

**ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ МУЗЕЙ им. А.Е. ФЕРСМАНА
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК**

**Международная научная конференция,
посвященная 300-летию
Минералогического музея
имени А.Е. Ферсмана РАН**



21-24 ноября 2016 г.

Материалы Международной научной конференции, посвященной 300-летию Минералогического музея имени А.Е. Ферсмана РАН

ОРГАНИЗАЦИОННЫЙ КОМИТЕТ

Председатели Профессор ПЛЕЧОВ П.Ю.
Члены Академик Бортников Н.С.
Академик Рундквист Д.В.
Академик Малышев Ю.Н.
Академик Пушаровский Д.Ю.
Член-корр. Марин Ю.Б.
Член-корр. Кривовичев С.В.
Член-корр. Пеков И.В.
Профессор Войтеховский Ю.Л.

Академик РАН Глико О.А.
Миронов С.М., Госдума РФ
Юрин А.В., Гохран России
Жарков А.В., «АЛРОСА»
Профессор Орлов В.П. Росгео
Доктор Малеев М.Н. (Болгария)
Профессор Кошуг Д.Г.
Профессор Попов В.А.
Профессор Гаранин В.К.
Профессор Спиридонов Э.М.

Рабочая группа: Матвиенко Е.Н., Гриценко Ю.Д., Карпенко В.Ю., Соколова Е.Л.

Секретари: Мохова Н.А., Кriuлина Г.Ю.



© Минералогический музей имени А.Е. Ферсмана

© Авторы статей

КРИСТАЛЛОХИМИЯ ХЛОРИТА Cu-Au-Mo МИХЕЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (Ю. УРАЛ): ТИПОМОРФИЗМ, ОТРАЖЕНИЕ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ.

С.С. Абрамов¹, О.Ю. Плотинская¹, Е.О. Грознова^{1,2}

*1 Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии, геохимии
РАН, г. Москва, westabra@yandex.ru*

2 Институт экспериментальной минералогии РАН, г. Черноголовка, grozelena@yandex.ru

Михеевское Cu-Au-Mo месторождение (Ю. Урал, Челябинская область) связано с порфировым магматизмом диоритового состава (Plotinskaya et.al, 2016). Месторождение приурочено к поясу даек кварцевых диоритов и их порфировых разностей, который протягивается субмеридионально между двумя крупными штоками диоритов (D₃-C₁), внедрившихся в девонские вулканогенно-осадочные породы. Порфировая минерализация месторождения представлена борнит-халькопиритовой ассоциацией в центральной части, сменяющейся во внешней части халькопиритовой, пирит-халькопиритовой и пиритовой минерализацией. Сопутствующие порфировой рудной минерализации вторичные образования замещены метаморфическими минералами: эпидотом, пренитом, пумпеллиитом, хлоритом. Изучение состава хлорита в ореолах гидротермальных изменений позволяет расширить наше понимание о генезисе этого месторождения.

Типоморфизм хлорита. Наиболее ранний хлорит-1 образуется в ассоциации с актинолитом и пумпеллиитом в оторочках паргаситового вторичного амфибола и при замещении гидротермального биотита порфирового ореола. Хлорит этого типа не зонален, образует либо сплошные массы в базисе изменяемых пород, либо псевдоморфозы по биотиту. Судя по взаимоотношениям с халькопиритом, минералы, относящиеся к этому типу изменений, секут и цементируют рудные минералы.

Этот хлорит вытесняется массивными радиально-лучистыми агрегатами хлорита-2 с хорошо проявленной зональностью: ядро магнезиальное (X_{Mg} – 60–70), края – железистые. Краевые части таких хлоритов ассоциируют с халькопиритом, пиритом. Халькопирит, как правило, находится в эпидотовой рубашке. В этой же ассоциации присутствуют пумпеллиит, серицит, микроклин, альбит, рутил, титанит.

Породы с хлоритом-1 и хлоритом-2 секутся либо пренит-эпидотовыми, пренит-кварцевыми жилами, агрегатами, либо замещаются филлизитами. Филлизиты состоят из серицита, карбоната, хлорита-3, рутила. С филлизитами связаны кварц-карбонатные прожилки с молибденитовой минерализацией. Хлорит-3 представлен струйчатыми, войлокообразными агрегатами. Нередко в тесном сростании с хлоритом-3 отмечается глинистая смектитоподобная фаза.

Вариации химического состава хлоритов. Составы хлоритов Михеевского месторождения имеют чрезвычайно широкий диапазон. Хлорит-1–2 представлен составами клинохлор+дафнит (80–70 мол %), с заметной долей амезитовой молекулы (10–30 мол %). В хлорите-3 удельная доля клинохлора+дафнит остается примерно постоянной, а амезит вытесняется судоитом (до 10–30 мол %). Таким образом, на ранних этапах развития (хлорит-1 и хлорит-2) состав хлорита описывается схемами MgFe-1 (клинохлор-дафнит), и диоктаэдрическим Al₂(Mg,Fe)-3 (клинохлор-амезит), а для хлорита-3 преобладающей схемой изоморфизма являются Чермаков обмен ^{IV}Al^{VI}AlSi-1(MgFe)-1 (клинохлор-судоит).

Условия образования хлорита. Состав хлорита может служить мономинеральным термометром. Для оценки температур образования хлоритов был использован термометр, основанный на распределении катионов в обменных реакциях идеального раствора хлорита в ассоциации с кварцем (Lanagy, Wagner, Vidal, 2004). Оценки температур образования хлорита-1 находятся в интервале 360–300 °С, хлорита-2 – в интервале 300–250 °С. Наиболее поздний хлорит-3 из филлизитов образовывался в диапазоне температур 250–170 °С. Поскольку изменения в метабазитах в ореоле Михеевского месторождения характеризуются

равномерным повсеместным характером распространения, а не контролируются контактами прожилков с метабазами, для оценок условий образования измененных пород с пумпелиитом, актинолитом, серицитом можно использовать метод псевдосечений, Perplex 6.7.1 (Connolly, 2005). Моделирование показывает, что актинолит-серицит-хлорит-пумпеллиитовые изменения отвечают температурам 330–280 °С и интервалу давлений 3,8–4,5 кбар, максимум температур (350 °С) фиксируется в актинолит-эпидот-серицитовых изменениях. Далее давления снижались и для пренитсодержащих образований они не превышали 2–3,5 кбар при температурах 250–300 °С. Т.е. на этапе формирования хлоритов-1–2 преобладали обстановки субизотермальной декомпрессии. Независимая оценка давлений для образования минералов этого этапа по равновесию $Cz+Ru+Qtz=Tnt+An+H_2O$ (Kapp, Manning, Tropper) показывает, что давления находились в интервале 4,5–6 кбар, что согласуется с результатами моделирования методом псевдосечений. Оценки температур образования хлорита-3 из филлизитов и температуры гомогенизации флюидных включений в жильных минералах филлизитов (Groznova et.al, 2015) совпадают, что свидетельствует об их близодновременном образовании. Давления, при которых формировались филлитизированные породы, также можно оценить по составам полифазных газово-жидких включений из минералов филлизитов – 0.2–0.6 кбар (Groznova et.al, 2015).

Таким образом, составы хлорита из зон гидротермальных изменений несут генетическую информацию об условиях формирования месторождения. Ранние хлориты-1–2 формировались в условиях пумпеллиит-актинолитовой и отчасти зеленосланцевой фации метаморфизма при высоких давлениях и умеренно-низких температурах. Возможно, это обстоятельство способствовало сохранению рудных минералов порфирового (дометаморфического) этапа при метаморфической перекристаллизации пород. Далее блок пород Михеевского месторождения был поднят на поверхность. Молибденитсодержащие филлизиты с хлоритом-3 формировались в малоглубинных условиях. Судя по набору минералов (серицит, карбонат, кварц) эти изменения близки к березит-лиственитовому типу. По мере снижения температур филлизиты сменяются аргиллизитами, где хлорит-3 вытесняется каолинит-сметтитовой ассоциацией. Возможно, основная часть минерализации золота формировалась на этом этапе (Азовскова, 2015).

Работа выполнена при поддержке РФФИ № 13-05-00622а и 14-05-00725а и Программы Президиума РАН №4.

Литература

1. *Азовскова О.Б.* Особенности минералогии аргиллизитов Михеевского медно-порфирового месторождения, Южный Урал // Металлогения древних и современных океанов – 2015. РАН, УрО, Ин-т минералогии. Миасс, 2015. – С. 116-120.
2. *Groznova E.O., Plotinskaya O.Yu., Abramov S.S. et al.* Porphyry and Epithermal deposits of the Urals: P-T-x-parameters//European Current Research On Fluid Inclusions (ECROFI-XXIII).Leeds – UK, 27 – 29 June, 2015, p. 70-71.
3. *Connolly J.A.* Computation of phase equilibria by linear programming: A tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation. Earth and Planetary Science Letters. 2005. V.236, p. 524-541.
4. *Kapp P., Manning C.E., Tropper P.* Phase-equilibrium constraints on titanite and rutile activities in mafic epidote amphibolites and geobarometry using titanite–rutile equilibria// J. metamorphic Geol., 2009, 27, 509–521
5. *Lanary, P., Wagner T., Vidal O.* A thermodynamic model for di-trioctahedral chlorite from experimental and natural data in the system $MgO-FeO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$: applications to P–T sections and geothermometry // Contrib. Mineral. Petrology. 2014. 167: 968. DOI: 10.1007/s00410-014-0968-8
6. *Plotinskaya O.Y., Grabezhev A.I., Tessalina S., Selmann R., Groznova E.O.* Porphyry deposits of the Urals: Geological framework and metallogeny//Ore Geology Reviews. 2016 (in press.).

МИНЕРАЛЬНОЕ РАЗНООБРАЗИЕ АРКТИЧЕСКИХ ТЕРРИТОРИЙ КАК ЧАСТЬ ПРИРОДНОГО НАСЛЕДИЯ

И.С. Астахова

Институт геологии КомиНЦ УрО РАН, Сыктывкар. astakhova@geo.komisc.ru

Под минеральным разнообразием отдельной жилы, месторождения до Земли в целом понимается совокупность всех существующих в нем форм минерального вещества, описываемых на нескольких уровнях: минеральные индивиды и агрегаты, минеральные виды, минеральные ассоциации т.д. Георазнообразие уничтожается как в результате естественных природных процессов, так и в результате масштабной горнодобывающей, инженерно-технической и сельскохозяйственной деятельности человека. Особенно актуально данный вопрос встает с интенсивным освоением арктических территорий. Наиболее детально изученными арктическими территориями остаются Пайхой-Южноновоземельская провинция и северная часть Тимана. Многолетние топоминералогические исследования по изучению данных территорий дали высокую степень детализации по региональной минералогии. Первые наиболее детальные исследования по минералогии Пай-Хоя и островов Вайгач и Новая Земля были проведены сотрудниками Института геологии под руководством академика Н. П. Юшкина в 70-е годы прошлого века. Были выявлены редкие минералы – юшкинит, вавеллит, крадаллит, кадмиевый сфалерит, дестинезит, V-As германит и др. Наиболее полная сводка по минеральному разнообразию территории приведена в работе Н. П. Юшкина «Опыт среднемасштабной топоминералогии (Пайхойско-Южноновоземельская минералогическая провинция)», в которой указаны 161 минерал, из них более 19 новых для региона минералов и их разновидностей (Юшкин, 1980). Современный объем минерального кадастра составляет 214 минералов и разновидностей (Астахова, 2013).

Для сохранения геологического наследия создается система особо охраняемых объектов на территории арктической зоны Европейского Севера России, которая охватывает Центрально-Пайхойский и Северо-Пайхойский региональные пояса, острова Новой Земли и Вайгач, Большеземельскую тундру и северную часть Тимана. Составленный учеными и специалистами список охраняемых объектов включает в себя около 20 объектов. Среди них – живописные формы рельефа, пункты находок ископаемых организмов, природные эталонные геологические разрезы и многое другое. Однако минералогические объекты, несомненно, интересные в научном, историческом, культурном и нравственно-эстетическом аспекте, пока не имеют официального статуса охраняемого геологического памятника и не рассматриваются как объекты геологического наследия. К сожалению, в настоящее время объекты геологического и минералогического наследия не рассматриваются природопользователями как основа для научного, культурного и эстетического воспитания широких слоев населения, развития туризма, а также создания целого ряда отраслей бизнеса, связанного с развитием сервиса для путешественников. Во многих странах интересные минералогические объекты рассматриваются как зоны туристического бизнеса с возможностью отбора коллекционного минералогического материала. Однако для развития этих сфер деятельности большая трудность связана с удаленностью территории (Иевлев и др., 2014).

Геологический музей им. А.А. Чернова является центром для сохранения геологического материала, собранного с территории Европейского Севера России. Фонды насчитывают 11 монографических минералогических коллекций объемом более 3 тысяч образцов и ряд выставочных собраний из месторождений и рудопроявлений Центрально-Пайхойского и Северо-Пайхойского региональных поясов, острова Южного Новой Земли и острова Вайгач. В коллекциях представлены образцы юшкинита, открытого в 1983 году. Благодаря этому открытию появилось географическое название Юшкинитовое ущелье,

которое признано геологическим памятником природы с уникальной минерализацией. Минералогическую коллекцию дополняют образцы мышьяково-германиевого сфалерита, самородной меди с Южного острова Новой Земли, арктический янтарь с побережья Карского моря, барит, бирюза, редкие фосфатные минералы (варисцит, вавеллит, ярозит). Собрание арктических территорий дополняют коллекции агатов (более 70 образцов), собранных преимущественно в 1980–1995 годах на Северном Тимане в обнажениях р. Белой. Однако, каньонные выходы р. Белой являются не минералогическим объектом наследия, а геоморфологическим. Лишь проявление агатов на мысе Чаечном является рудно-минералогическим объектом геологического наследия, охраняемым государством.

Данное собрание отражает лишь 29% кадастра минералов изучаемой территории. Установлены низкие показатели (50–60% от объема) для простых веществ, галогенидов, халькогенных соединений, фосфатов и сульфатов. В отличие от неметаллов, которые представлены в фондах музея, недостаточно отражены самородные металлы. Ртуть, свинец и цинк, ограниченные размерным фактором, не охарактеризованы в музейных коллекциях. На Пай-Хое известны находки муассонита, однако данный минерал не представлен в фондах. Изучение минералогии и генезиса флюоритовых месторождений Уральско-Новоземельской формации позволило сформировать четыре музейные коллекции объемом более 200 образцов, которые являются наиболее представительными. Однако, из галогенидов не представлены в фондах иодаргирит и маршит. Пайхой-Южноновоземельская провинция отличается находками редких сульфатов и фосфатов. Лишь на 65% собрание музея отражает минералогическое разнообразие этих классов. В коллекциях представлены наиболее распространенные халькогенные соединения, однако редкие представители данного типа минералов отсутствуют. Практически полностью не находят отражения теллуриды и арсениды, которые установлены только в данной провинции (винсентит, вавринит). Наиболее полно в музейных фондах отражены силикаты, карбонаты и оксиды. Из оксидов отсутствует лишь редкие – гетеролит, литиофорит, бузерит. В провинции из классов силикатов обнаружено 65 минеральных вида и их разновидностей, из них 15 не представлены в фондах музея. Увеличение представительности можно добиться путем проведения более детального повторного исследования имеющегося материала в фондах музея. Дублирующий каменный материал по топоминералогическим исследованиям данной территории собран в 6 рабочих архивных коллекциях объемом более 1,5 тыс. образцов и проб.

Литература

1. *Астахова И.С.* Минералогическая изученность Северо–Востока Европейской части России // История наук о Земле. 2013. Т. 6. №2. С. 5–18.
2. *Иевлев А.А., Бурцев И.Н., Астахова И.С., Юхтанов П.П., Чибилев А.А.* Сохранение геологического разнообразия Тимано-Североуральского региона: система ООПТ, геологических и естественно-исторических музеев // Север и рынок: формирование экономического порядка. 2014. № 1. С. 120–128.
3. *Юшкин Н.П.* Опыт среднемасштабной топоминералогии (Пайхойско-Южноновоземельская минералогическая провинция). Л.: Наука, 1980. 376 с.

МИНЕРАЛЫ СУРЬМЯНО-РТУТНЫХ ЖИЛ НИКИТОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ДОНБАСС)

Р.М. Багатаев

Центр геологического изучения и оценки недр, Махачкала, Россия. berem-55@yandex.ru

Никитовское ртутное месторождение, открытое в 1879 г. по отвалам древних разработок, находится в центральной части одноименного рудного поля в Донбассе. Добыча ртутных руд на месторождении, начатая в 1886 г., прекратилась в конце 90-х годов XX века. Наиболее богатая киноварная минерализация отмечается в сурьмяно-ртутных жильных рудных телах. Кроме киновари, во многих из них постоянно наблюдались антимонит, кварц и диксит, а иногда пирит и марказит (Артеменко, Багатаев, 1988).

Минеральный состав рудных тел с глубиной освоения месторождения усложняется, появляются более высокотемпературные сульфиды (сфалерит, халькопирит, висмутин, молибденит, станнин) и сульфосоли (блеклые руды, джемсонит, буланжерит, цинкениит и др.). Из свыше 80 минералов, известных на месторождении, большинство сконцентрировано в жилах. Главные рудные минералы жил – киноварь и антимонит, второстепенные – пирит, марказит, арсенопирит, редкие – сфалерит, галенит, висмутин, бурнонит, блеклая руда, бравоит, цинкениит и др. В последние годы разработки месторождения были обнаружены цилиндрит и фюллепит. Жильные минералы: кварц, хлорит, каолинит, диксит. Этими минералами, как правило, замещаются гидрослюды. Хлорит, в свою очередь, замещают каолинит и диксит (Багатаев, Артеменко, Зубов, 1989; Багатаев, 1997).

Киноварь слагает жилы и прожилки различной длины и мощности, реже образует вкрапленность в песчанике. В жилах киноварь ассоциирует с антимонитом, который обычно выделяется в их центральной части, а киноварь – на периферии и в апофизах. Для киновари и антимонита характерны тесные сростания, в которых киноварь, вероятно, является более поздним образованием. При этом киноварь содержит включения ромбических и шестоватых кристаллов антимонита, напоминающих в некоторых случаях эмульсионную вкрапленность.

Примечательны кристаллы киновари, постоянно встречающиеся в жилах отдельными зернами, друзовыми сростками, гнездообразными скоплениями в полостях трещин, пустотах, рыхлой раздробленной массе и др. Гониометрическим изучением установлено закономерное изменение в морфологических типах или деталях огранки кристаллов киновари по различным жильным рудным телам. Размер кристаллов колеблется от доли до 8–10 мм вдоль оси третьего порядка. Практически все они, за исключением отдельных случаев, двойники с проращением двух ромбоэдров {1012}, усложненных сростанием по (0001) с мелкими гранями других форм, среди которых обычны ромбоэдр {1011} и трапецоэдр {2133}.

Отметим, что форма кристаллов киновари, несмотря на принадлежность к одному типу ромбоэдрических двойников, отличается деталями огранки в зависимости от типов жил и минеральных ассоциаций в них.

Антимонит, в основном находясь в сурьмяно-ртутных жилах, ассоциирует с гребенчатым кварцем, киноварью, дикситом, реже с другими минералами. В единичных полостных раздувах жил образуются массовые скопления кристаллов антимонита весом до 100 кг (Багатаев, 1996).

