.03</sub>)<sub>1.00</sub>O<sub>4</sub> (расчет эмпирических формул на O = 4) встречаются в виде единичных выделений размером менее 100 мкм (рис. 6д, 7е).

### Характеристика ниобокуплетскита

Ниобокуплетскит представлен в породе пластинчатыми кристаллами и сростками зерен, размером до 1.5 мм в наибольшем измерении. Цвет минерала золотисто-коричневый. Спайность слюдopodobная, совершенная в одном направлении по (001) в установке по П.Дж. Вудроу (Woodrow, 1967), но спайные осколки-листочки хрупкие. Блеск стеклянный, на плоскостях спайности – сильный. Удлинение отрицательное, в отличие от астрофиллита и куплетскита (Яковлевская, 1969), угол погасания относительно плоскости спайности (001) изменчив даже в пределах одного зерна, от 5° до 30°. Плоскость оптических осей практически перпендикулярна плоскости совершенной спайности (001). Плеохроизм ясный, окрас-

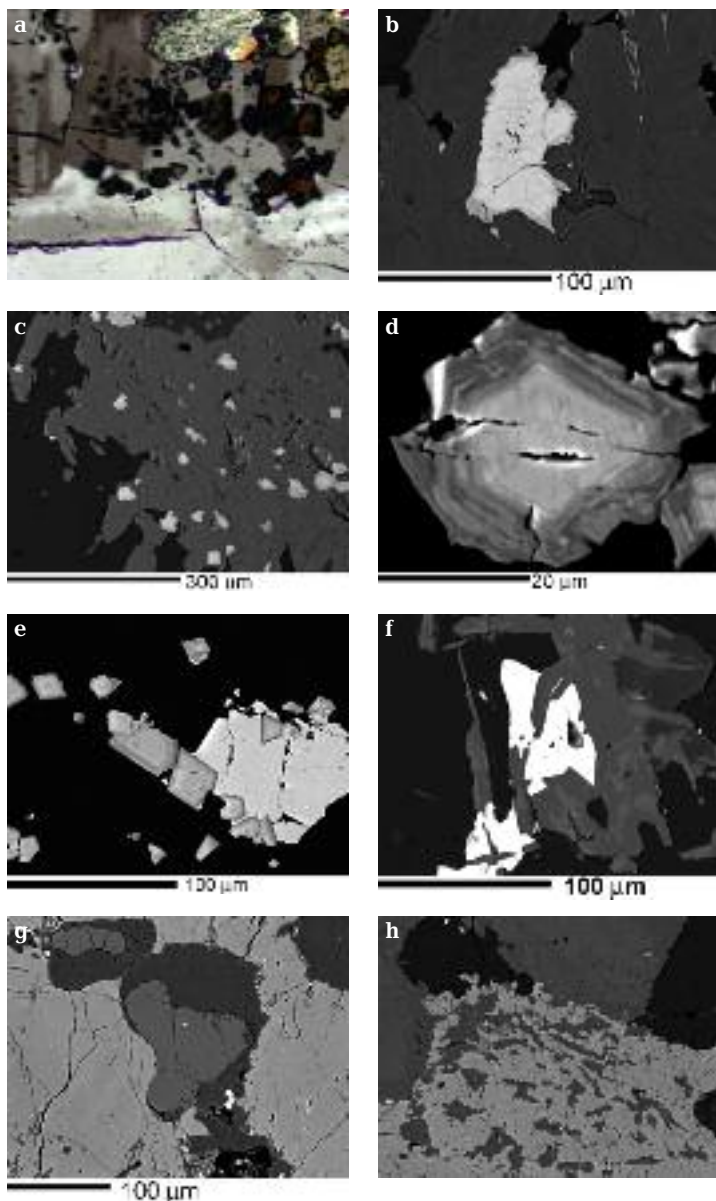


Рис. 7. Акцессорные минералы из ассоциации с ниобокуплетскитом: а – скопления октаэдрических кристаллов пирохлора в альбите; ширина поля зрения 300 мкм; проходящий свет, николи скрещены; б – зерно пирохлора (светлое), развивающегося по ниобокуплетскиту; с – зёрна урансодержащего пирохлора в ниобокуплетските; д – зерно пирохлора с зональностью, обусловленной вариациями содержания урана; ядро наиболее обогащено ураном (фрагмент предыдущего снимка); е – монацит-(Ce) (белое зерно) с пирохлором (серые зональные кристаллы) в альбите (чёрное); ф – бастнезит-(Ce) (белый) в ассоциации с ниобокуплетскитом (серый); темно-серый – эгирин, чёрный – альбит; г – зёрна гэдзита (серые), заключённые в эльпидит (тёмно-серый) в выделениях минерала группы эвдиалита (светло-серый); h – минерал гр. эвдиалита (светло-серый) с эльпидитом (темно-серые выделения в эвдиалите), эгирин (крупные темно-серые кристаллы), альбитом (чёрное); ширина поля зрения 1.1 мм. б – h – изображения в режиме СОМРО.

ка по  $N_g$  – красновато-коричневая, по  $N_m$ ,  $N_p$  – светло-коричневая. Схема абсорбции:  $N_g > N_m > N_p$ . По измерениям на столике Фёдорова при 589 нм угол  $2V = -70(5)^\circ$ . В кристаллах ниобокуплетскита ясно проявлена сложная зональность (рис. 8), хорошо видимая благодаря различным цветам интерференции разных зон, разным углам погасания, при одном николе видна разница в показателях преломления разных зон. Следует отметить, что оптическое изучение минерала осложняется сильной дисперсией ( $r > v$ ), во многих зонах роста минерала момент погаса-

ния не всегда отчетливо наблюдается даже в свете натровой лампы, плохо – с интерференционным светофильтром (589 нм) и не может быть зафиксирован с приемлемой точностью в белом свете. Многие кристаллы ниобокуплетскита на самом деле представляют из себя трудно распознаваемые двойниковые сростки. Показатели преломления минерала удалось оценить только с довольно большой неопределенностью, так как мощности отдельных зон роста в индивидах ниобокуплетскита, различающиеся по показателям преломления, слишком малы для изучения. Из-

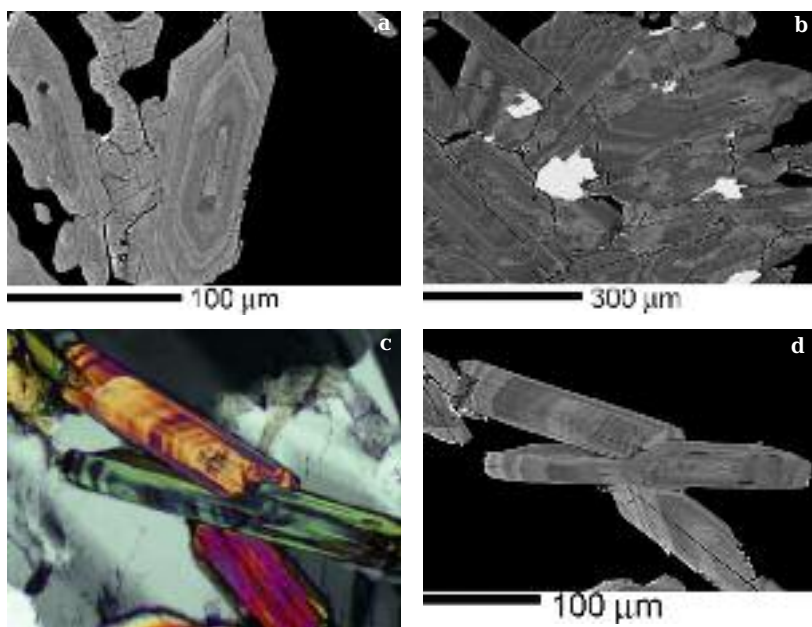


Рис. 8. Зональные кристаллы ниобокуплетскита: a, b, d – изображение в режиме СОМРО; c – изображение в проходящем свете, николи скрещены.

мерены усредненные по нескольким зонам роста минерала показатели преломления:  $n_p = 1.716(3)$ ,  $n_m = 1.736(5)$ , которые оказались выше, чем у куплетскита из Ловозерского массива  $n_p = 1.656$ ,  $n_m = 1.699$  (Семенов, 1956) и довольно близки к показателям преломления ниобокуплетскита из Сент-Илера (Квебек, Канада)  $n_p = 1.718(1)$ ,  $n_m = 1.733(1)$  (Piilonen *et al.*, 2000). Ниобокуплетскит из Кыргызстана дает типичную для минералов группы астрофиллита рентгеновскую порошкограмму, сравнение ее с рентгенограммой ниобокуплетскита из Сент-Илера приведено в таблице 7.

Некоторое представление о вариациях состава ниобокуплетскита можно получить из результатов анализа химического состава (табл. 8, 9) и рентгеновских карт распределения элементов (рис. 9). Как видно из приведенных данных, наблюдаются очень незначительные вариации отношения Fe/Mn и сильная изменчивость в содержаниях Ta, Nb, Zr без какого либо отчетливого тренда от ранних зон роста кристаллов к поздним. Наиболее контрастно (как самые светлые участки), выделяются на изображениях в режиме BSE, зоны, обогащенные танталом. Заметим, что такие зоны, как правило, имеют изрезанные волнистые границы со стороны центра кристалла и ровные прямолинейные, обращенные к внешним зонам кристалла (рис. 9). Вероятно, кристаллизации высокотанталового ниобокуплетскита предшествовало частичное растворение кристаллов, которое на разных

гранях кристаллов проявлялось в разной степени. Зона ниобокуплетскита с высокими содержаниями тантала, довольно резко сменяется обедненным танталом ниобокуплетскитом, после чего содержания в более поздних зонах роста опять могут нарастать. Кроме вариаций составов ниобокуплетскита по зонам роста, в некоторых индивидах хорошо проявлена секториальность, обусловленная различиями в составе разных пирамид роста граней, иногда осложненных двойникованием.

Основной вклад в контраст изображения вносят переменные количества тантала и ниобия (рис. 9). Несмотря на тонкую сложную зональность и изменчивость содержания ниобия от зоны к зоне, ниобий остается доминирующим элементом в позиции D в подавляющем большинстве проанализированных участков минерала. Встречены только очень редкие, единичные области неправильной формы, более темные на изображениях в BSE, приуроченные, как правило, к центральным или корневым участкам индивидов минерала, в которых  $Ti > Nb$  (а.ф.), то есть они отвечают по составу куплетскиту.

Усредненный состав ниобокуплетскита с Матчинского массива в сравнении с составом ниобокуплетскита из других местонахождений приведен в таблице 8.

Перед тем, как перейти к рассмотрению вариации химического состава минерала и заселенности позиций в структуре минерала (на основе данных расчета кристаллохимических формул), заметим, что сама процеду-

Таблица 7. Расчет рентгеновской порошкограммы ниобокуплетскита

Матчинский массив		Mont Saint-Hilaire (Piilonen <i>et al.</i> , 2000)			
<i>I</i>	<i>d</i> , Å	<i>I</i>	<i>d</i> , Å	<i>hkl</i>	
10	10.35	100	10.707	001	
				010	
1	9.83	<5	9.883	0 $\bar{1}$ 1, 0 $\bar{1}$ 2	
2	5.81	5	5.840	0 $\bar{2}$ 1	
1	5.29				
4	4.39	20	4.405	$\bar{1}$ 1, $\bar{1}$ 20, 101, $\bar{1}$ 21	
1	4.07				
1	3.78	5	3.816	$\bar{1}$ 21, $\bar{1}$ 12, 0 $\bar{2}$ 3	
1	3.61				
10	3.53	50	3.536	003, 111	
2	3.31	20	3.294	$\bar{1}$ 13, 0 $\bar{3}$ 3	
1	3.12	<5	3.147	022	
		<5	3.108	$\bar{1}$ 22, $\bar{1}$ 23	
1	3.05	<5	3.047	$\bar{1}$ 23, 013, $\bar{1}$ 31	
1	2.97	<5	2.988	031	
1	2.90	5	2.887	$\bar{1}$ 33, 0 $\bar{1}$ 4, 112	
1	2.81	<5	2.824	$\bar{1}$ 41, $\bar{1}$ 32	
8	2.79	40	2.793	$\bar{1}$ 31, $\bar{1}$ 42	
1	2.69	30	2.677	$\bar{2}$ 11, $\bar{1}$ 14, 004	
1	2.64				
1	2.58	40	2.587	130, $\bar{1}$ 43	
1	2.51	20	2.503	$\bar{2}$ 12	
1	2.41	10	2.409	$\bar{1}$ 41, $\bar{1}$ 34	
		10	2.322	2 $\bar{1}$ 2	
1	2.308	10	2.308	131, $\bar{1}$ 44	
1	2.258	<5	2.254	0 $\bar{5}$ 1, $\bar{2}$ 13	
1	2.190	<5	2.222	2 $\bar{4}$ 1, $\bar{2}$ 22, $\bar{2}$ 21	
3	2.136	5	2.130	$\bar{1}$ 42, 005	
		5	2.118	140, $\bar{1}$ 35	
1	2.080	<5	2.056	2 $\bar{1}$ 3	
1	2.040	<5	2.023	132, $\bar{1}$ 45	
1	1.983	<5	1.995	$\bar{1}$ 51, $\bar{2}$ 14, $\bar{2}$ 32	
1	1.932	<5	1.933	015, 0 $\bar{6}$ 3, 133	
3	1.767	5	1.769	$\bar{1}$ 46, $\bar{2}$ 62, $\bar{3}$ 30	
1	1.750	<5	1.751	$\bar{2}$ 15	
2	1.657	5	1.660	0 $\bar{7}$ 3	
2	1.628	<5	1.633	$\bar{1}$ 44, $\bar{1}$ 27, 240, $\bar{1}$ 37, $\bar{2}$ 45	
2	1.597	5	1.589	3 $\bar{5}$ 1, $\bar{3}$ 22	
		<5	1.575	$\bar{2}$ 53, $\bar{2}$ 72, $\bar{3}$ 50, $\bar{3}$ 23	

Примечание: фотометод; аналитик – Л.А. Паутов.

ра расчета формулы минерала может быть выполнена несколькими способами, и от выбора способа расчета в определенной степени зависит результат вычисления количества атомов на формульную единицу. Мы рассчитывали формулы ниобокуплетскита, исходя из предположения, что алюминий заселяет совместно с кремнием только тетраэдрическую позицию, и сумма Si + Al = 8 а.ф. Расчет формулы минерала на фиксированное количество анионов представляется менее удачным в нашем случае, так как мы не располагаем информацией о соотношении Fe<sup>2+</sup>/Fe<sup>3+</sup> и о содержании Li в минерале.

Сумма катионов позиции А составляет в усредненном анализе 1.86 а.ф., в частных анализах от 1.77 до 2.02. Более 80% от этого количества приходится на К, остальное – на Rb, Cs, Na. Рубидий легко обнаруживается и измеряется с учетом интерференции от кремния во всех анализированных точках при использовании волново-дисперсионных спектрометров, но может быть пропущен или некорректно измерен при анализе на энергодисперсионных спектрометрах. По этой причине, в таблицах результатов тех анализов ниобокуплетскита, которые были выполнены с использованием техники ЭДС, содержание рубидия не приводится. Недостаток катионов в позиции А может быть связан с несколькими причинами: аналитическими ошибками, наличием вакансии, возможным вхождением в неё Li, как это имеет место в наливкините (Агаханов и др., 2008), или, как предполагают В.Ю. Моргунова с соавторами (2000), катиона H<sup>+</sup>.

Позиция В заполнена от 0.89 до 1.14 а.ф., в усредненном анализе – 1.00 а.ф. Эта позиция практически целиком заселена Na, на долю Са приходится в среднем около 2%. Заметим, что на соседнем Дараи-Пиэзском массиве в минералах из группы астрофиллита были зафиксированы составы, где Са > Na (а.ф.) (Моргунова и др., 2000; Пеков, 2005). Октаэдрическая позиция С в ниобокуплетските из Матчинского массива занята преимущественно Mn, что и определяет отнесение минерала к подгруппе куплетскита. На рисунке 10 показана корреляционная зависимость между содержанием (в а.ф.) Mn и (Fe + Mg), из которой видно, что существует два поля составов, различающихся по содержанию Mn. В изученных образцах встречаются индивиды ниобокуплетскита различной марганцовистости, в пределах же отдельных кристаллов минерала не наблюдается заметного изменения Mn/Fe-отношения в различных зонах роста и нет обычного увеличения доли

Таблица 8. Химический состав (мас.%) ниобокуплетскита

Комп.	Матчинский массив, Кыргызстан			Mont Saint-Hilaire, Канада (Piilonen <i>et al.</i> , 2000)					Октябрьский массив, Украина (Шарыгин, 2009)***
	Ср. по 33 ан.	min	max	1 тип		2 тип		3 тип	
				Ср. по 3 ан.		min	max		
SiO <sub>2</sub>	32.54	30.64	33.94	31.85	31.80	31.93	32.06	31.86	34.14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.49	0.68	1.79	1.14	1.02	1.21	1.18	1.69	1.60
TiO <sub>2</sub>	2.12	1.34	3.73	1.34	1.12	1.65	1.63	1.67	3.42
ZrO <sub>2</sub>	3.89	2.75	6.42	3.43	2.84	4.23	4.80	3.56	4.63
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	9.45	7.05	11.56	12.13	11.54	12.84	10.64	11.40	7.65
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	2.35	0.64	5.29	0.63	0.44	0.74	0.48	0.25	0.14
SnO <sub>2</sub>	0.22	0.00	0.59	—	—	—	—	—	—
HfO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	—
MnO	21.02	18.59	25.41	26.37	26.11	26.61	26.60	30.13	27.90
FeO	13.67	9.18	16.65	2.64	2.55	2.73	7.44	3.71	0.35
ZnO	0.04	0.00	0.11	4.08	3.65	4.31	0.25	0.00	6.14
CaO	0.07	0.02	0.33	0.00	0.00	0.00	0.10	0.03	0.19
MgO	0.37	0.18	0.62	0.15	0.13	0.18	0.18	0.43	0.60
SrO	0.06	0.00	0.53	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.01
Cs <sub>2</sub> O	0.14	0.03	0.29	0.12	0.10	0.13	0.00	0.00	0.06
Rb <sub>2</sub> O	0.30	0.13	0.61	0.82	0.81	0.84	0.66	0.91	1.89
K <sub>2</sub> O	5.93	5.71	6.29	5.97	5.92	6.03	6.04	5.76	5.27
Na <sub>2</sub> O	2.26	1.73	2.98	2.62	2.49	2.69	2.34	2.66	2.96
F	0.33	0.18	0.52	0.14	0.00	0.43	0.34	0.29	1.11
H <sub>2</sub> O*	2.58			2.49			2.51	2.54	2.71
-O=F <sub>2</sub>	-0.14			-0.06			-0.14	-0.12	-0.47
<b>Σ</b>	<b>98.69</b>			<b>95.86</b>			<b>97.19</b>	<b>96.77</b>	<b>100.30</b>
Количество атомов в формуле в расчёте на (Si + Al) = 8 ат.									
Si	7.59			7.68			7.67	7.53	7.58
Al	0.41			0.32			0.33	0.47	0.42
<b>Σ T</b>	<b>8.00</b>			<b>8.00</b>			<b>8.00</b>	<b>8.00</b>	<b>8.00</b>
Ti	0.37			0.24			0.29	0.30	0.57
Zr	0.44			0.40			0.56	0.41	0.50
Nb	1.00			1.32			1.15	1.22	0.77
Ta	0.15			0.04			0.03	0.02	0.01
Sn	0.02								
<b>Σ D</b>	<b>1.98</b>			<b>2.00</b>			<b>2.03</b>	<b>1.95</b>	<b>1.85</b>
Na	—			0.22			0.0	0.0	—
Mn <sup>+2</sup>	4.15			5.38			5.39	6.03	5.25
Fe <sup>+2</sup>	2.67			0.53			1.49	0.73	0.06
Zn	0.02			0.73			0.04	0.00	1.01
Mg	0.13			0.05			0.06	0.15	0.20
<b>Σ C</b>	<b>6.97</b>			<b>6.91</b>			<b>6.99</b>	<b>7.00</b>	<b>6.52</b>
Na	0.98			1.00			1.09	1.22	0.95
Ca	0.02			0.00			0.03	0.01	0.05
<b>Σ B</b>	<b>1.00</b>			<b>1.00</b>			<b>1.07</b>	<b>1.18</b>	<b>1.00</b>
Na	0.04			0.00			0.00	0.00	0.32
Sr	0.01			0.00			0.01	0.00	
Cs	0.01			0.01			0.00	0.00	0.01
Rb	0.04			0.13			0.10	0.14	0.27
K	1.76			1.84			1.84	1.74	1.49
<b>Σ A</b>	<b>1.86</b>			<b>1.98</b>			<b>2.01</b>	<b>2.08</b>	<b>2.09</b>
F	0.24			0.11			0.26	0.22	0.78
O**	26.67			26.76			26.88	26.66	25.65
OH	4.00			4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
<b>Σ катионов</b>	<b>19.81</b>			<b>19.89</b>			<b>20.10</b>	<b>20.21</b>	<b>19.48</b>
<b>Σ анионов</b>	<b>30.82</b>			<b>30.86</b>			<b>31.16</b>	<b>30.85</b>	<b>30.36</b>

Примечания: Матчинский массив — наши данные, аналитик Л.А. Паутов; \* — расчетная H<sub>2</sub>O по стехиометрии; \*\* — расчет O по балансу зарядов; \*\*\* — в сумму анализа входят (мас. %): Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 0.19 (соответствует Ce<sup>+3</sup> = 0.02 а.ф.; BaO — 0.01; Li<sub>2</sub>O — 0.01.

Таблица 9. Химический состав нибокуплетскита (мас.%) по точкам, отмеченным на рисунке 9b

Комп.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	33.35	32.88	33.83	31.34	32.55	32.84	33.01	32.63	32.22	32.34	32.75	32.17	32.5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.03	1.00	0.96	1.43	1.40	1.02	1.23	1.71	1.62	1.66	1.59	1.61	1.15
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	7.92	7.97	8.17	9.60	8.74	7.99	7.51	9.93	9.32	9.78	9.77	9.41	7.81
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.23	1.79	1.16	3.48	5.29	1.55	1.03	2.80	2.43	2.29	2.19	2.33	2.46
TiO <sub>2</sub>	3.24	2.66	3.56	2.01	1.98	2.68	2.92	1.87	1.83	1.86	1.87	1.66	2.67
ZrO <sub>2</sub>	4.25	4.43	3.85	3.16	2.78	4.28	5.00	4.16	3.84	3.72	4.10	3.53	4.25
FeO	16.26	15.89	16.49	15.97	15.53	16.26	16.65	16.34	16.21	16.21	16.47	16.28	16.38
MnO	18.92	19.06	18.86	18.72	19.05	18.90	18.59	19.14	18.67	19.29	19.35	18.87	19.22
ZnO	0.06	0.00	0.06	0.08	0.00	0.00	0.07	0.03	0.07	0.07	0.03	0.04	0.00
CaO	0.10	0.00	0.09	0.04	0.00	0.00	0.13	0.06	0.04	0.03	0.05	0.02	0.00
MgO	0.38	0.42	0.38	0.35	0.44	0.41	0.4	0.33	0.36	0.32	0.32	0.37	0.00
K <sub>2</sub> O	5.96	6.12	6.16	6.23	5.82	5.92	6.14	6.15	6.29	5.71	6.09	6.14	5.88
Na <sub>2</sub> O	2.51	2.48	2.98	2.45	2.52	2.13	2.68	2.74	2.47	2.69	2.52	2.34	2.25
Cs <sub>2</sub> O	0.15	0.00	0.10	0.12	0.35	0.00	0.13	0.13	0.14	0.13	0.10	0.13	0.00
Rb <sub>2</sub> O	0.48	0.00	0.47	0.51	0.00	0.00	0.49	0.56	0.55	0.56	0.55	0.56	0.00
F	0.44	0.52	0.47	0.33	0.33	0.47	0.44	0.50	0.46	0.47	0.38	0.38	0.40
H <sub>2</sub> O*	2.60	2.56	2.63	2.48	2.57	2.56	2.59	2.60	2.56	2.58	2.60	2.56	2.54
-O=F <sub>2</sub>	-0.18	-0.22	-0.20	-0.14	-0.14	-0.20	-0.18	-0.21	-0.19	-0.20	-0.16	-0.16	-0.17
<b>Σ</b>	<b>98.70</b>	<b>97.56</b>	<b>100.02</b>	<b>98.16</b>	<b>99.21</b>	<b>96.81</b>	<b>98.83</b>	<b>101.47</b>	<b>98.89</b>	<b>99.51</b>	<b>100.57</b>	<b>98.24</b>	<b>97.34</b>
Количество атомов в формуле в расчёте на (Si + Al) = 8 ат.													
Si	7.72	7.72	7.74	7.59	7.61	7.72	7.66	7.53	7.55	7.54	7.57	7.55	7.68
Al	0.28	0.28	0.26	0.41	0.39	0.28	0.34	0.47	0.45	0.46	0.43	0.45	0.32
<b>Σ T</b>	<b>8.00</b>	<b>8.00</b>	<b>8.00</b>	<b>8.00</b>	<b>8.00</b>	<b>8.00</b>	<b>8.00</b>	<b>8.00</b>	<b>8.00</b>	<b>8.00</b>	<b>8.00</b>	<b>8.00</b>	<b>8.00</b>
K	1.76	1.83	1.80	1.93	1.74	1.77	1.82	1.81	1.88	1.7	1.8	1.84	1.77
Rb	0.07	0.00	0.07	0.08	0.00	0.00	0.07	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.00
Cs	0.01	0.00	0.01	0.01	0.03	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
Na	0.15	0.13	0.12	0.00	0.10	0.00	0.1	0.1	0.03	0.21	0.11	0.07	0.03
<b>Σ A</b>	<b>1.99</b>	<b>1.96</b>	<b>2.00</b>	<b>2.02</b>	<b>1.87</b>	<b>1.77</b>	<b>2.00</b>	<b>2.00</b>	<b>2.00</b>	<b>2.00</b>	<b>2.00</b>	<b>2.00</b>	<b>1.80</b>
Na	0.98	1.00	1.16	1.15	1.00	0.97	1.11	1.13	1.09	1.01	1.02	1.00	1.00
Ca	0.02	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
<b>Σ B</b>	<b>1.00</b>	<b>1.00</b>	<b>1.18</b>	<b>1.16</b>	<b>1.00</b>	<b>0.97</b>	<b>1.14</b>	<b>1.14</b>	<b>1.10</b>	<b>1.02</b>	<b>1.03</b>	<b>1.01</b>	<b>1.00</b>
Mn <sup>+2</sup>	3.71	3.79	3.66	3.84	3.77	3.76	3.66	3.74	3.71	3.81	3.79	3.75	3.85
#Fe <sup>+2</sup>	3.15	3.12	3.16	3.24	3.04	3.20	3.23	3.16	3.18	3.16	3.18	3.20	3.24
Mg	0.13	0.15	0.13	0.13	0.15	0.14	0.14	0.11	0.13	0.11	0.11	0.13	0.00
Zn	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
Na	0.00	0.00	0.04	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Σ C</b>	<b>7.00</b>	<b>7.06</b>	<b>7.00</b>	<b>7.22</b>	<b>7.00</b>	<b>7.10</b>	<b>7.04</b>	<b>7.02</b>	<b>7.03</b>	<b>7.09</b>	<b>7.09</b>	<b>7.09</b>	<b>7.09</b>
Ta	0.08	0.11	0.07	0.23	0.34	0.10	0.07	0.18	0.15	0.15	0.14	0.15	0.16
Nb	0.83	0.85	0.85	1.05	0.92	0.85	0.79	1.04	0.99	1.03	1.02	1.00	0.83
Zr	0.48	0.51	0.43	0.37	0.32	0.49	0.57	0.47	0.44	0.42	0.46	0.40	0.49
Ti	0.56	0.47	0.61	0.37	0.35	0.47	0.51	0.32	0.32	0.33	0.32	0.29	0.47
<b>Σ D</b>	<b>1.95</b>	<b>1.94</b>	<b>1.96</b>	<b>2.02</b>	<b>1.93</b>	<b>1.91</b>	<b>1.94</b>	<b>2.01</b>	<b>1.90</b>	<b>1.93</b>	<b>1.94</b>	<b>1.84</b>	<b>1.95</b>
F-	0.32	0.39	0.34	0.25	0.24	0.35	0.32	0.37	0.34	0.35	0.28	0.28	0.30
O**	26.56	26.57	26.65	27.17	26.60	26.46	26.59	26.80	26.57	26.65	26.72	26.50	26.59
OH	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
<b>Σ катионов</b>	<b>19.94</b>	<b>19.96</b>	<b>20.13</b>	<b>20.42</b>	<b>19.81</b>	<b>19.76</b>	<b>20.11</b>	<b>20.17</b>	<b>20.04</b>	<b>20.04</b>	<b>20.06</b>	<b>19.94</b>	<b>19.84</b>
<b>Σ анионов</b>	<b>30.88</b>	<b>30.96</b>	<b>30.99</b>	<b>31.42</b>	<b>30.84</b>	<b>30.81</b>	<b>30.91</b>	<b>31.17</b>	<b>30.91</b>	<b>31.00</b>	<b>31.00</b>	<b>30.78</b>	<b>30.89</b>

Примечание: \* – расчетная H<sub>2</sub>O по стехиометрии; \*\* – расчет O по балансу зарядов.

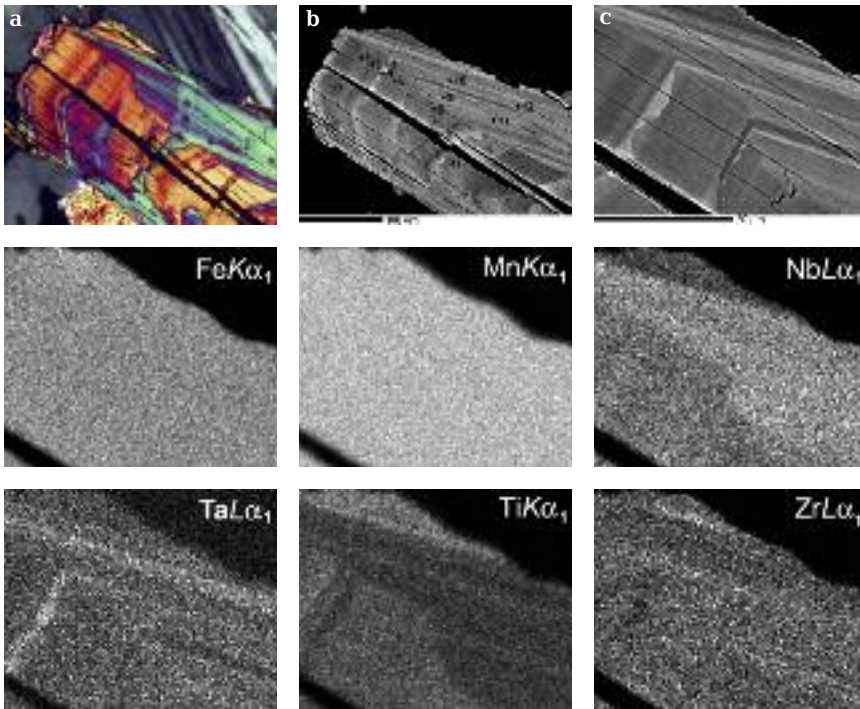


Рис. 9. Фрагмент зонального кристалла ниобокуплетскита: а – изображение в проходящем свете, николи скрещены; б – изображение в режиме СОМРО; цифрами обозначены номера анализов (табл. 9); с – детальное изображение зонального участка кристалла в режиме СОМРО; остальные изображения – карты распределения в характеристическом рентгеновском излучении указанных элементов.

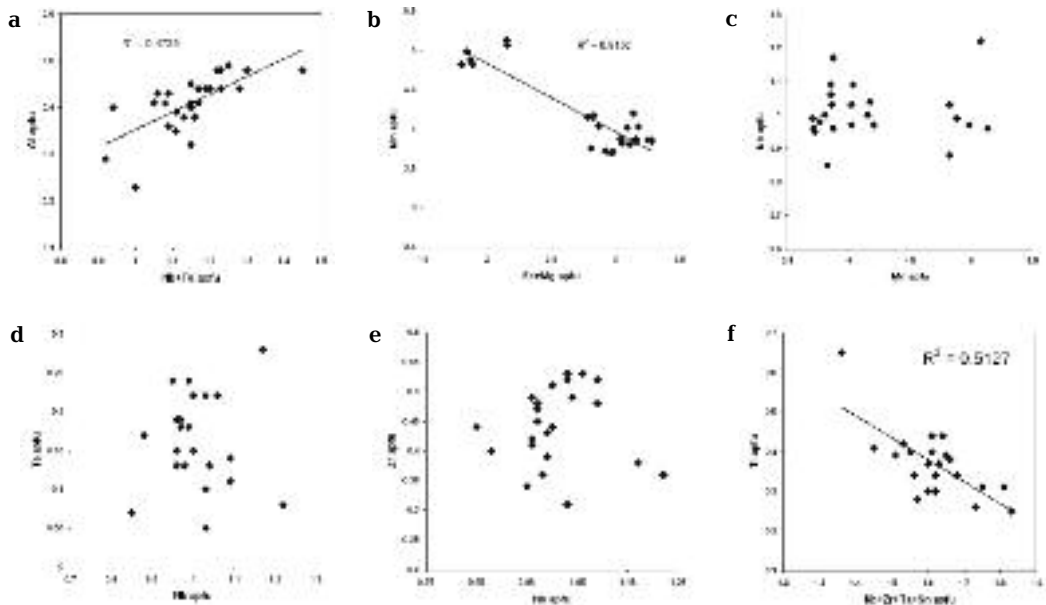


Рис. 10. Корреляционные графики составов ниобокуплетскита (в а.ф.) между: а – Al и (Nb+Ta); б – Mn и (Fe+Mg); в – Nb и Mn; д – Ta и Nb; е – Zr и Nb; ф – Ti и (Nb+Zr+Ta+Sn).

Mn от более ранних зон роста минерала к более поздним.

Характерным примесным элементом в ниобокуплетските из Кыргызстана является цинк, но его содержание заметно ниже, чем в

ниобокуплетските из Сент-Илера и тем более из Октябрьского массива (табл. 8). Ранее высокие содержания цинка (4,00 мас.% ZnO) зафиксированы в цезийкуплетските из Дарай-Пиёза (Пеков, 2005). Возможно, существ-

вует довольно широкий изоморфизм между (Mn, Fe) и Zr в минералах группы астрофиллита, и в будущем можно ожидать обнаружения Zr-доминантных представителей этой группы. Магний устойчиво фиксируется в ниобокуплетските Матчи; его содержание варьирует в довольно узких пределах — 0.11–0.15 а.ф.

В минералах группы астрофиллита широко проявлен изоморфизм в октаэдрической позиции *D* между Ti, Nb, Zr, Ta и Sn (Семёнов, 1956; 1972; Пеков, 2005; Степанов и др., 2008; Nickel *et al.*, 1964; Piilonen, Lalonde, 2000; Cámara *et al.*, 2010; и др.). Ниобокуплетскит из Матчинского массива в среднем несколько беднее Nb, чем минерал из Сент-Илера, но богаче Nb, чем ниобокуплетскит Октябрьского массива (табл. 9). Наблюдаются не только вариации содержания ниобия по зонам роста, но еще более ярко выраженная секториальность в распределении Nb (рис. 9). Между содержаниями Ti и (Nb + Zr + Ta + Sn) наблюдается обратная зависимость (рис. 10), что подтверждает вхождение перечисленных элементов в одну структурную позицию. Ниобокуплетскит из Кыргызстана выделяется среди других представителей группы астрофиллита наибольшими содержаниями тантала (среднее — 2.35 мас.%, максимальное — 5.29 мас.% Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub>), в распределении которого ярко проявлена зональность (рис. 9). Примечательно, что в пирохлоре из ассоциации с ниобокуплетским отношением Nb/Ta (в ат.%) = 12 оказывается большим, чем в ниобокуплетските (среднее Nb/Ta = 7, максимальное Nb/Ta = 3), то есть тантал предпочтительней концентрируется в гетерофиллосиликате, чем в оксидной фазе. Этот случай можно считать уникальным: как правило, гетерофиллосиликаты резко обеднены танталом относительно ниобия, а минералы группы пирохлора, наоборот, обладают резко выраженным сродством к Ta ввиду эквидистантности (Ta,Nb)-октаэдров; в структурах гетерофиллосиликатов эти октаэдры искажены с образованием связей *D*-O неравной длины, что благоприятствует вхождению Nb и Ti, но не Ta (Пятенко и др., 1999). Например, в высокоагпаитовых пегматитах Хибинского и Ловозерского массивов (Кольский полуостров), самые высокие содержания Ta (>1 мас.% Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub>) зафиксированы в пирохлоре, тогда как концентрация этого элемента в силикатах, даже богатых ниобием, и в других оксидах, включая не только эшинит, но и лопарит — промышленный минерал Nb и Ta в рудах редкоче-

тальных месторождений Ловозера, как минимум на порядок меньше (Пеков, 2005). Не исключено, что ниобокуплетскит Матчинского массива обладает какими-нибудь индивидуальными структурными характеристиками (геометрия *D*-полиэдров?), способствующими накоплению в нем тантала.

Как видно из вариационных диаграмм (рис. 10), не обнаруживается какой-либо отчетливой зависимости между содержаниями Nb и Ta, Nb и Zr в описываемом ниобокуплетските. Нет также часто наблюдаемой в других случаях и многократно описанной в литературе зависимости и между содержаниями Mn и Nb.

Аномально повышенные содержания тантала в ниобокуплетските важны в практическом аспекте: считавшийся до сих пор редким, этот минерал, наряду с пирохлором, может оказаться одним из нетрадиционных концентраторов не только ниобия, но и тантала на месторождениях Тутек и Дельбек.

## Выводы

(1) В Матчинском щелочном массиве обнаружен не известный там ранее ниобокуплетскит. Находка этого минерала является, по-видимому, третьей в мире. Ниобокуплетскит обогащен танталом, отдельные зоны роста содержат до 5 мас.% Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, причем отношение Ta/Nb в нем выше, чем в сосуществующим с ним пирохлоре. Такие содержания тантала в минералах группы астрофиллита наблюдаются впервые.

(2) Изучение химического состава ниобокуплетскита выявило зависимость между содержаниями (Nb + Ta) и Al (а.ф.), что позволяет предположить наряду с доминирующим механизмом замещения  $Ti^{4+} + F^- \leftrightarrow Nb^{5+} + O^{2-}$ , еще и изоморфизм по схеме  $Ti^{4+} + Si^{4+} \leftrightarrow Nb^{5+} + Al^{3+}$ .

(3) В изученных альбитизированных нефелиновых сиенит-пегматитах встречена разнообразная циркониевая минерализация, представленная бадделитом, цирконом, дэлиитом, эльпидитом, эвдиалитом, Zr-содержащими эггирином и ниобокуплетским. Появление такого разнообразия циркониевых фаз с различным соотношением Zr/Si, по видимому, связано с многостадийным процессом формирования породы на фоне повышающейся роли щелочей и, возможно, кремнезёма в минералообразующей среде.

(4) В альбитизированных нефелиновых сиенит-пегматитах Матчинского массива ниобокуплетскит наряду с пирохлором является концентратором ниобия и тантала.

## Благодарности

Авторы благодарят П.В. Хворова и В.А. Муфтахова за помощь в полевых работах на Туркестано-Алае. Авторы очень признательны за обсуждения и ценные советы И.В. Пекову, Д.И. Белаковскому, В.С. Гурскому.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Министерства образования и науки № 16.518.11.7101.

## Литература

- Агаханов А.А., Паутов Л.А., Уварова Ю.А., Соколова Е.В., Хавторн Ф., Карпенко В.Ю. Навикинит,  $\text{Li}_2\text{NaFe}_7^+ \text{Ti}_2(\text{Si}_8\text{O}_{24})\text{O}_2(\text{OH})_4\text{F}$ , новый минерал из группы астрофиллита с Дарай-Пиёзского массива (Таджикистан) // Новые данные о минералах. **2008**. Вып. 43. С. 5–13.
- Белов Н.В. Минералогия на VI международном конгрессе кристаллографов // Зап. ВМО. **1964**. Ч. 93. Вып. 3. С. 249–259.
- Бонштегт Э.М. Астрофиллит хибинских тундр // Зап. МО. **1931**. Ч. 60. Вып. 2. С. 280–297.
- Бурова Т.А. Ниобий в хибинских и ловозёрских минералах (титано- и цирконо-силкатах) // Материалы к геологии Хибинских тундр. Тр. Кольской базы им. С.М. Кирова Акад. Наук. **1936**. Т. II. С. 15–38.
- Бялькина А.В., Пеков И.В., Кононкова Н.Н. Распределение Zr и Nb в минералах групп астрофиллита и лампрофиллита высокощелочных пегматитов // Минералогия и музеи. Матер. IV Межд. симпозиума. СПб: Санкт-Петербургский университет. **2002**. С. 164–165.
- Воронков А.А., Шумяцкая Н.Г., Пятенко Ю.А. Кристаллохимия минералов циркония и их искусственных аналогов. М.: Наука. **1978**. 182 с.
- Гаврилин Р.Д. Матчинский массив сиенитов-гранитов // Докл. АН СССР. **1963**. Т. 148. № 2. С. 403–405.
- Ганзеев А.А., В.Д., Ефимов А.Ф., Семенова Н.Г. Изоморфизм щелочных элементов в минералах группы астрофиллита // Геохимия. **1969**. № 3. С. 335–340.
- Геологическая карта Киргизской ССР. Масштаб 1:500 000 (под ред. С.А. Ингембердиева). Мин. геол. СССР; Акад. Наук Кирг. ССР. **1980**.
- Геологическая карта Таджикской ССР и прилегающих территорий. Масштаб 1:500 000. (под ред. Н.Г. Власова и Ю.А. Дьякова). Мин. геол. СССР. **1984**.
- Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. 1. Геохимия редких элементов. М.: Наука. **1964**. 688 с.
- Дусматов В.Д. Минералогия щелочного массива Дарай-Пиёз (Южный Тянь-Шань). Дисс. на соиск. уч. степ. канд. геол.-мин. наук. М. **1971**. 171 с.
- Ефимов А.Ф., Дусматов В.Д., Ганзеев А.А., Катаева З.Т. Цезийкуплетскит — новый минерал // Докл. АН СССР. **1971**. Т. 197. № 6. С. 1394–1397.
- Ильинский Г.А. Минералогия щелочных интрузий Туркестано-Алая. Л.: ЛГУ, **1970**. 167 с.
- Капустин Ю.А. Циркофиллит — циркониевый аналог астрофиллита // Зап. ВМО. **1972**. Вып. 4. С. 459–463.
- Кухаренко А.А., Вайнштейн Э.Е., Шевалеевский И.Д. О соотношении циркония и гафния в породообразующих пироксенах и в циркониевых минералах палеозойского комплекса ультраосновных и щелочных пород Кольского полуострова // Геохимия. **1960**. № 7. С. 610–617.
- Максимов Л.А. Матчинский горный узел. М.: Физкультура и спорт. **1989**. 234 с.
- Моргунова В.Ю., Пеков И.В., Чуканов Н.В., Паутов Л.А., Агаханов А.А., Белаковский Д.И. Об астрофиллите с необычным составом межпакетных катионов // Минералогические музеи в XXI веке. Матер. Межд. симп. (26–30 июня). СПб: Санкт-Петербургский университет. **2000**. С. 73.
- Ненахов В.М., Абакумова Л.Н., Кузнецов Л.В., Хрестенков П.А. Легенда интрузивного магматизма Памиро-Алая (об. записка). Ош: Южно-Киргизская геологическая экспедиция. **1987**. 395 с. (на правах рукописи).
- Никоноров В.В. Рудные месторождения Кыргызстана. Бишкек: Кыргызская методическая экспедиция геолого-экономич. исслед. природ. ресурсов. **2009**. 482 с.
- Пеков И.В. Генетическая минералогия и кристаллохимия редких элементов в высокощелочных постмагматических системах. Дисс. на соиск. уч. степ. докт. геол.-минер. наук. М.: МГУ. **2005**. 652 с.
- Перчук Л.Л. Физико-химическая петрология гранитоидных и щелочных интрузий Центрального Туркестано-Алая. М.: Наука. **1964**. 244 с.
- Перчук Л.Л., Зырянов К.Б. Фации щелочных астрофиллитовых пород // Докл. АН СССР. **1965**. Т. 162. № 3. С. 671–673.
- Пэн Чжи-чжун, Ма Чжэ-шэнь. Открытие новотипного ленточного кремнекислородного радикала — кристаллоструктурный анализ астрофиллита // Sci. Sinica. **1963**. Vol. XII. № 2. С. 272–276 (на русск. яз.).
- Пэн Чжи-чжун, Ма Чжэ-шэнь. Кристаллическая структура триклинного мангано-аст-

- рофиллита // *Sci. Sinica*. **1964**. Vol. XIII. № 7. С. 1180–1183 (на русск. яз.).
- Пятенко Ю.А., Воронков А.А., Пудовкина З.В. Минералогическая кристаллохимия титана. М.: Наука. **1976**. 156 с.
- Пятенко Ю.А., Курова Т.А., Черницова Н.М., Пудовкина З.В., Блинов В.А., Максимова Н.В. Ниобий, тантал и цирконий в минералах. М.: ИМГРЭ. **1999**. 213 с.
- Семёнов Е.И. Куплетскит — новый минерал группы астрофиллита // Докл. АН СССР. **1956**. Т. 108. № 5. С. 933–936.
- Семёнов Е.И. Литиевые и другие слюды и гидрослюды в щелочных пегматитах Кольского полуострова // Тр. Минерал. музея. **1959**. Вып. 9. С. 107–137.
- Семёнов Е.И. Новые данные о минералах группы астрофиллита // Минералогические исследования. М.: ИМГРЭ. **1972**. Вып. 2. С. 31–36.
- Степанов А.В., Бекенова Г.К., Котельников П.Е., Добровольская Е.А., Кеншибаева А.Г. Вариации химического состава астрофиллита из щелочных гранитов северных отрогов Тарбагатай // Актуальные проблемы наук о Земле. Матер. между. науч.-практ. конф. «Сатпаевские чтения». Алматы. **2008**. С. 129–137.
- Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии. Фрунзе: Илим. **1982**. Кн. 2. 245 с.
- Шарыгин В.В. Новые минералы и минеральные разновидности Приазовья: Октябрьский массив // Наукові праці УкрНДМІ. **2009**. № 5 (ч. II). С. 132–139.
- Шарыгин В.В., Кривдик С.Г., Поспелова Л.Н., Дубина А.В. Zr-куплетскит и хендриксит в апаитовых фонолитах Октябрьского массива, Приазовье, Украина // Докл. АН. **2009**. Т. 425. № 6. С. 810–815.
- Шинкарев Н.Ф. Верхнепалеозойский магматизм Туркестано-Алая. Л.: ЛГУ. **1966**. 150 с.
- Яковлевская Т.А. К характеристике куплетскита // Новые данные о минералах СССР. Тр. Минерал. музея им. А.Е. Ферсмана. **1969**. Вып. 19. С. 249–250.
- Abdel-Rahman A.-B.M. Mineral chemistry and paragenesis of astrophyllite from Egypt // *Mineral. Mag.* **1992**. Vol. 56 (1). P. 17–26.
- Birkett T.C., Trzciński W.E., Stirling J.A.R. Occurrence and compositions of some Ti-bearing minerals in the Strange Lake intrusive complex, Quebec-Labrador boundary // *Can. Mineral.* **1996**. Vol. 34. N 4. P. 779–801.
- Brogger W.C. Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge der südnorwegischen Augit- und Nephelinsyenite // *Z. Kryst. Mineral.* **1890**. Vol. 16. S. 200–216 (на нем. яз.).
- Cámara F., Sokolova E., Abdu Y., Hawthorne F.C. The crystal structures of niobophyllite, kupletskite-(Cs) and Sn-rich astrophyllite: revisions to the crystal chemistry of the astrophyllite-group minerals // *Can. Mineral.* **2010**. Vol. 48. N 1. P. 1–16.
- Duggan M.B. Zirconium-rich sodic pyroxenes in felsic volcanics from the Warrumbungle Volcano, Central New South Wales, Australia // *Mineral. Mag.* **1988**. Vol. 52. P. 491–496.
- Dyulgerov M. M., Platevoet B. Unusual Ti and Zr aegirine-augite and potassic magnesio-arfvedsonite in the peralkaline potassic oversaturated Buhovo-Seslavtzi complex, Bulgaria // *Eur. J. Mineral.* **2006**. Vol. 18. P. 127–138.
- Farges F., Brown G.E., Velde D. Structural environment of Zr in two inosilicates from Cameroon: mineralogical and geochemical implications // *Amer. Mineral.* **1994**. Vol. 79. N 9–10. P. 838–847.
- Jones A.P., Peckett A. Zirconium-bearing aegirines from Motzfeldt, South Greenland // *Contrib. Mineral. Petrol.* **1980**. Vol. 75. P. 251–255.
- Khomyakov A.P., Cámara F., Sokolova E., Hawthorne F.C. Sveinbergeite,  $\text{Ca}(\text{Fe}_6^{2+}\text{Fe}^{3+})\text{Ti}_2(\text{Si}_4\text{O}_{12})_2\text{O}_2(\text{OH})_5(\text{H}_2\text{O})_4$ , a new astrophyllite-group mineral from the Larvic Plutonic Complex, Oslo Region, Norway: description and crystal structure // *Mineral. Mag.* **2011**. Vol. 75 (5). P. 899–902.
- Korobeinikov A.N., Laajoki K. Petrological aspects of the evolution of clinopyroxene composition in the intrusive rocks of the Lovosero alkaline massif // *Geochem. Int.* **1994**. Vol. 31. N 3. P. 69–76.
- Linthout K. Alkali-zirconosilicates in peralkaline rocks // *Contrib. Mineral. Petrol.* **1984**. Vol. 86. N 2. P. 155–158.
- Macdonald R., Saunders M.J. Chemical variation in minerals of the astrophyllite group // *Mineral. Mag.* **1973**. Vol. 39 (1). P. 97–111.
- Macdonald R., Karup-Møller S., Rose-Hansen J. Astrophyllite-group minerals from the Ilímaussaq complex, South Greenland (contribution to the mineralogy of Ilímaussaq no. 123) // *Mineral. Mag.* **2007**. Vol. 71 (1). P. 1–16.
- Moreau C., Ohnenstetter D., Demaife D., Robineau B. The Los archipelago nepheline syenite structure: a magmatic marker of the evolution of the Central and Equatorial Atlantic // *Canad. Mineral.* **1996**. Vol. 34. N 2. P. 281–299.
- Nielsen T.F.D. The occurrence and formation of Ti-aegirines in peralkaline syenites. An example from the Tertiary ultramafic alkaline Gardiner complex, East Greenland // *Contrib. Mineral. Petrol.* **1979**. Vol. 69. P. 235–244.

- Nickel E.H., Rowlan J.F., Charette D.J.* Niobophyllite – the niobium analogue of astrophyllite: a new mineral from Seal Lake, Labrador // *Can. Mineral.* **1964**. Vol. 8. N 1. P. 40–52.
- Piilonen P.C., Lalonde A.E.* Niobokupletskite, a new astrophyllite-group mineral from Mont Saint-Hilaire, Quebec, Canada: description and crystal structure // *Can. Mineral.* **2000**. Vol. 38. N 3. P. 627–639.
- Piilonen P.C., Lalonde A.E.* Insights into astrophyllite-group minerals. I. Nomenclature, composition and development of a standardized general formula // *Can. Mineral.* **2003**. Vol. 41. N 1. P. 1–26.
- Piilonen P.C., McDonald A.M., Lalonde A.E.* The crystal chemistry of aegirine from Mont Saint-Hilaire, Quebec // *Can. Mineral.* **1998**. Vol. 36. N 3. P. 779–791.
- Piilonen P.C., McDonald A.M., Lalonde A.E.* Insights into astrophyllite-group minerals. II. Crystal chemistry // *Can. Mineral.* **2003**. Vol. 41. N 1. P. 27–54.
- Preston R. J., Hole M. J., Still J.* The occurrence of Zr-bearing amphiboles and their relationships with the pyroxenes and biotites in the teschenite and nepheline syenites of a differentiated dolerite boss, Islay, NW Scotland // *Mineral. Mag.* **2000**. Vol. 64 (3). P. 459–468.
- Requir E.P., Chakhmouradian A.R., Evdokimov M.D.* The mineralogy of a unique baratovite and miserite-bearing quartz-albite-aegirine rock from the Dara-i-Pioz complex, Northern Tajikistan // *Can. Mineral.* **1999**. Vol. 37. N 6. P. 1369–1384.
- Scheerer T.* Verhandlungen des bergmännischen vereins zu Freiberg // *Berg Hütten. Zeitung* 12. 389–392.
- Shearer C.K., Larsen L.M.* Sector-zoned aegirine from the Ilimaussaq alkaline intrusion, South Greenland: Implications for trace-element behavior in pyroxene // *Amer. Mineral.* **1994**. V. 79. N 3–4. P. 340–352.
- Sokolova E., Cámara F.* Re-investigation of the crystal structure of magnesium astrophyllite // *Eur. J. Mineral.* **2008**. Vol. 20. P. 253–260.
- Stepanov A.V., Bekenova G.K., Levin V.L., Sokolova E.V., Hawthorne F.C., Dobrovolskaya E.A.* Tarbagataite,  $(K, \square)_2(Ca, Na)(Fe^{2+}, Mn)_7Ti_2(Si_4O_{12})_2O_2(OH)_4(OH, F)$ , a new astrophyllite-group mineral species from the Verkhnee Espe deposit, Akjailyautas mountains, Kazakhstan: description and crystal structure // *Can. Mineral.* **2012**. Vol. 50. N 1. P. 159–168.
- Woodrow P.J.* The crystal structure of astrophyllite // *Acta Crystallogr.* **1967**. Vol. 22. P. 673–678.
- Wooley A.R., Platt R.G.* The mineralogy of nepheline syenite complexes from the northern part of the Chilwa Province, Malawi // *Mineral. Mag.* **1986**. Vol. 50 (4). P. 597–610.

## ЗОНАЛЬНЫЕ КРИСТАЛЛЫ АЛМАЗА ИЗ ТРУБКИ АРХАНГЕЛЬСКАЯ (АРХАНГЕЛЬСКАЯ АЛМАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ, РОССИЯ)

В.О. Кязимов

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва, msudiamond@gmail.com*

Г.Ю. Криулина

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет; Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана, РАН, Москва, galinadiamond@gmail.com*

В.К. Гаранин

*Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана, РАН, Москва, vgaranin@mail.ru*

Исследована представительная коллекция кристаллов алмаза кубического и близкого к нему габитуса с зональным строением из трубки Архангельская месторождения им. М.В. Ломоносова Архангельской алмазоносной провинции. Проведено минералогическое описание алмазов коллекции, а также изучение особенностей внутреннего строения на подшлифованных кристаллах методами цветной катодной люминесценции (ЦКЛ) и инфракрасной Фурье-спектроскопии (ИКСФ). Установлено несколько типов алмазов, интерпретация выявленной зональности которых дана с нескольких генетических позиций.

В статье 2 таблицы, 11 рисунков, список литературы из 13 названий.

Ключевые слова: алмаз, алмаз в оболочке, IV разновидность алмаза, зональный алмаз, волокнистый алмаз, тангенциальный рост алмаза, нормальный рост алмаза.

Зональные кристаллы алмаза — интересный объект для изучения с генетической и прикладной точек зрения. Они несут информацию о составе среды кристаллизации и термодинамических условиях в глубинных зонах континентальной литосферы (Deines, 1980; Galimov, 1991; Harris, 1992).

Методами цветной катодной люминесценции (ЦКЛ) и инфракрасной Фурье-спектроскопии (ИКСФ) изучена представительная коллекция кристаллов алмаза кубического и близкого к нему габитуса с зональным строением из трубки Архангельская месторождения им. М.В. Ломоносова Архангельской алмазоносной провинции.

Объектом исследования явились алмазы из Золотицкого поля трубки Архангельская. Изучались кристаллы из крупнообъемных проб. Были отобраны алмазы, имеющие оболочку, и кристаллы с прослеживающейся зональностью. Наибольшее количество алмазов в указанной коллекции представлено классическими алмазами в оболочке — IV разновидность по классификации Ю.Л. Орлова (1984). Более тщательное изучение этих кристаллов позволяет выделить несколько различающихся типов алмаза.

**Первый тип** — это обломки с сильно развитой сахаровидной поверхностью часто подверженной растворению. В их центральной части имеется прозрачное ядро с тангенциальным механизмом роста (рис. 1). Центральная часть может быть как ориентированной относительно оболочки, так и обломком без правильных геометрических форм.

Исследования фотолюминесценции подобного алмаза показали, что для тангенциальных зон характерно наличие N3 дефекта. Цвет ЦКЛ — голубой. ИК-спектроскопия показала присутствие умеренных и высоких содержаний азотно-примесных дефектов в A, B1 и B2 формах (концентрация суммарного азота ( $N_{\text{tot}} = N_A + N_{B1}$ ) 574–1212 at.ppm, со средним значением 770 at.ppm). Оболочки кристаллов в лучах ЦКЛ не проявляют люминесцентного свечения, либо имеют специфический красно-зеленый цвет.

Кристаллы **второго типа** имеют однородные оболочки с волокнистым строением, чаще всего обладающие зеленой люминесценцией (рис. 2). Характерной чертой является наличие полос, пересекающихся под прямым углом. Возможно, это является отражением процесса пластической деформации (Винс и др., 2008), что редко наблюдается у кристаллов кубического габитуса.

Исследования ИК-спектроскопии краевых частей алмаза показали две основные тенденции (рис. 3). Первая — это уменьшение содержания азотно-примесных дефектов от центральных к периферийным частям и, в то же время, уменьшение степени их агрегации в форму B1. Вторая (она проявлена в меньшей степени) — увеличение степени агрегации азота при уменьшении суммарной концентрации азотно-примесных дефектов.

**Третий тип** кристаллов — сложнзональные алмазы. Зональные кристаллы представлены непрозрачными кубоидами, коричнево-

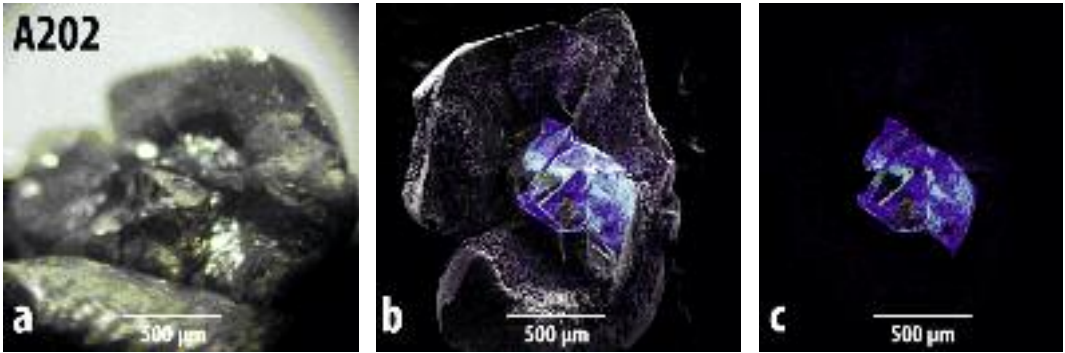


Рис. 1. Алмаз № A202 с сахаровидной оболочкой, которая слабо люминесцирует. Октаэдрическое ядро имеет насыщенный голубой цвет люминесценции: а – общий вид, изображение в отраженном свете; б – общий вид, SE + CCL (secondary electrons + color cathode luminescence); с – общий вид, CCL.

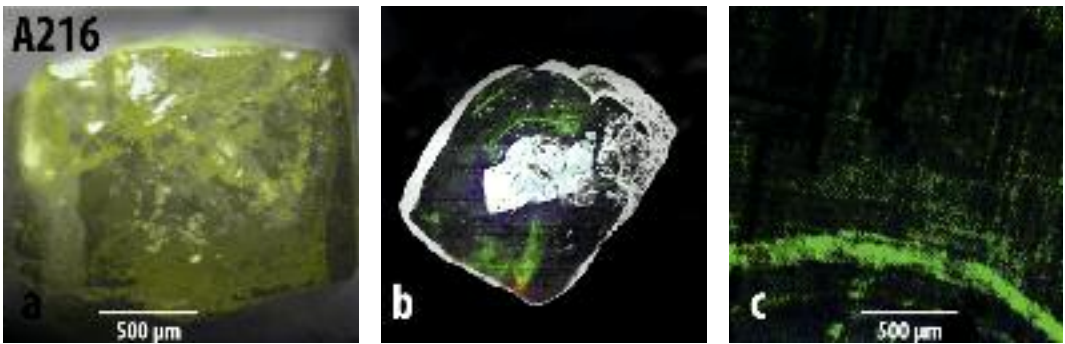


Рис. 2. Алмаз № A216 с люминесцирующей зеленым цветом оболочкой, имеющей волокнистое строение, и ядром, имеющим голубой цвет люминесценции с послойным ростом: а – общий вид, фотография в отраженном свете; б – общий вид, CCL + SE; с – фрагмент поверхности с полосами, пересекающимися под прямым углом, CCL.

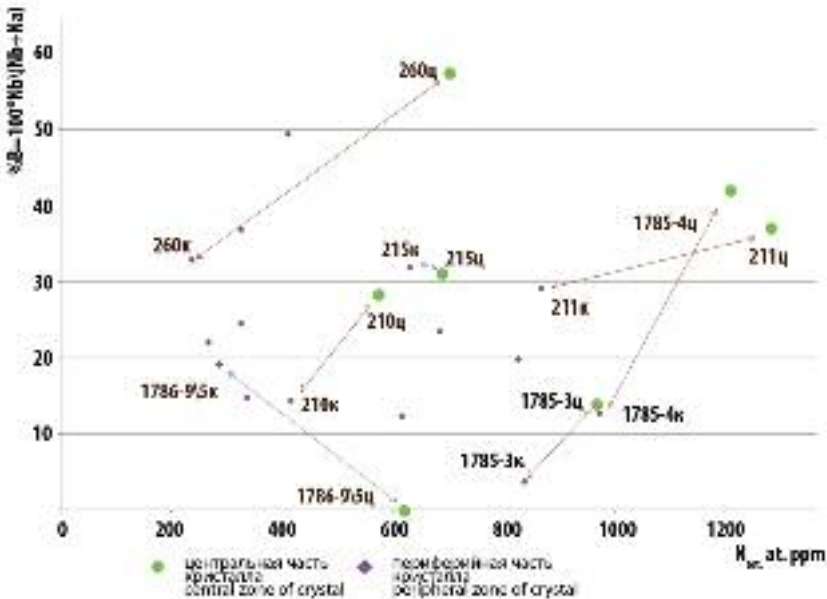


Рис. 3. Соотношение доли азота В1 и суммарной концентрации азота.

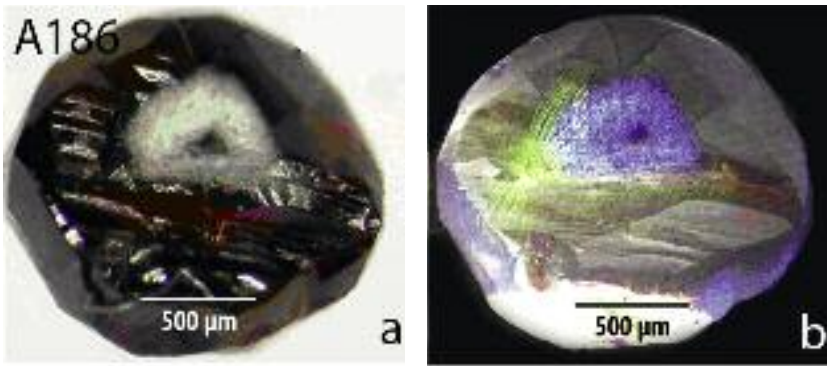


Рис. 4. Кристалл № А186 со сложным зональным строением. Ядро имеет тангенциальный механизм роста, промежуточная часть представлена поликристаллическим веществом, оболочка имеет нормальный механизм роста: а – общий вид; фотография в отраженном свете; б – общий вид, ЦКЛ.

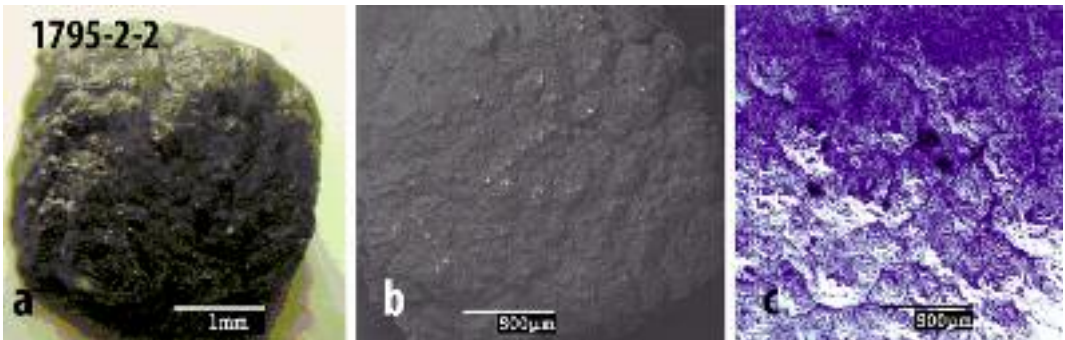


Рис. 5. Черный псевдокуб с матовым блеском, специфической люминесценцией граней: а – общий вид, фотография в отраженном свете; б – фрагмент поверхности, в отраженных электронах (BSE); с – фрагмент поверхности, ЦКЛ.

го и желто-серого цвета. Исследование методом ЦКЛ, выявило в них ядерную часть, развивающуюся по тангенциальному механизму роста. На одном из кристаллов методом ЭПР было установлено, что сахаровидная оболочка, нарастающая на прозрачное ядро имеет строение близкое к поликристаллическому (Макеев и др., 2011). На эту оболочку нарастает алмаз, развивающийся по нормальному механизму роста (рис. 4). Процесс развития поликристаллических оболочек может быть выражен сильнее, так как установлен алмаз с комплексным ядром, на которое нарастает поликристаллический агрегат, различимый визуалью под бинокулярной лупой. Эти алмазы наиболее сложны по строению. В них не установлены дефекты в А, В1 и В2 формах, в то время как содержание С-дефектов в очень высоко (270 at.ppm). Изотопный состав углерода этих алмазов  $\delta^{13}\text{C} = -4.9\text{‰}$ .

**Четвертый тип** – это алмазы с графитизированной поверхностью. К ним относятся кристаллы псевдокубического, псевдоромбододекаэдрического габитуса и обломки неопределенной формы. Характерные черты: черный цвет, матовый блеск поверхности, продольношестоватый рельеф (рис. 5). Оболочка таких алмазов, по-видимому, тонкая,

она создает характерный точечный сине-черный цвет люминесценции. Темноцветные включения, которые находятся на поверхности и в приповерхностной части алмазов, ориентированы параллельно ей.

Для одного кристалла (№ А183) изготовлена пластина по направлению (110) и получено распределение азотно-примесных дефектов (рис. 6, табл. 1). Для этого кристалла их содержание уменьшается от центра к периферии от примерно 1750 до 1200 at.ppm. В оболочке фиксируются низкие концентрации азотно-примесных дефектов, около 100 at.ppm. Степень агрегации азота в В1 форме убывает от центра к периферии с 65% до 18%. Рост таких индивидов (их оболочек), возможно, связан с максимальными пересыщением в алмазообразующей среде и динамическими процессами (Криулина, 2012). Ф.В. Каминский и соавторы (1985) предполагают ударно-метаморфический генезис похожих алмазов.

**Пятый тип** – алмазы с черными включениями по периферии – это кристаллы, которые наиболее похожи на V разновидности по классификации Ю.Л. Орлова (рис. 7). Они полупрозрачны и непрозрачны, серого цвета, имеют сильный алмазный блеск. Фотографии во вторично отраженных элект-

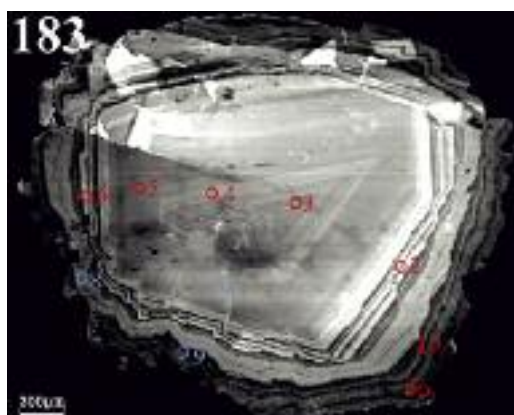


Рис. 6. Пластина «угольного» алмаза № 183. Точкам соответствуют анализы ИК-спектроскопии Фурье.

Таблица 1. Данные ИК-спектроскопии Фурье. Распределение азотно-примесных дефектов по профилю кристалла № 183

Точка анализа	N <sub>tot</sub> , at.ppm	A, at.ppm	B1, at.ppm	B1, %	B2, см <sup>-1</sup>
0	144	100	44	30	0.79
1	96	78	17	18	0.53
2	200	115	84	42	4.05
3	1745	597	1148	65	37.81
4	1470	490	979	66	31.91
5	1259	443	815	64	32.64
6	155	95	60	38	1.66
7	1189	438	751	63	32
8	123	79	43	35	1.49
9	124	79	45	36	1.57

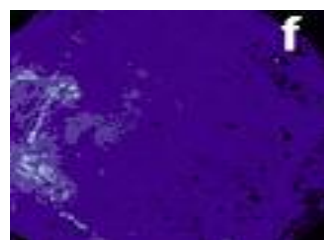
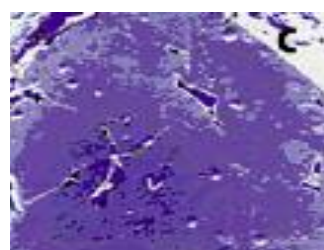


Рис. 7. Сильно дефектный кристалл алмаза № А195. В ЦКЛ хорошо видно сложное строение. Во вторично отраженных электронах видно пористую оболочку: а – общий вид, SE; б – общий вид, фотография в отраженном свете; с – фрагмент поверхности, CCL+SE; д – фрагмент поверхности, SE; е – фрагмент поверхности, SE; ф – фрагмент поверхности, CCL.



Рис. 8. Пластина алмаза с включениями по периферии № 1794.

Таблица 2. Данные ИК-спектроскопии Фурье. Распределение азотно-примесных дефектов по профилю кристалла № 1794

Точка анализа	N <sub>tot</sub> , at.ppm	A, at.ppm	B1, at.ppm	B1, %	B2, см <sup>-1</sup>
0	1187	835	351	29	7.91
1	1296	974	322	24	5.92
2	1310	1000	311	23	4.92
3	1147	833	314	27	5.49
4	1332	985	346	26	6.42
5	1144	912	231	20	3.66



Рис. 9. Зависимость скорости роста алмаза от пересыщения, появление различных форм кристаллов в зависимости от механизма роста (Sunagawa, 2005).  $\Delta\mu/kT$  — разность химических потенциалов,  $k$  — коэффициент Больцмана,  $T$  — температура.

ронах показывают, что приповерхностная зона, которая напоминает оболочку, на самом деле таковой не является. Она имеет темный цвет из-за множества черных включений. ЦКЛ показывает блочное строение этих алмазов. С этим связана сильная дефектность алмазов и вхождение в них включений (Рагозин, 2002).

Из одного такого кристалла (№ 1794) изготовлена пластина, получен профиль концентрации азотно-примесных дефектов (рис. 8, табл. 2). Зафиксированы высокие содержания суммарного азота, концентрация центров увеличивается от центра к периферии от 110 до 1300 at.ppm. Степень агрегации азота убывает от центра к периферии с 30 до 20%. Значения изотопного состава углерода ( $\delta^{13}C$ ) составляет  $-22.21\%$ .

Все разнообразие кристаллов алмаза в оболочках связано с изменениями механизмов роста его различных зон. Показано (Sunagawa, 2005), что изменение механизма роста связано в свою очередь с изменением пересыщения среды алмазообразования (рис. 9).

Рассматривая исследованные зональные алмазы с позиции участков, имеющих различный механизм роста и физические свойства, о которых было написано выше, можно установить и предположить взаимосвязь между ними относительно различных условий насыщения среды кристаллизации.

Наиболее простыми по строению являются алмазы, не проявляющие зональность при исследовании (рис. 10). Это классические кубы (1) с волокнистым строением, в которых не обнаруживается ядро, а также наиболее широко распространенные алмазы октаэдри-

ческого габитуса (3) с тангенциальным механизмом роста, подробно описанные в работе Г.Ю. Криулиной (2012). Алмазы с черными включениями по периферии (5), у которых предполагалась оболочка, но при более тщательном изучении выяснилось, что это множество включений в периферийной зоне, создающих эффект оболочечки, также относятся к незональным алмазам.

К алмазам в оболочке относятся полупрозрачные алмазы (2), которые представлены ядром с тангенциальным строением и волокнистой оболочкой, нарастающей на него. Необходимо иметь в виду возможность образования обратного варианта (4) — с нормальным ядром и тангенциальной оболочкой, что известно из литературы (Зедгенизов, 2012). Кроме того, алмазы с сахаровидными поверхностями (6) также явно относятся к оболочечным. Ядро у них представлено послонно растущим алмазом, а оболочка может представлять либо сильно растворенное волокнистое вещество, непрозрачное из-за множества микровключений, либо поликристаллический алмаз, что установлено на образцах № А186 и № 1787-3-17. Черные алмазы с матовым блеском, в виде псевдокубов и обломков, имеют специфический тип оболочечки, нарастающей тонким слоем на алмаз с послонным ростом.

К сложнзональным алмазам (8) относятся все те кристаллы, у которых механизмы роста вещества меняются несколько раз. В таких алмазах можно наблюдать все возможные вариации зон. История эволюции таких алмазов была наиболее разнообразна. Кристалл № А186 — наиболее яркий пример сложного строения.

На рисунке 11 можно видеть взаимосвязь различных типов алмазов от наиболее простых до многозональных. Исследованные кристаллы с оболочками развиваются в условиях среды, которые на диаграмме соответствуют области левее линии  $\Delta\mu/kT^*$ , то есть для них характерны устойчивый дислокационный рост граней при малых прессыщениях среды, что соответствует условиям мантии. Заканчивают они свое развитие в условиях сильного пересыщения (зона правее линии  $\Delta\mu/kT^{**}$ ), что приводит к образованию шероховатых граней и при еще большем пересыщении — к поликристаллическому росту. Также периферическим зонам соответствует меньшая степень агрегации азота. Это указывает либо на то, что кристалл рос в условиях остывания мантии, либо на непродолжительность его отжига при более высокой темпера-

Необолочечные алмазы

Алмазы в оболочке

Сложнозональные алмазы

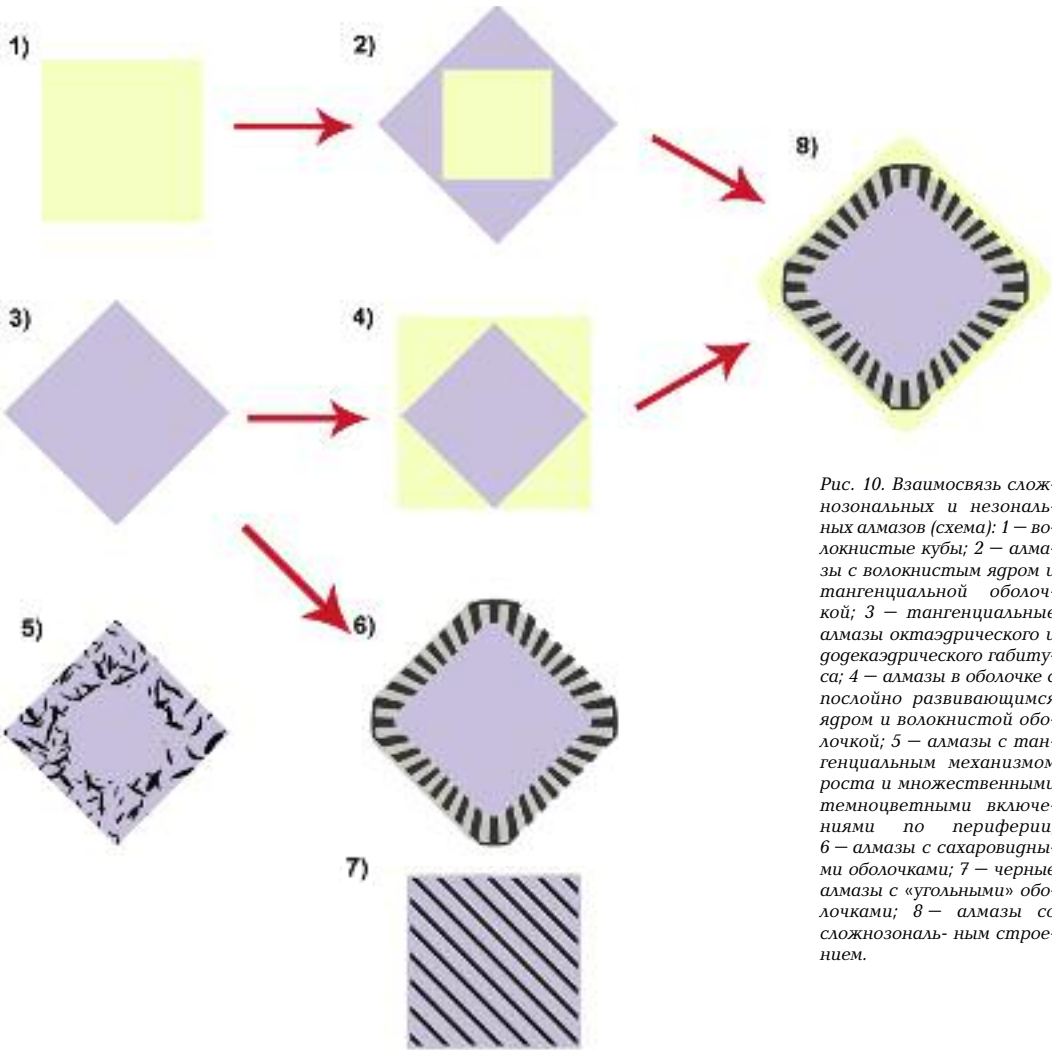


Рис. 10. Взаимосвязь сложнозональных и незональных алмазов (схема): 1 – волокнистые кубы; 2 – алмазы с волокнистым ядром и тангенциальной оболочкой; 3 – тангенциальные алмазы октаэдрического и додекаэдрического габитуса; 4 – алмазы в оболочке с послойно развивающимся ядром и волокнистой оболочкой; 5 – алмазы с тангенциальным механизмом роста и множественными темноцветными включениями по периферии; 6 – алмазы с сахаровидными оболочками; 7 – черные алмазы с «угольными» оболочками; 8 – алмазы со сложнозональным строением.

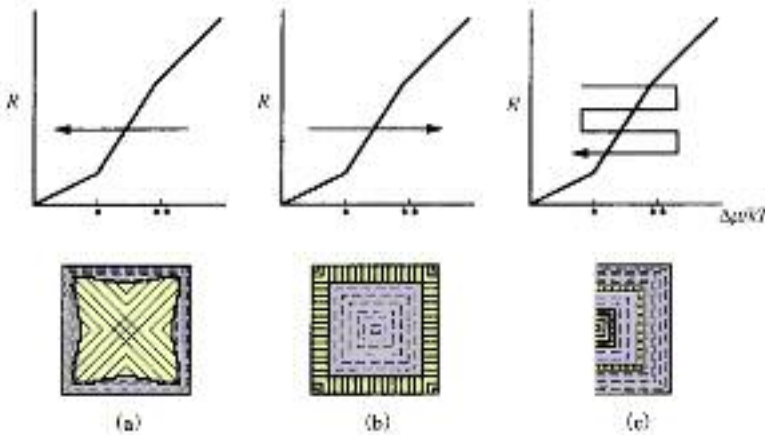


Рис. 11. Схема образования оболочек алмаза с различным механизмом роста в зависимости от пресыщения среды (Sunagawa, 2005).

туре, либо на комбинацию этих факторов. Последнее более вероятно, учитывая работы (Burgess *et al.*, 2002; Boyd *et al.*, 1994), в которых прямо указывается на близость по времени образования оболочек у алмаза и внедрения кимберлитовых магм.

Для сложнзональных алмазов процесс образования новых зон обусловлен теми же факторами и механизмами, которые были описаны выше, с той лишь разницей, что пересыщение среды меняется несколько раз, что сопровождается сменой механизмов роста.

## Заключение

Таким образом, на основе проведенных исследований зональных кристаллов выделено несколько типов оболочек алмаза, отличающихся способами своего формирования, предложена схема эволюции и взаимосвязи между различными зонами кристаллов алмаза. На примере выделенных групп алмаза можно видеть разнообразие сочетания различных зон роста кристаллов, которые специфичны по своим свойствам и условиям образования. Наличие в одной трубке (Архангельская) зональных алмазов с различными характерными свойствами свидетельствует о разной истории их формирования. Зоны кристаллов образуются на разных стадиях роста алмаза. В условиях мантии формируются центральные зоны (ядра) алмазов, а при транспортировке их в более холодные слои литосферы начинает формироваться оболочка. Для некоторых из изученных кристаллов (пятая группа) графитизация поверхности связана, возможно, не только с максимальным пересыщением в алмазообразующей среде, но и динамическими процессами.

Работа выполнена в рамках Государственных контрактов № 2011/346 от 03.06.2011 г. и Минобрнауки № 14.518.11.7061, № 16.518.11.7101.