Основная кристаллографическая форма антимонита – ромбическая призма, иногда грани пинакоида с вертикальной штриховкой, причем головка их увенчана призмой с горизонтальными линиями. Спайность совершенная, параллельная пинакоиду. В силу этого пирамидальные вершины граней часто обламываются, в особенности у тонких кристаллов. У последних наблюдаются разнообразные головки – от тупых до копьевидных. Такие кристаллы очень часто изогнуты или закручены с типичным несимметричным развитием. Отдельные иглы и копья достигают в длину 15–18 см, но они очень редки. Часто наблюдается сильная пластическая деформированность кристаллов, сопровождающаяся

волнистой изогнутостью, растяжением и искривлением полисинтетических двойников с образованием сложно переплетающихся перистых микроструктур с катаклазом.

Особняком представляются обнаруженные в жилах инфлювиальные россыпи киновари. Пострудные взбросовые смещения по жилам обуславливают образование полостей на их пологозалегающих фрагментах. Впоследствии в этих полостях происходило отложение обломочного и дезинтегрированного материала жил и вмещающих пород, переносимого инфлюационными водами. В верхней части россыпи расположены отдельные маленькие линзы почти одной киновари и антимонита. Последние наблюдаются и в виде неравномерно распределенных в россыпи обломочных зерен, размер которых колеблется от десятых долей до 5 мм.

Необходимо отметить выделения дисульфидов железа (в основном марказита), которые встречаются в полостях жил вместе с инфлювиальными россыпями. Кроме рассеянных по всей россыпи мелких разнообразных форм, марказит образует корочки, натечные и ноздревато-почковидные выделения значительных размеров, достигающих до 1х1.5 м.

Кварц на месторождении в основном приурочен к жилам и прожилкам вдоль этих рудных тел (Багатаев, Зубов, Зинчук, 1991). Примечательно, что в жильно-прожилковых образованиях, особенно на более глубоких горизонтах, постоянно обнаруживаются индивиды кварца размером до 0.5–0.8 см и их сростки, проросшие иглами антимонита и содержащие зерна киновари, иногда с присыпкой пирита или марказита на гранях. Редко встречаются отдельные кристаллы размером 3–4 см и более. Рудные минералы, замесившие перетертый в зоне дробления материал, содержат переотложенный кварц в виде двуглавых метакристаллов, иногда скелетных и футляровидных. В жилах имеются камеры до 10–15 см, редко 3–5 м в диаметре. Их стенки иногда покрыты головками короткостолбчатого гребенчатого кварца с торчащими из них иглами антимонита, а центральные части содержат среди спутанноволокнистых агрегатов антимонита и выделений киновари, свободно лежащие кристаллы кварца, прозрачные либо замутненные от обильного количества газовой жидких включений.

Наблюдения взаимоотношений кварца с рудными минералами указывают на тесную связь и близко одновременный рост с киноварью и антимонитом в процессе отложения кремнезема щелочными растворами. Иголочки антимонита разрастаются в стороны от кристалла кварца, для которых он выполнял роль затравки. В других случаях такую же роль играет киноварь. Иногда кварц пронизан иголочками антимонита настолько густо, что приобретает вид волосатика.

В общем виде последовательность кристаллизации рудных минералов следующая: арсенопирит – антимонит – (халькопирит, сфалерит) – киноварь – марказит; сформировалась она, по-видимому, в одну стадию. Преимущественное развитие определенных минеральных ассоциаций в отдельных частях жил образует минералогическую зональность.

Литература

1. Артеменко В.М., Багатаев Р.М. Жильное ртутно-сурьмяное оруденение глубоких горизонтов Никитовского месторождения // Геология рудных месторождений. 1988. Т. 30. №5. С. 94–99.
2. Багатаев Р.М., Артеменко В.М., Зубов В.И. Особенности распределения минеральных ассоциаций и кристаллов киновари в рудных телах глубоких горизонтов Никитовского месторождения // Минералогический журнал. 1989. Т. 11. №2. С. 44–53.
3. Багатаев Р.М., Зубов В.И., Зинчук И.Н. Кварц глубоких горизонтов Никитовского ртутно-сурьмяного месторождения // Минералогический журнал. 1991. Т. 13. №1. С. 67–76.
4. Багатаев Р.М. Сурьмяноносность Никитовского рудного поля // Минералогический журнал. 1996. Т. 17. №1. С. 88–98.
5. Багатаев Р. М. О минералогии Никитовского месторождения (Украина) // Мир камня. 1997. №12. С. 17–23.

ЗОЛОТОНОСНЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ КУРУШ-МАЗИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (ГОРНЫЙ ДАГЕСТАН)

Р.М. Багатаев

Центр геологического изучения и оценки недр, Махачкала, Россия. berem-55 @ yandex.ru

В черносланцевых толщах Куруш-Мазинского рудного поля множество рудопроявлений полиметаллов периодически исследовались с начала XX века, но промышленно значимых объектов свинцово-цинковых руд не выявлено (Черницын, 1985). При этом анализом некоторых образцов сульфидно-кварцевых жил были установлены повышенные содержания золота. С 2010 г. проводятся поисковые работы на рудное золото в терригенных ниже- и среднеюрских отложениях рудного поля (Багатаев, 2013).

Основными рудными минералами жильно-прожилковых образований являются пирит, сфалерит и галенит. Нерудные минералы представлены кварцем, кальцитом и доломитом.

Проведенные в последние годы исследования позволяют считать, что процесс минерализации протекал в две стадии, каждая из которых содержит несколько последовательно формирующихся парагенезисов.

В первую стадию формировались три следующих парагенезиса.

Кварцевый парагенезис (кварц-I) представлен наиболее широко. Кварц составляет жилы и прожилки разной мощности, они образованы средне- и крупнокристаллическим белым кварцем. Окраска его обусловлена большим количеством внутренних дефектов и газожидких включений. В зальбандах жил и прожилков регулярно отмечается наличие зоны геометрического отбора, что свидетельствует о формировании кварцевого агрегата в свободном пространстве.

Пиритовый парагенезис. Пирит имеет кубическую форму с ростовой штриховкой на гранях. Размер его кристаллов изменяется в широких пределах – от 0.01 до 3.0 мм. Пирит метасоматически развивается по белому кварцу, формируя как отдельные метакристаллы и их сростки, так и массивные образования, разрастающиеся в стороны от коротких микротрещин в белом кварце.

Кварцевый парагенезис (кварц-II) распространен в незначительных количествах. Данный кварц составляет мелкие (до 3х5 мм) гнезда и линзы в раннем белом кварце и представлен хорошо ограниченными бездефектными прозрачными кристаллами. В центральных частях наиболее крупных гнезд встречаются мелкие друзовидные полости. Единичные кристаллы кварца-II отмечаются среди кристаллов предшествующего пирита.

Вторая стадия отделяется от первой процессом интенсивного выщелачивания раннего белого кварца. Такие процессы обычно связаны с резким изменением pH гидротермальных растворов. Размер сформированных полостей в кварце местами достигает 3х4 см. Границы полостей, как правило, очень неровные. Интересно отметить, что растворялся только кварц, а ранний пирит полностью сохранялся, поэтому часть стенок полостей сложена пиритом. Большая часть рудных агрегатов второй стадии была отложена в этих полостях, хотя достаточно широко развиты и метасоматические замещения. В этой стадии выделяется пять последовательно сформированных парагенезисов, разделенных тектоническими подвижками разной интенсивности, обычно слабыми.

Кварц-доломитовый парагенезис наиболее полно и отчетливо представлен в полостях выщелачивания, в которых на поверхность кварцевого или кварц-пиритового агрегата подложки нарастает зональная кварц-доломитовая кайма. Мощность каймы может быть различной (от долей миллиметра до 2–3 мм). В основании каймы отлагается агрегат гребенчатого кварца. Затем отлагается кайма доломита, которая, в свою очередь, обрастает новой каймой гребенчатого кварца. В целом доломита в этом парагенезисе значительно больше, чем кварца. Кайма может быть сплошной, прерывистой или вовсе отсутствовать. Также могут отсутствовать те или иные ритмы парагенезиса, или при сплошной в целом

кайме тот или иной ритм может быть прерывистым. Одновременно с формированием кварц-доломитовых кайм в полостях выщелачивания происходило активное метасоматическое замещение доломитом раннего белого кварца. Пирит первой стадии при этом полностью сохранялся. Доломит замещал как крупные выделения кварца между кристаллами пирита, так и частично мелкие его реликты в пиритовых кристаллах.

Сфалеритовый парагенезис сложен сфалеритом с мелкой эмульсионной вкрапленностью халькопирита. В основном она приурочена к внешним границам кристаллов сфалерита. Иногда отмечаются выделения сфалерита без вкрапленности халькопирита. Большая часть сфалерита сформирована в полостях выщелачивания, где обрастала кварц-доломитовые каймы. При их отсутствии сфалерит нарастал непосредственно на кварцевый агрегат подложки. Сфалерит также образует метасоматические гнезда и линзы в раннем кварцевом агрегате и в незначительном количестве замещает часть реликтов кварца в пирите.

Кварцевый с доломитом парагенезис присутствует в жильных образованиях в очень незначительных количествах в виде тонких (до 0.5 мм) кварцевых и доломит-кварцевых прожилков, пересекающих агрегаты раннего белого кварца, пирит, кварц-доломитовые каймы и сфалерит. В более позднем галените они не встречены.

Галенитовый парагенезис распространен достаточно широко. В среднем в изученных образцах галенита больше, чем сфалерита. Он является наиболее поздним рудным минералом. В этом парагенезисе в незначительном количестве отмечаются халькопирит, пирит, сфалерит и кварц. Пирит и сфалерит являются, вероятнее всего, переотложенными из более ранних минеральных парагенезисов.

Кальцитовый парагенезис сложен кальцитом с очень незначительной примесью кварца. Наиболее полно он проявлен в единичных маломощных (до 2–3 мм) прожилках, в которых зальбанды сложены каемкой гребенчатого кварца.

Минераграфическими исследованиями золото и арсенопирит в образцах сульфидно-кварцевых руд не устанавливаются. В этой связи были изучены специально подготовленные препараты (микроаншлифы и шлих из протоочки) на электронном сканирующем микроскопе с энергодисперсной приставкой KeveX. В результате были обнаружены мелкие (5–8 мкм) частицы золота изометричной и пленочной формы, а также арсенопирит, удлиненно-призматический (12 мкм по длинной оси) и неправильной формы размером до 14 мкм. Последняя разновидность – включения в жильном кварце, а удлиненно-призматическая – вкрапленность в гидротермально измененной вмещающей породе.

Сцинтилляционным атомно-эмиссионным анализом определены формы нахождения и размерности частиц золота. Практически все они соответствуют размерам 2–6 мкм. Единичные пробы с относительно большими содержаниями золота включают его частицы большего размера (6–10 и 10–16 мкм). Данный анализ позволяет определять содержание золота в порошке проб по количеству и объему его частиц, размер которых превышает 2 мкм (Васильева, Шабанова, 2005). Соответственно, содержания золота в исследованных пробах, определенные этим методом, считаются заниженными по отношению к данным атомно-абсорбционного и золото-спектрометрического анализа. В то же время определения содержания золота по интегральным спектрам для всех частиц дают более высокие содержания, сопоставимые с данными анализов, проведенными двумя последними методами. Сцинтилляционный атомно-эмиссионный анализ мономинеральных фракций пирита и галенита показал, что в пирите золото присутствует в больших количествах, чем в галените, и оно представлено более крупными фракциями.

Литература

1. Багатаев Р.М. Золото-сульфидное оруденение черносланцевых толщ Горного Дагестана // Развед. и охр. недр. 2013. № 6. С. 3–8.
2. Васильева И.Е., Шабанова Е.В. Прямое атомно-эмиссионное определение серебра и золота в геологических образцах // Завод. лаборат. 2005. № 71(10). С. 10–16.
3. Черницын В.Б. Металлогения свинца и цинка. Киев: Наук. думка, 1985, 270 с.

РУДНО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ МУЗЕЙ ИГЕМ РАН И НАСЛЕДИЕ КУНСТКАМЕРЫ

О.А. Богатиков, А.Я. Докучаев, В.Н. Смольянинова, А.В. Каргин, М.К. Суханов

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии
РАН. Москва, Россия. dok@igem.ru*

В Рудно-петрографическом музее ИГЕМ РАН хранятся геологические коллекции (образцы магматических горных пород, шлифы), каталоги и папки с сопровождающими их архивными материалами Геологического и Минералогического музея имени Императора Петра Великого Императорской Академии Наук. Рудно-петрографический музей ИГЕМ РАН, совместно с Минералогическим музеем им. А.Е. Ферсмана РАН и Государственным геологическим музеем им. В.И. Вернадского РАН, берет свое начало от Минерального кабинета Кунсткамеры (ныне Музея антропологии и этнографии им. Петра Великого РАН в Санкт-Петербурге), образуя с ними единое историческое и научное наследие России.

В отношении исторических коллекций Кунсткамеры можно выделить следующие факты (Басаргина, 2012). В 1925 году, при праздновании 200-летия Академии наук, произошло разделение Геологического и Минералогического музея имени Императора Петра Великого на два самостоятельных музея – Геологический музей Академии наук СССР и Минералогический музей Академии наук СССР. Директором Геологического Музея им. Петра Великого АН СССР стал Франц Юльевич Левинсон-Лессинг (1861–1939).

В 1930 году, в связи с реорганизацией Академии наук, Минералогический музей был преобразован в Минералогический институт (директор А.Е. Ферсман). На базе коллекций Геологического музея возникли три института – Геологический (ГИН, директор В.А. Обручев), Палеозоологический (ПИН, директор А.А. Борисяк) и Петрографический (ПЕТРИН, директор Ф.Ю. Левинсон-Лессинг). В том же году из нескольких отделов Комиссии по изучению естественных производительных сил СССР (КЕПС) был создан Геохимический институт.

В 1932 году решением Президиума АН был создан Ломоносовский институт геохимии, минералогии и кристаллографии (ЛИГЕМ), объединивший Геохимический институт, кристаллографическую лабораторию и Минералогический институт. В составе ЛИГЕМа были сформированы отделы-секторы кристаллографии, геохимии, минералогии, региональной минералогии и Минералогического музея.

В 1934 году СНК СССР принял постановление «О переводе Академии наук СССР в Москву». В 1937 году ЛИГЕМ, ПЕТРИН и ГИН объединились в Институт Геологических наук (ИГН АН СССР), который в ноябре 1955 года был разделен на два института – Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ), с 1934 года вместе с Рудно-петрографическим музеем базирующийся в Старомонетном переулке, доме 35, и Геологический институт (ГИН).

Систематическая петрографическая коллекция Геологического музея имени Петра Великого Императорской Академии Наук, которым в то время руководил академик В.И. Вернадский (1863–1945), начала им составляться в 1908 году с петрографической коллекции, собранной в Норвегии, в окрестностях Христиании (рис. 1). Эти образцы ныне выставлены в экспозициях Рудно-петрографического музея ИГЕМ РАН «Магматизм континентальных рифтов, Рейнский грабен и грабен Осло» (образцы фирмы Кранц, Германия). Систематическая петрографическая коллекция является основой Рудно-петрографического музея ИГЕМ РАН, постоянно дополняется и уточняется при взаимодействии с Межведомственным петрографическим комитетом (МПК) при Отделении наук о Земле РАН, также базирующемся в ИГЕМ РАН.

Впоследствии академик Ф.Ю. Левинсон-Лессинг сформировал мемориальные и тематические коллекции – они и сопровождающие их архивные материалы на русском,

немецком и итальянском языках хранятся в ИГЕМ РАН. В первую очередь следует выделить коллекцию горных пород полярных районов Сибири (372 образца) Э.В. Толля (1858–1902) по данным экспедиций 1885–1902 гг.; коллекцию горных пород А.Ф. Постельса (1801–1871), собранную во время кругосветного путешествия (1826–1829 гг.) на военном шлюпе «Сенявин» под командованием капитана Ф.П. Литке; а также коллекции Г.А. Струве (1772–1851), Г.П. Гельмерсена (1803–1885), К.И. Гревинга (1819–1887), О.О. Баклунда (1878–1958), Ф.Н. Чернышева (1856–1914), П.В. Виттенбурга (1884–1968), И.П. Толмачева (1872–1950), Ф.Ю. Левинсона-Лессинга (1861–1939), И.П. Рачковского (1878–1961), Б.М. Куплетского (1894–1965) и других выдающихся ученых.

Систематическая петрографическая коллекция.					
Номер по порядку.	Название.	Местонахождение.	Прототип, время сбора и поступления.	Номер записи.	Примечания.
1	Normandit	Normandit, Grand Lachade	В. И. Штернберг вместе с гранитом из Гран-Лашаде, до 1890 г., в период нахождения в коллекции до 1910 г.	59/1	шл. 4627-1 КПШ-502
2	Normandit (alkalisch)	Grand Normandit	"	59/2	шл. КПШ-502
3	Normandit (alkalisch)	Grand	"	59/3	шл. 4627-2
4	Normandit	Grand Normandit	"	59/4	шл. КПШ-549
5	Normandit	Grand Normandit	"	59/5	шл. 4627-3
6	Normandit (alkalisch)	В. Normandit ex Grand	"	59/6	шл. 4627-4
7	Normandit (alkalisch)	В. Normandit ex Grand	"	59/7	шл. 4627-5
8	Normandit (alkalisch)	В. Normandit ex Grand	"	59/8	шл. 4627-6
9	Normandit (alkalisch)	В. Normandit ex Grand	"	59/9	шл. 4627-7
10	Normandit	Normandit, Longueuil	"	59/10	шл.

Для понимания исторического значения коллекций Рудно-петрографического музея ИГЕМ РАН отметим следующий факт. В юбилейном издании «Летопись Кунсткамеры», посвященном 300-летию основания первого в России государственного общедоступного музея – Кунсткамеры (Летопись Кунсткамеры, 2014), упоминается запись от 14 ноября 1834 года: «*Е.И. Паррот ознакомил с коллекцией образцов лавы с Везувия (292 экз.), присланной ученым-естествоиспытателем Ванотти из Неаполя. Решено благодарить Ванотти (ЖМНП. 1834. № 12. С. 424, 425; Летопись. Т. II. С. 250)*». Ныне эта коллекция продуктов датированных (начиная с 1630 года) извержений вулкана Везувий Карла Ванотти (292 образца и ведомость к ним), как и коллекция датированных (начиная с 1535 года) лавовых потоков вулкана Этна, собранная Марио Джемелларо (186 образцов), хранятся в Рудно-петрографическом музее ИГЕМ РАН (рис. 2).

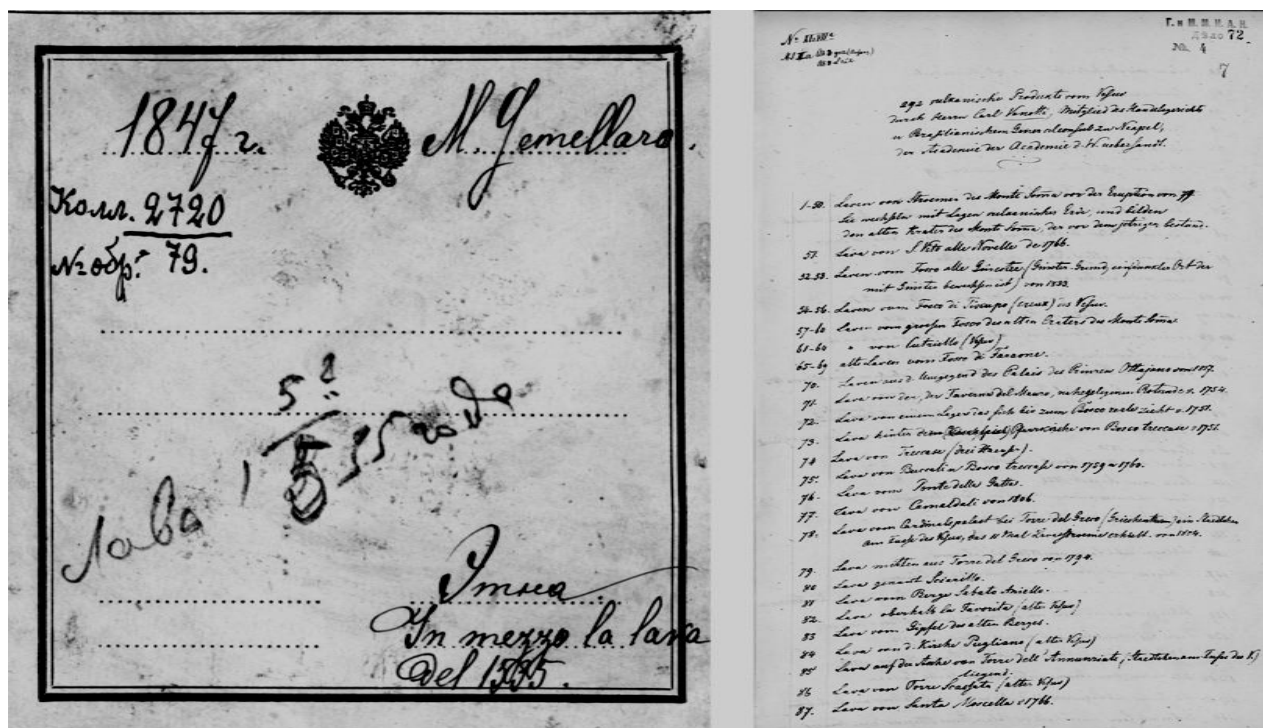


Рис. 2. Этикетка к образцу М. Джемелларо из лавового потока, датированного 1535 годом, и ведомость к коллекции К. Ванотти (Рудно-петрографический музей ИГЕМ РАН).

В систематической коллекции насчитывается 415 образцов, собранных в результате работ более 100 исследователей в различных районах Земли. Все образцы имеют химические анализы и шлифы, занесены в электронную базу данных.

Осуществляется межплатформенная интеграция с интерактивным каталогом (на основе базы данных MySQL) образцов Рудно-петрографического музея ИГЕМ РАН и структурных подразделений института, содержащим более детальную информацию по образцам, включая их макро- и микрофотографии. Разрабатываемый в настоящее время информационный каталог позволяет трансформировать тематические коллекции и экспозиции, посвященные как различным типам пород, так и изучавшим их ученым, в региональные и специализированные коллекции; в будущем он позволит создать интерактивные коллекции образцов и карты маршрутов экспедиций, уникальных не только с геологической, но и с исторической точек зрения.

База данных Рудно-петрографического музея доступна по ссылке: <http://www.igem.ru/museum/> (пароль IGEM – логин museum).

Литература

1. Басаргина Е.Ю. Становление музейного комплекса Императорской Академии наук // Вопросы музеологии. Вып. 1 (5). 2012. С. 78-87.
2. Летопись Кунсткамеры. 1714–1836 / Авт.-сост. М.Ф. Хартанович, М.В. Хартанович. Отв. ред. Н.П. Копанева, Ю.К. Чистов. СПб.: МАЭ РАН, 2014. 740 с.

ВОЗВРАЩАЯ ИСТОРИЧЕСКИЙ КОНТЕКСТ

Н.В. Боровкова

*Горный музей Санкт-Петербургского горного университета, Санкт-Петербург, Россия.
museum@spmi.ru.*

В большинстве естественнонаучных музеев наряду с минералами, геологическими и прочими объектами довольно часто можно встретить предметы декоративного прикладного и ювелирного искусства. В подобных экспонатах в силу специфической направленности таких музеев, прежде всего, исследуется и изучается материал – камень, металл. И, к огромному сожалению, слишком часто остается вне поля внимания специалистов исторический контекст, окружающий подобные произведения. Только в последние годы более активно стала проводиться исследовательская работа по восстановлению истории бытования и истории создания таких предметов. Между тем, все эти аспекты необычайно важны не только для понимания ценности произведений искусства, но и для повышения статуса музейных собраний, в которых они хранятся сегодня. Длительное время многие вопросы истории бытования предметов не входили в круг интересов специалистов естественнонаучных музеев. Во-первых, в силу особенностей исторического развития государства и определенной политической стратегии, существовавшей в советские годы. Во-вторых, такая информация считалась излишней для музея естественнонаучной направленности и ей просто не придавали должного значения. В настоящее время все чаще мы обращаемся к историческим сведениям, которые помогают узнать дополнительную информацию о предметах, хранящихся в фондах.

Наименее изученным периодом формирования музейных коллекций остается время Гражданской войны и первых лет становления советской власти. Многим музеям пришлось отстаивать свое право на существование в новом государстве, часть была закрыта и ликвидирована, часть реорганизована, в это период был национализирован большой объем художественных ценностей, принадлежавших частным лицам. Крупнейшие частные собрания прекратили свое существование и вошли в состав Государственного музейного фонда (далее – ГМФ), а в Ленинграде было организовано его отделение (далее ЛО ГМФ). С целью скрыть информацию о прежних владельцах произведений, вошедших в состав ЛО ГМФ, вся информация о прежних владельцах была максимально обезличена. Но, тем не менее, именно архивные документы, спустя более девяносто лет, помогают нам по крупицам восстановить историю бытования предметов, хранящихся в фондах.

История формирования коллекций Горного музея и Минералогического музея АН им. А.Е. Ферсмана в этот сложный исторический период происходила параллельно. Оба музея, располагаясь на берегах Невы, являлись крупнейшими естественнонаучными собраниями Петербурга конца XIX – начала XX вв. В коллекциях обоих музеев можно было встретить не только минералы, но и произведения искусства из них. Тем не менее, к началу XX столетия объем художественных произведений в составе таких фондов был совсем не велик.

Значительное перераспределение художественных ценностей, которое произошло в первые годы советской власти, позволило восполнить существовавшие лакуны. В Горном музее был организован подраздел «Прикладной минералогии», куда вошли произведения ювелирного, декоративно-прикладного искусства и скульптура из камня. В Минералогическом музее АН создали отдел «Поделочного, драгоценного камня и истории его обработки» (ОР ГЭ, Л. 92). Создание отдела было приурочено к проведению всесоюзного совещания минералогов (ОР ГЭ, Д. 1455), в дни празднования 200-летнего юбилея АН (Барсанов, Корнетова, 1989). Для максимального наполнения экспонатами художественной направленности руководители обоих музеев обратились с письмами к ЛО ГМФ с просьбой о выдаче экспонатов из фонда.

13 декабря 1926 г. был составлен первый акт выдачи предметов из ЛО ГМФ в Минералогический музей АН на основании распоряжения Главнауки от 7 декабря 1926 года № 170840 через старшего ученого хранителя В.И. Крыжановского. В общей сложности фигурирует 32 предмета, переданных из ЛО ГМФ и ранее принадлежавших частным лицам. В дополнительном списке предметов значились «вещи, отобранные для Минералогического музея АН СССР для отдела «Поделочный драгоценный камень и история его обработки» по признакам материала и производства» (ОР ГЭ. Ф. 4. Оп. 1. д. 1455) в Гатчинском дворце-музее. В этом списке фигурирует 83 предмета декоративно-прикладного искусства. А также было отобрано семь предметов из т.н. «Строгановского дома» (Строгановского дворца). Разрешение Главнауки на выдачу всех предметов было получено 28 декабря 1926 г. В двух заключительных списках совершенно четко обозначено, откуда передавались предметы – коллекции Гатчинского и Строгановского дворцов. А вот общий перечень предметов, переданных из хранилища ЛО ГМФ, скрывает от нас имена прежних владельцев. Для раскрытия данной информации необходимо обращаться к документам ЛО ГМФ, инвентарным книгам и актам приема предметов в фонд, хранящимся в отделе рукописей Государственного Эрмитажа.

После успешного получения предметов Минералогическим музеем АН, за получением других художественных ценностей обратился в ЛО ГМФ и Горный музей и в 1927 г. ему тоже выдали ряд предметов из камня, ранее принадлежавших различным частным лицам. Тщательное изучение архивных документов ЛО ГМФ позволило выявить в коллекциях обоих музеев предметы, ранее находившиеся в личном владении семьи великого князя Константина Константиновича, знаменитого поэта КР. Они были вывезены из Мраморного дворца, национализированного в 1917 году. В Горный музей из обстановки Мраморного дворца поступило три предмета: фигурка слона из серой калканской яшмы; одна ваза из пары, вырезанная из шведского блибергского порфира и пресс-папье с накладкой в виде кисти винограда из аметиста. Минералогический музей АН получил 11 предметов, ранее находившихся в Мраморном дворце. В их числе были резные вазочки из родонита, яшмы, нефрита, кварцита и др.; парные агатовые бокалы; коробочка на круглых ножках из змеевика, флакон для клея в виде груши и др.

Доступность ранее засекреченных архивных документов, кропотливое, порою очень длительное исследование позволяет возвращать многим предметам исторический контекст, в котором они создавались. Сегодня мы можем приоткрыть ранее скрытую от нас историю их бытования и открыть имена прежних владельцев, что, несомненно, повышает историческую значимость предметов, хранящихся в современных музейных собраниях.

Литература

1. Письмо неопределенного секретаря АН СССР в Главное управление научных учреждений. ОР ГЭ. Ф. 4. Оп. 1. Д. 1455. Л. 92.
2. ОР ГЭ. Ф. 4. Оп. 1. Д. 1455. Л. 92.
3. Барсанов Г.П., Корнетова В.А. История развития Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана АН СССР за 270 лет (1716–1986). // Старейшие минералогические музеи СССР. Очерки по истории геологических знаний. – М.: Наука, 1989. – С. 31.
4. ОР ГЭ. Ф. 4. Оп. 1. д. 1455.

ОНТОГЕНИЯ И ФИЛОГЕНИЯ ПОСТКРИСТАЛЛИЗАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Б.Е. Борущкий

Минералогический музей имени А.Е. Ферсмана РАН, Москва, Россия.

Borborutzky2012@yandex.ru

Минералогия, как наука *геологическая*, является наукой *естественно-исторической*, и ее объекты – минералы – должны изучаться и классифицироваться такими, какими они образуются и существуют в природе, и видоизменяются во времени в соответствии с изменением геологических условий и физико-химических параметров в ходе геологических процессов на Земле. Однако, практика минералогического изучения показывает, что после того, как будут получены те или иные данные о химическом составе исследуемого минерала и его структуре выполняется его диагностика, то есть выясняется принадлежность его к тому или иному минеральному виду (или выделение нового минерального вида), и изучение переходит на новый методологический уровень – *уровень минеральных видов*, и все, что мы знаем о реальных индивидах минералов, как правило, забывается. Систематизация минералов производится по формальным «надуманным» признакам, для единообразия утвержденным специальной комиссией, абстрагированным от реальных данных о природном минеральном веществе, и, что особенно прискорбно, от генетических данных об условиях минералообразования и последующего существования минералов данного вида. В частности, в так называемой «общепринятой» *химической* (точнее *кристаллохимической*) классификации минералов, положенной в основу деятельности КНМНМ ММА, совершенно не учитываются представления о поле (или области) стабильности минерала (в котором данный вид может существовать), вариациях химического состава и структуры в ходе его кристаллизации и затем после кристаллизации при изменении свойств и физико-химических параметров минералообразующей и минералосохраняющей среды.

Данный пробел в минералогической науке давно понят минералогами генетического плана, но, к сожалению, *минералогов-генетиков* у нас единицы, в сравнении с огромной армией *минералогов-химиков*, которые видят наибольший эффект своей деятельности в увеличении числа минеральных видов, не всегда логически и генетически обоснованном, часто заодно уничтожающих и ранее выделенные более реальные разновидности видов.

В свое время, по аналогии с другой естественно-исторической наукой – биологией, было предложено рассматривать два аспекта генетического изучения минералов – *онтогению* (анализ поведения реальных минеральных индивидов) и *филогению* (анализ поведения, развития и соотношений минералов, опуская конкретные их детали, на уровне минеральных видов) (Григорьев, 1961; Григорьев, Жабин, 1974).

К сожалению, имеющиеся работы по онтогении охватывают в основном исследования закономерностей роста и растворения граней в ходе кристаллизации, и в меньшей мере анализируют процессы перекристаллизации и метасоматических преобразований в посткристаллизационных процессах. Кроме того, изучение особенностей морфологии редко подкрепляется данными структурного и химического исследований. Возвращаясь к заголовку предлагаемой вашему вниманию работы, мы считаем, что исследования в области онтогении и филогении посткристаллизационных процессов минералообразования могут рассматриваться как самостоятельное важное направление исследований по генетической минералогии, позволяющей сделать ряд важных выводов для понимания проблем минералогии, петрологии, геохимии и геологии.

Посткристаллизационные явления, проходящие в твердой среде, наиболее очевидны и разнообразны для минералов сложного состава (твердых растворов), являющихся, как правило, пороодообразующими. Они детально изучены различными методами, в том числе и электронно-микроскопическими, и экспериментально (Патнис, Мак-Коннелл, 1983; Хисина,

1987 и др.). В щелочных полевых шпатах установлены фазовый распад с последующей собирательной перекристаллизацией и изменением морфологии плоскостей срастания ламелл, структурное упорядочение щелочных металлов, а также кремния и алюминия в каркасе, внутреннее микродвойникование, имитирующее исходную симметрию кристалла; в фельдшпатоидах – распад на нефелиновую и кальсилитовую составляющие, закономерный фазовый распад с образованием эпилейцита. Аналогичные образования характерны для пироксенов, титаномagnetита и др. В цеолитоподобных структурах характерны ионообменные замещения между реликтовым минералом и средой меняющегося состава и т.п.

Работая в Хибинском ультращелочном комплексе, автор пришел к необходимости существенно расширить спектр онтогенетических исследований, распространив их и на анализ посткристаллизационных явлений в истории «жизни» реальных минеральных индивидов, и использовал их в качестве минералого-генетических индикаторов для решения вопросов генезиса ряда «спорных» геологических образований и апатитовой минерализации.

В результате было установлено, что Хибинский массив представляет собой гигантский вулcano-плутонический комплекс с многочисленными реликтами и ксенолитами пород вмещающей архейско-протерозойской рамы и ранней вулcanoгенной стадии, что агпаитовые нефелиновые сиениты, слагающие основу массива при охлаждении претерпели длительную историю постмагматических преобразований, с превращением K,Na-санидина в ортоклаз- и микроклин-пертиты и формированием собственно агпаитовой натриевой минерализации с эвдиалитом, энigmatитом, лампрофиллитом, ринкитом и пр. В то же время реликты палеовулканитов фонолитового состава «западной дуги» во многом сохранили свой ювенильный облик. Наоборот, реликты мельтейгит-уртитов, захваченных в районе «центральной дуги», испытали мощные процессы фенитизации под влиянием отщепленных от щелочной магмы флюидов и были преобразованы в грубозернистые метасоматиты с образованием метастабильного K-ортоклаз-адуляра, кальсилита и уникальной калиевой минерализацией, а также апатитовыми месторождениями (Боруцкий, 2010; 2012).

Проведенные исследования имеют отношение и к вопросам филогении, поскольку требуют существенного изменения принципов подхода к используемой минералогической номенклатуре и систематизации минералов (Боруцкий, 2006).

Литература

1. 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.
2. Боруцкий Б.Е. Современные представления о природе и геологической истории формирования пород Хибинского массива (Критическое сопоставление предлагавшихся гипотез и комментарии к ним) // Тр. Всерос. (с междунар. Участ.) науч.-практ. Конф., посвященной 80-летию Кольского НЦ РАН «Уникальные объекты Кольского полуострова: Хибины» (Апатиты 2010). Апатиты: КНЦ РАН. 2010. С. 7-30.
3. Боруцкий Б.Е. Очерки по фундаментальной и генетической минералогии: 6. Опыт использования детальных минералогических исследований для решения проблем петрогенеза и рудогенеза на примере Хибинского массива // Новые данные о минералах. 2012. Вып. 47. С. 126-155.
4. Григорьев Д.П. Онтогенез минералов. Изд. Львов. Ун-та 1961. 284 с.
5. Григорьев Д.П., Жабин А.Г. Онтогенез минералов. Индивиды. М.: Наука. 1975. 340 с.
6. Патнис А., Мак-Коннелл Дж. Основные черты поведения минералов. М.: Мир. 1983. 304 с.
7. Хисина Н.Р. Субсолидусные превращения твердых растворов породообразующих минералов. М.: Наука. 1987. 206 с.

ПРЕДЫСТОРИЯ ТОПОМИНЕРАЛОГИИ

Н.И. Брянчанинова

Геологический институт РАН, Москва, Россия. nimb@ginras.ru

Топоминералогия в соответствии с буквальным смыслом этого термина изучает закономерности формирования и распределения минералов и их ассоциаций в геологических системах разных уровней. Объектами топоминералогии являются минералы и включающие их географические и геологические системы различных масштабов: регионы, страны, континенты или объемные геологические тела (минеральные, горных пород, геологические структуры). Топоминералогия вносит в учение о минералах геологическое содержание, и именно благодаря своей геологической сути минералогия является самостоятельной наукой в системе наук о Земле, а не представляет часть физики или химии кристаллов.

Топографические минералогические описания составляют основную часть минералогических исследований и дают общее представление о минералогической изученности того или иного района в определенный момент времени.

Начало русской топографической минералогии связано с работой М.В. Ломоносова над Минеральным каталогом Кунсткамеры, опубликованном (1741, 1745), важной составляющей которого были сведения о русских местонахождениях минералов.

В 1764 г. М.В. Ломоносов опубликовал «Известие о сочиняемой Российской минералогии» и привлек к этой работе внимание профессионального сообщества: владельцы рудных заводов со всей России присылали ему образцы, а члены Императорской академии наук и художеств в Санкт-Петербурге И. Леман, Э. Лаксман, С.П. Крашенинников, П.И. Рычков, П.-С. Паллас, И.Г. Георги, И.И. Лепехин и другие предоставили материалы экспедиционных исследований. Работу, прерванную смертью М.В. Ломоносова, попытался продолжить хранитель геологической части Кунсткамеры академик И.Г. Георги, но его сводка «*Physikalische Beschreibung des Russischen Reichens*» (1798) была далека от задуманной М.В. Ломоносовым публикации «Российская минералогия».

Замысел М.В. Ломоносова успешно осуществил В.М. Севергин, издавший в 1809 г. «Опыт минералогического землеописания Государства Российского». Это не просто первое крупное обобщение минералогии России – в работе приводится первое минералогическое районирование территории, а также строго и четко определяется предмет топоминералогии: «Минералогическое землеописание есть часть общей минералогии, которая показывает месторождение минералов с сопровождающими их обстоятельствами» (Севергин, 1809, с. 3).

Следующим крупным обобщением в России были «Материалы для минералогии России» Н.И. Кокшарова в 11 томах (1852–1891), отличающиеся детальностью и точностью кристаллографических и минералогических данных. Следует отметить также рукопись Д.И. Планера по минералогии России (1968), П.П. Пилипенко по минералогии Алтая (1915), а также книгу В.И. Вернадского «Опыт описательной минералогии» (1909–1914).

Перечисленные обширные минералогические сводки, охватывающие целые страны или крупные регионы, по существу являются кадастрово-описательными работами и по современным представлениям относятся к региональной минералогии – особому классу топоминералогических исследований, устанавливающему закономерности образования и распределения минералов в структуре геологических регионов, что подразумевает составление кадастра отдельных минеральных систем. Топоминералогическими работами этого типа можно считать и многие опубликованные каталоги минералогических коллекций, путеводители минералогических экскурсий.