## Литература

Винс В.Г., Елисеев А.П., Сарин В.А. Физические основы современных методов обогащения природных алмазов и брилли-

- антов // Драгоценные камни, драгоценные металлы. 2009. № 3. С. 127–148.
- Зегенцов Д.А. Состав и эволюция среды кристаллизации волокнистых алмазов литосферной мантии Сибирской платформы. Дисс. на соиск. уч. ст. док. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2012. 324 с.
- Криулина Г.Ю. Конституционные характеристики алмаза из месторождений Архангельской и Якутской алмазоносных провинций. Дисс. на соиск. уч. ст. канд. геол.-мин. наук. Москва, 2012. 192 с.
- Макеев А.Б., Криулина Г.Ю., Лютое В.П., Иванников П.В. Особенности кубоидов алмаза из трубки Архангельской // Вестн. Инст. геологии Коми НЦ УрО РАН. 2011. № 3. С. 2–6.
- Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. М.: Наука, 1984. 263 с.
- Рагозин А.А. Минералогия и особенности генезиса округлых алмазов из россыпей северо-востока Сибирской платформы. Дисс. на соиск. уч. ст. док. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2002. 168 с.
- Deines P. The isotopic composition of reduced organic carbon // Handbook of Environmental Isotope Geochemistry / Eds.: P. Fritz and J.Ch. Fontes. New York: Elsevier, 1980. Vol. 1. P. 329–406.
- Boyd S. R., Kiflawi I., Woods G. S. The relationship between infrared absorption and the A defect concentration in diamond. // *Philosoph. Mag. Part B*. 1994. Vol. 69. P. 1149–1153.
- Burgess R., Layzelle E., Turner G., Harris J.W. Constraints on the age and halogen composition of mantle fluids in Siberian coated diamonds // *Earth and Planetary Science Letters*. 2002. Vol. 197. № 3–4. P. 193–203.
- Galimov E.M. Isotope fractionation related to kimberlite magmatism and diamond formation // *Geoc. Cosmoc. Acta*. 1991. Vol. 55. P. 1697–1708.
- Harris J.W. Diamond geology // *The properties of natural and synthetic diamond* / Ed.: J.E. Field. London: Academic, 1992. Vol. 345–393. P. 345–393.
- Sunagawa I. *Crystals Growth, Morphology, and Perfection*. Cambridge: Cambridge University Press, 2005. 309 p.

УДК 549.65 + 548.736.62 (430.123)

**CHRISTOFSCHÄFERITE-(Ce),  
(Ce,LaCa)<sub>4</sub>Mn<sup>2+</sup>(Ti,Fe<sup>3+</sup>)<sub>3</sub>(Fe<sup>3+</sup>,Fe<sup>2+</sup>,Ti)(Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub>)<sub>2</sub>O<sub>8</sub> –  
A NEW CHEVKINITE-GROUP MINERAL  
FROM THE EIFEL AREA, GERMANY<sup>1</sup>**

Nikita V. Chukanov

*Institute of Problems of Chemical Physics, Chernogolovka, chukanov@icp.ac.ru*

Sergey M. Aksenov

*Institute of Crystallography, Moscow*

Ramiza K. Rastsvetaeva

*Institute of Crystallography, Moscow*

Dmitriy I. Belakovskiy

*Fersman Mineralogical Museum, RAS, Moscow, dmz@fmm.ru*

Jörg Göttlicher

*Forschungszentrum Karlsruhe, Eggenstein-Leopoldshafen, Germany, Joerg.Goettlicher@iss.fzk.de*

Sergey N. Britvin

*Department of Crystallography, St.Petersburg State University, St. Petersburg*

Steffen Möckel

*Alpha-Geophysik, Gotthelffriedrichsgrund, Germany, steffen.moeckel@gmx.de*

Новый минерал группы чевкинита христофшеферит-(Ce) найден в эруптивном обломке высокомарганцевой метасоматической породы на горе Вингертсберг (вулкан Лаахер Зее, близ г. Мендиг, горы Айфель, Рейнланд-Пфальц, Германия) в ассоциации с ортоклазом, родонитом, бустамитом, тефроитом, цирконом, фторapatитом, пирофанитом и якобитом. Христофшеферит-(Ce) образует несовершенные изометричные кристаллы до 3 мм в поперечнике. Цвет нового минерала чёрный, блеск смоляной, черта коричневая. Хрупкий, спайность не наблюдается, твёрдость по шкале Мооса 6; измеренная плотность равна 4.8(1) г/см<sup>3</sup>, вычисленная – 4.853 г/см<sup>3</sup>. Новый минерал оптически двуосный (–),  $n_p = 1.945(10)$ ,  $n_m = 2.015(10)$ ,  $n_g = 2.050(10)$ ,  $2V = 70(10)^\circ$ ,  $2V_{\text{выч}} = 68^\circ$ . Дисперсия оптических осей не наблюдается. Плеохроизм сильный по схеме Z (тёмно-коричневый) > Y (коричневый) > X (светло-коричневый). В ИК-спектре отсутствуют полосы поглощения анионов CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> и водородсодержащих групп. Химический состав (по данным локального рентгеноспектрального анализа, валентность Mn – по данным XANES-спектроскопии, отношение Fe<sup>2+</sup>/Fe<sup>3+</sup> определено из структурных данных; мас.%): CaO 2.61, La<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 19.60, Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 22.95, Pr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0.56, Nd<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 2.28, MgO 0.08, MnO 4.39, FeO 4.18, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 3.11, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0.08, TiO<sub>2</sub> 19.02, Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 0.96, SiO<sub>2</sub> 19.38, сумма 99.20. Эмпирическая формула: (Ce<sub>1.72</sub>La<sub>1.48</sub>Nd<sub>0.17</sub>Pr<sub>0.04</sub>Ca<sub>0.57</sub>)Mn<sub>0.76</sub><sup>2+</sup>Fe<sub>0.72</sub><sup>2+</sup>Mg<sub>0.02</sub>Fe<sub>0.48</sub><sup>3+</sup>Al<sub>0.02</sub>Ti<sub>2.935</sub>Nb<sub>0.09</sub>Si<sub>3.98</sub>O<sub>22</sub>. Кристаллическая структура изучена монокристалльным методом, R = 0.055. Христофшеферит-(Ce) моноклинный, пр. гр. P2<sub>1</sub>/m; параметры элементарной ячейки: a = 13.3722(4), b = 5.7434(1), c = 11.0862(2)Å, β = 100.580(2)°, V = 836.97(4)Å<sup>3</sup>, Z = 2. Mn<sup>2+</sup> доминирует в октаэдрической позиции M1. Сильные линии порошковой рентгенограммы [d, Å (hkl)]: 4.90 (39; -111), 4.64(65; -202), 3.480 (78; 310), 3.169 (81; 311, -312), 3.095 (43; -113), 2.730 (100; 004), 2.169 (46; -421, -513), 1.737 (46) (603, 504, 315, 025, -622). Минерал назван в честь известного немецкого коллекционера минералов Христофа Шефера. Эталонный материал хранится в Минералогическом музее им. А.Е. Ферсмана Российской академии наук в г. Москве (регистрационный номер 4227/1).

В статье 8 таблиц, 8 рисунков, список литературы из 21 наименования.

Ключевые слова: христофшеферит-(Ce), группа чевкинита, новый минерал, кристаллическая структура, Айфель.

## Introduction

The Eifel volcanic area situated in Germany is a unique mineralogical object. Young and almost unaltered alkaline effusive and metasomatic rocks are outcropped there by multiple operating quarries. However the mineralogy of late parageneses related to the Eifel volcanism remains insufficiently investigated. This paper

contains the description of a new mineral species christofschäferite-(Ce) discovered in the Laacher See area, Eifel mountains. Christofschäferite-(Ce) belongs to the chevkinite mineral group. Its distinctive feature is the predominance of Mn<sup>2+</sup> in the octahedral site M1.

The root name is given in honour of Christof Schäfer (b. 1961), a prominent German mineral collector. Christof Schäfer is a specialist in the

<sup>1</sup> – Christofschäferite-(Ce) is approved by the IMA Commission on New Minerals, Nomenclature and Classification on March 1, 2012, IMA no. 2011-107.

mining and cement industry. His well-documented collection of minerals from the Eifel and from other volcanic areas repeatedly served as a source of information and specimens for scientific investigations. Christof Schäfer is the author or co-author of numerous publications (mainly popular ones) on minerals of volcanic rocks. One of these publications (Blass, Schäfer, 1993) is devoted to the description of an association with pyrophanite from the Laacher See area. Christof Schäfer provided the specimen of the new mineral for investigations. The Levinson modifier-(Ce) in the mineral name reflects the predominance of Ce among rare earth elements.

Type material is deposited in the collections of the Fersman Mineralogical Museum of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia, registration number 4227/1. Another part of this holotype specimen is present in the joint collection of Christof Schäfer and his father Helmut Schäfer.

### Occurrence, general appearance and physical properties

Christofschäferite-(Ce) was discovered in a volcanic ejected block collected in 1982 at the famous outcrop of the Laacher See volcano Wingertsbergwand (Wingertsberg Mt.) located near Mendig, Eifel Mountains, Rhineland-Palatinate (Rheinland-Pfalz), Germany. This deposit was formed as a result of a powerful eruption about 13000 years ago. This specimen is the only find of christofschäferite-(Ce). The block consists mainly of orthoclase with subordinate amounts of manganese silicates (rhodonite, bustamite, tephroite). Other (accessory) minerals, zircon, fluorapatite, pyrophanite and jacobsonite, form isolated grains and their intergrowths in grained aggregate of orthoclase. Occasionally euhedral crystals of these minerals are observed in cavities (Fig. 1).

The new mineral forms coarse crystals and isolated anhedral grains up to 3 mm in size in an aggregate of associated minerals. Idiomorphic crystals are rare (Fig. 2).



Fig. 1. Christofschäferite-(Ce) (black) with orthoclase/ Field width: 1 cm.

Fig. 2. Tephroite (orange-brown) and pyrophanite (black) in aggregate of orthoclase, from the association with christofschäferite-(Ce). Field width: 3 mm.

Christofschäferite-(Ce) has a metasomatic origin. It is an accessory mineral of a metasomate formed at the contact of differentiated phonolitic magma and a Mn-rich rock. The material containing christofschäferite-(Ce) has signs of relict layering. Note that metamorphosed Mn-rich sediments of Silurian and Cambrian age, containing carpholite, braunite, spessartine, ardennite and accessory rutile and monazite, are known from 70 km to the west of Wingertsberg.

Christofschäferite-(Ce) is black, translucent in thin fragments, with resinous lustre and brown streak. It is brittle, with conchoidal fracture. Mohs' hardness is 6. Cleavage is not observed. Density measured by the microvolumetric method is  $D_{\text{meas}} = 4.8(1) \text{ g/cm}^3$ , calculated density is  $D_{\text{calc}} = 4.85 \text{ g/cm}^3$ .

The new mineral is optically biaxial (-),  $\alpha = 1.945(10)$ ,  $\beta = 2.015(10)$ ,  $\gamma = 2.050(10)$ ,  $2V = 70(10)^\circ$ ,  $2V_{\text{calc}} = 68^\circ$ . Dispersion is none observed. Pleochroism is strong,  $Z > Y > X$  (light brown to very dark brown).

In order to obtain IR spectra, mineral samples have been mixed with anhydrous KBr, pelletized, and analysed using ALPHA FTIR spectrometer (for christofschäferite-(Ce)) and Specord 75 IR spectrophotometer (for other minerals). IR spectrum of pure KBr-disk was subtracted from the overall spectrum. Polystyrene and gaseous  $\text{NH}_3$  were used as frequency standards; the precision of frequency measurement is  $\pm 1 \text{ cm}^{-1}$ ; the mean resolution for the region  $400 - 1600 \text{ cm}^{-1}$  is  $0.8 \text{ cm}^{-1}$ .

The IR spectrum of christofschäferite-(Ce) (Fig. 3a) is similar to those of other chevkinite group minerals (Fig. 3b, c). Absorption bands in the IR spectrum and their assignments are ( $\text{cm}^{-1}$ ; s – strong band, sh – shoulder): 1119, 1035s, 1010sh, 904s, 849s (Si-O stretching vibrations), 671, 609, 562 (Ti-O stretching vibrations and mixed vibrations of  $\text{Si}_2\text{O}_7$  groups), 511s, 469s, 410sh, 390sh, 374s (combination of Si-O-Si bending vibrations and stretching vibrations of the  $\text{MnO}_6$  and  $\text{FeO}_6$  octahedra). Bands of H-, B- or C-bearing groups are absent in the spectrum.

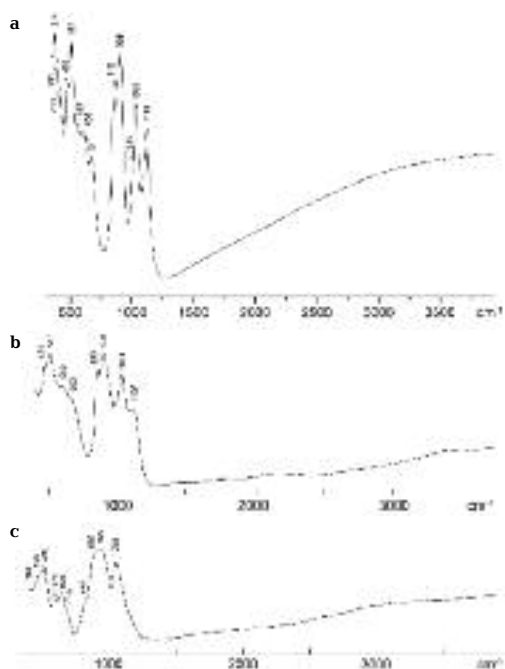


Fig. 3. IR spectra of christofschäferite-(Ce) (a), chevkinite-(Ce) from the Ilmeny Mountains, Urals, Russia (b) and perrierite-(La) from Mendig, Laacher See area, Eifel Mountains (c).

## Chemical composition

Five chemical analyses of christofschäferite-(Ce) were carried out using an Oxford INCA Wave 700 electron microprobe (wave length dispersive = WDS mode, 20 kV, 20 nA, 300 nm beam diameter, analyst A.A. Virus). H<sub>2</sub>O and CO<sub>2</sub> were not analysed because of the absence of absorption bands corresponding to vibrations of O-H and C-O bonds in the IR spectrum. F, Na, P, S, Cl, K, Cr, Zr, REE heavier than Nd, Th and U contents are below detection limits. Analytical data are given in Table 1. Individuals of christofschäferite-(Ce) are uniform in composition and do not show any remarkable zoning.

The empirical formula calculated on 22 oxygen atoms, taking into account the valence states of Fe (based on structural data) and Mn (by structural and XANES data, see below) is: (Ce<sub>1.72</sub>La<sub>1.48</sub>Nd<sub>0.17</sub>Pr<sub>0.04</sub>Ca<sub>0.57</sub>)<sub>3.98</sub>Mn<sub>0.76</sub><sup>2+</sup>Fe<sub>0.72</sub><sup>2+</sup>Mg<sub>0.02</sub>Fe<sub>0.48</sub><sup>3+</sup>Al<sub>0.02</sub>Ti<sub>2.935</sub>Nb<sub>0.09</sub>Si<sub>3.98</sub>O<sub>22</sub>.

The simplified formula is (Ce,La,Ca)<sub>4</sub>Mn(Ti,Fe)<sub>3</sub>(Fe,Ti)(Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub>)<sub>2</sub>O<sub>8</sub>.

The idealized end-member formula, Ce<sub>3</sub>CaMnFe<sup>3+</sup>Ti<sub>3</sub>(Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub>)<sub>2</sub>O<sub>8</sub>, requires CaO 4.76, Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 41.74, MnO 6.02, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 6.77, TiO<sub>2</sub> 20.33, SiO<sub>2</sub> 20.38, total 100.00 wt%.

Gladstone-Dale compatibility is 1-(K<sub>p</sub>/K<sub>c</sub>) = 0.043 (good) with D<sub>calc</sub>: 0.032 (excellent) with D<sub>meas</sub>:

Table 1. Analytical data for christofschäferite-(Ce)

Constituent	wt%	Range	Probe Standard
CaO	2.61	2.24–2.98	Wollastonite
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.60	19.20–19.83	LaPO <sub>4</sub>
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22.95	22.84–23.06	CePO <sub>4</sub>
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.56	0.43–0.68	PrPO <sub>4</sub>
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.28	2.01–2.50	NdPO <sub>4</sub>
MgO	0.08	0–0.20	Diopside
MnO*	4.39	4.27–4.51	MnTiO <sub>3</sub>
FeO**	4.18	6.74–7.26***	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> **	3.11		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.08	0–0.19	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
TiO <sub>2</sub>	19.02	18.64–19.39	MnTiO <sub>3</sub>
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.96	0.83–1.11	Nb
SiO <sub>2</sub>	19.38	19.16–19.52	SiO <sub>2</sub>
Total	99.20		

\*All Mn is bivalent within the error of the XANES method.  
\*\*Total iron content (corresponding to 6.98 wt. % FeO) was apportioned between FeO and Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> in the proportions Fe<sup>2+</sup>:Fe<sup>3+</sup> = 3:2, taking into account structural data (cation-ligand distances and bond valence calculations for cationic sites; see Authors' remarks). \*\*\*For total iron considered as FeO. Analyst Alla A. Virus.

## XANES data. The valency of Mn

Fine structure of the X-ray absorption spectrum near edge structure (XANES) is very sensitive to the electronic state of an absorbing atom, as well as to its local environment. In particular, this method has been repeatedly applied to the determination of the Mn valence states in minerals and inorganic compounds. Details of the method are described by Manceau *et al.* (2012).

In order to determine the state of Mn in christofschäferite-(Ce), its spectrum was compared with X-ray spectra of standard samples. XANES Spectra were recorded at the X-ray beamline of the Synchrotron Radiation Laboratory for Environmental Studies (SUL-X) of the synchrotron radiation source ANKA (Karlsruhe Institute of Technology, KIT). The storage ring operated at electron energy of 2.5 GeV. The radiation source of the SUL-X beamline is a 27 pole Wiggler. An Si(111) crystal pair was used in the double crystal monochromator with fixed beam height.

The following reference substances were used:

- for Mn(II) – MnSiO<sub>3</sub>, MnCO<sub>3</sub>, MnSO<sub>4</sub> · nH<sub>2</sub>O and MnO;
- for Mn(III) – Mn<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnPO<sub>4</sub> and henritermierite (Ca<sub>3</sub>Mn<sub>1.9</sub><sup>3+</sup>Al<sub>0.1</sub>(SiO<sub>4</sub>)<sub>2</sub>(OH)<sub>4</sub>;
- for Mn(IV) – MnO<sub>2</sub>;
- for Mn(VII) – K<sub>2</sub>MnO<sub>4</sub>.

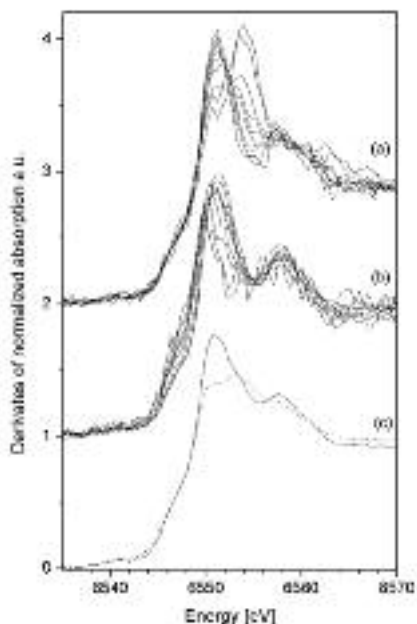


Fig. 4. Mn K-edge XANES spectra of grain 1 (a) and grain 2 (b) of christofschäferite-(Ce) with different orientations of the grains to the incoming beam ( $10^\circ - 80^\circ$  in  $10^\circ$  steps, and  $45^\circ$ ); (c) shows the average spectrum for the 18 scans over the two grains in different orientations (solid line) and the Mn K-edge XANES spectrum of a powdered part of grain 2 which represent random orientation. The deviation between the averaged spectrum and the spectrum of randomly orientated crystallites might be due to the limited number of orientations in the 18 scans. The noise in the spectra of (a) and (b) is due to the short scanning time that was chosen.

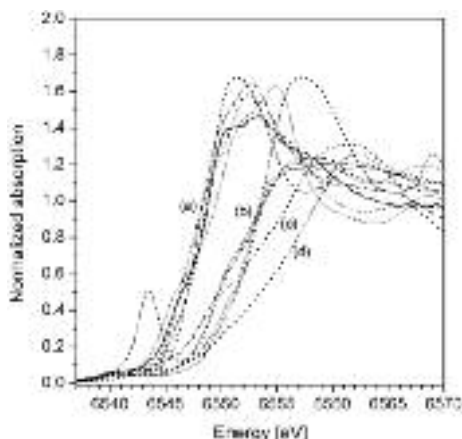


Fig. 5. Mn K-edge XANES spectra of christofschäferite-(Ce) (powdered; solid line) compared to spectra of (a) di-, (b) tri-, (c) tetra- and (d) heptavalent Mn compounds. With increasing Mn valency the flanks of the absorption edges shift to higher energy. The flanks of the sample spectra are within the range of the flanks for the divalent reference compounds. Spectra of reference compounds are (a)  $\text{MnCO}_3$  (dashed),  $\text{MnSO}_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$  (dash-dotted),  $\text{MnSiO}_3$  (dash-double-dotted),  $\text{MnO}$  (dotted); (b)  $\text{MnPO}_4$  (dashed),  $\text{Mn}_2\text{O}_3$  (dash-dotted),  $\text{Ca}_2\text{Mn}_2^+\text{Al}_{0.1}(\text{SiO}_4)_2(\text{OH})_4$  (henritermierite) (dotted); (c)  $\text{MnO}_2$  (dashed); (d)  $\text{K}_2\text{MnO}_4$  (dashed).

All reference substances were prepared as pellets intermixed with cellulose for measurements in transmission mode using ionization chambers as detectors. XANES spectra were recorded in energy steps of 5 eV from -150 to -50 eV and of 2 eV from -50 to -20 eV prior to the edge, steps of 0.3 eV from -20 to +20 eV across the edge, and with a  $k$  step of 0.05 from  $k$  2.29 to at least  $k$  12 (+20 to about +550 eV) above the edge. At each spot, up to three scans were performed to improve measurement statistics.

Two grains of christofschäferite-(Ce) were mounted on Kapton tape. A series of measurements with different angles of the sample to the incoming beam were performed for both grains and a strong angular dependence of the XANES spectra was detected (Fig. 4). To obtain a spectrum that represents random orientation, a grain of christofschäferite-(Ce) was crushed and measured. Its spectrum is compared to the average spectrum of the 18 scans at different orientations in Figure 5c. The energy position of the flanks of the absorption edge in the spectra of the two sample grains matches best with the flanks of the divalent Mn-reference compounds (Fig. 5). The absorption edges of higher valency Mn-compounds are shifted to higher energies. In addition, the position of the first strong peaks in the derivatives matches best with those of the divalent reference compounds (Fig. 6).

To conclude, the most part of Mn in christofschäferite-(Ce) is bivalent. Because there is variability of edge position within a certain valence for different compounds, one cannot unequivocally say for an unknown sample whether a small shift is due to the variability for divalent compounds or admixture of Mn species of other valencies. Hence, small contributions of other valencies are possible, but at maximum would be in the range of about 10 to 15%.

## X-ray diffraction data and crystal structure

Powder X-ray diffraction data for christofschäferite-(Ce) (Table 2) were collected using a Stoe IPDS II single-crystal diffractometer equipped with an image plate detector using the Gandolfi method, at the following conditions:  $\text{MoK}\alpha$ -radiation, voltage of 45 kV, current of 30 mA, exposure time of 60 minutes; the distance between sample and detector was 200 mm. The standard software Stoe X-Area 1.42; Stoe WinXPOW 2.08 was used for the data processing.

The crystal structure of christofschäferite-(Ce) (Figs. 7–8, Tables 3–6) is similar to that of other chevkinite-group minerals. Sheets of small and distorted Ti-centred octahedra (with

Table 2. X-ray powder diffraction data for christofschäferite-(Ce)

$I_{rel}$	$d_{obs}$	$d_{calc}$	$hkl$
24	10.96	10.90	001
4	9.31	9.27	-101
7	6.55	6.57	200
21	5.47	5.45	002
39	4.90	4.88	-111
65	4.64	4.63	-202
5	3.90	3.93, 3.86, 3.86	-112, 211, 202
8	3.772	3.769	-302
19	3.633	3.633	003
78	3.480	3.484	310
81	3.169	3.186, 3.151	311, -312
43	3.095	3.098	-113
15	2.999	2.998	401
37	2.883	2.892, 2.874	113, -411
100	2.730	2.724	004
27	2.609	2.610	402
34	2.530	2.535, 2.531	-122, -304
5	2.356	2.350	114
10	2.322	2.317	-404
19	2.247	2.253, 2.241	023, 403
46	2.169	2.172, 2.170	-421, -513
10	2.102	2.103, 2.099	-323, -422
20	2.072	2.074, 2.068	421, -115
21	1.973	1.976, 1.967, 1.966, 1.965	024, -514, -224, -423
8	1.863	1.866, 1.859, 1.858, 1.858	521, 513, 215, 131
13	1.828	1.830, 1.828, 1.827, 1.823	414, -231, 224, 305
21	1.789	1.791, 1.791, 1.785	-721, -614, 710
46	1.737	1.740, 1.739, 1.737, 1.736, 1.734	603, 504, 315, 025, -622
35	1.711	1.715, 1.714, 1.712, 1.710, 1.707	232, 711, 331, -605, -332
28	1.672	1.675, 1.674, 1.671, 1.668	-233, 206, -801, -623
28	1.631	1.635, 1.629, 1.627	332, -714, -333
6	1.553	1.556, 1.556, 1.553, 1.552	-531, 703, -126, -813
14	1.523	1.526, 1.525, 1.524, 1.524, 1.523, 1.522	811, -217, -326, -117, 721, 316

\*Calculated from single-crystal data.

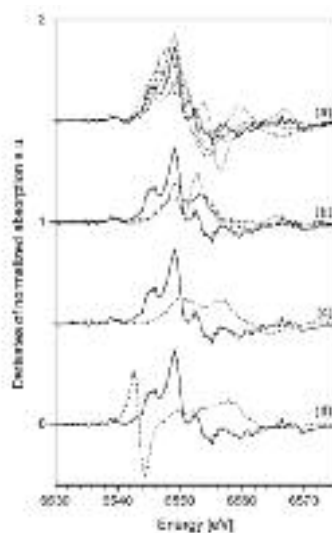


Fig. 6. Derivatives of Mn K-edge XANES spectra of christofschäferite-(Ce) (powdered; solid line) compared to spectra of (a) di-, (b) tri-, (c) tetra- and (d) heptavalent Mn compounds. With increasing Mn valency the flanks of the absorption edges shift to higher energy. The first strong peaks of the derivatives matches best with the peaks for the divalent reference compounds (a). The derivatives of the higher valent Mn compounds are shifted to higher energies. Spectra of reference compounds are (a) MnCO<sub>3</sub> (dashed), MnSO<sub>4</sub>·nH<sub>2</sub>O (dash-dotted), MnSiO<sub>3</sub> (dash-double-dotted), MnO (dotted); (b) MnPO<sub>4</sub> (dashed), Mn<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (dash-dotted), henritermierite, Ca<sub>3</sub>Mn<sub>1.9</sub>Al<sub>0.1</sub>(SiO<sub>4</sub>)<sub>2</sub>(OH)<sub>4</sub> (dotted); (c) MnO<sub>2</sub> (dashed); (d) K<sub>2</sub>MnO<sub>4</sub> (dashed).

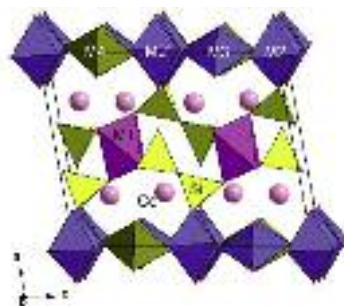


Fig. 7. Polyhedral representation of the crystal structure of christofschäferite-(Ce).

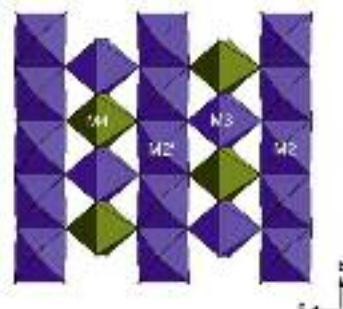


Fig. 8. The octahedral layer in the structure of christofschäferite-(Ce).

**Table 3. Fractional site coordinates, equivalent displacement factors (U<sub>eq</sub>) and site multiplicities (W) in the crystal structure of christofschäferite-(Ce)**

Site	x/a	y/b	z/c	U <sub>eq</sub> (Å <sup>2</sup> )	W
A1	0.39299(2)	-0.25	0.26638(2)	0.00593(5)	2e
A2	0.81886(2)	-0.25	0.73890(2)	0.00448(4)	2e
A3	0.10733(3)	-0.25	0.73407(3)	0.0193(1)	2e
A4	0.68134(4)	-0.25	0.26116(3)	0.0364(2)	2e
M1	0.24991(5)	-0.25	0.49998(4)	0.0075(1)	2e
M2	0	0	0	0.0072(1)	2a
M2'	0.5	0	0	0.0102(2)	2c
M3	0.24994(5)	-0.25	0.00033(5)	0.0094(2)	2e
M4	0.74998(5)	-0.25	0.00015(5)	0.0102(2)	2e
Si1	0.0504(1)	-0.25	0.2672(1)	0.0046(2)	2e
Si2	0.4494(1)	-0.25	0.7326(1)	0.0058(2)	2e
Si3	0.8949(1)	-0.25	0.4537(1)	0.0055(2)	2e
Si4	0.6050(1)	-0.25	0.5465(1)	0.0059(2)	2e
O1	0.8968(2)	-0.25	0.9770(3)	0.0073(6)	2e
O2	0.7725(2)	-0.0035(6)	0.1255(2)	0.0133(6)	4f
O3	0.5129(5)	-0.25	0.6231(5)	0.0262(4)	2e
O4	0.9368(2)	-0.25	0.5974(2)	0.0062(5)	2e
O5	0.6052(3)	-0.25	0.0233(3)	0.016(1)	2e
O6	0.6757(3)	-0.0250(5)	0.5952(2)	0.0136(5)	4f
O7	0.9848(3)	-0.25	0.3749(4)	0.0137(4)	2e
O8	0.5211(3)	0.0126(6)	0.1852(2)	0.0189(7)	4f
O9	0.4023(2)	-0.25	1.0100(3)	0.0066(5)	2e
O10	0.0200(2)	-0.0152(5)	0.1850(2)	0.0119(5)	4f
O11	0.7273(2)	-0.0047(5)	0.8741(2)	0.0104(5)	4f
O12	0.5632(3)	-0.25	0.4023(3)	0.0152(9)	2e
O13	0.3327(2)	-0.25	0.6778(2)	0.0046(6)	2e
O14	0.0989(3)	-0.25	-0.0099(3)	0.0093(6)	2e
O15	0.1689(3)	-0.25	0.3205(3)	0.0096(7)	2e
O16	0.1739(3)	0.0261(9)	0.5960(3)	0.0284(6)	4f

**Table 4. Anisotropic displacement parameters (Å<sup>2</sup>) for christofschäferite-(Ce)**

Site	U <sub>11</sub>	U <sub>22</sub>	U <sub>33</sub>	U <sub>12</sub>	U <sub>13</sub>	U <sub>23</sub>
A1	0.0075(1)	0.0031(1)	0.0072(1)	0	0.0013(1)	0
A2	0.0046(1)	0.0039(1)	0.0051(1)	0	0.0012(1)	0
A3	0.0096(1)	0.0404(3)	0.0079(1)	0	0.0014(1)	0
A4	0.0042(2)	0.1008(7)	0.0045(1)	0	0.0014(1)	0
M1	0.0090(2)	0.0081(3)	0.0048(1)	0	0.0002(2)	0
M2	0.0058(2)	0.0124(3)	0.0032(1)	-0.0066(2)	0.0002(2)	0.0005(2)
M2'	0.0068(3)	0.0198(4)	0.0037(1)	-0.0095(2)	0.0005(2)	-0.0009(2)
M3	0.0077(2)	0.0115(3)	0.0082(2)	0	0.0001(2)	0
M4	0.0086(3)	0.0160(4)	0.0062(2)	0	0.0020(2)	0
Si1	0.0033(4)	0.0062(4)	0.0038(3)	0	-0.0001(2)	0
Si2	0.0052(4)	0.0077(5)	0.0042(3)	0	-0.0002(3)	0
Si3	0.0066(4)	0.0070(4)	0.0031(3)	0	0.0013(3)	0
Si4	0.0072(4)	0.0070(5)	0.0033(3)	0	0.0006(3)	0
O1	0.006(1)	0.009(1)	0.008(1)	0	0.004(1)	0
O2	0.008(1)	0.024(1)	0.009(1)	0.001(1)	0.001(1)	-0.004(1)
O3	0.031(1)	0.034(1)	0.020(1)	0	0.022(7)	0
O4	0.006(1)	0.008(1)	0.003(1)	0	-0.001(2)	0
O5	0.005(1)	0.034(2)	0.009(1)	0	0.002(1)	0
O6	0.025(1)	0.008(1)	0.007(1)	0.008(1)	0.001(1)	-0.002(1)
O7	0.017(1)	0.013(1)	0.016(1)	0	0.015(1)	0
O8	0.021(1)	0.030(2)	0.005(1)	-0.022(1)	0.001(1)	-0.001(1)
O9	0.004(1)	0.003(1)	0.012(1)	0	-0.001(1)	0
O10	0.017(1)	0.013(1)	0.005(1)	-0.011(1)	0.002(1)	0.001(1)
O11	0.007(1)	0.017(1)	0.007(1)	0.004(1)	0.001(1)	0.002(1)
O12	0.013(1)	0.025(2)	0.007(1)	0	0.001(1)	0
O13	0.003(1)	0.003(1)	0.007(1)	0	-0.003(1)	0
O14	0.007(1)	0.007(1)	0.014(1)	0	0.002(1)	0
O15	0.012(1)	0.009(1)	0.006(1)	0	-0.003(1)	0
O16	0.029(1)	0.045(1)	0.010(1)	0.028(1)	-0.001(1)	0.003(1)

Table 5. Bond lengths (Å) in coordination polyhedra of christofschäferite-(Ce)

A1-O12	2.488(4)	M2'-O9	1.958(2) x2
A1-O6	2.492(3) x2	M2'-O5	1.993(3) x2
A1-O11	2.497(2) x2	M2'-O8	2.022(2) x2
A1-O8	2.566(4) x2	M2'-O9	1.958(2) x2
A1-O9	2.868(3)	Mean	1.991
Mean	2.558		
		M3-O2	2.001(3) x2
A2-O4	2.420(3)	M3-O14	2.002(4)
A2-O11	2.531(3) x2	M3-O11	2.004(3) x2
A2-O6	2.599(3) x2	M3-O9	2.020(3)
A2-O10	2.647(3) x2	Mean	2.005
A2-O1	2.654(3)		
A2-O15	2.958(1) x2	M4-O2	1.968(3) x2
Mean	2.654	M4-O11	1.968(3) x2
		M4-O5	1.999(4)
A3-O16	2.480(4) x2	M4-O1	2.026(3)
A3-O2	2.491(3) x2	Mean	1.982
A3-O4	2.495(2)		
A3-O10	2.566(3) x2	Si1-O15	1.586(4)
A3-O14	2.861(3)	Si1-O7	1.606(5)
Mean	2.554	Si1-O10	1.637(3) x2
		Mean	1.617
A4-O12	2.419		
A4-O2	2.535(3) x2	Si2-O13	1.567(3)
A4-O16	2.604 (4) x2	Si2-O3	1.604(7)
A4-O8	2.629(4)	Si2-O8	1.647(3) x2
A4-O5	2.647(3) x2	Mean	1.633
A4-O13	2.964(1) x2		
Mean	2.655	Si3-O4	1.589(2)
		Si3-O7	1.611(5)
M1-O13	2.076(2)	Si3-O16	1.618(5) x2
M1-O15	2.084(3)	Mean	1.609
M1-O6	2.232(3) x2		
M1-O16	2.253(5) x2	Si4-O12	1.594(3)
Mean	2.188	Si4-O3	1.619(7)
		Si4-O6	1.633(3) x2
M2-O14	1.969(3) x2	Mean	1.620
M2-O1	1.975(2) x2		
M2-O10	2.021(2) x2		
Mean	1.988		

minor admixtures of Fe<sup>3+</sup>, Al and Nb) lie parallel to the (100) plane. These sheets are interleaved with a layer consisting of Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub> groups and larger M1O<sub>6</sub> octahedra with a mean cation-anion distance of 2.188 Å. REE and subordinate Ca occupy the sites A1 – A4 with coordination numbers from 8 to 10. The rare earth ions fill the channels, which are formed through the linkage of heteropolyhedral and octahedral layers.

Based on the interatomic distances (Table 5) and bond valence calculations (Table 6), we consider the following occupancy of octahedral sites:

M1 – Mn<sup>2+</sup> with subordinate Fe<sup>2+</sup>;

M2, M2' and M3 – Ti with subordinate Fe<sup>3+</sup>, Fe<sup>2+</sup> and minor Nb;

M4 – Fe<sup>3+</sup>, Fe<sup>2+</sup> and Ti with mean charge about +3.

The site M1 with the mean cation-anion distance of 2.188 Å and the mean charge close to 2 is the only site that can contain Mn<sup>2+</sup>. The crystal-chemical formula of christofschäferite-(Ce), taking into account chemical data, is <sup>x</sup>(Ce,REE,Ca)<sub>2</sub><sup>VI</sup>(Ce,REE,Ca)<sub>2</sub><sup>VI</sup>(Mn,Fe<sup>2+</sup>)<sup>VI</sup>(Ti,Fe,Al)<sub>4</sub>(Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub>)<sub>2</sub>O<sub>8</sub>.

## Discussion

The chevkinite group unites monoclinic oxosilicates with the general formula A<sub>2</sub>B<sub>2</sub>M<sub>5</sub>(Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub>)<sub>2</sub>O<sub>8</sub> where A and B are large cations like REE<sup>3+</sup>, Sr or Ca with coordination numbers from 8 to 10 and M are octahedral cations (Ti, Fe<sup>2+</sup>, Fe<sup>3+</sup>, Zr, Cr<sup>3+</sup>, Mg, Nb, Mn<sup>2+</sup>, Al). In the crystal structures of these minerals, alternating octahedral and heteropolyhedral layers are coplanar with the plane (001). The A and B cations are situated in channels between the layers.

All chevkinite-group minerals are monoclinic. Among them, representatives of two structural types are distinguished (Table 7) which are different in unit-cell parameters, number of M sites, mutual orientation of coordination polyhedra, cation ordering, as well as in X-ray powder-diffraction patterns.

Chevkinite enriched in Mn is known from a number of localities including Stokkøya, Norway (2.65 wt.% MnO; Segalstad, Larsen, 1978), the pit number 17, Ilmeny Mountains, South Urals (1.34 wt.% MnO; Makarochkin *et al.*, 1959) and exocontact zone of western part of Khibiny alkaline pluton (2.71 wt.% MnO; Shlyukova, Burova, 1959). However these values correspond to Mn contents less than 0.5 Mn atoms per formula unit.

In most cases, titanium chevkinite-group minerals are metamict due to the presence of admixed thorium. In spite of this, representatives

Table 6. Bond valence calculations for christofschäferite-(Ce)

Site	A1	A2	A3	A4	M1	M2	M2'	M3	M4	Si1	Si2	Si3	Si4	$V_i$
O1		0.26 <sup>↓→</sup>				0.65 <sup>(x2)↓→</sup>			0.45 <sup>↓→</sup>					2.01
O2			0.40 <sup>(x2)↓</sup>	0.36 <sup>(x2)↓</sup>				0.60 <sup>(x2)↓</sup>	0.53 <sup>(x2)↓</sup>					1.89
			0.40 <sup>→</sup>	0.36 <sup>→</sup>				0.60 <sup>→</sup>	0.53 <sup>→</sup>					
O3											1.06 <sup>↓→</sup>		1.01 <sup>↓→</sup>	2.07
O4		0.49 <sup>↓→</sup>	0.40 <sup>↓→</sup>									1.10 <sup>↓→</sup>		1.99
O5				0.26 <sup>(x2)↓</sup>			0.62 <sup>(x2)↓→</sup>	0.49 <sup>↓→</sup>						1.99
				0.26 <sup>→</sup>										
O6	0.40 <sup>(x2)↓</sup>	0.30 <sup>(x2)↓</sup>			0.29 <sup>(x2)↓</sup>									0.98 <sup>(x2)↓</sup>
	0.40 <sup>→</sup>	0.30 <sup>→</sup>			0.29 <sup>→</sup>									0.98 <sup>→</sup>
O7										1.05 <sup>↓→</sup>		1.04 <sup>↓→</sup>		2.09
O8	0.33 <sup>(x2)↓</sup>			0.28 <sup>↓→</sup>			0.57 <sup>(x2)↓</sup>				0.94 <sup>(x2)↓</sup>			2.12
	0.33 <sup>→</sup>						0.57 <sup>→</sup>				0.94 <sup>→</sup>			
O9	0.15 <sup>↓→</sup>						0.68 <sup>(x2)↓→</sup>	0.57 <sup>↓→</sup>						2.08
O10		0.26 <sup>(x2)↓</sup>	0.33 <sup>(x2)↓</sup>				0.57 <sup>(x2)↓</sup>			0.97 <sup>(x2)↓</sup>				2.13
		0.26 <sup>→</sup>	0.33 <sup>→</sup>				0.57 <sup>→</sup>			0.97 <sup>→</sup>				
O11	0.40 <sup>(x2)↓</sup>	0.36 <sup>(x2)↓</sup>						0.60 <sup>(x2)↓</sup>	0.53 <sup>(x2)↓</sup>					1.89
	0.40 <sup>→</sup>	0.36 <sup>→</sup>						0.60 <sup>→</sup>	0.53 <sup>→</sup>					
O12	0.41 <sup>↓→</sup>			0.49 <sup>↓→</sup>									1.08 <sup>↓→</sup>	1.98
O13				0.11 <sup>(x2)↓→</sup>	0.46 <sup>↓→</sup>						1.17 <sup>↓→</sup>			1.85
O14			0.15 <sup>↓→</sup>			0.66 <sup>(x2)↓→</sup>		0.60 <sup>↓→</sup>						2.07
O15		0.11 <sup>(x2)↓→</sup>		0.45 <sup>↓→</sup>						1.11 <sup>↓→</sup>			1.78	
O16			0.41 <sup>(x2)↓</sup>	0.30 <sup>(x2)↓</sup>	0.30 <sup>(x2)↓</sup>							1.02 <sup>(x2)↓</sup>		2.03
			0.41 <sup>→</sup>	0.30 <sup>→</sup>	0.30 <sup>→</sup>							1.02 <sup>→</sup>		
$V_i$	2.82	2.81	2.83	2.83	2.09	3.76	3.74	3.57	3.06	4.10	4.11	4.18	4.05	

Table 7. Predominant components in cationic sites of chevkinite-group minerals

Minerals with chevkinite-type unit cell ( $\beta = 100.3 - 100.7$ )									
	A1/A3	A2/A4	M1	M2/M2'	M3	M4	Space group	$\beta, ^\circ$	References
Christofschäferite-(Ce)	Ce/Ce	Ce/Ce	Mn	Ti/Ti	Ti	(Fe,Ti) <sup>3+</sup>	$P2_1/a$	100.58	This work
Chevkinite-Ce	Ce	Ce	Fe <sup>2+</sup>	Ti	Ti	Ti	$C2/m$	100.54	Sokolova <i>et al.</i> , 2004
Maonipiungite-(Ce)	Ce	Ce	Fe <sup>3+</sup>	Ti	Ti	Ti	$C2/m$	100.60	Yang <i>et al.</i> , 2002
Dingdaohengite-Ce	Ce	Ce	Ti	Ti	Ti	Fe <sup>2+</sup>	$P2_1/a$	100.64	Li <i>et al.</i> , 2005
Polyakovite-Ce	Ce	Ce	Mg	Ti	Cr	Cr	$C2/m$	100.54	Popov <i>et al.</i> , 2001
Strontiochevkinite	Sr	Sr	Fe <sup>2+</sup>	Ti	Ti	Ti	$P2_1/a$	100.32	Haggerty, Mariano, 1983
Minerals with perrierite-type unit cell ( $\beta = 113.5 - 114.2$ )									
	A1	A2	M1	M2	M3	Space group	$\beta, ^\circ$	References	
Perrierite-Ce	Ce	Ce	Fe <sup>2+</sup>	Ti	Ti	$C2/m$	113.5	Gottardi, 1960	
Perrierite-La	La	La	Fe <sup>2+</sup>	Ti	Ti	$P2_1/a$	113.64	Chukanov <i>et al.</i> , 2011	
Matsubaraite	Sr	Sr	Ti	Ti	Ti	$C2/m$	114.14	Miyajima <i>et al.</i> , 2002	
Hezuolinite	Sr	Sr	Zr	Ti	Ti	$C2/m$	114.10	Yang <i>et al.</i> , 2012	
Rengeite	Sr	Sr	Zr	Ti	Ti	$P2_1/a$	114.22	Miyawaki <i>et al.</i> , 2002	

**Table 8. Comparative data for christofschäferite-(Ce) and related minerals with the chevkinite-type unit cell**

Mineral	Christof-schäferite-(Ce)	Chevkinite-(Ce)	Dingdaohengite-(Ce)	Maonipiungite-(Ce)
Simplified formula	(Ce,La,Ca) <sub>4</sub> Mn(Ti,Fe) <sub>3</sub>	(Ce,La,Ca) <sub>4</sub> Fe <sup>2+</sup> <sub>2</sub>	(Ce,La,Ca) <sub>4</sub> Fe <sup>2+</sup>	(Ce,La,Ca) <sub>4</sub> (Fe <sup>3+</sup> ,Ti,Fe <sup>2+</sup> ,□)
	(Fe,Ti)(Si <sub>2</sub> O <sub>7</sub> ) <sub>2</sub> O <sub>8</sub>	(Ti,Fe <sup>3+</sup> ) <sub>3</sub> (Si <sub>2</sub> O <sub>7</sub> ) <sub>2</sub> O <sub>8</sub>	(Ti,Fe <sup>3+</sup> ) <sub>4</sub> (Si <sub>2</sub> O <sub>7</sub> ) <sub>2</sub> O <sub>8</sub>	(Ti,Fe <sup>3+</sup> ,Fe <sup>2+</sup> ,Nb)(Si <sub>2</sub> O <sub>7</sub> ) <sub>2</sub> O <sub>8</sub>
Space group	<i>P</i> <sub>2</sub> <sub>1</sub> / <i>m</i>	<i>P</i> <sub>2</sub> <sub>1</sub> / <i>a</i>	<i>P</i> <sub>2</sub> <sub>1</sub> / <i>a</i> (pseudo <i>C</i> <sub>2</sub> / <i>m</i> )	<i>C</i> <sub>2</sub> / <i>m</i>
<i>a</i> , Å	13.3722	13.37 – 13.44	13.4656	13.456
<i>b</i> , Å	5.7434	5.66 – 5.74	5.7356	5.728
<i>c</i> , Å	11.0862	11.04 – 11.28	11.0977	11.083
β, °	100.580	100.20 – 100.61	100.636	100.60
<i>Z</i>	2	2	2	2
Strong lines of the X-ray powder-diffraction pattern:				
<i>d</i> , Å ( <i>I</i> , %)	4.90 (39)	4.58 (40)	3.198 (68)	4.89 (35)
	4.64 (65)	3.46 (40)	3.162 (46)	3.49 (80)
	3.480 (78)	3.17 (100)	2.870 (52)	3.004 (40)
	3.169 (81)	3.14 (100)	2.752 (100)	2.874 (40)
	3.095 (43)	2.71 (100)	2.726 (98)	2.760 (40)
	2.730 (100)	2.16 (50)	2.546 (54)	2.722 (100)
	2.169 (46)	1.961 (50)		
	1.737 (46)			
Optical data:				
α	1.945	1.90 – 2.01	1.978	1.937
β	2.015	1.92 – 2.02	No data	No data
γ	2.050	1.925 – 2.05	2.01	1.97
Optical sign, 2V°	-70	-70 – -80	No data	(-); no data on 2V
Density, g cm <sup>-3</sup>	4.8(1) (meas)	4.53 – 4.67 (meas)	4.83 (meas)	
	4.853 (calc)	4.99 (calc)	4.88 (calc)	4.88 (calc)
References	This work	Izett, Wilcox (1968); Segalstad, Larsen (1978); Feklichev (1989); Macdonald, Belkin (2002); Yang <i>et al.</i> (2002); Sokolova <i>et al.</i> (2004); Yang <i>et al.</i> (2007).	Li <i>et al.</i> (2005); Jinsha <i>et al.</i> (2008)	Yang <i>et al.</i> (2002); Shen <i>et al.</i> (2005)

of this group originating from young rocks of the Eifel volcanic area and depleted in Th have perfect crystal structures (see Chukanov *et al.*, 2011).

Comparative data for christofschäferite-(Ce) and some related minerals are given in Table 8.

This work was supported by the Russian Foundation for Basic Research (grants 11-05-12001-ofi-m-2011 and 10-05-00092a). The authors are grateful to V.Y. Karpenko for valuable comments.

## References

- Blass G., Schäfer C. Über eine ungewöhnliche Paragenese mit Pyrophanit und Hydrozinkit vom Laacher See. *Mineralienwelt*. **1993**. Vol. 4. No. 1. P. 14 – 15.
- Chukanov N.V., Blass G., Pekov I.V., Belakovskiy D.I., Van K.V., Rastsvetaeva R.K., Akse-  
nov S.M. Perrierite-(La), (La,Ce,Ca)<sub>4</sub>Fe<sup>2+</sup>  
(Ti,Fe)<sub>4</sub>(Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub>)<sub>2</sub>O<sub>8</sub>, a new mineral species from the Eifel volcanic area, Germany // *Zapiski Rossiiskogo Mineralogicheskogo Obshchestva*. **2011**. Vol. 140. No. 6. P. 34 – 44 (in Russian).
- Feklichev V.G. Diagnostic Constants of Minerals. Moscow: Nedra, **1989**. 479 p.
- Gottardi G. The crystal structure of perrierite // *Am. Mineral*. **1960**. Vol. 45. No. 1. P. 1 – 14.
- Haggerty S.E., Mariano A.N. Strontian-loparite and strontio-chevkinite: two new minerals in rheomorphic fenites from the Paraná basin carbonatites, South America // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. **1983**. Vol. 84. No. 4. P. 365 – 381.
- Izett G.A., Wilcox R.E. Perrierite, chevkinite, and allanite in upper Cenozoic ash beds in the western United States // *Amer. Mineral*. **1968**. Vol. 53. No. 6. P. 1558 – 1567.
- Jinsha X., Guamin G., Yang G.-L., Zhilan W., Ganfu S. Dingdaohengite-(Ce) from the

- Bayan Obo REE-Nb-Fe Mine, China: both a true polymorph of perrierite-(Ce) and a titanite analog at the C1 site of chevkinite subgroup // *Am. Mineral.* **2008**. Vol. 93. No. 5. P. 740–744.
- Li G.W., Yang G.-M., Ma Z.-S., Shi N.-C., Xiong M., Sheng G.-F., Fan H.-F. The crystal structure of a new mineral dingdaohengite-(Ce) // *Kuangwu Xuebao.* **2005**. Vol. 25. No. 2. P. 313–320 (in Chinese).
- Macdonald R., Belkin H.E. Compositional variation in minerals of the chevkinite group // *Miner. Magaz.* **2002**. Vol. 66. No. 5. P. 1075–1098.
- Makarochkin B.A., Gonibesova K.A., Makarochkina M.S. Chevkinite from Ilmeny Mountains // *Zapiski Vses. Mineral. Obshch.* **1959**. Pt. 88. No. 5. P. 547–553 (in Russian).
- Manceau A., Marcus M.A., Grangeon S. Determination of Mn valence states in mixed-valent manganates by XANES spectroscopy // *Am. Mineral.* **2012**. Vol. 97. No. 5. P. 816–827.
- Miyajima H., Miyawaki R., Ito K. Matsubaraite,  $\text{Sr}_4\text{Ti}_5(\text{Si}_2\text{O}_7)_2\text{O}_8$ , a new mineral, the Sr-Ti analogue of perrierite in jadeitite from the Itoigawa-Ohmi district, Niigata Prefecture, Japan // *Eur. J. Miner.* **2002**. Vol. 14. No. 6. P. 1119–1128.
- Miyawaki R., Matsubara S., Miyajima H. The crystal structure of rengeite,  $\text{Sr}_4\text{ZrTi}_4(\text{Si}_2\text{O}_7)_2\text{O}_8$  // *J. Mineral. Petrol. Sci.* **2002**. Vol. 97. No. 1. P. 7–12.
- Popov V.A., Pautov L.A., Sokolova E., Hawthorne F.C., McCammon C., Bazhenova L. Polyakovite-(Ce),  $(\text{REE}, \text{Ca})_4(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})(\text{Cr}^{3+}, \text{Fe}^{3+})_2\text{Si}_8\text{O}_{22}$ , a new metamict mineral species from the Ilmen mountains, Southern Urals, Russia: Mineral description and crystal chemistry // *Canad. Mineral.* **2001**. Vol. 39. No. 4. P. 1095–1104.
- Shlyukova Z.V., Burova T.A. Chevkinite from Khibiny massif // *Zapiski Vses. Mineral. Obshch.* **1963**. Pt. 92. No. 5. P. 597–599 (in Russian).
- Segalstad T.V., Larsen A.O. Chevkinite and perrierite from the Oslo region, Norway // *Amer. Mineral.* **1978**. Vol. 63. No. 4. P. 499–505.
- Shen G., Yang G., Xu J. Maoniupingite-Ce: A New rare-earth Mineral from the Maoniuping rare-earth Deposit in Mianning, Sichuan // *Sedimentary Geology and Tethyan Geology.* **2005**. Vol. 25. No. 2. P. 210–216 (in Chinese with English abstract).
- Sokolova E., Hawthorne F.C., Della Ventura G., Kartashov P.M. Chevkinite-(Ce): crystal structure and the effect of moderate radiation-induced damage on site-occupancy refinement // *Canad. Mineral.* **2004**. Vol. 42. No. 4. P. 1013–1025.
- Yang Z., Fleck M., Smith M., Tao K., Song R., Zhang P. The crystal structure of natural Fe-rich chevkinite-(Ce) // *Eur. J. Miner.* **2002**. Vol. 14. No. 5. P. 969–975.
- Yang Z., Li H., Milan L., Pertlik F. Crystal chemistry of iron in non-metamict chevkinite-(Ce): valence state and site occupation proportions // *Journal of Rare Earths.* **2007**. Vol. 25. Issue 2. P. 238–242.
- Yang Z., Giester G., Ding K., Tillmans E. Hezuolinite,  $(\text{Sr}, \text{REE})_4\text{Zr}(\text{Ti}, \text{Fe}^{3+}, \text{Fe}^{2+})_2\text{Ti}_2\text{O}_8(\text{Si}_2\text{O}_7)_2$ , a new mineral species of the chevkinite group from Saima alkaline complex in Liaoning Province, NE China // *Eur. J. Miner.* **2012**. Vol. 24. No. 1. P. 189–196.

УДК 549.2+553.411.071

## НОВОЕ ПРОЯВЛЕНИЕ ПОРПЕЦИТА И ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОГИИ РОССЫПНОГО ЗОЛОТА ИЗ ЗОЛОТОНОСНОГО РАЙОНА АМБОСИТРА, МАДАГАСКАР

М.Е. Генералов, Л.А. Паутов

*Минералогический музей им А.Е.Ферсмана РАН, Москва, mgeneralov@mail.ru*

В шлихах, отобранных при изучении золотоносных россыпей района Амбоситра (Мадагаскар), впервые выявлены неизвестные здесь ранее Au-Pd, Au-Cu интерметаллиды, свидетельствующие о существовании в регионе коренных источников золота, не похожих на описанные ранее на острове.

В статье 7 рисунков, 1 таблица, список литературы из 5 названий.

Ключевые слова: самородное золото, палладистое золото, порпецит, Au-Pd-REE оруденение, россыпи, Мадагаскар.

Мадагаскар настолько богат природными ресурсами, что даже золото, добывающееся здесь с XIX века, не часто упоминается в числе прочих драгоценностей этого «острова сокровищ». Тем не менее, золото здесь есть, разведаны и разрабатываются десятки его месторождений в различных районах. Геологическое изучение острова в значительной степени связано с деятельностью французских исследователей, но по понятным причинам эта работа сильно сократилась после завершения колониальной истории острова в 1960 году.

Основные коренные месторождения золота, как это показали проводившиеся ранее исследования (Pregoli, 1996), приурочены здесь к докембрийским зеленосланцевым поясам и представлены мезотермальными кварцевожильными штокверками. Добыча в значительной степени связана с россыпями различного возраста. В основном, это старательская добыча (рис. 1, 2), в которую вовлечены целые поселки вблизи от золотоносных районов. Для местных жителей золотодобыча, как правило, является подсобным промыслом наряду с животноводством, выращиванием риса, овощей.

В 2011 г. были отобраны шлиховые пробы на участках, расположенных в долине р. Фисаканы. Этот район расположен на севере провинции Фианаранцуа, вблизи от города Маринаваратра. В литературе эта территория описывается как золотоносный район Амбоситра (Pregoli, 1996). В геологическом плане она связана с метаморфическими породами архейского возраста, которые относятся к системе с говорящим названием «Графит». Графита, впрочем, в обнажающихся в долинах рек и ручьев породах не видно — сами породы (в основном, слюдястые сланцы) сильно латеритизированы. Продуктивный аллювиальный (аллювиально-делювиальный) слой

расположен в пойме рек и ручьев и в основании двух-трех надпойменных террас.

Здесь есть следы работ по извлечению продуктивных горизонтов аллювиальных отложений золота — от старых шурфов, оставшихся после работ французских геологов, до современных шурфов и подводящих к ним воду канав.

Промывка шлихов проводилась при помощи деревянных лотков. При обилии глинистого материала в аллювии есть вероятность, что тонкие фракции, в том числе пылевидное золото могло теряться при промывке. Типичные для изученных россыпей зерна золота показаны на рисунке 3. Большая их часть среднеокатанна, размер, как правило, составляет 0.1 — 0.7 мм, иногда встречаются зерна до 2 мм. В нескольких пробах обнаружены и абсолютно неокатанные зерна — интерстициальные формы с отдельными зеркально-гладкими гранями октаэдрических кристаллов.

Для исследования состава, анатомии и микровключений в зернах золота были сделаны приполировки залитых пластиком золотин из разных точек россыпей. Они были изучены при помощи оптического микроскопа и микроронда.

Предварительный просмотр под оптическим микроскопом показал, что большая часть зерен (более 80%) однородна, имеет оранжево-желтый оттенок высокопробного золота. Изучение их металлической составляющей при помощи электронного микроронда не выявило в них никаких примесей (порог обнаружения 0.1 — 0.2 мас.%). Таким образом, большая часть золота изученных россыпей экстремально высокопробна (пробность выше 990). Это можно объяснить процессами окисления («выгорания») таких типичных для золота примесей, как Ag, Hg, Cu в процессе латеритизации. Реальность таких процессов демонстрируют найденные в одном из зе-



Рис. 1. Семья местных жителей на разработке золотоносного аллювия.

Рис. 2. Промывка породы при помощи деревянного лотка.

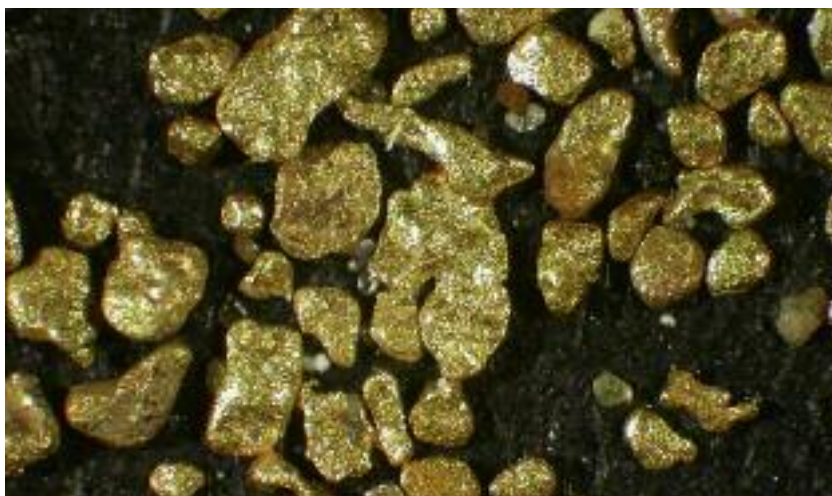


Фото: М.Е. Генералов, 2011 г.

Рис. 3. Концентрат зерен самородного золота. Поле зрения — 5 мм.

рен резорбированные реликты золото-медного интерметаллида — тетрааурикуприда (рис. 4). В составе данного тетрааурикуприда диагностировано только Au (75.96 — 74.24 мас.%) и Cu (24.48 — 25.14 мас.%). Его окружает практически чистое золото. Ячеистая структура зерна, по-видимому, обусловлена выносом из него меди. Само присутствие такого интерметаллида позволяет предполагать наличие родингитов среди коренных источников россыпного золота. Встречены были также визуально однородные высокопробные золотины с небольшой примесью меди (1.6 — 2.6 мас.%).

Однако, не все зерна свободны от примеси серебра. Одно из проанализированных зерен при среднем содержании Ag 2 мас.% содержало включения (темно-серые на изображении в обратно-рассеянных электронах на рис. 5) с содержанием серебра до 25%. Несколько из проанализированных зерен име-

ют невысокие, но диагностируемые при помощи микрозонда содержания серебра (до 5 мас.%). Здесь можно предполагать если не отдельный коренной источник, то различие во времени нахождения зерен в зоне латеритизации.

При изучении под оптическим микроскопом были выявлены зерна крайне необычных для золото-серебрянных интерметаллидов оттенков — бронзового, кремового, серовато-белого. Микрозондовый анализ показал, что это интерметаллиды, содержащие палладий и медь (некоторые составы приведены в таблице 1). Такая разновидность самородного золота имеет собственное название — порпецит, ведущее свое происхождение от названия забытого ныне месторождения в Бразилии, где палладистое золото добывалось с XVII века. В ювелирном деле часто используются сходные по составу сплавы, под названием «белое золото».

Некоторые из палладийсодержащих зерен имеют ячеистую структуру (см., например, зерно 29 на рисунке 6). Эта структура может быть связана с преобразованием вещества в окислительных условиях, как можно предполагать для большинства зерен россыпи, однако неравномерная ячеистость в зерне близкого по составу палладистого золота (на рис. 7 приведено зерно 30 с приблизительно равномерным содержанием Pd 7–8 мас.%) позволяет связывать ячеистость с образованием интерметаллида в дисперсном субстрате, например, в слюдистых, хлоритовых агрегатах.

Для оценки генетических источников золота микрозондовым методом были проанализированы минеральные микровключения в приполированных зернах. Они, как правило, слишком малы для количественного анализа, и надо также учитывать, что часть их может иметь эпигенетический характер.

Тем не менее, в нескольких зернах выявлены повторяющиеся группы включений — титановые фазы (вероятно, лейкоксен), кремний-алюминиевые фазы (вероятно, глинистые минералы) и, что необычно, включения, одновременно содержащие Са, Р и редкоземельные элементы, то есть фосфаты Са и REE. В одном из зерен высокопробного золота диагностировано включение, по составу идентифицированное как Ва-содержащий калиевый полевои шпат, явно сингенетичного характера, так как трудно представить его продолжительное нахождение в неизменном

(в оптическом микроскопе видно, что зерно прозрачное) состоянии в зоне латеритизации.

При этом не встречаются обычные для золота кварцевожильного происхождения включения кварца и гидроокислов железа, связанных с окислением железистых карбонатов. Не отмечено также включений сульфидов и их аналогов, что, впрочем, может быть связано с длительным преобразованием зерен в окислительной обстановке.

Минералогические данные по россыпному золоту изученных участков дают основание предполагать, что основными коренными источниками золота вряд ли здесь могли быть типичные, описанные ранее, в том числе и на Мадагаскаре, кварцевожильные тела. Если присутствие высокопробных зерен еще можно отчасти связывать с наложенными процессами, то присутствие палладиевых и медных интерметаллидов указывает на специфические типы коренного оруденения.

Впервые коренные породы с палладистым золотом («оро прето») — итабириты и аналогичные метаморфиты — были описаны в Бразилии (Cabral *et al.*, 2003). Сходные ассоциации, в которых крайне высокопробное золото соседствует с палладистым золотом, отмечались также в Австралии, Великобритании, Польше (Charman *et al.*, 2009). Они рассматриваются как результат отложения рудных компонентов из хлоридных гидротерм, обладающих высоким окислительным потенциалом. В базе mindat.org есть данные о на-

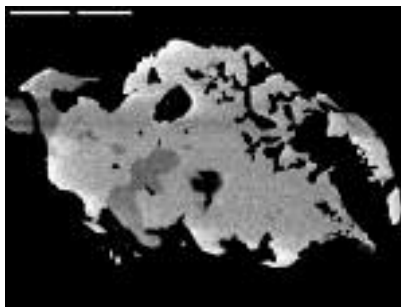
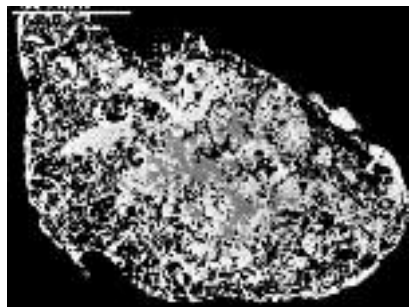


Рис. 4. Реликты тетраурикуприда (темно-серые области) в высокопробном золоте. В обратно-рассеянных электронах. Масштабная линейка — 100 мкм.

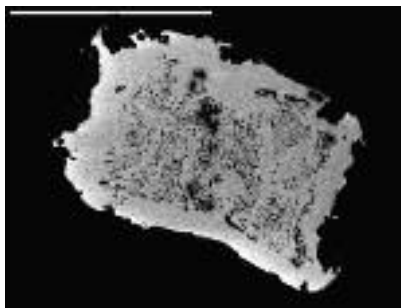
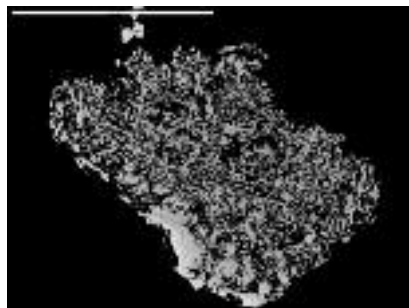


Рис. 5. Зерно с неравномерным содержанием серебра. В обратно-рассеянных электронах. Масштабная линейка — 100 мкм.

Рис. 6. Зерно порпецита (№ 29) с ячеистой структурой. В обратно-рассеянных электронах. Масштабная линейка — 200 мкм.

Рис. 7. Зерно порпецита (№ 30) с ячеистой структурой в центральной части. В обратно-рассеянных электронах. Масштабная линейка — 200 мкм.

Таблица 1. Составы зерен палладистого золота, мас.-%.

№ ан.	1	2	3	4	5	6	7	8
№ зерна	1	5	9	29	30а	30б	33а	33б
Au	99.25	99.91	96.54	97.79	92.02	91.67	91.17	92.02
Pd	2.60	2.31	3.65	1.13	7.02	7.91	5.33	5.13
Cu	1.99	0.64	1.97	1.02	1.26	*	2.76	2.33
Ag	*	*	*	*	*	*	*	*

Примечание: \* – менее ошибки анализа.

ходах палладистого золота также в Бельгии, Гвинее, Марокко, США и России. Однако палладистое золото (порпечит) можно считать весьма редкой разновидностью самородного золота. В коллекции Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана есть лишь 3 образца, описанных как порпечит, причем два из них – из Бразилии и еще один – из Закавказья.

Возможно, наиболее близким аналогом коренного источника изученных россыпей (или одного из источников) являются рудопроявления Чудное и Нестеровское на Приполярном Урале. Это недавно выявленный новый тип Au-Pd-REE оруденения (Тарбаев и др., 2005), локализованного в терригенных породах зеленосланцевой фации метаморфизма. Благороднометальной минерализации здесь сопутствуют разнообразные минералы REE (Моралев и др., 2005). Распространенность включений редкоземельных фаз в зернах изученного золота дает основание отнести их коренной источник к Au-Pd-REE-типу.

Присутствие в рассматриваемых россыпях золото-медных интерметаллидов позволяет также предполагать и родинитовый источник, следовательно, и наличие базитовых интрузий в данном районе. В свою очередь, эти интрузивные массивы могли бы являться одним из источников поступления в зеленосланцевые формации платиноидов.

Не исключено, что источники рудного материала изученных россыпей имеют полигенный характер, но вряд ли они представляют собой что-либо похожее на типичные,

описанные на острове кварцевые штокверки, присутствие которых можно было бы проследить даже в латеритизированной коре.

Поиск таких коренных источников золота возможен и перспективен, тем более, что присутствие неокатанных зерен указывает на исключительную близость некоторых из них, но эта работа может оказаться более трудоемкой, чем поиск и оценка распределения рудного материала в россыпях.

## Благодарности

Выражаем благодарность сотрудникам фирмы Etablissement minier за возможность ознакомления с принадлежащими им россыпями Мадагаскара и поддержку в полевых и аналитических работах.

## Литература

- Моралев Г.В., Борисов А.В., Суренков С.В. и др. Распределение и формы нахождения редкоземельных элементов на Au-Pd-REE рудопроявлениях Чудное и Нестеровское (хребет Маддынырд, Приполярный Урал) // Геохимия. 2005. № 11. С. 1175–1195.
- Тарбаев М.Б., Кузнецов С.К., Моралев Г.В. и др. Новый золото-палладиевый тип минерализации в Кожимском районе Приполярного Урала (Россия) // Геол. рудн. месторожд. 1996. Т. 38. № 1. С. 15–30.
- Cabral A.R., Lehmann B., Kwitko-Ribeiro R., Jones R.D., Rocha Filho O.G. On the association of palladium-bearing gold, hematite and gypsum in ouro preto nugget // Canad. Miner. 2003. V. 41. P. 473–478.
- Chapman R.J., Leake R.C., Bond D.P.G., Stedra V., Fairgrieve B. Chemical and mineralogical signatures of gold formed in oxidizing chloride hydrothermal systems and their significance within populations of placer gold grains collected during reconnaissance // Econ. Geol. 2009. V. 104. N. 4. P. 563–585.
- Premoli Camillo. Gold in Madagascar. International Mineral Resources – Consultants – 1996 // интернет-публикация <http://www.smedg.org.au/Premoli.htm>

УДК 549.732

## ФЕРГУСОНИТ-(Y) И ПРОДУКТЫ ЕГО ИЗМЕНЕНИЯ В ГРАНИТНОМ ПЕГМАТИТЕ ЖИЛЫ БЕРЕГОВОЙ ЗЕНКОВСКОГО МАССИВА НА УРАЛЕ

В.И. Попова, Е.И. Чурин, И.А. Блинов, В.А. Губин  
Институт минералогии, УрО РАН, Миасс, popov@mineralogy.ru

Исследованы крупные (до 2–5 см) кристаллы и зёрна фергусонита-(Y) состава  $(Y_{0.65}REE_{0.23}U_{0.07}Th_{0.04}Ca_{0.01})_{0.98}(Nb_{0.91}Ti_{0.05}Ta_{0.03})_{0.95}O_4$  гидратированные в разной степени и замещённые с периферии агрегатом иттропирохлора-(Y),  $(Y_{0.54}REE_{0.23}U_{0.11}Th_{0.05}Ca_{0.08})_{1.01}(Nb_{1.76}Ti_{0.20}Ta_{0.05})_{2.01}O_6(OH) \cdot 3.8H_2O$ , а вдоль трещин – броккитом и чералитом. Охарактеризованы вростки и сростки акцессорных редкоземельно-редкометалльных минералов из ассоциации с фергусонитом-(Y) – ферро- и манганоколумбит, ильменорутил, самарскит-(Y), поликраз-(Y), циркон, ксенотим-(Y), монацит-(Ce), уранпирохлор, бетафит, уранинит, торит.

В статье 3 таблицы, 8 рисунков, список литературы из 14 названий.

Ключевые слова: фергусонит-(Y), продукты изменения, иттропирохлор-(Y), броккит, чералит, уранпирохлор, Зенковский массив, Урал.

В России первый фергусонит  $YNbO_4$  был определён Г.П. Черником (1921) в образцах, отобранных Радиевой экспедицией Академии наук в 1913–1914 гг. из гранитного амазонитового пегматита Блюмовской копи на Южном Урале, то есть почти через столетие после открытия этого минерала в пегматитах Гренландии. Наиболее обычен фергусонит-(Y), встречающийся в гранитных пегматитах, аляскитовых гранитах и альбититах разных регионов мира, обычно в виде мелких зёрен и сростков, иногда до 2–3 см и более, в разной степени изменённых с поверхности; продукты изменения слабо изучены (Минералы, 1967).

Крупные кристаллы фергусонита-(Y), значительно изменённые с периферии, обнаружены в гранитном пегматите жилы Береговой на северо-восточном берегу Белоярского водохранилища, в 8 км северо-западнее г. Заречный и в 5 км северо-западнее Белоярской атомной электростанции (БАЭС) (рис. 1). Перед началом строительства БАЭС на этой площади партиями Уральского геологического управления были проведены геологосъёмочные и поисковые работы на керамическое сырьё, и некоторые пегматитовые жилы были вскрыты канавами и шурфами, но минералогия их была мало исследована. В 1972 г. геолог А.С. Таланцев посоветовал одному из нас (В.А. Губину) посетить эту жилу. В дальнейшем (в 1973–75 гг.) при промывке щебня со дна копи были найдены фергусонит-(Y), самарскит-(Y), колумбит, монацит-(Ce) и циркон-ксенотимовые сростки. В 1983–84 гг. жила обследована В.И. Поповой, в 2008 г. – совместно с В.А. Губиным. Первые результаты этих исследований частично опубликованы (Попова и др., 1988; Попова, Губин, 2008). Найденные кристаллы фергусонита-(Y) со

значительными участками их изменения и сопутствующими минералами были доизучены, что и стало предметом данной статьи.

### Локализация акцессорной минерализации в пегматите жилы Береговой

Жила Береговая простиранием  $330^\circ$  ССЗ залегает в сером мелкозернистом аляскитовом граните небольшого (7–5 км) позднепалеозойского Зенковского массива с редкометалльной спецификой, примыкающего с юга к Адуйскому массиву. Считается, что Зенковский массив образовался несколько позднее Адуйского; граниты Зенковского массива по акцессорной минерализации сходны с поздними лейкократовыми гранитами Адуйского массива (Чашухина, 1975; Морозова, 2006; и др.).

Кварц-двуполювошпатовый пегматит с мусковитом вскрыт двумя копиями – главной южной (длиной 25 м, шириной 4 м, глубиной 4 м) и более мелкой северной в 5 м от неё. Вкрест простирания жила подсечена канавами, и общая длина её около 30 м. Падение жилы  $60^\circ \angle 70-80^\circ$  ВСВ. Из южной копи в сторону берега отходят две выездные траншеи, вокруг которых складированы отвалы высотой до метра. От копи до берега первоначально было около 30 м, но теперь, в результате прокладки подводящего гидроканала к строящемуся 4-му блоку БАЭС, свежие отвалы выбранной породы отгородили жилу Береговую на 50 м от уреза воды уже на протяжении 100–120 м вдоль берега. Жила имеет классическую зональность с тем отличием, что в ней не выражена аплитовая оторочка, а сразу от контактов проявлена кварц-двуполювошпатовая графическая зона с геометрическим отбором минералов внутрь жилы, сменяющая-



Рис. 1. Местонахождение жил Береговой и Белоярской (Урал, Россия).

ся блоковой зоной и затем кварцевым ядром. Выбиралась на шпат наиболее ценная блоковая часть, кварцевое ядро (шириной до 1 м) на дне копи осталось почти нетронутым.

Акцессорные минералы локализованы частично в графическом пегматите (при переходе к блоковой зоне), но в основном — в блоковой зоне жилы. Наиболее часто встречаются мелкие зёрна магнетита, в разной мере гематитизированного и лимонитизированного, а также крупные выделения красновато-коричневого железистого спессартина с содержанием 27.6 мас.% MnO, образующего симплектитовые сростки с альбит-олигоклазом и «перистым» мусковитом, а также кристаллы до 4 см, частью с гранями тетрагонтриоктаэдра {211}, но обычно — с индукционными поверхностями совместного роста с соседними минералами. В ассоциации с ними отмечаются мелкие зёрна гангита, фторопацита и алланита-(Ce). Редкоземельно-редкометалльные минералы — фергусонит-(Y), самарскит-(Y), поликраз-(Y), ферро- и манганоколумбиты, ильменорутил, стрюверит, циркон, ксенотим-(Y), монацит-(Ce), уранпирохлор, бетафит, уранинит, торит, рабдофан-(Ce), бруксит — найдены в образцах преимущест-

венно из отвалов и при промывке щебня и крошки из блоковой зоны жилы.

Ещё одна из жил на этом участке — Белоярская, расположенная в 2 км к ССЗ от Береговой и сходная с ней по акцессорной минерализации, найдена только по глыбовому развалу и вскрыта недостаточно; фергусонит в ней пока не встречен.

## Методы исследования

Исследования выполнены в лабораториях Института минералогии УрО РАН (г. Миасс). Кристаллы минералов с участками собственных граней исследованы гониометрически с применением фёдоровского столика СФ-4 в качестве гониометра. Идеализированная форма кристаллов вычерчена с использованием программы SHAPE-7.1 и CorelDRAW 11. Рентгенограммы минералов получены на дифрактометре ДРОН-2.0 и идентифицированы по базе ASTM. Аншлафы минералов исследованы с применением оптического микроскопа Olympus BX51. Энерго-дисперсионные спектры (ЭДС), химический состав минералов и распределение элементов в рентгеновском характеристическом излучении исследованы микрондовым рентгеноспектральным анализом (JXA-733 Geol с ЭДС INCA200 и ВДС с тремя кристалл-анализаторами; SEM TESCAN Vega3 с INCA250, РЭММА-202М с ЭДС LZ-5). В качестве стандартов использовались ильменит, колумбит, ортоклаз, хлорапатит, альмандин, ThO<sub>2</sub>, UO<sub>2</sub>, (REE)P<sub>3</sub>O<sub>14</sub>, (REE)<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

## Фергусонит-(Y) и его эпигенетические изменения

Фергусонит-(Y) в жиле Береговой обычно встречается в виде сложных по форме зёрен величиной 5—10 мм в агрегатах с другими минералами. Реже наблюдались почти полнотетраэдрические остроидипирамидальные кристаллы, размером до 2—5 см, с гранями тетрагональных дипирамид  $z\{231\}$ ,  $x\{131\}$ ,  $s\{111\}$  и пинакоида  $\{001\}$  (рис. 2). Неизменённый фергусонит-(Y) полупрозрачный, тёмно-коричневый (до чёрно-коричневого), в иммерсионных препаратах — коричневый, прозрачный, слабо анизотропный, твёрдость 5.5 (по Моосу). Без прокаливания рентгеноаморфен, а после прокаливания до 800°C мутнеет, приобретает светло-коричневый цвет, и его дифрактограмма содержит отражения ( $d$ , Å;  $h$ ): 3.049 (100), 2.944 (30), 2.750 (25), 2.590 (36), 1.882 (22), 1.794 (5), 1.636 (2), 1.571 (11), более характерные для тетрагональной модифика-

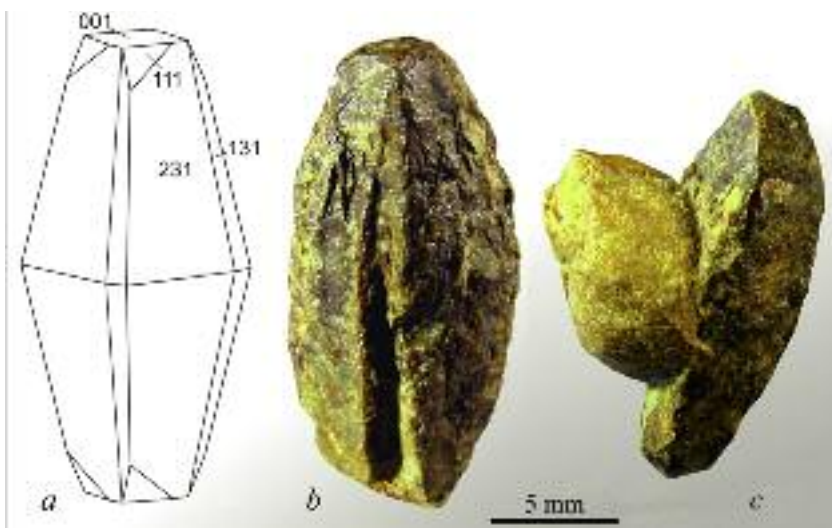


Рис. 2. Форма кристаллов фергусонита-(Y) (a, b) и сросток его с циркон-ксенотимовым «орешком» (c).

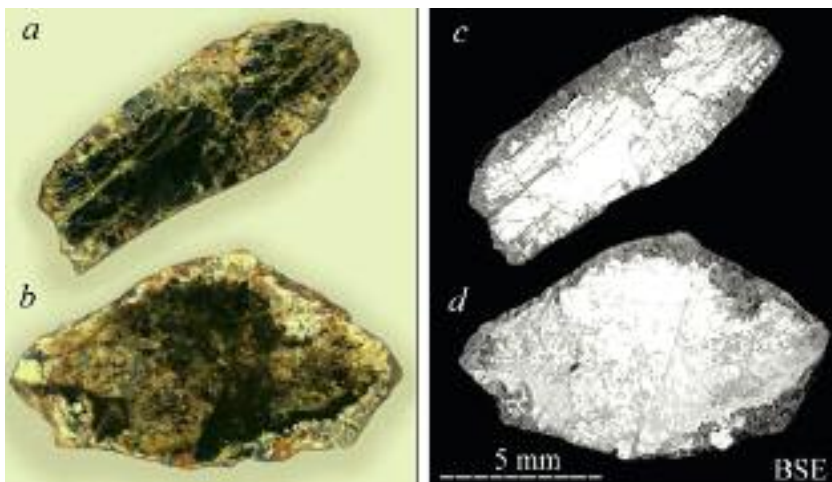


Рис. 3. Участки изменения фергусонита-(Y) в продольном (a, c) и поперечном (b, d) сечениях в косом освещении и в отражённых электронах (BSE).

ции (кроме отражения 1.571). В продольных и поперечных сечениях кристаллов хорошо видны реликты неизменённого фергусонита-(Y), участки его изменения и замещения, а также включения сокристаллизовавшихся с ним минералов (рис. 3). Первичный фергусонит-(Y) содержит 14–16 мас.% редких земель с преобладанием иттриевой группы, 7.2–7.4%  $UO_2$  и 3.5–3.7%  $ThO_2$  (табл. 1, ан. 1, 2; рис. 4a). Наиболее обычные изменения фергусонита-(Y) проявлены в его гидратации – эти участки на снимках в отражённых электронах темнее, в них, очевидно, содержится  $H_2O$  (около 0.5 молекул в расчётной формуле) и меньше редких земель (табл. 1, ан. 3). Результатом более интенсивной гидратации (2–5 молекул  $H_2O$  в формуле) является осветление окраски фергусонита до жёлто-коричневой и коричнево-жёлтой и уменьшение содержа-

ний иттрия и редких земель (табл. 1, ан. 4, 5). Твёрдость таких участков около 5, зёрна минерала в иммерсии светло-жёлтые, изотропные.

Среди продуктов изменения фергусонита-(Y) выделяются участки замещения его агрегатом зеленовато-желтоватых субизометрических микронизированных минерала с твёрдостью 4.5 (по Моосу), в иммерсии прозрачных, бледно-жёлтых, изотропных,  $n = 1.80–1.81$ . Микронзондовый анализ этого минерала удовлетворительно рассчитывается на формулу иттрипирохлора-(Y) (табл. 1, ан. 6), в энерго-дисперсионных спектрах преобладают Y, Nb и U, а примесь Ca в нём больше, чем в фергусоните-(Y) (рис. 4b). После прокаливания при 630°C минерал стал беловато-оранжевым, мутным, с полупрозрачными участками. На дебаграмме проявились только три

Таблица 1. Химический состав (мас.%) фергусонита-(Y) первичного (1–2) и изменённого (3–5) и замещающих его иттропирохлора-(Y) (6) и броккита (7)

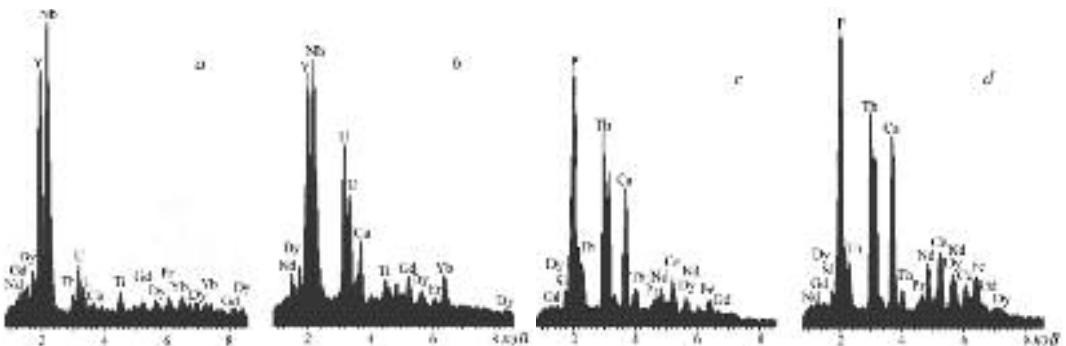
№ ан.	1	2	3	4	5	6	7
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25.65	26.07	25.97	22.18	18.32	12.65	–
UO <sub>2</sub>	7.20	7.42	7.31	6.42	7.58	5.94	–
ThO <sub>2</sub>	3.54	3.72	4.41	1.66	2.44	2.73	42.44
CaO	0.24	0.13	0.26	0.69	0.39	0.89	9.45
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.16	–	–	–	–	0.17	0.10
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.43	–	–	–	–	0.42	1.20
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.37	1.23	–	1.31	0.80	0.80	1.04
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.55	1.39	1.51	1.47	0.60	0.52	0.40
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.82	2.48	2.13	1.80	1.28	1.05	0.34
Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.83	3.55	3.40	3.19	2.47	2.20	0.48
Tb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.66	–	–	–	–	0.40	–
Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.19	1.86	1.47	2.03	1.65	1.38	–
Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.85	3.32	3.36	2.52	2.30	1.89	0.42
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	43.67	43.55	42.55	37.95	31.29	48.41	–
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	2.54	3.31	3.01	3.02	2.33	2.32	–
TiO <sub>2</sub>	1.45	1.75	2.09	1.70	1.60	3.35	–
SiO <sub>2</sub>	–	0.20	–	1.97	1.21	Не опр.	1.20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	–	–	–	–	–	–	23.86
П.п.п.	Не опр.	Не опр.	1.60	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Сумма	99.90	99.98	99.07	87.91	74.26	84.92	81.16
Σ TR	16.04	13.83	11.87	12.32	9.10	7.66	3.88

Эмпирические формулы (расчёт на O = 4; ан. 6 – на O = 6.5)

- 1 – (Y<sub>0.65</sub>REE<sub>0.23</sub>U<sub>0.07</sub>Th<sub>0.04</sub>Ca<sub>0.01</sub>)<sub>0.98</sub>(Nb<sub>0.91</sub>Ti<sub>0.05</sub>Ta<sub>0.03</sub>)<sub>0.99</sub>O<sub>4</sub>;
- 2 – (Y<sub>0.63</sub>REE<sub>0.22</sub>U<sub>0.08</sub>Th<sub>0.04</sub>Ca<sub>0.01</sub>)<sub>0.97</sub>(Nb<sub>0.90</sub>Ti<sub>0.06</sub>Ta<sub>0.04</sub>Si<sub>0.01</sub>)<sub>1.01</sub>O<sub>4</sub>;
- 3 – (Y<sub>0.66</sub>REE<sub>0.17</sub>U<sub>0.08</sub>Th<sub>0.05</sub>Ca<sub>0.01</sub>)<sub>0.97</sub>(Nb<sub>0.91</sub>Ti<sub>0.07</sub>Ta<sub>0.04</sub>)<sub>1.02</sub>O<sub>4</sub>•0.5H<sub>2</sub>O;
- 4 – (Y<sub>0.60</sub>REE<sub>0.18</sub>U<sub>0.07</sub>Th<sub>0.02</sub>Ca<sub>0.04</sub>)<sub>0.91</sub>(Nb<sub>0.88</sub>Ti<sub>0.09</sub>Ta<sub>0.04</sub>Si<sub>0.10</sub>)<sub>1.09</sub>O<sub>4</sub>•2.4H<sub>2</sub>O;
- 5 – (Y<sub>0.59</sub>REE<sub>0.18</sub>U<sub>0.10</sub>Th<sub>0.03</sub>Ca<sub>0.03</sub>)<sub>0.93</sub>(Nb<sub>0.86</sub>Ti<sub>0.07</sub>Ta<sub>0.04</sub>Si<sub>0.07</sub>)<sub>1.04</sub>O<sub>4</sub>•5H<sub>2</sub>O;
- 6 – (Y<sub>0.54</sub>REE<sub>0.23</sub>U<sub>0.11</sub>Th<sub>0.05</sub>Ca<sub>0.08</sub>)<sub>1.01</sub>(Nb<sub>1.76</sub>Ti<sub>0.20</sub>Ta<sub>0.05</sub>)<sub>2.01</sub>O<sub>6</sub>(OH)•3.8H<sub>2</sub>O;
- 7 – (Ca<sub>0.48</sub>Th<sub>0.46</sub>REE<sub>0.07</sub>Fe<sub>0.01</sub>)<sub>1.02</sub>(P<sub>0.95</sub>Si<sub>0.06</sub>)<sub>1.01</sub>O<sub>4</sub>•2.8H<sub>2</sub>O.

Примечание: Микрозонд JXA-733 с ЭДС INCA200 (ан. 1, 3–5) и ВДС (ан. 2, 6, 7), аналитик Е.И. Чуринов. В сумму включены (мас. %): Eu<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0.18 (ан. 1), FeO 0.32 (ан. 7). В ан. 3 потери при прокаливании (П.п.п.) = H<sub>2</sub>O, в других анализах H<sub>2</sub>O рассчитана по дефициту суммы. Не опр. – не определялось, прочерк – не обнаружено.

Рис. 4. Энерго-дисперсионные спектры фергусонита-(Y) (а) и замещающих его иттропирохлора-(Y) (б), броккита (с) и чералита (д).



слабых отражения ( $d$ , Å): 2.97, 2.79, 2.57, близкие к отражениям иттропирохлора-(Y) («обручевита»).

К более поздним относятся «кружевные» псевдоморфозы бруккита и чералита (рис. 4с, d и рис. 5), замещающие фергусонит-(Y) около секущих трещин. В составе бруккита, кроме преобладающих Th, Ca и P, определены примеси редких земель (3.88 мас.%), Si и Fe (табл. 1, ан. 7). Периферические зонки таких псевдоморфоз на контакте с фергусонитом-(Y) содержат больше редких земель и выделяются на снимке в отражённых электронах (светлее, чем брукит); вероятно, они представлены чералитом. Тонкие прожилочки чералита встречаются и в секущих трещинках среди агрегатов бруккита и иттропирохлора-(Y), что даёт основание отнести их к наиболее поздним продуктам замещения фергусонита-(Y). Потери при прокаливании до 300°C суммарной пробы продуктов изменения вместе с реликтами фергусонита-(Y) составили 6.5 мас.%.  
Состав индивидуальных редких земель первичного фергусонита-(Y) характеризуется преобладанием диспрозиевого максимума (близкого типу VI, по А.И. Гинзбургу и др., 1960). Наиболее гидратированная его разновидность несколько отличается относительным увеличением доли тяжёлых REE, что ближе к данным, полученным для псевдоморфного

иттропирохлора-(Y), а в более позднем брукките резко преобладают лёгкие редкие земли (табл. 2).

### Акцессорные минералы из ассоциации с фергусонитом-(Y)

В агрегатах с фергусонитом-(Y) и в виде вростков в нём встречаются как породообразующие минералы (полевые шпаты, кварц, мусковит), так и различные редкометалльные минералы. Наиболее часты колумбиты, самарскит-(Y), поликраз-(Y) и монацит-(Ce), подобно найденным и в жиле Белоярской (рис. 6).

В жиле Береговой (а также и в Белоярской) среди акцессорных минералов преобладают марганцовистые ферроколумбиты (табл. 3, ан. 1), периферические зоны которых нередко являются железистыми манганоколумбитами с небольшим повышенным содержанием Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (табл. 3, ан. 2). При этом микровключения ферроколумбита приурочены к внутренним частям кристаллов фергусонита-(Y), а вростки манганоколумбита – к периферическим. В колумбите отмечаются вростки ильменорутила.

Самарскит-(Y) и в отдельных кристаллах, и во вростках в фергусоните-(Y) содержит много Fe и U (табл. 3, ан. 3), часто образует агрегаты с ферроколумбитом и поликразом-(Y)

Рис. 5. Агрегаты бруккита (Br) и чералита (Cher) вдоль трещин в фергусоните-(Y). BSE-снимок.

Рис. 6. Ферроколумбит (а), самарскит-(Y) (b) и монацит-(Ce) (c) из жилы Белоярской.

Рис. 7. Участки изменения самарскита-(Y) (а, с – BSE, b, d – Si Kα<sub>1</sub>).

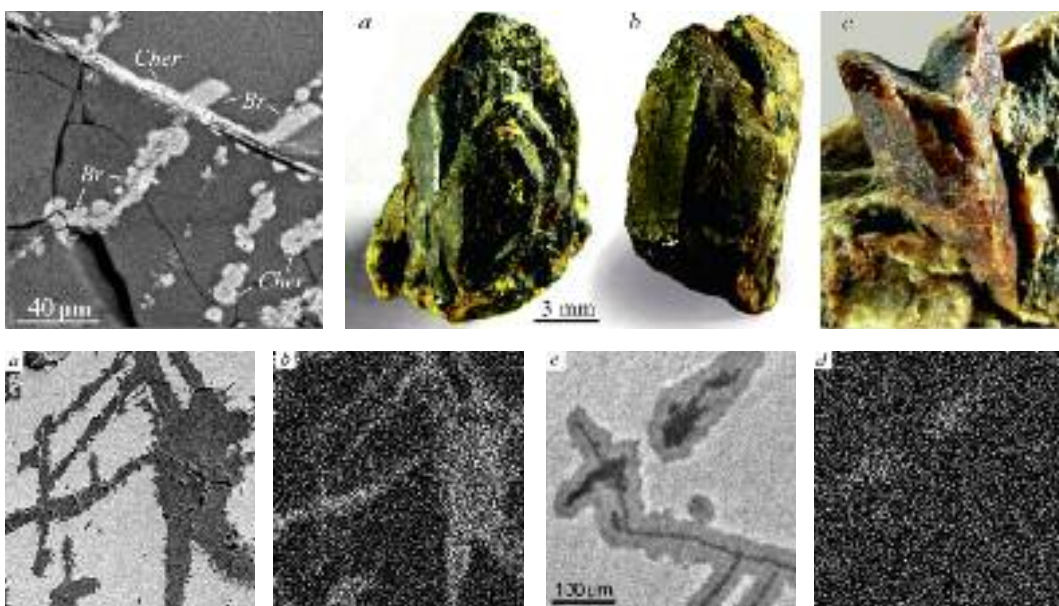


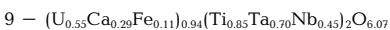
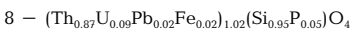
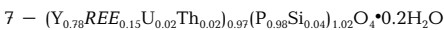
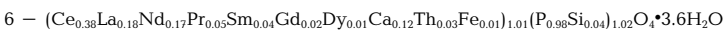
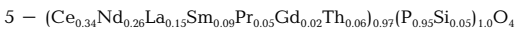
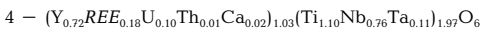
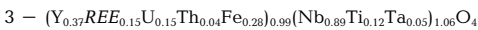
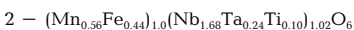
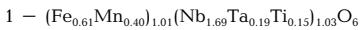
Таблица 2. Состав редких земель (% от  $\Sigma TR = 100$ ) в фергусоните-(Y) (1), его наиболее гидратированной разности (2) и псевдоморфных иттропирохлоре-(Y) (3) и брокките (4)

Оксиды	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Tb	Er	Yb	TR, мас.%
1	1.00	2.68	8.54	9.56	1.12	17.58	23.88	4.12	13.66	17.77	16.04
2	—	—	8.79	6.59	—	14.07	27.14	—	18.13	25.28	9.10
3	2.22	5.48	10.49	6.79	—	13.71	28.72	1.22	18.02	24.67	7.66
4	2.58	30.93	26.89	10.31	—	8.76	12.37	—	—	10.82	3.88

Таблица 3. Химический состав (мас.%) редкометалльных минералов из ассоциации с фергусонитом-(Y)

№ ан.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	14.62	22.36	0.12	—	42.59	—	—
UO <sub>2</sub>	—	—	14.66	7.35	0.46	—	2.25	7.22	28.38
ThO <sub>2</sub>	—	—	3.67	0.60	6.22	2.96	2.60	70.74	Не опр.
PbO	—	—	Не опр.	Не опр.	—	—	—	1.43	Не опр.
FeO	12.35	8.82	7.18	—	—	0.22	—	0.35	1.54
MnO	8.14	11.13	—	—	—	—	—	—	—
CaO	—	—	—	0.37	0.25	2.35	—	—	3.15
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	10.16	10.30	—	—	Не опр.
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	23.43	22.12	—	—	Не опр.
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	3.56	3.06	—	—	Не опр.
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	18.12	10.21	—	—	Не опр.
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	1.05	—	6.31	2.78	1.12	—	Не опр.
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	1.86	1.37	1.64	1.53	2.71	—	Не опр.
Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	2.59	2.76	0.25	0.90	4.28	—	Не опр.
Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	1.79	2.07	—	—	2.07	—	Не опр.
Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	1.94	2.10	—	—	4.07	—	Не опр.
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	63.90	61.97	41.60	27.97	—	—	—	—	11.60
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	11.60	14.73	4.02	6.77	—	—	—	—	29.80
TiO <sub>2</sub>	3.30	2.30	3.25	24.24	—	—	—	—	13.04
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	—	28.10	24.93	33.87	1.15	—
SiO <sub>2</sub>	—	—	—	—	1.26	0.94	1.11	17.60	—
$\Sigma$	99.29	98.95	98.23	98.97	99.88	82.30	96.67	98.49	87.51

Эмпирические формулы (ан. 1, 2, 4 – расчёт на O = 6; ан. 3, 5–8 – на O = 4; ан. 9 – на (Ti,Ta,Nb) = 2)



Примечание: 1 – ферроколумбит, 2 – манганоколумбит, 3 – самарскит-(Y), 4 – поликраз-(Y), 5 – монацит-(Ce), 6 – рабдофан-(Ce), 7 – ксенотим-(Y), 8 – торит, 9 – бетафит. Микрозонг JXA-733 с ЭДС INCA200 (ан. 1, 2, 8, 9) и ВДС (ан. 3–7), анализ Е.И. Чуриной. В ан. 4 Но 0.91 мас. %. H<sub>2</sub>O – расчётная (по дефициту суммы, ан. 6, 7). Не опр. – не определялось, прочерк – не обнаружено.

и включает микрозёрна ильменита и магнетита. Вдоль трещин в самарските-(Y) проявлены различные изменения. Наиболее обычна гидратация разной степени, сопровождающаяся некоторым выносом Y, Fe, U и привносом Si. На снимках в отражённых электронах участки слабого изменения самарскита-(Y) чуть темнее, а в существенно изменённых участках содержание  $\text{SiO}_2$  достигает 6–8 мас.% (рис. 7а, б),  $\text{Ta}_2\text{O}_5$  — 8–10 мас.% при почти полном выносе Y и U. Другой тип изменения самарскита-(Y) представляет собой зональные метасоматические жилки вдоль трещин (рис. 7с, d); центральная часть жилок содержит  $\text{SiO}_2$ , а промежуточная зона, по сравнению с самарскитом-(Y), почти вдвое обеднена  $\text{Nb}_2\text{O}_5$ , но обогащена  $\text{Ta}_2\text{O}_5$  (~20 мас.%) и  $\text{P}_2\text{O}_5$  (~6.7 мас.%); краевая микрizona, контактирующая с самарскитом-(Y) (и по сравнению с ним более светлая в отражённых электронах), вероятно, обогащена редкими землями. Эти продукты изменения самарскита-(Y) пока не удалось идентифицировать.

Включения поликраза-(Y), ильменорутила и монацита-(Ce) встречаются в периферических участках зёрен фергусонита-(Y). Зёрна поликраза-(Y) обычно сложной формы, величиной до 5 мм, зональны по составу и изменены с периферии и около трещин со сменой первичной чёрной и коричнево-чёрной окраски на жёлто- и зеленовато-коричневую, иногда содержат вроски ильменита, манганокolumбита и самарскита-(Y). Химический состав одного из наименее изменённых внутренних участков поликраза-(Y) чёрного цвета приведён в таблице 3 (ан. 4). Участки изменения поликраза исследованы ранее. Они проявлены в гидратации (потери при прокаливании до 10–20 мас.%) с уменьшением в составе минерала доли Y, Ti и REE (Попова, 2009). Состав ильменорутила (мас.%):  $\text{TiO}_2$  53.10;  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  19.14;  $\text{Ta}_2\text{O}_5$  15.55; FeO 1.8;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  10.34 (по данным ЯГРС); расчётная (на O = 2) формула  $(\text{Ti}_{0.63}\text{Fe}_{0.15}\text{Nb}_{0.14}\text{Ta}_{0.07})_{0.99}\text{O}_2$ .

Вроски монацита-(Ce) величиной до 0.7 мм характеризуются существенной примесью Th и незначительной — Ca (табл. 3, ан. 5). Некоторые зёрна частично замещены агрегатом гидратированного рабдофана-(Ce), отличающегося, по сравнению с монацитом-(Ce), почти вдвое меньшими содержаниями  $\text{ThO}_2$ ,  $\text{Nd}_2\text{O}_3$  и  $\text{Sm}_2\text{O}_3$ , но на порядок более высокими — CaO (табл. 3, ан. 6).

Наиболее эффектны сростки фергусонита-(Y) с эллипсоидальными циркон-ксенотимовыми «орешками» (см. рис. 2с) с общей четверной осью симметрии (рис. 8). Ксенотим-(Y) в них образует сферокристаллы-«двухлистники» со сменой цвета от желтовато-коричневатого (в центре) до коричневатого-зеленоватого в краевых зонах. В составе его около 2.2 мас.%  $\text{UO}_2$  и 2.6%  $\text{ThO}_2$  (табл. 3, ан. 7). На снимке (метод автордиографии) сечения такого «орешка» ксенотим-(Y) проявляется повышенной радиоактивностью по сравнению с цирконом. Отдельные участки в ксенотиме-(Y) изменены, содержат меньше оксидов Y, P, REE, U, но обогащены Ca, Fe и Th, сумма анализа 75.92 мас.% (Попова и др., 2010). Допускаемая содержание  $\text{H}_2\text{O}$  около 22 мас.%, формула изменённого ксенотима-(Y)  $(\text{Y}_{0.57}\text{Ca}_{0.15}\text{Fe}_{0.10}\text{Th}_{0.05}\text{Yb}_{0.04}\text{Dy}_{0.03}\text{Er}_{0.03}\text{Gd}_{0.02}\text{U}_{0.02})_{1.01}(\text{P}_{0.92}\text{Si}_{0.08})_{1.00}\text{O}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$  при расчёте на O = 4 близка к формуле природного и синтетического «гидро-ксенотима» (Семёнов, 2001). Циркон (циртолит) из «орешков» содержит (мас.%):  $\text{ZrO}_2$  57.18;  $\text{HfO}_2$  6.53;  $\text{UO}_2$  0.8;  $\text{ThO}_2$  1.40;  $\text{Y}_2\text{O}_3$  0.20;  $\text{SiO}_2$  29.55; сумма 95.66; расчётная (на O = 4) формула  $(\text{Zr}_{0.93}\text{Hf}_{0.06}\text{Th}_{0.01}\text{U}_{0.01})_{1.01}\text{Si}_{0.99}\text{O}_4 \cdot 0.5\text{H}_2\text{O}$ . Внутри некоторых «орешков» есть буровато-белые порошковатые зёрна, ещё сохраняющие первичный брусковидный облик, со средним составом (мас.%):  $\text{SiO}_2$  38.42;  $\text{TiO}_2$  0.46;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  27.16; FeO 6.91; MnO 9.32; MgO 1.20; CaO 0.91;  $\text{Ce}_2\text{O}_3$  0.35; сумма 84.73; расчёт на 11 катионов даёт формулу типа кордиерита  $(\text{Mn}_{0.99}\text{Fe}_{0.73}\text{Mg}_{0.23}\text{Ca}_{0.12})_2(\text{Al}_{2.91}\text{Fe}_{0.09})_3(\text{Si}_{4.84}\text{Al}_{1.12}\text{Ti}_{0.04})_6\text{O}_{17.91}$ , но изменённого и с необычно высоким содер-

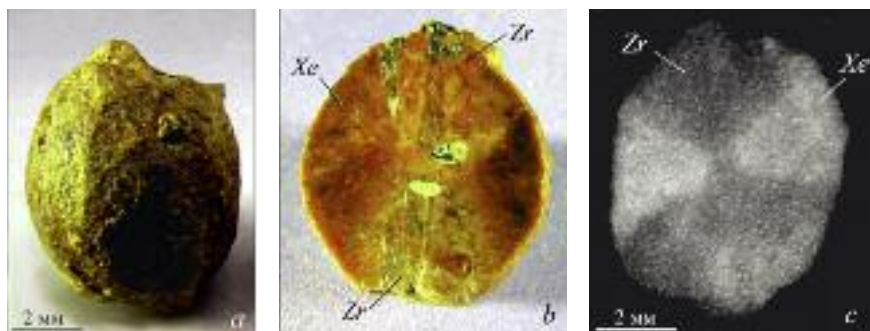


Рис. 8. Циркон-ксенотимовый сросток (а) и его сечение (б — косое освещение, с — автордиография).

жанием MnO (вероятно, это смесь вторичных минералов).

Микровключения уранинита величиной 1 – 10 мкм выявлены в участках почти неизменённого фергусонита-(Y) при микрозондовых исследованиях. В составе уранинита определены (мас.%): UO<sub>2</sub> 74.70; ThO<sub>2</sub> 18.62; PbO 2.27; сумма 95.59, что указывает на частичное окисление урана. Вростки торита в фергусоните-(Y) содержат небольшие примеси U, Pb, Fe и P (табл. 3, ан. 8). Часть зёрен торита существенно гидратирована (до торогуммита). Содержание оксидов Th, Si, U в них, как и сумма анализов (75 – 80 мас.%), ниже, чем в неизменных зёрнах, и отмечаются примеси FeO (до 2 – 4 мас.%) и CaO (1 – 2 мас.%).

В поликразе-(Y) из агрегата с фергусонитом-(Y) были встречены микрозёрна изотропного минерала, отличающегося высоким содержанием Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (29.8 мас.%), отсутствием Y и по составу близкого к бетафиту с небольшим дефицитом катионов в позиции А (табл. 3, ан. 9), но редкие земли в нем не анализированы.

## Обсуждение результатов и выводы

Изменения фергусонита-(Y) в пегматите жилы Береговой проявлены в его метамиктизации и гидратации и в развитии псевдоморфных агрегатов иттропирохлора-(Y) и фосфатов (броккита и чералита). Отчасти подобные изменения отмечались и ранее. Так, А.В. Волошин (1993) кратко обобщил имеющиеся на то время данные о фергусоните-(Y) из пегматитов Кольского полуострова: разными методами было выявлено, что при слабой начальной гидратации фергусонита-(Y) состав его мало меняется, а при более значительной гидратации уменьшается содержание в нём иттрия и редких земель при увеличении количества кальция. Это же проявлено и в фергусоните-(Y) жилы Береговой. В образцах с Кольского полуострова отмечалось замещение фергусонита-(Y) пирохлором (Лунц, 1972) и агрегатами плумбопирохлора с манганоколумбитом и ксенотимом (Волошин, 1993). В отличие от указанных образцов, в жиле Береговой ферроколумбит и ксенотим-(Y), как и другие акцессорные минералы – самарскит-(Y), поликраз-(Y), монацит-(Ce), циркон, торит, бетафит – сократились с фергусонитом-(Y), а не замещали его.

А.В. Волошин (1993) отмечал, что в участках изменения фергусонита-(Y) с Кольского полуострова увеличивается содержание Ti и Ca, что проявлено и в наших образцах из жилы Береговой.

Весьма интересно сообщение о замещении микрозёрен (до 0.1 мм) фергусонита-(Y) в альбититах месторождения Арыскан в Туве самарскитом-(Y), но с существенной примесью Si и Zr (Григорьев, Сергеева, 1993), вероятно, обусловленной микровключениями циркона и гадолинита, характерных для руд этого месторождения. Наша попытка «исключить» возможную долю циркона и гадолинита в анализе и последующий расчёт на (Nb,Ta,Ti) = 2 даёт формулу (Y<sub>0.32</sub>REE<sub>0.19</sub>Fe<sub>0.21</sub>Ca<sub>0.17</sub>Th<sub>0.05</sub>U<sub>0.02</sub>Pb<sub>0.02</sub>)<sub>0.98</sub>(Nb<sub>1.68</sub>Ti<sub>0.26</sub>Ta<sub>0.06</sub>)<sub>2</sub>O<sub>6.21</sub>, близкую к формуле железистого иттропирохлора. Отмечавшиеся ранее разными исследователями продукты изменения фергусонита-(Y) (адельфолит, аррениит, кохелит) представляют собой, очевидно, смесь минералов (Кривовичев, 2008). Упомянутый уранил-карбонат (рёзерфордит) как новообразование в фергусоните-(Y) (Гинзбург и др., 1960) в наших образцах пока не встречен. В целом можно заключить, что, кроме гидратации, развитие вторичных минералов группы пирохлора и фосфатов редких земель довольно типично для фергусонита-(Y).

Авторы благодарны сотрудникам Института минералогии УрО РАН Т.М. Рябухиной и Е.Д. Зенович за съёмку рентгенограмм и В.А. Котлярову – за анализ энерго-дисперсионных спектров минеральных включений в ряде образцов фергусонита-(Y).

Работа выполнена по интеграционному проекту Уральского отделения РАН № 12-И-5-2068.

## Литература

- Волошин А.В. Танталониобаты. Систематика, кристаллохимия и эволюция минералообразования в гранитных пегматитах. СПб.: Наука. **1993**. 298 с.
- Гинзбург А.И., Горжевская С.А., Ерофеева Е.А., Сидоренко Г.А. О химическом составе тетрагональных титано-тантало-ниобатов // Геохимия. **1960**. № 1. С. 11 – 30.
- Григорьев А.В., Сергеева В.В. О замещении самарскитом фергусонита в альбититах редкометального месторождения Арыскан // Зап. ВМО. **1993**. № 5. С. 36 – 39.
- Минералы: Справочник. Т. 2. Вып. 3. М.: Наука, **1967**. 675 с.
- Лунц А.Я. Минералогия, геохимия и генезис редкоземельных пегматитов Северо-Запада СССР. М.: Наука. **1972**. 176 с.
- Кривовичев В.Г. Минералогический словарь. СПб: Изд-во С.-Петербур. ун-та. **2008**. 554 с.
- Морозова А.В. Геохимия гранитов Среднего и Южного Урала, продуктивных на W-Мо и

- Be-W-Mo-оруденение // Литосфера. **2006**. № 3. С. 171 – 177.
- Попова В.И., Губин В.А., Попов В.А., Баженова Л.Ф.* К характеристике некоторых акцессорных минералов пегматитов Зенковского и Адуйского гранитных массивов // Материалы к минералогии рудных районов Урала. Свердловск: УрО АН СССР. **1988**. С. 67 – 73.
- Попова В.И., Губин В.А.* Минералогия гранитных керамических пегматитов Адуйского, Соколовского и Зенковского массивов на Среднем Урале // Уральский минералогический сборник № 15. Миасс-Екатеринбург: УрО РАН. **2008**. С. 61 – 74.
- Попова В.И.* Радиационно-эпигенетические изменения поликразы в гранитных пегматитах Адуйского и Зенковского массивов на Среднем Урале // Литосфера. **2009**. № 6. С. 90 – 94.
- Попова В.И., Губин В.А.* Ксенотим-(Y) из керамических пегматитов Адуйского массива // Уральский минералогический сборник № 17. Миасс-Екатеринбург: УрО РАН. **2010**. С. 125 – 130.
- Семёнов Е.И.* Оруденение и минерализация редких земель, тория и урана (лантанидов и актинидов). М.: Геос. **2001**. 307 с.
- Чащухина В.А.* Акцессорные минералы гранитоидов Мурзинско-Адуйского плутона // Вопросы петрологии и геохимии гранитоидов Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР. **1975**. С. 51 – 58.
- Черник Г.П.* Химический состав уральской разновидности фергусонита // Изв. АН СССР. **1921**. № 15. С. 419 – 424.

## О ПОЗДНЕЙ БАРИЕВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ИЙОЛИТ-УРТИТАХ ГОРЫ ПОАЧВУМЧОРР ХИБИНСКОГО МАССИВА (КОЛЬСКИЙ П-ОВ) И ПРОЦЕССАХ ЕЕ ФОРМИРОВАНИЯ

Ю.В. Азарова, Д.И. Кринов

ОАО «Вегущий научно-исследовательский институт химических технологий», Москва,  
azarova\_yu@mail.ru, krinov67@mail.ru

Для некоторых щелочно-ультраосновных пород Хибинского массива — ийолит-уртитов, локализованных у подножья г. Поачвумчорр на глубине примерно 250–280 м, обнаружена ассоциация высокобариевых минералов. Среди них установлен ряд редких минералов: арктит  $\text{Na}_3\text{BaCa}_7(\text{PO}_4)_6\text{F}_3$ , ханнешит  $(\text{Na,Ca})_3(\text{Ba,Sr,REE,Ca})_3(\text{CO}_3)_5$ , буссенит  $\text{Na}_2\text{Ba}_2\text{FeTi}[\text{Si}_2\text{O}_7](\text{CO}_3)(\text{OH})_3\text{F}$  и фаза, близкая по составу к буссениту. Дополнительное изучение показало предположительное отсутствие в ней углерода ( $\text{CO}_3$ -группировок) и, вероятно, более высокое содержание фтора. Возможно, эта фаза является высокофтористым безкарбонатным аналогом буссенита. Анализ состава, формы проявлений, морфологии перечисленных минералов и их соотношений с более ранними фазами позволило предположить их формирование на поздних стадиях минералообразования.

В статье 1 таблица, 5 рисунков, список литературы из 21 наименования.

Ключевые слова: ийолит-уртиты, бариевая минерализация, гидротермальные низкотемпературные процессы, Хибинский массив, арктит, ханнешит, буссенит.

### Введение

Породы ряда мельтейгит-уртитов широко распространены в щелочных (Хибинский и Ловозерский, Кольский п-ов) и щелочно-ультраосновных (Ковдор, Африканда, Озерная Варака, Вуориярви и др., Карелия; массив Арбарастах, Алданский щит, массивы Турьего мыса) массивах в России и за рубежом. Породообразующие минералы мельтейгит-уртитов представлены нефелином и диопсидом, эгирин-диопсидом, типичные акцессорные минералы — апатит, титанит, эвдиалит, лампрофиллит, иногда — шорломит, ильменит, пирротин, другие минералы отмечаются реже.

В Хибинском массиве щелочно-ультраосновные породы ряда мельтейгит-уртитов пространственно связаны с «Центральной дугой массива», расположенной между зонами распространения нефелиновых сиенитов различного состава — хибинитами (периферия массива) и лывочорритами с фойяитами (центр массива). Мельтейгит-ийолит-уртиты входят в состав двух комплексов пород: массивные разности относятся к комплексу массивных уртитов-рисчорритов-ювитов, а трахитоидные — к дифференцированному комплексу ритмично чередующихся мельтейгитов, уртитов и ийолитов (Арзамасцев и др., 1987). Как и в других щелочных и щелочно-ультраосновных массивах, породообразующие минералы в мельтейгит-уртитовых Хибинского массива представлены нефелином и эгирин-диопсидом, типичные акцессорные

минералы — титанит, эвдиалит, лампрофиллит, апатит. В ряду от мельтейгитов до уртитов состав пород различается соотношением нефелина и пироксенов.

Нами были исследованы образцы ийолит-уртитов Хибинского массива, собранные З.В. Шлюковой из керна скважины № 545 (интервал примерно 250–280 м), локализованной у подножья южного склона горы Поачвумчорр, близ восточного окончания оз. Малый Вудъявр, Шлюкова, 1986). Согласно рисунку 1, здесь могут проследиваться ийолиты из дифференцированного комплекса и полевошпатовые ийолиты. По соотношению породообразующих минералов — нефелина и пироксенов эти породы можно охарактеризовать как ийолит-уртиты. Пироксены представлены эгирин-геденбергитом (средний состав, мас. %:  $\text{SiO}_2$  50.49;  $\text{Na}_2\text{O}$  12.28;  $\text{FeO}$  25.24;  $\text{MgO}$  3.22;  $\text{CaO}$  6.23;  $\text{TiO}_2$  1.84;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  0.23), эгирин-диопсидом ( $\text{SiO}_2$  51.47;  $\text{Na}_2\text{O}$  7.03;  $\text{FeO}$  14.84;  $\text{MgO}$  15.79;  $\text{CaO}$  8.19;  $\text{MnO}$  1.07;  $\text{TiO}_2$  0.08;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  0.03), реже эгирином. Средний состав нефелина —  $\text{SiO}_2$  42.44;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  31.66;  $\text{Na}_2\text{O}$  16.31;  $\text{K}_2\text{O}$  6.39;  $\text{CaO}$  0.47;  $\text{FeO}$  1.34;  $\text{TiO}_2$  0.07. Акцессорные минералы — титанит, лампрофиллит, апатит, ильменит, пирротин, другие минералы редки. Полевой шпат в изученных образцах практически не отмечается. В данных ийолит-уртитовых массивах установлен целый ряд бариевых минералов, в том числе редких, ранее не описывавшихся в этих породах. Это такие минералы, как арктит, ханнешит, фаза близкая по составу к буссениту и собственно буссенит. Также нами обнаружен высокоба-

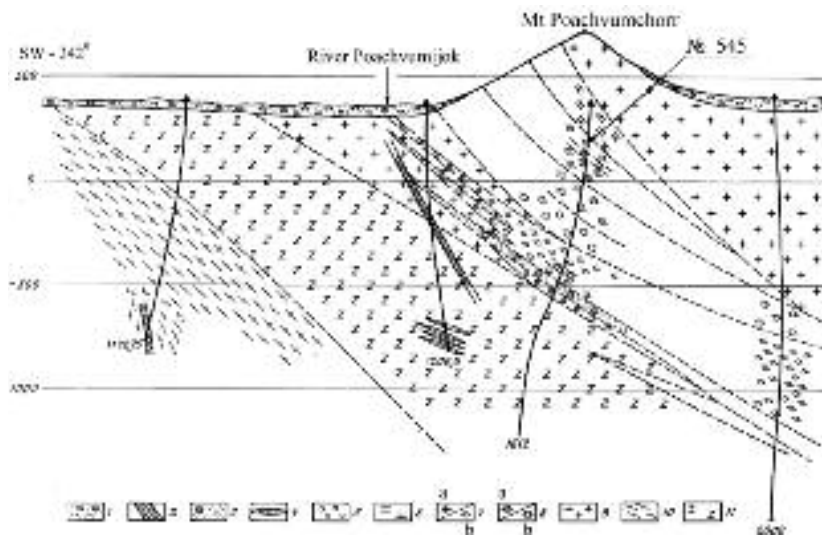


Рис. 1. Схематический разрез через толщу пород, включающую останец горы Поачвумчорр, вмещающих Хибинский массив, район горы Поачвумчорр, по Ф.В. Минакову (Шлюкова, 1986), дополненный авторами: 1 – четвертичные отложения, 2 – мончикит, 3 – уртит сфен-апатитовый трахитоидный, 4 – апатитовая минерализация, 5 – уртит массивный, 6 – малиновый трахитоидный, 7 – ийолит полевошпатовый трахитоидный (а), ийолит трахитоидный (b), 8 – уртит полевошпатовый трахитоидный (а), уртит трахитоидный (b), 9 – рихоррит массивный, 10 – хибинит трахитоидный, 11 – роговик.

риевый лампрофиллит, образующий мелкие пластинчатые зерна среди породообразующих минералов.

Для арктита  $\text{Na}_3\text{BaCa}_7(\text{PO}_4)_6\text{F}_3$  до настоящего момента были известны две его находки в Хибинском массиве – в пегматоидном прожилке, секущем мельтейгит-уртиты и рихорриты в долине реки Вуоннемийок (Хомяков и др., 1981) и в нефелин-содалит-микроклин-эгириновом прожилке в урритах на горе Коашва (Yakovenchuk *et al.*, 2005).

Для ханнешита  $(\text{Na},\text{Ca})_3(\text{Ba},\text{Sr},\text{REE},\text{Ca})_3(\text{CO}_3)_5$ , группа бурбанкита, было известно четыре находки. Все они были связаны с карбонатитами. Первая его находка была в мелкозернистом карбонатите массива Ханнешин, Афганистан (Еременко, Белько, 1982), остальные три – на Кольском п-ове: в кальцит-биотитовом прожилке из керна скважины с побережья залива Тульйлухт в районе карбонатитового штока Хибинского массива (Пеков и др., 1998), в полостях кальцит-шортитовых карбонатитов Ковдора (Иванюк и др., 2002) и в виде включений в апатите из кальцит-амфибол-клинопироксеновой породы, массива Африканда (Zaitsev, Chakmouradian, 2002).

Бурбанкит из пород Хибинского массива в ранее опубликованных работах описывался неоднократно, но в большинстве случаев в метасоматитах и гидротермальных прожилках пород и менее бариевый (Минералогия Хибинского массива, 1978; Yakovenchuk *et al.*, 2005). Высокобариевые минералы ряда бурбанкит-ханнешит отмечены в нескольких других массивах Кольского п-ова, преимущественно в связи с карбонатитами (массивы Вуориярви и Африканда), и в карбонатито-

вых породах массива Ханнешин (Беловицкая, Пеков, 2004; Пеков и др., 1998; Zaitsev, Chakmouradian, 2002).

Буссенит  $\text{Na}_2\text{Ba}_2\text{FeTiSi}_2\text{O}_7(\text{CO}_3)(\text{OH})_3\text{F}$  – крайне редкий титаносиликат, внешне напоминающий лампрофиллит. До последнего времени он считался эндемиком месторождения Кукисвумчорр Хибинского массива и был описан лишь один раз, в центральной зоне содалит-натролит-кальцитового прожилка, секущего уртиты близ контакта с апатитовой породой (Хомяков и др., 2001). Его слоистая бафетиситоподобная структура с межпакетным слоем  $(\text{NaBaCO}_3\text{F})$  имеет специфический компонент – группу  $\text{CO}_3$  – не установленный более ни в одном из слоистых силикатов. Этот компонент приурочен к границе между центральной (NaF) и периферическими (Ba) частями межпакетного слоя.

Установленный в изученных ийолит-урритах буссенитоподобный минерал из-за неполных данных в более ранних публикациях нами был идентифицирован как собственно буссенит (Азарова, Кринов, 2009). Однако предпринятое дополнительное изучение показало, что здесь, возможно, наблюдается другой минерал, очень близкий по составу к буссениту, но, вероятно, без углерода ( $\text{CO}_3$  группировок) и с несколько более высоким содержанием фтора, чем в собственно буссените (Хомяков и др., 2001). Его состав примерно отвечает упрощенной формуле  $\text{Na}_2(\text{Ba},\text{Sr})_2\text{FeTi}[\text{Si}_2\text{O}_7](\text{OH})_4\text{F}_2$ . В охарактеризованной ассоциации отмечается также идентичная ему, в целом, но стронций-доминантная фаза.

Таблица 1. Химические составы арктита, ханнешита, бурбанкита, буссенита и высокофтористого безкарбонатного аналога буссенита в ийолит-уртитах г. Поачвумчорр Хибинского массива, по результатам энерго-дисперсионного анализа (данные авторов) и литературным данным, мас. %

Фазы	Ханнешит	Бурбанкит	Арктит (Хо- мяков и др., 1981)	Арктит	Буссенит (Хо- мяков и др., 2001)	Буссенит(?) ийолит-уртитов	Высоко-фторис- тый аналог буссенита	Sr-аналог буссе- нитоподобной фазы
	Сред. <sup>1</sup> Пределы	Сред. <sup>2</sup> Пределы	Сред. Сред. <sup>3</sup> Пределы	Сред. Сред. <sup>4</sup> Пределы	Сред. Сред. <sup>5</sup> Пределы	Сред. <sup>5</sup> Пределы	Сред. <sup>5</sup> Пределы	Сред. <sup>5</sup> Пределы
Na <sub>2</sub> O	<b>10.32</b> 9.14-11.36	<b>11.04</b> 10.80-11.28	<b>13.73 13.71</b> 12.52-14.25	<b>8.98 12.32</b> 11.05-13.27	<b>11.60</b> 10.60-12.59	<b>11.05</b> 10.21-12.16		
K <sub>2</sub> O	<b>0.66</b> 0.41-1.03	<b>0.92</b> 0.89-0.95	— — —	<b>0.65 0.15</b> 0.00-0.32	<b>0.20</b> 0.01-0.03	<b>0.10</b> 0.00-0.22		
CaO	<b>5.36</b> 4.28-6.24	<b>5.48</b> 5.11-5.84	<b>32.98 31.99</b> 30.05-33.91	<b>1.56 2.51</b> 2.08-2.64	<b>2.82</b> 2.81-2.83	<b>2.18</b> 2.03-2.26		
SrO	<b>5.57</b> 4.03-7.38	<b>23.65</b> 21.45-21.84	<b>0.62</b> — —	<b>6.78 11.96</b> 10.10-12.93	<b>13.43</b> 13.23-13.62	<b>14.53</b> 13.58-15.66		
BaO	<b>31.61</b> 29.17-33.23	<b>13.74</b> 13.41-14.07	<b>13.33 12.87</b> 12.25-13.44	<b>28.79 19.47</b> 16.52-21.78	<b>20.07</b> 19.64-20.50	<b>16.63</b> 16.01-17.63		
MgO	— —	— —	— — —	— <b>0.22</b> 0.00-0.83	<b>0.64</b> 0.00-1.28	<b>0.04</b> 0.00-0.12		
FeO*	— —	<b>0.54</b> 0.64—0.43	— — —	<b>6.77 11.50</b> 10.73-12.51	<b>10.82</b> 10.63-11.00	<b>10.68</b> 10.26-10.72		
MnO	— —	— —	— — —	<b>4.68 2.30</b> 1.91-3.00	<b>1.71</b> 1.55-1.86	<b>2.27</b> 1.95-2.64		
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<b>7.86</b> 7.32-8.53	<b>6.32</b> 6.20-6.43	— — —	— — —	— — —	— — —		
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<b>4.56</b> 4.00-5.30	<b>3.44</b> 3.67-3.21	— — —	— — —	— — —	— — —		
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<b>1.11</b> 0.79-1.56	<b>1.87</b> 1.79-1.94	— — —	— — —	— — —	— — —		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	— —	— —	— — —	— <b>0.13</b> 0.00-0.29	— — —	— — —		
SiO <sub>2</sub>	— —	— —	— — —	<b>18.01 19.54</b> 18.27-22.27	<b>20.03</b> 19.90-20.16	<b>18.64</b> 17.79-18.99		
TiO <sub>2</sub>	— —	— —	— — —	<b>11.57 11.72</b> 10.83-12.26	<b>12.76</b> 12.19-13.33	<b>12.22</b> 11.52-13.00		
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	— —	— —	— — —	<b>1.04</b> — —	<b>0.40</b> 0.39-0.40	— —		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	— —	— —	<b>36.48 35.46</b> 34.22-36.59	— — —	— — —	— — —		
F	— —	— —	<b>5.27</b> — —	<b>2.79</b> Н.о. Н.о.	<b>5.51</b> 4.70-6.31	<b>Н.о.</b> Н.о.		
Σ**	<b>67.06</b> —	<b>64.98</b> —	<b>102.41 94.03</b> —	<b>89.28 91.82</b> —	<b>99.96</b> —	<b>88.36</b> —		

Примечания: \* — все железо было определено как FeO; \*\* — количества H<sub>2</sub>O и CO<sub>2</sub> прямым методом не определялись, в сумме не учитывались; для ханнешита и бурбанкита средние содержания CO<sub>2</sub> = 28.61 и 30.68%, соответственно — рассчитаны по формулам минералов, исходя из суммы зарядов, равной 10; для буссенита, по данным Хомякова и соавторов (2001), содержание CO<sub>2</sub> = 5.76, содержание H<sub>2</sub>O = 3.90. Проверк — содержание элемента ниже порога определения данным методом. Н.о. — элемент не определяется.

<sup>1</sup> — из 6 определений; <sup>2</sup> — из 5 определений; <sup>3</sup> — из 7 определений; <sup>4</sup> — из 13 определений; <sup>5</sup> — из 5 определений.

## Высокобариевые минералы в ийолит-уртитах г. Поачвумчорр Хибинского массива

Арктит в ийолит-уртите установлен в виде агрегатов пластинчатых кристаллов, приуроченных к трещинам в зернах нефелина, размер агрегатов не превышает 100 – 120 мкм (рис. 2). Минерал ассоциирует с баритолампрофиллитом, высоко-стронциевым апатитом, ханнешитом, катаплеитом и вадеитом. При его первой находке в пегматоидном прожилке, секущем ийолит-уртиты и рисчорриты, была отмечена сходная ассоциация минералов (Хомяков и др., 1981). В нашем случае арктит наблюдается на стыке зерен нефелина. Иногда арктит приурочен к мелким трещинкам в зернах нефелина, в ряде случаев развивается даже по их поверхности, следов

реакционного взаимодействия с нефелином не отмечено.

Химический состав арктита и всех других высокобариевых минералов, установленных в ийолит-уртитах горы Поачвумчорр, изучен с использованием сканирующего микроскопа CamScan с энерго-дисперсионным спектрометром Link и анализатором AN 10000, HV 25 кВ, ток зонда (пучка) 2 нА. Состав приведен в таблице. Он, в среднем, отвечает следующей эмпирической формуле: Na<sub>5,16</sub>(Ca<sub>6,85</sub>Na<sub>0,15</sub>)<sub>7,00</sub>Va<sub>1,01</sub>(PO<sub>4</sub>)<sub>6</sub>F<sub>3,03</sub> (расчет формулы произведен на P = 6, количество фтора вычислено по баланс зарядов в формуле). Формула голотипного арктита, рассчитанная таким же способом, очень близка к нашим результатам: Na<sub>5,17</sub>(Ca<sub>6,87</sub>Sr<sub>0,07</sub>)<sub>6,94</sub>Va<sub>1,01</sub>(PO<sub>4</sub>)<sub>6</sub>F<sub>2,94</sub>. Таким образом, средний состав изученного арктита (см. табл. 1) практически идентичен составу

голотипного образца арктита, определенному с использованием метода мокрой химии (Хомьяков и др., 1981).

Ханнешит в уртитах образует крайне мелкие изометричные выделения (8–10 мкм) на стыке зерен акцессорного катаплеита с редкими вростками вадеита (рис. 3). Как-либо следов взаимодействия с окружающими минералами не наблюдается. Ассоциирующий с ханнешитом высокобариевый бурбанкит здесь образует более крупные выделения – 30–50 мкм. Он ассоциирует с другими поздними REE-карбонатами ряда анкилит-(Се) – кальциоанкилит-(Се), карбоцернаитом и близким к ремондиту-(Се) минералом, которые нарастают на игольчатые кристаллы ринкитоподобного минерала, локализованного в интерстициях между зернами эгирин-геденбергита и нефелина (рис. 4).

Ханнешит, установленный в ийолит-уртитах г. Поачвумчорр, по содержанию ВаО (в среднем 29–33 мас.%, табл.) более близок к ханнешиту, описанному в карбонатитах массива Ханнешин (Еременко, Белько, 1982) и массива Ковдор (Иванюк и др., 2002), который содержит 30–36 и 32 мас.% ВаО соответственно, чем к ханнешиту из карбонатитов Африканды (24 мас.% ВаО) и Хибин (23 мас.%

ВаО) (Zaitsev, Chakhmouradian, 2002; Пеков и др., 1998). Однако от находок в массиве Ковдор изученный минерал отличается более низкими концентрациями стронция (табл. 1). Средний состав ханнешита из уртитов отвечает эмпирической формуле:  $(\text{Na}_{2.55}\text{Ca}_{0.35}\text{K}_{0.11})_{3.01}(\text{Ba}_{1.58}\text{Sr}_{0.41}\text{Ca}_{0.38}\text{Ce}_{0.37}\text{La}_{0.21}\text{Nd}_{0.05})_{3.00}(\text{CO}_3)_{5.00}$  (формула рассчитана на сумму зарядов, равную 10). Подобные составы ханнешита ранее отмечались в литературе (Беловицкая, Пеков, 2004), при пересчете аналогичным образом на формулу они дают сходные формулы.

В бурбанките, установленном в тех же образцах, что и ханнешит, содержание ВаО – около 13–14 мас.%, SrO – 21–22 мас.% (Sr/Ba = 2–3). Его средний состав отвечает формуле:  $(\text{Na}_{2.55}\text{Ca}_{0.30}\text{K}_{0.14}\text{Fe}_{0.05})_{3.05}(\text{Sr}_{1.50}\text{Ba}_{0.64}\text{Ce}_{0.26}\text{La}_{0.15}\text{Nd}_{0.08}\text{Ca}_{0.40})_{3.05}(\text{CO}_3)_{5.00}$  (формула рассчитана на сумму зарядов, равную 10, аналогично формуле ханнешита). Подобные составы также ранее отмечались для бурбанкитов (Беловицкая, Пеков, 2004).

Видно, что бурбанкит, установленный в ийолит-уртитах, характеризуется относительно высоким содержанием бария, в то время как для большинства более ранних находок бурбанкита в метасоматитах и гидротермалитах Хибинского массива concentra-

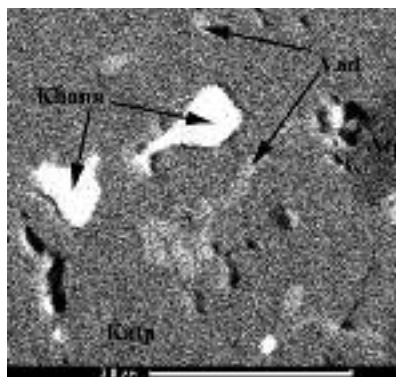
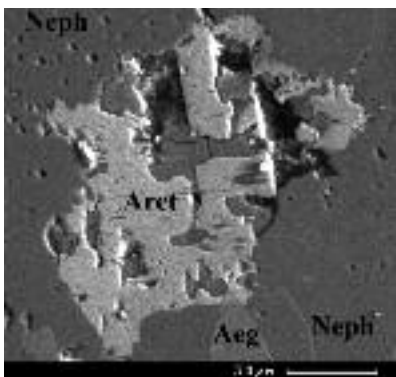


Рис. 2. Выделения арктита в ийолит-уртитах, г. Поачвумчорр, Хибинский массив. Arct – арктит, Aeg – эгирин, Neph – нефелин. В отраженных электронах.

Рис. 3. Выделения ханнешита в ийолит-уртитах (там же). Khann – ханнешит, Vad – вадеит, Katp – катаплеит, Aeg – эгирин. В отраженных электронах.

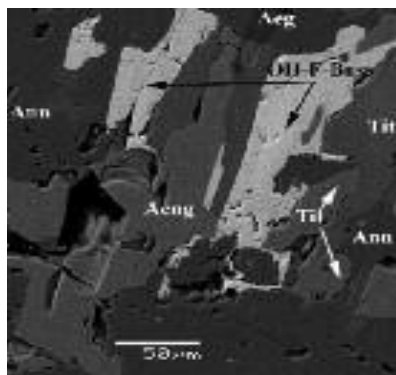
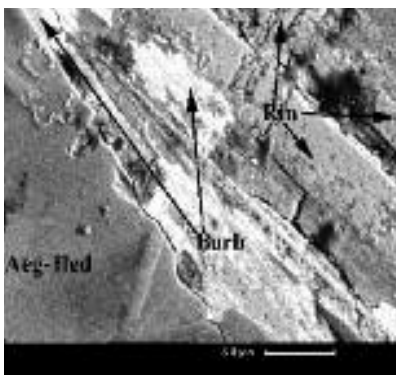


Рис. 4. Проявления бурбанкита в ийолит-уртитах. Rin – ринкит, Burb – бурбанкит, Aeg-Hed – эгирин-геденбергит. В отраженных электронах.

Рис. 5. Высокофтористый безкарбонатный аналог буссенита в ийолит-уртитах среди зерен эгирина, титанима и энigmatита (г. Поачвумчорр, Хибинский массив). OH-F-Buss – высокофтористый аналог буссенита, Ann – аннит, Aeg – энigmatит, Tit – титаним, Aeg – эгирин. В отраженных электронах.

ция BaO составляет всего лишь 2–8 мас.% (Минералогия Хибинского массива, 1989; Yakovenchuk *et al.*, 2005)). Подобные изученным высокобариевые разности отмечены в карбонатах массива Вуориярви. Они содержат 12–16 мас.% BaO (Беловицкая, Пекков, 2004; Бородин, Капустин, 1962; Субботин и др., 1999).

*Буссенитоподобный высокофтористый (?) минерал* установлен в виде тонко-пластинчатых кристаллов от 60–70 мкм до 100–200 мкм с совершенной спайностью, хорошо различимой под сканирующим микроскопом при больших увеличениях. Он формируется в интерстициях между зернами аннита, в ассоциации с титанитом, энигматитом, эгирином и эгирин-геденбергитом, а также на контактах зерен титанита и энигматита с эгирин-геденбергитом и аннитом (рис. 5). Соотношения с минералами ийолит-уртитов указывают на более позднее образование этого минерала и по отношению к пироксенам и нефелину, и по отношению к титаносиликатам.

*Буссенит* идентифицирован нами ориентировочно. Морфология его зерен и химический состав (см. ниже) близки к таковым для ранее описывавшегося буссенита (Хомяков и др., 2001). Кроме того, исходя из некоторых вариаций состава, нам представляется правомерным предположить, что в изученных образцах может присутствовать как описанная выше буссенитоподобная фаза, так и собственно буссенит.

Состав буссенитоподобного минерала определялся на сканирующем микроскопе CamScan, ЭДС Link и анализатором AN 10000, а также сканирующем микроскопе JSM-5610LV, анализатор INCA-450, HV 25 кВ, ток зонда порядка 0.1 пА. Эталоны для последнего: Na – накафит, Mg – MgO, Si – Si<sub>2</sub>Ca<sub>3</sub>O<sub>7</sub>, K – KCl, Ca – накафит, Ti – TiO<sub>2</sub>, Mn – Mn(met), Fe – FeS<sub>2</sub>, Sr – SrSO<sub>4</sub>, Nb – Nb(met), Ba – BaSO<sub>4</sub>. Из-за того, что изучаемая фаза формирует, в большинстве случаев, довольно мелкие и всегда тонкие пластинчатые выделения, весьма сходные по внешнему облику с лампрофиллитом, нам пока не удалось выделить его чистую монофракцию, пригодную для изучения методом ИК-спектроскопии. Поэтому присутствие или отсутствие CO<sub>3</sub>-групп нами определялось косвенно, с использованием сканирующего микроскопа JSM-5610LV. Полученные данные позволили предположить либо отсутствие, либо низкое содержание углерода. Однако этот вопрос остается открытым до ИК-спектроскопического исследования.

Содержание фтора было определено также на JSM-5610LV, анализатор INCA-450, при тех же параметрах съемки, детектор с ультратонким окном, с использованием в качестве эталона BaF<sub>2</sub>.

Основная особенность состава данного минерала – несколько более высокое содержание фтора – примерно 5–6%, а не 2–3%, как в собственно буссените (конечно, следует учитывать отсутствие точного анализа на присутствие CO<sub>3</sub>-групп). Главным образом, именно эта особенность позволяет считать этот минерал высокофтористым, возможно, безкарбонатным аналогом буссенита.

Отличительной чертой безкарбонатного аналога буссенита (как и собственно буссенита, ассоциирующего с ним) является также более значительное содержание Na<sub>2</sub>O, чем в буссените А.П. Хомякова (2001): 11–12 мас.% (в собственно буссените 12.34 мас.%), а не 8–9 мас.%, (см. табл. 1). Возможно, это обусловлено локальными особенностями условий формирования этих минералов – ийолит-уртиты, в целом, высоконатриевые породы, буссенит и его аналог находятся в тесной ассоциации с высоконатриевыми минералами (энигматитом, эгирином и эгирин-геденбергитом, иногда нефелином). Учитывая, что было проведено два независимых определения составов буссенитоподобных минералов на двух различных приборах, и они дали практически совпадающие содержания натрия, можно говорить о действительно значительном содержании натрия, а не об артефакте из-за ошибки измерения. Для высокофтористого аналога буссенита установлено также более значительное, чем в буссените А.П. Хомякова, содержание SrO (13–14 мас.% вместо 6–7 мас.%) и более низкое – BaO (19–20 мас.% и 28 мас.% соответственно) (см. табл. 1).

При пересчете на сумму катионов 8 состав высокофтористого буссенитоподобного минерала, в среднем, отвечает эмпирической формуле: (Na<sub>1.98</sub>K<sub>0.02</sub>)<sub>2.00</sub>(Ba<sub>0.76</sub>Sr<sub>0.75</sub>Ca<sub>0.29</sub>Na<sub>0.20</sub>)<sub>2.00</sub>(Fe<sub>0.83</sub>Mn<sub>0.14</sub>Mg<sub>0.09</sub>)<sub>1.06</sub>(Ti<sub>0.92</sub>Fe<sub>0.06</sub>Nb<sub>0.02</sub>)<sub>1.00</sub>[Si<sub>1.94</sub>O<sub>7</sub>](OH)<sub>3.94</sub>F<sub>1.69</sub>. Соотношение Sr/Ba ≈ 1.

Кальций помещен нами в позицию к Ba и Sr, а не к более близкому ему по радиусу Na (что характерно для многих титаносиликатов) ввиду «переполненности» натриевой позиции последним, и часть натрия даже «перенесена» нами также в позицию бария и стронция; вхождение сюда еще каких-либо элементов представляется маловероятными. Сразу заметим, что до расшифровки структуры этого минерала распределение элементов по позициям носит, конечно, предположительный характер.

Можно предположить, что высокофтористый безкарбонатный аналог буссенита формируется при замещении в структуре буссенита группировок  $\text{CO}_3$  на  $\text{OH}$  группы и  $\text{F}$  по схеме  $\text{CO}_3^{2-} \rightarrow \text{OH}^- + \text{F}^-$ .

В самых крупных зернах этой фазы при изучении под сканирующим микроскопом на значительных увеличениях отмечается неоднородность зерен, обусловленная колебаниями содержаний стронция и бария. Кроме того, в этом же образце нами отмечены зерна минерала практически того же состава, но при пересчете на формулу стронций в них преобладает над барием —  $\text{Sr}/\text{Ba} = 1.3-1.5$ . Возможно, это стронциевый аналог буссенитоподобной фазы, содержащей фтор вместо  $\text{CO}_3$ -групп, или собственно буссенит, но Sr-доминантный. В отдельных точках зерен перечисленных буссенитоподобных минералов отмечаются и колебания в содержаниях фтора. Такие же колебания в содержаниях бария, стронция и фтора позволяют допустить изоморфизм по двум схемам:  $\text{Ba} \rightarrow \text{Sr}$  и  $\text{CO}_3^{2-} \rightarrow \text{OH}^- + \text{F}^-$ . Соответственно, можно предположить существование изоморфных рядов как среди буссенита и буссенитоподобных фаз, так и среди их стронциевых аналогов, а также между стронциевыми и бариевыми буссенитовыми минералами.

## Обсуждение результатов

Бариевые и барийсодержащие минералы по многочисленным литературным данным характерны для всех комплексов пород Хибинского массива: породообразующий полевой шпат с изоморфной примесью бария, акцессорные — лампрофиллит, баритолампрофиллит, более поздние — доннейит, маккелейнит, Ва-леммлейнит, набафит и более редкие минералы (Боруцкий, 1988; Минералогия Хибинского массива, 1978; Пеков, Подлесный, 2004; Yakovenchuk *et al.*, 2005 и др.). Для поздних этапов формирования пород Хибинского массива отмечалось явление повышения содержания бария в минералах. В настоящее время оно выявлено для нефелиновых сиенитов, метасоматически переработанных пород (комплекс рисчорритов-ювитов), а также для пегматитов и гидротермалитов. Для нефелиновых сиенитов неоднократно указывалось на повышение содержания бария в минералах-концентра-

торах этого элемента (полевой шпат, лампрофиллит и др.) от ранних дифференциатов (хибиниты — разности, приуроченные к периферии массива) к поздним (фойяиты — центр массива), и, особенно, в самых поздних, локализованных близ «Центральной дуги», пород — ляхворритов и, предположительно, ляхвритов (Азарова, 2004; Минералогия Хибинского массива, 1978; Yakovenchuk *et al.*, 2005). В ляхвритах, сформировавшихся, по предположению авторов, из поздних порций нефелин-сиенитового расплава<sup>1</sup> и при относительно невысоких температурах (Азарова, 2004), барием обогащены и породообразующие, и акцессорные минералы. В ранних дифференциатах (хибинитах) содержание ВаО в калиево-натриевых полевых шпатах не превышает сотых, максимум первых десятых долей процента, в лампрофиллите, как правило, 2–6 мас.% (Минералогия Хибинского массива, 1978; Yakovenchuk *et al.*, 2005), а в калиевом полевом шпате ляхвритов среднее содержание ВаО 2.5–3 мас.% (Азарова, 2004), в высокобариевом лампрофиллите и баритолампрофиллите (типичных акцессорных минералах ляхвритов) — до 10–15 и 20–22 мас.% ВаО соответственно. Наиболее вероятно, что здесь имеет место накопление бария в эволюционирующей во времени нефелин-сиенитовой магме.

Для минеральных ассоциаций пегматитов пород, сформированных из поздних порций нефелин-сиенитового расплава, например, ляхворритов, характерны крупные скопления высокобариевого лампрофиллита и баритолампрофиллита, в то время как в пегматитах ранних дифференциатов — хибинитов — эти минералы менее распространены и являются, согласно некоторым авторам (Минералогия Хибинского массива, 1978), продуктом автометасоматических процессов.

Исходя из этих фактов, представляется правомерным предположить, что барием обогащены флюиды, инициируемые именно поздними дифференциатами пород нефелин-сиенитового расплава. По представлению ряда исследователей (Агеева, 2002; Зотов, 1989; Титов, Кузнецов, 1985; и др.) эти же флюиды являются агентами щелочного K,Si-метасоматоза. Их воздействием, возможно, вызвано формирование высокобариевых и барийсодержащих минералов в поздних нефелин-сиенитовых дифференциатах, а

<sup>1</sup> — о происхождении многих пород Хибинского массива (рисчорриты, ляхвриты, массивные уртиты, мельтейгит-уртиты, ювиты, полевошпатовые ийолит-уртиты и др.) в настоящее время высказано много гипотез (Боруцкий, 1988; Серебрицкий и др., 1992; Титов, Кузнецов, 1985 и др.), но данная проблема не относится к предмету обсуждения в представленной статье и авторами она в данном случае не разбирается в целях предотвращения «раздувания» объема. Все генетические характеристики пород носят здесь предположительный характер и представляются авторам наиболее вероятными на данном этапе исследований, подробное же их обсуждение целесообразно сделать в отдельной статье.

также переработанных в ходе K,Si-метасоматоза щелочно-ультраосновных породах — рихсдорритах, ювитах, полевошпатовых уртитов, малиньитах (см. сноску).

В неизмененных ийолит-уртитовых массивах наиболее значимым концентратором бария является акцессорный лампрофиллит. Однако весьма разнообразные, иногда присутствующие в значительных количествах, бариевые минералы характерны для многих пегматитов ийолит-уртитов, преимущественно для поздних ассоциаций: бурбанкит, баритокальцит, доннейит, маккельвиит, Ва-леммлейнит, набафит и другие более редкие минералы. Согласно литературным данным, все эти минералы являются гидротермальными (Пеков, Подлесный, 2004; и др.). Полученные нами данные свидетельствуют, что, по крайней мере, в отдельных случаях (как это имеет место в ийолит-уртитовых горах Поачвумчорр), и в собственно ийолит-уртитовых может формироваться бариевая акцессорная минерализация. На ее низкотемпературное образование указывают и развитие по трещинкам, и отсутствие какого-либо взаимодействия формирующихся минералов с окружающими их более ранними. Появление здесь такой акцессорной бариевой минерализации имеет, по-видимому, гидротермально-метасоматическую природу. Возможно, формирование этой минерализации обусловлено здесь близостью метасоматически преобразованных пород — рихсдорритов. Можно также предположить, что она была сформирована в результате «остаточного» уже низкотемпературного воздействия щелочных флюидов, формировавших рихсдорриты.

Надо также отметить, что бариевые минералы иногда формируют здесь значительные скопления — несколько образцов оказались буквально «пропитаны» буссенитоподобными минералами.

Установленные локальные проявления бариевой минерализации, возможно, могут свидетельствовать о том, что минералогия ийолит-уртитов несколько богаче, чем это считалось до сих пор. Вполне вероятно, что целый ряд минералов, в том числе и редких, присутствует в них в виде мелких, иногда микронных выделений, которые были пропущены в ходе предшествующих исследований ввиду отсутствия прецизионных методов.

## Благодарности

Авторы очень признательны З.В. Шлюковой за собранную ею и предоставленную для изучения коллекцию образцов, а также

П.М. Карташеву и А.В. Мохову за интересное обсуждение и помощь в аналитическом изучении материала.

## Литература

- Агеева О.А. Типоморфизм акцессорных минералов и эволюция минералообразования в породах комплекса рихсдорритов Хибинского массива. Дисс. на соиск. уч. ст. канд. г.-м. наук. М.: ИГЕМ РАН, **2002**. 180 с.
- Азарова Ю.В. Типоморфизм минералов и эволюция минералообразования в породах «комплекса» луяврит-малиньитов Хибинского массива. Дисс. на соиск. уч. ст. канд. г.-м. наук. М.: ИГЕМ РАН, **2004**. 177 с.
- Азарова Ю.В., Кринов Д.И. О некоторых представителях бариевой минерализации мельтейгит-уртитов Хибинского массива (Кольский п-ов) // Геология: история, наука, практика. Тезисы докл. Междунар. конф., посв. 250-летию Государственного геологического музея им. В.И. Вернадского. **2009**. С. 4–7.
- Арзамасцев А.А., Иванова Т.Е., Коробейников А.Н. Петрология ийолит-уртитов Хибин и закономерности размещения в них залежей апатита. Л.: Наука, **1987**. 110 с.
- Беловицкая Ю.В., Пеков И.В. Генетическая минералогия группы бербанкита // Новые данные о минералах. **2004**. Вып. 39. С. 51–65.
- Бородин Л.С., Капустин Ю.Л. Бербанкит — первая находка в СССР // ДАН СССР. **1962**. Т. 147. № 2. С. 462–465.
- Боруцкий Б.Е. Породообразующие минералы высокощелочных комплексов. М.: Наука, **1988**. 215 с.
- Еременко Г.Е., Белько В.А. Ханнешит,  $(\text{Na,Ca})_3(\text{Ba,Sr,REE,Ca})_3(\text{CO}_3)_5$ , новый минерал группы бербанкита // Зап. ВМО. **1982**. Т. 111. Вып. 1. С. 321–324.
- Зотов И.А. Трансмагматические флюиды в магматизме и рудообразовании. М.: Наука, **1989**. 214 с.
- Иванюк Г.Ю., Яковенчук В.Н., Пахомовский Я.А. Ковдор. Апатиты: Минералы Лапландии, **2002**. 320 с.
- Минералогия Хибинского массива. Т. 2 / под ред. Ф.В. Чухрова. М.: Наука, **1978**. 586 с.
- Пеков И.В., Подлесный А.С. Минералогия Кукисвумчорского месторождения (щелочные пегматиты и гидротермалиты). М.: Экост, **2004**. 176 с.
- Пеков И.В., Чуканов Н.В., Беловицкая Ю.В. Ханнешит и петерсенит-(Ce) из Хибин // Зап. ВМО. **1998**. Ч. 127. № 2. С. 92–100.

- Серебрицкий В.П., Павлов В.П., Сергеев А.В. и др.* Петрохимическая эволюция пород Хибинского щелочного массива // Зап. ВМО. **1992**. Т. 121. № 1. С. 33–47.
- Субботин В.В., Волошин А.В., Пахомовский Я.А., Бахчисарайцев А.Ю.* Кальциобурбанкит и бурбанкит из карбонатитового массива Вуориярви (новые данные) // Зап. ВМО. **1999**. Ч. 128. Вып. 1. С. 78–87.
- Титов В.Н., Кузнецов Ж.М.* К генезису пойкилитовых калиевых полевых шпатов в ийолит-уртитях Хибинского массива // Геология и разведка месторождений фосфатных руд. **1985**. Вып. 64. С. 68–74.
- Хомяков А.П., Быкова А.В., Курова Т.А.* Аркитит  $\text{Na}_5\text{BaCa}_7(\text{PO}_4)_6\text{F}_3$  – новый минерал // Зап. ВМО. **1981**. Ч. 110. Вып. 4. С. 506–508.
- Хомяков А.П., Меньшиков Ю.П., Нечелюстов Г.Н., Жу Хуюн.* Буссенит  $\text{Na}_2\text{Ba}_2\text{Fe}^{2+}\text{TiSi}_2\text{O}_7(\text{CO}_3)(\text{OH})_3\text{F}$  – новый слюдоподобный титаносиликат из Хибинского щелочного массива (Кольский полуостров) // Зап. ВМО. **2001**. Ч. 130. Вып. 3. С. 50–55.
- Шлюкова З.В.* Минералогия контактовых образований Хибинского массива. М.: Наука, **1986**. 96 с.
- Zaitsev A.N., Chakhmouradian F.R.* Calcite-amphibole-clinopyroxene rock from the Afrikanda Complex, Kola Peninsula, Russia: Mineralogy and a possible link to carbonatites. II. Oxysalt minerals // Canad. Miner. **2002**. V. 40. N 1. P. 103–120.
- Yakovenchuk V.N., Ivanyuk G.Yu., Pakhomovsky Ya.A., Men'shikov Yu.P.* Khibiny. Apatity: Laplandia Minerals, **2005**. 467 с.

## СРАВНЕНИЕ МИНЕРАЛОГИИ ВУЛКАНОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РАДКА, ЧЕЛОПЕЧ, ЕЛШИЦА (БОЛГАРИЯ) И МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЛЕБЕДИНОЕ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ АЛДАН, РОССИЯ)

С.Н. Ненашева

*Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана, РАН, Москва, penashevasn@mail.ru*

Образование руд на вулканогенных месторождениях Радка, Челопеч, Елшица (Болгария) и плутогенном месторождении Лебедино (Центральный Алдан) проходило в сходных геологических условиях. Для месторождения Радка характерна редкометальная минерализация, а на Елшице присутствуют в основном минералы теллура, в то время как минерализация Челопеча и Лебедино включает минералы как редких металлов (V, Ge, Ga, In), так и теллура. Для месторождения Радка характерен более глубокий эрозионный срез, чем для Челопеча и Лебедино. В Елшице обрабатывается и, следовательно, изучена только ближайшая к поверхности зона. Это позволяет сделать вывод о возможности находок на более глубоких горизонтах месторождений Лебедино и Елшица минералов Ge, Ga, In, известных на Радке.

В статье 2 таблицы, 1 рисунок, список литературы из 12 наименований.

Ключевые слова: блёклые руды, минералы теллура, месторождения Лебедино, Радка, Челопеч, Елшица.

### Введение

Вулканогенные месторождения золото-сульфидной формации (Челопеч, Радка, Елшица) образовались в сходных геологических условиях и обладают похожими минералогическими характеристиками. В близких условиях образовалось и плутогенное месторождение Лебедино. Все они представляют собой сложную рудно-магматическую систему, которую можно рассматривать как модель совместного формирования субвулканических медноколчеданных, меднопорфировых и жильных полиметаллических месторождений. Их возникновение обусловлено магматизмом верхнеюрского – мелового возраста. Рудоносные флюиды поступали из глубинных зон, сложенных породами кристаллического фундамента, проникали в высокопористые, проницаемые, приповерхностные вулканогенные (Радка, Челопеч, Елшица) или осадочные (Лебедино) образования. Это способствовало активному формированию рудных тел. Среди нерудных минералов в перечисленных месторождениях встречаются: кварц, гематит, сульфаты – барит, ангидрит; карбонаты – доломит, кальцит, азурит, малахит; арсенаты – байлдонит, страшимирит, клинотиролит, корнваллит, дуфтит, клиноклаз, оливинит, леогангит. Наиболее обычные в рудах парагентические ассоциации: пирит + гематит, пирит + борнит, теллур самородный + теллуриды + фаматинит. Для халькогенидов часто наблюдаются повышенные содержания Se. Редкие металлы – Ag, Bi, Sn, V, Mo, Ge, W, In – представлены простыми и сложными сульфидами (молибденит, моусонит, станин, бриартит) и сульфо-

солями (люционит, колусит, германит, хемусит, висмутовые и сурьмяные сульфосоли). Обычны блёклые руды: аргентотетраэдрит, голдфидит, теннантит, тетраэдрит; теллуриды: нагиагит, костовит, теллурантимонит, колорадоит, алтаит, сивьянит, петцит, гессит; самородный теллур.

### Методы и результаты исследований

Полированные шлифы изучались под микроскопом OPTON. Химический состав исследовался на сканирующем электронном микроскопе CamScan-4D с использованием энергодисперсионного спектрометра Link ISIS. Ускоряющее напряжение 20 кВ, поглощенный ток на металлическом Co 4 нА.

По литературным и собственным данным (Коваленкер и др., 1986; Ненашева, 2009<sub>2</sub>; Ненашева, Карпенко, 2010; Ненашева и др., 2010) составлена таблица минералов, обнаруженных в рудах указанных месторождений (табл. 1). На месторождениях Болгарии (Челопеч, Радка, Елшица) В.А. Коваленкер с соавторами (1986) выделяют четыре зоны глубинности, характеризующиеся разными минеральными ассоциациями, а именно: халькопирит-теннантит-пиритовая, люционит-энаргит-пиритовая, халькопирит-теннантитовая, борнит-пиритовая. Ассоциации сменяют друг друга с глубиной в указанном выше порядке.

На Радке первая зона эродирована, вторая и третья обработаны и только по четвертой, наиболее глубокой зоне, есть данные исследований. Из редких минералов в ней установлены блёклые руды (теннантит, тетраэдрит), минералы германия (бриартит,

**Таблица 1. Рудные минералы месторождений Радка (1), Елшица (2), Челопеч (3), по данным В.А. Коваленкера с соавторами (1986), и Лебедино (4) (Центральный Алдан), по данным С.Н. Ненашевой, Карпенко, (2010); С.Н. Ненашевой с соавторами (2010; 2011)**

№ п/п	Минерал	Формула	Месторождение			
			1	2	3	4
1	Азурит	$Cu_3(OH)_2[CO_3]_2$				+
2	Айкинит	$CuPbBiS_3$			+	+
3	Алтаит	$PbTe$		+	+	+
4	Англезит	$Pb[SO_4]$				+
5	Анилит	$Cu^+Cu^{2+}S_4$				+
6	Арсеносульфани	$Cu_2V_2As_6S_{32}$	+		+	+
7	Беегерит	Анизотропный галенит, обогащенный висмутом	+			
8	Бетехтинит	$Cu_{10}PbS_6$	+	+	+	
9	Борнит	$Cu_{5-x}Fe^{3+}S_{4+x}$	+	+	+	+
10	Бриаргит	$Cu^+Fe^{2+}_4Ge^{4+}_4S_{16}$	+			
11	Бурнонит	$CuPbSbS_3$				+
12	Виньсеннит	$Cu^+_7Cu^{2+}_3Fe^{3+}Sn^{4+}AsS_{16}$	+			
13	Висмутин	$Bi_2S_3$			+	
14	Виттихенит	$Cu_3BiS_3$	+		+	
15	Галенит	$PbS$	+	+	+	+
16	Галенобисмутит	$PbBi_2S_4$				+
17	Галлит	$CuGaS_2$	+		+	
18	Гематит	$Fe_2O_3$				+
19	Германит	$Cu^+_5Cu^{2+}_3Fe^{3+}_2Ge^{4+}_2S_{16}$	+			
20	Гессит	$Ag_2Te$				+
21	Голдфиллит	$Cu^{12-x}_7Sb^{3+}_2Te^{4+}_xS_{13}$ , (0<x<2)		+	+	+
22	Джирит	$Cu^{2+}_2Cu^{2+}S_2$				+
23	Дигенит	$Cu^{2+}_8Cu^{2+}S_5$	+		+	+
24	Золото сам.	$Au$	+	+	+	+
25	Идаит	$Cu^+Cu^{2+}_2Fe^{3+}S_4$	+		+	
26	Касситерит	$SnO_2$		+		
27	Клаусталит	$PbSe$			+	
28	Кобальтин	$Co[AsS]$				+
29	Ковеллин	$3CuS \rightarrow Cu^+_2S \cdot Cu^{2+}S_2$	+	+	+	+
30	Колорадоит	$HgS$			+	
31	Колусит	$Cu^{26}_5V^{5+}_2As^{5+}_6S_{32}$	+		+	
32	Костовит	$AuCuTe_4$			+	
33	Кубанит	$Cu^+Fe^{2+}Fe^{3+}S_3$				+
34	Людонит	$Cu^+Cu^{2+}AsS_4$			+	
35	Малахит	$Cu_2(OH)_2[CO_3]$				+
36	Марказит	$FeS_2$	+	+	+	+
37	Молибденит	$MoS_2$	+			
38	Моусонит	$Cu^+_6Fe^{3+}Sn^{4+}S_8$			+	
39	Нагиагит	$Au_{25}Pb_{25+y}(Sb,Te)_8(S,Te)_{35.25+0.5x+y}$			+	
40	Некрасовит	$Cu^{18}_8Cu^{2+}_8V^{3+}_2Sn^{4+}_6S_{32}$			+	
41	Петцит	$AuAg_3Te_2$				+
42	Пирит	$FeS_2$	+	+	+	+
43	Пирротин	$Fe_{1-x}S$ , где x = от 0 до 0.1			+	+
44	Реньерит	$Cu^{10}_6(Cu^{2+},Zn)Fe^{3+}_4Ge^{4+}_2S_{16}$	+		+	
45	$Cu^{10}_6Fe^{3+}_4As^{5+}_2S_{16}$	$Cu^{10}_6Fe^{3+}_4As^{5+}_2S_{16}$	+			
46	$Cu^{11}_6Fe^{3+}_4Ge^{4+}As^{5+}S_{16}$	$Cu^{11}_6Fe^{3+}_4Ge^{4+}As^{5+}S_{16}$	+			
47	Рутил	$TiO_2$				+
48	Рокезит	$CuInS_2$	+			
49	Сильванит	$Au_{1+x}Ag_{1-x}Te_4$ (0 ≤ x ≤ 0.25)		+	+	
50	Спионколит	$Cu^{22}_2Cu^{2+}_7S_{28}$				+
51	Станнин	$Cu_2FeSnS_4$	+		+	
52	Сульфани	$Cu^{20}_8Cu^{2+}_{16}V_8S_{32}$				+
53	Сфалерит	$ZnS$	+	+	+	+
54	Теллур самор	$Te$		+	+	+
55	Теллуоровисмутит	$Bi_2Te_3$		+	+	
56	Теннантит	$Cu_{10}Cu_2As_4S_{13}$	+	+	+	+
57	Тетрадимит	$BiTe_2S$	+	+	+	
58	Тетраэдрит	$Cu_{10}Cu_2Sb_2S_{13}$	+		+	+
59	Фаматинит	$Cu^+Cu^{2+}_2SbS_4$			+	+
60	Халькозин	$Cu_2S$	+	+	+	+
61	Халькопирит	$CuFeS_2$	+	+	+	+
62	Хемусит	$Cu^+_7Cu^{2+}_2MO^{4+}_4Sn^{4+}AsS_8$			+	
63	Эвкайрит	$AgCuSe$			+	
64	Энардит	$Cu^+Cu^{2+}_2AsS_4$	+	+	+	
65	Ярроуит	$Cu^{2+}_2Cu^{2+}_7S_8$				+

германит, реньерит, неназванные минералы  $\text{Cu}_{10}^+\text{Fe}_4^{3+}\text{As}_2^{5+}\text{S}_{16}$  и  $\text{Cu}_{11}^+\text{Fe}_4^{3+}\text{Ge}^{4+}\text{As}^{5+}\text{S}_{16}$ , рокезит, галлит, арсеносульванит, колусит и другие (табл. 1), то есть, согласно Коваленкеру и соавторам (1986), минералы редкометалльной линии.