Становление топоминералогии как самостоятельного минералогического направления справедливо связывается с именем А.Е. Ферсмана. В 1922 г. вышла в свет его книга «Геохимия России», которая включала две специальные методические главы, посвященные томинералогии. Термин «топоминералогия» впервые введен А.Е. Ферсманом, и он

существенно отличается от ранее сформулированного понятия «топографическая минералогия» геологическим содержанием. Отмечая отсутствие объединяющей идеи в топоминералогических трудах предшественников, А.Е. Ферсман видел смысл топоминералогии в «изучении минерала, процесса и элемента в природных условиях земной коры» (Ферсман, 1922, с. 9). Он определил три главные задачи топоминералогии: описание минералов и их свойств; изучение происхождения и образования минералов; выяснение распространения и роли отдельных химических элементов.

Сфера современной топоминералогии значительно шире, чем минералогические описания отдельных областей земной поверхности не только в понятиях В.М. Севергина, Н.И. Кокшарова и многих других минералогов, но и А.Е. Ферсмана. Она заключается в выяснении пространственных минералогических закономерностей в тех или иных конкретных геологических системах – топосах. Важнейшая роль при этом отводится минералогическому картированию, без которого нет топоминералогии.

Задачу систематизации и упорядочения методического аппарата топоминералогии решил Н.П. Юшкин (1982), представив содержание топоминералогического исследования следующим образом: составление кадастра и изучение минералов как источников генетической информации, индикаторов рудоносности, выявление полезных качеств минералов и определение их практической ценности и т.п.; минералогическое картирование; генетико-информационный анализ.

Труды Н.П. Юшкина по топоминералогии получили высокую оценку научного сообщества – отмечены почетным отзывом и медалью Всесоюзного минералогического общества (1987 г.) и премией им. А.Е. Ферсмана (1995 г.).

Литература

1. *Севергин В.М.* Опыт минералогического землеописания Российского государства. СПб.: тип. ИАН, 1809. Ч. 1. 262 с.
2. *Ферсман А.Е.* Геохимия России. Пг.: Научхимтехиздат, 1922. 221 с.
3. *Юшкин Н.П.* Топоминералогия. М.: Недра, 1982. 288 с.

ПЛАТИНА ИЗ КОЛЛЕКЦИИ А.Ф. КЕЛЛЕРА: ИЗ СОБРАНИЯ ГОСУДАРСТВЕННОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ ИМ. В.И. ВЕРНАДСКОГО

Н.И. Брянчанинова¹, А.Б. Макеев², А.Р. Макавецкас³, Е.П. Андреева¹

*1 Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия,
n.bryanchaninova@sgm.ru*

*2 Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
Москва, Россия, abmakeev@iqem.ru*

3 НИТУ МИСИС, Москва, Россия, algis_m@mail.ru

В коллекции Александра Федоровича Келлера, согласно каталогу, составленному собственноручно А.Ф. Келлером, значится четыре образца платины, из которых сохранились три предмета: магнитная платина, Урал (МН-56569); шлик: платина, иридий осмистый, золото, Урал, Тагильск (МН-01131); и платина с оксидом железа, Урал (МН-20603). Два первых образца были приобретены А.Ф. Келлером у А.Л. Соколовского в составе коллекции, третий – куплен у Денисова-Уральского. Все образцы хорошей сохранности.

В 1991 году они прошли ревизионную оценку специалистов пробирной палаты, которая выполнялась по заказу главного хранителя Музея для всех образцов, содержащих благородные металлы. По заключению пробирной палаты самородок платины весом 59,57 г (обр. МН-56569) представляет собой платину в сростании с черной мелкозернистой породой. Проба – $850 \div 800$; лигатура – 58,28. Шлик МН-01131 состоит из песка и окатышей размером до 0,3 см серебристо-желтоватого цвета с отдельными зернами пустой породы. Проба платины – $950 \div 900$; лигатура – 0,39. Проба золота – $916 \div 900$; лигатура – 0,01.

Микрозондовые исследования образцов коренной платины (МН-56569 и МН-20603) и тяжелого шлиха (МН-01131), состоящего почти из 100 зерен самородных металлов (платины, осмия, иридия, золота и олова), были проведены в НИТУ МИСИС на электронном микроскопе с энергодисперсионной приставкой – JMA-650.

В шлихе из современного аллювия платина представлена сильно окатанными серыми зернами чаще всего округлого облика, а осмий-иридиевые сплавы – слабо окатанными пластинками белого металла гексагонального или неправильного квадратного сечения. Число зерен платины в шлихе такое же, как Os-Ir сплавов, размер зерен – от 0,5 до 2,5 мм.

По данным изучения шести зерен платины все они представлены одним минеральным видом – изоферроплатиной (Pt_3Fe). Во всех зернах изоферроплатины определены небольшие примеси никеля (0,0–1,07) и меди (0,84–2,10), в двух также отмечено небольшое содержание родия (0,66–1,71 мас.%) и в одном – повышенное содержание иридия (9,77–11,20 мас.%), т. е. это зерно – иридистая изоферроплатина. Ото всех зерен платины по составу и морфологии отличается самое крупное (1,5×2,5 мм) слабо окатанное зерно гексагонального облика с явно выраженной огранкой в форме призмы, дипирамиды и пинакоида. Зерно зонально окрашено: серое в центре и желтое на краях. Желтый цвет краям зерна придает заметная примесь изоморфного золота (4,33–7,57 мас.%), замещающего платину. По всем признакам это уникальная находка золотистой изоферроплатины.

В Os-Ir-Ru-сплавах содержание главных компонентов варьирует в следующих пределах: осмия от 11,51 до 76,03; иридия от 23,24 до 74,14; рутения от 0 до 18,66, кроме того, отмечены примеси Cu (0–1,51 мас.%) и Fe (0–1,59 мас.%). Составы сплавов ($n=18$) пересчитываются на четыре минеральных вида: кубические осмирид и рутеносмирид, гексагональные иридосмин и рутениридосмин (или по новой номенклатуре ММА самородный осмий и иридий). В целом, в изученном шлихе количество зерен интерметаллидов на основе осмия в два раза превышает иридиевые. На треугольнике Кабри фигуративные точки изученных Os-Ir-Ru сплавов располагаются только вблизи Os-Ir основания треугольника.

Высокопробное золото изученного шлиха представлено мелкими до 0,5 мм комковатыми, проволочковидными и в большинстве своем плоскими расплюснутыми зернами желтого цвета и отличается отсутствием примесей. Только в двух (из 8 проанализированных) комковатых зернах обнаружено заметное содержание серебра 2,48 и 9,26; и в одном – 1,54 мас.% меди. Темно-серые окатанные и явно очень мягкие два зерна олова размером 1×3 мм, являются интерметаллидом – Sn_8CuPb . На поверхности многих зерен самородных металлов отмечались тонкие пленки и примазки самородного свинца, который мог натереться уже в русловом аллювии из охотничьей дробы.

Образцы коренной платины из изученной коллекции соответствуют облику ячеистой платины в хромитовой матрице (платиноносный хромит) Нижнетагильского массива, детально описанной Н.К. Высоцким (1925). Сходство полученных данных с известными данными по благороднометалльной минерализации Среднего Урала видно также по составу и минеральной ассоциации (Волченко, Коротеев, 1999; Баранников, Осовецкий, 2014).

Два исследованных образца коренной платины: МН-56569 (окатанный, магнитный, размером 3,3×3,3×1,3 см, и весом 59,57 г) и МН-20603 (полированный плоский препарат размером 1,4×1,0×0,3 см) различаются между собой по составу платины и хромшпинелида. В первом образце платина представлена никелистым туламинитом $\text{Pt}_{1,0}\text{Fe}_{0,7}\text{Cu}_{0,2}\text{Ni}_{0,1}$ (Pt – 76,6-78,0; Fe – 12,9-15,2; Cu – 4,4-5,0; Ni – 2,5-3,6, n=4; в одном анализе присутствует иридий Ir – 3,2 мас.%), а рудный хромшпинелид – железистым хромитом (60,3-60,8 мас.% Cr_2O_3), во втором платина – тетраферроплатиной Pt_2Fe (Pt – 85,7-86,4; Fe – 11,8-12,5; Cu – 0,8-1,2; Ni – 0,8-0,9 мас.%, n=4), а рудный хромшпинелид – магниезиальным субальюмосубферрихромитом (49,5-50,4 мас.% Cr_2O_3). То есть они явно представляют два разных рудопроявления.

По результатам проведенного исследования можно с уверенностью утверждать, что в музейной коллекции XIX века платина и Os-Ir сплавы являются типичными представителями концентрически-зональных платиноносных массивов Среднего Урала, Нижнетагильского промышленного района. Тяжелый шлик платиноидов также вероятнее всего добыт из промышленных россыпей того же (Исовско-Тагильского) района. Следует заметить, что подобная ассоциация платиноидов широко распространена в аллювии по всему Уралу, в том числе на Полярном, Приполярном, Северном и на Тимане, где она не имеет промышленного значения (Макеев, 1996; Макеев, Крапля, Брянчанинова, 1996). Однако весьма любопытно сходство минералогии описанных образцов с недавно обнаруженными мелкими (200-400 мкм) включениями изоферроплатины, тетраферроплатины, никелистого туламинита (n=10) и Os-Ir-Ru сплавов – рутениридосмина и иридосмина (n=20) в хромитовых рудах месторождения Центрального в Райизском массиве (Yang et al., 2015), который относится уже совсем к другому типу массивов – альпинотипным хромитоносным.

Литература

1. Баранников А.Г., Осовецкий Б.М. Платиновые и платиносодержащие россыпи Урала, критерий и признаки их пространственной связи с первоисточниками // Изв. Уральск. гос. горного ун-та. 2014. № 3. С. 12–28.
2. Волченко Ю.А., Коротеев В.А. Платина // Месторождения полезных ископаемых Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1999. С. 103–114.
3. Высоцкий Н.К. Платина и районы ее добычи. Вып. 11. Ч. IV. Л.: Кепс России, 1925. 692 с.
4. Макеев А.Б. Перспективы платиноносности Республики Коми. Сыктывкар, 1996. 36 с. (Научные доклады/ Коми научный центр УрО Российской академии наук; Вып. 375).
5. Макеев А.Б., Крапля Е.А., Брянчанинова Н.И. Платиноиды в аллювии и россыпях – ключ к поискам коренных месторождений платины в Республике Коми. Сыктывкар, 1996. 44 с.
6. Jingsui Yang, Fancong Meng, Xiangzhen Xu, Paul T. Robinson, Yildirim Dilek, Alexander B. Makeyev, Richard Wirth, Michael Wiedenbeck, John Cliff. Diamonds, native elements and metal alloys from chromitites of the Ray-Iz ophiolite of the Polar Urals // Gondwana Research, 2015. V. 27. N 2. P. 459–485.

МАЛАХИТ В ИНТЕРЬЕРАХ XIX ВЕКА КАК СИМВОЛ ВЫСШЕЙ ВЛАСТИ. К ПОСТАНОВКЕ ПРОБЛЕМЫ

Л.А. Будрина

*Екатеринбургский музей изобразительных искусств, Уральский федеральный университет,
ludmila.budrina@gmail.com*

История взаимоотношений резного камня и власти уходит своими корнями в культуры Древнего мира. Разновидности цветного камня, в зависимости от степени доступности сырья и трудности его обработки, становились элементами иерархической кодификации как в городах-государствах Месопотамии, так и в Древнем Египте.

В Античном мире эта тенденция сохранилась. В Древнем Риме сформировались первые декоративные программы интерьеров, где камню – египетскому порфиру – отводилась роль символа имперской власти. Выбор этого материала, отличающегося трудоемкостью обработки и удаленностью карьеров от столицы империи, в качестве наглядного олицетворения высшей власти, предопределил требования к его возможным эквивалентам. Особое место в интерьере должен был занимать камень труднодоступный, дорогой, сложный в обработке – соответствующий понятию исключительности.

Средние века стали преемниками интереса к порфиру как символическому материалу, внеся в его понимание новые аспекты. Его включение в интерьеры христианских храмов способствовало определенной степени сакрализации материала и ограничениям на его использование в светских интерьерах.

Новый взлет интереса к резному цветному камню приходится на позднее Возрождение. В это время Италия становится центром экспорта произведений и технологий. Прихотливо украшенные резьбой и гравировкой разнообразной формы сосуды из горного хрусталя, яшм и лазурита становятся в это время обязательным атрибутом монарших коллекций (Kunst, 2002; Art, 2008; Venturelli, 2013). Созданная во Флоренции для семейства Медичи капелла, в которой цветной камень используется не только в декоративных предметах, но и служит материалом для архитектурных элементов, отмечает переломный момент в масштабах применения твердых пород (Baldini, 1979).

Введение в интерьеры (вплоть до сплошной облицовки стен) драгоценного сырья становится показателем амбиций и возможностей. Блестящим примером этого могут служить интерьеры екатерининского времени в Царскосельском дворцовом комплексе. Яшмовая облицовка Агатовых комнат (Ходасевич, 2014) и лазуритовые фризы Лионского зала (Серпинская, 2003) определили роль в декоре парадных отечественных интерьеров цветного камня.

Между тем, с 1780-х годов в Европе было открыто множество месторождений порфиров. В результате этого материал, который прежде ценился высоко, стал банальным сырьем. С XIX века европейские порфиры в основном использовались для изготовления брусчатки и мощения улиц (Blanc-Riehl, 2003).

Вероятно, последним масштабным проектом, использовавшим порфир в парадном интерьере можно считать созданную в 1830-м г. по проекту О. Монферрана Большую приемную императрицы Александры Федоровны в Зимнем дворце. Колонны, пилястры, камин в этом зале были исполнены из серо-фиолетового коргонского порфира (Пашкова, 2006, с. 9-12).

Открытие декоративных свойств уральского малахита и его запасов, происходившее постепенно на протяжении второй половины XVIII века, постепенно изменило характер его применения от небольших табакерок до масштабных столешниц. В 1790-е гг. в России появляется ряд интерьеров, в декоративной программе которых малахиту отводится роль важного компонента. В качестве примера можно упомянуть Останкинский дворец графа Шереметьева (Русская, 2004).

Успех предметов из малахита с золоченой бронзой работы П.-Ф. Томира на Выставке французской промышленности в 1806 г., и созданный Ш. Персье и П. Фонтеном интерьер в Большом Трианоне, где подаренные императором Александром I малахитовые столешницы, полуколонны и чаша стали главной колористической доминантой (Будрина, 2011), положили начало масштабному французскому производству предметов с уральским камнем (Будрина, 2016).

Рост добычи малахита способствовал его активному включению в палитру Екатеринбургской и Петергофской гранильных фабрик, что, в свою очередь, способствовало насыщению произведениями из малахита интерьеров императорских резиденций.

Отечественная монополия на малахит, сохранявшаяся на протяжении значительной части XIX столетия, превратило произведения из этого материала в востребованный дипломатический дар. Поднесенные русским двором чаши и вазы, реже – столы и каминные, неизменно занимали центральное место в парадных интерьерах европейских дворцов.

Сложение в конце 1830–1840-х гг. программы «малахитового зала», успешно воплощенной в целом ряде парадных интерьеров Москвы и Петербурга, закрепило статус уральского сырья как атрибута русской власти.

Необходимая для символического прочтения сакральная составляющая в восприятии малахита была достигнута благодаря богатому малахитовому декору главного столичного храма Российской империи – Исаакиевского собора и подкреплена созданными по заказу Папы Пия IX в римском храме Сан-Паоло-фуори-ле-мура двумя алтарями.

Таким образом, к моменту первой демонстрации малахита широкой публике на Всемирной выставке 1851 г. в Лондоне уральский материал уже обладал особым статусом, который был закреплён подготовленной фабрикой Демидовых экспозицией (Будрина, 2013).

Литература

1. *Art of The Royal Court: Treasures in Pietredure from the Palaces of Europe.* / Wolfram Koepe and Annemaria Giusti. New York, 2008. 414 p.
2. *Baldini U., Giusti A., Pampaloni-Martelli, A. La cappelle dei Principi e le Pietre Dure a Firenze.* Milano. Electa Editore. 1979. 355 p.
3. *Blanc-Riehl C., Malgouyres Ph. Porphyre. La pierre pourpre des Ptolémées aux Bonaparte.* Paris. Réunion des Musées nationaux. 2003. 208 p.
4. *Die Kunst des Steinschnitts: Prunkgefäße, Kameen und Commessi aus der Kunstkammer / hrsg. von Rudolf Distelberger.* Wien, 2002. 365 p.
5. *Venturelli P. Splendissime Gioie. Cammei, Cristalli e Pietre Dure Milanesi per le Corti d'Europa.* Firenze. EDIFIR. 2013. 351 p.
6. *Ходасевич Г.Д., Кудрявцева Н.Н. Агатовые комнаты (буклет).* СПб. ООО «Торговый дом «Медный всадник». 2014. 18 с.
7. *Будрина Л.А. Малахитовые залы Петербурга, России, Европы... // Блистательный Петербург. Роль архитекторов XIX века в создании неповторимого облика города. Материалы научно-практической конференции. Кафедра. Сб. науч. ст. СПб. 2011. С. 23-49.*
8. *Будрина Л.А. Малахитовая фабрика Демидовых: по следам экспонатов первой Всемирной выставки (Лондон, 1851) // Демидовы в России и Италии. М. Издательский центр «Концепт-Медиа». 2013. С. 259-293.*
9. *Будрина Л.А. Русский малахит в руках французских мастеров XIX века. // Россия – Франция. Alliance культур. Материалы XXII Царскосельской научной конференции. СПб. 2016. (в печати)*
10. *Пашкова Т.Л. Малахитовый зал Зимнего дворца.* СПб, Изд-во Гос. Эрмитажа, 2006. 48 с.
11. *Русская мебель. От петровского барокко до александровского ампира.* М. Трилистник. 2004. 325 с.
12. *Серпинская Т. Лионский зал Екатерининского дворца // Наше наследие. 2003. N 67/68. С. 114-116.*

ВЗАИМОСВЯЗЬ ЭЛЕКТРОННЫХ КОЛЛЕКЦИЙ С ВНЕШНИМИ ИНФОРМАЦИОННЫМИ ИСТОЧНИКАМИ ДАННЫХ

Д.А. Варламов

Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка, Россия. dima@iem.ac.ru

Для существующих электронных каталогов самых разных музейных коллекций наличествует достаточно старая проблема их полноценной интеграции с обширными внешними информационными источниками, причем в обоих направлениях: «внешние источники – музейная коллекция» и «музейная коллекция – интернет-источники». Если для имеющих WWW представление музейных коллекций первый вариант в какой-то мере автоматически реализуется посредством индексации WWW сайтов музеев и их коллекций поисковыми системами, агрегаторами информации, специализированными интеллектуальными поисковыми агентами, то обратное направление реализуется в гораздо меньшей степени, поскольку требует определенных трудозатрат от коллективов или лиц, поддерживающих подобные коллекции. Разумеется, все вышесказанное касается только электронных (музейных) коллекций, обладающих внешним доступом через WWW интерфейсы.

Для чего это нужно? Как правило, если у музея хватает сил на реализацию своего WWW представительства (сайта), то обычно представление ограничивается (для экспозиций и коллекций) схемами расположения экспонатов, их фотографиями и очень кратким описанием. Сделано это обычно в формате статических HTML файлов (редко с мультимедийной поддержкой), а не в наиболее распространенной сейчас форме динамически формируемого информационного потока с поддержкой таких востребованных вещей как мультимедиа, внешняя дополнительная информация, возможность перехода к дополняющим описание экспоната внешним источникам информации. В результате в лучшем случае посетитель видит (применительно, например, к минералам) схему расположения образца, его фото плюс 2–3 характеристики (размер, месторождение). Более детальную информацию (формула, парагенезис, свойства минерала, дополнительные фото, другие места находок и т.п.) получить сразу тут же уже затруднительно или невозможно, что резко снижает ценность визита с научной или образовательной точки зрения, особенно для визитеров, посещение музея для которых по тем или иным причинам невозможно. Подобное представление также сильно затрудняет поиск экспонатов коллекции, интересующих визитера, как через внешние поисковые системы, так и через собственно сайт музея.