На месторождении Елшица отрабатываются и, следовательно, изучены только ближние к поверхности зоны, где развиты минералы теллуридной линии, отсутствующие в Радке, блеклые руды (теннантит, голдфилдит) и энаргит.

На месторождении Челопеч описаны все четыре зоны. В рудах установлены многие, известные и на Радке, минералы редкометалльной линии: сульфиды галлия, индия, сульфосоли семейства энаргита (энаргит, люционит, арсеносульванит, колусит), реньерит, висмутовые сульфосоли, блеклые руды, а также отсутствующие в Радке редкие минералы теллура: голдфилдит, алтаит, сильванит, теллуровисмутит, тетрадимит (теллуридная линия), самородный теллур. То есть на месторождении Челопеч наиболее полно представлена минерализация описываемых месторождений Болгарии.

Месторождение Лебедино мало изучено. При сравнении его с месторождениями Радка, Челопеч, Елшица, обращает на себя внимание присутствие в рудах месторождения Лебедино минералов как редкометалльной, так и теллуридной линии, что позволяет сделать вывод о большем сходстве минерализации Лебедино с минерализацией Челопеча, чем с минерализацией Радки и Елшицы. Однако заметны и отличия. На месторождении Лебедино редкометалльная линия значительно беднее, чем на Челопече (отсутствуют минералы германия, галлия, молибдена, олова). Для Челопеча характерны мышьяковые, висмутовые сульфосоли меди, а также висмутовые сульфосоли меди и свинца, сульфиды висмута. На Лебедино очень редко встречается единственная висмутовая сульфосоль меди и свинца — галеновисмутит. В Челопече наиболее распространенными являются сульфосоли семейства энаргита: энаргит и люционит, редко встречаются арсеносульванит и колусит, не обнаружен сульванит, а в рудах месторождения Лебедино отсутствуют энаргит и люционит, колусит, редко встречается сульванит, но довольно широко распространен арсеносульванит. Кроме того, в месторождении Лебедино обнаружены минералы полисоматической серии халькозина: дигенит, анилит, джирит, спионкопит, ярруит, ковеллин (Ненашева и др., 2011), которые, за исключением дигенита и ковеллина, не бы-

ли отмечены в рудах Радки, Челопеча, Елшицы. Эти минералы, возможно, были там пропущены, поскольку они очень похожи на дигенит и ковеллин (табл. 1).

Наличие в вулканогенных месторождениях минералов As, Hg, S, Se, вероятно, обусловлено присутствием этих компонентов в вулканических газах, а V, Sn, Ge, Ga, In, Mo — выщелачиванием из вмещающих пород (Спиридонов, 2009). Возможно, разница в минералах редкометалльной линии этих месторождений (в Радке, Челопече — висмутовые сульфосоли, в Лебедино — сурьмяные) заключается в некотором отличии вмещающих пород месторождений Челопеч и Лебедино. Минерализация Радки, Челопеча и Елшицы генетически связана с верхнемеловым магматизмом. Рудные тела (штокверки, штоки, линзы) расположены «среди вулканогенно-туфогенных и дайковых пород андезито-дацитового состава, подвергнутых гидротермальным изменениям (окварцевание, серицитизация, пиритизация)» (Коваленкер и др., 1986). Основные породообразующие минералы: плагиоклазы, калиевые полевые шпаты, биотит, мусковит, эпидот, хлорит, карбонаты, кварц. На месторождении Лебедино толща гранитов и лежащая на них толща слабо метаморфизованных осадочных пород, в основном доломитов кембрия, прорывается штоками, лакколитами, дайками среднего состава и повышенной щелочности верхнеюрского — нижнемелового возраста. Метасоматические залежи сульфидно-карбонатного состава, иногда, как ответвления жил, развивающиеся в доломитах, состоят из анкерита, кварца, кальцита, пирита, халькопирита, галенита, тетраэдрита, сфалерита, иногда чешуйчатого гематита (Фасталович, Петровская, 1940).

Теллуридная линия очень хорошо прослеживается в рудах месторождений Лебедино (табл. 1), Челопеча и Елшицы. Однако набор минералов теллура в месторождениях Челопеч (алтаит, нагиагит, голдфилдит, костовит, сильванит, теллуровисмутит, тетрадимит, теллур самородный) разнообразнее, чем в месторождениях Лебедино (алтаит, петцит, гессит, голдфилдит, теллур самородный) и Елшица (алтаит, голдфилдит, сильванит, теллуровисмутит, тетрадимит, теллур самородный). Тем не менее, в Челопече и Елшице нет, распространенных в Лебедино, гессита — теллурида серебра и петцита — теллурида золота и серебра, в котором серебро преобладает над золотом. Это можно объяснить недостатком серебра во время формирования руд месторождений Челопеч и Елшица. В рудах месторождения Челопеч обнаружены только

два минерала, содержащие серебро. Это сильванит — теллурид золота и серебра, в котором золото преобладает над серебром, и селенид Ag и Cu — эвкайрит. С этим же, очевидно, связано отсутствие примесей серебра в блеклых рудах и других сульфидах и сульфосолях болгарских месторождений. В Челопече есть теллурувисмутит — теллурид висмута и тетрадимит — теллуридо-сульфид висмута, отсутствующие в Лебедино, для которого не характерна висмутовая минерализация. В то же время на всех трёх месторождениях отмечаются блеклые руды, содержащие Те.

Для вулканогенных месторождений золотосульфидной формации характерны разнообразные блеклые руды разных генераций, различающиеся по составу. Блеклые руды с высоким содержанием теллура представляют позднюю генерацию.

На месторождении Радка первая зона эродирована, две следующие отработаны, поэтому анализы блеклых руд известны только для самой глубокой зоны (борнит-пиритовой ассоциации). Это мышьяково-сурьмяные блеклые руды. Содержание Те в них не превышает 0.07 а.ф. (атомов в формуле) (Ненашева, 20091).

Блеклые руды самой глубокой зоны месторождения Челопеч (борнит-пиритовая ассоциация) — сурьмяно-мышьяковые, с содержанием сурьмы до 0.3 а.ф., двух следующих зон, расположенных ближе к поверхности (людонит-энаргит-пиритовая и халькопирит-теннантитовая ассоциации), также мышьяково-сурьмяные, но содержание Sb в них доходит до 1.5 а.ф. Блеклые руды верхней зоны (халькопирит-теннантит-пиритовая ассоциация) содержат Те от 0.21 до 2.32 а.ф., Sb от 0.24 до 1.0 а.ф., As от 0.61 до 3.51 а.ф. Согласно номенклатуре блеклых руд, предложенной Н.Н. Мозговой и Цепиным (1983), это голдфилдит-теннантит-тетраэдриты, голдфилдит-тетраэдрит-теннантиты и теллуросодержащие тетраэдрит-теннантиты. Кроме того, из руд верхней зоны Челопеча известен анализ тетраэдрит-теннантита без Те (Коваленкер и др., 1986; Ненашева, 20091).

На месторождение Елшица изучена только верхняя зона, в которой установлены мышьяково-теллуровые блеклые руды с содержанием Те от 0.16 до 3.07 а.ф., As от 0.91 до 3.90 а.ф., Sb до 0.06 а.ф. (Коваленкер и др., 1986; Ненашева, 20091).

При нашем изучении руд Челопеча теллуросодержащих блеклых руд не было обнаружено (табл. 2). Тем не менее, пересчет анали-

зов на формулы показал интересные особенности. Выявлены минералы, которые оптически выглядят как блеклые руды, имеют такой же элементный состав, но их формулы отличаются по валентности меди. Анализы 1–9 (табл. 2, рис. 1а, b, c) пересчитываются на электронейтральные формулы только, если часть меди, дополняющая сумму двухвалентных катионов до величины 2, в них двухвалентная. Формулы для четырёх анализов из тринадцати оказались не электронейтральными при пересчете на 29 атомов в элементарной ячейке и при условии, что двухвалентных элементов в формуле 2 атома, согласно принятой для теннантита формуле —  $\text{Cu}_{10}^+(\text{Cu,Fe,Zn})_2^{2+}(\text{As,Sb})_4^{3+}\text{S}_{13}$  (табл. 2, ан. 10–13, первая строка формул, рис. 1d). При пересчете их на формулу  $\text{Cu}_8^+\text{Cu}_4^{2+}(\text{Fe,Zn})_2^{2+}(\text{As,Sb})_4^{3+}\text{S}_{13}$ , которая приводится в справочнике Флейшера (Back, Mandarino, 2008), формулы также не электронейтральны с еще большим превышением баланса валентности ( $\Delta \gg 3\%$ ). При пересчете их на 29 атомов в элементарной ячейке и при условии, что вся медь одновалентная, формулы становятся электронейтральными (табл. 2, ан. 10–13, вторая строка формул). Однако количество одновалентной меди в формуле в этом случае превышает принятые значения. Ранее такое превышение было известно для блеклых руд, содержащих много (более 7 мас.%) теллура, и объяснялось тем, что при замещении четырехвалентным теллуром трёхвалентных полуметаллов возникает избыточный заряд, деполаризация которого происходит за счет восстановления катиона  $\text{Cu}^{3+}$ , заполняющего вакансии в каркасе, до  $\text{Cu}^+$  (Мозгова, Цепин, 1983). Но в анализах 10–13 нет теллура, и всё-таки медь в них одновалентная. Только при пересчете этих анализов на формулу с большим количеством атомов в элементарной ячейке (32, 33, 34) формулы становятся электронейтральными (табл. 2, ан. 10–13).

В ранней работе (Ненашева, 20091) приведены пересчеты анализов блеклых руд из месторождений Челопеч, Радка и Елшица, опубликованных В.А. Коваленкером с соавторами (1986). Для 14 из 49 анализов (8 — из Челопеча, 4 — из Радки, 2 — из Елшицы) формулы при пересчете на 29 атомов в элементарной ячейке были не электронейтральными. Они становились электронейтральными только при пересчете на большее количество атомов (32, 33, 34). Там же было сделано предположение, что существуют новые минеральные виды, оптически и химически близкие к блеклым рудам, но с суммой атомов в элементарной ячейке равной 32, 33 и 34. Таким образом,

Таблица 2. Микронзондовые анализы блёклых руд месторождения Челопеч (данные автора)

№ ан.	Cu	Fe	Zn	Pb	As	Sb	S	Сумма
1	43.96	5.32	Н.о.	Н.о.	20.11	1.32	27.93	98.64
2	44.22	5.55	0.52	1.82	19.16	1.65	27.38	100.30
3	43.96	5.47	0.51	1.60	18.53	1.61	28.12	99.81
4	43.97	5.70	0.70	1.89	18.60	1.81	28.23	100.89
5	45.13	5.50	0.75	0.00	19.69	1.57	27.59	99.23
6	45.46	4.37	0.68	1.15	18.87	1.81	27.18	99.52
7	45.54	5.45	0.65	1.52	19.02	1.36	27.70	101.24
8	44.48	4.93	0.51	1.75	19.64	1.21	27.68	100.22
9	45.15	4.81	0.65	1.49	19.30	1.49	27.54	100.43
10	47.13	3.65	0.57	1.34	19.40	1.67	27.27	101.03
11	48.08	3.25	0.50	2.12	19.97	1.68	27.81	103.41
12	45.79	3.62	0.68	1.82	20.26	0.90	27.34	100.42
13	47.79	3.64	0.66	1.99	20.03	1.03	27.31	102.46
№ ан.	Формула (расчет на сумму атомов в эл. ячейке)						Сумма ат. в эл. ячейке	Δ, %
1	$Cu_{9.79}^{+}(Cu_{0.57}^{2+}Fe_{1.43}^{2+})_{2.00}(As_{4.02}Sb_{0.16})_{4.16}S_{13.04}$						29	0.9
2	$Cu_{10.17}^{+}(Cu_{0.26}^{2+}Fe_{1.49}^{2+}Zn_{0.12}Pb_{0.13})_{2.00}(As_{3.83}Sb_{0.20})_{4.03}S_{12.80}$						29	2.5
3	$Cu_{10.03}^{+}(Cu_{0.30}^{2+}Fe_{1.46}^{2+}Zn_{0.12}Pb_{0.12})_{2.00}(As_{3.69}Sb_{0.20})_{3.89}S_{13.09}$						29	1.8
4	$Cu_{10.06}^{+}(Cu_{0.19}^{2+}Fe_{1.51}^{2+}Zn_{0.16}Pb_{0.14})_{2.00}(As_{3.68}Sb_{0.22})_{3.88}S_{13.04}$						29	1.4
5	$Cu_{9.99}^{+}(Cu_{0.63}^{2+}Fe_{1.20}^{2+}Zn_{0.17})_{2.00}(As_{3.93}Sb_{0.19})_{4.12}S_{12.87}$						29	2.3
6	$Cu_{10.20}^{+}(Cu_{0.58}^{2+}Fe_{1.18}^{2+}Zn_{0.16}Pb_{0.08})_{2.00}(As_{3.80}Sb_{0.22})_{4.02}S_{12.78}$						29	2.6
7	$Cu_{10.30}^{+}(Cu_{0.30}^{2+}Fe_{1.44}^{2+}Zn_{0.15}Pb_{0.11})_{2.00}(As_{3.76}Sb_{0.16})_{3.92}S_{12.78}$						29	1.9
8	$Cu_{10.03}^{+}(Cu_{0.43}^{2+}Fe_{1.32}^{2+}Zn_{0.12}Pb_{0.13})_{2.00}(As_{3.92}Sb_{0.15})_{4.07}S_{12.90}$						29	1.7
9	$Cu_{10.14}^{+}(Cu_{0.48}^{2+}Fe_{1.29}^{2+}Zn_{0.15}Pb_{0.08})_{2.00}(As_{3.85}Sb_{0.18})_{4.03}S_{12.83}$						29	2.2
10	$Cu_{10.26}^{+}(Cu_{0.80}^{2+}Fe_{0.97}^{2+}Zn_{0.13}Pb_{0.10})_{2.00}(As_{3.86}Sb_{0.20})_{4.06}S_{12.68}$						29	4.1
	$Cu_{11.06}^{+}(Fe_{0.97}^{2+}Zn_{0.13}Pb_{0.10})_{1.20}(As_{3.86}Sb_{0.20})_{4.06}S_{12.68}$						29	1.1
	$Cu_{12.20}^{+}(Fe_{1.07}^{2+}Zn_{0.14}Pb_{0.11})_{1.32}(As_{4.26}Sb_{0.22})_{4.48}S_{13.99}$						32	1.1
	$Cu_{12.38}^{+}(Fe_{1.10}^{2+}Zn_{0.14}Pb_{0.11})_{1.33}(As_{4.39}Sb_{0.23})_{4.62}S_{14.43}$						33	1.0
	$Cu_{12.96}^{+}(Fe_{1.13}^{2+}Zn_{0.14}Pb_{0.11})_{1.38}(As_{4.52}Sb_{0.24})_{4.76}S_{14.86}$						34	0.9
11	$Cu_{10.19}^{+}(Cu_{0.89}^{2+}Fe_{0.85}^{2+}Zn_{0.11}Pb_{0.15})_{2.00}(As_{3.90}Sb_{0.20})_{4.10}S_{12.70}$						29	4.1
	$Cu_{11.08}^{+}(Fe_{0.85}^{2+}Zn_{0.11}Pb_{0.15})_{1.11}(As_{3.90}Sb_{0.20})_{4.10}S_{12.70}$						29	0.8
	$Cu_{12.22}^{+}(Fe_{0.94}^{2+}Zn_{0.12}Pb_{0.16})_{1.22}(As_{4.30}Sb_{0.22})_{4.52}S_{14.01}$						32	0.7
	$Cu_{12.60}^{+}(Fe_{0.97}^{2+}Zn_{0.12}Pb_{0.16})_{1.25}(As_{4.43}Sb_{0.23})_{4.66}S_{14.45}$						33	0.6
	$Cu_{12.98}^{+}(Fe_{1.06}^{2+}Zn_{0.12}Pb_{0.16})_{1.28}(As_{4.56}Sb_{0.24})_{4.80}S_{14.89}$						34	0.5
12	$Cu_{10.08}^{+}(Cu_{0.72}^{2+}Fe_{0.97}^{2+}Zn_{0.16}Pb_{0.13})_{2.00}(As_{4.05}Sb_{0.11})_{4.16}S_{12.78}$						29	3.8
	$Cu_{10.80}^{+}(Fe_{0.97}^{2+}Zn_{0.16}Pb_{0.13})_{1.26}(As_{4.05}Sb_{0.11})_{4.16}S_{12.78}$						29	0.9
	$Cu_{11.92}^{+}(Fe_{1.07}^{2+}Zn_{0.18}Pb_{0.14})_{1.39}(As_{4.47}Sb_{0.12})_{4.59}S_{14.10}$						32	0.9
	$Cu_{12.29}^{+}(Fe_{1.10}^{2+}Zn_{0.18}Pb_{0.14})_{1.42}(As_{4.60}Sb_{0.12})_{4.72}S_{14.54}$						33	0.7
	$Cu_{12.66}^{+}(Fe_{1.13}^{2+}Zn_{0.18}Pb_{0.14})_{1.45}(As_{4.74}Sb_{0.12})_{4.86}S_{14.98}$						34	0.6
13	$Cu_{10.35}^{+}(Cu_{0.75}^{2+}Fe_{0.96}^{2+}Zn_{0.15}Pb_{0.14})_{2.00}(As_{3.95}Sb_{0.12})_{4.07}S_{12.57}$						29	5.0
	$Cu_{11.10}^{+}(Fe_{0.96}^{2+}Zn_{0.15}Pb_{0.14})_{1.25}(As_{3.95}Sb_{0.12})_{4.07}S_{12.57}$						29	2.6
	$Cu_{12.25}^{+}(Fe_{1.06}^{2+}Zn_{0.16}Pb_{0.15})_{1.37}(As_{4.36}Sb_{0.13})_{4.49}S_{13.87}$						32	2.5
	$Cu_{12.63}^{+}(Fe_{1.09}^{2+}Zn_{0.16}Pb_{0.15})_{1.40}(As_{4.50}Sb_{0.13})_{4.63}S_{14.30}$						33	2.4
	$Cu_{13.01}^{+}(Fe_{1.12}^{2+}Zn_{0.16}Pb_{0.15})_{1.43}(As_{4.63}Sb_{0.13})_{4.76}S_{14.73}$						34	2.3

Примечание: Н.о. – не обнаружено. Аналитик Л.А. Паутов.

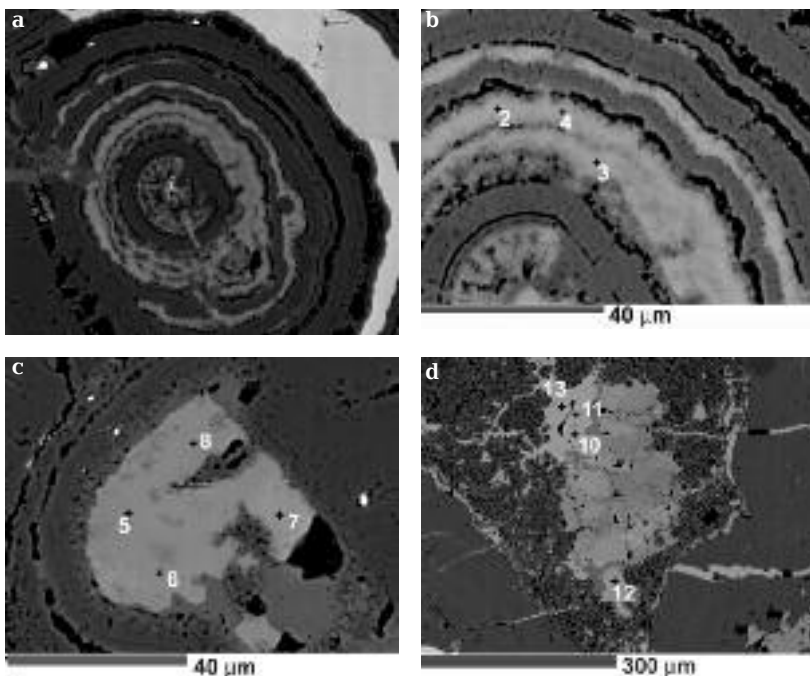


Рис. 1. Минералы в рудах месторождения Челопеч. Цифрами указаны номера точек, в которых проводился микрорентгеноспектральный анализ: а – центральная часть почки (светло-серое – блёклые руды, серое – карбонаты, темное – барит); б – один из слоев этой же почки; в – фрагмент соседней почки; д – минералы (светло-серое), близкие по составу к блёклым рудам в ассоциации с энгеритом, люцитом (серое) среди мелких выделения карбонатов и барита. В отраженных электронах. Образец Чел 992, участок 2.

получены еще 4 анализа из месторождения Челопеч (табл. 2, ан. 10–13), подтверждающие эту гипотезу.

Блёклые руды месторождения Лебедино более разнообразны, чем месторождений Челопеч, Радка, Елшица: 1) по характеру одновалентных металлов (кроме чисто медных, встречаются и медно-серебряные); 2) по составу двухвалентных металлов (цинкистые, цинкисто-железистые, железисто-цинкистые, медно-железистые, медно-цинкистые); 3) по характеру полуметаллов (существенно сурьмяные, сурьяно-мышьяковые, мышьяково-сурьмяные, сурьяно-мышьяково-теллуrowые). Встречаются они также в разных ассоциациях, но во всех ассоциациях наблюдаются галенит, халькопирит, пирит, арсенаты меди. Более распространены сурьмяные блёклые руды: изотропный тетраэдрит с большим количеством Zn – зандбергерит, выделяющийся в ассоциации с фаматинитом, арсеносульванитом, англезитом, арсенатами меди и содержащий: Zn от 5.14 до 8.07 мас.%, что составляет от 1.32 до 2.04 а.ф., Ag от 0.65 до 4.37 мас.%, или от 0.1 до 0.68 а.ф., Sb от 23.53 до 28.16 мас.%, что превышает 3 а.ф. (от 3.25 до 3.85); высокоцинкистый анизотропный теннантит-тетраэдрит – зандбергерит, обладающий более ярким отражением, близким к отражению галенита (Ненашева и др., 2010). Анизотропный зандбергерит отличается от изотропного зандбергерита отсутствием при-

месей Ag, Cd, Pb. В нем также отсутствует теллур, наличие которого в теллуросодержащих блёклых рудах делает их слабо анизотропными (Ненашева и др., 2011). Вероятно, анизотропию теннантит-тетраэдрита можно объяснить воздействием давления, о чем свидетельствуют многочисленные извилистые трещины, пересекающие его выделения.

Теллуросодержащие блёклые руды с содержанием Te от 0.17 до 13.52 мас.%, что составляет от 0.02 до 1.71 а.ф. представлены: голдфиддит-теннантит-тетраэдритом, голдфиддит-тетраэдрит-теннантитом, теллуросодержащим тетраэдрит-теннантитом, теллуросодержащим теннантит-тетраэдритом. Они являются более поздней генерацией, о чем говорит их ассоциация с вторичными медными сульфидами полисоматической серии халькозина  $mCu_2S \cdot nCuS$ , некоторые члены которой (анилит, джирит) образуются при температуре ниже 100°C. При содержании теллура более 7 мас.% количество меди превышает 11 атомов в элементарной ячейке, достигая 11.94 а.ф. То же самое, как отмечалось выше, характерно для руд Челопеча, и Елшицы (Ненашева, 2009<sub>1</sub>).

## Выводы

Представленные выше результаты позволяют предположить, что, возможно, на более глубоких горизонтах месторождения Лебе-

диное появится более богатая редкометалльная минерализация. Такое предположение становится более обоснованным, если вспомнить, что в рудах этого месторождения обнаружены минералы ванадия (сульванит и арсеносульванит), в одном из анализов зандбергерита впервые установлен германий (0.15 мас.%) (Ненашева, Карпенко, 2010). Кроме того, в последние годы на территории Якутии в разных месторождениях обнаружены минералы, содержащие примеси редких металлов. Например, в рудах Широкинского рудно-россыпного узла Аллаха-Юньского металлогенического пояса (Восточная Якутия) Г.С. Анисимовой (2002) обнаружен минерал, по составу близкий к некрасовиту, предварительно отнесенный к цинкистому некрасовиту. Он содержит небольшое количество германия. В том же районе Г.С. Анисимовой с соавторами (2011) установлен германиевый минерал — медьсодержащий аргиродит —  $(\text{Ag}_{5,9}\text{Cu}_{2,1})\text{GeS}_6$ .

Более глубокие зоны месторождения Елшица не изучены. Возможно, что их исследование также позволит обнаружить редкометалльную минерализацию, подобную установленной на месторождении Радка и Челопеч.

Автор благодарен Л.А. Паутову за выполненные микрорентгеноспектральные анализы.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Минобрнауки № 16.518.11.7101.

## Литература

- Анисимова Г.С. Новые данные о минералах меди, цинка, олова и ванадия // Минералогия. Минералы и парагенезисы минералов — IEM Virtual Library 2002. [http://library.iem.ac.ru/spb2002/chapter\\_3\\_2.doc](http://library.iem.ac.ru/spb2002/chapter_3_2.doc).
- Анисимова Г.С., Заякина Н.В., Кондратьева Л.А., Лескова Н.В. Находка медьсодержащего аргиродита  $(\text{Ag}_{5,9}\text{Cu}_{2,1})\text{GeS}_6$  // Минералогические перспективы. Мат. Межд. минералогического семинара. Сыктывкар: Геопринт. 2011. С. 13—14.
- Коваленкер В.А., Цонев Д., Бресковска В.В., Малов В.С., Тронева Н.В. Новые данные по минералогии медноколчеданных месторождений Центрального Среднегорья Болгарии // Метаморфизм, минералогия и вопросы генезиса золотых и серебряных месторождений. М.: Наука. 1986. С. 91—110.
- Мозгова Н.Н., Цепин А.И. Блеклые руды М.: Наука. 1983. 279 с.
- Ненашева С.Н. Некоторые особенности минералогии месторождений центральной части структурно-металлогенической зоны Среднегорья, Болгария // Новые данные о минералах. 2009, Вып. 44. С. 24—33.
- Ненашева С.Н. Особенности состава теллуросодержащих блёклых руд // Новые данные о минералах. 2009, Вып. 44. С. 34—44.
- Ненашева С.Н., Карпенко В.Ю. Особенности арсеносульванита из месторождения Лебедино (Центральный Алдан) // Новые данные о минералах. 2010. Вып. 45. С. 50—59.
- Ненашева С.Н., Карпенко В.Ю., Паутов Л.А. Сульфидная минерализация месторождения Лебедино (Центральный Алдан) // Новые данные о минералах. 2010. Вып. 45. С. 60—65.
- Ненашева С.Н., Паутов Л.А., Карпенко В.Ю. Разнообразие блёклых руд и вторичные минералы месторождения Лебедино (Центральный Алдан) // Новые данные о минералах. 2011. Вып. 46. С. 34—46.
- Спиригонов Э.М. Вулканогенные эпитеpmальные, мезотермальные, гипотермальные (ксенотермальные) месторождения золота и их минералого-геохимические особенности // Мат. IV Всерос. симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. 2009. С. 814—817. [www.kscnet.ru/ivs/conferences/symposium\\_4/abstr/index.html](http://www.kscnet.ru/ivs/conferences/symposium_4/abstr/index.html). С. 814—817.
- Фасталович А.И., Петровская Н.В. Характер оруденения Лебедино золоторудного месторождения (Алдан) // Советская геология. 1940. № 2—3. С. 54—65.
- Baek M.E., Mandarino J.A. Fleischer's glossary of mineral species 2008. Tucson: The Mineralogical Record Inc. 2008. 345 p.

УДК 553.25: 549.5:553.2

## СЛОЖНЫЕ ОКСИДЫ УРАНА В УРАНОВЫХ РУДАХ

А.А. Черников

*Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана, РАН, Москва, cher@fmm.ru*

В природе существуют содержащие  $U^{4+}U^{6+}$  или только  $U^{6+}$  титанаты. Для них описаны характерные физические, химические и оптические свойства, выявлена их роль в формировании урановых руд. Наиболее распространенный — браннерит — по составу подразделяется на ториевый (до 30% Th) и безториевый (0.0л% Th и ниже). В большинстве из 12 минералогических типов руд России и сопряженных стран, а также в конгломератах Канады и Бразилии он и другие титанаты являются рудообразующими минералами. Выявлено наличие наноразмерного ортобраннерита в урановых рудах Дружное на Алдане (РФ). Молибдаты  $U^{4+}$  мало влияют на формирование, состав и качество урановых руд. Бетафит, урансодержащие микролит и пирохлор распространены в карбонатитовых рудах, из которых уран извлекался как попутный элемент. Нужно считать перспективным вовлечение в разработку крупных комплексных карбонатитовых руд России.

В статье 3 таблицы, 4 рисунка, список литературы из 50 названий.

Ключевые слова: браннерит, ортобраннерит, давидит-(Ce), давидит-(La), давидит-(Y), урансодержащий анатаз, урансодержащий ильменит, бетафит, уранмикролит, уранпирохлор.

Известны простые и сложные оксиды урана. Первые, как и гидроксиды уранила, рассмотрены ранее (Черников, 2011). К сложным оксидам относятся титанаты, титано-ниобаты и молибдаты урана. Наиболее широко распространены в урановых рудах титанаты урана и, особенно, браннерит. Однако, некоторые другие из сложных оксидов, например, бетафит, реже уранпирохлор и уранмикролит, могут формировать комплексные уран-тантал-ниобиевые или уран-ниобий-танталовые руды с попутным извлечением из них U, Zr, TR, Sr, P и других элементов. Молибдаты урана — седовит, моурит и молуранит — отмечаются в рудах некоторых месторождений. Кроме того, в урановых рудах широко распространены сложные урансодержащие оксиды титана и плохо диагностируемые сложные титановые продукты, которые содержат четырехвалентный + шестивалентный или только шестивалентный уран. Целью этой работы является анализ литературных и некоторых новых собственных данных автора для установления мест распространения минералов\*, выявления характерных для них физических, химических и оптических свойств и роли сложных оксидов урана (IV + VI) и слабо диагностируемых титанатов в формировании урановых руд.

### Уран-титановые минералы и минеральные образования

Эти минералы и окисленные минеральные фазы подразделяются на образования, содержащие четырехвалентный уран, и ми-

нералы и минеральное вещество, в которых уран находится только в шестивалентном состоянии; последние иногда описываются в геологической литературе как «окисленный браннерит». Уран-титановые образования четырехвалентного урана, как показали детальные исследования руд месторождений Стрельцовского рудного поля (Юго-Восточное Забайкалье, РФ), Дорнотской группы месторождений в Северо-Чойбалсанской уран-рудной провинции Восточной Монголии и месторождений Алдане (РФ), состоят из рентгеноаморфного браннерита, обогащенного железом уранового титаната, урансодержащих продуктов их изменения, анатаза и, возможно, ильменита. В рудах месторождения Дружное, Эльконский горст на Алдане (Готман и др., 1971; Черников и др., 1997) описан урансодержащий анатаз  $Ti(U)O_2 + UO_3$ . Кроме того, неназванный уран-титановый минерал  $(U,Ca,Pb,Ce)_2(Ti,Fe)_3O_{10}$  изучался из руд месторождений Мичуринского рудного поля, Украина (Коченова и др., 1970; Черников и др., 1997). Он представлен в таблице 1 как «неназванный железо-титановый минерал», описанный как возможная разновидность давидита-(Ce).

**Браннерит  $(U,Ca,Th,Y,Ce)(Ti,Fe^{3+})_2O_6$ .** Синонимы: кордобаит (George, 1949), абсит и лодочникит (Повилайтис, 1963). Минерал моноклинной сингонии, пр. гр.  $C2/m$ ,  $C2$ ,  $Cm$  или  $I2/m$ . Параметры элементарной ячейки кристаллического браннерита в естественном состоянии:  $a_0 = 8.87(1)$ ,  $b_0 = 3.703(2)$ ,  $c_0 = 6.797(4)\text{\AA}$ ,  $\beta = 104.07^\circ$ ,  $V = 217\text{\AA}^3$ ,  $Z = 2$  (Graeser, Guggenheim, 1990). Синтетический

\* — с 1945 по 1992 гг. всякое упоминание о нахождении радиоактивных минералов на территории бывшего СССР и стран Европы и Азии, а также Кубы строго запрещалось, поэтому в настоящей работе места находки описанных урановых минералов из этих стран заново восстановлены.

Таблица 1. Титанаты урана и другие минералы, содержащие уран и титан

Минерал, формула	Сингония. Форма выделения. Параметры эл. ячейки (Å)	Цвет и другие характерные свойства
Браннерит (U,Ca,Th,Y,Ce)(Ti,Fe <sup>3+</sup> ) <sub>2</sub> O <sub>6</sub>	Моноклинная. Призматические кристаллы, изометричные выделения. В естественном состоянии: $a_0 = 8.87$ , $b_0 = 3.70$ , $c_0 = 6.797$ , $Z = 2$ . Прокаленный: $a_0 = 9.76 - 9.78$ , $b_0 = 3.75 - 3.82$ , $c_0 = 6.89 - 6.99$	Черный до бурого. Пл. 6.35 (изм.), 6.36 (выч.)
Ортобраннерит (U <sub>0.5</sub> <sup>4+</sup> U <sub>0.5</sub> <sup>5+</sup> )Ti <sub>2</sub> O <sub>6</sub> (OH)	Ромбическая. Призматические кристаллы и изометричные выделения. Прокаленный: $a_0 = 7.37$ , $b_0 = 11.67$ , $c_0 = 6.33$ , $Z = 2$	Черный. Пл. 5.46 (изм.), 5.46 (выч.)
Урансодержащий анатаз Ti(U)O <sub>2</sub> + UO <sub>3</sub> – TiO <sub>2</sub> (UO <sub>3</sub> ,UO <sub>2</sub> )	Тетрагональная. $a_0 = 3.78$ , $c_0 = 9.5$	Желтый до темно-бурого. Пл. 3.85 – 3.95 (изм.),
Незванный железо – титановый минерал (U,Ca,Pb,Ce) <sub>2</sub> (Ti,Fe) <sub>3</sub> O <sub>10</sub>	Игольчатые кристаллы	Светло-желтый до темно-бурого и почти черного. Пл. – 4.2.
Давидит-(Ce) (Ce,La)(Y,U,Fe <sup>3+</sup> )(Ti,Fe <sup>3+</sup> ) <sub>20</sub> (O,OH) <sub>38</sub>	Тригональная. Сплошные массы и таблитчатые кристаллы. $a_0 = 10.35 - 10.36$ , $c_0 = 20.84 - 20.85$ минерал – темно-бурый.	Черный и серо-черный, слегка измененный
Давидит-(La) (La,Ce)(Y,U,Fe <sup>2+</sup> )(Ti,Fe <sup>3+</sup> ) <sub>20</sub> (O,OH) <sub>38</sub>	Тригональная. Сплошные массы и таблитчатые кристаллы. $a_0 = 10.35 - 10.36$ , $c_0 = 20.84 - 20.85$	-//-
Давидит-(Y) (Y,U,Fe <sup>2+</sup> ) <sub>2</sub> (Ti,Fe <sup>3+</sup> ) <sub>20</sub> (O,OH) <sub>38</sub>	Тригональная. Сплошные массы и таблитчатые кристаллы. $a_0 = 10.37$ , $c_0 = 20.87$	-//-
Бетафит (U <sup>4+</sup> ,Ca) <sub>2</sub> (Nb,Ti) <sub>2</sub> O <sub>6</sub> (OH,F)	Кубическая. $a_0 = 10.27 - 10.39$	Желтый, бурый до черного. Пл. 3.7 – 5.2; $n = 1.91 - 2.2$ .
Содержащие уран микролит – пирохлор (U,Ca,Ce) <sub>2</sub> (Nb,Ta,Ti) <sub>2</sub> O <sub>6</sub> (OH,F)	Кубическая. $a_0 = 10.40$ Кубическая. $a_0 = 10.44$	Буровато-черный до светло-бурого. Пл. 4.2 – 6.4.
Уранмикролит (U <sub>0.5</sub> Ca <sub>0.5</sub> )(Ta,Ti) <sub>2</sub> O <sub>6</sub> (OH,F)	Кубическая. $a_0$ промежуточный между микролитом и бетафитом	
Уранпирохлор (U <sub>0.5</sub> Ca <sub>0.5</sub> )(Nb,Ti) <sub>2</sub> O <sub>6</sub> (OH,F)	Кубическая. $a_0$ промежуточный между пирохлором и бетафитом	
Окисленные титанаты урана: остаточные продукты окисления браннерита, анатаза, возможно, ильменита и переходных разностей	Рентгеноаморфные или слабораскристаллизованные рыхлые и стекловатые массы	Желтый, светло-бурый и бурый. Пл. 3.95 – 3.29

Примечание: Пл. – плотность, (изм.) – измеренная, (выч.) – вычисленная;  $n$  – показатель преломления.

браннерит:  $a_0 = 9.87$ ,  $b_0 = 3.76$ ,  $c_0 = 6.95\text{Å}$ ,  
 $\beta = 119.5^\circ$ ,  $V = 224\text{Å}^3$ ,  $Z = 2$ . Плотность изме-  
ренная 6.35, вычисленная – 6.36 (Patchett,  
Nuffield, 1960). Рентгеноаморфный в есте-  
ственном состоянии браннерит после прокали-  
вания (Patchett, Nuffield, 1960) имеет парамет-  
ры элементарной ячейки синтетического  
аналога. Параметры рентгеноаморфного  
браннерита (Bianconi, Simonetti, 1967; Сидо-  
ренко, 1978) главным образом зависят от со-  
держания тория.

Главные линии рентгенограммы минерала  
в естественном состоянии: ( $I_2/m$ ) 3.402 (100);

2.446 (80); 1.860 (70); 1.615 (60); после прокали-  
вания: 4.70 (5); 3.42 (10); 3.32 (6); 2.91 (5); 2.45 (7);  
2.276 (7); 1.903 (8); 1.623 (6); 1.569 (5).

Кристаллический и рентгеноаморф-  
ный минерал слабо прозрачный, не имеет  
спайности. Излом раковистый. Блеск смо-  
ляной или стеклянный. Твердость 4.5 – 5  
(520 – 720 кг/мм<sup>2</sup>) для кристаллов, понижается  
до 4 – 3.5 (387 кг/мм<sup>2</sup>) для рентгеноаморф-  
ных разностей. Удельный вес повышается с  
4.32 для рентгеноаморфного браннерита до  
6.35 для кристаллов. Показатель преломле-  
ния рентгеноаморфного Алданского бран-

нерита (Готман и др., 1968)  $2.06 < n < 2.11$  и повышается до 2.2–2.4 для кристаллического образца.

Цвет браннерита в проходящем свете меняется от темного красновато-коричневого до темного красно-бурого, почти черного, в отраженном свете минерал серый. Отражение зависит от степени окисления урана: 18–19% для минерала, содержащего только четырехвалентный уран; 17–18% — у частично измененного, содержащего шестивалентный и четырехвалентный уран, и 16–15% — у окисленного браннерита. Как кристаллическая, так и рентгеноаморфная разности минерала изотропные с красновато-бурыми и бурыми внутренними рефlekсами.

По составу выделяют два типа браннерита: содержащий торий до 30 мас.% и практически лишенный тория. Ториевый браннерит, обычно в повышенных концентрациях содержащий и редкие земли, образует вкрапленники единичных кристаллов и ассоциирует с уранинитом, торианитом и тантало-ниобатами в полях развития гранитоидов и различных метаморфизованных пород, присутствуя в многочисленных проявлениях уран-ториевой и уран-редкоземельной минерализации в пегматитах, грейзенах, в различных по составу метасоматитах, в кварцевых, кварц-полевошпатовых и кварц-молибденит-вольфрамитовых жилах.

Браннерит, лишенный тория (0.0л% и ниже) и содержащий  $TR_2O_3$  в малых концентрациях (1.5% и ниже), распространен в урановых рудах различного типа. М.Ф. Стрелкин с соавторами (1967) рассмотрели условия образования браннерита в гидротермальных, осадочных и метаморфогенных месторождениях. Как ранее уже отмечалось (Черников и др., 1997; Chernikov, 2006/2007), в большинстве из 12 выделенных минералогических типов урановых руд России и сопряженных стран обнаружен браннерит и плохо диагностируемые титанаты, содержащие высокие концентрации урана.

Первый тип — браннеритовые руды, содержащие самородное золото и, иногда, молибденит, из калиевополевошпатовых метасоматитов долгоживущих зон Эльконского горста на Алдане. К нему относятся месторождения: Дружное, Эльконское плато, Курунг и другие. Руды их, особенно из глубинной зоны гипергенеза, помимо браннерита включают трудно определяемые, наноразмерные минеральные продукты, содержащие U, Ti, Ca, Zr, Si и другие химические элементы. Настуран, коффинит и минералы уранила редки в этом типе руд.

Второй — браннерит-уранинитовый тип — встречается в березит- и карбонат-альбитовых зонах Северо-Казахстанской провинции. Настуран и коффинит присутствуют в рудах в небольших количествах. Камышевое, Шокпак и Молодежное в Чистопольском рудном поле являются наиболее крупными месторождениями этого типа руд.

Третий — уранинит-коффинит-настуран-браннеритовый тип — формируется в альбититах древних трещин Кировоградского складчатого блока Украинского щита (Украина). Мичуринское, Северинское и Ватутинское являются характерными месторождениями руд данного типа. Урансодержащий апатит, коффинит, настуран, малакон (гидратированный циркон), а также гипергенные урановые продукты типа ненадежита — смеси урановых минералов, болтвудита, казолита или коффинита — присутствуют в рудах.

Четвертый — коффинит-браннеритовый тип — обнаружен в хлорит-карбонат-альбитовых метасоматитах в зоне Володарского глубинного разлома Кокчетавского срединного массива, Северный Казахстан. Косочинское и Кутузовское месторождения являются типичными объектами. Настуран присутствует в рудах в подчиненном количестве.

В коффинит-апатитовых рудах (пятый тип) карбонат-хлорит-альбит-апатитовых метасоматитов зон Володарского глубинного разлома, Северный Казахстан, браннерит, настуран, урансодержащий циркон (циртолит, аршиновит, по Королеву и др., 1983) и железистый торит присутствуют в рудах в переменных количествах, при этом коффинит и урансодержащий апатит в них преобладают.

В фосфоритовых рудах Тастыколь-Коксорского рудного поля Северного Казахстана (шестой тип) титанаты урана в ощутимых количествах не обнаружены.

Коффинит-уранинит-браннерит-настурановый (седьмой) тип руд в магнетит-альбит-карбонатных метасоматитах Криворожского бассейна на Украине (Жёлтореченское и Первомайское месторождения), где титановые минералы содержатся в подчиненном количестве.

Коффинит-настурановый (восьмой) тип комплексных (V, Pd, Au, U) руд Карелии (РФ) редко содержит браннерит.

Девятый — настурановый тип с большим количеством подтипов минеральных парагенезисов, только в уран-молибденовых месторождениях Стрельцовского рудного поля Восточного Забайкалья (РФ) и в Дорнотской группе (Дорнотское, Гурванбулакское и другие месторождения Восточной Монголии)

браннерит и другие титанаты урана широко развиты в урановых рудах, особенно в зоне глубинного гипергенеза. В других уран-молибденовых месторождениях на территории бывшего Советского Союза (Каттасай-Алтангинское рудное поле, Приташкентский район в Узбекистане; Кызылсайское рудное поле и месторождение Ботга-Бурум в Чу-Илийских горах Киргизии; Джидели, Центральный Казахстан; Маныбай, Восток, Шатское и другие в Северном Казахстане) титанаты урана и браннерит не обнаружены. Не встречены они и в многочисленных собственно урановых месторождениях — Бык и Бештау (район Кавказских Минеральных Вод); Серное (Туркменистан); в месторождениях Болгарии и Северного Казахстана.

Нет достоверных данных о нахождении браннерита в 10 (с урансодержащим апатитом) и 12 (с минералами уранила) минералогических типах руд.

Сильно окисленный браннерит (с отношением  $UO_3:UO_2 = 15:1$ ) установлен Е.З. Бурьяновой и Е.И. Барановой (1963) в песчаниках терригенных отложений средне-познедевонского возраста (11 тип), комплексного, как теперь выявлено, урано-селенового месторождения Усть-Уюк, Центрально-Тувинский район (Республика Тува, РФ). Урановое оруденение, помимо браннерита, представлено в рудах настураном и коффинитом, а селеновое — клаустолитом и кадмоселитом.

Браннерит является одним из рудных минералов в древних кварц-галечных конгломератах Блайн-Ривер — Эллиот-Лейк (пров. Онтарио, Канада), конгломератах Жакобина и Беду-Оризонти Бразилии и Витватерсранд (ЮАР). В небольших количествах браннерит и бетафит отмечаются в месторождении Россинг (Намибия, Ю-З Африка), где бетафит-браннеритовые руды составляют 5% запасов этого крупного уранового месторождения (Лаверов и др., 1983).

В рудных пластах медного пояса Северной Родезии (Южная Африка) также установлен браннерит, наряду с настураном и уранинитом (Медный пояс..., 1963). Браннерит из этих руд имеет самый молодой возраст из урановых минералов региона,  $500 \pm 15$  млн. лет (медное месторождение Кансанши), а жильный уранинит из уранового месторождения Нкана имеет больший возраст 520 млн. лет, в то время как уранинит из золото-уранового месторождения Шинколобве в соседнем Конго, значительно старше — 620 млн. лет (Darnley, 1960; Медный пояс..., 1963). В урановом месторождении Миндола возраст настурана равен так же приблизительно 520 млн.

лет (Bowie, 1960). Следовательно, можно допустить, что браннерит формировался после гипергенных и гипогенных переработок минерализации с уранинитом и настураном.

Браннерит в урановых рудах обычно наблюдается в цементе песчаника или тектонических брекчий в виде сплошных масс или скоплений призматических, удлинённых, главным образом, наноразмерных кристаллов, реже достигающих 0.25 мм в длину. В рудах Дорнотских (Дорнотское, Гурванбулакское, Мардайнгольское, Нэмэрское) месторождений (Черников, Костиков, 2006) он образует вкрапленники изометрические формы, игольчатые и линзовидные выделения. Иногда такие кристаллы раздроблены и сцементированы настураном, что обычно обнаруживается при электронно-микроскопическом изучении образцов. Были встречены друзовые скопления боченковидных или призматических выделений браннерита при исследовании под электронным микроскопом (рис. 1). Некоторые микро- и наноразмерные кристаллы (рис. 1, 2) подобны более крупным кристаллам браннерита размером 1 см (рис. 3) и 0.6 см (рис. 4) из Швейцарии (Bionconi, Simonetti, 1967; Graeser, Guggenheim, 1990), у которых четко выражены формы:  $\{10\bar{2}\}$ ,  $\{101\}$ ,  $\{001\}$ ,  $\{410\}$ ,  $\{111\}$  и  $\{023\}$ ,  $\{211\}$ ,  $\{2\bar{1}1\}$ ,  $\{110\}$ ,  $\{40\bar{1}\}$ ,  $\{41\bar{1}\}$ ,  $\{1\bar{1}0\}$ ,  $\{21\bar{1}\}$ ,  $\{10\bar{1}\}$ ,  $\{023\}$ .

Браннерит урановых месторождений, согласно многочисленным публикациям (Бурьянова, Баранова, 1963; Готман и др., 1968; 1971; Стрелкина и др., 1977; Королев и др., 1979; Мигута, 1989; Черников, Костиков, 2006; Черников и др., 2008; и др.) и новым неопубликованным данным автора, всегда содержит воду,  $SiO_2$ , CaO; почти всегда —  $ZrO_2$ , иногда — оксиды железа и вольфрама, в количестве от десятых долей до процента. Вольфрам и реже ниобий характерны только для браннерита из месторождений Алданского золото-уранового района, тогда как цирконий отмечается в браннерите всех других урановых месторождений. Минерал ассоциирует с дисперсными уран-титанатами, водными силикат-титанатами урана, простыми оксидами урана и коффинитом, которые, как и браннерит, являются протоминералами в глубоких частях месторождений.

Таким образом, браннерит широко распространён в урановых рудах месторождений мира и России. Его присутствие отрицательно отражается на технологических особенностях руд, и когда наблюдается значительное преобладание браннерита над простыми оксидами и силикатами урана (IV),

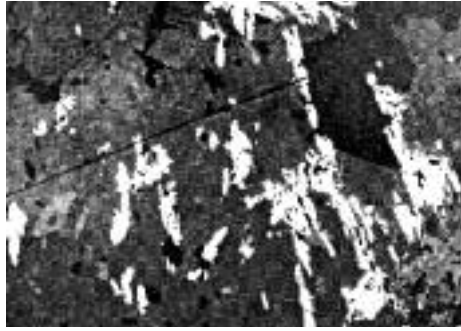


Рис. 1. Боченковидные кристаллы браннерита из руд месторождений Дорнотской группы Монголии. Электронно-микроскопический снимок.

Рис. 2. Игольчатый (светло-серый) браннерит из руд месторождений Эльконского горста Алдана. В отраженном свете,  $\times 160$ .

Рис. 3. Идеализированный удлиненный кристалл браннерита (Viaconi, Simonetti, 1967) из пегматита Швейцарии.

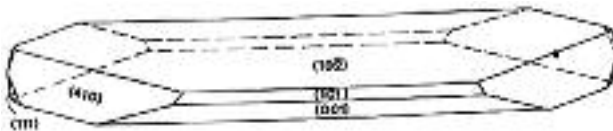


Рис. 4. Идеализированный призматический кристалл браннерита (Graeser, Guggenheim, 1990) из пегматита Швейцарии.

особенно в бедных и рядовых рудах, извлечение урана из них осложняется. Поэтому золото-урановые руды Эльконского горста на Алдане, как и руды глубоких горизонтов месторождений Стрельцовского рудного поля Забайкалья или Дорнотских месторождений Монголии, в настоящее время представляют собой только потенциальные запасы урана.

**Ортобраннерит** ( $U_{0.5}^{6+}U_{0.5}^{4+}Ti_2O_6(OH)$ ). Минерал ромбической сингонии, пр. гр.  $P2_122$ . Параметры элементарной ячейки минерала из Китая (Peiking..., 1978):  $a_0 = 7.37$ ,  $b_0 = 11.67$ ,  $c_0 = 6.33\text{\AA}$ ,  $Z = 2$ ; X-фаза Г.К. Кривоконевой (1972):  $a_0 = 7.415 \pm 0.003$ ,  $b_0 = 11.77 \pm 0.01$ ,  $c_0 = 6.38 \pm 0.002\text{\AA}$ . Кристаллы призматические; простые формы  $\{001\}$ ,  $\{120\}$ ,  $\{021\}$ ,  $\{110\}$ ,  $\{140\}$ ; некоторые кристаллы имеют дополнительные простые формы  $\{210\}$ ,  $\{180\}$ .

Ортобраннерит описан в работе Пекинского института урановой геологии (Peiking..., 1978) из выветрелых биотит-пироксеновых сиенитов в провинции Юньнань и из щелочных лампрофиров в провинции Сычуань (КНР). Он также распространен в урановых рудах Алданских месторождений России в виде мелких ( $8 \times 12$  мм и мельче) призматических кристаллов и изометричных выделений, рентгеноаморфных при нормальной температуре. Как отмечают китайские ученые и Дин К. Смит (1988), ортобраннерит конформен с X-фазой Г.К. Кривоконевой (1972), которая, не называя месторождений, изучала

браннерит из Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана РАН (№№ 61558, 64935, 64865, 67310) и образец В.М. Поляковой (призматические кристаллы и изометричные выделения). Теперь мы можем указать, что первый образец, записанный в музее как браннерит, происходил из Джидинского молибден-вольфрамового месторождения в Бурятии (РФ), а образец В.М. Поляковой — из месторождения Дружное Эльконского горста на Алданском щите, Республика Саха (Якутия), РФ). Позже Е.М. Стрелкина с соавторами (1977), как нами установлено, из того же месторождения Дружное изучали непрокаленный образец уранового титаната, который, по рентгеновским данным, приведенным в таблице 2, относится к плохо раскристаллизованному, наноразмерному ортобраннериту. Следовательно, на месторождении Дружное обнаружен рентгеноаморфный при нормальной температуре ортобраннерит и слабораскристаллизованный наноразмерный его аналог.

**Давидит-(Ce)**  $(Ce,La)(Y,U,Fe^{2+})(Ti,Fe^{3+})_{20}(O,OH)_{38}$ ; **давидит-(La)**  $(La,Ce)(Y,U,Fe^{2+})(Ti,Fe^{3+})_{20}(O,OH)_{38}$ ; **давидит-(Y)**  $(Y,U,Fe^{2+})_2(Ti,Fe^{3+})_{20}(O,OH)_{38}$ . Синонимы давидита: «радиоактивный минерал из Мозамбика», уфергит (уферит), мавудзит (мавузит), ферутит (Минералы, 1967).

Давидит, открытый Д. Моусоном (Mawson, 1906) в самом начале XX века и названный в честь Т. Давида, оставался долгое вре-

Таблица 2. Данные рентгенометрического исследования браннерита, X-фазы (ортобраннерита) Г.К. Кривоконовой и непрокаленного образца Е.М. Стрелкиной и соавторов

Прокаленный при 900°C;			Непрокаленный образец (Стрелкина и др., 1977)			Прокаленный при 1200°C		
X-фаза (Кривоконова, 1972)						браннерит (Кривоконова, 1972)		
<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	
54	4.93	110	—	—	—	—	—	
11	4.60	012	—	—	—	—	—	
81	3.92	030	—	—	—	—	—	
13	3.42	—	1	3.45	100	3.41	110	
27	3.34	013	8	3.35	54	3.32	202-	
22	3.24	—	—	—	—	—	—	
100	3.19	200	4	3.23	—	—	—	
15	3.10	121	3	3.00	24	3.00	002	
19	2.84	211	1	2.91	57	2.89	201	
—	—	—	1	2.78	54	2.75	111	
77ш	2.47	030,203,123	2	2.43	54	2.50	112-	
					50	2.45	311-	
15	2.42	031,220	—	—	10	2.42	401-	
45	2.30	130,024	—	—	—	—	—	
6	2.26	131	—	—	64	2.27	310	
6	2.22	105	—	—	—	—	—	
13	2.13	115,132	1	2.16	29	2.145	400	
—	—	—	—	—	—	—	—	
36	1.595	400	1	1.57	21	1.571	221	

мя дискуссионным в отношении существования в качестве самостоятельного минерала. К настоящему времени решена кристаллическая решетка минерала (Gatehouse *et al.*, 1979) и выделяются три минеральных вида: давидит-(Ce), давидит-(La) и давидит-(Y) (Кривовичев, 2008). Кристаллическая решетка определена после прокаливания на воздухе при 920°C в течение 2-х часов метамиктного в естественном состоянии давидита из штата Аризона (США). Эти минералы имеют тригональную симметрию группы кричтонита. Пр. гр.  $R\bar{3}$ ;  $a_0 = 10.35 - 10.36$ ,  $c_0 = 20.84 - 20.85 \text{ \AA}$  для давидита-(Ce) и давидита-(La),  $a_0 = 10.37$ ,  $c_0 = 20.87 \text{ \AA}$  для давидита-(Y) (Strunz, 1966; Минералы, 1967). Плотность вычисленная — 4.72; измеренная (Pabst, 1961) — 4.4. По другим данным (Королев и др., 1979); измеренная плотность в связи с вариациями состава минерала изменяется от 4.29 до 4.89. Микротвердость его 669 — 1100 кг/см<sup>2</sup>, или в пределах 6 — 7 по шкале Мооса. Отражательная способность

составляет 15 — 21%. Показатель преломления 2.11 — 2.37. Главные межплоскостные расстояния прокаленного давидита: 3.41(6); 3.25(9); 3.06(6); 2.898(9); 2.854(6); 2.496(6); 2.257(6); 1.808(6); 1.605(10); 1.513(6); 1.443(10) (Минералы, 1967).

Давидит-(Y) отмечается в пегматитах (Урал, Россия; Аризона, США и Ивеланд, Норвегия), а в некоторых породах как акцессорный минерал. Он всегда содержит помимо Y также Ce и La. Давидит-(Ce) распространен в пегматитах и в урановых рудах Радидум Хилл Южной Австралии, в которых развит и давидит-(La). В урановых рудах России и сопряженных стран давидит не обнаружен. Незаванный железо-титановый минерал  $(U, Ca, Pb, Ce)_2(Ti, Fe)_3O_{10}$ , изучавшийся Е.В. Копченовой с соавторами (1970) в рудах месторождений Мичуринского рудного поля на Украине наиболее соответствует давидиту-(Ce), отличаясь от него как по составу, так и по физическим данным. Окраска минерала изменяется от светло-желтой до сургучно-красной, темно-бурой, что также отличает его от давидита-(Ce).

**Бетафит**  $(U^{4+}, Ca)_2(Ti, Nb, Ta)_2O_6(OH, F)$  из группы микролит  $(Na, Ca)_2Ta_2O_6(O, F)$  — пироклора  $(Na, Ca)_2Nb_2O_6(O, F)$ , уранмикролит  $(U_{0.5}Ca_{0.5})(Ta, Ti)_2O_6(OH, F)$ , уранпироклор  $(U_{0.5}Ca_{0.5})(Nb, Ti)_2O_6(OH, F)$ . Все указанные минералы, даже если в их формулы не входят титан и уран, содержат их. Бетафит отличается от перечисленных минералов более высоким содержанием урана (до 30 мас.%  $U_3O_8$ ). Синонимы его: блонстрандит, менделеевит, эльсвортит, виикит (Минералы, 1967). Минерал кубической сингонии,  $a_0 = 10.27 - 10.39 \text{ \AA}$ , часто метамиктный, пр. гр.  $Fd\bar{3}m$  (Смит, 1988). Кристаллы октаэдрические, реже додекаэдрические. Наблюдаются простые формы {100}, {110}, {111}, {311}; реже {332} и {320}. Плотность 3.7 — 5.2, твердость 4 — 5.5, изотропный, показатель преломления 1.91 — 2.2, изменяются в связи с изменением состава и степени гидратации, а также метамиктности. Цвет желтый, бурый, серовато-бурый до черного. Излом раковистый. Просвечивает до непрозрачного в темноокрашенных кристаллах. Иногда наблюдаются кристаллы с зонами, имеющими различную окраску. В отраженном свете серый. Главные межплоскостные расстояния бетафита (Мадагаскар): 3.99(3), 2.98(10), 2.49(3), 1.82(8), 1.55(6), 1.154(3) (Frondele, 1958).

Уранмикролит (синонимы: джалмаит, танталгачеттолит) отличается от микролита повышенным содержанием урана (0.6 — 2.17%  $UO_2^+$  6.8 — 14.6%  $UO_3$ ) и титана (более 1%  $TiO_2$ ).

Минерал метамиктный, гидратированный. По физическим и оптическим свойствам является промежуточным между микролитом и бетафитом. Параметр элементарной ячейки  $a_0 = 10.397\text{\AA}$ , возможно увеличение до  $10.40\text{\AA}$  ( $Fd3m$ ) (Смит, 1988).

Уранпирохлор (синоним гатчеттолит) составу отличается от пирохлора повышенным содержанием урана (от 15 до почти 20%  $UO_3$  или 17–19%  $U_3O_8$ ) и часто титана (6.5–10.5%  $TiO_2$ ). Минерал метамиктный, значительно гидратированный. По физическим и оптическим свойствам является промежуточным минералом между пирохлором и бетафитом. Параметр элементарной ячейки  $a_0 = 10.44\text{\AA}$  (пр. гр.  $Fd3m$ ). Показатель преломления  $n = 1.98–2.03$ .

Минералы распространены в карбонатах, входя в состав комплексных руд с повышенным содержанием урана, из которых уран иногда извлекался как попутный элемент, например, из карбонатитов Палабора, ЮАР (Geology..., 1976; Лаверов и др., 1983).

Главным рудным минералом бетафит является в карбонатитовых рудах месторождения Ньюмен, на островах Мониту озера Ниписсин (провинция Онтарио, Канада) (Geology..., 1976; Черников, 2010). Кроме урана, тантала и ниобия, в его составе присутствует торий, а в рудах — фосфор (Rowe, 1954; Хейрих, 1962). В результате поисково-разведочных работ только на комплексные тантало-ниобиевые руды, в мире установлено более 50 ураноносных карбонатитов, примерно третья часть их находится в России. Ряд таких комплексных руд (Ta, Nb, TR, P) месторождений в карбонатитах содержит 0.05%, иногда 0.12%  $U_3O_8$ . Но чаще эти концентрации изменятся от 0.01 до 0.03%, и запасы только урана достигают средних и крупных размеров (Белов и др., 2008; Черников, 2010). Поэтому, нужно считать перспективным вовлечение в разработку крупных комплексных карбонатитовых руд России, особенно учитывая импорт ниобия, тантала, а также дефицит фосфора и урана в нашей стране.

**Оксиды титана типа анатаза, содержащие U(IV+VI):  $Ti(U)O_2+UO_3$ .** Сложные оксиды титана, содержащие U(IV + VI), описаны на нескольких месторождениях. Еще А. Пабст (Pabst, 1954), изучавший браннерит из Айдахо (Idaho) в Калифорнии (США), отмечал, что минерал изменяется до землистого буро-желтого материала, который дает слабые рефлексы на рентгенограмме, соответствующие анатазу, и после прокалывания получилась порошкограмма рутила. М.М. Повилайтис (1961), изучавшая, как теперь установлено,

браннерит Джидинских молибден-вольфрамовых месторождений (Бурятия), описала вторичные продукты, замещающие браннерит, средний показатель преломления которых  $2.24\pm 0.03$ , а рентгеновские межплоскостные расстояния соответствуют анатазу.

Наиболее достоверно урансодержащий анатаз установлен в рудах Алданских месторождений в России (Готман и др., 1971) и Дорнотских — в Монголии (Филоненко и др., 1993; Черников, Костиков, 2006). Он встречается также в зоне глубинного гипергенеза на средних и глубоких горизонтах месторождений Стрельцовкое-Антей и некоторых других месторождений. Я.Д. Готман с соавторами (1971) выделяют желтые «анатазовые» охры, содержащие только шестивалентный уран, и черный, темно-коричневый, коричневый и желтый браннерит, в которых количество титана и четырехвалентного урана уменьшается последовательно от черного до желтого. Рентгеновское исследование этих разновидностей браннерита в то время не проводилось. Но более позднее рентгенометрическое изучение их показало присутствие минерала типа анатаза в темно-коричневой и коричневой разновидностях «так называемого браннерита».

Детальное изучение таких оксидов титана, содержащих четырехвалентный уран, из Дорнотских месторождений (Филоненко и др., 1993; Черников, Костиков, 2006) показало, что они являются урансодержащим разновидностью анатаза. Тетрагональная сингония (пр. гр.  $I4_1/amd$ );  $a_0 = 3.78 (3.74)\text{\AA}$ ;  $c_0 = 9.5 (9.39)\text{\AA}$ , в скобках даны значения для не содержащего урана анатаза, по Штрунцу (Strunz, 1966). Главные линии на рентгенограмме: 3.508(10); 1.887(9); 1.696(7); 1.662(7); 1.447(7); 1.261(7); 0.952(7); 0.917(7); 0.911(7) (Минералы, 1965).

Цвет этого минерала меняется от желтовато-бурого до темно-бурого, почти черного. Просвечивает в бурых тонах; темноокрашенные разности просвечивают в тонких сколах. Излом раковистый. Спайность совершенная по {001}. В полированных шлифах минерал серый, немного светлее сфалерита. Плеохроизм заметный и в темноокрашенных кристаллах сильнее проявлен. По *No* — бледно-бурый; по *Ne* — бурый. Показатель преломления  $n > 2.5$ . Обнаружена целая группа близких разновидностей минерала, представленных комковатыми скоплениями кристаллов типа анатаза. Минерал встречается также в виде единичных таблитчатых и пластинчатых кристаллов.

Урансодержащий анатаз характеризуется переменным и невысоким содержанием че-

Таблица 3. Микрорентгеноспектральный анализ титанатов, содержащих только  $U^{6+}$ , и первичных титанатов, по которым они развивались, мас.%

№ ан.	1	2	3	4–10
$UO_2$	–	–	–	16.92–54.75
$UO_3$	46.52	31.87	15.60	–
$TiO_2$	28.33	31.56	63.40	31.38–59.23
$SiO_2$	5.15	4.82	4.30	2.50–8.08
$ZrO_2$	3.05	5.15	1.40	0.98–2.75
$Al_2O_3$	н.о.	0.70	0.80	н.о.–0.72
$F_2O_3$	2.89	6.82	7.80	н.о.–2.17
$FeO$	н.о.	н.о.	–	1.05–2.10
$CaO$	2.30	1.24	0.70	0.79–2.10
$MgO$	н.о.	н.о.	–	н.о.–0.12
$PbO$	0.52	0.52	0.40	н.о.–0.46
$SO_3$	0.82	0.78	–	н.о.–0.13
$\Sigma$	89.58	83.46	94.40	91.18–100.86

Примечание: н.о. – не обнаружено; прочерк – не определено.

тырехвалентного урана: от 0.85 до 8.12%  $UO_2$ . Концентрация диоксида титана в нем изменяется в пределах 69.68–82.07%, при почти одинаковом содержании диоксида циркония ~ 1% (1.06–1.34%) и оксида кальция (колебания в пределах 0.23–0.68%). Значительный недостаток суммы оксидов (меньше 100%), очевидно, является результатом гидратации минерала, а отсутствие оксида свинца в нем говорит о его молодом геологическом возрасте.

Урансодержащий анатаз и близкое к нему минеральное вещество являются самыми распространенными носителями урана забалансовых руд Дорнотских месторождений. Минерал выделяется в ассоциации с коффинитом в виде микропрожилков и микровключений в стекловатой основной массе базальтов (Филоненко и др., 1993). В бедных рудах радиоактивность урансодержащего анатаза повышается, увеличивается в них количество коффинита, образуя «коффинит-анатазовую» разность руд. В богатых рудах отмечаются наиболее обогащенные ураном разновидности анатаза в ассоциации с браннеритом и простыми оксидами урана – настураном, уранинитом. На долю урансодержащего анатаза в рудах покровных базальтов приходится 70% урансодержащих минералов. Урансодержащий анатаз и продукты его изменения (и, возможно, ильменита) отмечаются также в рудах месторождений Стрельцовское-Антей (Юго-Восточное Забайкалье), в некоторых перспективных объектах Витимского, Южно-Витимского и Еравненского районов

Прибайкалья (Черников, 2011). Их наличие отрицательно сказывается на извлечении металла методом подземного выщелачивания урана скважинами на месте естественного залегания руд.

**Уран-титановые минеральные образования с  $U^{6+}$**  изучались (Готман и др., 1971) из месторождений Эльконского горста на Алдане (РФ) и из Дорнотских месторождений Восточной Монголии (Черников, Костиков, 2006). Для титанатов шестивалентного урана месторождений Алдана известны определения в них только  $UO_3$  и  $TiO_2$ . Желтая разность этого титаната содержит 21.36%  $TiO_2$  и 36.24%  $UO_3$ . Микротвердость её 342 кг/мм<sup>2</sup>, твердость по Моосу 4.9. Плотность 3.29. Показатель преломления  $1.834 < n < 1.841$ . Данное минеральное образование распространено не только в зоне окисления месторождений, но встречается и в зоне глубинного гипергенеза месторождений Эльконского горста.

Из Дорнотских месторождений Восточной Монголии изучалось светло-бурое, переходящее в темно-бурое стекловатое рентгеноаморфное или дающее еле заметные линии, не поддающееся расшифровке, минеральное вещество. Плотность его изменяется от 3.95 до 3.28, показатель преломления – от 1.840 до 1.836. По приведенным данным микрорентгеноспектральных анализов (табл. 3, ан. 1, 2) видно, что анализированный материал является глубоко окисленным, так как железо в обоих анализах представлено только оксидом, и присутствуют достаточно высокие концентрации  $SO_3$ . Образцы характеризуются высокими концентрациями  $UO_3$  (31.87 и 46.52 мас.%) и  $TiO_2$  (28.33 и 31.56 мас.%). В них отмечаются соответственно и другие оксиды, присутствующие в исходных титанатах (табл. 3, ан. 4–10), то есть анализировались продукты окисления исходных титанатов четырехвалентного урана. Анализы характеризуются значительным дефицитом суммы оксидов, что, вероятно, объясняется гидратацией изучаемого материала. Химический состав, пределы колебания плотности и показателей преломления позволяют предполагать наличие в изучаемом минеральном веществе окисленного гидратированного браннерита, анатаза и переходных разностей его до ильменита.

Третий анализ (табл. 3) – неопубликованные результаты К.В. Скворцовой (ВИМС), рассматривался ею предположительно как анализ минерала типа давидита. Но приведенные данные свидетельствуют, что это минеральное вещество находится в глубоко окисленном состоянии. В нем самое высокое

из проанализированных образцов титанатов содержание  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , 7.8 мас.%, при отсутствии  $\text{FeO}$ . Образец характеризуется высокой концентрацией титана, 63.4 мас.%  $\text{TiO}_2$ , что также отличает его от давидита, и умеренным количеством урана (15.6 мас.%  $\text{UO}_3$ ), при обычных для титанатов урана Дорнотских месторождений значениях  $\text{CaO}$ ,  $\text{PbO}$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{ZrO}_2$ . Это свидетельствует о том, что данное образование сформировано на месте отложения исходной фазы типа ильменита или переходной формы между анатазом и ильменитом. Минеральное вещество бурого цвета, в проходящем свете оно красновато-бурое, в отраженном — серое.

Таким образом, в рудах Дорнотских месторождений установлены рентгеноаморфные или трудно идентифицируемые рентгеном продукты окисления титанатов урана, сформированные на месте исходных продуктов, содержащих четырехвалентный уран. Среди них встречается по химическому составу фаза типа окисленного ильменита или переходная форма между окисленным ильменитом и гидратированным анатазом. Ввиду слабо проявленных кристаллических свойств более определено диагностировать эту фазу не представляется возможным. В рудах Алданских месторождений подобные образования, за исключением железистых разновидностей, химически охарактеризованы частично, но, по приведенным физическим и оптическим данным, они соответствуют окисленным титанатам урана Дорнотских месторождений и распространены достаточно широко. Присутствие их положительно отражается на технологических особенностях урановых руд.

## Молибдаты урана

Упомянутый еще О.М. Шубниковой (1945) ураномолибдат  $\text{UO}_2 \cdot \text{UO}_3 \cdot 2\text{MoO}_4$  Раммельсберга из Калабрии (Италия) совсем не изучен. Кроме приведенной формулы, другие данные о нем отсутствуют. Существуют три молибдата урана IV, достоверно установленные в урановых рудах — седовит, моурит и молуранит, которые описываются ниже.

**Седовит  $\text{U}^{4+}(\text{MoO}_4)_2$  (?)**. Ромбический,  $a_0 = 6.36 \pm 0.06$ ,  $b_0 = 11.08 \pm 0.03$ ,  $c_0 = 6.42 \pm 0.05 \text{ \AA}$ . Впервые описан К.В. Скворцовой и Г.А. Сидоренко на месторождении Кызылсай, Чу-Илийские горы, Киргизия (Скворцова, Сидоренко, 1965; Черников и др., 1997). Назван в честь исследователя Арктики Г.И. Седова. Минерал образует порошковатые или тонко-игольчатые рыхлые выделения, иногда

образующие радиально-игольчатые скопления красно-бурых кристаллов, размером десятые или сотые доли миллиметра. Спайность, параллельная удлинению кристаллов, различается с трудом. Удельный вес составляет около 4.2. Твердость 105 кг/мм<sup>2</sup>, или 3.3 по шкале Мооса. В шлифах в проходящем свете цвет его меняется от красно-бурого до черного, непрозрачного. Двусный. Удлинение положительное; угол угасания  $Ng$  по отношению к удлинению кристаллов равен  $38^\circ$ . Слабо плеохроирует от красно-бурого по  $Ng$  до темного красно-бурого по  $Nm$  и  $Np$ . Показатель преломления более 1.789. Формируется в узкой полосе зоны цементации на границе с зоной окисления и выделяется ранее моурита в местах распространения скрытокристаллического железосодержащего молибденита (?) (фемолита), аморфного дисульфида молибдена йордизита (йордизита) и мелкозернистого пирита (участок 4 месторождения Кызыл-Сай). В этом месте отмечается также настуран, урановые и уран-молибденовые черни, сфалерит и галенит. Нерудные минералы представлены небольшим количеством кварца, серицита и карбоната. Поскольку минерал развит на границе с зоной окисления, в ассоциации с седовитом установлено большое количество минералов этой зоны: вульфенит, повеллит, иригинит, отенит, натриевый ураноспинит, фосфуранилит, тюамунит и другие, образовавшиеся после седовита минералы. Химические анализы чистого седовита отсутствуют. Имеется микрохимический анализ Н.Н. Кузнецовой (ВИМС) предполагаемой смеси  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{UO}_2 \cdot 2\text{MoO}_3$  и  $\text{MoS}_2$  (в вес.%):  $\text{UO}_2$  4.16;  $\text{MoO}_3$  5.50;  $\text{CaO}$  27.89;  $\text{SO}_3$  41.51;  $\text{H}_2\text{O} \pm 19.72$ ;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  0.17;  $\text{SiO}_2$  0.60;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{UO}_3$  не обнаружены. Неполный микрохимический анализ смеси седовита с иллитом, сульфидами молибдена и железа, выполненной также Н.Н. Кузнецовой (вес.%):  $\text{UO}_2$  31.05;  $\text{MoO}_3$  40.83;  $\text{H}_2\text{O} \pm 1.81$ ;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  1.16;  $\text{CaO}$ ,  $\text{S}$  и  $\text{UO}_3$  не обнаружены. Хотя результаты этих анализов не позволяют точно судить о химическом составе минерала, они показывают, что уран в этом молибдате находится только в четырехвалентном состоянии. Порошковатый и тонкоигольчатый седовит имеют аналогичные порошкограммы, основные линии которой следующие: 11.04(9); 5.53(8); 3.702(8); 3.37(9); 3.193(10); 3.064(9); 2.775(6); 2.559(6); 1.926(5ш.); 1.900(5ш.); 1.677(5). Минерал выделяется в центральных частях моурит-седовитовых скоплений.

**Моурит  $\text{U}^{4+}\text{MO}_5^{\text{6+}}\text{O}_{12}(\text{OH})_{10}$  (?)**. Моноклинный. Впервые описан Е.В. Копченовой и другими (1962) на месторождении Кызылсай,

Чу-Илийские горы, Киргизия (Черников и др., 1997) из того же места, что и вышеописанный седовит. Моурит встречается в виде овальных желваков, размером до 3–4 см, или корочек и тонких мелко-чешуйчатых выделений. Цвет черты минерала фиолетово-синий. Удельный вес, определенный в тяжелых жидкостях > 4.2. Минерал растворяется с трудом в концентрированной HCl, H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> и 10% растворе едкого калия при нагревании.

Результаты микрохимического анализа минерала, выполненного Н.Н. Кузнецовой, дали следующие результаты (вес.%): MoO<sub>3</sub> 63.67; UO<sub>2</sub> 19.38; UO<sub>3</sub> 2.40; SiO<sub>2</sub> 1.72; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 1.36; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0.57; CaO 2.09; MgO 0.49; K<sub>2</sub>O 0.58; Na<sub>2</sub>O 0.54; +H<sub>2</sub>O (t = 850°) 6.07; H<sub>2</sub>O (t = 110°) 1.67; сумма 100.52. Соотношение оксидов в минерале Е.В. Копченова с соавторами (1962) ориентировочно представляют как (UO<sub>2</sub> + UO<sub>3</sub>)•5.5MoO<sub>3</sub>•5.3H<sub>2</sub>O, полагая, что часть CaO также входит в его состав.

Под микроскопом минерал наблюдается в виде веерообразных, радиально-лучистых или вытянутых, изогнутых, червеобразных агрегатов микронных размеров, расщепляющихся по спайности чешуек. Показатель преломления выше 1.780, с положительным удлинением. Угасание косое, угол погасания относительно спайности ~ 10°. Наблюдается отчетливый плеохроизм: по Ng – темный сине-фиолетовый, по Nm и Np – светлый фиолетово-синий с зеленоватым оттенком.

В отраженном свете наблюдается ярко выраженный двуотражение: по Ng – синий, по Nm – зеленый, по Np – розовый. Очень сильно проявлена анизотропия: от красного, оранжевого и желтого до зеленого и синего. Отражательная способность, определенная на приборе ПМТКО, равна 10.2%, твердость ~ 75 кг/мм<sup>2</sup>, что соответствует 3 по шкале Мосса. Удельный вес > 4.2. Основные линии рентгенограммы минерала: 12.77(9); 5.897(10); 3.285(7); 3.193(7); 3.148(7); 2.871(8); 2.464(6); 2.024(6); 1.788(6); 1.728(8); 1.716(6); 1.675(6); 1.639(7); 1.565(6); 1.553(6); 1.165(6). Минерал замещает седовит и встречен только в узкой полосе зоны цементации на границе с зоной окисления рудного тела четвертого участка месторождения Кызыл-Сай.

**Моуранит** H<sub>4</sub>U(UO<sub>2</sub>)<sub>3</sub>(MoO<sub>4</sub>)<sub>3</sub>•18H<sub>2</sub>O (?). Рентгеноаморфный. Назван по составу. Открыт Г.Ю. Эпштейн, исследовался также Ю.В. Казициным и В.А. Искюль (все из ВСЕ-ГЕИ, Санкт-Петербург), на уран-молибденовом рудопроявлении при изучении альбититов, содержащих браннерит, настуран и молибденит, на гольце Александровский в верховьях реки Четканда хребта Удокан в Се-

верном Забайкалье (Гецева, Савельева, 1956; Соболева, Пудовкина, 1957; Эпштейн, 1959; Черников и др., 1997). Минерал образует тонкие корочки и натечные агрегаты, приуроченные к трещинам в альбититах. Толщина агрегатов 0.1–0.2 мм, цвет черный. В тонких осколках минерал иногда просвечивает коричневым цветом. Черта буровато-черная. Блеск смолистый. Излом раковистый. Твердость 3–4. Удельный вес ~ 4. Показатель преломления 1.97–1.98. В отраженном свете минерал светло-серый, близкий к настурану по отражательной способности. Химический анализ показал присутствие 4.56% SiO<sub>2</sub>; 38.50% MoO<sub>3</sub>; 10.30% UO<sub>2</sub>; 32.35% UO<sub>3</sub> и 14.03% – потеря при прокаливании. Сумма – 99.74%. За вычетом SiO<sub>2</sub> и после приведения результатов анализа к 100% эмпирическая формула получилась следующей: UO<sub>2</sub>•3UO<sub>3</sub>•7MoO<sub>3</sub>•20H<sub>2</sub>O. Приведенные данные показывают, что этот молибдат является значительно более окисленным по урану и более гидратированным минералом в сравнении с двумя выше описанными молибдатами урана. После прокалывания до температуры 800°C моуранит имеет следующие наиболее интенсивные линии: 4.17(10); 3.44(5); 2.12(5); 2.03(5); 1.971(5p); 1.926(5p); 1.797(5); 1.314(6p); 1.305(6p). Минерал замещается иригинитом, который образует каемки вокруг моуранита.

Таким образом, надежно установлено три молибдата урана (IV), но они формируются в очень ограниченных количествах и только в двух рудных участках. При этом на гольце Александровский хребта Удокан моуранит обнаружен в канаве и его пространственное распространение, а также особенность минеральных ассоциаций, характерных для его формирования, выявить не представлялось возможным. Условия образования седовита и моурита установлены лучше. Они формируются только в одном рудном теле месторождения Кызыл-Сай в узкой полосе зоны цементации на границе с зоной окисления в месте обильного выделения скрытокристаллического железосодержащего молибденита (фемолита ?), аморфного дисульфида молибдена, иордизита, и мелкозернистого пирита – минералов, малоустойчивых в окислительных условиях и образующихся в резко восстановительных условиях, в которых исключается образование минералов шестивалентного урана. В других рудных телах этого молибден-уранового месторождения (их на месторождении 13) и на соседнем месторождении Ботта-Бурум, где отсутствуют или отмечаются в ограниченных количествах фемо-

лит и иордезит, но развит обычный молибденит, молибдаты урана (IV) не образуются, хотя в зоне окисления всех рудных тел месторождений Кызыл-Сай и Ботта-Бурум молибдаты уранила, урансодержащие вульфенит и повеллит широко распространены.

## Заключение

Таким образом, уран-титановые минералы и минеральные образования широко распространены в урановых рудах. Среди них выделяются два типа: 1 – содержащие четырехвалентный уран и 2 – содержащие уран только в шестивалентном состоянии. Из титанатов урана, содержащих четырехвалентный уран, наиболее широко распространен в урановых рудах браннерит, который в свою очередь по составу, минеральным ассоциациям и морфологическим данным подразделяется на два типа: ториевый браннерит и браннерит, лишенный тория. Ториевый браннерит, обогащенный торием до 30% и содержащий редкие земли в повышенных концентрациях, образует вкрапления единичных кристаллов и ассоциирует с уранинитом, торианитом и тантало-ниобатами в полях развития гранитоидов, различных метаморфических пород, присутствуя в многочисленных урановых рудопрооявлениях в пегматитах, грейзенах, в кварцевых, кварц-полевошпатовых и кварц-молибденит-вольфрамитовых жилах. Браннерит, практически лишенный тория (< 0.0n% ThO<sub>2</sub>), распространенный в различного типа урановых рудах, выделяется в виде бесформенных рентгеноаморфных масс и очень мелких (микронных) кристаллов. Он распространен в урановых рудах различного типа: гидротермальных, осадочных и метаморфогенных. В большинстве из выделенных минералогических типов урановых руд России и сопряженных стран обнаружен браннерит и плохо диагностируемые титанаты, содержащие высокие концентрации урана. Кроме этого, браннерит является одним из главных рудных минералов в конгломератах Блайнд-Ривер – Эллиот-Лейк (Канада), Жакобина и Белу-Оризонти Бразилии. Помимо браннерита впервые выявлено наличие слабо кристаллического, очевидно, наноразмерного ортобраннерита в урановых рудах месторождения Дружное на Алдане.