Каковы возможности решения подобной проблемы? В первом приближении можно в описание экспоната добавить несколько ссылок на внешние информационные ресурсы, которые дополняют описание образца: от ссылки на геосервисы типа Google Maps или Яндекс-карты (для географической привязки, если таковая есть) до ссылок на внешние минералогические/кристаллоструктурные/геологические базы данных. Должны поддерживаться источники, позволяющие выдавать адекватную информацию по упрощенному «генеральному» запросу типа:

<https://www.google.ru/maps/place/Борзя> – имя местонахождения

<http://webmineral.com/data/Defernite.shtml> – имя минерала

http://mincryst.iem.ac.ru/s_carta.php?FABRIESITE – имя минерала

То есть в ссылке употребляется единичный термин, ведущий непосредственно к искомому объекту.

Ранее (Плечов и др., 2002, Pletchov et.al, 2003) было разработано представление о «генеральном запросе», позволяющем упрощать запросы к базе данных почти любой сложности до тривиальных. Большинство научных баз данных характеризуется возможностью задания наиболее часто употребляемого запроса, называемого далее «генеральным», который позволяет пользователю получить наиболее важную для него информацию с наименьшими затратами и не требующий от интерфейса построения

сложного структурированного запроса. Простейшие примеры: практически любая минералогическая база данных может произвести автоматический поиск по названию минерала, что и является наиболее частым запросом (по нашей статистике по минералогической базе данных WWW-Mincrust (Чичагов и др., 2007, Варламов и др., 2013) – более чем 80% запросов). Базы данных по месторождениям используют обычно координаты или географическое название, данные по публикациям – фамилию одного из авторов и т.п. При этом запрос с минимумом поисковой информации получает, как правило, достаточно стандартный и полный результат. Введя понятие «генерального» запроса, можно легко перейти к концепции обращения WWW-образа экспоната к разнородным WWW-ориентированным базам данных.

Разумеется, в наиболее простой форме подобное «расширение» возможностей экспозиции строится на основе собственной базы данных по экспонатам, к которой присоединяются (индексированные по категориям – география, минералогия, кристаллохимия и т.д.) сведения о внешних источниках данных, как-то: описание базы данных (для краткой справки), ее отнесение к какой-либо категории, выдаваемая форма «генерального» запроса и общий WWW-адрес источника (если пользователю потребуется, например, детализировать свой запрос). Динамически генерируемые сайтом музея файлы-описания на основе записи в собственной базе данных и доступных для данного экспоната внешних источников создают одну динамическую форму представления экспоната. В ней, помимо собственной информации об экспонате, дан широкий спектр дополнительных данных в форме ссылок или, в более продвинутом варианте, в форме извлеченной с внешнего информационного объекта информации в тестовом, графическом, мультимедийном или интерактивном форматах. Преимущество подобного подхода состоит в том, что создателю музейного сайта нет необходимости «загружать/собирать» дополнительную информацию, а достаточно знать метод построения «генеральных» запросов удаленным источникам информации + построить достаточно простую систему генерации подобных динамических описательных файлов. Подобная система реализована, например, в ИВС WWW-Mincrust (<http://mincrust.iem.ac.ru>) (Чичагов и др., 2007, Варламов и др., 2013).

В какой-то мере эта структура данных позволит сформировать «генеральные» запросы и обратно, к собственно электронной коллекции (например, типа <http://www.fmm.ru/name=Topaz> для показа всех экспонатов с топазом), что значительно улучшит как возможности поиска в музейных коллекциях, так и облегчит создание WWW-ссылок извне на экспонаты коллекции (например, из тех же минералогических баз данных или с сайтов дружественных музеев).

Данная работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 15-07-08399)

Литература

1. Плечов П.Ю., Варламов Д.А., Трусов С.В. Типы информационных потоков в области наук о Земле // Труды IV всероссийской конференции «Научный сервис в сети Интернет», М., – изд-во МГУ, 2002, с.142-144.
2. Pletchov P., Trousov S., Varlamov D., Bychkov K. Prototype of the logical basis for geological data representation in Internet // Abstracts of XXIII General Assembly of the International Union of Geodesy and Geophysics, Sapporo, Japan, June 30 – July 11, 2003, vol. B, p. 524.
3. Чичагов А.В., Варламов Д.А., Еришов Е.В. и др. Кристаллографическая и кристаллохимическая база данных для минералов и их структурных аналогов (WWW-МИНКРИСТ) // Записки РМО, 2007, т.136, № 3, с. 135-141.
4. Варламов Д.А., Докина Т.Н., Дрозжжина Н.А., Самохвалова О.Л. WWW-MINCRYST: Интернет-ориентированная информационно-вычислительная система по кристаллографии и кристаллохимии минералов // Вестник ЮУрГУ, 2013, серия «Вычислительная математика и информатика», 2013, т. 2, вып. 1, с. 26-32.

КИТАЙСКИЙ РЕЗНОЙ МАЛАХИТ: ПРОБЛЕМЫ АТРИБУЦИИ

С.Е. Винокуров

*Кафедра истории искусств УрФУ им. Б.Н. Ельцина, Екатеринбургский музей
изобразительных искусств, Екатеринбург, Россия. serg.vinokuroff@gmail.com*

В большей части отечественных и зарубежных исследований, посвященных китайскому камнерезному искусству, предпочтение отдается нефриту – священному для Поднебесной камню. Лишь в последнее десятилетие внимание искусствоведов и музейных специалистов обращено к тому разнообразию минералов, которое представляет нам одна из самых ярких страниц китайского прикладного искусства. Подтверждением этому могут служить выставки в крупнейших музеях мира¹. Как показывает проект Метрополитен-музея, китайские резчики за долгую историю своего искусства обрабатывали, помимо дорогого и твердого нефрита, самые разные минералы. Так, удивительную популярность с X века в Китае обретает привычный для нас «бренд Урала» – малахит.

История добычи малахита в Китае берет свое начало в еще более раннее время. Основные собственные месторождения малахита, не отличающиеся богатством залежей, находились в то время в центральном и юго-восточном районах современного Китая – провинции Шаньси и Цзянси. Во время правления династии Тан (618–907) малахит (и его родственник азурит) использовался как сырье для изготовления красок (Chinese, 1997). В X веке положение малахита меняется, его начинают применять для создания миниатюрных рельефных изображений гор на подносах и блюдах, а во времена правления династии Мин (1368–1644) «каменную зелень», как называли малахит в Китае, часто использовали для украшения головных уборов императриц (Шефер, 1981). Благородный зеленый оттенок (иногда с примесью голубого), упоминающийся в традиционных описаниях миров китайских бессмертных, позволил перейти к более рачительному использованию малахита.

Начиная с XVIII века, малахит все прочнее входит в декоративную программу произведений ювелирного искусства в виде лаконичных, но ярких деталей, инкрустации или мозаики. В театральном колье, отсылающем к формам китайского ювелирного искусства X–XIV веков, наряду с нефритом, янтарем, перламутром, искусственным жемчугом и стеклом на каждом «лепестке» украшения мы видим миниатюрные композиции из малахита, имитирующие растительные орнаменты XII–XIII веков (Theatrical).

Прикладное искусство Китая в XVIII–XIX веках остается по большей части анонимным. В связи с этим возникают проблемы с атрибуцией предметов, их датировкой. И если небольшие флаконы, их пробки или крышки из малахита часто датируются по основной части предмета (из нефрита, кости или фарфора) (Семенов, 1987; Snuff bottle), то произведения, целиком вырезанные из этого зеленого камня, чаще всего имеют довольно условную датировку.

В конце XVIII века появляются редкие произведения, где малахит используется китайскими резчиками в качестве основного материала – это в основном миниатюрные флаконы, небольшие тушечницы. Однако в собрании Метрополитен-музея (Нью-Йорк) хранится относительно крупная композиция «Архат, сидящий в гроте», выполненная из цельного куска малахита (22,9 см). Специалисты в качестве периода создания указывают «XVIII век», популярную в музейной и коллекционной среде датировку произведений камнерезного искусства Китая. Однако оснований для столь ранней, на наш взгляд, датировки предмета не указывают. Характер композиции и резьбы, а также внушительный размер произведения позволяют предположить, что композиция была выполнена позднее, уже в XIX веке. В пользу этого говорит тот факт, что в это время в Поднебесной, не имевшей

¹Например, «Навеки застывший лед. Горный хрусталь в собрании Государственного Эрмитажа» в Государственном Эрмитаже (2006), «Colors of the Universe: Chinese Hardstone Carvings» в Metropolitan Museum of Art (2013–2015).

значительных разработанных месторождений малахита, благодаря дипломатическим и торговым отношениям с европейскими странами, уже работающими с поставщиками уральского (а позднее и африканского) малахита (Будрина, 2016), вполне могли появиться крупные образцы этого сырья.

Еще одну композицию с архатом в гроте мы встречаем в Британской королевской коллекции – подарок леди Чарльз Монтегю на Рождество 1935 года. В этом случае довольно грубый характер резьбы, условность проработки отдельных деталей, составной характер произведения (архат, выполненный из нефрита, помещен в нишу в монолитном куске малахита) говорит о возможности довольно поздней его датировки первой третью XX века (Model).

В этой же коллекции мы встречаем еще один интересный образец использования малахита в китайском ювелирном искусстве – кулон, подаренный герцогом Коннотом королеве Марии Текской в 1922 году. Кулон является ярким проявлением традиционной приверженности китайских прикладников к природным формам. Необработанный малахит оправлен серебряным с позолотой держателем в виде букета камелий – символа красоты, здоровья и твердости духа. Указанная датировка – XIX век – вновь кажется условной, поскольку подобного рода предметы могли создаваться в Китае также и в более близкое к времени подарка время (Pendant).

Подводя итог, можно сказать, что китайское камнерезное искусство XVIII–XIX веков, оставившее большой круг замечательных памятников, до сих пор находится в тени древней традиции обработки нефрита. Оставаясь по-прежнему анонимными, произведения ставят перед исследователями массу задач. Одна из них – создание сколько-нибудь понятной системы атрибуции огромного корпуса произведений этого времени, правильной их датировки и, в частности, отхода от устоявшейся традиции причислять все схожие памятники к работам XVIII века. В случае с малахитом, как мы видим, такой подход может подвести исследователя, так как в этом случае еще одной задачей является выяснение свойств самого материала, источников его происхождения.

Литература

1. Будрина Л.А. Пять малахитовых каминов (произведения Малахитовой фабрики Демидовых и императорской Петергофской гранильной фабрики, 1847-1856) // Известия Уральского федерального университета. Серия 2. Гуманитарные науки. – 2016. – № 2 (151). Т. 18. – С. 199-209.
2. Навеки застывший лед. Горный хрусталь в собрании Государственного Эрмитажа: Каталог выставки. – СПб.: Изд-во Гос. Эрмитажа, 2006. – 197 с.
3. Семенов В.Б. Малахит. Камни Урала: в 2 т. – Свердловск: Сред.-Урал. кн. изд-во. 1987. Т. 1. – С. 155, илл. 1.
4. Шефер Э. Золотые персики Самарканда. Книга о чужеземных диковинах в империи Тан. М., 1981. – С. 303-304.
5. Chinese Decorative Arts: The Metropolitan Museum of Art Bulletin, v. 55, no. 1 (Summer, 1997). – P. 34-35.
6. Model of Buddha. Royal Collection. Official page. [Электрон. ресурс]. URL: <https://www.royalcollection.org.uk/collection/23769/model-of-buddha>
7. Pendant. Royal Collection. Official page. [Электрон. ресурс]. URL: <https://www.royalcollection.org.uk/collection/search#/1/collection/23716/pendant>
8. Snuff bottle. Royal Collection. Official page. [Электрон. ресурс]. URL: <https://www.royalcollection.org.uk/collection/23603/snuff-bottle>
9. Snuff Bottle with Scene of Dragon-Boat Festival. The Metropolitan Museum of Art. [Электрон. ресурс]. URL: <http://www.metmuseum.org/art/collection/search/41330>
10. Theatrical Collar. The Metropolitan Museum of Art. [Электрон. ресурс]. URL: <http://www.metmuseum.org/art/collection/search/59606>
11. Snuff bottle. Royal Collection. Official page. [Электрон. ресурс]. URL: <https://www.royalcollection.org.uk/collection/23603/snuff-bottle>

СПОСОБЫ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ МУЗЕЙНОЙ ИНФОРМАЦИИ В ЭЛЕКТРОННОЙ БИБЛИОТЕКЕ «НАУЧНОЕ НАСЛЕДИЕ РОССИИ»

И.П. Второв

Геологический институт РАН, Москва. vip@ginras.ru

Научное наследие в нашей стране уже три столетия накапливается в архивах, библиотеках и музеях. «Институты памяти» (Институты памяти РАН-ФАНО) хранят академическую историю в документах, научных трудах и экспонатах. Таким современным институтом стала и электронная библиотека «Научное наследие России» (ЭБ) (e-heritage.ru). Одной из её задач стало расширение функционала библиотечной системы за счёт предоставления доступа к связанным с ними музейным коллекциям (Калёнов, Малахова, 2014; Калёнов и др., 2015). Такое дополнение позволило по-новому показать источники информации, хранящиеся в «институтах памяти», и сделать их удобными и доступными для эффективных научных исследований. Ответственность за создание и наполнение раздела «Естественноисторические коллекции» приняла на себя наша Группа истории геологии ГИН РАН.

Как и в научных музеях, куда приходят посмотреть на экспонаты, узнать их названия, классификацию и историю, виртуальные музейные коллекции ЭБ демонстрируют объекты и дают их детальные описания. Дополнительный функционал расширен за счёт поисковых возможностей и ссылок на представленные в библиотеке оригинальные источники, что даёт всестороннее знакомство с предметом исследований и их практическим результатом.

Фотографии экспонатов акцентируют внимание на изучаемом объекте, при их производстве мы стремимся убрать фон и тени, т.е. осветить экспонат со всех сторон. Такой стиль напоминает фотографии в современных иллюстрированных энциклопедиях. Этим показ минералов и других объектов несколько отличается от их художественной фотографии, где важен фон, выгодно выделяющий объект, точечное освещение, игра теней и бликов. ЭБ предлагает расширенные мультимедиа возможности за счёт представления объектов в виде галерей и анимации, с использованием графических, аудио- и видеоформатов.

Цифровые образы музейных предметов сопровождаются стандартными этикетками, расширенной информацией из каталогов и *метаданными*. Это дополнительные данные об объекте, связывающие их с другими разделами библиотеки и тематическими информационными системами.

Название коллекции формирует первый класс объектов, подразделы и ключевые слова делят их на дробные группы. В описаниях важны размеры, даты, места, гиперссылки на страницу автора, его биографию, библиографию научных трудов, фотографии, документы и сами работы из ЭБ, описывающие экспонат. Такой широкий набор параметров позволяет конкретизировать поиск и управлять научными сведениями в больших объёмах информации. Ключевым является привязка коллекций и экспонатов к конкретным персоналиям учёных. Они становятся центром консолидации информации в ЭБ.

Полный цикл создания «электронного экспоната» выполняется в режиме online в административной части ЭБ. Он состоит из следующих этапов:

1. Авторизация на сайте ЭБ (e-heritage.ru).
2. Создание нового раздела в группе «Естественноисторические коллекции», добавление подразделов.
3. Публикация научного описания музейных предметов и коллекций и установление их связи с именами ученых и их публикациями. Ввод метаданных, описывающих экспонат: основное и дополнительное название, ключевые слова, описание, сохранность, количество образцов, размеры, масса, геологический возраст, дата и способ поступления, дата, автор и место сбора, музейный №, ссылки на публикации, привязка к персоналиям учёных и прочие данные.

4. Ввод фотографий и других мультимедиа объектов, связанных с музейным предметом (коллекцией). Подписи к фотографиям и сопутствующая информация.
5. Публикация экспоната на сайте ЭБ и привязка его к соответствующей коллекции.

Таблица 1.

**Геологические экспонаты в разделе «Естественноисторические коллекции»
электронной библиотеки «Научное наследие России» (на 2016 г.)**

Коллекции	Кол-во экспонатов
Исторические коллекции:	
<i>Геологического музея им. В.И. Вернадского РАН:</i>	
- Коллекция князей Гагариных.	26
- Минералогическая коллекция графа Н.П. Румянцева.	18
- Коллекция Г.Р. (И.Р.) Германа.	13
- Минералы из коллекции Л.П. Прохоровой.	14
<i>Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана РАН:</i>	
- Коллекция П.А. Кочубея.	99
Монографические палеонтологические коллекции:	
<i>Геологического музея им. В.И. Вернадского РАН:</i>	
- Оригиналы к работам А.П. Павлова.	2
- Оригиналы к работам А.О. Михальского.	3
- Оригиналы к работам Д.И. Иловайского.	3
- Оригиналы к работам Г.А. Траутшольда.	1
Минералы, описанные в публикациях:	
- Минералы в публикациях П.В. Еремеева.	9
- Минералы в публикациях Н.И. Кокшарова.	7
- Каталог коллекций Геологического кабинета Московского университета (М.В. Павлова).	7
Минералы, названные именами учёных.	27

Предоставление открытого доступа к «электронным экспонатам» в ЭБ отражает современный подход к работе с информацией из авторитетных источников, что важно для научных и образовательных целей. Раскрытие информации о коллекциях и экспонатах расширяет потенциал «институтов памяти» и направлено на привлечение всех заинтересованных специалистов и любителей.

Литература

1. Институты памяти РАН-ФАНО // Архивы Российской академии наук. URL на сент. 2016 г.: www.arra.ru/?q=ru/memranfano
2. Каленов Н.Е., Малахова И.Г. Музейная информация в электронной библиотеке «Научное наследие России» // Современные тенденции в развитии музеев и музееведения: Материалы II Всероссийской научно-практической конференции: Новосибирск. 29 сент.-3 окт. 2014 г.: Докл. Новосибирск: Автограф, 2014. С. 97-100.
3. Каленов Н.Е., Соболевская И.Н., Сотников А.Н. О взаимодействии электронной библиотеки «Научное наследие России» с естественно-научными музеями // Информационные ресурсы России. 2015. № 6. С. 2-5.
4. Каленов Н.Е., Соболевская И.Н., Сотников А.Н. Интеграция музейной информации в электронную библиотеку «Научное наследие России» // Роль музеев в информационном обеспечении исторической науки. М.: Этерна, 2015. С. 445-450.

НОВЫЕ МИНЕРАЛЫ СЕМЕЙСТВА НАБИМУСАИТА ИЗ ПИРОМЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Е.В. Галускин¹, И.О. Галускина¹, Б. Крюгер², Х. Крюгер², Е.А. Вапник³

¹ Силезкий Университет, Катовице, Польша. evgeny.galuskin@us.edu.pl,
irina.galuskina@us.edu.pl

² Инсбрукский университет, Австрия. biljana.kruger@gmail.com

³ Университет им. Бен-Гуриона, Беэр-Шева, Израиль; vapnik@bgu.ac.il

В пирометаморфических породах Комплекса Хатрурим (Израиль, Палестина, Иордания) обнаружены новые минералы: набимусаит, даргаит, задовит, арадит, газеевит (Galuskin et al., 2015a,b; 2016; Gfeller et al., 2015; Табл. 1). Газеевит и даргаит также найдены в измененных ксенолитах вулкана Шадил-Хох, Южная Осетия (Galuskin et al., 2016). В этих минералах, относящихся к одному структурному семейству, выделяются модули антиперовскитового типа, известные в структурах хатрурита, когаркоита, накафита и арктита (Krivovichev, 2008). Минералы серии набимусаит-даргаит и газеевит, обнаруженные в ларнитовых псевдоконгломератах Комплекса Хатрурим, ассоциируют с фторэллестадитом, йелимитом, браунмиллеритом, шуламититом, фтормайенитом-фторкуйгенитом, вапникитом, ворланитом и шпинелью. В измененных ксенолитах вулкана Шадил-Хох газеевит и даргаит приурочены к границам спурритовой и мервинитовой зон (Galuskin et al., 2016). Минералы серии задовит-арадит характерны для мелких жильных тел в геленитовых роговиках (пустыня Негев, Израиль), представленных пегматитоподобными образованиями, состоящими из андрадита-шорломита, геленита, псевдоволластонита, ранкинита, магнезиоферрита, бариоферрита и фламита.

Таблица 1.

Минералы семейства набимусаита (*R-3m*, «супергруппа арктита»)

		группа набимусаита, тип 3:1	<i>a</i> Å	<i>c</i> Å
1.	набимусаит	KCa ₁₂ (SiO ₄) ₄ (SO ₄) ₂ O ₂ F	7.1905(4)	41.251(3)
2.	даргаит	BaCa ₁₂ (SiO ₄) ₄ (SO ₄) ₂ O ₃	7.1874(4)	41.292(3)
3.	X1	BaCa ₁₂ (SiO ₄) ₄ (PO ₄) ₂ F ₂ O		
		группа задовита, тип 1:1		
4.	задовит	BaCa ₆ [(SiO ₄)(PO ₄)] ₂ (PO ₄) ₂ F	7.0966(1)	25.7284(3)
5.	арадит	BaCa ₆ [(SiO ₄)(VO ₄)] ₂ (VO ₄) ₂ F	7.1300(1)	26.2033(9)
6.	газеевит	BaCa ₆ (SiO ₄) ₂ (SO ₄) ₂ O	7.1540(1)	25.1242(5)
7.	X2	BaCa ₆ (SiO ₄) ₂ [(PO ₄)(CO ₃)]F	7.0711(7)	25.0972(18)
8.	X3	BaCa ₆ (SiO ₄) ₂ (S ⁴⁺ O ₃) ₂ O		
9.	X4	KCa ₆ (SiO ₄) ₂ (SO ₄) ₂ F		
10.	X5	Ba ₂ Ca ₁₈ (SiO ₄) ₆ [(PO ₄) ₃ (CO ₃)]F ₃ O	7.133(3)	66.467(24)
11.	X6	Ba ₂ Ca ₂₄ (SiO ₄) ₈ [(PO ₄) ₃ (CO ₃)]F ₃ O ₃		

X – потенциально новые минералы

Набимусаит и даргаит имеют структуру, аналогичную структуре арктита Ba(Na₅Ca₇)(PO₄)₆F₃ (*R-3m*, *a* = 7.094 *c* = 41.320 Å; Sokolova et al., 1984). Структурный тип арктита-набимусаита (тип 3:1) описывается общей формулой AB₁₂(TO₄)₄(TO₄)₂W₃, а структурный тип задовита (тип 1:1) имеет общую формулу AB₆(TO₄)₂(TO₄)₂W, где A = Ba, K, Sr...; B = Ca, Na...; T = Si, P, V⁵⁺, S⁶⁺, Al...; W = O²⁻, F⁻. Антиперовскитовые одиночные {[WB₆](TO₄)₂} слои в задовите, арадите и газеевите и тройные – {[W₃B₁₂](TO₄)₄} в набимусаите, переслаиваются с одиночными A(TO₄) слоями (Gfeller et al., 2013; Galuskin et

al., 2015a, b; 2016; Рис. 1). В последнее время в пирометаморфических породах Комплекса Хатрурим была обнаружена серия новых минералов (X1-X6) изоструктурных с набимусаитом и задовитом и представленных силикато-фосфатами, силикато-фосфато-карбонатами, силикато-сульфитами и др. (Табл. 1).

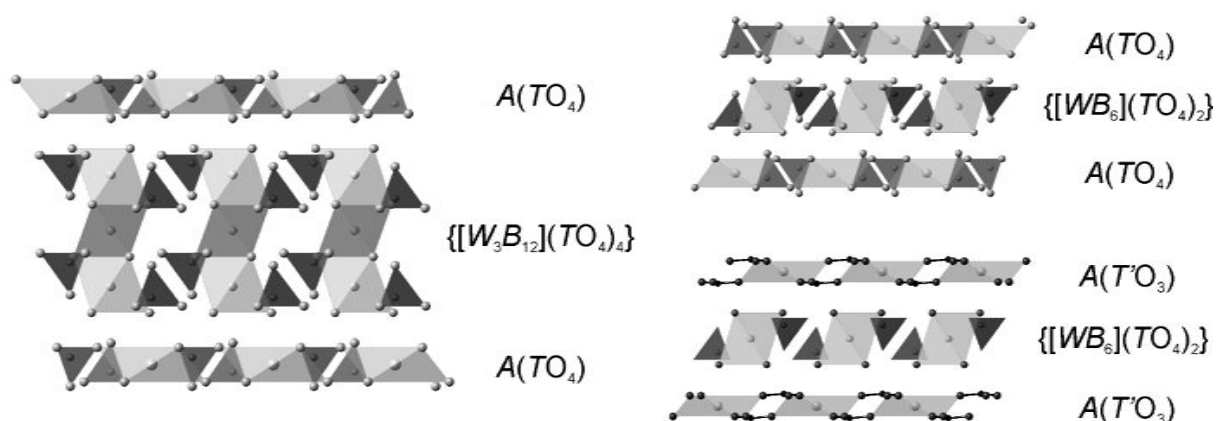


Рис. 1. Модульные структуры семейства набимусаита с антиперовскитовыми слоями $\{[W_3B_{12}](TO_4)_4\}$ (тип 3:1) и $\{[WB_6](TO_4)_2\}$ (тип 1:1). $T = Si, P^{5+}, V^{5+}, S^{6+}, Al$; $T' = S^{4+}, C$.

Исследования частично были финансированы Национальным Центром Науки (NCN) Польши, грант 2013/11/B/ST10/00272.

Литература

1. Соколова, Е.В., Ямнова, Н.А., Егоров-Тисменко, Ю.К., Хомяков, А.П. Кристаллическая структура нового фосфата Na,Ca и Ba – арктита $(Na_5Ca)Ca_6Ba[PO_4]_6F$.// ДАН СССР, 1984, 274, 78–83.
2. Galuskin, E.V., Gfeller, F., Armbruster, T., Galuskina, I.O., Vapnik, Ye., Murashko, M., Włodyka, R., Dzierżanowski, P. New minerals with modular structure derived from hatrurite from the pyrometamorphic Hatrurim Complex, Part I: Nabimusaite, $KCa_{12}(SiO_4)_4(SO_4)_2O_2 F$, from Iarnite rocks of Jabel Harmun, Palestinian Autonomy, Israel.// Mineralogical Magazine, 2015a, 79, 1061–1072.
3. Galuskin, E.V., Gfeller, F., Galuskina, I.O., Pakhomova, A., Armbruster, T., Vapnik, Ye., Włodyka, R., Dzierżanowski, P., Murashko, M. New minerals with modular structure derived from hatrurite from the pyrometamorphic Hatrurim Complex, Part II: Zadovite, $BaCa_6[(SiO_4)(PO_4)](PO_4)_2F$, and aradite, $BaCa_6[(SiO_4)(VO_4)](VO_4)_2F$, from paralavas of the Hatrurim Basin, Negev Desert, Israel.// Mineralogical Magazine, 2015b, 79, 1073–1087.
4. Galuskin, E.V., Gfeller, F., Galuskina, I.O., Armbruster, T., Krztał, A., Vapnik, Ye., Kusz, J., Dulski, M., Gardocki, M., Gurbanov, A.G., Dzierżanowski, P. New minerals with modular structure derived from hatrurite from the pyrometamorphic rocks, Part III: Gazeevite, $BaCa_6(SiO_4)_2(SO_4)_2O$, from Israel and Palestine Autonomy, South Levant and from South Ossetia, Greater Caucasus.// Mineralogical Magazine, 2016, 80 (in press).
5. Gfeller, F., Galuskina, I.O., Galuskin, E.V., Armbruster, T., Vapnik, Y., Dulski, M., Gardocki, M., Jezak, L. and Murashko, M. Dargaite, IMA2015-068. CNMNC Newsletter No. 28, December 2015, page 1860.// Mineralogical Magazine, 2015, 79, 1859–1864.
6. Krivovichev, S.V. Minerals with antiperovskite structure: a review.// Zeitschrift für Kristallographie, 2008, 223, 109–113.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКОМУ МУЗЕЮ ИМЕНИ А.Е. ФЕРСМАНА РАН 300 ЛЕТ: ПРОШЛОЕ, НАСТОЯЩЕЕ И БУДУЩЕЕ

В. К. Гаранин, П.Ю. Плечов, Е.А. Борисова

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

Минералогическое собрание музея, носящего сейчас имя выдающегося ученого, минералога и геохимика академика А.Е. Ферсмана, имеет еще более древнюю историю, чем сама Российская академия наук, с которой музей связан со времени основания последней. В 1714 году по приказу Петра Великого для Кунсткамеры на аукционе в Данциге была куплена коллекция доктора Кристофа Готвальда (1636-1700). В 1716 году она поступила в Кунсткамеру, где был создан так называемый Минеральный кабинет – первый публичный минералогический музей в России, созданный по замыслу Петра, как и вся Кунсткамера, для просвещения всех слоев населения. Это время было началом развития в России музейной системы и организации систематической научной деятельности на ее основе, поскольку Кунсткамера вместе с Минеральным кабинетом вошли в состав «учиненной» Петром I Академии наук и фактически стали первым отечественным научным центром. Позднее, в 1836 г., Минеральный кабинет был преобразован в самостоятельное научное учреждение – Минералогический музей Российской академии наук. На протяжении трех столетий музей поступательно развивался, несмотря на все испытания, через которые ему пришлось пройти. Сотрудниками и директорами музея в разное время были такие великие ученые, как М.В. Ломоносов, П.С. Паллас, В.М. Севергин, Н.И. Кокшаров, В.И. Вернадский, А.Е. Ферсман и др. Несомненно, этот список выдающихся директоров и сотрудников музея эпохи Российской империи можно продолжить не менее яркими именами директоров и сотрудников музея Советского времени. Это директора и сотрудники В.И. Крыжановский, Д.С. Белянкин, Г.П. Барсанов, А.А. Годовиков, В.И. Степанов и др. В настоящее время это самое крупное собрание минералов в России и одно из крупнейших в мире. И все это объединено и систематизировано в виде различных тематических коллекций и экспозиций. В фондах музея собрано около 150000 объектов природного и искусственного камня, на выставках в экспозиционном зале музея представлено около 14000 экспонатов, причем из 5000 известных минеральных видов только на систематической экспозиции насчитывается свыше 3500, и значительная их часть является выдающимися по качеству образцами. Вся наработанная за 300 лет существования музея минеральная база дает возможность новому толчку в развитии музея, раскрывает новые задачи в расширении музейной деятельности, научных исследований в его стенах, а также просветительской и образовательной деятельности. Музей является структурным подразделением Российской академии наук – академическим институтом, что, несомненно, играет первостепенную роль в развитии музея в качестве научно-исследовательского учреждения РАН со всеми вытекающими отсюда задачами. Только за 2015 год сотрудниками музея или с их участием открыто 16 новых минеральных видов. Сегодня четко просматриваются новые этапы в деятельности музея и его дальнейшее развитие в XXI веке: внедрение компьютерных технологий для совершенствования баз данных в просветительских и научных целях; расширение формата и инфраструктуры информационных музейных технологий; мощный рывок в области изучения минералов на микро- и наноуровне с вводом в действие комплекса новых ультратонких методов исследования твердых тел; исследование коллекций уникальных камнерезных изделий, их исторических корней. Накопление и систематизация новых поступлений минералов, объединение вокруг музея любителей камня, специалистов ювелиров, художников и искусствоведов; эстетические направления в изучении минералов; активная пропаганда достижений минералогии и других геологических наук; создание учебно-научных образовательных центров с университетами – все это новые подходы и новые резервы в деятельности музея. Они призваны обогатить музейное дело, вывести на

новый уровень научную и просветительскую работу в Минералогическом музее, поставить на новый уровень подготовку специалистов минералогов широкого профиля, осуществить идею образования и просвещения широких слоев населения. Это то, что сегодня требуется в России для интеллектуального и эстетического развития широких слоев населения, а также для устойчивого развития всего мирового сообщества.

Кроме того, Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана призван сыграть ведущую роль в построении минералогической музейной системы знаний.

На сегодня в России формируются несколько крупных кластеров минералогических музеев. Это, прежде всего, музейный природный кластер, призванный показать все разнообразие минералов, их ассоциаций, взаимосвязь, последовательность образования в натурном виде, в природных минералогических заповедниках. Примером подобного минералогического заповедника является Ильменский заповедник на Урале.

Следующий крупный кластер – минералогические музеи. Это, прежде всего, Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН и учебные минералогические музеи. В качестве примера подобного музея следует указать на Минералогический музей Горной академии в Санкт-Петербурге. Его начало уходит во времена Екатерины II. Сегодня почти в каждом университете России, в котором есть геологический факультет, имеется Минералогический музей. Подобные музеи имеют огромное значение для учебного процесса, органично вписываясь в ту систему знаний, которую преподают и передают студентам в геологических учебных заведениях.

Следующий крупный кластер – минералогические отделы в природоведческих музеях. География подобных музеев широка, они популярны и призваны обогащать знаниями широкие круги общественности.

Еще один кластер – это частные музеи, и маленькие, и большие, в маленьких городках и поселках и в больших городах областного и районного значения. Энтузиазм и любовь к камню владельцев частных музеев поистине неисчерпаемы и создают в таких музеях особую атмосферу, что всегда привлекает молодежь.

Все эти минералогические музейные кластеры призваны передать людям любовь к природе и, прежде всего, к минеральному царству, который вокруг нас, в том числе и в каменных природных облицовках зданий, тротуарах, набережных рек, озер. Примером подобного царства является Санкт-Петербург. И это царство во всем его многообразии мы должны сохранить для будущих поколений.

Таким образом, минералы мы можем увидеть и в природных заповедниках, и в музеях, и непосредственно в городах, на их улицах, а также в рудах, обнажениях, месторождениях и т.д. Это все вокруг нас, это все частица окружающей нас природы, и это все является отражением грандиозного построения сложной системы Земля и других планет. И это все указывает нам на то, что красота мира, воплощенная в камне, не только дана нам для разрушения и применения в различных областях промышленности, но и для того, чтобы мы в этом природном огромном заповеднике не забывали никогда о том, что наша среда обитания красива, хрупка и требует осторожного к ней и любовного отношения. Привить эти мысли молодому поколению, сохранить для человечества наши минеральные богатства во всем их разнообразии – вот наша насущная задача как минералогического музейного сообщества.

**ДИРЕКТОРА И ВЫДАЮЩИЕСЯ ЛИЧНОСТИ В ИСТОРИИ
МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ им. А.Е. ФЕРСМАНА
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК**

В.К. Гаранин, Т.М. Павлова, Е.А. Борисова

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

История Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана неразрывно связана с именами ученых, людей, возглавлявших его в разное время. Широта их научного мировоззрения, понимание необходимости изучения полезных ископаемых Российского государства, глубина минералогических знаний и, наконец, любовь к камню, определяли направление и успехи в развитии Минералогического музея на протяжении трех столетий. И первым в этом ряду стоит Петр Великий – основатель музея в виде Минерального кабинета Кунсткамеры, по распоряжению которого в 1714 г. в Данциге была куплена обширная на то время коллекция доктора Кристофа Готвальда и в 1716 г. доставлена в Санкт-Петербург в Кунсткамеру. При этом Петр сам был коллекционером, и первые образцы минералов были привезены им в период знаменитого «великого посольства» на рубеже XVII-XVIII веков. Один из таких принадлежавших лично Петру образцов – знаменитый самородок серебра из Консберга (Норвегия) – стал одним из символов музея и в настоящее время украшает выставку, посвященную истории музейного собрания.

Вторым по значению великим россиянином, ученым, внесшим неоценимый вклад в описание коллекций Минерального кабинета и составившим вместе с И. Гмелиным их первый каталог, изданный на латинском языке в 1745 г., был М.В. Ломоносов. Более того, он был также редактором русского перевода этого каталога, что в то время явилось еще одним из важнейших достижений отечественной минералогии наряду с известными трудами по геологии и минералогии, написанными Ломоносовым после работы с музейными коллекциями (Первые основания металлургии, или рудных дел, 1763, и др.).

Еще один каталог минеральных коллекций Кунсткамеры (рукописный) был составлен в 1766 г. И.Г. Леманом (1719-1767), приглашенным собранием Российской Академии в 1761 г. Экспозиции Минерального кабинета были выстроены по разработанной им самим минералогической классификации. Коллекции были разделены на три раздела: Кабинет Отечественных минералов, Кабинет Иностранных минералов и «Старый» Минеральный кабинет или «Грот» (комната, живописно украшенная раковинами, окаменелостями, минералами и другими вещами, имеющими отношение к Минеральному царству).

Особое место в плеяде известных ученых, возглавлявших Натуркамеру и ее Минеральный кабинет, занимает академик П.С. Паллас (1741-1811), который был приглашен Екатериной II, и по прибытии в Россию, помимо того, что был назначен в 1767 г. руководителем Натуркамеры, в состав которой входил Минеральный кабинет, принимал участие в организации и проведении комплексных академических экспедиций по изучению природных богатств Российской Империи. В результате был собран богатейший научный материал по многим направлениям естествознания, включая геологию и минералогию, в Минеральный кабинет поступило более 1500 образцов, среди них были и ранее неизвестные минералы или их разновидности (вилуит, гроссуляр, байкалит и др.). Кроме того, Палласу музей обязан поступлением в 1777 г. первого образца внеземного вещества – железокосмического метеорита, найденного в Красноярской тайге в 1749 г. и впоследствии названного в честь ученого Палласовым железом. Метеорит, распиленный на Петергофской гранильной фабрике в 1865 г. на 2 части, до сих пор можно увидеть в музее на выставке «Метеориты».

Большое влияние на положение дел в Минеральном кабинете Кунсткамеры с 1783 г. оказывала директор Петербургской академии наук княгиня Е.Р. Дашкова (1744-1810). Она выделяла из казны деньги для покупки новых образцов и коллекций, передавала в музей

ценные образцы из своих собраний. В результате состоявшейся по ее инициативе реорганизации Минерального кабинета его коллекции были перестроены по систематике Ю. Валлериуса. К этому же периоду относится появление в 1786-1789 гг. Минерального каталога Кунсткамеры, который был составлен И.Г. Георги (1729-1802) по этой систематике.

В начале 90-х годов XVIII века в Минеральный кабинет пришел и затем стал его руководителем один из основоположников русской минералогической школы академик В.М. Севергин (1765-1826). При нем появились новые экспозиции, а старые были переделаны, коллекции были перенесены в более просторный зал и распределены в шесть отделений: пять минералогических и одно геогностическое, в 1814 г. был издан обзор-путеводитель всех коллекций Минерального кабинета. Севергин ввел при Академии наук публичные лекции по минералогии, им были опубликованы первые труды по минералогии на русском языке (Первые основания минералогии, или естественной истории ископаемых тел, 1798, и др.), составлен подробный минералогический словарь (1807 г.) и определитель минералов по внешним признакам (Новая система минералов, основанная на наружных отличительных признаках, 1816). Все это привело к тому, что в 1836 г. Минеральный кабинет был преобразован в самостоятельный Минералогический музей.