Давидит-(Ce) и давидит-(La) установлены только в урановых рудах Южной Австралии, месторождение Радиум Хилл. Достоверно установленные молибдаты урана (IV), седовит, моурит и молуранит, встречены каждый только в одном месте и в малых количествах.

Хотя для них получены достаточные диагностические данные, состав минералов подлежит уточнению, и формулы их будут, вероятно, изменены. В виду узких пределов их распространения влияние минералов на формирование, состав, качество руд весьма ограничено.

Бетафит, а также уранмикролит и уранпироксид распространены в карбонатитах России и зарубежных стран. Кроме того, бетафит-браннеритовые руды составляют 5% запасов крупного уранового месторождения Россинг в Намибии Ю-З Африки. Ряд комплексных (Ta, Nb, TR, P) месторождений в карбонатитах России содержат повышенные концентрации урана, запасы его иногда достигают крупных размеров. Нужно считать перспективным вовлечение в разработку карбонатитовых руд России, учитывая импорт ниобия, тантала, а также дефицит фосфора и урана в нашей стране.

В урановых рудах достаточно широко распространен, особенно в глубинной зоне гипергенеза, урансодержащий анатаз и продукты его изменения, а также, возможно, продукты изменения ильменита. Присутствие анатаза, как и неокисленного браннерита, отрицательно сказывается на технологических свойствах руд, в то время как наличие продуктов изменения анатаза и, возможно, ильменита, содержащих только шестивалентный уран, наоборот положительно влияет на их технологические особенности.

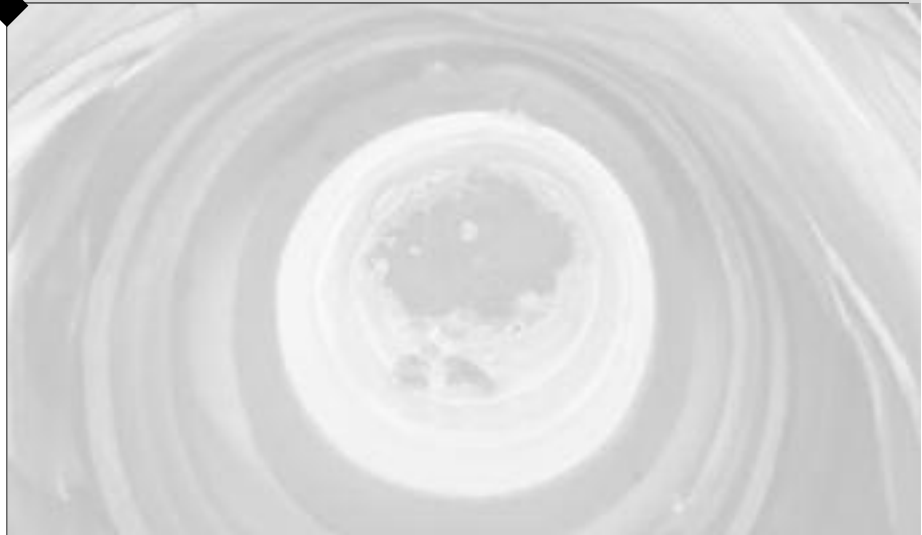
## Литература

- Белов С.В., Фролов А.А., Чистов Л.Б. Промышленные перспективы урансодержащих карбонатитовых месторождений // Уран: ресурсы и производство. Тез. Второго между. симпозиума. М.: ВИМС. 2008. С. 20.
- Бурьянова Е.З., Баранова Е.И. Аутигенный водный минерал титана, урана и кальция, близкий к браннериту // Труды ВСЕГЕИ. 1963. Т. 96. Минералогический сборник. № 3. С. 117 – 130.
- Гецева Р.В., Савельева К.Т. Руководство по определению урановых минералов. М.: Госгеолтехиздат. 1956. 260 с.
- Готман Я.Д., Полякова В.М., Мирута А.К. О новой разновидности браннерита. ДАН СССР. 1968. Т. 179. № 2. С. 429, 430.
- Готман Я.Д., Полякова В.М., Мирута А.К. Новое о браннерите и продуктах его окисления // Новые данные о минералах СССР. 1971. Вып. 20. С. 76 – 87.
- Иванова О.А., Мельников И.В., Горшков А.И., Вампилов М.В. Браннерит в свете данных

- аналитической электронной микроскопии // Изв. АН СССР. Сер. геол. **1982**. № 2. С. 63–71.
- Копченова Е.В., Авдонин А.С., Сигоренко Г.А., Быков В.П.* К изучению тонкодисперсных уран-титановых минералов из альбититов // Изв. АН СССР. Сер. геолог. **1970**. № 1. С. 73–83.
- Копченова Е.В., Скворцова К.В., Силантьева Н.Н. и др.* Моурит — новый гипергенный урано-молибденовый минерал // Зап. ВМО. **1962**. Ч. 91. Вып. 1. С. 69–71.
- Королев К.Г., Белов В.К., Путилов Г.С.* Месторождения фосфорно-урановой метасоматической рудной формации. М.: Энергоатомиздат. **1983**. 136 с.
- Королев К.Г., Мигута А.К., Полякова В.П., Румянцева Г.В.* Минералогия, геологические и физико-химические особенности образования уранотитанатов. М.: Недра. **1979**. 144 с.
- Кривовичев В.Г.* Минералогический словарь. СПб.: С.-Петербург. ун-т. **2008**. 556 с.
- Кривоконева Г.К.* Новые данные о поведении метамиктного браннерита в процессе термообработки // Зап. ВМО. **1972**. Ч. 101. Вып. 5. С. 254–267.
- Лаверов Н.П., Смилкстын А.О., Шумилин М.В.* Зарубежные месторождения урана. М.: Недра. **1983**. 320 с.
- Медный пояс Северной Родезии / Ред. И.Н. Томсон. М.: Иностран. лит-ра. **1963**. 474 с.
- Мигута А.К.* Браннерит // Типоморфизм минералов. М.: Недра. **1989**. С. 91–95.
- Минералы. Справочник. Т. II. Вып. 2. М.: Наука. **1965**. С. 342.
- Минералы. Справочник. Т. II. Вып. 3. М.: Наука. **1967**. С. 676.
- Повилайтис М.М.* Новые данные о браннерите // Тр. Минерал. музея АН СССР. **1961**. Вып. 2. С. 64–79.
- Повилайтис М.М.* По поводу новых минералов — лодочникита, аксита и торутита // Зап. ВМО. **1963**. Ч. 92. Вып. 1. С. 113–123.
- Сигоренко Г.А.* Кристаллохимия минералов урана. М.: Атомиздат. **1978**. 216 с.
- Скворцова К.В., Сигоренко Г.А.* Седовит — новый гипергенный минерал урана и молибдена // Зап. ВМО. **1965**. Ч. 94. Вып. 5. С. 548–554.
- Смит Д.К.* мл. Минералогия урана // Геология, геохимия, минералогия и методы оценки месторождений урана. М.: Мир. **1988**. С. 83–128.
- Соболева М.В., Пудовкина И.А.* Минералы урана. Справочник. М.: Госгеолтехиздат. **1957**. 408 с.
- Стрелкин М.Ф., Железняк Н.Н., Заварзин А.В., Кашеев А.П., Никольский А.Л.* Некоторые вопросы формирования браннеритовых руд // Вопросы прикладной радиогеологии. М.: Атомиздат. **1967**. С. 60–89.
- Стрелкина Е.М., Рябева Е.Г., Дубакина Л.С.* Новые данные о браннерите гидротермального месторождения // ДАН СССР. **1977**. Т. 237. № 2. С. 445–448.
- Филоненко Ю.Д., Петров В.А., Козлова П.С., Головин В.А., Стрельцов В.А.* Урановые месторождения в покровных базальтах (Восточная Монголия) // Геол. рудн. месторожд. **1993**. Т. 35. № 5. С. 394–404.
- Хейнрих Э.У.* Минералогия и геология радиоактивного минерального сырья. М.: ИИЛ. **1962**. 606 с.
- Черников А.А.* Минералогические и геохимические особенности состава урановых руд, их научное и практическое значение // Новые данные о минералах. **2010**. Вып. 45. С. 101–111.
- Черников А.А.* Простые урановые оксиды, гидроксиды  $U^{4+}$  +  $U^{6+}$ , простые и сложные гидроксиды уранила в рудах // Новые данные о минералах. **2011**. Вып. 46. С. 71–84.
- Черников А.А., Дубинчук В.Т., Толкачев А.Е., Чистякова Н.И., Нечелюстов Г.Н.* Минералогические и геохимические особенности месторождений Юго-Восточного Забайкалья для локального прогноза урановых руд // Новые данные о минералах. **2008**. Вып. 43. С. 45–52.
- Черников А.А., Костилов А.Т.* Урановая минерализация // Минералы Монголии. М.: Экоств. **2006**. С. 313–330.
- Черников А.А., Пеков И.В., Минаева Е.Л.* К истории изучения минералов урана отечественными исследователями // Зап. ВМО. **1997**. Вып. 4. С. 111–128.
- Шубникова О.М.* Минералы редких элементов и их диагностика. М.: Госгеолтехиздат. **1945**. 176 с.
- Эпштейн Г.Ю.* О молибдатах урана — моураните и иригините // Зап. ВМО. **1959**. Ч. 88. Вып. 5. С. 56–70.
- Bianconi F., Simonetti A.* La Brannerite e le sua paragenesi nelle pegmatiti di Lodrino (Ct. Ticino) // Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. **1967**. В. 47. Н. 2. Р. 887–934. (на итал. яз.).
- Bowie S.H.U.* Uranium and thorium in the Federatio // Rhodesian Min. and Eng. Jour. **1960**. Т. 25. N 6. Р. 37–38.
- Chernikov A.A.* Mineralogical features of uranium ores, large and superlarge deposits of

- Russia and adjacent countries // *Global Tectonics and Metallogeny*. **2006/2007**. V. 9. N 1–4. P. 21–30.
- Darnley A.G.* Petrology of some Rhodesian Copperbelt orebodies and associated sediments. *Trans. Inst. Min. Metall.* **1960**. London. 69. P. 540–569.
- Fronzel C.* Systematic Mineralogy of Uranium and Thorium. Washington: US Government Printing Office. **1958**. 400 p.
- Gatehouse B.M., Grey I.E., Kelly P.R.* The crystal structure of davidite // *Am. Miner.* **1979**. V. 64. N 9/10. P. 1010–1017.
- Geology and the economic deposits of cooper, iron and vermiculite in the Palabora igneous complex. *Geol. and Mineralog. Staf // Econ. Geol.* **1976**. V. 71. N 1. P. 177–192.
- George D.* Mineralogy of uranium and thorium bearing minerals. U.S. Atomic Energy Comm. RMO–563. **1949**. 198 p.
- Graeser S., Guggenheim R.* Brannerite from Lengenbach, Benntal (Switzerland) // *Schweiz. Mineralog. und Petrograph. Mitt.* B.70. H. 3. **1990**. S. 325–331.
- Mawson D.* On certain new mineral species associated with carnotite in the radioactive ore body near Olary // *Trans. Proc. Roy. Soc. S. Australian.* **1906**. V. 30. P. 203–212.
- Pabst A.* Brannerite from California // *Am. Miner.* **1954**. V. 39. N 1/2. P. 109–117.
- Pabst A.* X-ray cristallography of davidite // *Am. Miner.* **1961**. V. 46. N 5/6. P. 700–718.
- Patchett J.E., Nuffield E.W.* Stadies of radioactive compounds X: the synthesis and cristallography of brannerite // *Canad. Min.* **1960**. V. 6. Part 4. P. 483–490.
- Peking Institut of Uranjum Geology and X-ray Laboratory, Wuhan Geological College. Orthobrannerite – a new mineral of the brannerite group. *Acta Geol. Sinica.* **1978**. P. 241–251.
- Rowe R.B.* Notes on geology and mineralogy of the Newman columbium-uranium deposit, lake Nipissing, Ontario // *Can. Geol. Survey. Paper* 54. **1954**. P. 5.
- Strunz H.* Mineralogische Tabellen. Leipzig. Akademische Verlagsgesellschaft, Geest & Porting K.-G. **1966**. 560 S. (на нем. яз.).

**Кристаллохимия,  
минералы как  
прототипы  
новых материалов,  
физические и  
химические свойства  
минералов**



УДК 549.07: 549.351.12.: 549.282.283

## НОВЫЕ ДАННЫЕ О СОСТАВЕ ФАЗ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ СИСТЕМЫ Cu-Fe-S

Т.А. Кравченко

*Институт геологии и минералогии, СО РАН, Новосибирск, tanyuk@igm.nsc.ru*

С.Н. Ненашева

*Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана, РАН, Москва, nenashevasn@mail.ru*

Е.Н. Нигматулина

*Институт геологии и минералогии, СО РАН, Новосибирск, tanyuk@igm.nsc.ru*

Для определения особенностей формирования в процессе магматической кристаллизации фазовых равновесий с халькопиритом  $\text{CuFeS}_2$ , изокубанитом (кубическим *fcc* кубанитом)  $\text{CuFe}_2\text{S}_3$ , талнахитом  $\text{Cu}_9\text{Fe}_8\text{S}_{16}$ , моихукитом  $\text{Cu}_9\text{Fe}_9\text{S}_{16}$  и хейкокитом  $\text{Cu}_4\text{Fe}_5\text{S}_8$  изучены составы фаз центральной части системы Cu-Fe-S: 45–50 ат.% S, Cu/Fe = 1.44–0.25. Синтезированные фазы имеют переменный состав. Установленные в них интервалы составов (по отношению Cu/Fe) для тетрагонального халькопирита (1.03–0.67), изокубанита (0.61–0.39) и кубического *pc* хейкокита (0.92–0.68) значительно отличаются от отношений Cu/Fe в формах соответствующих минералов. Состав моихукита с Cu/Fe = 1.04–0.93 лежит на линии равновесия борнит – моихукит – кубанит, которая разделяет области халькопиритовых и хейкокитовых фазовых ассоциаций. Область кристаллизации обогащенного железом халькопирита (Cu/Fe = 0.99–0.67) уменьшается при увеличении скорости охлаждения расплава. Халькопиритовый твердый раствор (Cu/Fe = 1.03–0.67) кристаллизуется в кубической *pc* форме из расплавов с содержанием серы < 48 ат.% S.

В статье 1 рисунок, 3 таблицы, список литературы из 17 названий.

Ключевые слова: система Cu-Fe-S, халькопиритовый твердый раствор, изокубанит  $\text{CuFe}_2\text{S}_3$ , талнахит  $\text{Cu}_9\text{Fe}_8\text{S}_{16}$ , моихукит  $\text{Cu}_9\text{Fe}_9\text{S}_{16}$ , хейкокит  $\text{Cu}_4\text{Fe}_5\text{S}_8$ , кристаллизация расплава.

### Введение

К центральной части системы Cu-Fe-S относятся халькопирит  $\text{CuFeS}_2$ , кубанит  $\text{CuFe}_2\text{S}_3$ , талнахит  $\text{Cu}_9\text{Fe}_8\text{S}_{16}$ , моихукит  $\text{Cu}_9\text{Fe}_9\text{S}_{16}$  и хейкокит  $\text{Cu}_4\text{Fe}_5\text{S}_8$ . Все они характеризуются переменным составом, но пределы изменения их состава не установлены, что затрудняет диагностику этих минералов и определение условий формирования соответствующих минеральных ассоциаций в сульфидных рудах. Данная работа является продолжением исследования центральной части системы Cu-Fe-S (Кравченко, 2011) по определению состава устойчивых фаз – аналогов природных минералов, и условий их равновесной кристаллизации в процессе охлаждения расплава. Авторами были дополнительно изучены и обобщены результаты многочисленных экспериментов по синтезу фазовых ассоциаций центральной части системы Cu-Fe-S, некоторые из которых представлены в публикациях о поведении золота, серебра и элементов платиновой группы при кристаллизации расплавов исследуемого состава (Кравченко, 2009; Кравченко, Нигматулина, 2009). Это позволило уточнить области составов синтезированных фаз и дополнить схему устойчивых при комнатной температуре фазовых соотношений для центральной части системы Cu-Fe-S равновесиями талнахит – моихукит и моихукит – хейкокит (рис. 1).

Кроме этого, изучены составы халькопирита и кубанита в образцах из коллекции Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана Российской академии наук.

### Методика

В качестве компонентов для синтеза образцов использовали железо карбонильное А-2, медь ВЗ и серу ОСЧ (дополнительно обезвоженную плавлением в вакууме). Синтез проводили в вакуумированных кварцевых ампулах методом охлаждения расплава. Режимы охлаждения расплава были подобраны экспериментально с целью получения устойчивых при комнатной температуре фазовых равновесий и оценки фазового состава системы при разных температурах. Все использованные режимы синтеза сводятся к следующему: нагрев и выдержка (до 12 часов) при 1100–1200°C, охлаждение и выдержка (до 10 суток) при 1000, 900, 850 или 800°C, быстрое (по 50° в час) или медленное (по 60°C в сутки) охлаждение и выдержка при 400, 350 или 300°C (от нескольких часов до 6 месяцев), охлаждение до комнатной температуры с выключенной печью на воздухе или в холодной воде. После синтеза проводился отжиг представительной части синтезированных образцов при 600°C (до 2 месяцев) и при 800°C (до месяца).

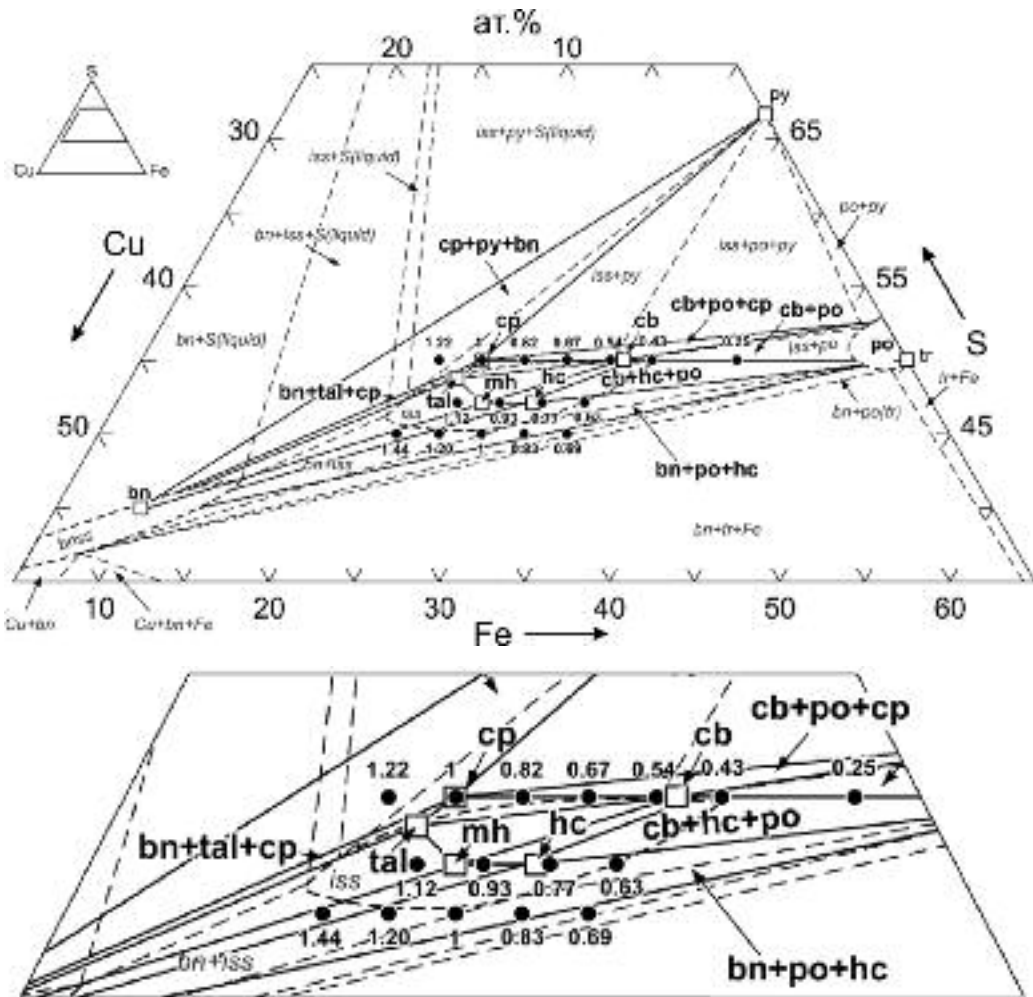


Рис. 1. Фазовые взаимоотношения синтезированных фаз (сплошные линии – наши данные) на схеме центральной части системы Cu-Fe-S при 600°С (штриховые линии – Cabri, 1973). а – общий вид схемы, б – увеличенный фрагмент центральной части. ● – исходные составы (обозначены на рисунке как отношение Cu/Fe) синтезированных образцов: 50 ат. % S, Cu/Fe 1.22–0.25; 47 ат. % S, Cu/Fe 1.12–0.63; 45 ат. % S, Cu/Fe 1.44–0.69. Области халькопиритового (iss), борнитового (bnss) и пирротинового (po) твердых растворов. □ – Стехиометрические составы: халькопирита  $\text{CuFeS}_2$  (cp), борнита  $\text{Cu}_3\text{FeS}_4$  (bn), пирита  $\text{FeS}_2$  (py), троилита  $\text{FeS}$ , талнахта  $\text{Cu}_9\text{Fe}_9\text{S}_{16}$  (tal), кубанита  $\text{CuFe}_2\text{S}_3$  (cb), мохукита  $\text{Cu}_9\text{Fe}_9\text{S}_{16}$  (mh) и хейкокита  $\text{Cu}_4\text{Fe}_3\text{S}_8$  (hc). Внизу приведен фрагмент диаграммы в области составов халькопирита, кубанита, талнахта, мохукита, хейкокита.

Синтезированные образцы были изучены методами оптической микроскопии и рентгенографии. Химический состав фаз определен микрозондовым анализом на микроанализаторе Camebax-Micro. В качестве стандарта использован халькопирит  $\text{CuFeS}_2$ . Ускоряющее напряжение 20 кВ, ток поглощенных электронов 40 нА, угол отбора 40°, время счета 10 сек на каждой аналитической линии, диаметр зонда 2–3 мкм. Погрешность определения всех компонентов находится в пределах 2 отн.%. Предел обнаружения элементов  $C_{\min}$  рассчитан по 2 $\delta$ -критерию при уровне значи-

мости 99%.  $C_{\min}$  (мас. %): Cu 0.04–0.05, Fe 0.03, S 0.01–0.02. Рентгенофазовый анализ проводился на дифрактометре ДРОН-3.

## Результаты и их обсуждение

Для синтезированных в данной работе фаз используются названия природных минералов соответствующего состава с указанием структуры синтетической фазы, если она отличается от структуры природного аналога. Например, структура природного хейкокита ромбическая, а синтетическая фаза

хейкокитового состава характеризуется кубической рс структурой.

Обобщенные результаты синтеза и исследования фазового состава центральной части системы Cu-Fe-S: 45–50 ат.% S, Cu/Fe = 1.44–0.25 представлены на рисунке и в таблице 1. Ассоциации халькопирит + борнит + пирит (ср + bn + py) с халькопиритом такого же состава, как в ассоциации талнахит + борнит + халькопирит; изокубанит + пирротин  $Fe_{1-x}S$  (cb + po) с изокубанитом такого же состава, как и в ассоциации изокубанит + хейкоцит + пирротин (cb + hc + po), но с более сернистым пирротинном, и ассоциация халькопирит + изокубанит + пирротин (ср + cb + po) с изокубанитом и халькопиритом стехиометрического состава и обогащенным серой пирротинном не представлены в табл. 1. Как видно из таблицы 1, все синтезированные фазы имеют переменный состав, а установленные в них содержания серы близки к формульным соотношениям: для изокубанита  $CuFe_2S_3$  –

50 ат.% S, Cu/Fe = 0.5, халькопирита  $CuFeS_2$  – 50 ат.% S, Cu/Fe = 1, талнахита  $Cu_3Fe_8S_{16}$  – 49 ат.% S, Cu/Fe = 1.06; моихукита  $Cu_9Fe_9S_{16}$  – 47 ат.% S, Cu/Fe = 1 и хейкокиита  $Cu_4Fe_5S_8$  – 47 ат.% S, Cu/Fe = 0.8. Значительные отклонения установлены в содержании металлов. В связи с этим, отношение меди и железа (Cu/Fe) выбрано в качестве показателя состава исследуемых фаз. Как было установлено раньше (Кравченко, 2011), синтезированные фазовые ассоциации делятся по составу на халькопиритовую и хейкокитовую группы. Области кристаллизации выделенных групп фазовых ассоциаций разделяет линия равновесия борнит – моихукит – кубанит (рисунк). Фазовые ассоциации с халькопиритом характеризуются структурами распада халькопирит + талнахит и халькопирит + кубанит, а их состав зависит от режима охлаждения расплава.

**Фазовые ассоциации с халькопиритом.** Основные вопросы по выяснению особенностей формирования фазовых равновесий

Таблица 1. Состав синтезированных фаз

Исходный состав:							
S, Cu, Fe, ат. %	Фазовая ассоциация	Фазы	Интервалы составов синтезированных фаз (первая строка – ат.%, вторая – мас.%)				
Cu/Fe*			Cu	Fe	S	Cu/Fe*	
50; 25–17.5; 25–32.5	cb + ср	cb	17.34–19.32	31.75–33.13	48.93–49.53	0.61–0.52	
<b>1–0.54</b>		ср	23.92–26.78	38.70–40.17	34.22–34.46		
			20.31–25.54	25.81–30.47	48.65–49.81	0.99–0.67	
			28.03–34.97	31.07–36.96	34.37–34.48		
50; 27.5–25; 22.5–25	cb + ср	ср	24.22–25.43	24.71–26.42	49.36–49.86	1.03–0.92	
<b>1.22–1</b>	+ tal		33.40–34.86	29.76–32.02	34.34–34.48		
	ср + tal	tal	26.92–27.92	24.12–24.60	47.75–48.84	1.16–1.09	
	+ bn		36.64–37.68	28.75–29.13	32.74–33.42		
47; 28–25.5; 25–27.5	mh + bn	mh	25.64–27.38	26.37–27.52	46.25–47.15	1.04–0.93	
<b>1.12–0.93</b>			34.74–37.18	31.46–32.83	31.68–32.25		
45; 32.5; 22.5							
<b>1.44</b>							
50; 15–10; 35–40	cb + po	cb	14.04–16.80	34.06–35.90	49.13–50.06	0.49–0.39	
<b>0.43–0.25</b>	+ hc		19.59–23.34	41.57–44.03	34.42–35.25		
		hc	21.01–25.35	28.17–31.05	45.97–47.94	0.90–0.68	
			30.65–34.34	33.74–36.17	31.43–32.91		
47; 25.5–20.5; 27.5–32.5	po + hc	hc	21.61–25.75	27.91–31.98	46.41–47.25	0.92–0.68	
<b>0.93–0.63</b>	+ bn		29.46–34.71	33.06–38.32	31.93–32.74		
45; 30–22.5; 25–32.5							
<b>1.20–0.69</b>							

Примечание: \* – отношение Cu/Fe рассчитано по ат. %. cb – изокубанит  $CuFe_2S_3$ ; 50 ат. % S, Cu/Fe = 0.5; ср – халькопирит  $CuFeS_2$ ; 50 ат. % S, Cu/Fe = 1; tal – талнахит  $Cu_3Fe_8S_{16}$ ; 49 ат. % S, Cu/Fe = 1.12; mh – моихукит  $Cu_9Fe_9S_{16}$ ; 47 ат. % S, Cu/Fe = 1; hc – хейкокиит  $Cu_4Fe_5S_8$ ; 47 ат. % S, Cu/Fe = 0.8. Халькопирит в ассоциации с кубанитом (ср+cb) синтезирован с выдержкой при 850°C–800°C в процессе охлаждения, халькопирит в ассоциации с кубанитом и талнахитом (ср+cb+tal) синтезирован без выдержки при 850°C–800°C в процессе охлаждения.

при кристаллизации расплавов в исследуемой области системы Cu-Fe-S связаны с областью кристаллизации халькопирит-содержащих ассоциаций. Это определяется сложностью синтеза равновесных ассоциаций сульфидов в узкой области составов по содержанию серы, а также трудностями диагностики состава фаз, образующих структуру распада халькопирит + изокубанит, для которой установлены значительные отличия состава синтезированных фаз от стехиометрических составов соответствующих минералов (табл. 1). При содержании серы 50 ат.% в интервале  $1 \geq \text{Cu/Fe} > 0.67$  кристаллизуется гомогенный халькопирит, а в интервале  $0.67 \geq \text{Cu/Fe} > 0.5$  халькопирит и изокубанит образуют структуру распада (рис. 1). Только в образцах с исходным составом 50 ат.% S,  $\text{Cu/Fe} = 1 - 0.82$ , быстро охлажденных (по 50° в час) до комнатной температуры или до 300°C и затем до комнатной температуры с выключенной печью, халькопирит содержит редкие и мелкие зерна обогащенного медью изокубанита ( $\text{Cu/Fe} = 0.62$ ) в виде структуры распада. В этих же образцах, закаленных после отжига при 600°C, синтезирован гомогенный халькопирит. Составы фаз и фазовые соотношения в отдельных образцах, а также описание рентгенограмм смесей халькопирита с изокубанитом и талнахитом представлены в наших предыдущих публикациях (Кравченко, Нигматулина, 2009; Кравченко, 2011).

Основные из установленных различий состава халькопирита и кубанита связаны с режимом охлаждения в интервале 1000–800°C, а также с выдержкой при температуре, близкой к нижней температуре кристаллизации расплава в исследуемой области системы ( $\approx 850^\circ\text{C}$ ). В образцах, охлажденных с выдержкой при 850°C–800°C, в процессе охлаждения расплава, обогащенный медью изокубанит ( $\text{Cu/Fe} = 0.61 - 0.52$ ) кристаллизуется с халькопиритом ( $\text{Cu/Fe} = 0.99 - 0.67$ ), обогащенным железом (рис. 1, табл. 1). При этом в образцах, охлажденных быстро до 1000, 900–850 или 800°C, кристаллизуется халькопирит с отношением Cu/Fe, лежащим в интервалах 1–0.67, 1–0.78 или 1–0.93 соответственно. Таким образом, при увеличении скорости охлаждения расплава в интервале 1000–800°C область кристаллизации обогащенного железом халькопирита уменьшается. В образцах, охлажденных без выдержки при 850°C–800°C, (рис. 1) обогащенный медью изокубанит ( $\text{Cu/Fe} = 0.61 - 0.52$ ) кристаллизуется с талнахитом ( $\text{Cu/Fe} =$

1.16–1.09) и халькопиритом ( $\text{Cu/Fe} = 1.03 - 0.92$ ).

Таким образом, установленные отношения Cu/Fe тетрагонального халькопирита изменяются в пределах 1.03–0.67, а обогащенного медью изокубанита – 0.61–0.52.

Полученные результаты подтверждают экспериментальные данные (Yund, Kullerud, 1966; Sugaki *et al.*, 1975; и др.) о переменном составе халькопирита. Состав синтезированного в данной работе максимально железистого халькопирита с  $\text{Cu/Fe} = 0.67$ , то есть 20 ат.% Cu и 30 ат.% Fe соответствует составу максимально железистого *iss* при 800°C по сечению системы Cu-Fe-S 50 ат.% S (Tsujiura, Kitakaze, 2004).

**Состав природных халькопирита и кубанита.** Целью исследования природных минералов был поиск аналогов для синтезированных в данной работе фаз. Составы исследованных природных образцов халькопирита ( $\text{Cu/Fe} = 0.99 - 1.03$ ) и кубанита ( $\text{Cu/Fe} = 0.50$ ) близки к их стехиометрическим составам (табл. 2). В некоторых образцах из Норильских месторождений присутствует высокосернистый (до 53.6 ат.% S) пирротин (табл. 2, ан. 6, 8). Это свидетельствует о кристаллизации пирротина при высоком содержании серы. Образец 8, кроме того, состоит из халькопирита, кубанита, по составу близких к стехиометрическим составам, что соответствует ассоциации  $\text{sp} + \text{cb} + \text{po}$  (рис. 1), образующейся при содержаниях серы больше 50 ат.%.

**Фазовые ассоциации с моихукитом.** Состав моихукита с  $\text{Cu/Fe} = 1.04 - 0.93$  находится на линии равновесия борнит (bn) – моихукит (mh) – кубанит (cb), которая разделяет области халькопиритовых и хейкокитовых фазовых ассоциаций.

**Фазовые ассоциации с кубическим *pc* хейкокитом.** Кубическая *pc* структура установлена для синтезированных в настоящей работе фаз состава: 46–48 ат.% S,  $\text{Cu/Fe} = 1 - 0.68$ . Это согласуется с экспериментальными данными о кристаллизации кубических *pc* фаз в исследуемой области системы при 600°C (Sabri, 1973) и кристаллизации устойчивых при комнатной температуре кубических фаз при содержаниях серы на 2–2.5 ат.% меньше чем 50 ат.% (Лихачев, 1973). В ассоциации с пирротинном и обогащенным железом изокубанитом ( $\text{Cu/Fe} = 0.49 - 0.39$ ) кристаллизуется кубический *pc* хейкокит с  $\text{Cu/Fe} = 0.90 - 0.68$ , а в ассоциации с пирротинном и борнитом – хейкокит с  $\text{Cu/Fe} = 0.92 - 0.68$  (табл. 1). Отношение Cu/Fe в составе моихукита и хейкокита, если условно рассматри-

Таблица 2. Составы халькопирита  $\text{CuFeS}_2$ , кубанита  $\text{CuFe}_2\text{S}_3$  и пирротина  $\text{Fe}_{1-x}\text{S}$  из образцов коллекции Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана РАН

№ ан.	№ образца	мас.%			Сумма*,	ат.%			Минерал	Cu/Fe**
		Cu	Fe	S	мас.%	Cu	Fe	S		
1	59501	34.16	30.35	35.36	99.90	24.61	24.88	50.49	ср	0.99
2	68992	33.62	30.51	35.14	99.40	24.84	25.14	50.42	ср	0.99
3	69010	34.58	30.10	34.95	99.55	25.07	24.91	49.99	ср	1.01
4	69024	34.33	30.35	35.03	99.79	24.81	24.95	50.18	ср	1.00
5	59021	34.49	30.44	34.89	99.83	24.94	25.04	50.00	ср	1.00
6	76412	34.58	30.24	35.15	99.99	24.94	24.81	50.24	ср	1.00
		0.04	59.68	39.90	100.03	0.03	46.04	53.63	po	
7	б/N-1	34.50	30.50	34.51	99.65	25.04	25.20	49.65	ср	0.99
		23.44	40.77	34.93	99.16	16.86	33.35	49.78	сб	0.50
8	б/N-2	34.29	30.38	35.05	99.72	24.79	24.99	50.22	ср	0.99
		23.15	40.87	35.91	99.95	16.44	33.02	50.53	сб	0.50
		0.02	61.23	38.89	100.22	0.01	47.44	52.49	po	
9	55252	34.41	29.73	34.91	99.06	25.04	24.61	50.34	ср	1.01
		50417	34.48	29.46	34.71	98.67	25.20	24.50	50.28	ср
11	27897	34.66	29.92	35.10	99.69	25.06	24.62	50.31	ср	1.02
12	58653	34.44	29.74	34.97	99.15	25.03	24.59	50.38	ср	1.02

Примечание: \* – в анализах примеси Co и Ni: халькопирит (ср) – Co 0.00–0.02 мас. %, 0.00–0.02 ат. %; Ni 0.14 мас. %, 0.17 ат. %; кубанит (сб) – (Ni 0.02–0.28 мас. %, 0.01–0.22 ат. %; пирротин (po) – Co 0.01–0.02 мас. %, 0.00–0.02 ат. %; Ni 0.07–0.39 мас. %, 0.06–0.29 ат. %; \*\* – отношение Cu/Fe рассчитано по ат. %.

1–8 – Норильские месторождения (Россия); 9 – Баджираевка (Читинская область, Россия); 10 – Хемта (Магаданская область, Россия); 11 – Корнуолл (Англия); 12 – Гуанси, Шу-Му (Китай).

вать области их составов как единую область, изменяется в пределах 1.04–0.68 при содержании серы 46–48 ат.%. Это близко к отношению Cu/Fe в составе халькопирита (1.03–0.67), содержащего 49–50 ат.% серы (рис. 1, табл. 1). Из этого следует, что при содержании серы < 48 ат.% халькопиритовый твердый раствор кристаллизуется в кубической *pc* форме.

Полученные результаты согласуются с литературными данными по составам соответствующих природных минералов (табл. 3). Изохалькопиритом в таблице 3, как и в работе Фардуста (Фардуст и др., 2005), назван халькопирит, для которого установлена кубическая *pc* структура (Филимонова и др., 1974) или предполагается кубическая *fcc* структура (Missack *et al.*, 1989; Фардуст и др., 2005). Как видно из таблицы 3, составы всех образцов изохалькопирита относятся к обогащенной железом области составов халькопиритового твердого раствора. Кубический *pc* халькопирит из медно-никелевых руд Норильских месторождений находится в тесных сростаниях с талнахитом и моихукитом (Филимонова и др., 1974). Его состав (табл. 3) отличается от состава синтезированного в данной работе халькопиритового твердого раствора в ассоциации с талнахитом и изокубанитом (Cu/Fe

= 1.03–0.92) меньшим содержанием ( $\approx 2$  ат.%) серы и соответствует ассоциации талнахит – кубанит – моихукит. Это подтверждает представленные выше результаты о кристаллизации халькопирита в кубической *pc* форме при содержаниях серы меньше, чем 48 ат.%. Состав изохалькопирита из гидротермального поля Рейнбоу соответствует составу синтезированного в данной работе обогащенного железом тетрагонального халькопирита с  $1 \geq \text{Cu/Fe} > 0.67$ , охлажденно-го с разной скоростью (в воде от 800°C и 600°C и по 50° в час от 850°C, табл. 3). Как видно из таблицы 3, центральные части ламелей из структур распада халькопирита и изохалькопирита обогащены железом по сравнению с их краевой частью (Missack *et al.*, 1989; Фардуст и др., 2005). Это согласуется с последовательностью кристаллизации халькопиритового твердого раствора от обогащенного железом халькопирита до его обогащенных медью разновидностей.

## Выводы

1. Отношения металлов (Cu/Fe) для тетрагонального халькопирита (1.03–0.67), изокубанита (0.61–0.39) и кубического *pc* хейкокинта (0.92–0.68) значительно отличаются от со-

Таблица 3. Состав синтезированных в данной работе фаз и их природных аналогов, по литературным данным

Фазы	Состав фаз, мас.%			Источник
	Cu	Fe	S	
Изокубанит в ассоциации с халькопиритом	23.92 – 26.78	38.70 – 40.17	34.22 – 34.46	Данная работа
Изокубанит в ассоциации с хейкокитом	19.59 – 23.34	41.57 – 44.03	34.42 – 35.25	Данная работа
	22.23	41.98	35.79	Missack <i>et al.</i> , 1989
	19.25 – 23.40	37.60 – 43.80	34.30 – 37.52	Мозгова и др., 1995; 2002
	18.10 – 24.94	34.46 – 41.73	34.20 – 36.70	Дистлер и др., 1996
Халькопирит в ассоциации с кубанитом	28.03 – 34.97	31.07 – 36.96	34.37 – 34.48	Данная работа
Халькопирит в ассоциации с кубанитом и талнахитом	33.40 – 34.86	29.76 – 32.02	34.34 – 34.48	
Халькопирит *	31.79	34.49	33.41	
Халькопирит**	31.74	33.02	34.07	
Халькопирит***	33.49	31.57	34.80	
Халькопирит	30.2 – 32.0	33.2 – 34.9	33.8 – 35.7	Карпенков и др., 1974
	26.54 – 31.37	31.98 – 36.56	33.74 – 35.66	Дистлер и др., 1996
Ламели из структур распада (первая строка – центр зерна, вторая – край зерна)	31.23 – 34.17 32.63 – 33.21	27.87 – 32.36 31.42 – 31.85	35.06 – 36.03 34.98 – 35.64	Фардуст и др., 2005
Изохалькопирит	33.1 – 35.3	31.4 – 32.4	33.2 – 34.1	Филимонова и др., 1974
Халькопирит	34.04	32.20	33.87	Missack <i>et al.</i> , 1989
Ламели из структур распада (первая строка – центр зерна, вторая – край зерна)	31.69 33.08	34.51 32.81	33.85 33.88	
Моихукит	34.74 – 36.26 34.87 – 36.71 35.3 – 36.2	31.94 – 32.34 31.38 – 32.40 31.4 – 31.9	31.97 – 32.25 31.93 – 33.29 32.1 – 32.9	Данная работа Cabri, Hall, 1972 Филимонова и др., 1974
Хейкокит	30.65 – 34.71 31.83 – 32.55	33.06 – 38.32 34.64 – 35.46	31.43 – 32.91 31.94 – 32.86	Данная работа Cabri, Hall, 1972
Талнахит	36.64 – 37.68 36.5 – 8.6 36.86 – 37.36 36.8	28.75 – 29.13 29.5 – 32.0 28.79 – 29.47 29.8	32.74 – 33.42 31.0 – 32.0 33.06 – 33.84 34.0	Данная работа Будько, Кулагов, 1963 Cabri, Hall, 1972 Филимонова и др., 1974

Примечание: \* – закален от 800°C; \*\* – закален от 600°C; \*\*\* – охлажден со скоростью по 50°C в час от 850°C.

отношений этих металлов в формулах соответствующих минералов. Область кристаллизации обогащенного железом халькопирита (Cu/Fe = 0.99 – 0.67) уменьшается при увеличении скорости охлаждения расплава. Халькопиритовый твердый раствор (Cu/Fe = 1.03 – 0.67) кристаллизуется в кубической *pc* форме из расплавов с содержанием серы < 48 ат.%. Состав моихукита (Cu/Fe = 1.04 – 0.93) находится на линии равновесия борнит – моихукит – изокубанит, которая разделяет области халькопиритовых и хейкокитовых фазовых ассоциаций.

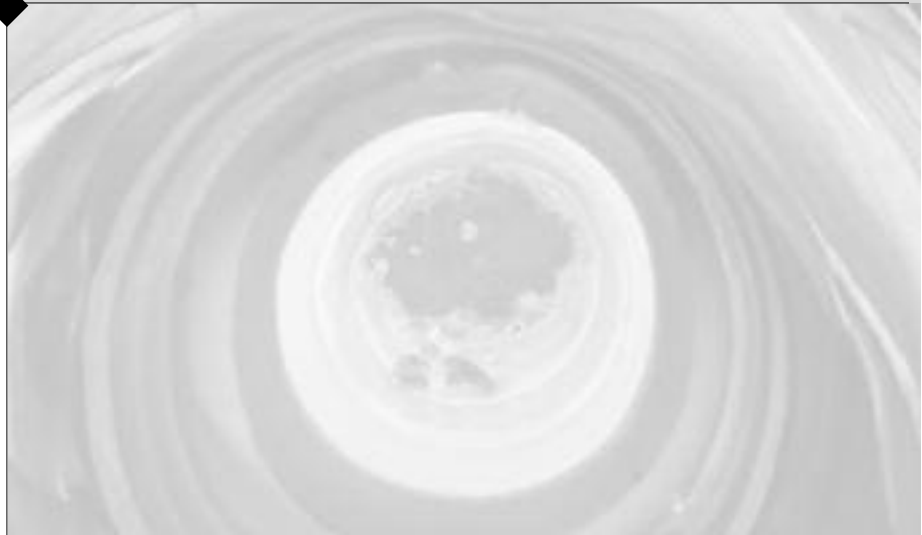
2. Формирование фазовых равновесий центральной части системы Cu-Fe-S: 45 – 50 ат.% S, Cu/Fe = 1.44 – 0.25, определяется исходным составом и скоростью охлаждения расплава. Из расплавов, содержащих 50 ат.% S, кристаллизуются ассоциации: пирротин  $Fe_{1-x}S$  + обогащенный железом изокубанит (Cu/Fe = 0.49 – 0.39) и обогащенный медью изокубанит (Cu/Fe = 0.61 – 0.52) + обогащенный железом халькопирит (Cu/Fe = 0.99 – 0.67). При уменьшении содержания серы происходит изменение состава фазовых ассоциаций (рис. 1): ассоциация обогащен-

ного железом изокубанита с пирротином сменяется ассоциацией хейкокита ( $\text{Cu/Fe} = 0.92 - 0.68$ ) с пирротином и борнитом, а ассоциация обогащенного медью изокубанита с халькопиритом – ассоциациями моихукита ( $\text{Cu/Fe} = 1.04 - 0.93$ ) с борнитом и талнахита ( $\text{Cu/Fe} = 1.16 - 1.09$ ) с халькопиритом ( $\text{Cu/Fe} = 1.03 - 0.92$ ) и борнитом.

## Литература

- Будько И.А., Кулагов Э.А. Природный кубический халькопирит // Докл. АН СССР. **1963**. Т. 152. № 2. С. 408 – 410.
- Дистлер В.В., Кулагов Э.А., Служеникин С.Ф., Лапутина И.П. Закаленные сульфидные твердые растворы в рудах Норильского месторождения // Геол. рудн. месторожд. **1996**. Т. 38. № 1. С. 41 – 53.
- Карпенков А.М., Митенков Г.А., Рудашевский Н.С., Соколова Н.Г., Шишкин Н.Н. Обогащенная железом разновидность халькопирита // Зап. ВМО. **1974**. Ч. 103. Вып. 5. С. 601 – 605.
- Кравченко Т.А. Образование Pt-Pd-Sn металлов в процессе кристаллизации Cu-Fe сульфидного расплава // Новые данные о минералах. **2009**. Вып. 44. С. 66 – 73.
- Кравченко Т.А. Экспериментальное исследование продуктов кристаллизации халькопиритового твердого раствора // Новые данные о минералах. **2011**. Вып. 46. С. 86 – 92.
- Кравченко Т.А., Нигматулина Е.Н. Экспериментальное исследование поведения золота и серебра в процессе кристаллизации Cu-Fe сульфидного расплава // Новые данные о минералах. **2009** – Вып. 44. С. 56 – 65.
- Лихачев А.П. Экспериментальное исследование парагенезисов системы Cu-Fe-S // Минералы и парагенезисы минералов рудных месторождений. Л.: Наука. **1973**. С. 3 – 19.
- Мозгова Н.Н., Ненашева С.Н., Борогаев Ю.С., Цепин А.И. Область состава и особенностей изоморфизма изокубанита // Геохимия. **1995**. № 4. С. 533 – 551.
- Мозгова Н.Н., Борогаев Ю.С., Габлина И.Ф., Черкашев Г.А., Степанова Т.В., Журнов Е.А. Изокубанит из сульфидных руд гидротермального поля Рейнбоу (Срединно-Атлантический хребет,  $36^{\circ}14'$  с.ш.) // Зап. РМО. **2002**. Ч. 131. Вып. 5. С. 61 – 69.
- Фаргуст Ф., Мозгова Н.Н. Борогаев Ю.С., Органова Н.И., Левицкая Л.А. Легко окисляющийся халькопирит из черных курильщиков гидротермального поля Рейнбоу // Новые данные о минералах. **2005**. Вып. 40. С. 44 – 50.
- Филимонова А.А., Муравьева И.В., Евстигнеева Т.Л. Минералы группы халькопирита в медно-никелевых рудах норильских месторождений // Геол. рудн. месторожд. **1974**. Т. 16. № 5. С. 36 – 46.
- Cabri L.J. New data on phase relations in the Cu-Fe-S System // Econ. Geol. **1973**. V. 68. N. 4. P. 443 – 454.
- Cabri L.J., Hall S. Mooihoekite and haycockite, two new copper-iron sulfides, and their relationship to chalcopyrite and talnakhite // Am. Miner. **1972**. V. 57. N. 5 – 6. P. 689 – 708.
- Missack E., Stoffers P., El Goresy A. Mineralogy, parageneses, and phase relations of copper-iron sulfides in the Atlantis II deep, Red Sea // Miner. Deposit. **1989**. V. 24. N. 1. P. 82 – 91.
- Sugaki A., Shima H., Kitakaze A., Harada H. Isothermal phase relations in the system Cu-Fe-S under hydrothermal conditions at  $350^{\circ}\text{C}$  and  $300^{\circ}\text{C}$  // Econ. Geol. **1975**. V. 70. N. 4. P. 806 – 823.
- Tsujmura T., Kitakaze A. New phase relations in the Cu-Fe-S system at  $800^{\circ}\text{C}$ ; constraint of fractional crystallization of sulfide liquid // N. Jb. Miner. Mh. **2004**. N. 10. P. 433 – 444.
- Yund R. A., Kullerud G. Thermal stability of assemblages in the Cu-Fe-S system // Jour. Petrology. **1966**. V. 7. N. 3. P. 454 – 488.

# **Минералогические музеи и коллекции**



УДК 549:069

## ПРОИЗВЕДЕНИЯ ТУВИНСКИХ КАМНЕРЕЗОВ В МИНЕРАЛОГИЧЕСКОМ МУЗЕЕ ИМ. А.Е. ФЕРСМАНА

В.А. Кореняко

*Государственный музей искусства народов Востока, Москва, Korenyako@gmail.com*

М.Б. Чистякова

*Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН, Москва, mineral@fmm.ru*

В статье изложены первые сведения о произведениях мелкой пластики из разнообразного каменного материала тувинских камнерезов 1920-х и 1980-х гг.

В статье 16 рисунков, список литературы из 8 названий.

Ключевые слова: Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана, камнерезные изделия, тувинские камнерезы.

Цель нашей статьи — предварительная публикация небольшой, но интересной коллекции изделий тувинского камнерезного искусства, хранящейся в Минералогическом музее им. А.Е. Ферсмана Российской академии наук. До сих пор эта коллекция была полностью обделена вниманием исследователей.

История обработки камня по своей продолжительности сопоставима с историей самого человечества, если принять во внимание глубокую древность самых ранних каменных орудий труда. Различные народы и культуры достигали впечатляющего уровня художественной обработки камня. Однако в этой области человеческого творчества есть, пожалуй, свое правило: высокий уровень обработки каменных изделий связан с оседлым образом жизни. Действительно, в культурах кочевых народов мы обнаруживаем очень мало камнерезных произведений, которые могут быть бесспорно объявлены художественной ценностью.

Но есть редкое исключение из этого правила — камнерезное искусство тувинцев (Будегечи, 1995; Вайнштейн, 1974; Кореняко, 1984; Мягков, 1931; Оживший камень, 1969; Червоная, 1995).

Тувинцы — тюркоязычный народ, населяющий бассейн Верхнего Енисея южнее Саянских гор. Небольшие группы тувинцев живут также в Красноярском крае России, в Монголии и в Китае. Они составляют основное население Республики Тувы, находящейся в составе России с 1944 г. (Общая численность тувинцев — не менее 250000 человек).

В культурном наследии тувинцев имеется большое количество каменных резных скульптур. Это отличает их от тюркских и монгольских соседей — монголов, бурят, алтайцев и хакасов, в традиционном искусстве которых не было и нет такого количества высокохудожественных и привлекательных резных каменных изделий. Все они невелики,

портативны. Они типичны для тувинцев и практически отсутствуют у большинства кочевых народов Евразии.

Причина этой, можно сказать, уникальной ситуации в том щедром подарке, который сделала Туве природа. Именно на территории Тувы, в её Бай-Тайгинском кожууне (районе) у селения Кызыл-Даг находится крупнейшее в России месторождение агальматолита. Месторождение сравнительно доступно и нетрудно для разработки — обломки агальматолита покрывают склоны и подножие горы, к которой можно добраться на автомобиле с местительным кузовом.

Агальматолит — плотная разновидность минерала пирофиллита. Его название, состоящее из греческих слов «agalma» (изваяние, статуя) и «lithos» (камень), и другие названия этого минерала (мыльный, восковой, жировик, пагодит) говорят либо о его мягкости, либо о тех красивых изделиях, которые можно из него вырезать. По-тувински агальматолит называется «чонар-даш», что означает «камень, который можно резать», «режущийся камень». Твердость — 1–3 по шкале Мооса — позволяет резать его обычным ножом. Такая податливость камня резчику и доступность жителям Тувы стали главными причинами появления и расцвета тувинского камнерезного дела.

Тувинский агальматолит светел и однороден по цвету. Наиболее распространены белая, светло-серая, желтовато-серая окраски. Более редок агальматолит темный и выраженных тонов, особенно красного и желтого.

Когда появилась в Туве резьба по агальматолиту? Иногда начало этого феномена относят к глубокой древности, связывая с другим широко известным анималистическим искусством — так называемым скифо-сибирским звериным стилем (бытовал у кочевых народов и их соседей в I тысячелетии до н.э. — первых веках нашей эры). Но оснований

для такой древней датировки нет — в ранне-кочевнических культурах практически отсутствуют изображения, вырезанные из агальматолита.

Исследователи, изучавшие тувинцев во второй половине XIX — начале XX в., писали об их камнерезном искусстве как о недавно появившемся. С этим совпадает и датировка наиболее старых резных тувинских изделий в коллекции Минералогического музея. Тувинские резные камни, попавшие в музей Санкт-Петербурга и Сибири (Минусинск, Томск, Красноярск, Иркутск), датируются временем не ранее 1870 — 1880-х гг. Это, собственно, и есть время появления тувинского камнерезного искусства.

Первый этап развития этого вида тувинского искусства относится к периоду последней четверти XIX — первой трети XX в. Вещам этого времени уже свойственно определенное стилевое единство. Но это и время поисков: осваивается богатство зооморфных образов (в том числе фантастических), вырабатываются средства стилизации и декоративного оформления, осваиваются технические приемы. Уже в это время появляются характернейшие стилевые признаки: небольшие размеры, экспрессивность, гиперболизация отдельных деталей, тщательная декоративная разработка, особенно с помощью параллельных бороздок и валиков.

К этому этапу (точнее к его концу, то есть к 1920-м гг.) относятся четыре агальматолитовые скульптуры, хранящиеся в Минералогическом музее. Такая их датировка определяется временем поступления предметов в музей (1929 г.) от Казимира Леонардовича Островецкого, руководителя геохимического

отряда экспедиции Монгольской комиссии АН СССР в 1927 г.

Предметы, поступившие от К.Л. Островецкого — фигурки лошади, тигра, медведя и фантастического льва. Все они вырезаны из камня светло-серой с легким желтоватым оттенком окраски. Имена мастеров неизвестны: правило вырезать на подставках свои фамилии появилось у мастеров гораздо позже.

Фигурка лошади типична для тувинской скульптурной анималистики. Животное изображено спокойно стоящим, при этом его профильный силуэт очень выразителен. Лаконично и отчетливо трактованы все основные особенности любимого животного кочевников. Грива подстрижена так, как было принято в Монголии и Туве: у холки оставлены длинные волосы, а далее по шее до ушей они короткие. В общем, перед нами типичнейшее и характернейшее для Центральной Азии изображение лошади.

Такой же реалистической является скульптура тигра с разинутой пастью — мы легко узнаем хищника по полосатой разделке шкуры и хвоста.

Менее реалистична скульптура медведя — он сидит с вытянутыми передними лапами (рис. 1). Почти вся поверхность изделия покрыта врезными линиями. Но они не похожи на медвежью шерсть. Они образуют поперечные пояса на теле и лапах хищника и совсем не напоминают сплошной шерстяной покров — налицо условная трактовка звериного образа.

Четвертая скульптура этой группы изображает вовсе не реального представителя фауны, но передает совершенно условный, фантастический образ гротескового льва (рис. 2),



Рис. 1. Медведь. Агальматолит. Размер 6.5×2.75×4.6 см. 1920-е годы. Передан К.Л. Островецким — руководителем геохимического отряда экспедиции Монгольской комиссии АН СССР (1927 г.) — в 1929 г. ММФ ПДК-1978.

Рис. 2. Лев-арзылан. Агальматолит. Размер 5.9×5.85×2.5 см. 1920-е годы. Передан К.Л. Островецким — руководителем геохимического отряда экспедиции Монгольской комиссии АН СССР (1927 г.) — в 1929 г. ММФ ПДК-1979.

известного в Китае как «шицза» или «шифо». Сам генезис образа «шицза» связан с Китаем, на территории которого в историческое время львы — хищники с пышными гривами у самцов — не водились. Поэтому в Китае, в отличие от Индии (где этот реальный представитель рода пантер обитает до сих пор), в средние века сформировался фантастический образ «шицза». Он известен у тюркских и монгольских народов под названиями «арслан», «арсалан», «арзылан». Генетически связанный с Китаем, гротесковый лев — важный, эмблемный образ севернобуддийского искусства, в котором он и почитаемое чудесное животное и спутник или олицетворение самого Будды.

Гротесковый лев не похож на реального льва. Коротконогий, коренастый, он обладает пышной гривой, трактованной, разумеется, декоративно — она «собирается» художником из отдельных крупных локонов или прядей, имеющих форму спиралей, завитков, круглых выпуклостей. Хвост зверя совершенно не львиный; это «султан» или «плюмаж», торчащий вверх и, как и грива, состоящий из мелких декоративных элементов. Морда «шицза» — подобие гримасничающего мопса с оскаленной пастью, выпученными большими глазами, кустистыми бровями. Обязательны большие, длинные, висячие уши. В общем, «шицза» — не лев, а существо, сильнее всего напоминающее декоративную собаку — пекинеса, в меньшей мере — собак тех декоративных пород, которые близки пекинесам.

Небольшая подборка декоративных скульптур, относящихся, скорее всего, к 1920-м годам, показывает нам особенности тувинского камнерезного искусства раннего периода. Как уже говорилось, это время поисков и стиля, и технических приемов. Часть поисков была успешна: вполне закончены и выразительны изображения лошади и фантастического льва. Другие же искания были недостаточно убедительны (фигурка тигра) или неубедительны вовсе (изображение медведя со странной трактовкой шкуры).

Художественное развитие тувинского камнерезного искусства бесспорно. Но для того, чтобы изучить эту эволюцию убедительно и в деталях, нам не хватает конкретных материалов. Агальматолитовые скульптуры, созданные в промышленности между 1930-ми и 1960-ми годами, очень немногочисленны или попросту отсутствуют в музейных коллекциях.

Значительное количество агальматолитовых скульптур по является в музейных фон-

дах с 1960-х гг. Можно считать, что с этого времени начинается новый этап истории тувинского камнерезного искусства, длящийся и в наши дни. Основные черты этого этапа определялись событиями, происшедшими в Туве в 1940—1960-х гг. Существовавшая с 1921 г. независимая Тувинская Народная Республика в 1944 г. вошла в состав СССР. Социально-экономический и культурный прогресс привел к тому, что резьба по агальматолиту вышла за пределы домашнего ремесла или художественного промысла, неотделимого от других видов традиционного искусства. Уровень тувинской резьбы по агальматолиту отныне позволил говорить о ней как об определенном, ярко выраженном, по существу профессиональном декоративно-прикладном искусстве.

На позднем этапе начальные стилиевые черты тувинского камнерезного искусства не были утрачены, но обогатились. Резко увеличилось разнообразие изображений, появились многофигурные композиции, художественная манера стала свободнее, а декоративная разработка скульптур — богаче и увереннее.

С 1962 г. на Туву распространялась деятельность Союзов художников РСФСР и СССР. В 1962 г. здесь был создан Тувинский филиал Красноярского отделения Союза художников РСФСР, в 1965 г. — Тувинское отделение этого творческого союза, переименованное в 1968 г. в Союз художников Тувинской АССР. В творческий союз сразу же начали вступать наиболее опытные и известные мастера-камнерезы: в 1962 г. — Черзи Монгуш, в 1964 г. — Хертек Тойбухаа и Хуна Хертек. Только в 1960-х годах членами Союза художников стали одиннадцать тувинских резчиков по камню. И в наши дни абсолютное большинство тувинских камнерезов входит в состав Союза художников России. Интересное последствие этого процесса — резьба по камню перестала быть анонимным искусством. С 1960-х гг. на подставках агальматолитовых скульптур, как правило, мы видим четко вырезанные имя и фамилию мастера, год создания произведения, иногда и другие данные.

К этому периоду (к 1980-м гг.) относятся девять предметов, из коллекции Минералогического музея. На большинстве из них авторы вырезали дату «1990»; лишь на скульптуре работы Юрия Ооржака дата иная — «1986». Две скульптуры, вырезанные Артышем Делгером, формально не датированы, но были приобретены музеем в 1990 г. Все подписные работы принадлежат шести художникам.

Прежде всего, хочется обратить внимание на то, что два изделия были созданы первой тувинкой, обратившейся к камнерезному искусству — Раисой Ажиевной Аракчаа (данные работы подписаны на изделиях автором не обычно, а именно «Арахчаа», то есть не так, как пишется её фамилия во всех публикациях и документах).

В литературе встречаются утверждения о том, что тувинская резьба по камню «постепенно перестает быть чисто мужским занятием». На самом деле известны лишь три тувинки, которые обратились к камнерезному искусству, добившись серьезных успехов. Первой была Р.А. Аракчаа, скончавшаяся в 1990 г. Елизавета Байыровна Байынды — дочь известного камнереза Байыра Байынды — плодотворно работала в 1980-х и 1990-х годах, но в последнее время отошла от активного творчества. Сейчас лишь Марина Матпаковна Норбу, работая с начала 1990-х годов, создает выразительные агальматолитовые скульптуры. Это художник-новатор: М. Норбу очень часто, настойчиво обращается к антропоморфной скульптуре, воплощая в камне образы исторических персонажей (например, полководца Чингисхана Субудая) и наших современников. Традиционная тувинская анималистика привлекает художницу гораздо меньше.

Раиса Аракчаа (1925 — 1990 гг.) вырезала первую каменную фигурку в сорокалетнем возрасте — это был результат её позднего

ученичества у известного камнереза Хертека Тойбухаа. Судьба отвела Р. Аракчаа для художественного творчества лишь четверть века. Уже в 1972 г. она вместе с тремя другими тувинскими камнерезами получила Государственную премию РСФСР имени И.Е. Репина, позже — звание заслуженного художника Тувинской АССР.

Художественный мир Р. Аракчаа — это характерный для тувинской резьбы по камню мир животных. Спокойно стоящий оседланный конь (рис. 3) отличается длинной гривой и сказочно-пышным хвостом. Седло и узда изображены тщательно и подробно, вплоть до узоров на седле и тисненой сетки на кожаном чепраке. Другая скульптура — трехфигурная композиция, изображающая горного козла с двумя козлятами (рис. 4). Сибирский горный козёл (или коза) горделиво стоит, вооружённый мощными рогами. Тонкие параллельные полосы имитируют пушистую длинную шерсть. Маленькие козлята умиротворенно нежатся под защитой уверенного в своих силах родителя.

Сведения о других камнерезах, творчество которых представлено в собрании Минералогического музея, и вовсе скудны.

Биче-оол Салчакович Майны родился в 1949 г. В 1990 г., живя в селе Кызыл-Мажалык Барун-Хемчикского района, он вырезал из светло-коричневого агальматолита скульптуру «Козерог» (рис. 5). Конечно, она изображает реальное животное — сибирского коз-

*Рис. 3. Оседланная лошадь. Агальматолит. Месторождение Кызыл-Даг, Бай-Тайгинский кожуун (район), Тува. Автор — заслуженный художник Тувы Р.А. Аракчаа. Размер 10×11×3.9 см. 1990 г. Приобретение в Тувинской художественно-производственной мастерской в 1990 г. ММФ ПДК-7624.*

*Рис. 4. Горный козел с козлятами. Агальматолит. Месторождение Кызыл-Даг, Бай-Тайгинский кожуун (район), Тува. Автор — заслуженный художник Тувы Р.А. Аракчаа. Размер 10.4×10.8×4.3 см. 1990 г. Приобретение в Тувинской художественно-производственной мастерской в 1990 г. ММФ ПДК-7625.*





Рис. 5. Козерог. Агальматолит. Месторождение Кызыл-Даг, Бай-Тайгинский кожуун (р-н), Тува. Автор Б.С. Майны. (пос. Кызыл-Мажалык). Размер 14.7×12.6×4.6 см. 1990 г. Приобретено в Тувинской художественно-производственной мастерской. 1990 г. ММФ ПДК-7629.

Рис. 6. Сарлык и волк. Агальматолит. Месторождение Кызыл-Даг, Бай-Тайгинский кожуун (р-н), Тува. Автор Ю.Д. Ооржак. Размер 10.4×17.2×4.25 см. 1986 г. Приобретено в Тувинской художественно-производственной мастерской в 1990 г. ММФ ПДК-7628.

Рис. 7. Верблюды. Агальматолит. Месторождение Кызыл-Даг, Бай-Тайгинский кожуун (р-н), Тува. Автор К.К. Кужугет. Размер 7.5×18.1×4.1 см. 1990 г. Приобретено в Тувинской художественно-производственной мастерской в 1990 г. ММФ ПДК-7626.

ла, но трактовка образа во многом условна. Сразу же бросается в глаза несоразмерность длинной и толстой шеи, покрытой причудливыми пластинами длинной шерсти. Рога декорированы совсем необычно: с боков это ряды полудисков, а сверху — лента косых нарезов-бороздок.

Хулер-оол Когелович Саая, родился в 1956 г.; в 1990 г. — жил в г. Ак-Довураке Барун-Хемчикского района. Его произведение — изображение идущего верблюда. Оно вполне реалистично, если не считать условной трактовки горбов — каждый передан двумя рядами, или «этажами», фестонобразных фигур.

Творчество родившегося в 1959 г. Юрия Дажыйовича Ооржака представлено двухфигурной скульптурной композицией «Сарлык и волк» (рис. 6). Могучий як-сарлык обрушивается с пригорка на волка, ухватившего яка за левый рог, а правый рог уже вонзился в бок волка. Резьба очень уверенная, выразительная и энергичная. Длинная шерсть яка и волка — крупные резные пластины, состоящие из параллельных широких граней. Смертельный поединок копытного и хищного зверей воплощен

в камне с бесспорной динамикой и экспрессией.

Две агальматолитовые скульптуры создал Кара-оол Кимович Кужугет, родившийся в 1967 г. Одна из них вполне реалистично изображает двух идущих друг за другом верблюдов (рис. 7). Вторая — фигура идущего или бегущего волка, вырезанная из агальматолита интенсивной и ровной серой окраски. Очень подробно проработана голова с листовидными ушами, ноздрями в виде запятых и фигурным контуром ощеренной пасти, в которой четко изображены клыки и зубы. Длинная жесткая шерсть на шее, загривке и плечах показана пятью ребристыми пластинами, покрытыми параллельными бороздками. Так же изображен большой вытянутый хвост. Хищную суть зверя подчеркивают и большие когти на сильных лапах.

К сожалению, у нас нет никаких сведений о шестом резчике по агальматолиту — Артыше Ильиче Делгере. Он автор двух небольших скульптур из светло-серого агальматолита. Оба изображения отличаются компактностью, приземистостью и некоторой коренастостью. Одна из скульптур — козел, большие рога которого с боков и сверху

декорированы рядами дисковидных фигур. Другая — собака с вытянутым пышным хвостом, большими листовидными ушами, окаймленным разъемом рта с клыками и зубами, фигурно вырезанными ноздрями. Длинная шерсть у обоих животных разделана параллельными бороздками. Эти и другие признаки трактовки зооморфных образов очень характерны для тувинской резьбы по агальматолиту.

Коллекция Минералогического музея имени А.Е. Ферсмана даёт возможность судить об интересном эпизоде в истории тувинского камнерезного дела — предпринятой в 1979 — первой половине 1980-х гг. попытке тувинских художников перейти от резьбы по агальматолиту к использованию новых материалов, как мягких (малахит, лазурит), так и твердых (нефрит и кварц — в виде его разновидностей: халцедона и тигрового глаза). Информация об этом эпизоде была любезно предоставлена нам В.С. Чернавцевым.

Данные события были связаны с работой Тувинской партии (начальник — Виктор Михайлович Заикин), входившей в состав Московской специализированной геологоразведочной экспедиции «Экспортсамоцветы» (МСГЭ «Экспортсамоцветы», начальник — Анатолий Иванович Куварзин), подчинявшейся, в свою очередь, Всесоюзному промышленному объединению «Союзкварцсамоцветы» Министерства геологии СССР. Эти события нужно понимать, принимая во внимание провозглашенные тогда в Советском Союзе принципы хозяйственного расчета и полного производственного цикла. В соответствии с этими принципами и Всесоюзные

промышленные объединения, и экспедиции, и партии должны были заниматься всем — от геологической разведки до производства изделий. Сырье использовали не только отечественное, были налажены импортные поставки камней, распределявшиеся и в МСГЭ «Экспортсамоцветы».

База тувинской экспедиции находилась в поселке Сукпак под тувинской столицей Кызылом. Там же работала и камнерезная мастерская, в которой тувинские мастера использовали агальматолит. Тогда же, в 1979 или 1980 г. у В.М. Заикина и А.И. Куварзина возникла мысль о переводе камнерезов на новые цветные камни. Мастерская получила новые, эффектные, но гораздо более сложные в работе материалы. Из месторождений Союза — прибайкальский лазурит, светлый зеленоватый витимский нефрит, а из зарубежья — афганский лазурит, заирский малахит, южно-африканский кварц — тигровый глаз. Идея перехода на новые материалы стала реализовываться, но опыт оказался неудачным.

Тувинские мастера успешно работали по мягкому агальматолиту. Новые камни оказались значительно тверже (по шкале Мооса: малахит — 3,5–4; лазурит и нефрит — 5,5–6; кварц — 7) Возникли трудности как со следованием традиционному, так и с выработкой нового стиля. Появились и иные проблемы. Надежды на успешную реализацию новой продукции не оправдались. В 1984 г. после объединения МСГЭ «Экспортсамоцветы» с Центральной геологической экспедицией «Центркварцсамоцветы» камнерезные работы по новому сырью в Сукпаке были признаны неперспективными.

*Рис. 8. Козел. Малахит. Заир, Африка. Первая половина 1980-х гг. Размер 5,4×6,7×2,4 см. Приобретен в «Центркварцсамоцветах» в 1985 г. ММФ ПДК-7289.*

*Рис. 9. Кошачий или собачий хищник. Малахит. Заир, Африка. Размер 4,3×5,9×2,4 см. Первая половина 1980-х гг. Приобретен в «Центркварцсамоцветах» в 1985 г. ММФ ПДК-7276.*





Рис. 10. Як. Лазурит. Месторождение Малобыстринское, Иркутская обл., Прибайкалье. Размер 4,8×10,1×4,4 см. Первая половина 1980-х гг. Приобретен в «Центркварцсамоцветах» в 1985 г. ММФ ПДК-7277.

Рис. 11. Лев. Лазурит. Месторождение Сары-Санг, Бадахшан, Афганистан. Размер 4,35×3,6×2,6 см. Первая половина 1980-х гг. Приобретен в «Центркварцсамоцветах» в 1985 г. ММФ ПДК-7279.

Судьба камнерезной мастерской, находившейся в 1979/1980 – 1984 гг. в составе Тувинской партии и работавшей с твердыми камнями, нам неизвестна. Какую-то часть продукции (30 предметов) сукпакской мастерской из нетрадиционных материалов в 1985 г. купил у МСГЭ (через «Центркварцсамоцветы») Минералогический музей. Позже, в 1990 г., музей также приобрел девять изделий Тувинской художественно-производственной мастерской, но только из агальматолита. Именно эти вещи почти все оказались подписанными авторами.

Все изделия из новых материалов музея 43 тувинских изделия. 13 из них агальматолитовые, остальные изготовлены из новых, нетипичных для тувинского традиционного искусства камней: из тигрового глаза – 10, из халцедона – 8, из малахита – 5, из лазурита – 4, из нефрита – 3.

Все изделия из новых материалов анонимны, на них отсутствуют какие-либо подписи. Отчасти это можно объяснить тем, что у большинства таких скульптур отсутствуют подставки с удобными для надписей плоскостями.

Переход резчиков от мягкого агальматолита к более твердым камням не всегда заканчивается удачей. Пример такого рода дает Монголия, для традиционного искусства которой резьба по камню не характерна. В первой половине 1950-х гг. улан-баторский мастер Чойнзон пытался наладить производство мелких каменных изделий, в том числе из твердых камней. В какой-то степени ему это удалось, но широкого распространения камнерезное искусство в Монголии не получило.

Среди новых материалов наиболее легким в работе, видимо, оказался сравнительно мягкий малахит. Вполне в тувинской анималистической традиции вырезаны скульптуры лежащего большерогого козла (рис. 8) и точно не определяемого собачьего или кошачьего хищника (рис. 9). Резчик, вероятно, даже попытался использовать декоративный эффект полосчатого рисунка окраски малахита. Есть и новаторская работа, не имеющая связи с традицией – довольно крупная скульптура ящерицы.

Камнерезы, обратившиеся к существенно более твердым камням, во многих случаях пытались следовать тувинским традициям. Среди результатов их творчества – лазуритовые фигурки яка (рис. 10), козла, льва (рис. 11), зайца. Фигура бегущего в волнах яка удачно сочетается с пестрым прибайкальским лазуритом, тогда как животные в спокойных позах вырезаны из однотонного афганского камня.

Не поступились своими национальными традициями и мастера, работавшие с одним из труднейших материалов – нефритом. Из него в обычной для республики манере созданы скульптурная композиция «Наездник, седлающий коня» (рис. 12) и скульптуры лежащего оленя (рис. 13) и барана.

Из изделий, вырезанных из разновидностей кварца, вполне традиционна халцедоновая (сердоликовая) скульптура одного из персонажей буддийского пантеона – так называемого Белого Старца (рис. 14). Он изображен в «монголо-тувинской» одежде и сапогах, с увесистым волшебным жезлом. Его лобастая лысая голова – неременный признак



Рис. 12. Наездник, седлающий коня. Нефрит. Месторождение Буромское, река Витим, В. Сибирь. Размер 6.6×6.7×4.5 см. Первая половина 1980-х гг. Приобретен в «Центркварцсамоцветах» в 1985 г. ММФ ПДК-7291.

Рис. 13. Лежащий олень. Нефрит. Месторождение Буромское, река Витим, В. Сибирь. Размер 4.25×4.5×4.2 см. Первая половина 1980-х гг. Приобретен в «Центркварцсамоцветах». 1985 г. ММФ ПДК-7290.



Рис. 14. Белый старец. Сердолик. Река Тулгун, Забайкалье, Бурятия. Размер 7.5×3.9×2.95 см. Первая половина 1980-х гг. Приобретен в «Центркварцсамоцветах» в 1985 г. ММФ ПДК-7292.

Рис. 15. Шаман. Тигровый глаз. Месторождение Приска, река Оранжевая, ЮАР. Размер 6.9×5.6×3.9 см. Первая половина 1980-х гг. Приобретен в «Центркварцсамоцветах» в 1985 г. ММФ ПДК-7293.

Рис. 16. Баран. Тигровый глаз. Месторождение Приска, река Оранжевая, ЮАР. Размер 6.75×6.85×3.7 см. Первая половина 1980-х гг. Приобретен в «Центркварцсамоцветах» в 1985 г. ММФ ПДК-7472.

этого божества, покровителя природы и мудрости. Остальные скульптуры из халцедона (фигурки бобров, птиц, лисы с лисенком и др.) знаменуют разрыв с традицией.

Такую же картину дают изделия из еще одной разновидности кварца — тигрового глаза (кварца с расположенными параллельно друг другу игольчатыми включениями гидроксидов железа, развившихся по асбестовидному рибекиту; выпуклые полированные поверхности такого материала при повороте дают яркий бегающий блик). Среди

них есть и соответствующие тувинской камнерезной традиции скульптуры — тигра, дракона, едущего на козле человека, шамана с бубном (рис. 15), барана (рис. 16), льва-«арзылана» и др., а также не несущие черт национального тувинского камнерезного искусства, гладкие, без орнамента фигурки пантеры и медведя.

Обратившись к новым и твердым камням, тувинские камнерезы не добились бесспорных больших успехов. Прежде всего, им не удалось воплотить своеобразные черты ту-

винской камнерезной традиции. На многих скульптурах заметно, что попытки передать детали или имитировать участки длинной шерсти животных были неудачны. Все подробности такой резьбы читаются с большим трудом и только при определенном освещении.

Коллекция тувинских камнерезных изделий Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана, несмотря на небольшой объем, дает возможность судить о многих процессах, происходивших в тувинском камнерезном искусстве XX века, в частности о малоизвестной попытке освоить резьбу по твердым и вязким камням.

## Литература

- Бугеречи Т.Б.* Художественное наследие тувинцев. Судьбы искусств. Жизнь традиции. Диалог культур. От традиционного к современному. М.: АО Внешторгиздат. **1995.** 153 с.
- Вайнштейн С.И.* История народного искусства Тувы. М.: Наука. **1974.** 224 с.
- Коренько В.А.* Декоративно-прикладное искусство Тувы в собрании ГМИНВ (каталог мелкой пластики) // Научные сообщения Государственного музея искусства народов Востока. Вып. XVII. М.: Наука. **1984.** С. 58—107.
- Коренько В.А.* Монгольская народная скульптура. М.: Государственный музей искусства народов Востока. **1990.** 228 с.
- Коренько В.А.* Искусство народов Центральной Азии и звериный стиль. М.: Восточная литература. **2002.** 327 с.
- Мягков И.М.* Искусство Танну-Тувы // Материалы по изучению Сибири. Томск: Изд-во Томского государственного института. **1931.** Т. 3. С. 16—26.
- Оживший камень. Фотоальбом тувинской народной резьбы по камню. Кызыл: Тувинское книжное изд-во. **1969.** 80 с.
- Червонная С.М.* Тыва Республиканын чурукчулары. Художники Республики Тыва. СПб: Художники России. **1995.** 184 с.

УДК 549:069

## ИСТОРИЯ СОЗДАНИЯ И ЭКСПОЗИЦИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ ИМ. В.В. ЕРШОВА МОСКОВСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО ГОРНОГО УНИВЕРСИТЕТА

Т.В. Дубровская, А.Е. Корольков

*Геологический музей им. В.В. Ершова Московского государственного горного университета, Москва, GME@hotmail.ru*

Статья посвящена Геологическому музею им. В.В. Ершова, истории его создания, включая первый музей Московской горной академии, и современному состоянию экспозиций.

В статье 1 таблица, 14 рисунков, список литературы из 14 названий.

Ключевые слова: Геологический музей им. В.В. Ершова, Московская горная академия, коллекция минералов, экспозиция, месторождение.

*«Удивительное разнообразие и красота минерального мира находят концентрированное отражение в музейных экспозициях, которые в отличие от минеральных месторождений составляют широчайшему кругу людей».*

**Н.П. Юшкин (2000)**

В Московском государственном горном университете (МГГУ) с 1989 г. существует Геологический музей, который носит имя Вадима Викторовича Ершова. Сегодня МГГУ доживает последние месяцы как самостоятельный вуз и по приказу министра будет присоединен к Научно-исследовательскому техническому университету «Московский институт стали и сплавов» (НИТУ «МИСиС»). В истории вуза и музея, которая началась в 1918 году, это далеко не первый переломный момент.

В 1918 г. была образована Московская горная академия (МГА) и при ней практически сразу начал создаваться минералогический музей. В основе его фондов лежали несколько крупных частных коллекций, полученных в период 1918–1926 г. Из них следует отметить, прежде всего, следующие:

1. Коллекция графа Владимира Петровича Орлова – Давыдова (1809–1882), вывезенная в 1918 г. из его имения «Отрада» Серпуховского уезда Московской губернии. Большая часть образцов представляла собой рудный материал из зарубежных месторождений. Коллекция помещалась в особом музейном флигеле Отрадинского дворца, где она была размещена в дубовых витринах. В каждой лежала опись с перечислениями минералов без указания месторождений. Восстановить происхождение и время формирования коллекции не удалось (Московская горная академия..., 1929).

2. Коллекция графа Александра Федоровича Келлера (1883–1946), насчитывающая

1000 образцов, которые были тщательно этикетированы. В МГА она попала в 1919 г. из разграбленного имения Сенницы Зарайского уезда Рязанской губернии. В своей усадьбе А.Ф. Келлер создал настоящий музей. Основу собрания составила коллекция действительного статского советника, члена физико-химического и минералогического обществ А.Л. Соколовского. В экспозиции были представлены наиболее яркие и редкие образцы с Урала, из Сибири, стран Европы, Бразилии. Среди экспонатов имелось немало редкостей, таких как теллуриды золота и серебра, самородное железо, урановые минералы, метеориты (Московская горная академия..., 1929; [www.sgm.ru/53/](http://www.sgm.ru/53/)).

3. Коллекция Николая Петровича Вишнякова (1844–1927?), действительного члена Санкт-Петербургского минералогического общества. Коллекция являлась знаменитым собранием Рудольфа Германна (1805–1879). Рождение коллекции датируется 1829 г. и связано с именем И.В. Гёте. Р. Германн и его друг профессор Лодер решили преподнести на 80-летие Гёте коллекцию русских минералов, что и было сделано. Не вошедшие в эту коллекцию минералы послужили основой для будущей коллекции Р. Германна, известного московского химика и минералога. Ценность собрания заключалась в том, что оно состояло из образцов, относящихся к классическим месторождениям XIX в. (в Саксонии, Богемии, Америке и т.д.). Эту коллекцию Р. Германна в мае 1876 г. купил Н.П. Вишняков. В его приходно-расходной книге значится: «Куплена коллекция Германна и за нее уплачено облигациями Кредитного Общества 1 тысячная и 35 сотенных. Всего отдано за нее 4500 руб. номиналом». В 1900 г. Н.П. Вишняков на собственные средства издал каталог коллекции на немецком языке. При его со-

ставлении была проделана очень большая и скрупулезная работа.

В 1918 году коллекция попала в музей МГА. Она насчитывала около 3 тысяч образцов, включающих 900 минеральных видов и разновидностей из местонахождений Европы, России, Америки и т.д. (Московская горная академия..., 1929; liga-ivanovo.narod.ru/istalm05-04.htm).

4. Коллекция Григория Григорьевича Гагарина, которая была передана МГА в 1921 г. Румянцевским музеем. Она включала в основном образцы, выписанные через разные фирмы за период с 1909 до 1914 г., из зарубежных месторождений. В начале XX в. коллекция была каталогизирована внуком Григория Григорьевича — Георгием Григорьевичем Гагариным и превратилась в систематическое собрание минералов, отражавшее уровень развития минералогии на рубеже XIX — XX вв. (Московская горная академия..., 1929; www.sgm.ru/53/).

5. Коллекция Лидии Петровны Прохоровой (1882 — ?). Поступила из Гохрана в 1926 г. и насчитывала свыше 2500 российских и зарубежных образцов. Она содержала минералы из России (Урал, Алтай, Забайкалье) и многих стран мира. Коллекция составлялась в конце XIX и в начале XX веков. В ней были собраны представители всех классов минералогической классификации из большого количества местонахождений. Большая часть образцов минералов была куплена Л.П. Прохоровой в минералогической конторе Л.Н. Крыжановского в г. Екатеринбурге и в Берлинской фирме Ф. Кранца. Около 70 минеральных видов из 80 японских местонахождений было куплено в японских фирмах. Л.П. Прохорова, урожденная Ушкова, дочь промышленника П.К. Ушкова, пионера химической промышленности, владельца нескольких рудников на Урале. Возможно, некоторая часть образцов происходит именно оттуда (кочубейт, везувиан) (Московская горная академия..., 1929; www.sgm.ru/53/).

6. Собрание самородков золота, приобретенное у частных лиц (подробности неизвестны), и еще ряд более мелких или специальных тематических коллекций (Московская горная академия..., 1929).

Большая роль в создании музея принадлежала Николаю Михайловичу Федоровскому. Об этом пишет Н.А. Смольянинов: «В 1919 году наряду с музеем университета создается в Москве второй минералогический музей при Московской горной академии, который благодаря усилиям профессора Н.М. Федоровского становится вскоре поч-

ти вровень с университетским музеем» (Смольянинов, 1937).

В 1930 г. на базе Московской горной академии было образовано шесть новых вузов, сама академия была переименована в Московский горный институт (МГИ). Музейные фонды были поделены, многие коллекции были переданы в Московский геологоразведочный институт. К сожалению, мы не располагаем сведениями о том, какие коллекции и образцы остались в МГИ, где до 60-х годов существовал музей.

Образцы из коллекций А.Ф. Келлера, Гагариных, Л.П. Прохоровой, Р. Германна из музея МГА в настоящее время экспонируются в Геологическом музее им. В.И. Вернадского Российской академии наук в зале «Исторические коллекции конца XVIII — начала XX веков».

В 60-х годах XX в. началось движение по укреплению связи вузов с производством, и Горному институту грозила «высылка» из Москвы. Его частично перепрофилировали и переименовали в МИРГЭМ (Московский институт радиоэлектроники и горной электромеханики). Музей фактически перестал существовать. В 1967 году институт вновь был преобразован в МГИ. И в 70-х годах было решено возродить геологический музей.

Открылась новая страница истории музея в Горном. Руководство работами по созданию музея было возложено на В.В. Ершова, ведущего кафедры геологии. Постепенно собирались и закупались коллекции. Он сумел приобрести коллекционный материал из известных классических месторождений бывшего СССР, это — Мурзинка, месторождения Эвенкии, Дальнегорска, Кара-Оба, Акчатау, и другие. Витрины были выполнены по проекту В.П. Соколова и Т.А. Кистановой, художественное оформление — П.М. Вышинского и В.Н. Устинова.

Так как опыта музейной работы не было, Ершов обратился к сотрудникам Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана, и они помогли решить эту задачу. Многие московские коллекционеры, любители камня и геологи также принимали в этом деятельное участие, приносили свои образцы и коллекции. Одним из таких энтузиастов был В.Я. Герасименко. Он вскоре пришел сюда работать из Московского геологоразведочного института и проработал здесь 20 лет сначала старшим, а затем ведущим научным сотрудником.

Замечательную коллекцию обработанных подмосковных декоративных кремней, агатов и коллекционных образцов кварца и халцедона к открытию нового музея пода-

рил Г.П. Воларович. И она до сих пор не утратила своего значения, выполняет двойную роль — в разделе цветных камней и в региональной экспозиции. Кроме традиционных для вуза систематических коллекций, в новом музее был опробован региональный принцип в создании экспозиций. Здесь, по предложению А.А. Евсеева, образцы располагались по их местонахождению: тогда — в СССР, а теперь — в России и за рубежом (Евсеев, 2004). Это — удачный способ мелкомасштабного моделирования распределения минеральных ресурсов по регионам. Основой для такого районирования служит тектоническая схема (Герасименко, 2003). Регионы представлены основными полезными ископаемыми, по возможности отражены значимые минералогические находки, имеются и немногочисленные палеонтологические образцы. В целом, экспозиция интересна для любого посетителя — от детей младшего школьного возраста до специалистов в области геологии.

Вузовский музей, прежде всего, дополнительное средство обучения студентов. Возможности для этого здесь широки и разнообразны. В нашем музее имеется традиционная подборка материалов по систематическому принципу: коллекции по геометрической кристаллографии, минералогии, петрографии. Их объемы соответствуют программе обучения.

Несколько витрин занято выставкой камней-самоцветов и изделий из них, ювелирных камней, подмосковного цветного камня.

Датой официального открытия музея считается 1 февраля 1989 г. (рис. 1). С открытием музея были восстановлены культурно-просветительские традиции института. Музей МГИ с самого открытия доступен и для сторонних посетителей: школьников, студентов других вузов и колледжей.

В 1990 г. Геологическому музею было присвоено имя В.В. Ершова (ГМЕ) в знак признания заслуг последнего. Есть стенд и постоянная выставка, посвященная памяти В.В. Ершова, где кроме образцов из его коллекции и из месторождений, на которых он работал, экспонируется образец минерала ершовита, открытого в 1991 г. в Хибинском массиве А.П. Хомяковым и соавторами (Хомяков, 1993).

В те годы наш музей довольно бурно развивался и во многом — благодаря работе Виталия Яковлевича Герасименко. Его деятельности тоже посвящена отдельная выставка. На ней представлена карта с указанием объектов его полевых работ (рис. 2) в разных регионах России, Украины, Молдовы и Беларуси, где Виталий Яковлевич занимался сбором материала по геологии, геохимии, минералогии, экологии с научными целями, его образцы, в том числе кристалл редкоземельного апофиллита (рис. 3) из гранитов Украины, полевые книжки. Всего в геологических организациях Герасименко проработал более 50 лет. Многие коллекционные образцы из его сборов находятся в витринах, в запасниках — в основном рядовой материал эталонных и учебных коллекций — горные породы и руды.



Рис. 1. В.В. Ершов. Открытие музея 1 февраля 1989 г. Фото из Архива музея.





Рис. 3. Апофиллит на дымчатом кварце. Обр. № 4432. 8×7×5 см. Прудянский карьер, Украина. Сбор В.Я. Герасименко. Фото М.Б. Лейбова.

Рис. 4. Агат, кварц. Обр. № 721. 30×25×15 см. Мустах, б-н р. Сегегема, Якутия. Фото В.Н. Зуя.

Эвенкийская витрина познакомит с минерализацией в базальтовых полостях на р. Н. Тунгуска. Это один из очень крупных (17×14×13 см) кристаллов анальцима, щетки цеолитов, псевдоморфозы кварца по анальциму, исландский шпат.

Коллекция следующего региона — Анабарской антеклизы (с прилегающими территориями) пополнилась за счет расформирования музея ГИГХСа. К нам поступили образцы с таких месторождений и проявлений, как Гули, Одихинча, Ыраас. Из крупнейшего нибиевого месторождения Томтор есть один образец — гармотом.

Из новых поступлений Рубцовского месторождения Алтае-Саянского региона демонстрируются крупные кристаллы куприта, куприт с серебром, самородная медь, конкреции азурита, йодиды (маршит, майерсит); из Коршуновского месторождения Иркутской области — полировки сростков сферолитов клинохлора, кристаллы гематита; из Рудногорского месторождения — магнетит в форме оолитов.

Байкальский регион представляют образцы Слюдянки, Шерловой горы, крупные кристаллы корунда с о-ва Ольхон, бертрандит-фенакит-флюоритовая руда из Ермаковского месторождения, коллекция турмалинов Малханского хребта.

Территория Якутии включает разнообразные геологические структуры. Алданский щит — это многочисленные месторождения кварца и флогопита. Самый крупный в нашем музее кристалл кварца, вернее, сросток двух кристаллов, длиной 80 см, из месторождения Перекатного. Есть образец хромдиоп-

сида из единственного месторождения этого цветного камня — Инагли, а также крупные кристаллы апатита с хорошо образованными головками из рудника Тимптон, диопсид и плеонаст из Гоновского месторождения, образцы из чароитового месторождения Силеневый камень. Помимо этого, имеются превосходные кристаллы вилуита, ахтарандита и гроссуляра с р. Вилюй, замечательный полированный штуч агата Мустаха (рис. 4).

Музей располагает хорошей коллекцией образцов из знаменитых месторождений Дальнего Востока в Приморье. Не перестают удивлять необыкновенной красотой друзы кальцита, датолита, кварца, галенита и сфалерита, аксинита, апофиллита и другие. Образцы из известного всему миру скарного Боросиликатного месторождения — это полировка пейзажного скарна, а на выставке самоцветов можно увидеть и изделия из него.

Чукотка представлена крупными кристаллами касситерита Иультинского месторождения, кристаллами шеелита и касситерита на кристаллах горного хрусталя из Тенкергина и, конечно, замечательными разнообразными агатами (рис. 5).

На Камчатской витрине демонстрируются кристаллы молибденита в кварц-пиритовой матрице (рис. 6.) и кристалл кварца с пиритовой «шляпой» из проявления Ласточка. Из цветных камней — родонит с проявления Крутая Падушка и агат. Рядом можно увидеть базальт в жаропрочном котелке, взятый вулканологами из потока вулкана Толбачик.

С Курильских островов в музее имеется редкий минерал рениит с вулкана Кудрявый

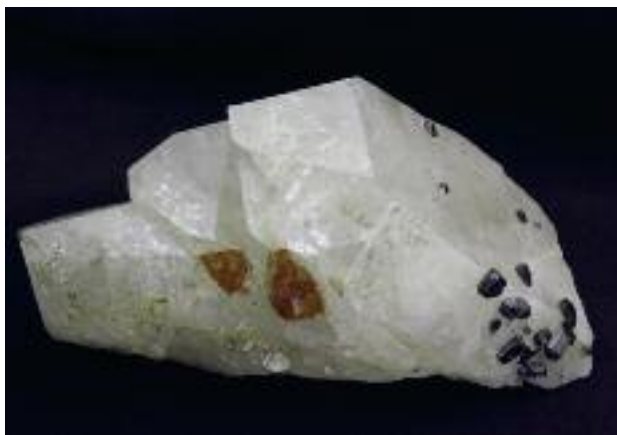


Рис. 5. Шеелит и касситерит на кварце. Обр. № 3430. 14×9×7 см. Тенкергин, Чукотка. Фото М.Б. Лейбова.

Рис. 6. Молибденит, пирит, кварц. Обр. № 4885. 9×7×5 см. Ласточка, Корякское нагорье, Камчатский край. Дар Н.А. Молодовой. Фото М.Б. Лейбова.

Рис. 7. Гюбнерит на друзе кварца. Обр. № 123. 12×9×5 см. Кара-Оба, Казахстан. Фото М.Б. Лейбова.

Рис. 8. Фторопатит с александритовым эффектом, кварц, альбит. Обр. № 4919. 14×14×8 см. Акжайлыу, хр. Тарбагатай, Казахстан. Фото М.Б. Лейбова.

(о-в Итуруп), который был подарен первооткрывателем Г.С. Штейнбергом.

К 90-летию МГГУ, спустя двадцать лет после открытия первого зала, был открыт второй. В нем разместились несколько экспозиций. Это — «Страны и континенты» (всемирная минералогия), «Полезные ископаемые», «Страницы истории горного дела в России». Кроме того, в небольших витринах располагаются тематические выставки, которые знакомят со значительными минералогическими открытиями в России XVIII — XX вв., отражают распространенность минеральных видов и разновидностей в природе, географию в названиях минералов.

Наиболее полно представлена минералогия месторождений стран СНГ. По этим территориям коллекции собирались давно и прежде были выставлены в первом зале. Экспозиция по Казахстану открывается словами

К.Г. Паустовского. «Казахстан велик, как море, и неисчерпаемо богат...». Здесь можно отметить друзу ильменита, размером 40×30×30 см, из Индерского месторождения, крупный кристалл вольфрамита и друзу кварца с вольфрамитом (рис. 7) из месторождения Кара-Оба, кристалл фторопатита с александритовым эффектом из Акжайлыу (рис. 8), корку яркого родохрозита из месторождения Ушкатын-III (рис. 9). Хорошо представлено месторождение Жесказган (Джезказган). Из самоцветов имеются живописные моховые агаты, празопал, хризопраз. Из экспонатов Туркмении обращают на себя внимание сростки прозрачных бесцветных кристаллов гипса (до 25 см) с включениями серы из месторождения Гаурдак. Из Киргизии — яркий минерал гетчеллит (Хайдаркан). Таджикистан представлен коллекциями минералов из массивов Тро, Дарай-Пиёз, где найдено много редких и



Рис. 9. Рогохрозит. Обр. № 4915. 15×9×7 см. Ушкатын-III, Казахстан. Фото М.Б. Лейбова.

Рис. 10. Гипс. Обр. № 5382. 9×4×1,5 см. Найка, шт. Чуауа, Мексика. Фото М.Б. Лейбова.

Рис. 11. Бирюза. Обр. № 5307. 25×20×10 см. Эрдэнэт, Монголия. Фото М.Б. Лейбова.

новых минералов. Из Памирских самоцветов можно отметить — лазурит, розовую шпинель, клиногумит, фиолетовый скаполит, рубин. Из Азербайджана демонстрируются замечательные друзы из месторождения Дашкесан. Украина представлена минералами Крыма, Карпат, Вольни, Приазовья.

В новый зал вписалась также выставка по Антарктиде, прежде располагавшаяся в первом. Геологический материал был в свое время передан в музей Лидией Валентиновной Бардиной, матерью полярника Владимира Игоревича Бардина. В коллекции есть штUFFы гранитоидов с характерными формами ячеистого выветривания. Выставка включает и материалы исторического характера по исследованиям ледового континента.

Коллекции по странам так называемого дальнего зарубежья в основном находятся на начальной стадии формирования. В витринах имеются фотографии минералов, образцы которых в будущем хотелось бы приобрести. Но некоторые из уже имеющихся надо отметить. Так, из Боливии (Потоси) демонстрируется неплохая коллекция кристаллов цилиндрита, станина, висмутина и псевдоморфозы по нему, прозрачный кристалл вивианита, касситерит, содалит с давсонитом и анальцимом. Из «пещеры кристаллов» рудника Найка в Мексике — кристалл гипса (рис. 10). Индийская Пуна представлена прекрасными по форме кристаллами и их сростками. В Монгольской витрине находится крупная полировка бирюзы из месторождения Эрдэнэт (рис. 11); в Афганской — кристаллы лазурита в мраморе, кунцита; в Эфиопской — необычный кристалл амазонита с графической структу-

рой в центральной его части. Наиболее интересные приобретения последнего времени приведены в таблице 1.

В этом же зале расположена довольно подробная экспозиция по центральному региону России. В нее вошла витрина, посвященная геологии и минералогии Москвы, материалы по которой подготовлены А.А. Пекиным (Пекин, 2010). В ней демонстрируются образцы из известных карьеров и местонахождений коллекционных образцов в Подмоскowie и ближайших областях, входящих в Московскую синеклизу, выставлены штUFFы кремней Московской, Владимирской, Тверской областей, переданные в дар музею Михаилом Юрьевичем Бахиным. Рядом — временная выставка коллекционных образцов кварца, халцедона и агатов из Старой Ситни и Голутвина из частной коллекции семьи Браташковых.

Помимо постоянных экспозиций в музее проходят и другие выставочные мероприятия. Прежде всего, это регулярные показы новых поступлений. Кроме того, в музее устраиваются временные тематические выставки. Не так давно демонстрировались картины из камня, выполненные в технике флорентийской мозаики, среди которых были работы мастеров из Уфы, Сибая, Санкт-Петербурга, Москвы. Организуются выставки из частных коллекций, некоторые из них уже упоминались. В настоящее время демонстрируется коллекция цветных камней Мадагаскара, существенно дополняющая нашу собственную по этому региону. Ее предоставил В.Р. Кузнецов, давний выпускник МГИ. Это в основном прекрасно обработанные штUFFы цветных камней и кристаллы кварца с включениями. ШтUFFной материал Подмоскowie,

**Таблица 1. Зарубежные образцы из последних приобретений музея**

Местонахождение образца	Название минерала, спутников	Размеры образцов, см
Брокен Хилл, Австралия	Друза кристаллов родонита (рис. 12)	6×4×4
Провинция Хунань, Китай	Друза арсенопирита с коркой флюорита	19×7×5
Пуна, Индия	Висмутин – тонкоигольчатые включения в кристаллах флюорита (до 2 см)	12×8×7
Панашкейра, Португалия	Окениит – сферолит в жееде; Срастание прозрачного кристалла апофиллита (4 см) со сноповидным стильбитом	13×11×8 7.5×4×4
Кавник, Румыния	Блочный кристалл вольфрамит (рис. 13)	11×11×7
Монблан, Франция	Сферолит пирита на друзе молочного кварца	20×15×6
Трепча, Сербия	Кварц дымчатый – скрученные кристаллы	7×4.5×3
Флорида, США	Буланжерит – спутанноволокнистый агрегат с сульфидами и кварцем	13×11×8
Санта Розалия, Мексика	Халцедон – псевдоморфоза по кораллу	18×12×5
Б. Атлас, Марокко	Болеит кристалл на матрице (около 1 см)	12×7×6
Усакос, Намибия	Гетит на щетке кварца	16.5×5×5
Эронго, Намибия	Рутил – коленчатый двойник (рис. 14)	5×3×3
	Шерл – кристаллы с кварцем	14×11×10

Урала, Алтая и крупные полировки декоративного дальнегорского скарна выставил В.Н. Дубоделов.

В одной из витрин показаны самые популярные минералы России (по опросам минералогов-любителей и профессионалов). Выставка «Россия – в кристаллах»: на карте РФ располагаются небольшого формата образцы (кристаллы) из мест выдающихся находок этих минералов (Евсеев, 2000).

Кроме минералогических и геологических, устраиваются и выставки живописных произведений и фоторабот. В настоящее время проходят две такие выставки. Работы М.А. Богомолова – фото замечательных об-



Рис. 12. Родонит. Обр. № 5703. 6×4×4 см. Северный рудник, Брокен-Хилл, Нов. Южн. Уэльс, Австралия. Фото М.Б. Лейбова.



Рис. 13. Вольфрамит-глобнерит. Обр. № 5701. 11×11×7 см. Панашкейра, Португалия. Фото М.Б. Лейбова.



Рис. 14. Рутил, коленчатый двойник. Обр. № 5491. 5×3×1 см. Усакос, Намибия. Фото М.Б. Лейбова.

разцов из многих музеев и частных коллекций. А.А. Раппе предоставил фотоотчет о путешествиях по разным странам и континентам.

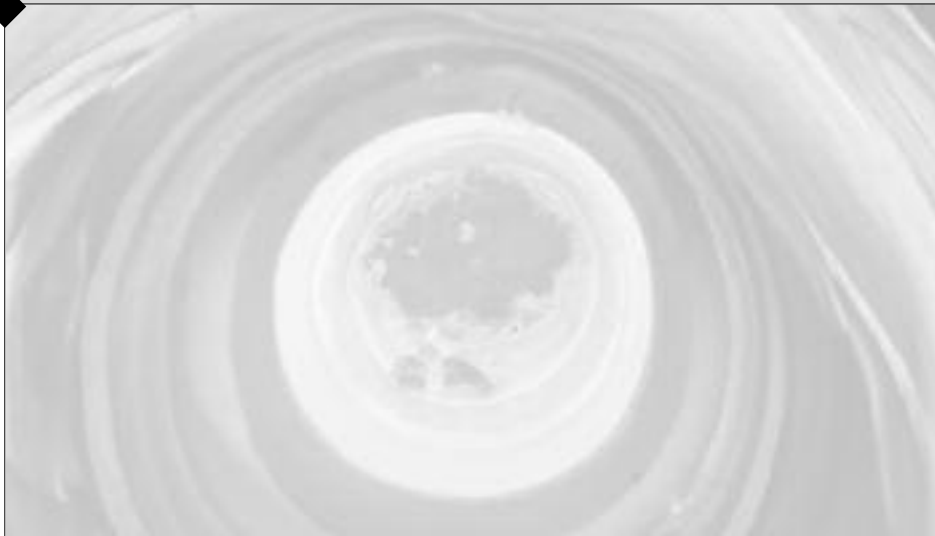
Таким образом, Геологический музей им. В.В. Ершова сегодня снова является одним из представительных вузовских геологических собраний, которое насчитывает более 11 тысяч образцов, из них почти 6 тысяч основного фонда и более 5 — рабочего. На конец 2011 года в коллекциях зарегистрирован 581 минеральный вид.

Закончить хотелось бы словами Б.З. Кантора о неповторимости минералогических образцов: «Вечный» минерал беззащитнее фауны и флоры, его нельзя размножить. Для охраны минеральной природы не существует иного способа, как сохранять ценные образцы в наших музеях и коллекциях» (Кантор, 1982).

## Литература

- Герасименко В.Я., Дубровская Т.В., Корольков А.Е.* Приложение к лабораторному практикуму по курсу геологических дисциплин: кристаллографии, минералогии, петрографии, месторождений камнецветного сырья. (Каталог геологического музея им. В.В. Ершова МГГУ). М.: МГГУ. **2002**. 132 с.
- Герасименко В.Я.* Информационные модели в музее региональной направленности. Автореферат диссертации на соискание учёной степени доктора геолого-минералогических наук. Сыктывкар. **2003**. 31 с.
- Евсеев А.А.* Географические названия в минералогии. Краткий указатель. М.: Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН. **2000**. Ч. I, II. 269 с., 282 с.
- Евсеев А.А.* Атлас мира для минералога. М.: Экост. **2004**. 284 с.
- Зал «Исторические коллекции конца XVIII — начала XX вв.» / см. [www.sgm.ru/53/](http://www.sgm.ru/53/).
- Кантор Б.З.* Коллекционирование минералов. М.: Недра. **1982**. 174 с.
- Московская горная академия 10 лет. М.: МГА. **1929**. 114 с.
- Пекин А.А.* Минералы Москвы // Российский химический журнал (журнал российского химического общества им. Д.И. Менделеева). **2010**. Т. LIV. № 2. Минеральное сырьё России. С. 115 — 123.
- Пеков И.В., Екуменкова И.А., Чуканов Н.В., Расцветаева Р.К., Кононкова Н.Н., Пекова Н.А., Загов А.Е.* Фекличевит  $\text{Na}_{11}\text{Ca}_9(\text{Fe}^{3+}, \text{Fe}^{2+})_2\text{Zr}_3\text{Nb}[\text{Si}_{25}\text{O}_{73}](\text{OH}, \text{H}_2\text{O}, \text{Cl}, \text{O})_5$  — новый минерал группы эвдиалита из Ковдорского массива (Кольский полуостров) // Зап. ВМО. **2001**. Ч. 130. Вып. 3. С. 55 — 66.
- Смолянинов Н.А.* Путеводитель по минералогическому музею Московского геолого-разведочного института им. С. Орджоникидзе. М.-Л.: ОНТИ НКТП СССР, главная редакция горно-топливной и геологоразведочной литературы. **1937**. 39 с.
- Фекличев В.Г., Дубровская Т.В.* Обзор музеев и коллекций Российской империи (XVIII — начало XX вв.) // Минералогические коллекции России. Ч. II. Минералогический альманах. М.: Экост. **2000**. Вып. 3. С. 5 — 29.
- Хомяков А.П., Меньшиков Ю.П., Расцветаева Р.К., Нечелюстов Г.Н.* Ершовит  $\text{Na}_4\text{K}_3(\text{Fe}, \text{Mn}, \text{Ti})_2\text{Si}_8\text{O}_{20}(\text{OH})_4\text{O}_4\text{H}_2\text{O}$  — новый минерал // Зап. ВМО. **1993**. № 1. С. 116 — 120.
- Юшкин Н.П.* Геологический музей имени А.А. Чернова // Минералогические коллекции России. Ч. II. Минералогический альманах. М.: Экост. **2000**. Вып. 3. С. 44 — 57.
- [liga-ivanovo.narod.ru/istalm05-04.htm](http://liga-ivanovo.narod.ru/istalm05-04.htm) (Интернет-публикация)

# Персоналии



УДК 549:92

## В.И. ВЕРНАДСКИЙ В МИНЕРАЛОГИЧЕСКОМ МУЗЕЕ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

Т.М. Павлова

*Минералогический музей им. А.Е.Ферсмана, РАН, Москва, mineral@fmm.ru*

Обозначены аспекты научной деятельности академика В.И. Вернадского на посту директора Минералогического музея Российской академии наук (1906 – 1918 гг.), носящего в настоящее время имя его ученика – А.Е. Ферсмана.

В статье 1 фотография, список литературы из 7 названий.

Ключевые слова: В.И. Вернадский, Минералогический музей Академии наук, минералогия.

В 2013 году исполняется 150 лет со дня рождения Владимира Ивановича Вернадского (1863 – 1945) – выдающегося русского ученого XX века, основателя геохимии, биогеохимии, радиогеологии, создателя целой научной школы. С 1912 года Вернадский – академик Императорской Санкт-Петербургской академии наук (в дальнейшем Академия наук СССР). Он – один из основателей (1918 г.) и первый президент Украинской Академии наук, философ, мыслитель и общественный деятель. Однако на протяжении всей своей научной деятельности Владимир Иванович оставался, прежде всего, минералогом, исследователем природных процессов минералообразования в свете новых идей химии земной коры.

Род Вернадских связан с Украиной. Истоки рода по отцовской линии уходят в середину XVII, когда литовский шляхтич Вернад боролся против Польши на стороне Богдана Хмельницкого.

Владимир Вернадский родился в Санкт-Петербурге 28 февраля (12 марта по новому стилю) 1863 года. Его отец, Иван Васильевич, потомок украинских казаков, профессор экономики Киевского университета; мать – Анна Петровна, была дочерью украинского дворянина.

В 1885 году В.И. Вернадский окончил физико-математический факультет Петербургского университета и был оставлен в нем для научной работы. В студенческие годы большое влияние на него оказал преподаватель минералогии, выдающийся естествоиспытатель, всемирно известный почвовед В.В. Докучаев, который предложил ему заняться минералогией и кристаллографией, а также пригласил на должность хранителя университетского минералогического кабинета. Таким образом, в самом начале своей научной карьеры В.И. Вернадский проявил интерес к работе с коллекциями минералов и к минералогии.

В 1889 году Владимир Иванович выезжает в командировку в Италию, Германию и Францию, где изучает методы исследования кристаллов. Во время пребывания за границей он встречает профессора Московского университета, известного геолога А.П. Павлова, который приглашает талантливого ученого в Москву преподавать на кафедре минералогии естественного отделения физико-математического факультета университета. С 1891 года Вернадский – приват-доцент, в 1897 защитил докторскую диссертацию, с 1898 года стал профессором Московского университета, заведующим кафедрой минералогии и кристаллографии. Здесь на протяжении многих лет Владимир Иванович читал лекции и занимался прославившими его научными исследованиями (Владимир Вернадский..., 1993).

Энергия и талант молодого ученого привлекли к нему внимание, и в 1906 году Академия наук назначает его заведовать Минералогическим отделом Геологического музея им. Петра Великого в Санкт-Петербурге, директором которого в то время был академик Феодосий Николаевич Чернышев (1856 – 1914). Необходимо отметить, что ранее, в 1904 году, в Геологическом музее им. Петра Великого произошла реорганизация, в результате которой фактически было создано два музея, но они носили названия отделов: Минералогический отдел и объединенный Геологический и палеонтологический отдел, которые были независимы в научном отношении, но связаны административно. Это объединение двух отделений получило официальное название «Геологический музей имени Петра Великого Императорской Академии Наук».

В начале 1911 года в знак протеста против полицейского произвола во время студенческих волнений в Москве, Вернадский подает в отставку и покидает университет (Барсанов, 1959,1). Почти двадцатилетний

период преподавания в Московском университете закончился, и Владимир Иванович с семьей переезжает в Петербург, где началась его непосредственная работа в музее, который в 1912 году был переименован в «Геологический и минералогический музей имени Петра Великого».

В этот период в музее под руководством В.И. Вернадского и при участии В.И. Крыжановского, приглашенного в 1907 году на должность ученого хранителя (Годовиков, 1989), проводится большая работа по приведению в порядок коллекций минералов, собранных в XVIII – XIX столетиях, создаются новые формы записи и каталогизации: вводятся инвентарные книги, создаются картотеки по минералам и месторождениям, вводится нумерация коллекций по авторам, которые передавали образцы минералов в музей.

Начиная с 1908 года, В.И. Вернадский постоянно проводил большую работу по организации экспедиций и созданию аналитической базы для исследования минералов на современном уровне. По его инициативе в 1911 году начала свою работу Радиевая экспедиция Академии наук, результаты которой дали возможность организовать в России добычу урана и радия для прикладных и научных целей.

Минералогический музей первых десятилетий XX века, «объединивший геологические науки, являлся в то время единственным учреждением в Академии наук, где сосредоточилась ...большая работа, требующая нового уровня развития минералогических исследований. Поэтому В.И. Вернадский, как наиболее выдающийся представитель прогрессивных направлений в минералогии – генетического и геохимического – стал предпринимать энергичные шаги к оснащению музея новыми лабораториями. Была создана специальная химико-минералогическая лаборатория...; лаборатория спектрального анализа и другие. К работе были привлечены многие ученики Вернадского, они начали систематические исследования по минералогии редких элементов (цезия, таллия и др.), минералогии радиоактивных элементов, которым уже тогда Вернадский предсказывал большое будущее. С течением времени, расширяясь и развивая тематику, эти лаборатории дали начало всем минералогическим, а позднее и геохимическим учреждениям Академии наук» (Барсанов, Корнетова, 1989).

Следует отметить, что особую группу исследований того периода составляли геохи-



Рис. 1. В.И. Вернадский с дочерью Ниной, Полтава, 1910-е годы.

мические работы в Ильменских горах на Урале, которые проводились под руководством В.И. Вернадского его учениками: А.Е. Ферсманом, К.А. Ненадкевичем, Е.Д. Ревуцкой и другими. Именно на Урале, в Ильменах, где еще в 1897 году Вернадский начал изучать ториевые и урановые минералы, их радиоактивные свойства, сформировалось новое геохимическое направление.

В дальнейшем, в процессе работ Радиевой экспедиции, продолжавшихся вплоть до 1918 года, были изучены также районы Кавказа, Средней Азии, Сибири, Забайкалья. Участники экспедиции собрали многочисленные коллекции минералов, которые пополнили фонды и выставки Минералогического музея Академии наук (в тот период – Геологический и Минералогический музей им. Петра Великого). В 1922 году на базе минералогической лаборатории музея, организованной в 1912 году по инициативе В.И. Вернадского, был создан Радиевый институт Академии наук.

При В.И. Вернадском коллекции музея были разделены на ряд самостоятельных групп, соответственно различным аспектам минералогической науки. Были выделены следующие коллекции: систематическая; коллекция месторождений, в которой наиболее полно были представлены мине-

ралы различных типов месторождений; коллекция природных кристаллов, для которой подбирались образцы с наиболее ярко выраженными формами роста; а также коллекция псевдоморфоз и форм минеральных агрегатов (так называемая коллекция образования и превращения минералов).

Значительное внимание уделялось пополнению минерального собрания музея, которое шло различными путями. В.И. Вернадский и его непосредственный помощник по музейной работе В.И. Крыжановский прилагали большие усилия для приобретения коллекций у частных лиц. В музей поступили коллекции уральского горнопромышленника и любителя минералов К.А. Шишковского, горного инженера И.Н. Крыжановского и другие.

В 1912 году, благодаря настойчивости В.И. Вернадского и его ученика А.Е. Ферсмана, который в этом же году был назначен старшим ученым хранителем Минералогического музея, в Вене было выкуплено уникальное собрание минералов князя Петра Аркадьевича Кочубея (1825–1892), содержащее более 2700 образцов превосходного качества из русских и иностранных месторождений (Моисеева, 2003). Среди них такие уникалы, как единственная в мире друза александрита, весом более пяти килограммов, состоящая из 22 кристаллов, добытая в Изумрудных копиях (Урал) в 1840 году. Изображение этой друзы красуется на юбилейной медали, посвященной 250-летию нашего музея (1966 год).

В 1914 году академик В.И. Вернадский распоряжением Президиума академии наук назначен директором Геологического и Минералогического музея имени Петра Великого. По его инициативе для решения проблемы создания сырьевой базы страны в 1915 году была организована Комиссия по изучению естественных производственных сил России при Академии наук (КЕПС), ученым секретарем которой был назначен А.Е. Ферсман. Началась широкомасштабная работа по сбору и оценке сведений по месторождениям полезных ископаемых, изучению вещественного состава руд с целью получения химико-технологических данных для извлечения полезных компонентов (Павлова, 2003). Эта научная организация объединила талантливых ученых, координировала научные исследования, выпускала монографии и справочники, организовывала комплексные экспедиции. Сотрудники музея принимали активное

участие в полевых работах КЕПС, за счет чего шло значительное пополнение музейных фондов; в лабораториях музея проводились минералогические исследования, результаты которых внесли огромный вклад в дело изучения минерально-сырьевой базы России.

В сферу научных интересов Владимира Ивановича Вернадского входило изучение взеземного вещества как инструмента к познанию материи Земли в целом. В 1922 году он решил создать в музее метеоритный отдел, основной задачей которого был поиск метеоритов для пополнения коллекции. В 1939 году этот отдел вошел в состав Комитета по метеоритам АН СССР, который в результате ряда многочисленных реорганизаций в настоящее время преобразован в Лабораторию метеоритики ГЕОХИ РАН.

Новые направления в развитии научной работы музея того времени, обусловленные, прежде всего, государственной необходимостью — поиск новых месторождений полезных ископаемых для развития минерально-сырьевой базы страны, открытие и изучение месторождений радиоактивных минералов для нужд военно-промышленного комплекса, были обозначены Вернадским и воплощались в жизнь под его руководством.

Академик В.И. Вернадский получил мировую известность благодаря трудам, ставшим основой многих новых научных направлений в геохимии, биохимии, радиологии. Им были заложены основы современной экологии. Вернадский — автор работ по философии естествознания и науковедению, создатель учения о биосфере, ее эволюции и преобразовании в ноосфере — сферу разума.

Из 416 опубликованных при жизни научных работ В.И. Вернадского 100 работ посвящено минералогии, 70 — биохимии, 50 — геохимии, 29 — кристаллографии, остальные — разным проблемам науки, истории, философии и организационным вопросам. Библиография научных трудов академика В.И. Вернадского содержит более семисот названий.

Среди крупнейших работ наиболее известны: «Опыт описательной минералогии» (1909–1914), «История минералов земной коры» (1923–1936), «Минералогия» (1910), «Биосфера» (1926), «Проблемы биогеохимии» (1934), «Очерки геохимии» (1934, 1939, 1940) и другие.

Исследователи научного наследия В.И. Вернадского отмечают огромный вклад

ученого в развитие геологических наук и, особенно, минералогии. «Минералогические работы В.И. Вернадского, опубликованные им на рубеже двух столетий, по существу произвели полный переворот в минералогии, которая из науки сугубо описательной, в значительной мере оторванной от главного русла развития геологических дисциплин, стала наукой о законах образования и изменения минеральных тел среди всей совокупности геологических процессов» (Барсанов, 1959<sub>2</sub>).

Многие работы ученого были опубликованы уже после его смерти. В.И. Вернадский умер 6 января 1945 года в Москве в возрасте 82 лет, похоронен на Новодевичьем кладбище.

Имя В.И. Вернадского неразрывно связано с Минералогическим музеем Российской академии наук, который Владимир Иванович возглавлял в период его становления и всестороннего развития как научно-исследовательского учреждения нового типа (1906 – 1918), а затем курировал научную работу коллектива музея на протяжении всей своей жизни.

## Литература

*Барсанов Г.П.* Значение минералогической школы В.И. Вернадского в Московском

университете (1890 – 1911 гг.) для развития современной минералогии // *Тр. Минерал. Музея АН СССР.* **1959**<sub>1</sub>. Вып. 10. С. 31 – 44.

*Барсанов Г.П.* От редакции // В.И. Вернадский. Избранные труды. Т. III. М.: АН СССР. **1959**<sub>2</sub>. С. 3 – 4.

*Барсанов Г.П., Корнетова В.А.* История развития Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана АН СССР за 270 лет (1716 – 1986 гг.) // *Старейшие минералогические музеи СССР.* М.: Наука, **1989**. С. 9 – 52.

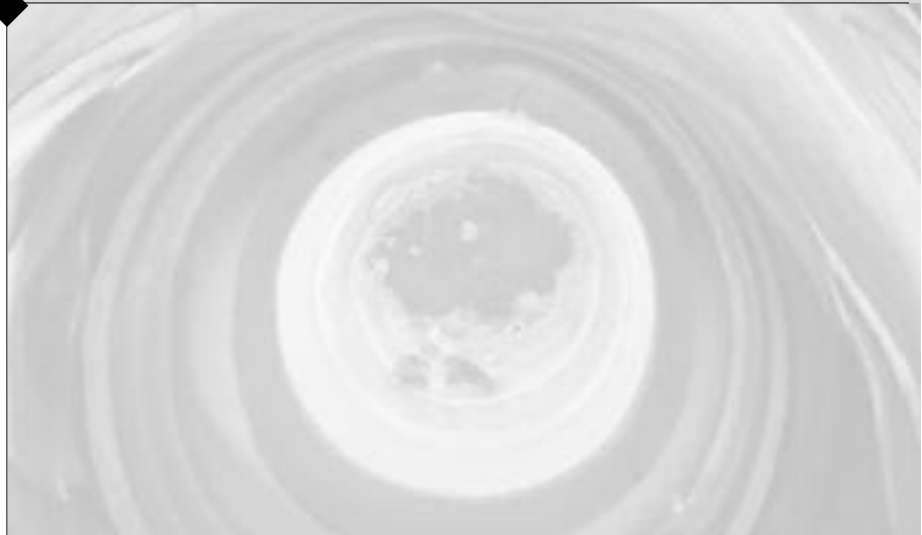
Владимир Вернадский: Жизнеописание. Избранные труды. Воспоминания современников. Суждения потомков. Сост. Г.П. Аксенов. М.: Современник, **1993**. 688 с.

*Гоговиков А.А.* Основные хронологические даты в истории Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана АН СССР // *Старейшие минералогические музеи СССР.* М.: Наука, **1989**. С. 53 – 71.

*Моисеева М.Л.* Петр Аркадьевич Кочубей и его коллекция минералов в собрании Минералогического музея А.Е. Ферсмана РАН // *Новые данные о минералах.* **2003**. В. 38. С. 89 – 98.

*Павлова Т.М.* А.Е. Ферсман в Минералогическом музее Академии наук // *Новые данные о минералах.* **2003**. В. 38. С. 129 – 134.

# **Минералогические заметки**



УДК 549.64 + 553.8(470.55)

## НОВЫЕ НАХОДКИ МОРИОНА, АКВАМАРИНА И АМЕТИСТА НА САНАРСКОМ ГРАНИТНОМ МАССИВЕ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

С.В. Колисниченко, В.А. Попов

*Институт минералогии, УрО РАН, Муасс, popov@mineralogy.ru*

На Южном Урале в северо-восточном эндоконтакте Санарского гранитного массива Кочкарского антиклинория в жиле гранитного пегматита обнаружена друзовая полость с самоцветной минерализацией, представляющей интерес в генетическом отношении. Найденные в полости пегматита аквамарин, морион и аметист по своим качествам можно отнести к ювелирно-поделочным камням.

В статье 6 рисунков, список литературы из 4 наименований.

Ключевые слова: гранитные пегматиты, берилл, аквамарин, кварц, морион, аметист, Санарский массив, Южный Урал.

Жила гранитного пегматита была вскрыта в 2005 г. придорожным карьером и обнаружена любителем камня Сергеем Ильковым. Стараниями любителей камня появились канавы и шурфы, названные Аквамариновой копьей кордона Сумина. Участок кордон Сумина расположен на левом берегу р. Санарки в 5 км восточнее села Верхняя Санарка у трассы на Каменную Санарку Пластовского района Челябинской области (рис. 1). В элювии жилы была найдена камнесамоцветная минерализация — кристаллы аквамарина и благородного берилла, мориона и аметиста.

Берилл и его разновидности (изумруд, ростерит, аквамарин, гелиодор) неоднократно отмечались исследователями в золотоносных россыпях реки Санарки. Но коренные источники некоторых минералов этих россыпей долгое время не обнаруживались по причине сильной задернованности и отсутствия планомерных горных работ за пределами россыпей. Впервые коренной источник зеленоватого берилла неювелирного качества в районе упомянут М.П. Мельниковым (1889). Это крупная пегматитовая жила, обнаруженная на склоне 2-й Борисовской сопки (Мельниковская копь). Тогда же желтый берилл с шерлом были отмечены в миароле пегматита в 1 км к северу от села Верхняя Санарка.

Участок кордона Сумина находится в северо-восточном экзоконтакте Санарского гранитного массива. Вмещающие породы здесь представлены выветрелыми амфиболитами и гнейсами, интенсивно эпидотизированными и пронизанными пегматитовыми и кварцевыми жилками разной величины. Карьером вскрыты среднезернистые светло-жёлтые граниты (санарского типа) в виде штоков, по форме близких к изометричным телам. Размер их, судя по геологической карте участка, от первых десятков до

сотен метров. Исходя из особенностей гранитов, можно предположить, что эти тела являются частью Санарского массива. В гранитах отмечается крупная дайка более поздних по отношению к гранитам тёмно-серых среднезернистых порфировидных гранодиоритов с крупными (3–5 см) фенокристаллами плагиоклаза. В карьере зафиксировано около десятка мелких пегматитовых жил, одна из них содержит турмалин (шерл).

Изучение пегматитовых жил в районе кордона Сумина производилось авторами в поле методом фрагментарного минералогического картирования. Форма и состав минералов исследованы в Институте минералогии Уральского отделения Российской академии наук с использованием оптических микроскопов, стандартного силикатного анализа, микрорентгеноспектрального анализа (микрорознд JXA-733) и атомно-абсорбционного спектрометра (Perkin-Elmer 3110).

### Строение пегматитового тела

Вследствие рекультивации карьера на южном борту под почвой был вскрыт развал указанной выше крупной гранитной пегматитовой жилы. Пластообразное ветвящееся тело залегает субгоризонтально и полого падает на север (аз. пад. 355°, угол до 20°). Мощность жилы достигает 1.5–2.5 м, в среднем 0.5–0.7 м. По простиранию видимая часть жилы прослежена на площади 5×7 м, но её реальный размер может быть в 2–3 раза больше. На западном выклинивании жила разветвляется на несколько пластообразных апофиз, расположенных друг над другом (вскрыты шурфом). Жила полностью залегает в желтовато-розоватом массивном среднезернистом граните.

Строение жилы асимметрично-зональное (фрагменты зон показаны на рис. 2), характе-



Рис. 1. Местоположение пегматитовой жилы кордона Сумина (красная точка).

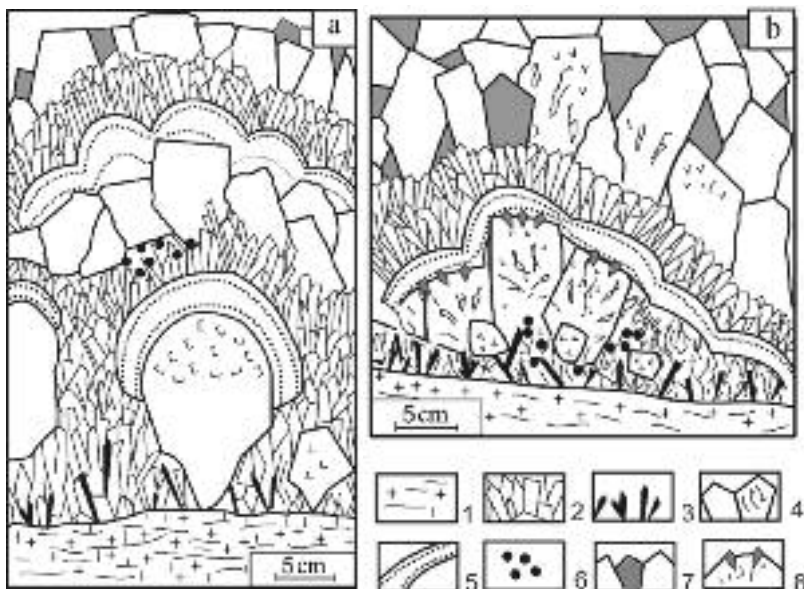


Рис. 2. Фрагменты строения пегматитовой жилы в раздвиге (а) и в узкой её части (б).

1 — трещиноватый среднезернистый гранит;  
2 — агрегат блокового альбита;  
3 — мечевидный биотит;  
4 — калиевый полевой шпат с икхиоглистами кварца;  
5 — зональный сферолоидный агрегат с мелкими зёрнами граната, мусковита, кварца и полевых шпатов;  
6 — выделения крупнозернистого граната;  
7 — кварц (серый) и калишпат в блоковой зоне;  
8 — вростки крупных зёрен кварца в периферической зоне индивидов калишпата.

ризующееся сменой агрегатов и разными размерами составляющих её минералов (от зальбанда снизу вверх):

- зона геометрического отбора (3–5 см) в двуполевошпатовом пегматоиде с биотитом;
- сферолоидный аплитовидный агрегат (зона до 10 см) в лежачем боку жилы; сферолоидная текстура породы подчеркнута зонами обильных мелких кристаллов граната и мусковита;
- грубозернистый пегматит (мощностью до 10 см);

- гигантозернистый пегматит, состоящий из крупных блоков чёрного кварца (до 15–30 см), желтоватого и розоватого микроклина, белого альбита и кристаллов расщеплённого мусковита до 10 см. Эта зона мощностью 1–2.0 м часто содержит кристаллы мутного жёлтого и зеленоватого призматического берилла длиной 5–15 см; здесь встречаются миаролы с кристаллами мориона, берилла и аметиста;
- зона грубозернистого агрегата пегматита разной мощности.

Присутствие в строении этой жилы аплитовидных сферолоидных зон создает особый текстурный рисунок пегматитового тела. Подобные аплитовидные зоны со сферолоидной текстурой с гранатом описаны на Тайгинском графитовом карьере (жила Гелиодорова), в Ильменских горах на топазовой копи Полякова (Колисниченко, 2004) и в ряде других мест.

Положение в пегматитовой жиле миаролы, содержащей камнесамоцветное сырьё, осталось невыясненным, так как жила в этом месте была разрушена. Судя по количеству кристаллов мориона и их величине (длина до 62 см и толщина 15 см), это была довольно крупная камера площадью более 1 м<sup>2</sup> и мощностью до 0.7 м.

### Характеристика минералов

**Берилл** встречается в центральных зонах жилы очень часто и местами образует скопления шестигранных призм общим весом до 1 кг. Отдельные кристаллы имеют длину до 15 см при толщине 2.5–3 см. Прозрачные, окрашенные в аквамаринный цвет кристаллы из полостей достигают по размеру 6 см и по весу 20 г (рис. 3). Берилл из блоковой зоны пегматита окрашен в бледный зеленоватый цвет, из полостей — в светло-зелёный с голубоватым оттенком, что позволяет отнести его к аквамарину. Разные по цветовым оттенкам кристаллы слабо отличаются друг от друга по элементам-примесям, содержание их в среднем (6 измерений) составляет (мас. %): Fe 0.26, Na 0.22, K 0.15, Cs 0.04, Li 0.018, Rb 0.0016.

**Кварц** присутствует в агрегатах всех зон и в полостях пегматитового тела. Местами в

крупных индивидах полевого шпата он образует ихтиоглипты небольших размеров (письменную ориентированную структуру). Цвет кварца меняется от бледного дымчатого до чёрного в кристаллах из полости, изредка встречается аметист.

**Морион** найден в разрушенной полости в виде отдельных кристаллов и их сростков. Размер индивидов до 62 см (рис. 4). Кристаллы длиннопризматические, часто двухголовые. Грани призмы покрыты грубой поперечной штриховкой, местами прерванной двойниковыми швами. Кристаллы большей частью имеют абсолютную чистоту, просвечивают только под очень мощным пучком света; их кондиционные блоки достигают 3000 см<sup>3</sup>. Данный тип сырья соответствует ювелирно-поделочным камням I порядка и используется в кустарном камнерезном производстве мелкой пластики, печатей, коллекционных фасетных огранок.

**Аметист** встречен в разрушенной полости пегматита в виде отдельных короткопризматических кристаллов (до 4×6 см) фиолетовой окраски разной интенсивности (рис. 5), нередко наросших на морион. Подобные нарастания аметиста на грани кристаллов мориона ранее отмечались в этом районе на Ерёмкинской копи и на Втором гранит-аплитовом теле Светлинского участка (Колисниченко, 2004).

**Микроклин** есть во всех зонах пегматита, но преобладает в центральной блоковой части. В ранних зонах видны отдельные розоватые индивиды величиной до 10 см, местами с ихтиоглиптами серого кварца. Этот калишпат имеет множество пертитовых синтаксических вrostков альбита в виде мелких раз-



Рис. 3. Кристалл аквамарина. Длина 6 см.  
Фото: С.В. Колисниченко.

Рис. 4. Кристалл мориона. Длина 62 см.  
Фото: С.В. Колисниченко, 2007.



Рис. 5. Аметист на морионе с зоной мутного кварца. 4 см. Фото: С.В. Колисниченко.



Рис. 6. Экспериментальная фасетная огранка аквамарина. Диаметр 2 см. Фото: С.В. Колисниченко.

ветвляющихся жилок и изометричных тел. Желтоватый микроклин из синтаксического сростка с **альбитом** по единичному микрозондovому измерению имеет состав:  $(K_{0.94}Na_{0.06})AlSi_3O_8$  с примесью FeO 0.07 мас. %.

**Плаггиоклаз** входит в состав всех зон пегматита. Он кристаллизовался совместно с калишпатом, кварцем и мусковитом с образованием отдельных индивидов до 5 см. Единичный микрозондовый анализ из синтаксического сростка с калиевым полевым шпатом рассчитывается (на 5 катионов) на альбит:  $(Na_{0.98}Ca_{0.01}K_{0.01})(Al_{1.01}Si_{2.99})O_8$ , примесь FeO — 0.06 мас. %.

**Мусковит** в ранних приальбановых зонах пегматитового тела выделялся в малозаметных количествах совместно с биотитом, образуя с ним синтаксические сростки. Мусковит также присутствует в мелкозернистых зонах совместно с гранатом, кварцем, альбитом и микроклином. Крупные индивиды мусковита появились в процессе сокристаллизации с кварцем и двумя полевыми шпатами в блоковой зоне. Результаты анализа раннего мусковита из синтаксического сростка с биотитом дают формулу:  $(K_{0.94}Na_{0.06})_1(Al_{1.67}Fe_{0.19}Mg_{0.11}Ti_{0.03})_2AlSi_3O_{10}(OH)_2$  (расчёт на 7 катионов). Близкий к нему по составу крупнопластинчатый расщеплённый мусковит  $(K_{0.89}Na_{0.11})_1(Al_{1.61}Fe_{0.29}Mg_{0.08}Mn_{0.01}Ti_{0.01})_2AlSi_3O_{10}(OH)_2$  из блоковой зоны содержит, по данным единичного атомно-абсорбционного анализа, небольшие примеси редких щелочей ( $Rb_2O$  0.28,  $Li_2O$  0.1,  $Cs_2O$  0.01 мас. %).

**Аннит** (биотит) в ранней зоне пегматита развит в виде редких мечевидных индивидов до 10 см. Он кристаллизовался совместно с кварцем, полевыми шпатами и мусковитом.

Встречаются синтаксические сростки биотита с мусковитом с полным совпадением плоскостей спайности по {001}. Микрозондовый анализ аннита рассчитывается на кристаллохимическую формулу (расчёт на 8 катионов):  $(K_{0.94}Ca_{0.06})_1(Fe_{1.55}Mg_{0.82}Al_{0.41}Ti_{0.15}Mn_{0.07})_3(Al_{1.4}Si_{2.6}O_{10}(OH_{1.82}F_{0.18}))$ .

Гранат **спессартин-альмандинового** ряда наблюдается в нескольких мелкозернистых аплитовидных зонах и в блоковой зоне пегматита. Цвет его желтовато-красный. Форма кристаллов тетрагонтриоктаэдрическая {211}, с фрагментами индукционных поверхностей с другими минералами. По данным микрозондового анализа, поздний гранат более марганцовистый (расчёт на 8 катионов):  $(Mn_{1.47}Fe_{1.41}Mg_{0.09}Ca_{0.03})_3(Al_{1.99}Ti_{0.01})_2Si_3O_{12}$  — ранний мелкозернистый спессартин из сферолоидов;  $(Mn_{1.60}Fe_{1.35}Mg_{0.04}Ca_{0.01})_3Al_2Si_3O_{12}$  — поздний крупнозернистый спессартин в блоковой зоне.

Основная масса кристаллов колумбита найдена в поздней мусковитовой жилке, пересекающей часть пегматитового тела. Кристаллы по величине достигают 1 см. Центральные зоны кристаллов представлены **ферроколумбитом** (расчёт на 3 катиона):  $(Fe_{0.53}Mn_{0.47})_1(Nb_{1.38}Ta_{0.57}Ti_{0.05})_2O_6$ . Периферические зоны кристаллов по составу являются **манганколумбитом**  $(Mn_{0.81}Fe_{0.19})(Nb_{1.35}Ta_{0.57}Ti_{0.05})_2O_6$ . На гранях кристаллов колумбита иногда встречаются мелкие нарастания светло-коричневого **циртолита** и **висмутитина**, замещённого **бисмутитом**. У колумбита и мусковита в жилке наблюдаются индукционные поверхности одновременного роста.

В одном из кристаллов колумбита найден буроватый, с сильным блеском вросток вели-

чиной 0.3 мм. Микросондовый анализ этого вроска дал следующий состав (мас.%):  $TiO_2$  3.9;  $FeO$  1.7;  $CaO$  2.92;  $PbO$  4.69;  $UO_2$  3.96;  $Nb_2O_5$  11.61;  $Ta_2O_5$  63.35; сумма 92.13 (минерал метамиктный). Расчётная формула этого минерала ближе всего соответствует **кальциотангиту**:  $(Ca_{0.5}Fe_{0.2}Pb_{0.19}U_{0.11})_1(Ta_{2.71}Nb_{0.83}Ti_{0.46})_4O_{11}$  (расчёт на  $Ta + Nb + Ti = 4$ ).

## Обсуждение результатов и выводы

Таким образом, изученная жила интересна по своему строению и минерализации. Асимметрия строения описанной субгоризонтальной жилы связана, очевидно, с проявлением гравитации, а появление мелкозернистых зон внутри пегматитового тела, возможно, обусловлено падением давления в камере в периоды трещинообразования.

Особый интерес с точки зрения минералогического сырья представляют берилл и его разновидности, поскольку в жиле было зафиксировано 3–5 кг кристаллов этого минерала ювелирного качества (благородный берилл и аквамарин). Размер ювелирных кристаллов высшего качества до 1×6 см, вес до 20 г. Выход годного сырья из массы добытого камня составляет не менее 50%. При экспериментальной фасетной огранке (рис. 6) выход составил более 56% (сырьё 1.6 г – огранка 0.9 г).

По своему промышленно-генетическому типу жила участка кордон Сумина относится к месторождениям миароловых альбит-микроклиновых пегматитов, разрабатываемых на разновидности берилла и кварца ювелирного качества (Киевленко и др., 1982). Полевое и камеральное изучение жилы позволяет сделать вывод о том, что при продолжении горных работ эта жила и ей подобные могут дать замечательные минералогические находки, а район можно считать перспективным на наличие высококачественного камнесамоцветного сырья. В

дальнейшем следует попытаться выяснить реальные размеры этой пегматитовой жилы. В ней могут обнаружиться изменения в зональном строении, в том числе можно предположить наличие кварцевого ядра, миароловых полостей с бериллом, морионом и аметистом.

Находка описанной гранитной пегматитовой жилы с большой друзовой полостью является первым свидетельством проявления камнесамоцветной минерализации высокого качества в этой части Кочкарского антиклинория и указывает на возможное участие пегматитовых жил в образовании самоцветной россыпной минерализации Кочкарской золотоносной системы. Это, в свою очередь, служит еще одним подтверждением неповторимости и богатства уникального «минералогического рая», названного академиком Н.И. Кокшаровым «Русской Бразилией» (Колисниченко, Попов, 2008).

Авторы благодарны за аналитические работы М.Н. Малярёнок, Е.И. Чурину, за техническую помощь О.Л. Бусловской, за полезные советы В.И. Поповой.

Работа выполнена в рамках интеграционного проекта УрО РАН № 12-И-5-2068.

## Литература

- Киевленко Е.Я., Сенкевич Н.Н., Гаврилов А.П. Геология месторождений драгоценных камней. М.: Недра, 1982. 278 с.
- Колисниченко С.В. Удивительные минералы Южного Урала. Челябинск: Аркаим, 2004. 298 с.
- Колисниченко С.В., Попов В.А. Русская Бразилия на Южном Урале. Челябинск: Санарка, 2008. 528 с.
- Мельников М.П. Геогностическая экскурсия по рекам Увелке и Ую в дачах Оренбургского казачьего войска в Троицком уезде // Материалы для геологии России. 1889. XIII. С. 249 – 375.

## ЗОНАЛЬНОСТЬ И СЕКТОРИАЛЬНОСТЬ КРИСТАЛЛОВ ШЕРЛА ИЗ ПЕГМАТИТОВ ИЛЬМЕНСКИХ ГОР НА УРАЛЕ

В.И. Попова, В.А. Попов, Е.И. Чурин, И.А. Блинов  
Институт минералогии, УрО РАН, Миасс, [popov@mineralogy.ru](mailto:popov@mineralogy.ru)

Исследованы форма, окраска и состав зонально-секториальных кристаллов турмалина ряда дравит-оленин-шерл и оленин-шерл из поздних гранитных пегматитов Ильменских гор. Шерлы разных жил различаются железистостью  $f = Fe_{\text{общ}} / (Fe_{\text{общ}} + Mg)$ . В безамазонитовых пегматитах копи 232 центральные и средние зоны роста шерла имеют  $f = 0.67 - 0.74$ , а периферические —  $0.83 - 0.85$ . Шерл безамазонитовой топаз-берилловой копи 196 и амазонитовых пегматитов копей 112 и 270 не содержит Mg, но относительно обогащен Mn. Различная окраска одновозрастных (синхронных) зон разных пирамид роста шерла обусловлена как разной железистостью, так и различием в содержаниях Al, Mg и Mn.

В статье 1 таблица, 5 рисунков, список литературы из 6 названий.

Ключевые слова: гранитный пегматит, шерл, зональность кристаллов, Ильменские горы, Южный Урал.

В известной коллективной монографии «Минералы Ильменского заповедника» отмечалось (Раскатова, 1949), что турмалин встречался во многих амазонитовых и в единичных безамазонитовых копиях, но обычно в виде мелких кристаллов и зёрен и в небольшом количестве, что и определило его малую изученность на то время. В последующие годы в процессе обследования пегматитов Ильменских гор в ряде копей были найдены относительно крупные кристаллы турмалина разного состава (Белогуб и др., 1998; Попов, Попова, 2006). Характерно, что в различных месторождениях мира внимание исследователей привлекали зонально-секториальные полихромные турмалины, а шерл изучен менее. Выявление зонально-секториальных кристаллов шерла в гранитных пегматитах некоторых копей Ильменских гор (рис. 1) дало возможность изучить особенно-сти их состава.

### Методы исследования

Исследования выполнены в лабораториях Института минералогии Уральского отделения РАН (г. Миасс). Внешнее ограничение изученных кристаллов шерла из копи № 232 определено с применением фёдоровского столика СФ-4 в качестве гониометра, из других копей — визуально. Идеализированная форма кристаллов вычерчена с использованием программы SHAPE-7.1 и CorelDRAW 11. Состав зон в разных пирамидах роста кристаллов исследован микрондовым рентгеноспектральным анализом (JXA-733 JEOL с тремя волно-дисперсионными спектрометрами). Энерго-дисперсионные спектры элементов в составе разных зон кристаллов получены микрондовым рентгеноспектральным анализом (SEM TES-

CAN Vega3 с INCA250). Валентность железа определена методом ЯГРС (мёссбауэровской спектроскопии) на спектрометре CM2201 с Co-57 в режиме пропускания с использованием программы Univem 2.0.

### Морфология и окраска зон в кристаллах шерла из пегматитов Ильменских гор

Кристаллы шерла из гранитных пегматитов различаются величиной и обликом при относительно сходном ограничении. Так, в копи 232, находящейся на южном берегу оз. Таткуль, в редкометальном безамазонитовом пегматите с бериллом до 10–60 см наиболее ранние кристаллы шерла короткопризматические, а более поздние из друзовых полосей — длиннопризматические, достигающие 10–13 см по тройной оси (Попова, Леванов, 1980). В берилл-топазовой копи 196 (у восточного подножия Ильменского хребта) встречались призматические кристаллы шерла до 5–7 см. В амазонитовых пегматитах шерлы обычно длиннопризматические до игольчатых, длиной менее 1 см (Раскатова, 1949); среди них выделяются относительно крупные кристаллы — до 12 см в длину при толщине до 2 см (наши данные) — в копи 112.

В пегматите копи 232 кристаллы шерла ограничены комбинацией дитригональных и тригональных призм с наиболее развитыми  $a\{11\bar{2}0\}$  и  $m\{10\bar{1}0\}$ , головки — пирамидами  $r\{10\bar{1}1\}$  и  $o\{0221\}$  (рис. 2); моноэдр очень редок. Шерлы из копей 196 и 112 также имеют подобное ограничение. Макроскопически цвет кристаллов из копи 232 коричнево-чёрный (в отличие от серовато-зелёного дравита из ранней жилки пегматита среди изменённого перидотита). Шерл из копи 196 сине-чёрный, из копей 64, 112 и 270 — чёрный.

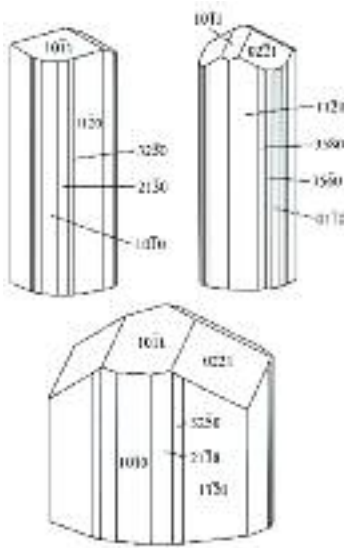
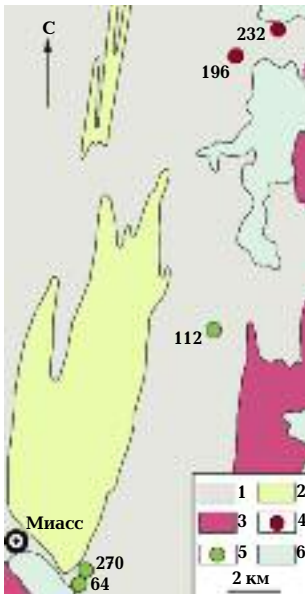


Рис. 1. Схема расположения изученных пегматитов: 1 – метаморфические породы (гнейсы с пластами амфиболитов, кварцитов и сланцев); 2 – миаскиты; 3 – граниты; 4,5 – копи пегматитов и их номера; 4 – безамазонитовые, 5 – амазонитовые; 6 – озёра.

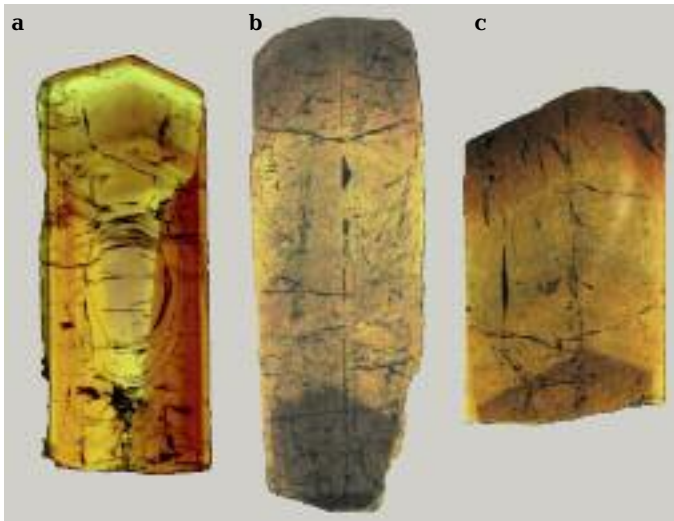


Рис. 2. Форма кристаллов шерла копи 232. Величина крупного кристалла 13 см.

Рис. 3. Зонально-секториальная окраска шерла в сечении  $\parallel$  оси с. Пластинки длиной до 2,4 см. Копь 232 (а – кристалл № 4, б – № 8, с – № 2).

В прозрачно-полированных пластинках толщиной 0,3–0,5 мм видна разная зонально-секториальная окраска, наиболее эффектно проявленная в шерле копи 232. В продольных сечениях по (1010) зональность антилогичного конца (рис. 3а) и аналогичного (рис. 3б, с) проявляется в различной интенсивности жёлто-коричневой окраски. В сечениях кристаллов перпендикулярно тройной оси и в косых срезах окраска разнообразней и темнее: центральная голубовато-зелёная зона сменяется секториальной – зелёной в пирамидах роста  $\langle r \rangle$  и оранжево-жёлтой в пирамиде  $\langle o \rangle$  (рис. 4). В следующей зоне этих же сечений кристаллов

секторы роста  $\langle m \rangle$  тёмно-коричневые, а секторы  $\langle a \rangle$  светлые жёлто- или красновато-коричневые; периферическая зона обеих призм почти одинаковой красновато-коричневой окраски.

Шерл из берилл-топазового пегматита копи 196 в пластинке треугольной формы по (0001) имеет тёмно-синюю центральную зону (около половины сечения зерна), сменяющуюся промежуточной сине-чёрной и затем периферической серовато-синей. В амазонитовом топаз-берилловом пегматите копи 112 центральная зона шерла тёмная серо-синяя, а периферическая (почти половина кристалла в таком же срезе) – сине-чёрная.

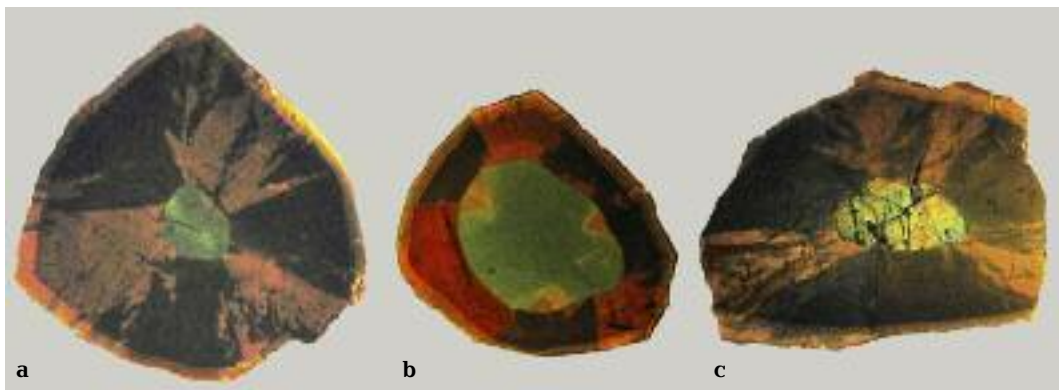


Рис. 4. Контрастная секториальность окраски шерла в сечении  $\perp$  оси  $c$ . Величина сечений до 1.5 см. Копь 232 (a – кристалл № 12, b – № 7, c – № 13).

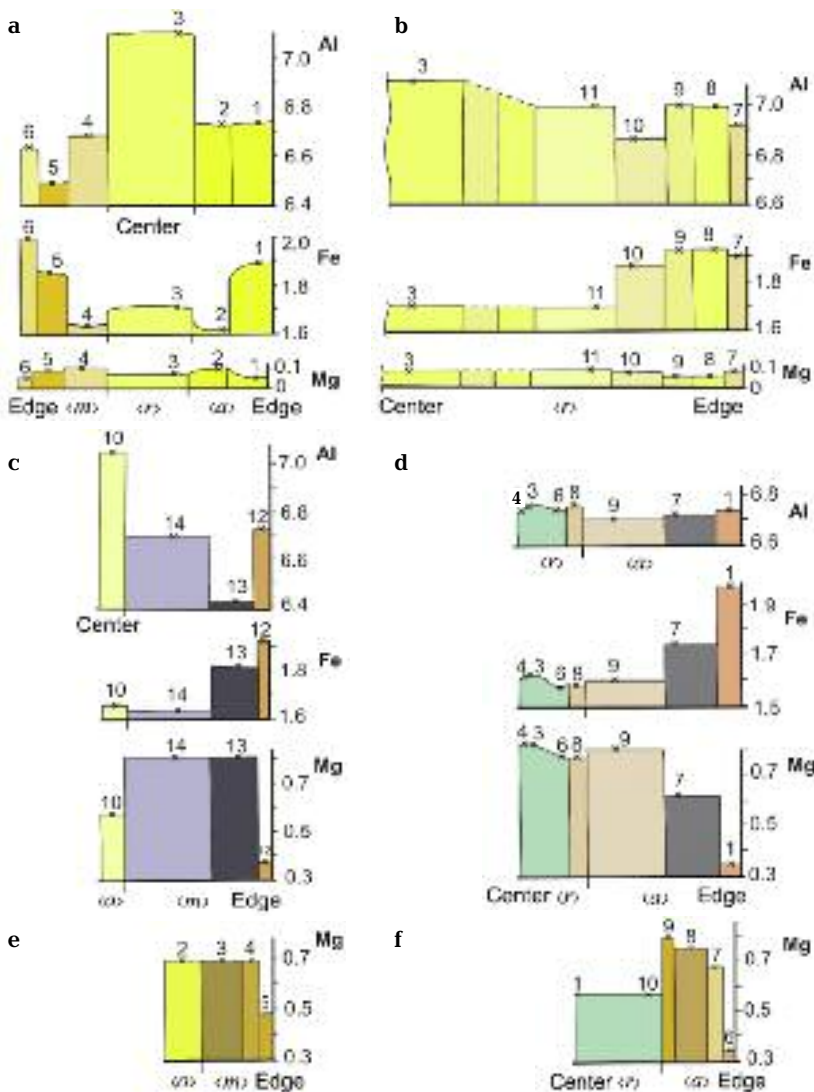


Рис. 5. Вариации состава (коэффициенты в формулах) разных зон в пирамидах роста шерла копы 232: a – b – кристалл № 4 (a –  $\perp$  оси  $c$ ; b –  $\parallel$  оси  $c$ ), см. также рис. 3а;

c – d – № 12,  $\perp$  оси  $c$  (c – сектор  $\langle o \rangle - \langle m \rangle$ , d – сектор  $\langle r \rangle - \langle a \rangle$ ), см. также рис. 4а;

e – f – № 7,  $\perp$  оси  $c$  (e – сектор  $\langle o \rangle - \langle m \rangle$ , f – сектор  $\langle r \rangle - \langle a \rangle$ ), см. также рис. 4b.

Таблица 1. Химический состав зон кристаллов турмалина поздних гранитных пегматитов Ильменских гор (микронзонд, мас.%)

№ обр.	232-12, срез $\perp$ с (см. рис. 4а и 5с, d)						232-г		196		112		270	
	Центр		Середина		Край		Центр	Центр	Центр	Край	Центр			
№ ан.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11			
Форма	<i>r</i>	<i>o</i>	<i>a</i>	<i>m</i>	<i>a</i>	<i>m</i>	<i>r</i>	<i>r</i>	<i>m</i>					
SiO <sub>2</sub>	34.01	34.08	34.10	33.74	34.13	34.08	34.75	34.15	34.04	34.07	33.24			
TiO <sub>2</sub>	0.51	0.20	0.58	0.32	0.47	0.43	0.29	—	0.32	0.19	0.61			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32.40	34.10	32.10	31.95	32.48	32.38	31.60	33.55	29.42	30.06	26.18			
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	4.49	4.65	4.58	4.64	5.64	5.51	He опр.	0.71	1.58	1.47	He опр.			
FeO	6.60	6.80	6.73	6.81	8.29	8.09	5.68	14.10	16.23	16.64	21.83			
MnO	0.23	0.19	0.21	0.22	0.73	0.72	0.20	1.10	1.50	1.12	1.00			
MgO	2.91	2.16	3.05	3.07	1.31	1.41	6.64	—	—	—	—			
CaO	0.18	0.05	0.17	0.12	0.16	0.16	0.44	0.03	—	—	—			
Na <sub>2</sub> O	2.31	1.94	2.22	2.23	2.31	2.30	2.46	1.95	2.97	2.60	2.64			
B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	9.86	9.87	9.88	9.79	9.89	9.87	10.06	9.89	9.86	9.89	9.63			
F	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80	1.00			
H <sub>2</sub> O*	5.00	5.00	5.00	5.50	3.70	4.00	5.00	3.50	3.10	3.00	3.50			
Сумма	99.30	99.84	99.42	99.19	99.91	99.75	97.92	99.78	99.82	99.84	99.63			
<i>f</i> = Fe/(Fe + Mg)	0.67	0.74	0.67	0.67	0.85	0.83	0.32	1.0	1.0	1.0	1.0			
Формулы (на Si = 6)														
1	(Na <sub>0.79</sub> Mg <sub>0.15</sub> Mn <sub>0.03</sub> Ca <sub>0.03</sub> )(Fe <sub>1.57</sub> Al <sub>0.74</sub> Mg <sub>0.62</sub> Ti <sub>0.07</sub> )Al <sub>6</sub> (BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub> (Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub> )(OH) <sub>2.94</sub> F <sub>0.45</sub>													
2	(Na <sub>0.66</sub> Mg <sub>0.30</sub> Mn <sub>0.03</sub> Ca <sub>0.01</sub> )(Fe <sub>1.62</sub> Al <sub>1.06</sub> Mg <sub>0.27</sub> Ti <sub>0.03</sub> )Al <sub>6</sub> (BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub> (Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub> )(OH) <sub>2.94</sub> F <sub>0.45</sub>													
3	(Na <sub>0.76</sub> Mg <sub>0.18</sub> Mn <sub>0.03</sub> Ca <sub>0.03</sub> )(Fe <sub>1.60</sub> Al <sub>0.66</sub> Mg <sub>0.62</sub> Ti <sub>0.08</sub> )Al <sub>6</sub> (BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub> (Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub> )(OH) <sub>2.93</sub> F <sub>0.45</sub>													
4	(Na <sub>0.77</sub> Mg <sub>0.18</sub> Mn <sub>0.03</sub> Ca <sub>0.02</sub> )(Fe <sub>1.63</sub> Al <sub>0.70</sub> Mg <sub>0.63</sub> Ti <sub>0.04</sub> )Al <sub>6</sub> (BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub> (Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub> )(OH) <sub>3.26</sub> F <sub>0.45</sub>													
5	(Na <sub>0.79</sub> Mg <sub>0.07</sub> Mn <sub>0.11</sub> Ca <sub>0.03</sub> )(Fe <sub>1.97</sub> Al <sub>0.73</sub> Mg <sub>0.27</sub> Ti <sub>0.06</sub> )Al <sub>6</sub> (BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub> (Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub> )(OH) <sub>2.17</sub> F <sub>0.45</sub>													
6	(Na <sub>0.79</sub> Mg <sub>0.07</sub> Mn <sub>0.11</sub> Ca <sub>0.03</sub> )(Fe <sub>1.92</sub> Al <sub>0.72</sub> Mg <sub>0.26</sub> Ti <sub>0.06</sub> )Al <sub>6</sub> (BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub> (Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub> )(OH) <sub>2.33</sub> F <sub>0.45</sub>													
7	(Na <sub>0.82</sub> Ca <sub>0.08</sub> Mn <sub>0.03</sub> )(Mg <sub>1.71</sub> Fe <sub>0.82</sub> Al <sub>0.43</sub> Ti <sub>0.04</sub> )Al <sub>6</sub> (BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub> (Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub> )(OH) <sub>2.89</sub> F <sub>0.44</sub>													
8	(Na <sub>0.66</sub> Mn <sub>0.16</sub> Ca <sub>0.01</sub> )(Fe <sub>2.05</sub> Al <sub>0.93</sub> )Al <sub>6</sub> (BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub> (Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub> )(OH) <sub>2.05</sub> F <sub>0.44</sub>													
9	Na <sub>1.01</sub> (Fe <sub>2.64</sub> Mn <sub>0.22</sub> Al <sub>0.11</sub> Ti <sub>0.03</sub> )Al <sub>6</sub> (BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub> (Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub> )(OH) <sub>1.82</sub> F <sub>0.45</sub>													
10	(Na <sub>0.89</sub> Mn <sub>0.11</sub> )(Fe <sub>2.67</sub> Al <sub>0.24</sub> Mn <sub>0.06</sub> Ti <sub>0.03</sub> )Al <sub>6</sub> (BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub> (Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub> )(OH) <sub>1.76</sub> F <sub>0.45</sub>													
11	(Na <sub>0.92</sub> Mn <sub>0.08</sub> )(Fe <sub>2.85</sub> Mn <sub>0.07</sub> Ti <sub>0.08</sub> )(Al <sub>5.57</sub> Fe <sub>0.45</sub> )(BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub> (Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub> )(OH) <sub>2.11</sub> F <sub>0.57</sub>													

Примечание: номер образца обозначает номер копии (232-12 — шерл из бериллоносного пегматита, 232-г — дравит из ранней жилки без берилла; 196 — шерл из берилл-топазового пегматита; 112 и 270 — шерл из амазонитовых пегматитов). Формы зон роста кристаллов: а, т — зоны призм, о, r — пирамид. Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\*, B<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\*, H<sub>2</sub>O\* — расчётные; f — железистость. He опр. — нет данных, прочерк — не обнаружено. Микронзонд JXA-733 JEOL с волновыми спектрометрами, ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 20 нА, диаметр зонда 5 мкм, аналитик Е.И. Чурин.

## Вариации состава зон в разных пирамидах роста кристаллов шерла

Химический состав последовательных зон роста в пирамидах нарастания граней разных простых форм определён микрорентгеноспектральным анализом (50 анализов), но приведены только наиболее различающиеся результаты для зон разных кристаллов. Сопоставление всех анализов выполнено по коэффициентам расчётных формул. По данным силикатного анализа, доля трёхвалентного железа в усреднённой пробе шерла из копии 232 составляет 0.38 от суммарного (Попова, Леванов, 1980), из копии 196, по данным химического анализа — 0.56 (Раскатова, 1949), а по ЯГРС — всего 0.048 (наши данные). В шерле из амазонитового пегматита копии 112, по данным ЯГРС, в центральной части

кристалла доля Fe<sup>3+</sup> 0.088, на периферии — 0.081 (от суммарного). Потери при прокаливании до 750°C проб шерла из копий 196 и 112 составили 0.73 и 0.80 мас.% соответственно, что значительно ниже расчётных содержаний и может быть обусловлено результирующим эффектом потери воды и приростом массы пробы за счёт почти полного окисления Fe<sup>2+</sup> (Минералы, 1981).

Шерлы бериллоносного пегматита копии 232, локализованного в гнейсах с пропластками амфиболитов и кварцитов, относятся к ряду дравит-олениг-шерл. Благодаря обилию кристаллов, они исследованы в разных сечениях (рис. 5а, b; см. также рис. 3 и 4). В срезе || оси с одного из кристаллов (№ 232-4) периферические зоны призм наиболее железистые, а центральная часть пирамиды  $r\{10\bar{1}1\}$  обогащена алюминием (рис. 5а). Состав последую-

щих зон пирамиды  $g$  меняется мало, но периферические зоны тоже более железистые (рис. 5b). В сечении  $\perp$  оси  $c$  другого кристалла (№ 232-12) центральная голубовато-зелёная зона пирамиды  $g$  отличается чуть повышенной магнезиальностью по сравнению с одно-возрастной с ней оранжево-жёлтой зоной пирамиды  $o\{02\bar{2}1\}$ , содержащей больше алюминия (табл. 1, ан. 1 и 2; рис. 5c, d). Зоны призм  $a$  и  $m$  (средние в данном сечении кристалла), соответствующие центральным зонам пирамид, также характеризуются повышенным содержанием  $MgO$  (ан. 3 и 4), в отличие от периферических зон этих призм (ан. 5 и 6). В более ранней небольшой жиле с джюмюртеритом (без берилла) среди изменённых перидотитов (в 40 м к ЮЗ от главной выработки копи) встречен только железистый дравит (ан. 7).

В берилл-топазовом безамазонитовом пегматите копи 196, находящейся на удалении от ультрамафитов, шерл практически не содержит  $Mg$  и  $Ti$ ; в сечении  $\parallel$  оси  $c$  центральная зона кристалла обеднена натрием (ан. 8), а в периферических зонах определено 1.3–1.7 мас.%  $MnO$ . Для амазонитовых пегматитов копей 112, 64 и 270 характерен шерл более «чистого» состава с содержанием  $FeO$  16–22 мас.%,  $Na_2O$  2.6–2.97 мас.%,  $Mg$  и  $Ca$  в нём не обнаружены. Центральная зона шерла копи 112 по сравнению с периферической содержит больше  $Mn$ , но меньше —  $Al$  (ан. 9 и 10). Исследованные мелкие кристаллики шерла из копей 64 и 270 наиболее железистые из изученных и почти одинаковы по составу (ан. 11).

## Обсуждение результатов и выводы

Зональность окраски шерла отмечается довольно часто (Минералы, 1981; Бакшеев, 2008; и др.), но состав зон и природа их окраски менее изучены. Секториальность окраски нередко описывается как «пятнистость» (см., например, Бакшеев, 2008); специальные работы по изучению состава разных зон и пирамид роста шерлов нам неизвестны.