К сожалению, после смерти В.М. Севергина в музее наметился общий спад как научной, так и собственно музейной минералогической деятельности. Новый толчок к возрождению музея и его минералогических коллекций был связан с приходом в музей в начале XX века академика В.И. Вернадского и его ученика и соратника А.Е. Ферсмана. По их инициативе в музее были созданы научно-аналитические лаборатории – химическая, рентгеновская, спектральная, оборудованные самыми лучшими на то время приборами. Были организованы полевые работы, которые, наряду с пополнением музейных коллекций, привели к открытию сотрудниками музея ряда промышленно важных руд, в частности, такого объекта мирового значения, как Хибинское апатитовое месторождение. Все музейное собрание было разделено на 4 тематические коллекции, получившие сохранившиеся до настоящего времени названия: систематическая коллекция, месторождения, образования и превращения, кристаллы. На каждую коллекцию были заведены инвентарные книги, в которые стали записывать поступающий и уже имеющийся в музее материал. Для обсуждения научных и музейных проблем при музее под руководством В.И. Вернадского начал работать научный семинар «Минералогический кружок», было основано в 1907 г. свое собственное периодическое издание (сейчас это журнал «Новые данные о минералах»).

С переездом музея в Москву в 1934 г. начинается новый этап выставочной работы. Были организованы новые тематические экспозиции – «Систематика минералов», «Поделочные и драгоценные камни», «Кристаллы» и др. Руководителями музея в середине и во второй половине XX века были последовательно В.И. Крыжановский (1881-1947), Д.С. Белянкин (1876-1953), Г.П. Барсанов (1907-1991), Ю.Л. Орлов (1928-1980), В.С. Соболев (1908-1982), А.А. Годовиков (1927-1995), М.И. Новгородова (род. в 1938 г.). С 2010 по 2015 гг. музей возглавлял д.г.-м.н., профессор В.К. Гаранин (род. в 1946 г.), в 2016 г. директором был избран д.г.-м.н. П.Ю. Плечов (род. в 1967 г.).

Заслуги академика А.Е. Ферсмана в минералогии, геохимии и развитии музея были по достоинству оценены Академией наук, и с 1955 г. музей носит имя его имя.

Литература

1. 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 / Очерки по истории геологических знаний. М.: Наука. 1989. Вып. 25. С. 9–52.
2. Новгородова Д.Д. Три каталога из Архива Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана РАН // Новые данные о минералах. 2011. Вып. 46. С. 114–122.
3. Сольский Д.И. Очерк истории Минералогического музея Академии наук СССР (дореволюционный период) // Тр. Минерал. музея. 1961. Вып. 11. С. 225.

ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ КОМПЛЕКС АК «АЛРОСА» (ПАО) И РАЗВИТИЕ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ АЛМАЗНО-БРИЛЛИАНТОВОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

К.В. Гаранин, И.В. Серов

АК «АЛРОСА» (ПАО), GaraninKV@alrosa.ru, SerovIV@alrosa.ru

Россия обладает крупнейшей в мире минерально-сырьевой базой алмазов – их разведанные запасы превышают 1 млрд карат – и остается мировым лидером по производству алмазов в весовом выражении.

По объему и стоимости добытых алмазов страна занимала первую позицию в мире в 2015 г. (41 912 390 карат и 4 239 585 млн. долл. США соответственно). Прогнозные ресурсы алмазов на территории России очень велики, однако достоверность их невысока: в основном это ресурсы категории P_3 (3 075 880 карат на 01.01.2016 г.).

Государственным балансом запасов учтены месторождения, расположенные в 4 федеральных округах. Лидером по запасам (чуть менее 80%) выступает Республика Саха (Якутия) ДВФО, за которой следует Архангельская область СЗФО (20% запасов). В ПФО и СФО учитываются только россыпные месторождения алмазов, не считая импактных алмазов Попигайского метеоритного кратера. С 2012 г. Государственным балансом запасов месторождений на основании ТЭО, подготовленного в 80-х годах XX века, учитываются запасы двух уникальных месторождений коренных алмазов импактного происхождения Попигайского метеоритного кратера (Ударное и Скальное), в объеме 267,984 млрд кар. По своему качеству алмазы обоих месторождений относятся к техническим (менее 1,5 мм) и не представляют интереса для развития ювелирного сектора алмазно-бриллиантового комплекса России и мира. Эти объекты на сегодня не имеют аналогов в мире среди промышленно значимых месторождений, хотя с предполагаемым ростом спроса на технические алмазы в течение предстоящих 20 лет не исключено появление экономического интереса к их разработке.

Общий объем добычи алмазов в Российской Федерации в 2015 г. составил 41,912 млн карат в соответствии с данными Кимберлийского процесса (2016), экспорт сырых алмазов составил 30 802 602,83 кар, при средней цене 111,75 долл. США/карат.

Минерально-сырьевая база алмазов России состоит из запасов коренных месторождений (в кимберлитах), россыпных и техногенных месторождений, а также прогнозных ресурсов. В структуре запасов преобладают коренные месторождения (91,6%), россыпи составляют 7,6%, а техногенные – менее 0,9%.

В течение последнего десятилетия по результатам поисковых работ на территории России не было обнаружено новых крупных месторождений алмазов, сопоставимых с открытиями конца XX века (трубка им. Гриба в Архангельской области и трубки Нюрбинская и Ботуобинская, Средне-Мархинский алмазоносный район Республике Саха, Якутия). В связи с этим нет оснований предполагать, что имевшийся ранее небольшой прирост запасов коренных месторождений алмазов в России сохранится и в будущем без дополнительных серьезных целенаправленных усилий.

В развитии минерально-сырьевого комплекса отмечаются следующие основные тенденции: повышение роли новых территорий в связи с истощением ресурсной базы в традиционных районах добычи алмазов на фоне исчерпания фонда легкооткрываемых месторождений; перемещение геолого-разведочных работ в удаленные районы и районы со сложными горно-геологическими и климатическими условиями и слабо развитой инфраструктурой; увеличение глубин поисков и разработки месторождений полезных ископаемых; снижение качества руд вводимых в эксплуатацию месторождений и постепенное замещение выбывающих из эксплуатации месторождений богатых легкообогатимых руд месторождениями бедных руд.

Развитие минерально-сырьевой базы находится под влиянием следующих сдерживающих факторов: отсутствует отвечающая современным требованиям геолого-картографическая основа по ряду перспективных регионов России, что сдерживает проведение опережающих прогнозно-минералогических исследований и поисковых работ; существенно сократился резерв объектов, на которых возможно получение в ближайшие годы значительных приростов запасов алмазов, при сокращении выделения средств на проведение поисковых работ из государственного бюджета; действующая система государственного регулирования отношений недропользования не создает достаточных условий для привлечения инвестиций недропользователей в геолого-разведочные работы.

«АЛРОСА» – российская группа компаний, нацеленная на комплексное решение приоритетных национальных задач по освоению природных ресурсов, занимающая лидирующие позиции в мире по объёму добычи и стоимости извлеченных алмазов. Корпорация занимается геологическими поисками, оценкой и разведкой месторождений, добычей, обработкой и продажей алмазного сырья и других полезных ископаемых. Основная деятельность корпорации сосредоточена в России: в Якутии и Архангельской области, а также в Африке.

В целом, в структуру АК «АЛРОСА» (ПАО) (далее Компания) входят горно-обогатительные комбинаты (ГОКи), сбытовые, инфраструктурные, геолого-разведочные подразделения, представительства, алмазно-бриллиантовые, промышленные, строительные, кредитно-финансовые, социальные предприятия, организации снабжения и транспорта.

Воспроизводство минерально-сырьевой базы в алмазодобывающей отрасли происходит за счет поиска и открытия новых месторождений, доизучения и разведки резервных месторождений и перспективных проявлений алмазов, а также при доразведке глубоких горизонтов эксплуатируемых месторождений. Геологическое обеспечение алмазодобычи на базе действующих месторождений, а также поиски и подготовку к эксплуатации новых месторождений, осуществляет геологическая служба Компании.

Геологическая служба группы Компании в алмазной отрасли представлена службой главного геолога (в него входят отделы поисковой геологии и эксплуатационной геологии), геолого-разведочными предприятиями (Амакинская, Ботуобинская и Мирнинская геолого-разведочные экспедиции, а также Научно-исследовательское геолого-разведочное предприятие) и геологическими службами ГОКов. В состав службы входят и геологические подразделения дочерних и зависимых обществ (ДЗО): АО «Алмазы Анабара», АО «Нижнеленское» и ПАО «Севералмаз». К настоящему времени сформированы и успешно функционируют подразделения Компании, занятые в геологических работах, проводимых на Африканском континенте – ГРО «Катока», СП «Киманг», СП «Санленд Минералс». Технологическое обеспечение работ по изучению недр также проводит институт «Якутнипроалмаз». В геолого-разведочном комплексе алмазной отрасли группы «АЛРОСА» работает 2752 человек, в том числе 1197 человек рабочих и 1555 – руководителей, специалистов и служащих.

Группа «АЛРОСА» обеспечивает около 95% добычи алмазов в России, осуществляя эксплуатацию коренных и россыпных месторождений в Якутской и Архангельской алмазонасыщенных провинциях и более 28% алмазов в мире. Общий объем запасов алмазов по группе «АЛРОСА» составляет 1 105,5 млн карат в соответствии с учетом, проведенным Государственным комитетом по запасам (2015 г.). В 2016 г. прирост запасов составит 50,4 млн карат, объем добычи – 37 млн карат.

В разработке находятся 10 коренных месторождений, представленных кимберлитовыми телами и 15 россыпных. В эксплуатации находятся 4 подземных рудника: «Удачный», «Айхал», «Мир» и «Интернациональный». На ближайшие 15 лет средний уровень добычи алмазов на коренных и россыпных месторождениях группы «АЛРОСА» за 15-летний период составит 39 036 тыс. карат в год.

ДВОЙСТВЕННОСТЬ ФОРМ НАХОЖДЕНИЯ РЗЭ В ТУРМАЛИНАХ РАЗЛИЧНЫХ АССОЦИАЦИЙ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Н.В. Гореликова¹, академик **Н.С. Бортников¹**, **Ф.В. Балашов¹**,
П.Г. Коростелев², **Л.О. Магазина¹**, **Е.А. Минервина¹**, **Я.В. Бычкова¹**, **В.И. Таскаев¹**

1 Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН

2 Дальневосточный геологический институт ДВО РАН

Изучены РЗЭ турмалинов из монцонитов, гранитоидов, пегматитов, грейзенов и месторождений олова Дальнего Востока России с помощью рентгеноспектрального микроанализа (РСМА), масс-спектрометрического анализа с индукционно-связанной плазмой (ICP MS), включая лазерную абляцию (LA ICP MS), и сканирующей электронной микроскопии (SEM). В этих месторождениях турмалин присутствует в биотитовых и двуслюдяных гранитах, К-На монцонитах и аплитах, редкометалльных грейзенах, кварц-турмалиновых метасоматитах, кварц-турмалин-сульфидных брекчиях, минерализованных зонах и жилах, залегающих во флишеидной толще.

По данным валового анализа ICP MS, картины распределения РЗЭ высокотемпературных и гидротермальных турмалинов различны по соотношению LREE и HREE и характеру Eu аномалии (рис.1): в некоторых отмечается повышенное содержание LREE, в других – почти равные в количества LREE и HREE при пониженной концентрации MREE. Турмалин из магматических пород имеет четко выраженную положительную или отрицательную Eu аномалию, что свидетельствует о его кристаллизации, как правило, из восстановленных расплавов (рис. 1).

Спектры РЗЭ высокотемпературных и гидротермальных турмалинов, полученные с помощью LA ICP MS, значительно различаются по типу спектров и соотношению LREE и HREE: в высокотемпературных турмалинах из гранитов, аплитов и монцонитов отмечаются только легкие РЗЭ и практически отсутствуют тяжелые РЗЭ (рис. 2). В гидротермальном минерале концентрации РЗЭ при лазерном отборе материала более высокие, чем в магматическом. В нем обнаружены повышенные содержания легких РЗЭ (La, Ce, Pr, Nd), тяжелых РЗЭ (Er, Tm, Yb, Lu) и Zr, Hf, Th и U (рис. 3). Концентрации средних РЗЭ очень низкие – ниже минимального предела обнаружения их методом LA ICP MS., т.е. спектры РЗЭ различных турмалинов, полученные с помощью лазерного отбора, отличаются от спектров, проанализированных валовым анализом ICP MS.

Чтобы разобраться в несоответствии результатов этих двух методов, проанализированные турмалины изучены с помощью SEM. Установлено, что в кристаллах высокотемпературного турмалина из аплитов, гранитов и монцонитов обнаружены многочисленные включения монацита, ксенотима, циркона, бастнезита, F-Y-Ce-содержащего карбоната и других минералов, содержащих РЗЭ, Y, Zr, Th, U. Размеры отдельных зерен составляют меньше 1 мкм, а их скоплений от 5 до 15 мкм. Выявлено, что чем больше редкоземельных минералов присутствует в турмалине, тем выше содержания РЗЭ в проанализированных пробах (рис.3). Повышенные концентрации тяжелых лантаноидов из кварц-турмалиновых зон, замещающих флишеидные породы, являются результатом захвата детритовых минералов (циркона, монацита, ксенотима и др.), т.к. эти минералы при метасоматозе не разлагаются и сохраняются в кварц-турмалиновых породах. Наличие циркона обусловило повышенные содержания Zr и Hf в турмалине. Напротив, в кварц-турмалиновых жилах в гранитах микровключения циркона в турмалине не обнаружены, в нем в составе РЗЭ преобладают легкие лантаноиды. Это дает основание полагать, что повышенные содержания HREE, Zr, Hf в турмалине связано с микровключениями циркона. Таким образом, в проанализированных образцах турмалина из различных пород РЗЭ присутствуют как в виде изоморфных элементов, среди которых преобладают LREE, так и в минералах-вростках редкоземельных фаз (HREE).

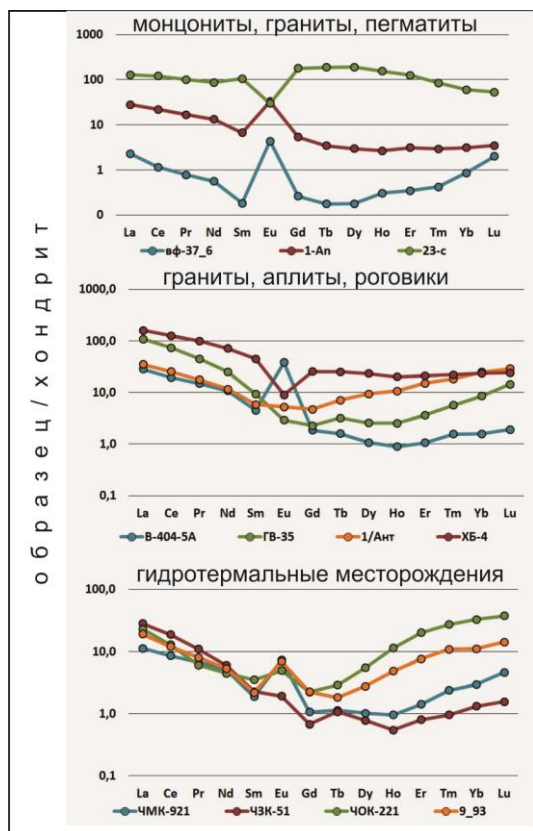


Рис. 1. Спектры распределения РЗЭ в турмалинах (ICP MS)

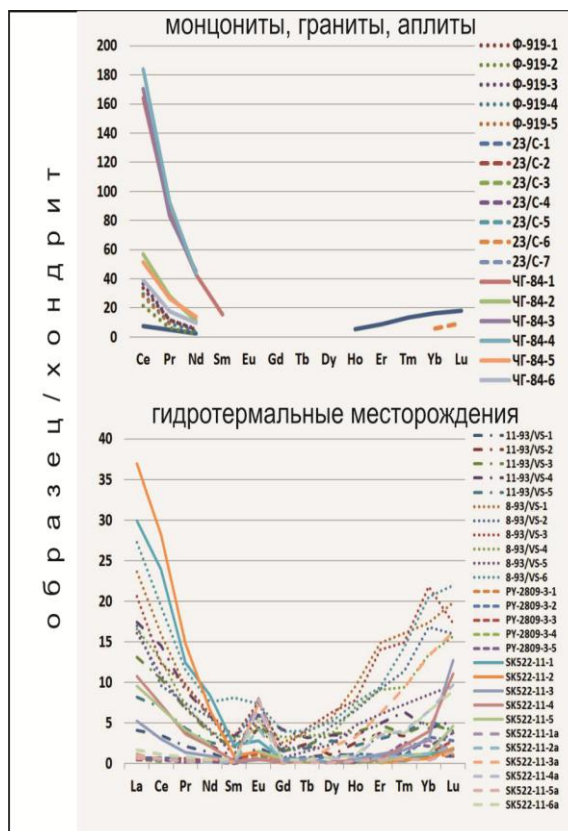


Рис. 2. Спектры распределения РЗЭ в турмалинах (La ICP MS)



Рис. 3. Включения монацита, F-REE- карбонатов и цирконов в высокотемпературных турмалинах

Таким образом, в результате использования комплекса методов показано, что обогащение тяжелыми РЗЭ турмалина не всегда обусловлено входением их в кристаллическую структуру этого минерала, а присутствием минералов-включений, кристаллические структуры которых благоприятны для изоморфизма HREE. Это обстоятельство должно учитываться при интерпретации хондрит-нормализованных диаграмм РЗЭ, полученных с помощью ICP MS и LA ICP MS.

Литература

1. Hawthorne & al. Reassignment of cation site occupancies in tourmaline; Al-Mg disorder in the crystal structure of dravite // American Mineralogist. 1993. V. 78. P. 265–270.
2. Гореликова и др. Двойственность форм нахождения РЗЭ в турмалине оловорудных месторожд. и их генетическое значение // Докл. РАН. 2016. Т. 467. №4. С. 445–449.

КАТИОННЫЕ УПАКОВКИ В КРИСТАЛЛИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЕ БУБНОВАИТА И СХОДНЫХ ПО СТРОЕНИЮ МИНЕРАЛОВ И НЕОРГАНИЧЕСКИХ СОЕДИНЕНИЙ

Л.А. Горелова, С.В. Кривовичев, С.К. Филатов

*Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия,
gorelova.ljudmila@gmail.com*

Понимание принципиальных особенностей структурной организации кристаллического вещества напрямую связано с выбранной моделью описания его структуры. Совсем не всегда традиционная интерпретация в терминах координационных полиэдров катионов является предпочтительной – весьма часто она как раз является более громоздкой и неудобной, что обуславливает необходимость поиска альтернативной модели. Одной из таких моделей могут быть катионные упаковки (O’Keeffe, Hyde, 1989, Krivovichev, 2016).