Исследованные нами образцы шерла поздних редкометалльных гранитных пегматитов Ильменских гор отчётливо различаются железистостью  $f = Fe_{\text{общ.}} / (Fe_{\text{общ.}} + Mg)$ . Разная железистость выявляется в основном для последовательных зон роста кристаллов (см. табл. 1). В безамазонитовых пегматитах берилловой копи 232 центральные и средние зоны роста шерла имеют  $f = 0.67–0.74$ , а периферические —  $0.83–0.85$ ; шерлы из топаз-берилловой копи 196 и из амазонитовых копей 112 и 270 не содержат  $Mg$ , но относительно обогащены  $Mn$ .

В зонально-секториальных кристаллах шерла копи 232 и в продольных, и в поперечных сечениях зоны призмы  $m$  окрашены темнее, чем призмы  $a$ , и зоны пирамиды  $g$  темнее, чем зоны пирамиды  $o$  (см. рис. 3–5).

Для изучавшихся ранее кристаллов из разных пегматитовых жил Ильменских гор отмечалось, что параметры элементарной ячейки более железистых шерлов несколько выше, чем магнезиально-железистых или более глинозёмистых (Белогуб и др., 1998).

Вариации состава и разная окраска анализированных зон кристаллов шерла из редкометалльных пегматитов Ильменских гор обусловлены как разной железистостью зон и разной валентностью железа в них, так и различием в содержаниях  $Al$ ,  $Mg$  и  $Mn$ , что предполагается доизучать в дальнейшем.

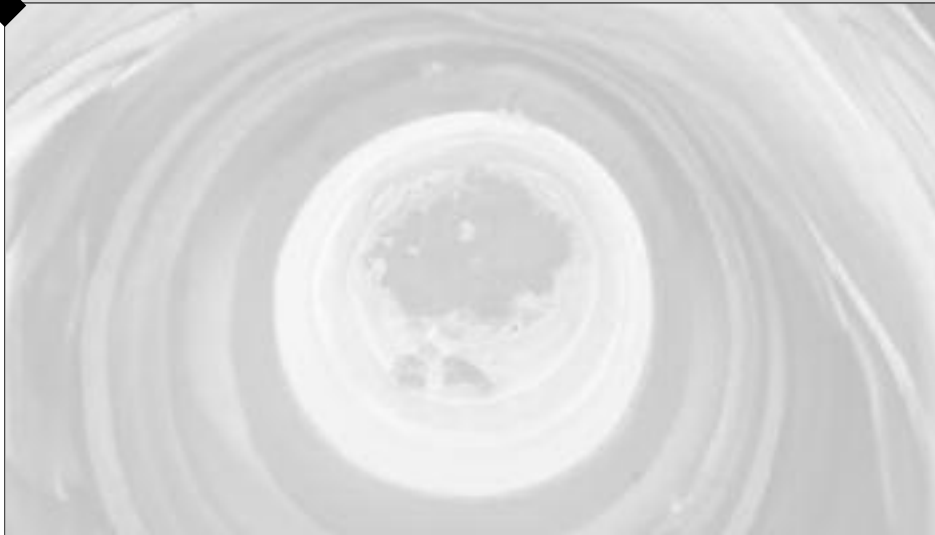
Авторы признательны сотрудникам Института минералогии УрО РАН за помощь в работе — М.Н. Малярёнок (определение потерь при прокаливании), А.Б. Миронову (ЯГРС), А.А. Леванову (изготовление части прозрачно-полированных пластинок) и О.Л. Бусловской (оформление графики).

Работа выполнена по интеграционному проекту УрО РАН № 12-И-5-2068.

## Литература

- Бакшеев И.А. Турмалиновая минерализация молибден-медно-порфинового рудопроявления Ветка, Чукотка, Россия // Минералогия ультрабазит-базитовых комплексов. Уральская минералогическая школа-2008. Матер. Всерос. научн. конференции. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 2008. С. 73–76.
- Белогуб Е.В., Попов В.А., Попова В.И. Турмалины из гранитных пегматитов Ильмен // Минералогия Урала. Матер. III-го регион. совещания. Миасс: ИМин УрО РАН. 1998. Т. 1. С. 46–49.
- Минералы: Справочник. М.: Наука. 1981. Т. 3. Вып. 2. 614 с.
- Попов В.А., Попова В.И. Минералогия пегматитов Ильменских гор // Минералогический Альманах. М.: ЭкоСт. 2006. Т. 9. 151 с.
- Попова В.И., Леванов А.А. Онтогенез гранитных пегматитов копей 232 и 255 Ильменского заповедника // Онтогенез пегматитов Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 28–45.
- Раскатова Н.П. Турмалин — Tourmaline // Минералы Ильменского заповедника / Под ред. А.Н. Заварицкого. М.-Л.: АН СССР. 1949. С. 290–292.

# Дискуссии



## ОЧЕРКИ ПО ФУНДАМЕНТАЛЬНОЙ И ГЕНЕТИЧЕСКОЙ МИНЕРАЛОГИИ: 6. ОПЫТ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ДЕТАЛЬНЫХ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ПРОБЛЕМ ПЕТРОГЕНЕЗА И РУДОГЕНЕЗА НА ПРИМЕРЕ ХИБИНСКОГО МАССИВА

Б.Е. Боруцкий

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук (ИГЕМ РАН), Москва, borutzky@igem.ru*

Статья посвящена использованию данных детальных минералогических исследований в качестве петрогенетических и рудогенетических индикаторов для решения кардинальных вопросов петрологии и геологии Хибинского щелочного массива и его уникальных апатит-нефелиновых месторождений. Автор обращает внимание на существенные различия в выводах, полученных, с одной стороны, традиционными геолого-петрологическими методами, а с другой стороны — в результате минералогических исследований. В статье 11 рисунков, список литературы из 130 названий.

Ключевые слова: фундаментальная минералогия, генетическая минералогия, кристаллическая структура, свойства минералов, минералогические индикаторы рудогенеза и петрогенеза, Хибинский щелочной массив, фенитизация, постмагматические преобразования в минералах, геологическая история.

В предыдущих статьях нашего очерка (Боруцкий, 2005; 2006), критикуя современную практику выделения минеральных видов, мы взяли на себя смелость напомнить, что минералогия является наукой *геологической*, то есть *естественно-исторической*. Это означает, что видообразующие критерии её объектов должны основываться не только на химических и структурных признаках, но в первую очередь на *генетических*, и выделяемые виды должны максимально соответствовать реальным природным минералам, а не формальным упрощенным их образам. И (в этой статье для нас главное) мы должны понимать, что образованием минералов «управляют» многие факторы минералообразования: внешние — физико-химические (температура, давление, концентрации и активности компонентов, кислотность-основность, окислительно-восстановительный потенциал и т.п.) и кинетические (определяющие равновесность или метастабильность образования), а также внутренние факторы, показывающие возможность данной кристаллической структуры при данных параметрах связать те или иные компоненты. И должны также понимать, что закристаллизовавшийся минерал не остается постоянным, а меняет свой химический состав и свойства после кристаллизации при изменении параметров окружающей минералосохраняющей среды. Именно эти уникальные свойства природных химических соединений — минералов как *свидетелей геолого-геохимических процессов* на Земле и позволяют использовать данные детального исследования особенностей их химического состава и структуры в качестве генетических индикаторов.

К сожалению, иногда приводимые петрологами и геохимиками минералогические данные (если они, вообще, приводятся) оставляют желать лучшего, а нередко и просто ошибочны. Попытаемся здесь продемонстрировать, как применение детальных минералогических исследований (естественно, вместе с качественными геологическими и петрологическими данными) способствовало устранению ряда многолетних официально принятых, тиражируемых из статьи в статью, заблуждений и созданию принципиально новой концепции о природе, условиях формирования и последовательности образования пород Хибинского щелочного массива и его уникальных апатит-нефелиновых месторождений, то есть реконструкции геологической истории Хибин. Надеемся, что это привлечет внимание исследователей к данной проблеме.

### Что мы знали о Хибинском массиве

Первое исследование Хибин связано с именем иностранного члена-корреспондента Российской академии наук, финско-российского ученого Вильгельма Рамзая, впервые вместе с магистрами В. Гакманом и А. Петрелюсом обследовавшего в июне 1891 г. предгорья Хибин над озером Имандра и совершившего несколько маршрутов вглубь массива (Шпаченко, 2005). Они описали несколько неизвестных минералов, к сожалению, оставшихся недоизученными из-за отсутствия в то время методов анализа на ряд позднее открытых химических элементов (Ramsay, Hackman, 1894).

В 20–30-х годах прошлого столетия Хибин и соседнее Ловозеро<sup>1</sup> систематически изучались большим коллективом минералогов (Костылева, Бонштедт, 1921; Хибинский массив, 1923; Ферсман, 1924; Хибинские ..., 1925; 1928; Лабунцов, 1930; Минералы Хибинских..., 1937), петрологов (Куплетский, Полканов, 1922; Куплетский, 1924<sub>1</sub>; 1924<sub>2</sub>; 1925; 1926; 1930<sub>1</sub>; 1930<sub>2</sub>; 1932<sub>1</sub>; 1932<sub>2</sub>; 1936<sub>1</sub>), химиков, а затем геологов, горняков и обогащителей, под общим руководством академика А.Е. Ферсмана. По сути дела, это было первое детальное знакомство с Хибинами, переросшее затем в систематические фундаментальные исследования уникальной минерализации — минералогического «затерянного мира», сформировавшегося в условиях экстремально-высокой щелочности, чем объясняется уникальное сочетание щелочных, кислотных и амфотерных компонентов в составе минералов, удивительно широкий их видовой состав и необычный, «обратный общеизвестному», агпаитовый порядок кристаллизации. Исследователи воочию увидели аналоги редких щелочных минералов Норвегии, Швеции и Гренландии, состав которых был столь необычен, что потребовалась специальная разработка методов химического анализа: отделения Zr и Nb от Ti, Ta от Nb, Sr от Ca, разделения редких земель, определения U, Th, Ra и т.п. Эта работа была выполнена группой химиков под руководством ученицы В.И. Вернадского И.Д. Борнеман-Старынкевич. В результате были исправлены ошибки в зарубежной литературе, в частности, показано завышение содержания ZrO<sub>2</sub> за счет TiO<sub>2</sub> в мозандрите, ринките, ионструппине и лоренцените. Однако хибинские исследователи не могли и подумать о возможности ошибок в работах непотерянных немцев, шведов и норвежцев, посчитав высокое содержание Ti особенностью хибинского материала, и описали ряд «новых» минералов — ринколит (т.е. подобный ринкиту) и ловчоррит (Борнеман-Старынкевич, 1935), рамзаит, названный в честь первого исследователя Хибин В. Рамзая (Костылева, 1925), и другие.

Нам трудно уже представить, что тогда не было еще электронного зонда, и анализы делались из навесок 1–2 грамма, и не могло идти речи об изучении какой-либо зональности в зернах минералов, акцессорных ми-

нералов пород и многого другого, также как не было еще рентгеновского анализа и тем более электронной микроскопии, и нельзя было изучать кристаллическую структуру. Поэтому изучались главным образом пегматиты, и генетические выводы свелись к выделению в обоих массивах, кроме «шлировидных выделений» в породе, двух их морфологических разновидностей — *шлировых* и *жилных*, среди которых в Хибинах выделены три группы месторождений: 1) *эгирино-микроклиновые*, распространенные в грубозернистых и трахитоидных хибинитах и пироксеновых среднезернистых нефелиновых сиенитах (9 типов: эгирино-микроклиновый, эвдиалито-энигматитовый, эвдиалито-лампрофиллитовый, эвдиалито-ринколитовый, эвдиалито-лопаритовый, эгирино-рамзаитовый, нептунитовый, альбитово-рудный и кварцево-полевошпатовый), 2) *роговообманково-микроклиновые* — в перекристаллизованных роговообманковых нефелиновых сиенитах и фойяитах (5 типов: роговообманково-микроклиновый, эвколито-астрофиллитовый, эвколито-альбитовый, эвколито-апатит-сфеновый и эгирино-астрофиллитовый) и 3) *эгирино-(роговообманково)-анортотлазовые*<sup>2</sup> — в рисчорритах и луявритах (5 типов: нефелино-полевошпатовый, эгирино-астрофиллитовый, ловчоррито-ринколитовый, пектолит-юкспоритовый и цирконо-ильменитовый), а в Ловозере выделены две группы месторождений: 1) *эгирино-микроклиновые* — во всех петрографических типах пород массива (6 типов: эгирино-микроклиновый, эвдиалито-рамзаитовый, нептунитовый, лампрофиллит-мурманитовый, альбитовый и содалито-уссингитовый) и 2) *ильменито-ортотлазовые* — в пойкилитовых нефелиновых сиенитах (1 тип: ильменито-ортотлазовый) (Минералы Хибинских..., 1937). За основу была взята классификация щелочных пегматитов Брёггера (Brögger, 1890), разработанная для пегматитов района Христиании (Осло), доработанная А.Е. Ферсманом (1923) применительно к Хибинам и Ловозеру.

Хотя минералогия пегматитов соотносилась с разными «петрографическими» зонами Хибинского массива, процессы пегматитообразования рассматривались в целом,

<sup>1</sup> — Так же, как и В. Рамзай, сотрудники экспедиций А.Е. Ферсмана рассматривали Хибин и Ловозеро, как единый плаутон. Несмотря на последующие успехи в области изучения их геологии и петрологии, эта ошибка принималась за основу в работах некоторых исследователей (Хомяков, 1990) и сохранилась до наших дней.

<sup>2</sup> — «Анортотлазами» (точнее, «калийевыми анортотлазами»), вслед за Д.С. Белянкиным (1937), в хибинской литературе того времени, в противоположность общепринятому, назывались существенно калиевые полевые шпаты, с оптической ориентировкой, промежуточной между санидином (ортотлазом) и микроклином. В пегматитах данной группы Б.М. Куплетским (1931) установлены прямые переходы «анортотлаза» в микроклин.

обобщенно, и предполагалось, что смена минеральных ассоциаций вызвана лишь охлаждением системы: главные породообразующие и акцессорные минералы — нефелин, анортоклаз, микроклин, эгирин I (первой генерации), арфведсонит, лепидомелан, сфен, ильменит, эвдиалит и эвколит, энигматит, ринколит и ловчоррит, лампрофиллит, ферсманит и лопарит образовались в *эпимагматическую фазу А* (1000—900°C), *пегматитовую фазу В* (800—700°) и *пневматолитовую фазу С* (600—500°), эгирин II («эгириновые солнца», вторая генерация) и астрофиллит возникли в последующую фазу *D*, незначительная альбитизация микроклина и выделение сульфидов — молибденита, сфалерита и галенита, а также канкринитизация нефелина, замещение энигматита «коронитами» астрофиллита и эгирина, лампрофиллита — рамзаитом, и эвдиалита — катаплеитом и цирконом происходили в *гидротермальные фазы E и F* (400°), а образование анальцима и натролита — в последующие, еще более низкотемпературные фазы (300—100°). А.Е. Ферсман писал, что «именно в этой агпайтовой последовательности и кроется накопление разнообразных и красивых минералов Zr и Ti в *середине длительного пост-магматического процесса* [выделено Ферсманом], причем после их кристаллизации восстанавливается нормальный ход пневматолитового и гидротермального процессов с типичными фазами *F — G — H — I — K* миаскитовых и гранитных пегматитов» (Минералы Хибинских..., 1937, с. 125).

Тенденция рассматривать Хибинский массив как «единое образование», возникшее в результате последовательной кристаллизации эволюционирующего из общего магматического очага *единого восточного* расплава (или, еще хуже, объединение Хибин и Ловозера, существенно различающихся по характеру слагающих их пород, внутреннему строению и структуре, в «единый Хибино-Ловозерский комплекс»), существовала и, к сожалению, продолжает до сих пор существовать в литературе. Определялись: *усредненный* исходный состав хибинской магмы (Куплетский 1936,; 1936,; 1937; Галахов, 1975), среднестатистический состав главных и акцессорных петрокомпонентов (кларки) в исходном очаге (Кухаренко и др., 1968), *средний* возраст массивов (Комлев и др., 1961; Когарко и др., 1981), создавались всевозможные «банки данных», в которых один или несколько химических анализов минерала рассматривались как представители целых массивов («минерал из Хибин», «минерал из Ловозе-

ра»), без указания конкретных пород, откуда они взяты, выявлялись *усредненные* закономерности типа «смены натриевого режима щелочности калиевым на поздних стадиях эволюции агпайтовых комплексов» (Пеков, 2001) или «волны возрастающей, а затем понижающейся щелочности при охлаждении в породах и пегматитах агпайтовых комплексов» (Хомяков, 1990), и, наконец, все разнообразие нефелиновых сиенитов Хибин смешивались в «одну кучу» под *усредненным* названием «фойяиты» (после чего невозможно понять, о каких породах конкретно идёт речь) (Yakovenchuk *et al.*, 2005). По нашему мнению, подобные формальные обобщения допустимы лишь при сопоставлениях «в планетарном масштабе», например, Хибин с другими комплексами щелочных или иных пород, но неприемлемы при регионально-генетических исследованиях конкретных геологических объектов.

С другой стороны, детальный анализ минералов в разных «петрографических» зонах дал начало исследованиям их типоморфизма и привел к известным представлениям о «геохимических дугах Ферсмана» (1931, см. Избранные труды, 1959). В этой работе фактически дана научная программа изучения Хибин на многие годы и выявлены основные закономерности строения массива и развития его минерализации. Прежде всего, это *кольцевое* строение, которое «мы должны подвергнуть детальному петрографическому, геохимическому и геологическому анализу и попытаться выявить его черты и генезис» (там же, с. 756), выражающееся в смене от периферии к центру умптекитов крупнокристаллическими, а затем лейстовыми хибинитами, затем ийолитами, урритами, апатито-нефелиновыми и апатит-сфен-нефелиновыми породами, затем порфиловыми сиенитами с полосами своеобразных слюдяных, имеющих (по Ферсману) «огромное геохимическое значение» и затем «огромной областью далеко еще не расшифрованной фойяитовой породы» (там же, с. 757). Но, «геохимически массив состоит из значительного количества дуг, протянутых на различное количество километров, гораздо более многочисленных и более сложных по своей морфологии, по своему составу, по роду химических соединений и, наконец, по своему генезису, чем вышеописанные петрографические пояса» (там же, с. 757). В средней части массива между поясами «пустого» в геохимическом отношении крупнокристаллического хибинита и эвдиалит-энигматитового лейстового хибинита, с одной стороны, и эвколит-сфенового фойяита, с другой, с за-

пада на восток сменяются зоны: 1) альбитовая с сульфидами Mo, Zn и Fe и цеолитовая с цирконом, 2) апатито-нефелиновая дуга, 3) цеолитовая с флюоритом и цирконом, 4) цеолит-юкспоритовая, 5) ферсманитовая, 6) ринколит-ловчорритовая, 7) пирротиновая, носящая черты контактового процесса, и 8) зона сульфидов Pb и Zn. Согласно А.Е. Ферсману, смена пород «петрографических поясов», развитых в них типов пегматитов и особенностей акцессорной минерализации соответствует этапам последовательного охлаждения кристаллизующейся магмы от периферии к центру массива. Но «геохимические дуги», скорее всего, связаны с последующими разломами в закристаллизовавшихся породах, в том числе и основной разлом, заполненный поднявшейся с глубины остаточной магмой, «определяющий основной рудный комплекс Хибинских тундр, заполненный внедрившейся снизу апатито-нефелиновой породой» (там же, с. 762).

Изучение уникальных минералогических редкостей в какой-то мере не позволяло обратить вначале должное внимание на апатитовую минерализацию, тем более, что предполагаемая связь её с щелочными породами воспринималась как «нонсенс». Потребовалась интуиция, настойчивость и мужество А.Н. Лабунцова (1930), чтобы «на свой страх и риск» провести предварительные поиски и разведку апатитовых залежей, подсчитать ориентировочные запасы, поставить «заявочные столбы» и убедить коллег, а главное чиновников, в серьезности данного открытия. Но, это особая история, яркая, самоотверженная и драматичная. Когда стало ясно, что в Хибинах таятся уникальные, крупнейшие в мире месторождения апатита, возникла острая необходимость в проведении детальных геологических работ.

Первоначальная «рукописная» (1930 г.) карта Б.М. Куплетского, В.И. Володавца и О.А. Воробьевой была уточнена в результате геологической съемки, проведенной в 1931 – 1936 гг. объединенным коллективом сотрудников Академии наук, треста «Апатит», Ленинградского геологического треста, Научно-исследовательского института удобрений, Севзапсоюзразведки, ЦНИГРИ, Института «Арктики» и др. (А.С. Амеландов, Е.Н. Володин, Н.А. Волотовская, О.А. Воробьева, Е.И. Денисов, Е.Н. Егорова, Н.П. Лупанова, П.М. Мурзаев, В.И. Намоюшко, В.Н. Нумеров, И.С. Ожинский, К.К. Судиславлев и др.) в масштабе 1:25000, и затем сведена Н.А. Елисеевым, И.С. Ожинским и Е.Н. Володиным в схемати-

ческую карту масштаба 1:75000 (Елисеев и др., 1939; Елисеев, 1953). Это была первая «кондиционная» геологическая карта Хибин, на которой выделены и отрисованы все кольцевые комплексы. В качестве концептуальной модели образования Хибинского массива Н.А. Елисеевым была применена концепция об «интрузиях центрального типа» английского геолога Е.М. Андерсона, выдвинутая на основании изучения третичных субвулканических комплексов Шотландии (Richey, 1961), а также метод структурного анализа плутонов Г. Клооса – А.А. Полканова (Елисеев, 1953), предусматривающий изучение направлений течения поднимавшегося с глубины расплава по структурам трахитоидности и первичной полосчатости пород и ориентировки систем первичных трещин в плутоне: пластовых (L), продольных (радиальных) (S) и поперечных (Q). Согласно этой динамической модели, Хибинский плутон сформировался в результате внедрения магмы по системе чередующихся кольцевых и конических разломов последовательно от периферии к центральному его ядру (то есть с запада на восток) в виде ряда концентрических субинтрузий, центр которых постепенно смещался на восток. Вслед за узкими (100 – 200 м) полосами щелочных сиенитов, развитых вдоль контакта с гнейсами на севере и мелкозернистыми и среднезернистыми нефелиновыми сиенитами и нефелиновыми сиенит-порфирами вдоль контакта с основными эффузивами и туфогенной толщей на западе, выделяются следующие субинтрузии: 1) *массивных хибинитов* – кольцевая (цилиндрическая, с крутым внешним контактом), 2) *трахитоидных хибинитов* – коническая (с выположиванием трахитоидности от контакта к центру массива), с жильной фацией щелочных сиенит-порфиров и эгирин-авгитовых сиенитов, 3) *пойкилитовых нефелиновых сиенитов* – цилиндрическая, 4) *пластовая интрузия дифференцированных ийолит-уртитов, малинитов и луявритов* – коническая, 5) *средне- и мелкозернистых нефелиновых сиенитов* (сейчас они называются *лявчорритами*) – коническая и 6) *фойяитов* – коническая. При этом авторов не смущал странный ход эволюции расплава в магматическом очаге с обеднением магмы кремнеземом и обогащением её кальцием и магнием к середине процесса, в результате чего образовались мельтейгит-уртиты, после чего она вновь возвращается к нормальному составу нефелин-сиенитового расплава.

Следует отметить, что сопоставление Хибинского плутона с шотландскими субвулка-

ническими комплексами довольно натянуто. Например, в массиве на острове Мал, приуроченном к глубокой (700–900 м) кальдере проседания, выполненной в основном базальтоидными вулканическими породами – лавами платобазальтов, кольцевые интрузии представлены маломощными пластами гранофиоров и некками липаритов, а конические – маломощными дайками основного и кислого состава (Richey, 1961). Они мало похожи на гигантские субинтрузии в Хибинах. Расчеты Е.М. Андерсона показали, что конические разломы возникают в местах наибольшего напряжения при возрастании давления в магматическом резервуаре под породами кровли, а кольцевые (цилиндрические) – наоборот, при уменьшении давления при опускании блока пород в полость, освободившуюся от расплава. Они справедливы для малых интрузий, но для такого огромного плутона, как Хибинский, расчеты никогда не проводились. Далеко не все разделяли концепцию Н.А. Елисеева. В частности, В.И. Влодавец (1930) предлагал обратную последовательность образования пород: фойяит и хибинитоподобный фойяит → роговообманковый нефелиновый сиенит (по-видимому, льявочоррит) → пойкилитовый нефелиновый сиенит → слюдяной нефелиновый сиенит → ийолит-уртитовая серия пород с апанеитом (апатитовой породой) → хибинит. Б.М. Куплетский вначале придерживался последовательности Н.А. Елисеева, но позже изменил свое мнение и настаивал на ранней кристаллизации всех нефелиновых сиенитов – хибинитов с краевыми фациями умптекитов, трахитоидных хибинитов и фойяитов с альбититами, после чего формировалась разнородная группа пород – эгириновые, роговообманковые, слюдяные и тому подобные нефелиновые сиениты (рисчорриты) (сюда же, по-видимому, включены и льявочорриты), а затем уже ийолит-уртиты, льявриты и апатито-нефелиновые породы (Куплетский, 1936, 1937). Тем не менее, концепция Н.А. Елисеева является «официальной» уже более 70 лет и разделяется большинством петрологов с теми или иными второстепенными уточнениями (Галахов, 1959; 1975; Иванова, 1963; Иванова и др., 1970; Иванова, Арзамасцев, 1985; Арзамасцев, Иванова, 1985; Арзамасцев и др., 1987 и др.).

Представления Н.А. Елисеева разделялись С.И. Заком, Н.М. Абрамовым, В.Н. Большевой, М.М. Калинкиным, Е.А. Каменевым, Ф.В. Минаковым и другими сотрудниками Севзапгеолуправления, проводшими в 1957–1960 гг. новую геологическую съемку массива в масштабе 1:50000 и в 1959–1963 гг.

– съемку продуктивной ийолит-уртитовой интрузии в масштабе 1:10000 с детальными поисками апатита (Ф.В. Минаков, А.И. Александров, Е.А. Каменев, А.И. Коновалова, И.И. Перекрест и др.), в результате которых были выявлены новые крупные Коашвинское и Партомчоррское месторождения (Зак, Каменев, 1964; Зак и др., 1972).

В результате этих работ:

1) В истории щелочного магматизма Хибин были выделены три периода, в каждом из которых установлено по две интрузивные фазы – *ранняя нерасслоенная* и *поздняя четко дифференцированная*, которые представлены породами, близкими по минеральному составу, времени формирования и условиям залегания (то есть те же 6 субфаз Н.А. Елисеева). Однако фактически подразделений больше. Массивные (не расслоенные) хибиниты подразделены на две фации – массивных и грубозернистых трахитоидных хибинитов; пойкилитовые нефелиновые сиениты (не расслоенные) – на три фации: пироксеновых, слюдяных и гнейсовидно-порфировидных рисчорритов; ийолит-уртиты – на три интрузивные субфазы: дорудную (якупирангиты-мельтейгиты-ийолиты-уртиты), рудную (полевошпатовые аналоги мельтейгит-уртитов, с которыми ассоциируют рудные апатит-нефелиновые залежи) и пострудную (ювиты-льявриты-малиньиты); фойяиты (расслоенные) – на три фации: трахитоидных арфведсонитовых, трахитоидных слюдяных и массивных пироксеновых фойяитов. Среднезернистые эгириновые нефелиновые сиениты (лявочорриты) окончательно исключены из состава фойяитов и выделены в самостоятельную (не расслоенную) интрузивную фазу. Таким образом, деление на кольцевые и конические интрузии потеряло «Елисеевскую» стройность.

2) В отличие от выводов Н.А. Елисеева, щелочные и мелкозернистые нефелиновые сиениты краевой зоны (умптекиты, имандриты, лестивариты, по В. Рамзаю – Ramsay, Nackman, 1894) стали рассматриваться как эндоконтактная фация хибинитов и фойяитов, а не самостоятельная, наиболее ранняя интрузия.

3) Щелочные сиенит-порфиры, рассматривавшиеся Н.А. Елисеевым как жильная фация трахитоидных хибинитов – ромбен-порфиры, аналоги лаурвикитов массива Осло в Норвегии, отнесены к *ловозерской* свите верхнего девона.

4) Выделена мощная зона тектонитов по рисчорритам и фойяитам – *Эвслогчоррская зона смятия*.

5) Постмагматические преобразования нефелиновых сиенитов — альбититы и эгирин-альбитовые жилы отнесены к завершающему периоду формирования массива.

6) Выделен самостоятельный дайковый комплекс, предположительно отнесенный к продуктам регионального платформенного магматизма.

Среди уточнений к данной концепции необходимо отметить данные Т.Н. Ивановой (1963), объяснившей странный ход дифференциации хибинской магмы (нефелиновые сиениты → мельгейтит-уртиты → нефелиновые сиениты), предусмотренный схемой Н.А. Елисеева, образованием второго субвулкана. По её мнению, в составе пород Западного субвулкана образовались: ранние щелочные сиениты и нефелиновые порфиры → гранитоидные и трахитоидные хибиниты → гранитоидные и трахитоидные рисчорриты → часть ийолит-уртитов (трахитоидные ийолиты Лявойока, Рисчорра и Кузьлпора, массивные мелкозернистые ийолиты, массивные среднезернистые ийолит-уртиты) → апатито-нефелиновые породы → луявриты; в составе Восточного субвулкана: гранитоидные и трахитоидные фойяиты и среднезернистые эгириновые нефелиновые сиениты (краевая фация фойяитов) → остальные ийолиты (трахитоидные ийолиты Ньоркпахка и Суоуайва, массивные среднезернистые полевошпатовые уртиты и ювиты Коашвы) → молодые жильные породы. В отличие от С.И. Зака с соавторами (1972), Т.Н. Иванова разделила ийолит-уртиты на 5 субфаз (три дорудных в пределах Западного субвулкана и две пострудные — полевошпатовые уртиты и ювиты — в Восточном субвулкане), а образование апатит-нефелиновых пород связывала с самостоятельной интрузией высокоподвижной «apatитовой» магмы — способной проникать по тонким трещинам, насыщенной летучими компонентами, агрессивной, способной перекристаллизовывать окружающие породы и генетически не связанной с ийолит-уртитам.

Необходимо отметить и геологическую карту А.В. Галахова (1975), которая фактически является минералого-петрологической и выявляет удивительную неоднородность состава породообразующих минералов в нефелиновых сиенитах Хибин, пока еще не нашедшую должного объяснения.

Чрезвычайно важным для дальнейшего изложения нам представляются находки в кровле соседнего с Хибинами Ловозерского массива ксенолитов слабо метаморфизованных палеозойских кварцитов, песчаников и

глинистых сланцев, метаморфизованных до слюдяных или биотит-андалузитовых роговиков (в этих породах с горы Флора А.П. Криштофовичем (1937) были установлены отпечатки, по-видимому, верхнедевонских растений), а также туфогенных сланцев, состоящих из остроугольных обломков пироксена и плагиоклаза (также с отпечатками растений) и эффузивов — пикрит-порфиритов (вкрапленники до 2—3 мм оливина и моноклинного пироксена в плагиоклазовой основной массе со стеклом) и авгитовых порфиритов (вкрапленники моноклинного пироксена и андезина № 47 в основной массе того же состава), а также агломератовых лав, лавовых брекчий и туфов, состоящих из угловатых обломков данных эффузивных пород, часто контактово-метаморфизованных до К,Na-полевошпат-биотитовых, полевошпат-арфведсонитовых, биотит-роговообманковых (бурая роговая обманка) и диопсид-роговообманковых роговиков. Все эти породы уверенно отличаются от протерозойских кристаллосланцев свиты Имандра-Варзуга, регионально-метаморфизованных в фации зеленых сланцев (Елисеев и др., 1937). Позднее к ним были добавлены также ромбен-порфиры и фонолит-порфиры (Елисеев, 1946). Данные находки указывают на возможность захвата нефелиновыми сиенитами крупных ксенолитов вмещающих пород в прикровельной части массива. Принципиально важными также представляются находки у контакта Хибинского массива и внутри него ксенолитов щелочно-ультраосновных пород, обычно ассоциирующих с карбонатитами (Галахов, 1966).

В данном очерке, естественно, невозможно осветить все результаты работ в Хибинском массиве, полученные за 120 лет его исследований. Некоторые их детали обсуждались в обзоре Е.А. Каменева (Поиски, разведка..., 1987) и в нашей последней работе (Борущкий, 2010). Здесь мы отметили, так сказать, «классические» представления, вошедшие во многие учебники и в «кровь и плоть» многих современных исследователей.

## Что о Хибинах известно далеко не всем

В современной хибинской литературе преобладают две тенденции: либо из статьи в статью, по-прежнему, тиражируются «классические» представления далекого прошлого, которые необходимо уже дополнить новыми данными или полностью пересматривать, либо, в угоду широкому глобаль-

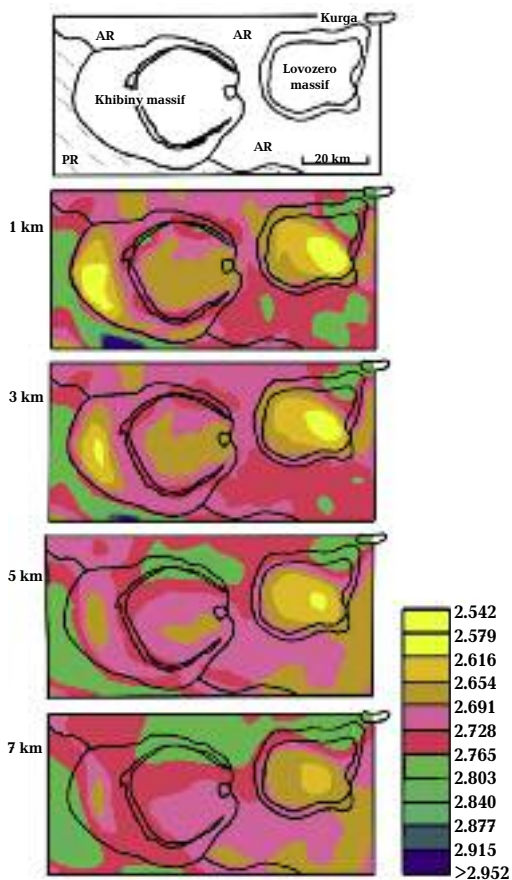


Рис. 1. Распределение плотностей пород ( $\text{кг}/\text{м}^3$ ) для районов Хибинского и Ловозерского массивов на глубинах 1, 3, 5 и 7 км. Контуром показано положение главных серий пород массивов на поверхности. По А.А. Арзамасцеву и В.Н. Глазневу (2004).

ным геологическим представлениям, появляются работы, основанные на «модных» методах исследования (изотопии, анализе коэффициентов сокристаллизации, математической статистике, фрактальном математическом анализе и т.п.) с максимально упрощенной «примитивной» геологической характеристикой, в которых с трудом узнаешь Хибину. Примерами последнего являются статьи (Yakovenchuk *et al.*, 2005; Коноплева и др., 2005; Корчак и др., 2008 и др.), в которых все хибинские нефелиновые сиениты почему-то без разбора обобщаются под названием фойиты (и невозможно определить, о какой «петрографической зоне» идёт речь), все ксенолиты внутри нефелиновых сиенитов, от лейкократовых до меланократовых, от метаморфических до вулканогенных и интрузивных, «скопом» относятся к ловозерской свите палеозоя, вся геологи-

ческая основа на картах и планах месторождения Коашва снимается, в угоду бездоказательной идеи, что нефелин-апатитовые рудные тела, якобы, являются апатитовыми «штокверками», что-то (теперь неизвестно, что) прорывающими с глубины, поскольку это следует из каких-то параметров фрактального математического анализа, все хибинские полевые шпаты, без разбора, без учета минералогических их особенностей — химического состава, морфологии и структурного состояния бездумно обобщаются при обработке статистическими методами и т.д. и т.п. В отзывах на статьи и диссертации с такой методологией мы неоднократно высказывались против правомочности сделанных выводов, что однако, к сожалению, не было принято во внимание. Поэтому мы еще раз высказываемся о необходимости «борьбы» с примитивизмом в науке, в данном случае, в конкретной регионально-генетической геологии.

Что же необходимо знать и учитывать исследователям о Хибинах?

1. Прежде всего отметим, что в настоящее время доказано, что Хибинские и Ловозеро — разные массивы, не соединяющиеся на глубине, по крайней мере, до 12.5 км (Арзамасцев и др., 1998; Арзамасцев, Глазнев, 2004). Трехмерная плотностная модель (рис. 1) показывает, что они разделены архейскими гранитогнейсами беломорской серии с плотностью  $2.69 - 2.76 \text{ кг}/\text{м}^3$  (розовые и красные цвета).

Существенно уточнены и данные Г.Н. Шаблинского (1963; 1965) о внутреннем строении Хибинского массива. Согласно А.А. Арзамасцеву с соавторами, северный контакт массива с гранитогнейсами прослеживается лишь до глубины 3 км, а ниже, судя по плотности (2.76 — 2.84), располагается зона, по-видимому, щелочно-ультраосновных пород. Восточный контакт субвертикален до 4 — 5 км и ниже выполаживается под массив. Западный контакт с протерозойскими породами серии имандра-варзуга наклонен к центру массива под углом  $70 - 80^\circ$  до 3 км, а затем (3 — 7 км) выполаживается под массив под углом  $40 - 50^\circ$ . Южный — круто падает к центру массива до глубины 3.5 км, а ниже также круто падает под вмещающие породы. Как видно на рисунке 1, хибиниты образуют кольцевое тело с максимальной мощностью 8 км на западе массива, тогда как в северном и южном секторах мощность их не превышает 2 — 3 км. Фойиты имеют максимальную мощность 5 — 6 км в юго-восточной части массива. Мельтейгит-уртиты «Центральной ду-

ги» выклиниваются уже на глубине 2–3 км, однако в северном секторе на глубине 5 км появляется кольцевое тело указанных выше высокоплотных (2.76–2.84) пород, по-видимому, щелочных ультрамафитов, уходящее на глубину более 12.5 км (эти породы – ксенолиты щелочных перидотитов, пироксени-тов и мелилититов – были частично вскрыты скважинами 1009, 1010 и 636).

То есть, от себя добавим, что хорошо известное нам кольцевое строение массива исчезает уже на глубине 1–2 км, а далее – «*Teiga incognitā*».

2. В 1979–1983 гг. коллективом геологов и геофизиков Центральнокольской экспедиции ПГО «Севзапгеология» (О.Л. Сняtkова, Н.И. Пронягин, Т.М. Маркитахина и др.) проведено геологическое доизучение массива в масштабе 1:50000, с обобщением полученной к тому времени геолого-геофизической информации (гравиметрической, сейсморазведочной и магнитометрической съемки), дешифрированием аэрофотоснимков и контрольными маршрутами методом десантирования с вертолета. В результате была опубликована новая геологическая карта (Сняtkова и др., 1986), с нанесением на неё новейших данных о строении Хибинского массива, в том числе на глубину: разрывных нарушений, обнаруженных в Хибинах карбонатитов (Минаков и др., 1981; Дудкин и др., 1984; Сняtkова и др., 1984), даек и трубок взрыва (Козырева, 1986; Арзамасцев и др., 1988), и построением расчетных геолого-геофизических разрезов на глубину до 5 км. Эта карта демонстрирует значительно более сложное строение Хибинского массива, чем было известно ранее.

Однако в интерпретации О.Л. Сняtkовой и других соавторов (1986) всё многообразие хибинской геологии сведено к трём интрузивным фазам: 1) слабо расслоенных агпайтовых нефелиновых сиенитов – хибинитов, ляхчорритов и фойяитов (как единая интрузия), 2) четко расслоенных рихчоррит-ийолит-мельтейгитов, апатитонефелиновых руд и сопровождающих их гибридных пород, 3) карбонатитов и лампрофиров. Наибольшее внимание, естественно (поскольку целью доизучения было обнаружение новых «скрытых» апатитовых залежей), уделено 2-й интрузивной фазе, в составе которой выделены 5 тел: 1–2) Главная интрузия с промышленными апатитовыми месторождениями (два тела), 3) Путеличоррская интрузия, секущая трахитоидные хибиниты – апофиза Главной, сочленяющейся с ней на глубине в районе месторождений Партомчорр, Апати-

товый цирк и Кукисвумчорр и на севере Хибин, 4) Гольцовская интрузия – также апофиза, сочленяющаяся с Путеличоррской на поверхности в районе горы Путеличорр и на глубине в районе горы Юдичвумчорр, 5) Имандровская интрузия – самостоятельная интрузия, сочленяющаяся возможно с Путеличоррской только на юго-востоке (рис. 2).

В составе Путеличоррской интрузии данные авторы нашли ийолиты и мельтейгиты с апатито-сфеновой минерализацией, якупирангиты, шонкиниты, меланократовые породы с псевдолейцитом типа фазинита, фонолиты, ромбен-порфиры, малинкиты, ювиты. По мнению авторов, она возникла в результате дифференциации магмы, а более молодой ее возраст доказывался более крутыми контактами относительно трахитоидности хибинита. Большая её часть не выходит на поверхность, и геофизическими методами наибольшая мощность (1000–1500 м) фиксируется на юге массива под горой Айкуайвентчорр. В составе Гольцовской интрузии, протяженностью 15 км, установлена брекчия перидотитов, оливинитов, ийолиты и мельтейгиты с апатито-сфеновой минерализацией, шонкиниты и ромбен-порфиры, сцементированные урритами, ювитами и нефелиновыми сиенитами. В составе Имандровской интрузии установлены микрогаббронориты, ийолиты, мельтейгиты, оливиновые шонкиниты и среднезернистые нефелиновые сиениты. Авторы предположили, что рихчорриты являются верхней частью расслоенного дифференцированного комплекса, кристаллизовавшегося сверху вниз, что, якобы, доказывается постепенными их переходами к урритам через ювиты.

К сожалению, проведенные методом десантирования геолого-геофизические работы О.Л. Сняtkовой с соавторами, без всякого обсуждения проигнорировавшие предыдущие геологические данные, практически не сопровождались минералого-петрологическими исследованиями, что заставляет глубоко сомневаться в предложенной ими интерпретации. Разбуренные геофизические аномалии далеко не всегда можно отождествить с продуктивными ийолит-мельтейгитами, частично они оказались ксенолитами фенитизированных роговиков основного состава (например, «маловудьяврский блок») или ромбен-порфирами, фонолитами и плотными мелкозернистыми нефелиновыми сиенитами. Объединение пяти интрузий со столь различными породами в одну интрузивную фазу не выдерживает никакой критики. По-

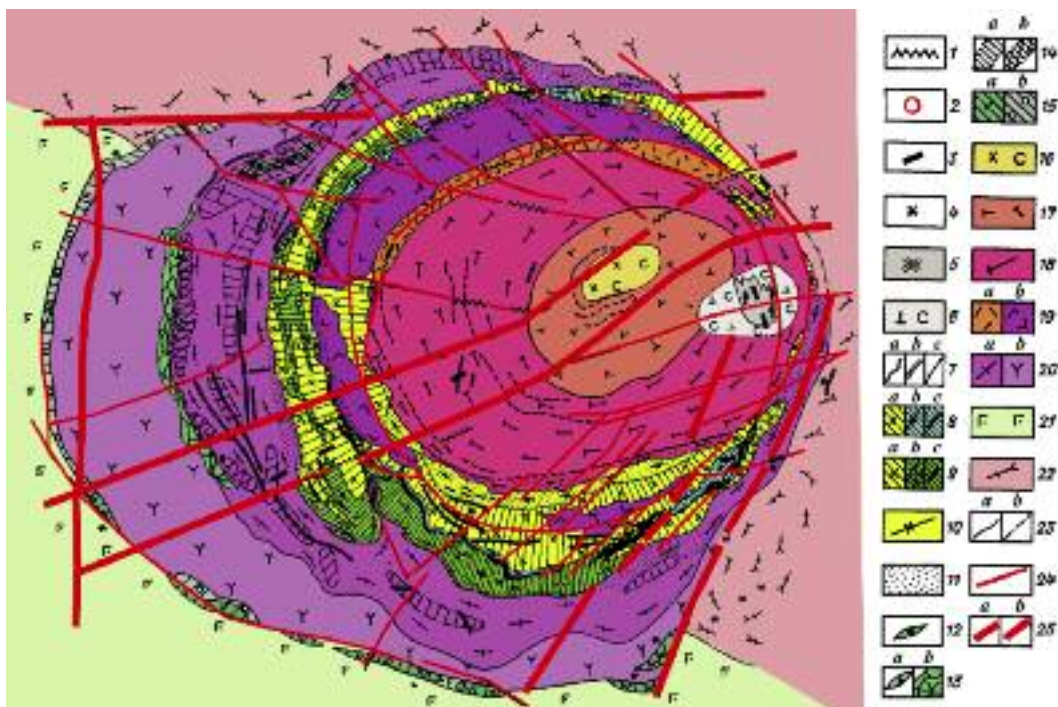


Рис. 2. Геологическая схема Хибинского массива, составленная по материалам геологического доизучения О.Л. Сняtkовой с соавторами (1986).

3-фаза – карбонатитовый комплекс: 1 – катаклазиты и брекчи; 2 – взрывные брекчи с цементом пикритового порфирита (трубка взрыва); 3 – пикритовые порфириты, мончикиты, альнеиты и др. (гайки); 4 – ультраосновные породы (мелкие тела и гайки); 5 – карбонатиты и альбититы; 6 – предполагаемые карбонатные и карбонатно-силикатные породы с содовой минерализацией и содаситсодержащие нефелиновые сиениты.

2-фаза – комплекс нефелиновых сиенитов-уртитов-ийолитов-мельтейгитов: 7 – жилы и гайки (а – апатито-нефелиновые и апатито-сфеновые руды, б – габбро-эссекситы, луявриты, уртиты, ийолиты, мельтейгиты, с – метасоматиты меланократовые, а также сиенит-метасоматиты).

Главная продуктивная интрузия: 8 – вторая субфаза (а – рисчорриты, б – уртит-ийолит-мельтейгиты, с – апатито-нефелиновые руды); 9 – первая субфаза (а – рисчорриты, б – уртит-ийолиты, с – апатито-сфеновые руды); 10 – рисчорриты гнейсовидные; 11 – породы зоны контакта Главной интрузии, кристаллизующиеся из палингенных и гибридных расплавов. Сателлитовые тела и апофизы Главной интрузии: 12 – Путеличоррская интрузия: ийолиты, мельтейгиты с апатито-сфеновой минерализацией и другие породы; 13 – Гольцовская интрузия (а – ийолиты, мельтейгиты с апатито-сфеновой минерализацией, б – крупноглыбовая брекчия, состоящая из обломков мезо-меланократовых пород и ювтового цемента); 14 – локальные положительные гравиметрические аномалии, фиксирующиеся на глубине (а – породы Путеличоррской интрузии, б – породы Гольцовской интрузии); 15 – Имандровская (периферическая) интрузия (а – микрогаббро-нориты, ийолиты, мельтейгиты, оливиновые шонкиниты, б – среднезернистые нефелиновые сиениты).

1-фаза – комплекс слабодифференцированных нефелиновых сиенитов: 16 – фойлиты пироксеновые, содалит-канкринитовые, «рисчорритоподобные»; 17 – фойлиты массивные с серым полевым шпатом; 18 – фойлиты трахитоидные с белым полевым шпатом; 19 – лавочорриты (а – «фойлитоподобные» альбитизированные; б – «хибинитоподобные» – измененные, претерпевшие частичное повторное плавление); 20 – хибиниты (а – трахитоидные, б – массивные).

Породы обрамления: 21 – осадочно-вулканогенные породы Имандра-Варзугской зоны с интрузиями измененных габброидов; 22 – гнейсы Кольской серии с интрузиями плагиогранитов-диоритов; 23 – границы между разновозрастными образованиями (а – установленные, б – предполагаемые). Разрывные нарушения: 24 – продольные, диагональные и поперечные нарушения, связанные со становлением пород 3-й и 2-й фаз; 25 – глубинные разрывы, проявленные в породах фундамента и массива (а – с наклонным сместителем, б – с вертикальным).

следующие геофизические работы, кстати, не подтвердили выводов О.Л. Сняtkовой (Арзамасцев, Глазнев, 2004). Вместе с тем, опубликованная карта суммирует многие новые полученные к этому времени геологические данные и широко используется рядом исследователей, как наиболее поздняя, «современная». Именно это заставляет нас уделить ей столько внимания.

3. В результате продолжавшихся детальных работ по поиску и разведке новых апатитовых залежей, которые сопровождалась глубинным структурным и поисково-разведочным бурением, проведенным геологами Хибиногорской партии Мурманской экспедиции ПГО Севзапгеология (В.П. Павлов, И.И. Перекрест, В.В. Смирнов и др.), в нефелиновых сиенитах были выявлены многочис-

ленные ксенолиты самых разнообразных пород. На глубине между трахитоидными хибинитами и рисчорритами был установлен гигантский «маловудьяврский блок» ороговикованных пород основного состава, возможно, протерозойской серии имандра-варзуга. В долине р. Лутнеманийок подсечена прикорневая часть ксенолита ромбен-порфира и сосуществующих мелкозернистых нефелиновых сиенитов «Западной дуги» (отнесенных С.И. Заком с сотрудниками к «ловозерской свите»), подтверждено наличие в этих ксенолитах щелочно-ультраосновных пород, найденных ранее в пределах Хибин А.В. Галаховым (1966; 1975), и эти же породы были установлены бурением на севере «Западной дуги» в районе Путеличорра. Ксенолиты ромбен-порфира найдены нами и в льявочорритах на Восточном перевале Рисчорра (Боруцкий, 1988). Наконец, А.И. Серебрицкий и другими (1990) в центральной части депрессии Хибинского массива, занятой фойяитами, установлено широкое распространение палеовулканитов и осадочных пород, на основании чего ими был сформулирован вывод о палингеном образовании нефелиновых сиенитов и других пород Хибин. Все это указывает на интенсивный захват нефелиновыми сиенитами в виде ксенолитов в прикровлевой части плутона разнообразных более древних пород, часть из которых рассматривалась ранее как интрузии, прорывающие нефелиновые сиениты.

4. Возникли претензии к интерпретации полосчатости и трахитоидности пород, рассматривавшихся Н.А. Елисеевым (1953) как результат внедрения расплава с глубины вдоль кольцевых разломов. Так, Г.М. Вировлянский (1996), наблюдая ориентировку полосчатости и трахитоидности вблизи крутых разломов, показал, что она направлена не снизу вверх, как должно было бы быть при истечении магмы с глубины, а, наоборот, сверху вниз, что указывает на задиранье этих элементов при опускании центрального блока пород вниз, по-видимому, еще в пластичном состоянии. Расчеты Г.М. Вировлянского показали, что породы, слагающие Хибинский плутон, в целом, опущены в кальдере проседания на 1.5–2 км по ряду цилиндрических разломов, наиболее мощные из которых локализованы между вмещающими породами рамы и массивными хибинитами (сейчас их выделяют как грубозернистые трахитоидные хибиниты), а также между массивными и трахитоидными хибинитами, что объясняет захват в виде

огромных ксенолитов разнообразных древних пород кровли.

5. Получены принципиально новые данные о природе, составе и строении пород «Центральной дуги». Еще Н.А. Елисеевым (Елисеев и др., 1939) была установлена их расслоенность, но, к сожалению, этот факт не был достоин внимания. В результате детального бурения геологами Хибингорской партии было установлено, что надрудная и подрудная толщи мельтейгит-уртитов представляют собой *единый* ритмично расслоенный дифференцированный комплекс мелко-среднезернистых трахитоидных (скорее, гнейсовидных – Б<sup>3</sup>.) мельтейгит-ийолит-уртитов (Титов и др., 1970). Этот вывод чудесным образом совпал с переводом книги Л. Уэйджера и Г. Брауна (1970) о расслоенных изверженных породах и не мог не привлечь к себе внимания ряда исследователей, которые поспешили дать этому факту объяснение.

С.М. Кравченко с сотрудниками (1976; 1979<sub>1</sub>; 1979<sub>2</sub>; 1980; 1981; 1985) пришли к выводу, что дифференциация расплава на мельтейгиты, ийолиты и уртиты происходила уже после внедрения щелочно-ультраосновной интрузии в окружающие нефелиновые сиениты «in situ», путем кристаллизационной или гравитационно-кристаллизационной дифференциации. По распределению Sr и REE в акцессорном и рудном апатите, сфене и пироксене и V в титаномагнетите была выявлена скрытая расслоенность пород, выражающаяся в последовательном обогащении минералов микроэлементами от лежащего к висящему боку толщи, что должно указывать, по мнению этих авторов (естественно, если система закрытая), на последовательную кристаллизацию мельтейгит-уртитовой интрузии снизу вверх (а не сверху вниз, как обычно – Б.). Исследователей не смущало, что слоистость в этих породах лежит не горизонтально, как это обычно имеет место в расслоенных породах, а падает к центру массива под углом от 15–30° до 40–50°, полагая, что это нарушение вызвано последующим опусканием вдоль кольцевого разлома. В заключительной работе (Кравченко и др., 1985) авторы привели дополнительные данные о последовательном обогащении снизу вверх сфена Nb и Zr, нефелина Ga, титаномагнетита Fe, при обеднении его Ti и V (в отличие от предыдущих данных), а также об обеднении ванадием пироксена, что позволило авторам «уверенно» объединить все породы от I субфазы к III в «единую петрогенетическую систему» и (используя модель направленной кристалли-

<sup>3</sup> – Примечание автора настоящей статьи.

зации), рассчитать «комбинированные коэффициенты распределения» для данных элементов с учетом (как пишут авторы) «трендов эволюции апатитовых расплавов» и изменения их активности в соответствии с принципом Д.С. Коржинского (1960) о кислотно-основном взаимодействии компонентов в расплавах. Однако при этом было установлено странное выпадание из данной последовательности массивных уртитов II субфазы. Авторы объяснили это резким изменением физико-химических условий во время кристаллизации фосфатно-силикатного расплава, сформировавшего апатит-нефелиновые рудные тела, из-за относительного обогащения его стронцием и редкоземельными элементами, что привело к временному обеднению этими элементами минералов, образующихся в ходе последующей кристаллизации уртитового расплава.

К сожалению, данные исследователи соотнесли полученные ими данные с «условным» обобщенным разрезом мельтейгит-уртитовой толщи, объединяющим как дифференцированные мелко-среднезернистые «трахитоидные» мельтейгит-уртиты, так и формирующиеся в них массивные грубозернистые уртиты, и не учитывали выпадения в тех или иных конкретных разрезах через толщу ряда разновидностей этих пород, что в какой-то мере обесценивает найденные закономерности.

Работавший в северо-западном секторе ийолит-уртитовой дуги В.И. Ноздря (1978) установил, что суммарная мощность расслоенных пород ~1000 м. Он выделил в *верхней зоне* пять горизонтов, из них 2-й и 4-й (снизу вверх) — менее мощные (~35 и 35–45 м соответственно), но более дифференцированные, с тремя ритмами, в каждом из которых (снизу вверх) лейкократовые трахитоидные уртиты сменяются ийолитами, а затем меланократовыми мельтейгитами (что странно для образований, возникших при гравитационном разделении — Б). Показано, что кроме пироксеновых пластов широко распространены амфиболовые и лепидомелановые, а кроме сфеновых слоев — титаномagnetитовые. В *нижней зоне* (~600 м) он выделил 3 горизонта: мелкозернистые трахитоидные ийолиты сменяются трахитоидно-порфиридовидными, а те — вновь трахитоидными ийолит-уртитам. *Средняя зона* сложена в этом районе в основном грубозернистыми уртитам и апатит-нефелиновыми породами, но среди массивных грубозернистых уртитов наблюдались пропласты мелкозернистых мельтейгит-уртитов, как лейкократовых, так и мела-

нократовых (в нижней части зоны, ~50–200 м), а под сетчатыми и линзовидно-полосчатыми апатитовыми рудами установлены не грубозернистые уртиты (как принято считать), а линзовидно-полосчатые ийолит-уртиты (с линзочками мелкозернистого ийолита в среднезернистом уртите), обогащенные апатитом, что может служить доказательством преобразования мелкозернистых «трахитоидных» ийолит-уртитов в грубозернистые массивные уртиты.

Детальное повторное минералого-петрологическое изучение мельтейгит-уртитов «Центральной дуги», выполненное Т.Н. Ивановой и А.А. Арзамасцевым с соавторами (Арзамасцев, Кондратович, 1978; Арзамасцев, Иванова, 1985; Арзамасцев и др., 1987), показало, что породы мельтейгит-уртитовой толщи на основании химического состава порообразующих минералов и структурно-текстурных особенностей могут быть уверенно разделены на два комплекса: ранних, дифференцированных мелко-среднезернистых трахитоидных мельтейгит-уртитов и поздних грубозернистых массивных уртитов, причем последние могут быть объединены в один комплекс с близкими по химизму, структуре и типоморфным особенностям минералов полевошпатовыми урритами, ювитами и рисчорритами. Если первые из них близки к обычным щелочно-ультраосновным породам, хотя и в наибольшей степени обогащены натрием и железом (с высокими коэффициентами апатитности), то вторые — специфические полевошпатсодержащие гигантозернистые породы, со своеобразной пойкилитовой структурой, существенно обогащенные калием и кремнием. Данные авторы рассматривают их как последовательно внедрившиеся интрузивные породы, сформировавшиеся в самостоятельном магматическом очаге путем направленной кристаллизационной дифференциации: грубозернистые уртиты → полевошпатовые уртиты → ювиты → рисчорриты, в соответствии с экспериментальными данными Л.Н. Когарко с соавторами (1984), по которым мельтейгит-уртитовый расплав в ходе кристаллизации эволюционирует в сторону обогащения остаточной жидкости полевошпатовым (альбитовым, так как данная система натриевая — Б.) компонентом. Сомнительно, однако, что это могло привести к образованию столь огромного объема расплава, из которого сформировались рисчорриты, состоящие в основном из полевого шпата, к тому же, не альбита, и не калиево-натриевого, а практически чисто калиевого.

Согласно А.А. Арзамасцеву с соавторами (1987), в обобщенном разрезе расслоенных мельтейгит-уртитов выделяются три зоны. *Верхняя зона* — среднезернистые трахитоидно-порфиroidные (с вкрапленниками нефелина) мезократовые (полевошпатсодержащие) ийолиты (пачка IA) (~150 м) и мелкозернистые трахитоидные мезократовые сфеновые ийолиты (пачка IB) (~40–80 м). *Средняя зона* (~150–180 м) — четыре пачки (II A–Г), две из которых (IIA и IIG) наиболее дифференцированы с ритмами (снизу вверх) линзовидно-полосчатого (с линзочками ийолита) и такситового (прорастание нефелина и пироксена) мельтейгита, сменяющегося равномернозернистым мельтейгитом, постепенно переходящим в мезократовый ийолит и затем в трахитоидно-порфиroidный уртит, а две пачки (IIB и IIV) — менее дифференцированы и состоят из среднезернистых трахитоидно-порфиroidных и мелкозернистых трахитоидных мезократовых ийолитов. *Нижняя зона* (~200–250 м) — среднезернистые (пачка IIIA) и мелкозернистые мезократовые (полевошпатсодержащие) ийолиты (пачка IIIB).

Минералогическое картирование, специально проведенное нами через мельтейгит-уртитовую толщу в одном из разрезов («7а») вдали от апатит-нефелиновых залежей, показало однако, что тенденции в изменении содержания Са, Mg и Na в породообразующих пироксене и К и Na в нефелине в *средней зоне* (наиболее обогащенной уртитам) отличаются от таковых в *верхней* и *нижней*, что не нашло еще должного объяснения (Боруцкий, 1997; 2004)<sup>4</sup>.

Идеи кристаллизационной дифференциации, объясняющие повсеместно наблюдаемую неомогенность хибинских пород, в это время захватили многих исследователей. А.В. Галахов (1985), наблюдая пологую слоистость (трахитоидность) пород относительно крутых контактов субинтрузий в массиве, пришел к выводу об их образовании в результате многостадийной магматической и кристаллизационной дифференциации. На основе этой идеи некоторые авторы пытались объяснить и слабую фенитизацию окружающих пород в экзоконтактах массива (а не «сухостью» магмы — Б.), и резкость контактов между некоторыми их разновидностями, например, между рисчорритами, ийолит-уртитам и апатито-нефелиновыми породами, которые ранее рассматривались как «интрузивные» между разновозрастными интрузиями.

На возможную сингенетичность расслоенных пород в свое время указывал М.М. Калинин (1969). Предполагалось также, что на глубоких горизонтах расслоенной мельтейгит-уртитовой интрузии могут быть обнаружены слепые апатитовые рудные залежи, ассоциирующие с соответствующими дифференциатами этих пород.

6. Принципиально важно, что по данным бурения, проведенного геологами Хибинской партии, было установлено, что расслоенные породы мельтейгит-уртитовой толщи «Центральной дуги» выклиниваются с глубиной, так как повсеместно подстилается трахитоидными хибинитами, а с востока срезаются крутым контактом с лавчорритами. То есть данная толща, скорее всего, не является *интрузией*, а захвачена нефелиновыми сиенитами в виде гигантского дугообразного ксенолита (или реликта), аналогичного по своей геологической позиции ксенолиту палеовулканитов и щелочных ультрамафитов «Западной дуги», лежащему на грубозернистых хибинитах и срезаемому среднезернистыми трахитоидными хибинитами. Выклинивание толщи мельтейгит-уртитов с глубиной подтверждено также геофизическими данными А.А. Арзамасцева и В.Н. Глазнева (2004). Эти данные снимают державшееся долгие годы противоречие, что в Хибинах, в отличие от всех остальных щелочных массивов мира, мельтейгит-уртиты формировались, якобы, позже нефелиновых сиенитов.

7. Что касается грубозернистых образований «Центральной дуги» — грубозернистых и пегматоидных массивных уртитов, полевошпатовых уртитов, ювитов и рисчорритов, существенно обогащенных калием, то, отдавая дань детальности их изучения рядом петрологов (Галахов, 1959; Иванова, Арзамасцев, 1985; Арзамасцев и др., 1987; Коробейников, 1990; Козырева и др., 1990), невозможно согласиться с их интерпретацией этих пород как интрузивных образований. Еще в 40-годы С.М. Курбатов (1948), изучая Кукисвумчоррское апатитовое месторождение, установил, что апатит образуется метасоматическим путем в результате избирательного замещения пироксена ийолитов (как богатой кальцием фазы — Б.). С этим фактически согласилась Т.Н. Иванова (1968), хотя «заменила» «метасоматизирующий» раствор на особую, весьма подвижную, легко проникающую сквозь твердую породу, жидкую «апатито-

<sup>4</sup> — Полученные данные отражены в тексте докторской диссертации автора (Боруцкий, 1997) и фрагментарно в ряде статей, так как наша монография, специально посвященная минералогическому картированию мельтейгит-уртитов в Хибинском массиве, из-за финансовых трудностей в ИГЕМе в годы «перестройки» не была издана, хотя прошла редакционную правку и была уже набрана в издательстве «Наука».

вую» магму. Исследования Л.Л. Солодовниковой (1959) на том же месторождении показали, что пойкилитовые «нефелиновые сиениты» (рисчорриты) также сформировались метасоматическим путем в результате последовательной калишпатизации массивных уртитов с образованием цепочки метасоматитов: полевошпатовые уртиты → ювиты → рисчорриты. С этим согласились и «участковые» геологи, работавшие на этом месторождении (Руденко, Кузнецов, 1984; Титов, Кузнецов, 1985). Выяснилось также, что замещаемые массивные уртиты тоже, по-видимому, имеют постмагматическое происхождение, поскольку формируются в результате перекристаллизации мелко-среднезернистых «трахитоидных» уртитов дифференцированной мельтейгит-уртитовой толщи (Руденко, 1964; 1965; Титов и др., 1971; Руденко, Кузнецов, 1984).

И.П. Тихоненков (1963) также выступил с метасоматическими представлениями, но более глобального масштаба (противоречащими однако вышеприведенной гипотезе), в соответствии с которыми по обе стороны от глубинного кольцевого разлома в районе «Центральной дуги» хибиниты и фойиты в результате наложенной ортоклазизации были преобразованы в хибинитоподобные и фойитоподобные лямчорриты, а затем в рисчорриты, а вынесенный натрий «перееотложился» в виде зон альбитизации и натролитизации. При последующем прогрессивном развитии данного процесса в осевой части разлома возникли ийолит-уртиты и апатит-нефелиновые залежи. Рисчорритизация нефелиновых сиенитов действительно имеет место, наблюдалась и нами, но проявлена в ограниченном масштабе (Боруцкий и др., 1975; Костылева-Лабунцова и др., 1978; Боруцкий, 1988).

Учитывая проявление в экзоконтактах массива и в захваченных внутри него ксенолитах гранито-гнейсов и ороговикованных метаморфических сланцев процессов фенинизации (Горстка, 1963; 1969; 1971; Тихоненкова, 1967), на основании данных бурения в «Центральной дуге» массива (Перекрест, Смирнов, 1985) И.А. Зотовым (1989) была предложена гипотеза о фенинизации ксенолита дифференцированных мельтейгит-уртитов под влиянием высокотемпературных флюидов, отщепленных от нефелин-сиенитовой магмы (метасоматиты магматической стадии). Как известно, направленность преобразований пород щелочно-основного состава в сторону нефелинового сиенита в этом процессе полностью соответствует тому, что

сейчас обозначается как *фенинизация* (Бардина, Попов, 1991).

На рис. 3 показан разрез через ксенолит расслоенных мельтейгит-уртитов с наложенными на них грубозернистыми метасоматитами, составленный на основе материалов бурения Хибиногорской партии (разрез «7а»). Можно видеть, что мельтейгит-уртиты расслоенной толщи не только подстилаются трахитоидными хибинитами, но и пересекаются их апофизой, а с востока толща круто сечется лямчорритами. Мельтейгит-уртиты отделяются от нефелиновых сиенитов и рисчорритов полосой лувярит-малиннитов, которые прослеживаются и внутри толщи вдоль слоев меланократовых ийолитов и мельтейгитов. В скважине 541 установлены проникающие в толщу апофизы меланократового лямчоррита и жилы эгирин-полевошпатовых пегматитов с эвдиалитом. Интересно также, что в опущенном вниз отторженце рисчорриты сменяются ювитами, затем своеобразными «уррито-хибинитами» с  $K,Na$ -полевым шпатом, отделенными от нефелинового сиенита фенинизированным хибинитом (а не лувяритом — Б.), и в обоих телах присутствуют линзочки тонкозернистых кальсилит-ортоклазовых симплектитов. Подобное строение характерно и для других разрезов через продуктивную толщу.

Эти наблюдения указывают на сложный характер взаимоотношений более древних пород мельтейгит-уртитовой толщи с окружающими нефелиновыми сиенитами в зависимости от химического их состава, структурно-текстурных особенностей, удаленности от контакта, тектонической обстановки, что определяет интенсивность и стадийность процесса фенинизации и тип образующихся фенитов.

8. Высказана и гипотеза, альтернативная идеи фенинизации. Обнаружение в районе Тулийлукта карбонатитов (Минаков и др., 1981; Дудкин и др., 1984; Сняtkова и др., 1984) вкуче с выявленными ранее А.В. Галаховым (1966) ксенолитами щелочно-ультраосновных пород в нефелиновых сиенитах на южных эндоконтактах массива, в пределах «Западной дуги», сложенной ромбен-порфирами, а также на её продолжении к северу при бурении в районе Путеличорра, показывает, что в Хибинском плутоне присутствуют породы, относящиеся к щелочно-ультраосновной формации, сопровождающиеся карбонатитами, трубками взрыва, дайками лампрофиров, тингуаитов и щелочных трахит-порфиров. На этом основании О.Б. Дудкин с соавторами (1986) предложили ори-

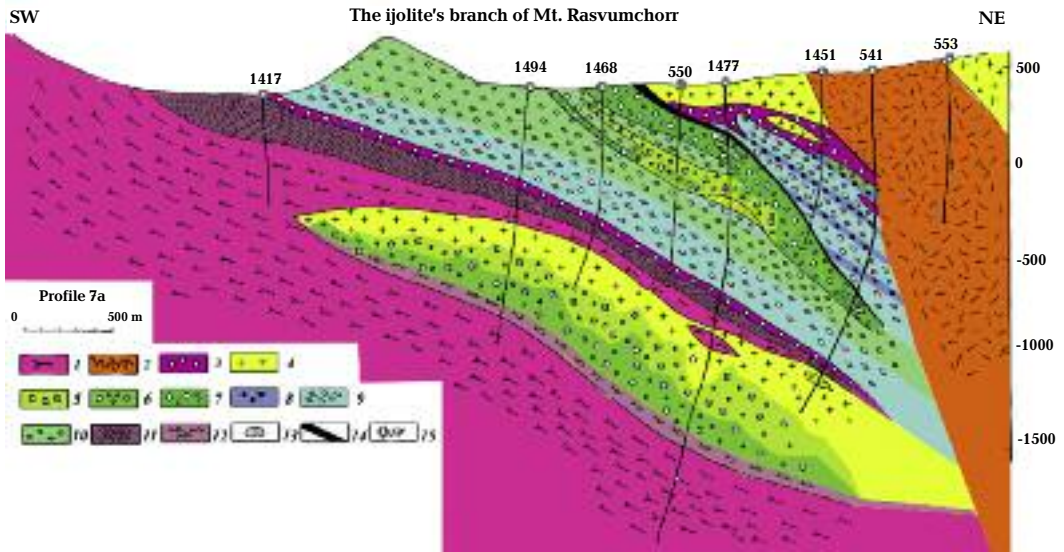


Рис. 3. Профиль («7а») через толщу мельтейгит-ийолитов-уртитов-ювитов-рисчорритов в районе Ййолитового отрога Расвумчорра (на фланге апатитового месторождения), составленный на основе данных Хибинской ГРП Мурманской ГРЭ ПГО «Севзапгеология» и позволяющий утверждать, что породы «Центральной дуги» подстилаются и срезаются нефелиновыми сиенитами, то есть не являются интрузией внедрения, а аналогичны по геологическому положению ксенолиту палеовулканитов «Западной дуги» массива. По Б.Е. Боруцкому (1997; 2010).

1 – подстилающие трахитоидные хибиниты; 2 – лавчорриты, срезающие мельтейгит-уртитовую толщу; 3 – малиниты и лувяриты, развитые на контактах мельтейгит-уртитовой толщи; 4 – рисчорриты; 5 – ювиты; 6 – полевшпатовые «уррито-хибиниты»; 7 – грубозернистые массивные уртиты, подстилающие рудную толщу; 8-10 – мелко-среднезернистые гнейсовидно-трахитоидные мельтейгит-ийолит-уртиты дифференцированной толщи: 8 – «трахитоидные» мельтейгиты, 9 – «трахитоидные» ийолиты, 10 – «трахитоидные» мелкозернистые и порфириовидные уртиты; 11 – приконтактные мелкозернистые фенитизированные нефелиновые сиениты; 12 – фенитизированные хибиниты; 13 – линзовидные обособления ортоклаз-кальсилитовых симплектитов; 14 – апатито-нефелиновое рудное тело; 15 – буровые скважины, пройденные через данную толщу.

гинальную гипотезу образования хибинских апатитовых месторождений в процессе ассимиляции, частичного плавления, перекристаллизации и замещения ийолит-уртитов ранее существовавшего в пределах Хибин гипотетического щелочно-ультраосновного массива под воздействием на эти породы нефелин-сиенитовой магмы. Фосфор при этом мог переноситься в тектонически подготовленные для этого участки пород. Данные авторы указывают, что наиболее ранними апатитовыми рудами являются линзовидно-полосчатые их разновидности, по отношению к которым и массивные уртиты, и ювиты, и рисчорриты являются более поздними образованиями, так как брекчируют их и содержат в виде угловатых ксенолитов.

Однако позднее О.Б. Дудкин с соавторами (1988) пришли к выводу о более древнем возрасте хибинских мельтейгит-уртитов относительно нефелиновых сиенитов и возможном их генезисе в результате преобразования реликтов щелочно-ультраосновных пород под влиянием нефелин-сиенитовой магмы. Была показана также идентичность геологической

позиции пород «Центральной» и «Западной» дуги. Авторы сделали вывод об эволюции магматизма в Хибинах от ультраосновного к фидолитовому, затем к нефелин-сиенитовому, а затем, на заключительных стадиях – вновь к щелочно-ультраосновному (образование карбонатов, даек, трубок взрыва). В качестве аргументов возможного преобразования щелочно-ультраосновных пород в мельтейгит-уртиты хибинского типа авторы приводят сходство химических составов нефелинов, пироксенов и апатитов между ийолит-уртитами и апатит-нефелиновыми породами Хибин, с одной стороны, и щелочно-ультраосновными породами, с другой, а также наличие в хибинских апатито-нефелиновых рудах акцессорного перовскита, типичного для скарнированных и перекристаллизованных пород ультраосновных массивов. Расчеты показывают (Дудкин, 1977), что при исходном среднем содержании в породах гипотетического щелочно-ультраосновного массива элементарного фосфора 0.57 мас.% путем его перераспределения в современном объеме хибинских ийолитов-уртитов-ювитов

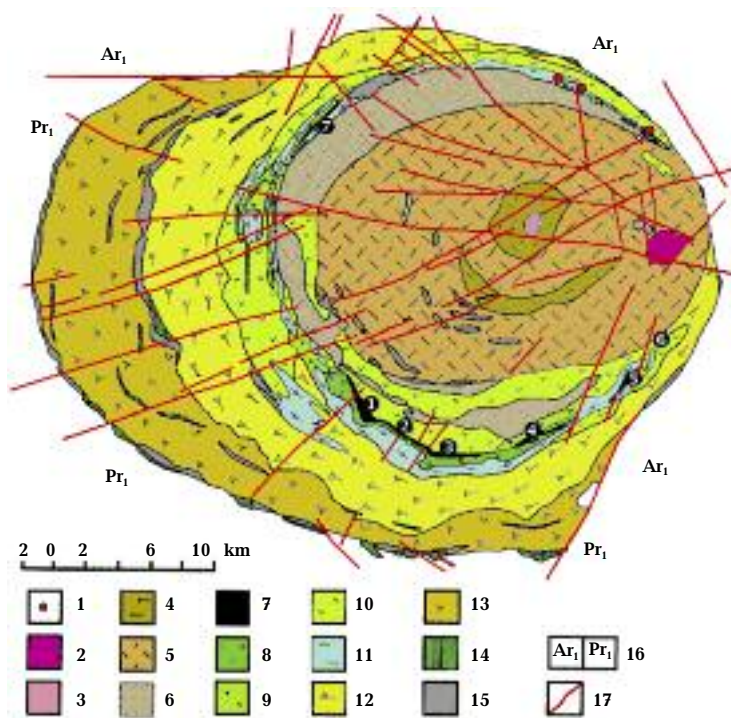


Рис. 4. Схема геологического строения Хибинского массива, составленная на основе карты МГРЭ ПГО «Севзапгеология». По А.А. Арзамасцеву и В.Н. Глазневу (2004).

1 — трубы взрыва; 2 — карбонаты; 3 — пуласскиты; 4 — фойяиты массивные; 5 — фойяиты трахитоидные; 6 — нефелиновые сиениты неравномернозернистые (лявохорриты); 7 — апатито-нефелиновые руды; 8 — уртиты массивные; 9 — ювиты массивные; 10 — К-нефелиновые сиениты (рискохорриты); 11 — мельтейгиты, ийолиты; 12 — нефелиновые сиениты (хибиниты) трахитоидные; 13 — нефелиновые сиениты (хибиниты) массивные; 14 — перидотиты, пироксениты, меллитолиты; 15 — фениты зоны контакта; 16 — докембрийские породы фундамента; 17 — разрывные нарушения.

Цифрами обозначены главные апатитовые месторождения:

1 — Кукисвумчорр (рудник им. С.М. Кирова); 2 — Юкспор; 3 — Расвумчорр (в том числе плато Расвумчорра); 4 — Коашва; 5 — Ньорпах; 6 — Олений ручей; 7 — Партомчорр.

можно сформировать апатитовые месторождения с содержанием его около 8 мас. % (14%  $P_2O_5$ ). Напомним, что с аналогичной гипотезой генезиса мелкозернистых меланократовых мельтейгит-уртитов за счет преобразования древних щелочных ультрамафитов под влиянием нефелин-сиенитовой магмы — их перекристаллизацией или фенитизацией (ийолитизацией, нефелинизацией), ранее выступал Л.С. Бородин (1971).

Таким образом, к настоящему времени о Хибинском массиве накоплены факты и сделаны выводы, которые нельзя больше игнорировать.

Заканчивая этот раздел, мы должны констатировать, что не можем согласиться с недавно изложенной интерпретацией вышеизложенных фактов, данной А.А. Арзамасцевым и В.Н. Глазневым (2004), и их концепцией формирования Хибинского массива. На рис. 4 представлена предложенная ими «современная» схема геологического строения Хибинского массива<sup>5</sup>, а на рис. 5 — гипотетическая модель его формирования. Если проявление щелочной вулканической активности на контакте архейского щита с палеорифтогенными образованиями пояса иманд-

ра-варзуга не вызывает возражений, хотя не понятно, почему это сразу приводит к формированию кальдеры проседания (рис. 5а), то внедрение щелочно-ультраосновных расплавов по её периферии (5b), срезаемое затем апатитовыми расплавами хибинитов (5с), никак не обосновано. Резкое же проседание кальдеры (не понятно, под чем — Б.) и заполнение всего объема ийолитами и мельтейгитами (5d) представляется фантастическим и не соответствует представленным авторами геофизическим данным (рис. 1). Последующее внедрение по коническим разломам в толще мельтейгит-уртитов, кальсилит-нефелиновых сиенитов, ювитов и апатитовых пород (5e) противоречит всем изложенным выше петролого-геологическим и минералогическим данным, а последующее взламывание центральной зоны с образованием новых конических разломов, не находящихся отражение на карте (рис. 4), замещение ранее образовавшихся пород внедренным фойяитовым расплавом (5f) и последующее внедрение карбонатитов и пуласскитов (5g) также следует как-то доказывать, особенно пуласскитов, природа которых представляется далеко еще не ясной.

<sup>5</sup> — В оригинале, возможно по редакционной оплошности, перепутаны обозначения для массивных и трахитоидных фойяитов: знак 5 должен соответствовать трахитоидным, а не массивным их разновидностям, а знак 4 — наоборот, массивным (в нашей статье это исправлено).

Мы продолжаем, по-прежнему, придерживаться изложенных ранее (Боруцкий, 1988; 1997) представлений о Хибинском массиве как о *вулcano-плутоническом комплексе*, с опущенными в кальдере проседания в прикровлевой его части многочисленными ксенолитами самых разнообразных пород, как вмещающей рамы, так и первоначальных стадий вулканизма, подвергшихся фенитизации под влиянием флюидов, отщепленных от нефелинсиенитовой магмы и эволюционирующих во времени при охлаждении. Именно это конкретное сочетание факторов и огромные размеры массива обусловили образование уникальной хибинской апатито-нефелиновой минерализации, не известной более нигде в мире. Правомочность этой концепции во многом доказывается с помощью рассматриваемых ниже минералогенетических индикаторов.

### Опыт использования морфологии, химического состава, особенностей кристаллической структуры и свойств породообразующих минералов как минералогенетических индикаторов условий образования и дальнейших преобразований пород Хибинского массива

Просим прощения за проведенный в минералогической работе подробный анализ имеющихся геолого-петрологических данных, но, как можно было видеть выше, представления о природе пород, слагающих Хибинский массив, и его геологической истории неоднозначны и противоречивы, и данный анализ представляется нам совершенно необходимым для понимания того, что, собственно, позволяют минералогенетические индикаторы уточнить, понять или переосмыслить. И, по нашему мнению, это можно сделать только при комплексном подходе, совместном анализе результатов геологических, петрологических и минералогических исследований.

Покажем лишь наиболее яркие примеры использования минералогических индикаторов для решения генетических вопросов, позволяющих реконструировать действительную геологическую историю Хибин. Универсальным минералогическим индикатором является щелочной полевой шпат, позволяющий воссоздать как условия кристаллизации пород, так и дальнейшую посткристаллизационную историю их существования. Чувствительными индикаторами оказались также фельдшпатоиды и акцес-

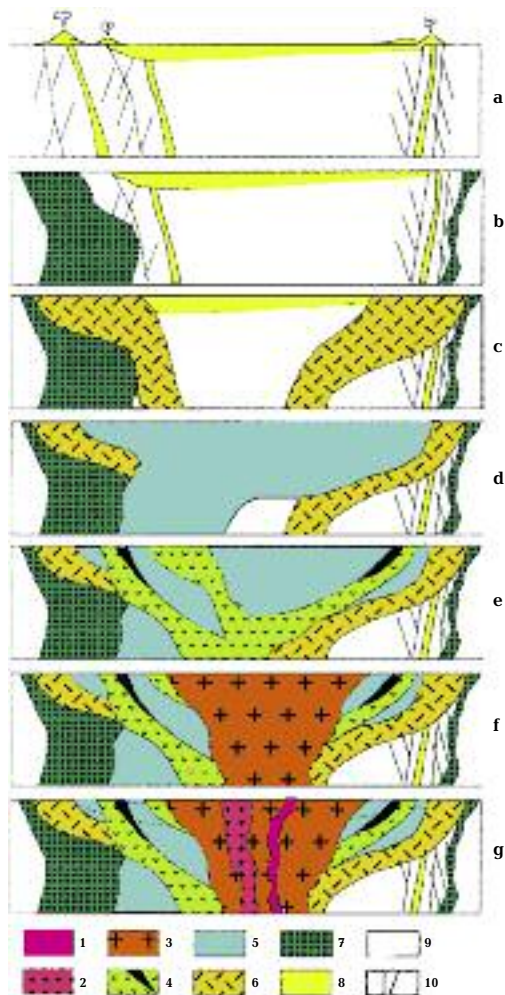


Рис. 5. Гипотетическая модель формирования Хибинского массива по А.А. Арзамасцеву и В.Н. Глазневу (2004).

1 – карбонаты; 2 – пирокситы; 3 – нефелиновые сиениты центральной части массива (фойяиты); 4 – кальцилит-нефелиновые сиениты, юветы, апатитовые породы; 5 – ийолиты, мельтейгиты; 6 – нефелиновые сиениты периферической части массива (хибиниты); 7 – оливиновые пироксениты, мелилитолиты; 8 – щелочные вулканы; 9 – докембрийский фундамент; 10 – разломы (последовательность реконструкций, обозначенных буквами а–г описывается в тексте).

сорные минералы сложного химического состава.

**1. Полевые шпаты как индикаторы палеовулканизма в Хибинском массиве.** Как известно, ромбен-порфиры «Западной дуги» первоначально рассматривались как поздняя интрузия, секущая хибиниты, и сопоставлялись с авгитовыми монцонитами района Осло – ларвикитами (Елисеев и др., 1939). Однако в ларвикитах высоконатриевый щелочной полевой шпат обрастает ядра плагноклаза

(Ofstedahl, 1948), а в хибинских породах плагиоклаза нет. Их нельзя отождествить с нордалкитами, в которых прямоугольные вкрапленники высоконатриевого крипто- или микропертита ассоциируют с высоконатриевым амфиболом и эгирином, отсутствующими в данной предполагаемой «интрузии». Да, это вовсе не интрузия, так как в пределах обнажений на горах Юмъечорр, Юдичвумчорр и Часначорр, объединенных в так называемую «Западную дугу» Хибинского массива, ромбен-порфиры наблюдаются в виде ксенолитов, сцементированных мелкозернистыми нефелиновыми сиенитами, висячем боку толщи и совместно с ксенолитами туфов и туфобрекчий фолонитового состава и авгитит-порфиринов в лежащем ее боку (Боруцкий, 1988). Вкрапленники полевого шпата в ромбен-порфирах, выделенных в ловозерскую свиту в Ловозере (Елисеев и др., 1937; Елисеев, 1946), также являются плагиоклазами. То есть хибинские «ромбен-порфиры», скорее всего, представляют собой лавовый поток или гипабиссальную интрузию в толще древних эффузивов, слагавших кровлю Хибинского субвулкана и сохранившихся в виде гигантского останца, погруженного в нефелиновые сиениты.

Минералогические данные подтверждают эту гипотезу (Боруцкий, 1988; 1997). Полевой шпат вкрапленников ромбен-порфира является наиболее натриевым в породах Хибинского массива:  $Ab_{58-62}Or_{40-36}An_2$  (ядро) и  $Ab_{56.6}Or_{42.5-43.5}An_1$  (периферия), с заметным содержанием железа (0.38–0.44 и 0.41–0.66 мас. %  $Fe_2O_3$  соответственно) и ассоциирует с высокотитанистым (Ti 0.34–0.41 а.ф.) флогопитом  $2M_1$  с магнезиальностью  $mg = 0.74–0.80$ . По структурному состоянию они являются санидин- или ортоклаз-криптопертитами ( $2t_1$  K-фазы = 0.48; 0.65; 0.68–0.71 с содержанием Na-компонента 11–12%, редко

до 23.5%;  $t_10$  Na-фазы = 0.951 – чистый низкий альбит).

K,Na-полевой шпат основной массы –  $Ab_{63}Or_{36}An_1$  (0.59 мас. %  $Fe_2O_3$ ) – ассоциирует с пироксеном  $Di_{65}Hd_{30}Ac_5$  ( $mg = 0.68$ ). Электронно-микроскопическое его изучение на JEM-100C (Трубкин, Боруцкий, 1993) показало, что он также является криптопертитом (рис. 6). При ориентации [010] кристалла вдоль пучка (на плоскость  $a^*c^*$  обратной решетки) наблюдались ламеллы ортоклаза и альбита толщиной 300–1000 Å, срастающиеся по  $(\bar{6}01)$  или  $(\bar{8}01)$ , что указывает на их полную когерентность и образование или по спинодальному механизму, или путем гомогенного зарождения, и, следовательно, на отсутствие заметной собирательной перекристаллизации продуктов фазового распада. В данном разрезе можно наблюдать только полисинтетические периклиновые двойники в Na-фазе (размеры двойников альбита 100–500 Å, в 2–3 раза меньше толщины ламелл). При ориентации [001] кристалла вдоль пучка (на плоскость  $a^*b^*$  обратной решетки) наблюдались полисинтетические двойники Na-фазы и по альбитовому закону. В некоторых случаях в этом разрезе видны еще более мелкие ламеллы ортоклаза и Na-фазы (~260 Å), несущественно превышающие период двойникового (~200 Å) с расщеплением рефлексов Na-фазы на картинах микродифракции до  $2.6^\circ$ , что соответствует углу  $\gamma' = 88.7^\circ$  и свидетельствует о сохранении в данных криптопертитах высокотемпературной неупорядоченной модификации альбита – анальбита (высокого альбита). Это почти невероятно, так как возраст данных палеовулканитов ~350–400 млн. лет. Однако, присутствие высокого альбита ( $t_10 = 0.355$ ,  $t_1m = t_20 = t_2m = 0.215$ ) в нашем образце хибинского ромбен-порфира подтверждено также рентге-

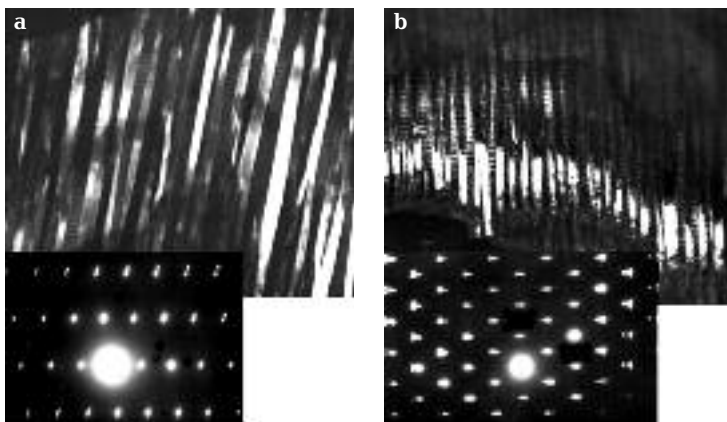


Рис. 6. Ортоклаз-криптопертиты из основной массы ромбен-порфира «Западной дуги» Хибинского массива, гора Юдичвумчорр. Темнопольное изображение при ориентации пучка  $g = 200$ . Электронный микроскоп JEM-100C. Аналитик Н.В. Трубкин. По Н.В. Трубкину и Б.Е. Боруцкому (1993):

а – ламеллы K-фазы (светлое) и сдвойникованная по периклиновому закону Na-фаза (серое), сопряженные по  $(\bar{6}01)$ ; ориентация кристалла [010] вдоль пучка;  
 б – ламеллы K-фазы (светлое) и сдвойникованная по альбитовому закону Na-фаза (серое); ориентация кристалла [001] вдоль пучка.

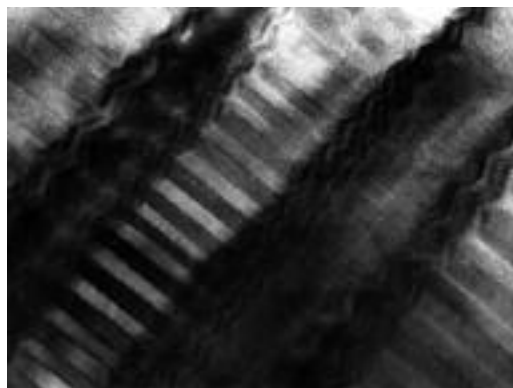
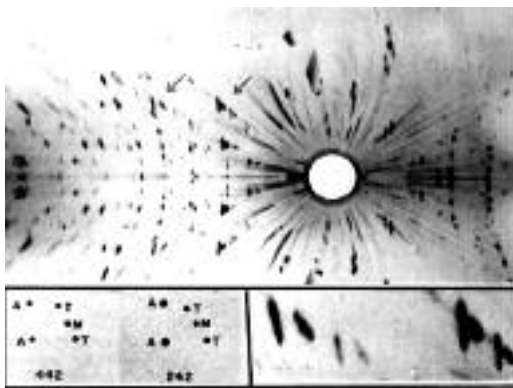


Рис. 7. Анортоклаз из пегматоидного обособления в ороговикованных палеовулканитах горы Юдживмчорр («Западная гора»). Рентгенограмма качания вокруг оси  $b^*$  (Си-излучение). Во врезках эталонная и полученная рентгенограммы с расщеплением рефлексов 442 и 242 Na-фазы, сдвинутой по альбитовому закону (два пятна А – А, слева) и К-фазы (три пятна Т – М – Т, справа), которые указывают на имевшее место при охлаждении незакаливающееся сдвиговое превращение из моноклинной симметрии в триклинную  $P2_1 \rightarrow C1$ . Размытость пятен на правой врезке для исследованного образца указывает на постепенность и длительность данного фазового превращения. По Б.Е. Боруцкому (1971; 1971; 1988).

Рис. 8. Анортоклаз из включения щелочного трахита в средней части дифференцированной мельтейгит-уртшовой толщи «Центральной дуги». Скважина 541, с глубины 1104 м. Электронный микроскоп JEOL + Hitachi. Разрез перпендикулярно (001). Увеличение  $\times 120000$ . Аналитик Н.Д. Захаров (ИКАН). По Н.И. Органовой с соавторами (1992).

новским путем проф. Р.Ф. Мартином (Университет МакГилл, Канада).

Изучение данных полевых шпатов, таким образом, однозначно указывает на быструю закалку неупорядоченного структурного состояния, что характерно именно для вулканогенных образований. Ближайшими аналогами хибинских ромбен-порфиоров являются исследованные нами для сравнения аналогичные образования в фонолитах вулканов Килиманджаро в Кении и Эребус в Антарктиде (Органова и др., 1992).

Нормативный суммарный состав ассоциирующих с ромбен-порфирами брекчий фонолита: 55 – 65% Fsp, 25 – 30% Neph, 2.5 – 3.0% Px, 1.5 – 3.0 Ol, что соответствует нефелиновому мелафонолиту. В меланократовом цементе: 60% Fsp, 20% Neph, 6.5% Px, 5% Ol. Лейкократовые фрагменты состоят из  $K, Na$ -полевого шпата  $Ab_{56-58}Or_{35-39}An_{0-5}Cn_1Sr-Fsp_{2-4}$ , нефелина  $Ne_{71-76}Ks_{15-18}Q_{7-9}An_{4-5}$ , эгирина-диопсида  $Di_{11-13}Hd_{12-14}Ac_{75}$  и редко гортонолита  $Fo_{26-33}Fa_{67-60}Mn-Ol_{16-7}$ . В меланократовом цементе:  $Ab_{46-56}Or_{38-51}An_5Cn_1Sr-Fsp_{2-3}$ ,  $Ne_{73-75}Ks_{16-17}Q_7An_2$ ,  $Di_{62}Hd_{14-12}Ac_{24-26}$ , соответственно; кроме того: гастингсит с  $mg = 0.51 - 0.57$  и биотит ( $mg = 0.61$ ) или флогопит ( $mg = 0.77 - 0.78$ ). Обращает на себя внимание  $Ca, Mg$ -состав темноцветных минералов, причем не исключено, что гастингсит образуется в результате ещё термального метаморфизма палеовулканитов, так как он образует в породе крупные скелетные метакристаллы. Однако в противоположность утверждению Р.П. Тихоненковой (1967), палеовулканиты

практически не фенитизированы, за исключением наиболее тонкозернистых туффилов, содержащих существенно более калиевый полевой шпат  $Ab_{25}Or_{72}Cn_3An_0$ , эгирина  $Di_{11-13}Hd_{12-14}Ac_{75}$ , ультращелочной арфведсонит ( $Na + K + Ca = 3.5$  а.ф.,  $mg = 0.40$ ) и типичные агпаитовые минералы – лампрофиллит и ринкит. Это позволяет нам согласиться с выводом Л.Н. Когарко (1977), что нефелин-сиенитовый расплав, поглотивший ксенолиты палеовулканитов, был относительно «сухим», закалился у контакта с инородным телом и существенно не прогрел захваченную породу. Образование же агпаитовой минерализации, вызвавшей частичную фенитизацию туффилов, связано с более поздним, по-видимому, автометасоматическим процессом.

В частично фенитизированных ороговикованных палеовулканитах иногда встречаются пегматитоподобные обособления с высококалийным анортоклазом, по рентгенограммам которого устанавливается при охлаждении незакаливающийся переход из моноклинной симметрии в триклинную (рис. 7). Анортоклаз ассоциирует с высококалийным нефелином и ультращелочным эднитом (с содержанием  $Ca + Na + K$  более 3 а.ф. – Б.). Все это указывает на существенно высококалийный характер хибинских палеовулканитов.

Интересно, что в скважине 541 внутри расслоенной толщи мельтейгит-уртитов «Центральной дуги» также был обнаружен анортоклаз. Он был установлен во включе-

нии щелочного биотит-анортоклазового (22.7% – 76.7% соответственно) трахита с необычной политипией слюды 3Tc (Боруцкий и др., 1987; Боруцкий, 1988), установленной ранее только в титановом оксибиотите из риодацитового лавового потока Руис Пик в Мексике (Takeda, Ross, 1975). Исследованный анортоклаз (рис. 8) оптически гомогенный, имеет существенно натриевый состав  $Ab_{74.5-56.2}Or_{17-35}An_{9-8}$  (в среднем  $Ab_{65}Or_{26}An_9$ ) с заметным содержанием Sr-минала (0.5 – 0.6 а.ф.), но практически без бария и железа. Состав Na-фазы  $Ab_{72}Or_{14}An_{15}$  (60% образца),  $\alpha^* = 86.14(18)^\circ$ ,  $\gamma^* = 90.22(21)^\circ$  соответствует низкому альбиту; состав K-фазы  $Ab_{55}Or_{45}$  (40%),  $t_1 = 0.50$  – санидину. Ширина ламелей 1500 – 2000 Å, со срастанием по  $(\bar{2}01)$  и  $(\bar{3}01)$ , ширина пластинок альбитовых двойников в Na-фазе 160 – 200 Å (Органова и др., 1992).

До сих пор в мельтейгит-уртитях «Центральной дуги» был установлен только наложный существенно калиевый полевой шпат, иногда с повышенным содержанием бария и железа. Необычно высокое содержание натрия, кальция и стронция, неупорядоченное структурное состояние калиевой фазы, зачаточные структуры фазового распада, а также ассоциация с необычной модификацией биотита указывают на реликтовый характер данного анортоклаза, и могут быть аргументом в пользу представлений о древнем возрасте дифференцированных мельтейгит-уртитов, вулканогенного или сопутствующего с палеовулканитами образования.

**2. K,Na-полевые шпаты как индикаторы условий формирования агпаитовой минерализации.** Более 94% Хибинского массива сложено нефелиновыми сиенитами. Согласно Л.Н. Когарко (1977), агпаитовый нефелин-сиенитовый расплав образуется как остаточный в результате кристаллизационной дифференциации мантийной щелочно-основной или щелочно-ультраосновной магмы; он «сухой» и имеет восстановительный характер, а характерная для Хибин агпаитовая минерализация возникла путем прямой кристаллизации из такого расплава, так как летучие компоненты растворены в нем и не отделяются в пневматолитовую фазу.

Изучение хибинских K,Na-полевых шпатов (Куплетский, 1931; Боруцкий, 1969; 1971<sub>1</sub>; 1971<sub>2</sub>; 1988; Костылева-Лабунцова и др., 1978) однако показало, что в нефелиновых сиенитах присутствуют два их типа: ортоклаз-криптопертиты и микроклин-микропертиты, вплоть до микроклин-макропертитов.

Структурно K-фаза ортоклаз-криптопертитов представлена в основном низким сани-

дином – высоким ортоклазом с  $t_10 (= t_1m) = 0.35 - 0.44$  в хибинитах,  $0.37 - 0.47$  в лавчорритах,  $0.40 - 0.45$  в фойяитах,  $0.31 - 0.42$  в луявритах (то есть с  $2t_1 = 0.62 - 0.94$ ). Углы оптических осей 2V дают 2 максимума:  $55 - 65^\circ$  ( $60^\circ$  в среднем), соответствующий «высокому ортоклазу» (~56% всех измерений), и  $68 - 73^\circ$ , соответствующий «промежуточному ортоклазу» (~19% измерений) (Боруцкий, 1997). Содержание Na-компонента в K-фазе, рассчитанное разными методами, в среднем:  $6.5-8.5 - 8.9-11.8 - 9.5-11.1 - 10.3-13.2\%$ , соответственно. Na-фаза представлена чистым альбитом. Суммарное содержание альбитовой фазы в пертитах варьирует в пределах 20 – 55 мас.% (Боруцкий и др., 1975). Такие полевые шпаты несомненно кристаллизовались непосредственно из щелочного расплава, на что указывает высокое содержание Na-фазы, морфология выделений (лейсты, определяющие трахитоидность породы) и относительно слабое преобразование последующими процессами (криптопертитовое строение, сохранение моноклинной фазы неупорядоченного «санидин-ортоклаза», заметная примесь в нем Na-компонента). Исследования по методике Дж.В. Смита и В.С. МакКензи (Smith, MacKenzie, 1955) показывают, что в рентгенограммах таких ортоклаз-криптопертитов отражения моноклинной фазы (единое пятно) сосуществуют с отражениями альбита, расщепленными на 4 рефлекса в положении альбит-периклиновых двойников, имитирующих первоначальную моноклинную симметрию, что указывает на кристаллизацию K,Na-полевого шпата в моноклинной форме (рис. 9a).

Микроклин-микро(макро)пертит наиболее широко распространен в грубозернистых и среднезернистых трахитоидных хибинитах, лавчорритах и трахитоидных амфиболовых фойяитах, но практически отсутствует в массивных пироксеновых фойяитах и луявритах. Структурно K-фаза соответствует максимально упорядоченному микроклину ( $t_10 = 0.87 - 1.00$ ),  $2V = 78 - 83^\circ$ , а содержание Na-компонента в ней 2.9 – 8.0%. На рентгенограммах качания (рис. 9b) отражения K- и Na-фаз всегда расщеплены по альбитовому закону. Аналогичные микроклин-пертиты еще более характерны для пегматитов нефелиновых сиенитов ( $t_10 = 0.93 - 1.00$ , 1.9 – 6.0% Na-фазы). Микроклин-пертиты имеют не только более «чистую» K-фазу, но и содержат меньше микропримесей, чем в ортоклаз-криптопертитах, в среднем:  $-0.17$  и  $0.22\%$  Ba,  $0.06$  и  $0.12\%$  Sr,  $0.07$  и  $0.13\%$  Ca соответственно при одинаковом содержании Fe –  $0.23$

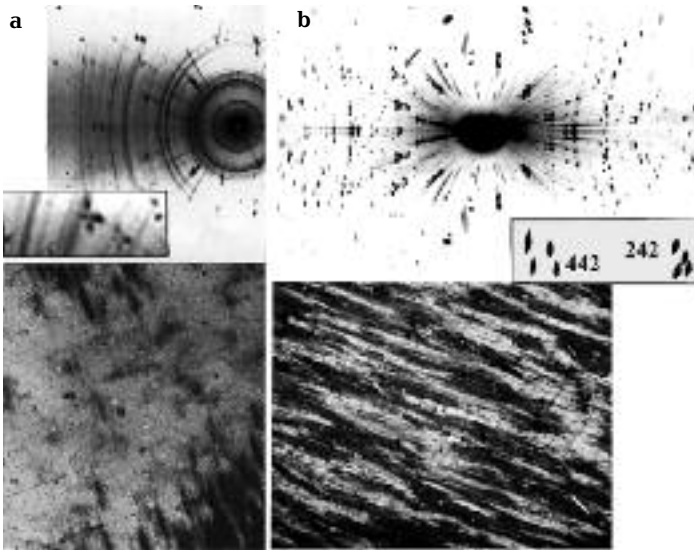
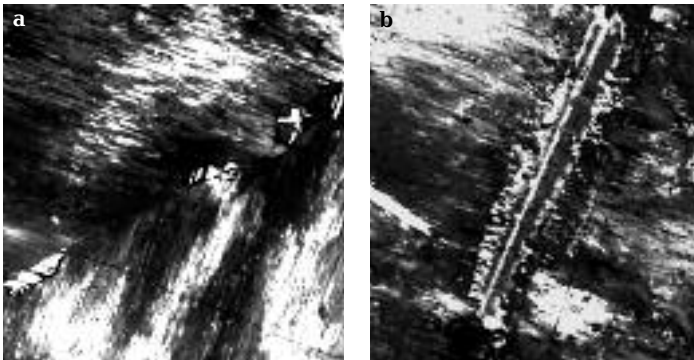


Рис. 9. Ортоклаз-криптопертиты и микроклин-микропертиты в нефелиновых сиенитах Хибинского массива. Микроструктуры и рентгенограммы качания вокруг оси  $b^*$  (неотфильтрованное  $Cu$ -излучение). По Б.Е. Боруцкому (1971; 1971; 1988): а — ортоклаз-криптопертит из ксенолита в дайке шонкинита на горе Юмьечорр (обр. 1064); увеличение  $\times 30$ ; на рентгенограмме: Na-фаза — низкий альбит, сдвойникованный по альбит-периклиновому закону (крестообразное расщепление на 4 пятна, слева), K-фаза ортоклаза (одно пятно, частично накладывающееся на ветвь креста, справа); б — микроклин-микропертит в трахитоидных хибинитах горы Юмьечорр (обр. 1066); увеличение  $\times 30$ ; на рентгенограмме и Na- и K-фазы сдвойникованы по альбитовому закону.

Рис. 10. Доказательства подвижности натрия в ходе собирательной перекристаллизации в микроклин-микропертитах. По Б.Е. Боруцкому (1986; 1988): а — эпитактическое нарастание новообразований полисинтетически сдвойникового альбита (как на подложку) на Na-фазу микропертита в той же закономерной ориентировке, что и продукты фазового распада в полевом шпате, с замещением (врастанием) обособлений K-фазы в противоположном индивиде бавенского двойника роста («ельчатая структура»); обр. 560 с горы Тахтарвумчорр; увеличение  $\times 30$ ; б — частичное дорастание новообразований альбита как на подложку и коррозия лейсты раннего альбит-олигоклаза, включенной в блок-кристалл полевого шпата, в ходе собирательной перекристаллизации продуктов его фазового распада; там же; увеличение  $\times 46$ .



мас.% (Костылева-Лабунцова и др., 1978). Как известно, поле стабильности микроклина находится ниже  $450 - 500^{\circ}C$ , то есть он не может кристаллизоваться непосредственно из высокотемпературного нефелинсиенитового расплава, и либо микроклин-пертиты кристаллизовались ниже этой температуры, либо данное структурное состояние «инверсировало» вследствие Si/Al-упорядочения в сандине в посткристаллизационных (постмагматических) условиях.

Гомогенный низкотемпературный микроклин в нефелиновых сиенитах — редкость и встречается, как правило, только в пегматитах, образуя решетчатые или «шахматные» двойники, что согласуется с более низкотемпературным их образованием.

Микроклин-пертиты — обычны в породах, причем моноклинная и триклинная K-фазы часто фиксируются в пределах одного и того же монокристалла K,Na-полевого шпата рентгенографическими и оптиче-

скими (по различиям в погасании и вариациям угла  $2V$ ) методами. Известно также, что Si/Al-упорядочение и собирательная перекристаллизация продуктов фазового распада идут при активном участии воды, являющейся как катализатором, так и средой, в которой возможен перенос щелочей, перекристаллизация и ионообменные замещения.

Na-фаза в микроклин-пертитах обособлена в трещинках, секущих блок-кристаллы (она полисинтетически сдвойникова по альбитовому закону), или частично вынесена в интерстиции зерен. Наблюдается травление лейст раннего альбита, включенных в блок-кристалл, врастание обособлений Na-фазы в соседний индивид через плоскость двойников роста (рис. 10), что указывает на интенсивное перемещение Na, существенно более значительное, чем это возможно в «сухой» системе. Дальнейшее развитие этого процесса приводит к выносу натрия в окружающие породы, что

петрологи нередко интерпретируют как наложенную альбитизацию (хотя это не привнос, а вынос натрия — Б.).

Парагенетический анализ показывает, что если в ранних арфведсонит-полевошпатовых пегматитах со сфеном, ильменитом и апатитом ортоклаз-криптопертиты и микроклин-микропертиты развиты примерно одинаково (50 против 44%), то в поздних эгирин-полевошпатовых телах с типичными для нефелиновых сиенитов агпаитовыми минералами — эвдиалитом, энигматитом, лампрофиллитом и ринкитом явно преобладают микроклин-микропертиты (38 против 56%). То же наблюдается и в самих породах: ортоклаз-криптопертиты нередко ассоциируют с Са, Mg-минералами (эгирин-салитом, катофоритом, рихтеритом), тогда как микроклин-микропертиты — с натриево-железистыми (эгирин, арфведсонит), причем Na, Fe-минералы корродируют и замещают кальциево-магнезиальные. Это позволяет сделать вывод об образовании микроклина и типичной для Хибин агпаитовой минерализации в позднюю, более низкотемпературную, скорее всего, *автометасоматическую* стадию формирования нефелиновых сиенитов, когда «сухой» режим сменяется повышением роли воды, то есть формирование породы не заканчивается раскристаллизацией расплава, а продолжается в посткристаллизационных условиях.

**3. Породообразующие минералы как индикаторы условий образования метасоматитов в «Центральной дуге» Хибинского массива.** К метасоматитам нами относятся развитые в «Центральной дуге» Хибинского массива грубозернистые породы, в той или иной степени обогащенные К-полевыми шпатами: малиньиты, массивные уртиты, в том числе полевошпатовые, ювиты и рисчорриты. Выяснение природы этих пород имеет наибольшее «ключевое» значение, поскольку предполагается, что массивные грубозернистые уртиты генетически связаны с апатито-нефелиновыми рудными телами, представляя собой кристаллизационно-гравитационные дифференциаты единой мельтейгит-уртитовой интрузии (Когарко, 1977). Предвосхищая выводы Л.Н. Когарко, об этой проблеме писал еще А.Е. Ферсман в 1931 г. (Избранные труды, 1959): «Флотация повторяет геохимический процесс, который шел в самой природе. Она поднимает кверху концентрат, т.е. апатит и отчасти сфен, опускает на дно нефелин, а дальнейшая флотация нефелиновых хвостов приводит, в результате, к очищенному нефелиновому концентрату, ко-

торый окончательно падает на дно в виде осадка, абсолютно отвечающего по своему составу лучшим и наиболее чистым сортам уртитовой породы» (с. 758). Именно поэтому массивные уртиты имеют важное генетическое и поисковое значение. Но ведь, они связаны постепенными переходами с полевошпатовыми уртитам, ювитами и рисчорритами, обогащены калием и характеризуются общими с ними минералогическими особенностями, что и заставило ряд исследователей выделить все эти породы в единый магматический комплекс, якобы внедренный из общего промежуточного магматического очага (Калинкин, 1969; Иванова, Арзамасцев, 1985; Галахов, 1985; Арзамасцев и др., 1987; Арзамасцев, Глазнев, 2004), хотя гораздо логичнее объяснить их образование «in situ», а не в отдельном очаге с последовательным внедрением нечетко различающихся фракций расплава. Да и объем, занимаемый рисчорритами, во много раз превышает объем массивных уртитов, то есть остаточного расплава оказывается больше, чем исходного.

Какие же минералогические особенности объединяют эти породы? Прежде всего, это развитие существенно калиевого адуляровидного ортоклаза, что отмечали еще С.М. Курбатов (1948), Л.Л. Солодовникова (1959) и И.П. Тихоненков (1963). Затруднительно объяснить, почему из мельтейгит-уртитового расплава кристаллизовался существенно калиевый, а не K, Na-полевой шпат (причем в таких огромных количествах — Б.) ведь эта магма еще более натриевая, чем нефелин-сиенитовая, из которой в магматическую стадию кристаллизовались только K, Na-полевые шпаты. Альтернативная гипотеза образования гигантзернистых пород «Центральной дуги», разделяемая и нами, основана на доказательствах метасоматической природы породообразующего К-полевого шпата, замещающего нефелин внутри ксенолита мельтейгит-уртитов при воздействии щелочных флюидных растворов, отщепленных от нефелин-сиенитовой магмы (Костылева-Лабунцова и др., 1978; Зотов, 1989; Боруцкий, 1988; 1997; 2010). В общих чертах этот процесс рассмотрен И.А. Зотовым (1989) в связи с концепцией Д.С. Коржинского о сквозьмагматических растворах.

Щелочной полевой шпат данных пород изучен нами в деталях (Боруцкий и др., 1975; Костылева-Лабунцова и др., 1978; Боруцкий, 1988; 1997). Для трех его структурных модификаций адуляра, максимального микроклина (Боруцкий и др., 1984; Borutskiy *et al.*, 1985; Боруцкий, 1988) и адуляровидного ортоклаза

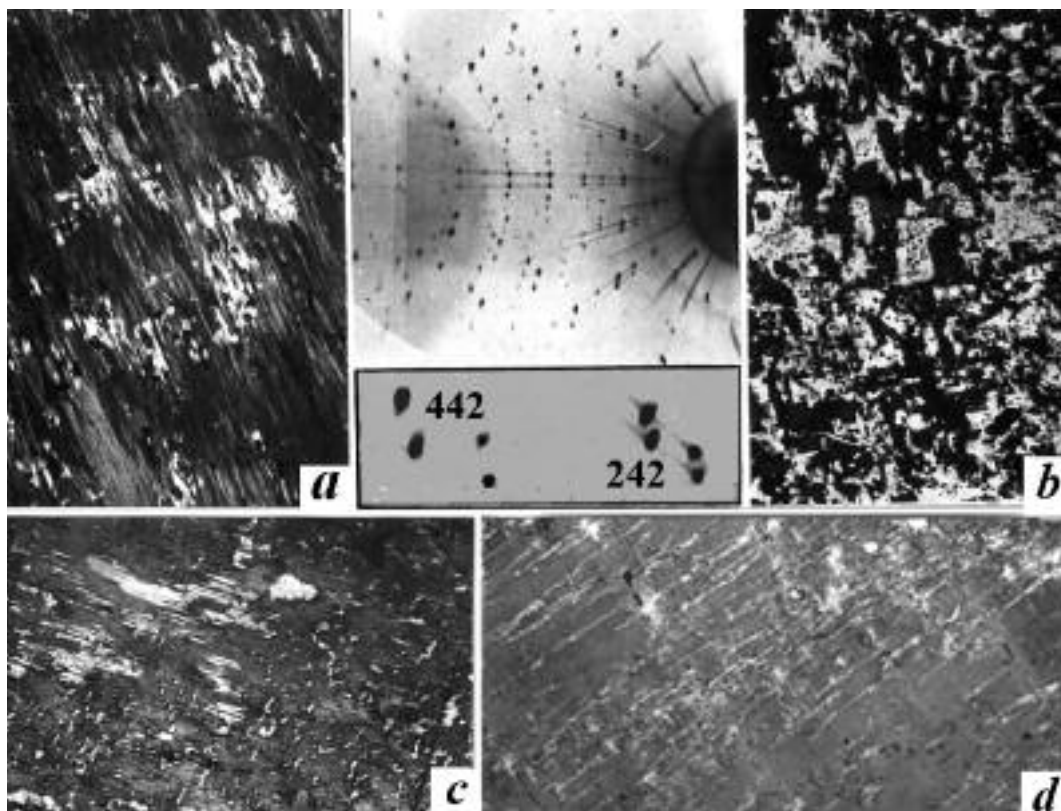
(Боруцкий и др., 1986; Боруцкий, 1988) — было выполнено даже полное уточнение кристаллических структур. Характерной особенностью данного К-полевого шпата является практически чисто калиевый его состав с незначительным содержанием микропримесей, полное отсутствие пертитов, скелетный рост индивидов, начиная с интерстиций между зернами нефелина в малиньятах, уртитах и ювитах и кончая образованием полевошпат-нефелиновых пойкилобласт (до 10–20 см длиной) в рисчорритах. Такой полевой шпат развивается во всех мельтейгит-уртитах, иногда даже в расслоенных мелкозернистых ийолитах и уртитах, но только внутри «Центральной дуги» массива; за её пределами он не известен.

Наиболее детально изучен К-полевой шпат рисчорритов. По структурному состоянию выделяются несколько его групп:

1) «низкие санидины» (~23% измерений) с содержанием Al в  $T_1$  0.72–0.75 ( $t_{1,0} = t_{1,m} = 0.36–0.38$ ) и  $2V = 33–44^\circ$ , слагающие водянoproзрачные участки пойкилобласт, а также выполняющие прожилки и пустотки выщелачивания в породе. Аналогичный зеленоватый или желтоватый адуляр характерен и для пегматитов в массивных уртитах (например, структурно-изученный обр. 1481/Д, Боруцкий и др., 1984); 2) «высокие ортоклазы» с  $t_{1,0} = t_{1,m} = 0.39–0.41$  и  $2V = 45–50^\circ$ , соответствующие структурно-изученному обр. 848/М (Боруцкий и др., 1986), постепенно переходящие в «промежуточные ортоклазы» с  $t_{1,0} = t_{1,m} = 0.42–0.43$  и  $2V = 54–65^\circ$  — «породообразующие» К-полевые шпаты рисчорритов (~53% измерений) и 3) «максимально-упорядоченные микроклины» (рис. 11) (~13.5%) с  $t_{1,0} = 0.78–0.98$  и  $2V = 75–83^\circ$  (например, обр. 1667, Боруцкий и др., 1984), рас-

Рис. 11. Микроклин и адуляр в породах Хибинского массива. По Б.Е. Боруцкому (1988):

*a* — гомогенный микроклин, свойникованный по альбитовому закону, в трахитоидных хибинитах горы Тахтарвумчорр (обр. 1190) и рентгенограмма качания вокруг оси *b* с характерным расщеплением рефлексов К-полевого шпата по альбитовому закону (неотфильтрованное Си-излучение); *b* — «шахматный» гомогенный микроклин в массивных уртитах апатит-нефелинового месторождения Расвумчорр (альбит-периклиновые двойники); *c* — реликты микроклин-пертита в адуляровидном санидин-ортоклазе в рисчоррите, развивающемся по трахитоидным хибинитам в приконтактной зоне на горе Тахтарвумчорр, обр. 909; увеличение  $\times 30$ ; *d* — адуляровидный санидин-ортоклаз с остаточным ленточным альбитом в рисчорритах приконтактной зоны с трахитоидными хибинитами на горе Петрелиуса, обр. 592; увеличение  $\times 30$ .



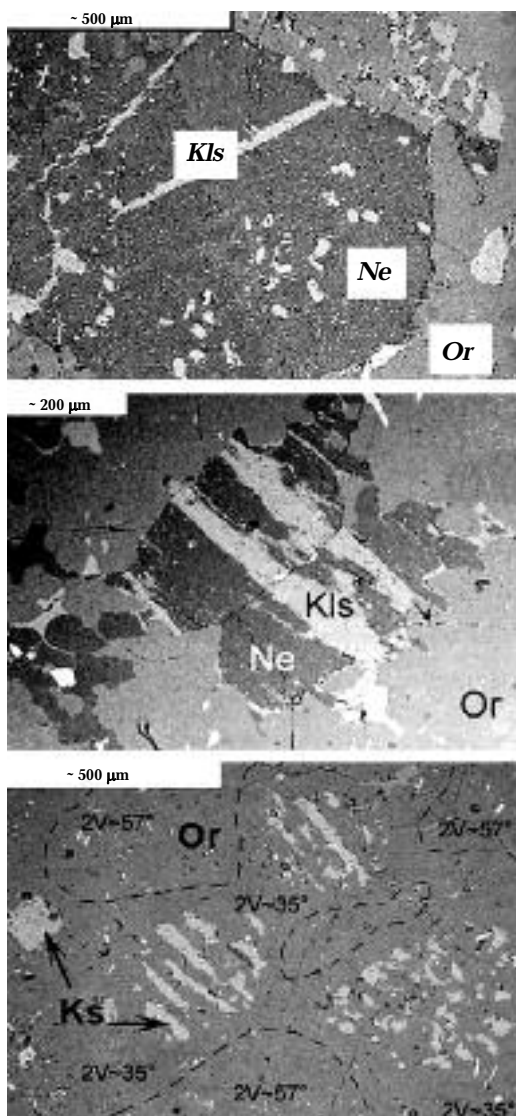


Рис. 12. Замещение вкрапленника нефелина (Ne) кальсилитом (Kls) в адуляровидном ортоклазе (Or) в рихчорритах горы Расвумчорр. Электронный микроскоп JSM-5300, Link ISIS. Аналитик Н.В. Трубкин. По О.А. Агеевой и Б.Е. Боруцкому (2004): а – замещение зерна нефелина кальсилитом вдоль трещинок; б – более интенсивное замещение зерна нефелина кальсилитом по прожилкам и в виде каемочек по периферии; с – «скелетные» реликты кальсилита в адуляровидном санидине, возникшие в результате полного замещения сохранившегося при кальсилитизации нефелина полевым шпатом с сохранением формы зерен бывшего нефелина.

пространенные главным образом в пегматитах, часто сосуществующие с адуляровидными ортоклазом и санидином в одних и тех же пойкилобластиках.

Метасоматическая природа данного полевого шпата подтверждается коррозионными

взаимоотношениями с замещаемым нефелином, однако не исключается последующая перекристаллизация породы с образованием нефелин-полевошпатовых пойкилокристаллов. Адуляровидность (низкотемпературное образование – Б.) подчеркивается их воднопрозрачностью, практически чисто калиевым составом с малым содержанием микропримесей. Сосуществование адуляровидного санидин-ортоклаза с максимальным упорядоченным гомогенным микроклином в породе и даже в пределах одних и тех же монокристаллов указывает на температуру образования не выше 500–550°C (верхняя граница поля стабильности микроклина – Б.). Очевидно, что в данном случае структурно-неупорядоченный санидин-ортоклаз, сосуществующий с микроклином, образуется вне поля своей стабильности, то есть кристаллизуется метастабильно.

Метасоматический генезис рихчорритов подтверждается также наблюдениями на их контактах с трахитоидными хибинитами, где прекрасно видно как ортоклаз-криптопертит и микроклин-микропертит нефелинового сиенита замещается адуляровидным ортоклазом рихчорритов (Боруцкий и др., 1975; Боруцкий, 1988). Новообразованный ортоклаз отлагается, как правило, в полостях от растворенной и вынесенной альбитовой фазы, собственный ортоклаз криптопертита незначительно разупорядочивается, а микроклин сохраняется без изменения. Затем происходит полная перекристаллизация блок-кристаллов с переотложением или полным выносом альбита, но в них иногда сохраняются уверенно диагностируемые реликты неизмененного микроклин-микропертита (рис. 11с, d).

Таким образом, специфические структурно-химические особенности калиевых полевых шпатов, типоморфных для массивных грубозернистых новообразований в породах «Центральной дуги», могут быть использованы как индикаторы, указывающие на проявление (с разной степенью интенсивности) наложенного процесса калишпатизации – завершающей стадии формирования данных метасоматитов.

Чрезвычайно важным (по нашему мнению) было открытие в Хибинах калиевого аналога нефелина – кальсилита (Боруцкий и др., 1973; 1976), аномального для натриевых пород массива. Во-первых, оно объяснило ненормально высокое содержание калиофилитовой (кальсилитовой) молекулы, включаемой ранее в состав нефелина ряда грубозернистых пород «Центральной дуги», а, во-вторых, еще раз привлекло внимание к

«проблеме» аномально высокого содержания в них калия. Если образование кальсилита в рисчорритах можно как-то объяснить с магматических позиций, дифференциацией магмы в каком-то отдельном аномально обогащенном калием промежуточном очаге, то обнаружение его в ювитах, полевошпатовых уртитях и даже в апатито-нефелиновых рудах — существенно натриевых породах, не поддается объяснению. Первоначально возникло естественное предположение о присутствии среди пород «Центральной дуги» вулканитов калиевого ряда эпилейцита (Боруцкий, 1988). Веским основанием в поддержке этого были округлая форма кальсилит-калишпатовых симплектитовых сростаний и анализы суммарного их состава, нередко приводящие к идеальной химической формуле лейцита. Однако последующие исследования с привлечением электронной микроскопии (Агеева, 2002; Агеева, Боруцкий, 2004) практически во всех разновидностях ювитов, рисчорритов и даже в апатито-нефелиновых породах, выявили замещение кальсилитом нефелина в исходных породах и сохранение кальсилитизированных вкрапленников нефелина в развивающемся позже адуляр-ортклазе (рис. 12). В результате был сделан вывод о существовании ранней стадии фенитизации, когда калиевый метасоматоз не сопровождался еще привнесом кремния, что согласуется с представлениями об эволюции кислотно-основного взаимодействия в ходе формирования метасоматитов или об образовании кальсилита непосредственно «на фронте рисчорритизации». В метасоматитах было выявлено несколько групп пород, различающихся интенсивностью кальсилитизации нефелина и характеризующихся различиями в парагенетических ассоциациях акцессорных минералов (Агеева, Боруцкий, 2004).

Вместе с тем, конечно, не исключено, что в каких-то аномально богатых калием породах кальсилит может образоваться в результате фазового распада первичного лейцита (эпилейцит), и в замещаемой дифференцированной мельтейгит-уртитовой толще действительно присутствуют линзы (например, в скв. 541 — см. рис. 3) с очень высокой концентрацией кальсилитовых симплектитов (Боруцкий, 1988). Однако мы не думаем, что такими породами являются наблюдаемые в рисчорритах более меланократовые участки, о которых писали П.Ю. Плечов и Н.С. Серебряков (2004), и считаем, что данная ими генетическая интерпретация в данном случае не доказана. Таким образом, кальсилит оказался

вторым минералом-индикатором, позволившим подтвердить и уточнить метасоматическую природу формирования рисчорритов и других грубозернистых пород «Центральной дуги», обогащенных калием.

Образование только чисто калиевого полевого шпата под влиянием флюидов, отщепленных от нефелин-сиенитовой магмы — скорее всего, калиевого-натриевых, а не «стерильно» калиевых, необъяснимо без привлечения концепции Д.С. Коржинского (1955) о кислотно-основном взаимодействии компонентов. Данные метасоматиты развивались в основном по ранним расслоенным ийолит-уртитам, то есть породам наиболее высокой щелочности-основности, что привело к возрастанию активности калия и других сильных оснований, преобладанию её над активностью натрия, и объясняет существенно калиевый состав полевого шпата, кальсилита и ряда других акцессорных новообразований. В тех случаях, когда фенитизация накладывалась на приконтактовые нефелиновые сиениты, процесс шел аналогично — K,Na-щелочной полевой шпат замещался K-полевым шпатом, а Na-фаза «выбрасывалась» в микротрещины, интерстиции зерен или обособлялась в породе в виде альбитовых жил со специфической Ca,Na-минерализацией.

В качестве минералов-индикаторов могут служить такие акцессорные минералы, как эвдиалит, лампрофиллит и другие, состав которых последовательно меняется от натриевых к натриево-калиевым и калиевым. Детальное их изучение под микрозондом и с помощью электронной микроскопии (Агеева, 2002) показало, что ионообменные замещения, фиксируемые при коррозионных взаимоотношениях между минералами, затем сменяются перекристаллизацией в новообразования. Наблюдаемое в данных метасоматитах сочетание макрозональности (на уровне разновидностей пород) и микрозональности (внутри отдельных зерен замещаемых минералов и образующихся новообразований) хорошо объясняется различиями в скорости химических реакций и скорости протекания метасоматизирующих флюидных растворов (Граменицкий и др., 2000, с. 65–82) и свидетельствует о метастабильности формирующихся образований.

## Выводы

Таким образом, показано, что без минералогического изучения невозможно сделать убедительные петрогенетические и рудоге-

нетические выводы по той причине, что и породы, и руды сложены агрегатами минералов, химический состав которых и структурные особенности целиком определяются конкретными минералообразующими процессами. А их в свою очередь невозможно понять и объяснить без соответствующих минералогических знаний. Чем детальнее мы изучаем минералы — тем более обоснованными будут наши генетические выводы и представления.

## Литература

- Агеева О.А. Типоморфизм аксессуарных минералов и эволюция минералообразования в породах комплекса рисчорритов (Хибинский массив). Дисс. на соиск. учен. степ. к.г.-м. н. М.: ИГЕМ. **2002**. 180 с.
- Агеева О.А., Боруцкий Б.Е. Кальсилит в породах Хибинского массива: морфология, парагенезис, условия образования // Новые данные о минералах. **2004**. Вып. 39. С. 40–50.
- Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В., Глазнев В.Н., Раевский А.Б. Глубинное строение и состав нижних горизонтов Хибинского и Ловозерского комплексов, Кольский полуостров: петролого-геофизическая модель // Петрология. **1998**. Т. 6. № 5. С. 478–496.
- Арзамасцев А.А., Глазнев В.Н. Глубинное строение и модель формирования Хибинского и Ловозерского рудоносных комплексов по геолого-геофизическим данным // Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования. М.: ИГЕМ РАН. **2004**. С. 345–359.
- Арзамасцев А.А., Иванова Т.Н. Геология, условия формирования и рудоносность дифференцированного комплекса уртитов-мельтейтитов в Хибианах // Петрология и минералогия щелочных и щелочно-ультраосновных и карбонатитовых комплексов Карело-Кольского региона. Апатиты: Кол. ФАН СССР. **1985**. С. 21–31.
- Арзамасцев А.А., Иванова Т.Н., Коробейников А.Н. Петрология ийолит-уртитов Хибин и закономерности размещения в них залежей апатита. Л.: Наука. **1987**. 110 с.
- Арзамасцев А.А., Каверина В.А., Полежаева Л.И. Дайковые породы Хибинского массива и его обрамления. Апатиты: КНЦ РАН. **1988**. 86 с.
- Арзамасцев А.А., Кондратович И.И. Расслоенность дорудных трахитоидных ийолитов Хибинского массива // Щелочные породы Кольского полуострова и их апатитоносность. Апатиты: Кол.ФАН СССР. **1978**. С. 32–44.
- Баргина Н.Ю., Попов В.С. Систематика метасоматических горных пород и фаций метасоматизма малых глубин // Сов. геол. **1991**. № 6. С. 48–56.
- Белянкин Д.С. К определению понятия и к практике анортклазов // Изв. АН СССР. Сер. геол. **1937**. № 2. С. 225–233.
- Борнеман-Старынкевич И.Д. Ловчоррит и его аналоги. Материалы к геохимии Хибинских тундр // Тр. Кольск. базы Акад. Наук. **1935**. № 1. С. 43–66.
- Бородин Л.С. Магматические ийолиты и ийолитизация в комплексных массивах ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов // Геохимия, петрология и минералогия щелочных пород. М.: Наука. **1971**. С. 16–33.
- Боруцкий Б.Е. К типоморфизму щелочных полевых шпатов Хибинского массива // Типоморфизм минералов. М.: Наука. **1969**. С. 220–243.
- Боруцкий Б.Е. Рентгеновское исследование структур распада в щелочных полевых шпатах их нефелиновых сиенитов Хибинского массива // Докл. АН СССР. **1971**. Т. 200. № 2. С. 431–434.
- Боруцкий Б.Е. Химический состав и структурное состояние щелочных полевых шпатов в нефелиновых сиенитах Хибинского массива // Вопросы однородности и неоднородности минералов. М.: Наука. **1971**. С. 141–173.
- Боруцкий Б.Е. Посткристаллизационные превращения в щелочных полевых шпатах и сопутствующих минералах (на примере нефелиновых сиенитов Хибинского массива, Кольский п-ов) // Morphology and Phase Equilibria of minerals. Докл. ИМА, Варна, Болгария, 1982 г. София: **1986**. С. 227–232.
- Боруцкий Б.Е. Породообразующие минералы высокощелочных комплексов. М.: Наука. **1988**. 212 с.
- Боруцкий Б.Е. Типоморфизм минералов высокощелочных магматических комплексов. Дисс. на соиск. учен. степ. д. г.-м. н. в виде научного доклада. М.: ИГЕМ. **1997**. 119 с.
- Боруцкий Б.Е. Минералогическое картирование мельтейгит-уртитов в Хибинском плутоно-вулканическом комплексе // Минералогия во всем пространстве сего слова. Тр. I Ферсман. научн. сессии Кольск. отд. Рос. минерал. общ., посвященной 120-летию со дня рождения А.Е. Ферсмана и

- А.Н. Лабунцова. Апатиты. 22–23 апреля 2004 г. Апатиты: ГИ КНЦ РАН. **2004**. С. 17–23.
- Боруцкий Б.Е.* Очерки по фундаментальной и генетической минералогии. 1. Что же такое «минерал» и «минеральный вид»? // Новые данные о минералах. **2005**. Вып. 40. С. 159–166.
- Боруцкий Б.Е.* Очерки по фундаментальной и генетической минералогии: 2. Опыт разработки «естественно-генетической» классификации минералов (на примере систематики полевых шпатов) // Новые данные о минералах. **2006**. Вып. 41. С. 162–171.
- Боруцкий Б.Е.* Современные представления о природе и геологической истории формирования пород Хибинского щелочного массива. (Критическое сопоставление предлагавшихся гипотез и комментарии к ним) // Уникальные геологические объекты Кольского полуострова: Хибинь. Матер. Всерос. научно-практич. конф., посвященной 80-летию Кольск. НЦ РАН, 20–23 июня 2010 г. Апатиты: **2010**. С. 7–30.
- Боруцкий Б.Е., Боруцкая В.Л., Некрасова Л.П.* Щелочные полевые шпаты пойкилитовых нефелиновых сиенитов Хибинского массива // Изоморфизм в минералах. М.: Наука. **1975**. С. 246–273.
- Боруцкий Б.Е., Органова Н.И., Марсий И.М. и др.* Кристаллические структуры и Si/Al-упорядоченность адуляра и микроклина из Хибин // Изв. АН СССР. Сер. геол. **1984**. № 12. С. 96–103.
- Боруцкий Б.Е., Органова Н.И., Марсий И.М.* Кристаллическая структура и Si/Al-упорядоченность адуляровидного ортоклаза из пойкилитовых нефелиновых сиенитов Хибинского массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. **1986**. № 6. С. 69–74.
- Боруцкий Б.Е., Соболева С.В., Голованова Т.И.* Трехслойный биотит 3Тс из Хибинского массива // Докл. АН СССР. **1987**. Т. 294. № 6. С. 1442–1445.
- Боруцкий Б.Е., Цепин А.И., Власова Е.В.* Новые данные о хибинском кальсилите // Новые данные о минералах СССР. М.: Наука. **1976**. Вып. 25. С. 130–133.
- Боруцкий Б.Е., Цепин А.И., Кузнецов Ж.М.* Кальсилит из Хибинского массива нефелиновых сиенитов // Изв. АН СССР. Сер. геол. **1973**. № 5. С. 132–138.
- Вировлянский Г.М.* Некоторые вопросы структуры Хибинского массива щелочных горных пород (Кольский полуостров) // Актуальные вопросы химической науки и технологии, экологии и химической промышленности. М.: ОАО «НИИТЭ-ХИМ». **1996**. Вып. 4. С. 1–108.
- Влодавек В.И.* Нефелино-apatитовые месторождения в Хибинских тундрах // Тр. Института по изучению Севера. **1930**. Вып. 46. С. 14–60.
- Галахов А.В.* Рисчорриты Хибинского щелочного массива. М., Л.: АН СССР. **1959**. 169 с.
- Галахов А.В.* О проявлении щелочно-ультраосновного магматизма в Хибинских тундрах // Докл. АН СССР. **1966**. Т. 170. №. 3. С. 657–660.
- Галахов А.В.* Петрология Хибинского щелочного массива. Л.: Наука. **1975**. 256 с.
- Галахов А.В.* Строение Хибинского массива и перспективы апатитоносности его глубоких горизонтов // Петрология и минералогия щелочных, щелочно-ультраосновных и карбонатитовых комплексов Карело-Кольского региона. Апатиты: Кол. ФАН СССР. **1985**. С. 31–38.
- Горстка В.Н.* О природе щелочных сиенитов (умптекитов) Хибинского массива // Магматизм и геология Кольского полуострова. М.: Госхимтехиздат. **1963**. С. 56–60.
- Горстка В.Н.* Особенности процессов фенилизации гнейсов в контактовом ореоле Хибинского щелочного массива // Матер. по минерал. Кольск. п-ова. Л.: Наука. **1969**. Вып. 7. С. 131–140.
- Горстка В.Н.* Контактная зона Хибинского щелочного массива. Л.: Наука. **1971**. 98 с.
- Граменицкий Е.Н., Котельников А.Р., Батанова А.М. и др.* Экспериментальная и техническая петрология. М.: Научный мир. **2000**. 416 с.
- Дудкин О.Б.* Геохимия и закономерности концентрации фосфора в щелочных массивах Кольского полуострова. Л.: Наука. **1977**. 204 с.
- Дудкин О.Б., Минаков Ф.В., Кравченко М.П. и др.* Карбонатиты Хибин. Апатиты: Кол. ФАН СССР. **1984**. 98 с.
- Дудкин О.Б., Балаганская Е.Г., Арзамасцева Л.В.* К проблеме формирования Хибинских месторождений апатита // Месторождения неметаллического сырья Кольского полуострова. Апатиты: Кол. ФАН СССР. **1986**. С. 4–10.
- Дудкин О.Б., Арзамасцева Л.В., Атаманов А.В. и др.* Особенности локализации комплексных апатитовых руд в щелочных массивах Кольского полуострова. Препринт. Апатиты: Кол. ФАН СССР. **1988**. 43 с.
- Елисеев Н.А.* Девонские эффузивы Ловозерских тундр // ЗВМО. **1946**. Ч. 75. № 2. С. 113–134.

- Елисеев Н.А. Структурная петрология. Л.: ЛГУ. 1953. 309 с.
- Елисеев Н.А., Ванциговская А.В., Покровский С.Д. и др. О палеозое в центральной части Кольского полуострова // Проблемы советской геологии. М., Л.: ОНТИ. 1937. Т. 7. № 4. С. 283–294.
- Елисеев Н.А., Ожинский И.С., Володин Е.Н. Геолого-петрографический очерк Хибинских тундр. Геологическая карта Хибинских тундр // Тр. Ленинградск. Геол. управл. 1939. Вып. 19. С. 1–68.
- Зак С.И., Каменев Е.А. Новые данные по геологии Хибинского щелочного массива // Сов. геол. 1964. № 7. С. 42–51.
- Зак С.И., Каменев Е.А., Минаков Ф.В. и др. Хибинский щелочной массив. Л.: Недра. 1972. 170 с.
- Зотов И.А. Трансмагматические флюиды в магматизме и рудообразовании. М.: Наука. 1989. 214 с.
- Иванова Т.Н. Апатитовые месторождения Хибинских тундр. М.: Госгеолтехиздат. 1963. 282 с.
- Иванова Т.Н. Апатитоносность Кольского полуострова // Апатиты. М.: Наука. 1968. С. 59–85.
- Иванова Т.Н., Арзамасцев А.А. Пойкилитовые нефелиновые сиениты Хибин: геологическая позиция, вещественный состав, перспективы рудоносности // Петрология и минералогия щелочных и щелочно-ультраосновных и карбонатитовых комплексов Карело-Кольского региона. Апатиты: Кол.ФАН СССР. 1985. С. 13–21.
- Иванова Т.Н., Дудкин О.Б., Козырева Л.В., Поляков К.И. Ййолит-уртиты Хибинского массива. Л.: Наука. 1970. 179 с.
- Калинкин М.М. Закономерности формирования и размещения апатито-нефелиновых руд в юго-западном рудном поле Хибин. Дис. на соиск учен. степ. к.г.-м.н. Л. 1969.
- Когарко Л.Н. Проблемы генезиса апатитовых магм. М.: Наука. 1977. 294 с.
- Когарко Л.Н., Крамм У., Блаксланд А. и др. Возраст и происхождение Хибинского массива (изотопия рубидия и стронция) // Докл. АН СССР. 1981. Т. 260. № 4. С. 1001–1004.
- Когарко Л.Н., Кригман Л.Д., Белякова Е.Н. Система нефелин-диопсид-apatит и эволюция расплавов при кристаллизации апатитоносной ййолит-уртитовой магмы // Геохимия. 1984. № 4. С. 472–493.
- Козырева Л.В. К минералогии эруптивных брекчий Хибинского массива // Новые данные по минералогии магматических и метаморфических комплексов Кольского полуострова. Апатиты: Кол.ФАН СССР. 1986. С. 10–15.
- Козырева Л.В., Коробейников А.Н., Меньшиков Ю.П. Новая разновидность ультракалийных пород в Хибинском массиве // Минералогия магматических и метаморфических пород карело-кольского региона. Петрозаводск: Карельский НЦ АН СССР. 1990. С. 116–129.
- Комлев Л.В., Михалевская А.А., Данилович С.И. О возрасте щелочных интрузий Хибинских и Ловозерских тундр (Кольский полуостров) // Докл. АН СССР. 1961. Т. 136. № 1. С. 171–174.
- Коноплева Н.Г., Иванюк Г.Ю., Пахомовский Я.А. и др. Минеральная зональность фойяитов Хибинского массива по профилю от ст. Хибины до г. Рыпнецк // Минералогия во всем пространстве сего слова. Тр. 2 Ферсман. научн. сессии. Апатиты: КНЦ РАН. 2005. С. 116–119.
- Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: АН СССР. 1955. С. 335–456.
- Коржинский Д.С. Кислотность-щелочность как главнейший фактор магматических и постмагматических процессов // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: АН СССР. 1960. С. 21–30.
- Коробейников А.Н. Состав породообразующих минералов Хибинского массива как петрогенетический критерий // Минералогия магматических и метаморфических пород карело-кольского региона. Петрозаводск: Карельский НЦ АН СССР. 1990. С. 141–147.
- Корчак Ю.А., Иванюк Г.Ю., Меньшиков Ю.П. и др. Породы трапповой формации в Ловозерском и Хибинском щелочных массивах (Кольский полуостров). // Петрология и минералогия Кольского региона. Тр. 5 Всерос. Ферсман. научн. сессии. Апатиты: КНЦ РАН. 2008. С. 266–269.
- Костылева Е.Е. Рамзаит из Хибинских и Ловозерских тундр // Изв. Рос. Акад. Наук. Сер. 6. 1925. Т. 19. С. 368–382.
- Костылева Е.Е., Бонштегт Э.М. Предварительный отчет минералогической экспедиции на Хибинский массив Кольского полуострова (август-сентябрь 1920 г.) // Тр. Северной Научно-Промысловой Экспедиции НТО ВСНХ. 1921. Вып. 10. С. 3–23.
- Костылева-Лабунцова Е.Е., Боруцкий Б.Е., Соколова М.Н. и др. Минералогия Хибинского массива. Том I: Магматизм и постмагматические преобразования. М.: Наука.

- 1978.** 228 с. Том II: Минералы. М.: Наука.  
**1978.** 586 с.
- Кравченко С.М., Беляков А.Ю., Маева М.М.* Скрытая расслоенность ийолит-уртитового комплекса Хибинского массива // Докл. АН СССР. **1985.** Т. 280. № 3. С. 759–762.
- Кравченко С.М., Беляков А.Ю., Минеев Д.А.* Коэффициенты распределения редких земель и стронция и модели формирования ийолит-уртитового комплекса Хибинского массива // Докл. АН СССР. **1981.** Т. 259. № 4. С. 968–972.
- Кравченко С.М., Беляков А.Ю., Минеев Д.А.* Новые данные по минералогии Северо-Западного сектора расслоенной ийолит-уртитовой интрузии Хибинского массива // Новые данные по минералогии месторождений щелочных формаций. М.: ИМГРЭ. **1979.** С. 29–65.
- Кравченко С.М., Каменев Е.А., Минаков Ф.В.* Геохимические особенности ийолит-уртитового комплекса Хибин как следствия скрытой ритмической расслоенности // Докл. АН СССР. **1976.** Т. 231. № 4. С. 957–960.
- Кравченко С.М., Минеев Д.А., Беляков А.Ю.* Типоморфизм минералов расслоенных интрузий // Научные основы и практическое использование типоморфизма минералов. М.: Наука. **1980.** С. 132–136.
- Кравченко С.М., Минеев Д.А., Каменев Е.А., Минаков Ф.В., Зайцев Е.И.* Редкие земли и стронций в породах и минералах ийолит-уртитового комплекса Хибинского массива // Геохимия. **1979.** № 7. С. 1035–1045.
- Криштофович А.П.* Верхнедевонские растения из северо-восточной части Ловозерских тундр Кольского полуострова // Изв. АН СССР. Сер. геол. **1937.** № 4. С. 693–699.
- Куллетский Б.М.* К петрографии Хибинских тундр. 1. Породы юго-западного Умптека // Тр. Геол. и Минерал. музея Акад. Наук. **1924.** Т. 4. № 3. С. 79–118.
- Куллетский Б.М.* К петрографии Хибинских тундр. 2. Северо-восточная контактная зона // Тр. Геол. и Минерал. музея Акад. Наук. **1924.** Т. 4. № 4. С. 119–138.
- Куллетский Б.М.* К петрографии Хибинских тундр. 3. Контактная зона Хибинского массива у Северного Лявочорра и в окрестностях ст. Имандра // Тр. Геол. и Минерал. музея Акад. Наук. **1925.** Т. 5. № 3. С. 33–72.
- Куллетский Б.М.* К петрографии Хибинских тундр. 4. Породы Восточного Умптека // Тр. Геол. и Минерал. музея Акад. Наук. **1926.** Т. 1. С. 83–166.
- Куллетский Б.М.* Петрография центральной части Хибинских тундр // Хибинские апатиты. Л.: НКТП. **1930.** С. 22–28.
- Куллетский Б.М.* К минералогии Хибинских тундр // Докл. Акад. Наук. Сер. А. **1930.** С. 331–336.
- Куллетский Б.М.* Материалы к изучению хибинских полевых шпатов // Зап. Минер. общ. Сер. 2. **1931.** Т. 60. Вып. 1. С. 51–64.
- Куллетский Б.М.* Кукисвумчорр и прилегающие к нему массивы центральной части Хибинских тундр по съемкам 1929 и 1930 гг. // Матер. по петрогр. и геохимии Кольск. п-ова. Ч. 1. Тр. СОПС. Сер. Кольская. **1932.** № 2. С. 5–72.
- Куллетский Б.М.* Геологическое строение Кукисвумчорра по данным работ 1930 г. // Хибинские апатиты. Л.: ОНТИ. Ленхимсектор. **1932.** № 2. С. 392–395.
- Куллетский Б.М.* Геолого-петрографический очерк Хибинских тундр // Сб. в честь 50-летия научн. деят. акад. В.И. Вернадского. М.: Акад. Наук. **1936.** Т. 2. С. 1013–1040.
- Куллетский Б.М.* К вопросу о генезисе щелочных пород // Изв. Акад. Наук, отд. мат.-ест. наук. Сер. геол. **1936.** Вып. 2/3. С. 329–339.
- Куллетский Б.М.* Формация нефелиновых сиенитов СССР / Петрография СССР. Серия 2. Вып. 3. М., Л.: АН СССР. **1937.** 307 с.
- Куллетский Б.М., Полканов А.А.* Геологический очерк Хибинского массива // Первый Всерос. геол. съезд 1922. Путеводитель геол. экскурсий. Петроград. **1922.** С. 107–126.
- Курбатов С.М.* К вопросу о генезисе апатитового месторождения на горе Кукисвумчорр в Хибинских тундрах // Доклад на научной сессии Кольской базы АН СССР в Кировске. Август **1948.** (текст доклада).
- Кухаренко А.А., Ильинский Г.А., Иванова Т.Н. и др.* Кларки Хибинского щелочного массива // ЗВМО. **1968.** Ч. 97. Вып. 2. С. 133–149.
- Лабунцов А.Н.* Поискowo-разведочные работы по апатиту в Хибинских тундрах (краткая история исследований, кончая 1929 г.) // Хибинские апатиты. Л.: НКТП. **1930.** С. 29–38.
- Минаков Ф.В., Дугкин О.Б., Каменев Е.А.* О карбонатитовом комплексе Хибин // Докл. АН СССР. **1981.** Т. 259. № 3. С. 672–675.
- Минералы Хибинских и Ловозерских тундр / Ред. акад. А.Е. Ферсман, Н.А. Смольянинов, Э.М. Бонштедт. М., Л.: АН СССР. **1937.** 563 с.

- Ноздря В.И.* Геологоструктурные особенности северо-западного сектора ийолит-уртитовой дуги Хибинского массива // Новые данные по геологии апатитовых месторождений. М.: Тр. ГИГХС. **1978**. Вып. 44. С. 56–66.
- Органова Н.И., Марсий И.М., Захаров Н.Д. и др.* Фазовые превращения и особенности микроструктур распада анортклазов с разной геологической историей // Изв. РАН. Сер. геол. **1992**. № 12. С. 47–58.
- Пеков И.В.* О смене натриевого режима щелочности калиевым на поздних стадиях эволюции апатитовых комплексов // Щелочной магматизм Земли. Тр. научн. школы. М.: ГЕОХИ РАН. **2001**. С. 55–56.
- Перекрест И.И., Смирнов В.В.* Геологическая и структурная позиция апатитового месторождения Снежный цирк // Структурный контроль оруденения магматических и метаморфических комплексов Кольского полуострова. Апатиты: Кол. ФАН СССР. **1985**. С. 13–22.
- Плечов П.Ю., Серебряков Н.С.* Реликты апольцитовых пород в рисчорритовом комплексе Хибинского массива и их генетическое значение // Докл. РАН. **2004**. Т. 394. № 5. С. 673–676.
- Поиски, разведка и геолого-промышленная оценка апатитовых месторождений хибинского типа (методические основы). Л.: Недра. **1987**. 188 с.
- Руденко С.А.* К генезису апатитовых месторождений Хибинского массива // Зап. ЛГИ. **1964**. Т. 47. Вып. 2. С. 49–70.
- Руденко С.А.* Основные закономерности процесса формирования пегматоидных пород и пегматитов в щелочных массивах // Минералогия и генезис пегматитов. М.: Недра. **1965**. С. 271–288.
- Руденко С.А., Кузнецов Ж.М.* Метасоматиты ийолит-уртитового и ювит-рисчорритового комплексов Хибинского массива // Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука. **1984**. С. 76–84.
- Серебрицкий А.И., Павлов В.П., Серебрицкая Н.И.* О проблеме генезиса Хибинского щелочного массива в свете учения В.И. Вернадского // Современные геологические проблемы учения В.И. Вернадского о биосфере. Тр. Ленингр. общ. естествоиспыт. **1990**. Т. 1. Вып. 2. С. 66–89.
- Сняткова О.Л., Пронягин Н.И., Маркитахина Т.М., Евстафьев А.С.* Новые данные о структурном положении уртит-ийолит-мельтейгитов в нефелиновых сиенитах Хибинского массива // Месторождения неметаллического сырья Кольского полуострова. Апатиты: Кол. ФАН СССР. **1986**. С. 11–17.
- Сняткова О.Л., Пронягин Н.И., Маркитахина Т.М., Хомяков А.П.* Карбонатитовый комплекс Хибинского массива и перспективы обнаружения в массиве промышленных скоплений природной соды // Изв. АН СССР. Сер. геол. **1984**. № 11. С. 124–128.
- Солодовникова Л.А.* Полевые шпаты Кукис-вумчоррского месторождения // К минералогии постмагматических процессов. Л.: ЛГУ. **1959**. С. 7–72.
- Титов В.Н., Кузнецов Ж.М.* К генезису пойкилитовых калиевых полевых шпатов в ийолит-уртитах Хибинского массива // Научн. Тр. ГИГХС. **1985**. Вып. 64. С. 68–74.
- Титов В.Н., Перекрест И.И., Козловский А.Д. и др.* Новые данные по геологии трахитоидных пород ийолит-уртитовой дуги Хибинского массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. **1970**. № 9. С. 46–51.
- Титов В.Н., Руденко С.А., Козловский А.Д., Кузнецов Ж.М.* О происхождении уртитов Хибинского щелочного массива // Зап. ЛГИ. **1971**. Т. 60. Вып. 2. С. 19–25.
- Тихоненков И.П.* Нефелиновые сиениты и пегматиты северо-восточной части Хибинского массива и роль постмагматических явлений в их формировании. М.: АН СССР. **1963**. 246 с.
- Тихоненкова Р.П.* Фениты Хибинского массива // Редкометаллы метасоматиты щелочных массивов. М.: Наука. **1967**. С. 5–94.
- Трубкин Н.Д., Боруцкий Б.Е.* Дифракционная электронная микроскопия в изучении ортоклаз-криптопертитов из ромбен-порфиров Хибинского массива // Изв. РАН. Сер. физическая. **1993**. № 2. С. 57–67.
- Уэйджер Л., Браун Г.* Расслоенные изверженные породы. М.: Мир. **1970**. 552 с.
- Ферсман А.Е.* Минеральные ассоциации Хибинских и Ловозерских тундр // Изв. Рос. Акад. Наук. Сер. б. **1923**. Т. 17. С. 65–80.
- Ферсман А.Е.* Три года за полярным кругом. (Очерки научных экспедиций в Центральную Лапландию 1920–1922 годов.). Петербург: Время. **1924**. 80 с.
- Ферсман А.Е.* Геохимические дуги Хибинских тундр // Докл. АН СССР. А. 1931. № 14. С. 367–376. По: Избранные труды. Т. 5. М.: Изд-во АН СССР. **1959**. С. 755–763.
- Хибинский массив. (Очерк научных результатов экспедиций в Хибинские и Ловозерские тундры 1920–21 и 22 гг.) / Ред. акад. А.Е. Ферсман // Тр. Северной Науч-

- но-Промысл. экспед. Вып. 16. М., Л.: НТО ВСНХ. № 8. **1923**. 86 с.
- Хибинские и Ловозерские тундры. Т. 1. Маршруты / Ред. акад. А.Е. Ферсман // Тр. Научно-Исслед. Инст. по изучению Севера (бывш. Северная Научно-Промысл. экспед.). Вып. 29. М.: НТО ВСНХ. № 106. **1925**. 197 с.
- Хибинские и Ловозерские тундры. Т. 2. Физико-географический очерк — петрография — месторождения / Ред. акад. А.Е. Ферсман // Тр. Научно-Исслед. Инст. по изучению Севера. Вып. 39. М.: НТО ВСНХ. **1928**. 398 с.
- Хомяков А.П. Минералогия ультраапатитовых щелочных пород. М.: Наука. **1990**. 196 с.
- Шаблинский Г.Н. К вопросу о глубинном строении Хибинского и Ловозерского плутонов // Тр. Ленингр. общ. естествоиспыт. природы. **1963**. Т. 74. Вып. 1. С. 41 — 43.
- Шаблинский Г.Н. Новые данные о тектонике Хибинского плутона // Химия в естественных науках. Л.: ЛГУ. **1965**. С. 190 — 193.
- Шпаченко А.К. Маршруты экспедиций В. Рамзая в Хибинский массив 1891 и 1892 гг. // Минералогия во всем пространстве сего слова. Тр. 2-й Ферсман. научн. сессии Кольск. отд. Рос. минерал. общ., посвященной 140-летию со дня рождения В. Рамзая (Апатиты 18 — 19 апреля 2005 г.). Апатиты: К & М. **2005**. С. 21 — 24.
- Borutskiy B.Ye., Organova N.I., Marsiy I.M. et al.* The crystal structures and Si/Al-ordering in adularia and microcline from Khibiny massif // *International Geology Review*. **1985**. Vol. 27. № 6. P. 746 — 753.
- Brögger W.C.* Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge der südnorwegischen Augit- und Nephelinsyenite // *Zs. Krystallogr., Miner.* **1890**. Bd. 16. S. 1 — 663 (на нем. яз.).
- Oftedal Ch.* Studies on the igneous rocks complex of the Oslo region. 9. The Feldspars // *Norks. Vidensk. Ak., Oslo. I. Mat-Nat. Kl.*, 1948. 3; перевод: Офтедаль Х. Полевые шпаты изверженного комплекса района Осло // *Полевые шпаты*. М.: Изд-во иностр. лит. **1952**. С. 313 — 387.
- Ramsay W., Hackman V.* Das Nephelinsyenitgebiet auf der Halbinsel Kola // *Fennia*. **1894**. Bd. 11. № 2. S. 1 — 225 (на нем. яз.).
- Richey J.E.* Scotland; the tertiary volcanic districts / *British regional geology*. 3 ed. **1961**. 120 p.
- Smith J.V., MacKenzie W.S.* The alkali feldspars. 2. A simple X-ray technique for study of alkali feldspars // *Amer. Miner.* **1955**. Vol. 40. № 7/8. P. 733 — 747.
- Takeda H., Ross M.* Mice polytypism: dissimilarities in the crystal structures of coexisting 1M and 2M<sub>1</sub> biotite // *Amer. Miner.* **1975**. Vol. 60. № 11/12. P. 1030 — 1040.
- Yakovenchuk V., Ivanyuk G., Pakhomovsky Y., Men'shikov Y.* Khibiny / Ed. F. Wall. Apatity: Laplandia Minerals Ltd. **2005**. 468 p.

## АХ, ЭТИ ИЗУМРУДЫ! О КНИГЕ В.И. ЖЕРНАКОВА «ИЗУМРУДНЫЕ КОПИ УРАЛА»

В.А. Попов

*Институт минералогии УрО РАН, Миасс, popov@mineralogy.ru*

«Изумрудные копи Урала» опубликованы в 14-м томе Минералогического альманаха в серии «Знаменитые минералогические объекты России». Действительно, Изумрудные копи Урала — один из самых знаменитых минералогических объектов России вследствие наличия в нём месторождений, проявлений, скоплений драгоценных камней — изумруда и александрита. В названии подчёркнуто: заметки о минералогии. Сейчас в этом удивительном районе Среднего Урала известно 192 минеральных вида. Все минералы получили в тексте хотя бы краткую характеристику, а большинство из них отображены на фотографиях и чертежах книги.

Владимир Иванович Жернаков долгое время лично участвовал в исследовании Изумрудных копей, прекрасно знает историю открытия и функционирования объекта, с некоторыми учёными ему посчастливилось вместе работать. Наряду с всемирно известными Н.И. Кокшаровым, Н.Г. Норденшельдом, А.Е. Ферсманом здесь забили К.К. Матвеев, Ф.И. Рукавишников, К.А. Власов, Е.И. Кутукова, А.А. Беус, А.И. Шерстюк, Г.Н. Вергушков, А.И. Гинзбург, Л.И. Кравцова, И.И. Куприянова, М.П. Попов и другие исследователи.

Геологический очерк написан кратко и понятно. Рудные тела (жилы) и метасоматические комплексы тоже рассмотрены достаточно для понимания специалистов и любителей, изложены разные точки зрения на происхождение этих комплексов. Стоп! А разве ещё не ясно, как произошли эти роскошные, давно известные человеку камни? Автор-то склонился к тому, что изумруды росли метасоматически, то есть замещая твёрдую минеральную среду (слюдиты и другие минеральные агрегаты). При этом кристаллы изумруда якобы частично «оттесняли» кристаллы флогопита, потому что флогопитовая порода имеет повышенную пористость около скоплений изумруда и есть куда оттеснять (автор, правда, не привёл доказательства того, что и во время роста изумрудов пористость слюдитов была такой же, как сейчас). Такая авторская гипотеза как будто имеет некоторые веские

основания: вмещающие слюдиты всеми признаны за метасоматические образования по ультрамафитам; в кристаллах изумруда иногда встречаются ориентированные включения флогопита, рассматриваемые как недозамещённые реликты слюдитов. Всё ясно? Точка? Нет, всё только начинается! Известно, что в разных зонах роста изумрудов включения слюд имеют разный состав (они кристаллизовались последовательно), что у индивидов слюд наблюдаются индукционные поверхности одновременного роста с изумрудом — первые контраргументы высказанной гипотезе.

Слюдиты и метасоматические комплексы (с тальком, амфиболами, хлоритами) представлены в работе как будто просто и убедительно. Но онтогенеза (истории «жизни») их нет. Документальных рисунков мало, и на них нет закономерной зональности метасоматитов. Нет описания псевдоморфоз и метакристаллов в переходных зонах. Можно сказать, что это не является задачей книги, но ведь в конце её есть глава «Генезис драгоценных камней». Генезис всем интересен — специалистам, любителям, праздно читающим. Как же без генезиса? Надо же узнать, где и с чем искать изумруды?

Главное богатство книги — фотографии и описание минералов. М.Б. Лейбова, выполнившего колоссальную фотографическую работу высочайшего профессионализма, можно смело назвать соавтором книги. На фотографиях запечатлены и красота камня, и его история, и огромная морфологическая информация, несомненно дополняющая авторское видение объекта.

Поразительно удачно снята друза александрита Кочубея и поставлена рядом с её рисунком Н.И. Кокшарова позапрошлого века. Совершенно «живая» фотография мюнхенской изумрудной друзы в слюдите находится рядом с рисунком Н. Колпашикова, сделанного в XIX веке. И оживает история, вспоминаются деятели государств, науки, культуры. Зримо представляется светское общество, сверкающие зеленью украшения дам со вставками александрита, загораю-

щихся красным огнём в свете свечей в бальных залах.

Книга просто насыщена фотографиями изумрудов разных коллекций и разных времён. Берёшь её в руки и ... полное ощущение, что попал в изумрудные копи (автор рецензии был там на экскурсии 4 раза). Видно, что цвет изумрудов несколько различен — прохладный голубовато-зелёный и тёплый с жёлтым оттенком. Изумруды есть и в коричневых, и в серых слюдитах. Нужно обратить внимание на асимметрию большинства изумрудов на фотографиях: одна сторона имеет свободную поверхность с преобладанием собственных граней, другая — выглядит приросшей к вмещающему минеральному агрегату. Такая асимметрия характеризует рост в полостях. Чётко просматриваются индукционные поверхности одновременного роста изумрудов со слюдой и с плагноклазом (рис. 1). Хорошо видна зональность изумрудов по цвету, по включениям. Весьма наглядно отражено хрупкое поведение кристаллов изумруда при пластических деформациях слюдитов: их разрывает и растаскивает, в них образуются трещинки, которые заживают бериллом же с возникновением включений (значит, деформации были ещё во время роста берилла).

При описании изумрудов В.И. Жернаков подробно остановился на минеральных и полифазных включениях в кристаллах, на форме и некоторых анатомических особенностях индивидов, на положении берилла в сложных минеральных телах. Это важная и в значительной мере новая информация для ретроспективного моделирования природного минералообразования. По-видимому, следует подчеркнуть, что в некоторых бериллах исследователями найдены расплавленные включения (Базаров и др., 1974), и эти бериллы тоже находятся в слюдитовых телах, считающихся метасоматическими.

Многие редкие минералы Изумрудных копей стали открываться в последние годы. Минералогическая информация увеличивается подобно растущему кристаллу. Вышедший Минералогический альманах с «замечками о минералогии» Изумрудных копей — прекрасное издание об уральском каменном рае. Кроме наслаждения от чтения этой книги, у части читателей может появиться желание самим побывать на объекте, открыть новые минералы и разновидности.

Уральские Изумрудные копи могут ввести исследователей в мир онтогении минералов и сложных минеральных образований. Может быть, следует рассмотреть онтогенез

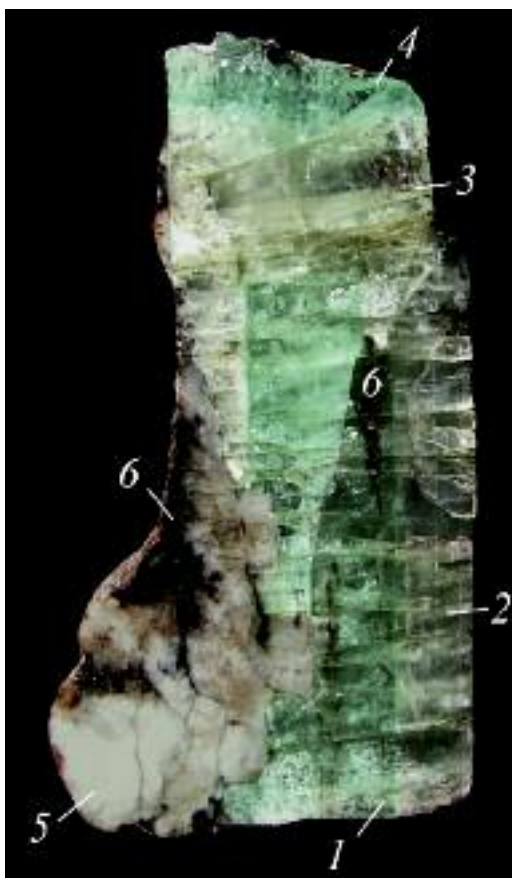


Рис. 1. Сечение зонально-секториального кристалла берилла (длиной 6 см), распиленного вдоль оси 6-го порядка в результате дискуссии о внутреннем его строении и подогретого профессором Э.М. Спиридоновым В.И. Поповой. 1 — ранние зелёные зоны берилла, 2 — серовато-зеленоватые зоны гексагональной призмы, 3 — чередование зеленых и бесцветных зон роста пинакоида, 4 — зона изумруда на головке, 5 — олигоклаз с индукционной поверхностью с бериллом и флогопитом, 6 — флогопит.



Рис. 2. Рассланцованный магматический слюдит с фенокристаллами хризоберилла.

слюдитов, хлоритолитов, амфиболовых пород, часть из которых может оказаться магматическими по происхождению. Не зря же некоторые минералы (в том числе берилл) в слюдитах содержат расплавные включения. Щёлочно-ультрамафитовые магмы с большим количеством растворённых фтора и воды (расплав-раствор), по-видимому, могут давать в процессе кристаллизации в закрытой системе тела со множеством небольших миарол, где кристаллизация заканчивается преимущественно в водной среде. Сильные пластические деформации всего комплекса минеральных тел существенно затруднили снятие генетической информации. Так, дайки хлорит-флогопитовых пород с фенокристами александритов превращены в сланцы (рис. 2). Но есть же участки слабой деформации, где кое-что уцелело! И там можно получить надёжные морфологические признаки явлений кристаллизации в полостях: геометрический отбор к центру минерального тела. Для минералогов, увлекающихся моделированием кристаллизации редких и необычных по составу щёлочно-ультрамафитовых силикатных магм с высокими концентрациями воды,

фтора, фосфора, бериллия, Изумрудные копи Урала — удачный полигон.

Дальнейшая эксплуатация этого уникального природного минералогического комплекса должна быть поставлена так, чтобы учёные могли осуществлять постоянный научный мониторинг в горных выработках. В противном случае человек останется в неведении, как возникают в природе эти чудные камни, где их надо искать.

Книга В.И. Жернакова предназначена для широкого круга читателей, для созерцания, для создания хорошего настроения, для познания истории камня и для исследования камня по фотографиям. Замечательное издание!

## Литература

- Базаров Л.Ш., Кляхин В.А., Сенина В.А. Первичные включения растворов-расплавов в изумрудах Урала // Минералогия эндогенных образований. Новосибирск: СО АН СССР. **1974**. С. 96—108.
- Жернаков В.И. Изумрудные копи Урала: заметки о минералогии // Минералогический альманах. Т. 14. Вып. 2. **2009**. 125 с.