Кристаллическая структура бубноваита $K_2Na_8Ca(SO_4)_6$ (Gorelova et.al, 2016) – недавно открытого нового минерала из вулканических фумарол Толбачика, – содержит девятнадцать катионных позиций, что делает ее описание в терминах катионных полиэдров весьма сложным и не вполне понятным. Анализ структуры с точки зрения катионных упаковок, напротив, не только делает ее восприятие более легким, но и позволяет выявить близкие по составу и строению минералы и неорганические соединения. В бубноваите катионы K^+ , Na^+ и Ca^{2+} образуют гексагональные плотно упакованные слои, параллельные плоскости (001). Последовательность слоев может быть описана как [АВАВАС’АВАСАВ’], где А, В и С – традиционные обозначения позиций атомов в плотнейших упаковках. Геометрически повторяющейся единицей такой упаковки является последовательность слоев [АВАС], однако из-за различной катионной заселенности таких слоев, в структуре бубноваита образуется трехкратная сверхструктура. Таким образом, последовательность слоев в бубноваите может быть записана как А[NaK₃]-В[KNa₃]-А[Na₄]-С[Na₄]-А[КСa₃]-В[Na₄]-А[NaK₃]-С[KNa₃]-А[Na₄]-В[Na₄]-А[КСa₃]-С[Na₄]-. Кроме того, структура данного минерала осложнена также тем, что вдоль осей *a* и *b* также наблюдается двукратная сверхструктура, что вызвано упорядочением катионов в некоторых слоях. Такое описание кристаллической структуры позволяет сравнить структуру бубноваита со структурами других сульфатов щелочных металлов. Так в структурах α -K₂SO₄ (Arnold et.al, 1981) и метатенардита Na₂SO₄ (Pekov et.al, 2016) можно также выделить геометрическую последовательность слоев [АВАС], где все слои заселены одним типом катионов (К или Na, соответственно). В структуре афтиталита K₃Na(SO₄)₂ (Okada, Ossaka, 1980) последовательность слоев сохраняется, но три слоя заселены К и один Na. В близком по составу химическом соединении KNa(SO₄) (Okada, Ossaka, 1980) два слоя, заселенные К, чередуются с двумя слоями, заселенными Na. А в структуре мёнита (NH₄)K₂Na(SO₄)₂ (Chukanov et.al, 2915) последовательность слоев выглядит следующим образом: А[NH₄]-В[К]-А[Na]-С[К]-. Двенадцатислойную катионную упаковку, аналогичную упаковке бубноваита, можно выделить и в кристаллической структуре ханксита Na₂₂K(SO₄)₉(CO₃)₂Cl (Araki, Zoltai, 1973) – -А[KNa₃]-В[Na₄]-А[Na₄]-С[□Na₃]-А[Na₄]-В[Na₄]-А[KNa₃]-С[Na₄]-А[Na₄]-В[□Na₃]-А[Na₄]-С[Na₄]-, где □ – вакансия.

Литература

1. *Araki T., Zoltai T.* The crystal structure of hanksite // *Amer. Mineral.* 1973. Vol. 58. P. 799–801.
2. *Arnold H., Kurtz W., Richter-Zinnius A., Bethke J., Heger G.* The phase transition of K_2SO_4 at about 850 K // *Acta Crystallogr.* 1981. Vol. B37. P. 1643–1651.
3. *Chukanov N.V., Aksenov S.M., Rastsvetaeva R.K., Pekov I.V., Belakovskiy D.I., Britvin S.N.* Möhnite, $(NH_4)K_2Na(SO_4)_2$, a new guano mineral from Pabellón de Pica, Chile // *Mineral. Petrol.* 2015. Vol. 109. P. 643–648.
4. *Gorelova L.A., Vergasova L.P., Krivovichev S.V., Avdontseva E.Yu., Moskaleva S.V., Karpov G.A., Filatov S.K.* Bubnovaite, $K_2Na_8Ca(SO_4)_6$, a new mineral species with modular structure from the Tolbachik volcano, Kamchatka peninsula, Russia // *Eur. J. Mineral.* 2016. Vol. 28. N 3. P. 677–686.
5. *Okada K., Ossaka, J.* Structures of potassium sodium sulphate and tripotassium sodium disulphate // *Acta Crystallogr.* 1980. Vol. B36. P. 919–921.
6. *O'Keeffe M., Hyde B.G.* An alternative approach to crystal structures with emphasis on the arrangements of cations // *Struct. Bond.* 1985. Vol. 61. P. 77–144.
7. *Krivovichev S.V.* Structure description, interpretation and classification in mineralogical crystallography // *Crystallogr. Rev.* 2016, doi:10.1080/0889311X.2016.1220002
8. *Pekov I.V., Gurzhiy V.V., Zubkova N.V., Agakhanov A.A., Belakovskiy D.I., Vigasina M.F., Sidorov E.G.* Metathénardite, IMA 2015-102. CNMNC Newsletter No. 30, April 2016 // *Mineral. Mag.* 2016. Vol. 80. P. 407–413.

ТИТАНОВЫЕ И ЦИРКОНИЕВЫЕ ГРАНАТЫ КАРБОНАТИТОВЫХ МАССИВОВ

Ю.Д. Гриценко

*Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН, геологический факультет МГУ
им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия. YGritsenko@rambler.ru*

Титановые и циркониевые гранаты широко распространены в карбонатитовых массивах, сиенитах, фонолитах, реже в скарнах, являются характерными минералами ийолитов и зон нефелинизации. Однако состав Ti-гранатов является предметом значительных противоречий, несмотря на достаточно хорошую изученность благодаря большому количеству микрозондовых и спектроскопических данных, а также исследованиям методами рентгеновской дифракции. Нами была изучена коллекция титановых и титаносодержащих гранатов Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана из различных карбонатитовых массивов мира и скарнов. Были проанализированы образцы из Африканды, Ковдора, Вуориярви, массивов Турьего мыса, Кольский п-ов; рудника Ожидаемый, Минусинский округ; Magnet Cove и Hot Spring Co, США, Valtigels, Тироль, Италия; Ахматовской копи, Урал; Питкяранты, Карелия;; Bracciano, Италия; Гули, Одихинча, Кугда, Сибирь; Дахуу-Нура, Тува; Фадью-Куда, Таймыр; Мурун и Ингели, Алдан, Якутия.

На данный момент комиссией IMA по новым минералам, номенклатуре и классификации (CNMNC) приняты два минерала: шорломит с формулой $\text{Ca}_3(\text{Ti}, \text{Fe}^{3+})_2(\text{Si}, \text{Fe})_3\text{O}_{12}$ и моримотоит, $\text{Ca}_3(\text{Ti}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})_2(\text{Si}, \text{Fe}^{3+})_3\text{O}_{12}$ (Grew *et al.*, 2013). Эти формулы являются сильно обобщенными и указывают на различие этих видов. Для шорломита конечная идеализированная формула представляется в виде $\text{Ca}_3\text{Ti}_2[\text{Fe}^{3+}_2\text{Si}]\text{O}_{12}$, для моримотоита характерно замещение $\text{Fe}^{2+} + \text{Ti}^{4+} \rightarrow 2\text{Fe}^{3+}$ в октаэдре, в то время как тетраэдрическая позиция полностью занята Si. Идеализированная формула моримотоита $\text{Ca}_3\text{TiFe}^{2+}[\text{Si}_3\text{O}_{12}]$.

Считалось, что гораздо большим распространением пользуется шорломит по сравнению с моримотоитом как в коллекции Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана РАН (до недавнего времени значился только один образец моримотоита type locality о. Фука, Окаяма, Япония), так и по литературным данным. Наши исследования показали, что картина в точности наоборот.

Все проанализированные гранаты относятся формально к минеральному виду моримотоиту или меланиту – Ti-андрадиту. Ни одного собственно шорломита установлено не было. Соотношение моримотоитового и шорломитового миналов варьирует от 6.9 до 0.8 в Ti-андрадитах, 1.5–1.1 в собственно Ti-гранатах.

Таким образом, моримотоит является наиболее распространенным титановым гранатом, в отличие от шорломита, достоверных находок которого гораздо меньше, чем считалось ранее.

Анализ ИК-спектров показал отсутствие ОН группы в проанализированных титановых гранатах. Гидрогранаты установлены только в ассоциации с цеболлитом, хуанитом, пектолитом, где они образуют сложные псевдоморфозы по минералам группы мелилита, либо с гематитом и кальцитом по более раннему меланиту.

Гранаты ультраосновных массивов образуются в ассоциации с нефелином, эгирин-авгитом, мелилитом, флогопитом, и др. силикатами, титаномагнетитом, перовскитом, кальцитом. При формировании подобных парагенезисов дефицита кремнезема было недостаточно для формирования шорломита.

В тонкозернистых кальцитовых карбонатитах массива Вуориярви (Кольский полуостров) при дефиците кремнезема образовался редкий титаносодержащий циркониевый гранат, аналог шорломита – керимасит, в котором тетраэдрическую позицию наряду с кремнием заполняют атомы Fe^{3+} . Состав керимасита (образец ММФ № 78267) $\{\text{Ca}_{2.96}\text{Mn}_{0.022}\text{Fe}_{0.018}\}_3(\text{Zr}_{0.719}\text{Ti}_{0.661}\text{Mg}_{0.243}\text{Fe}^{\text{III}}_{0.211}\text{Fe}^{\text{II}}_{0.155}\text{V}_{0.008}\text{Sn}_{0.003})_2[\text{Si}_{2.015}\text{Fe}^{\text{III}}_{0.799}\text{Al}_{0.186}]_3\text{O}_{12}$

Наиболее выдающиеся с музейной точки зрения образцы титановых гранатов были обнаружены нами во время полевых работ на щелочном карбонатитовом массиве Одихинча

в Красноярском крае. Моримотоит и меланит образуют хорошо ограненные кристаллы, щетки и сростки, отдельные индивиды в которых достигают размера 30 см. Кристаллы подобного размера являются выдающимися не только для считавшегося ранее малораспространенным моримотоита, но и для гранатов в целом.

Массив Одихинча является второй по величине интрузией Маймеча-Котуйской провинции (Зап. часть Сибирской платформы), имеет концентрическое строение с последовательно внедрившимися простыми интрузиями. Наиболее крупные интрузии из них слагают (от ранних к поздним) оливиниты, мелилитовые породы, якупирангиты-мельтейгиты, ийолиты и содержит редкие дайки кальцитовых карбонатитов (Егоров, 1991).

Гранаты в мелилитовых породах появляются лишь в зоне контакта с ийолито-мельтейгитами и, наиболее крупные, в пегматитовых жилах. В породах они, как правило, развиваются псевдоморфно по мелилиту, пироксену, титаномагнетиту и перовскиту. Встречаются как относительно бедные титаном меланиты, так и гранаты с содержанием TiO_2 свыше 12 мас.%. В гранатах нередко наблюдается зональность: внутренняя его зона, обычно облекающая реликт титаномагнетита или перовскита, окрашена в темно-бурый цвет, на удалении от реликта цвет минерала становится заметно светлее, а внешняя зона имеет светло-желтую окраску.

На массиве Одихинча известно несколько десятков крупных пегматитовых тел флогопит-пироксен-гранат-мелилитового и гранат-нефелинового состава с апатитом, перовскитом, содалитом и др., в которых и встречаются великолепные коллекционные образцы титановых гранатов.

В целом содержание Fe^{3+} в гранатах увеличивается к центру жилы, а Ti^{4+} и Fe^{2+} уменьшается, гранат моримотоитового состава краевых зон сменяется высоко титанистым андрадитом, затем – низко титанистым андрадитом в центральных частях сложных пегматитовых жил. В мелилитовых пегматитах развит только меланит.

На диаграмме (рис.) составы гранатов располагаются точно в определенном направлении, из поля чистого андрадита до поля, отвечающего составу моримотоита. Большая часть образцов представляет собой Ti-андрадит.

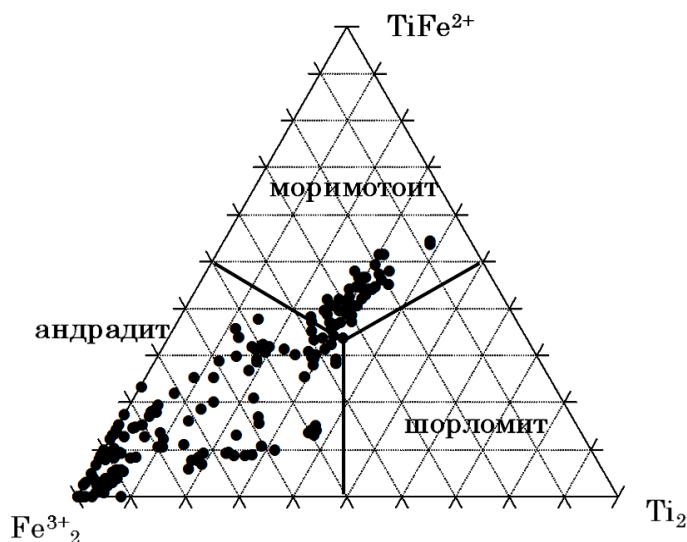


Рис. 1. Состав Ti-гранатов из коллекции Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана РАН

Литература

1. *Егоров Л.С.* Ийолит-карбонатитовый плутонизм (на примере Маймеча-Котуйского комплекса Полярной Сибири). Л.: Недра, 1991, 260 с.
2. *Grew, E.S., Locock, A.J., Mills, S.J., Galuskina, I.O., Galuskin, E.V., and Halenius, U.* IMA Report. Nomenclature of the garnet supergroup // *American Mineralogist*. 2013. Vol. 98. P. 785–811.

ПАРАГЕНЕЗИС САМОРОДНОГО ЗОЛОТА И КАССИТЕРИТА В РУДАХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ДОРНИНСКОЕ (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)

С.С. Двуреченская

*Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и
благородных металлов, Москва, Россия. akantit_c@mail.ru*

Промышленно значимые скопления минеральных форм золота и олова в одних месторождениях весьма редки, а ассоциация самородного золота и касситерита вообще относится к разряду экзотических. При этом в большинстве известных случаев установлена принадлежность указанных минералов к разным стадиям или этапам рудообразования. Причиной такого антагонизма Au и Sn в эндогенных процессах служит различие геохимических свойств этих металлов, миграция и концентрирование которых в значительной мере зависят от окислительно-восстановительных условий эволюции рудно-магматических систем (Некрасов, 1990, 1991; Фатьянов, Хомич, 2004).

В комплексных рудах Дорнинского месторождения, расположенного в перивулканической зоне Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, для минералов золота и олова автором впервые были получены свидетельства парагенетических взаимоотношений.

Месторождение расположено над апикальным выступом Среднебуяундинского гранитного массива в терригенных отложениях верхнего триаса. Оруденение контролируется минерализованными зонами дробления северо-западной и субширотной ориентировки протяженностью 1.5-2.0 км. Вдоль главной зоны прослеживается дайка гранит-порфиров. В ряде участков дайка рассечена минерализованной зоной, но в целом их параллельность сохраняется.

Рудные тела со средними содержаниями Au 1.4 (1.1-12.6) г/т, Ag 281.1 г/т (10-782.3) г/т, Sn 0.12 (0.01-0.3)% при средней мощности 4.7 (0.3-13.3) м представлены кулисообразными кварцевыми жилами с прожилково-вкрапленной рудной минерализацией. Главные рудные минералы – самородное золото, фрейбергит, касситерит, второстепенные – стефанит, станнин, диафорит, в окисленных рудах – акантит, самородное серебро и самородное золото. Зона окисления проникает на глубины свыше 100 м. В составе окисленных руд обнаружены и детально изучены как широко распространенные, так и весьма редкие гипергенные минералы: самородное серебро, самородное золото, акантит, бедантит, скородит, осаризаванит, мансфильдит, филипсборнит, шультенит, колфанит, габриэльсонит, гидальгоит, гинсдалит, смектит, ярозит, каолинит, англезит, церуссит (Двуреченская, 2001).

Рудообразование происходило в две стадии с формированием двух главных продуктивных ассоциаций.

Золото-касситерит-сульфидная ассоциация в виде вкрапленности и гнезд распространена в сером мелкозернистом кварце. Кроме самородного золота и касситерита она включает Co-Ni-арсенопирит (Co 0,31, Ni 0,12 мас.%), редкие выделения пирротина и Fe-сфалерита (Fe 13,37 мас.%).

Самородное золото ($Au\ 660\pm10\%$), как правило, представлено в виде кристаллов и их сростков размером 10-20 мкм, имеет ровные кристаллографические очертания иногда с двумя-тремя гранями, реже фиксируются кристаллы со сглаженными гранями. Кристаллы самородного золота часто встречаются внутри зерен касситерита (рис.). При этом по данным рентгеноспектрального микроанализа касситерит содержит значительную примесь Au 0.12 мас.% ($WO_3\ 0.22$; $In_2O_3\ 0.17$; $FeO\ 0.08$ мас.%), а самородное золото – примесь Sn 1.29 мас.% ($Sb\ 0.15$, $Cu\ 0.01$, $Hg\ 0.04$ и $Te\ 0.09$ мас.%). Таким образом, взаимоотношения минералов и их химический состав свидетельствуют о близодновременной кристаллизации касситерита и самородного золота из единого гидротермального раствора.

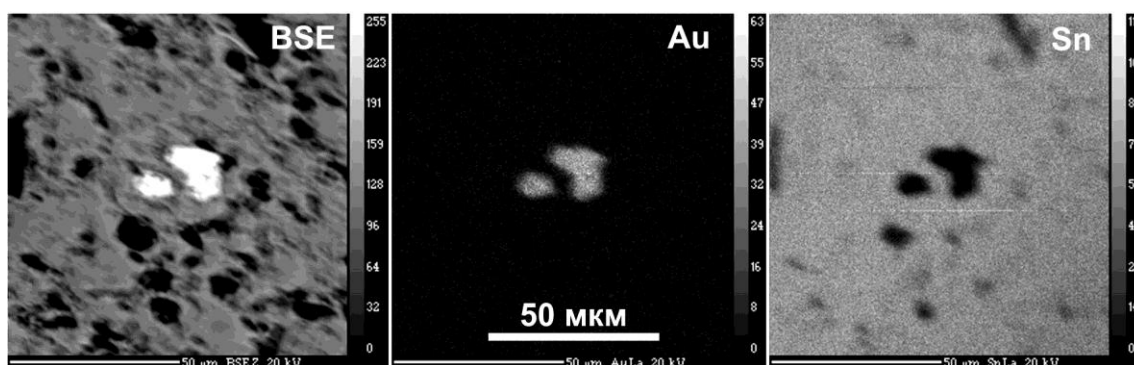


Рисунок. Сингенетичные включения самородного золота в касситерите (фото в поглощенных электронах и рентгеновских лучах).

Золото-серебро-станнин-полиметаллическая ассоциация характеризуется отсутствием железистых сульфидов (арсенопирита, пирротина и Fe-сфалерита), сменой минеральной формы Sn (вместо касситерита кристаллизуется Ag-станнин), отложением галенита и клейофана, а также золото-серебряных и серебряных минералов – кюстелита, фрейбергита, диафорита и стефанита.

Поздние минеральные парагенезисы более широко распространены в объеме месторождения, чем ранние. Как правило, минералы образуют интерстициальные выделения в молочно-белом кварце или секущие тонкопрожилковые скопления, наложенные на более ранние минералы. Самородное золото этой ассоциации имеет пробность 400-520‰ и встречается практически во всех рудных минералах в виде включений и интерстициальных выделений. Постоянными примесями в золоте являются (мас.%) Sb (0.46), Cu (0.1), Hg (0.73) и Te (0.17).

Таким образом, при формировании Доронинского месторождения золото и олово были тесно связаны общностью источника рудоносных растворов, образуя различные минеральные парагенезисы в зависимости от меняющихся физико-химических условий рудоотложения. По существующим представлениям (Фатьянов, Хомич, 2004) одновременный транспорт Au и Sn в составе магматогенных флюидов может свидетельствовать о промежуточном или нестабильном окислительно-восстановительном состоянии расплавов в рудогенерирующем очаге.

Литература

1. Двуреченская С.С. Гипергенные минералы серебряных месторождений. М.:ЦНИГРИ. 2001. 258 с.
2. Некрасов И.Я. О причинах совмещения оловянной, серебряной и золотой минерализации в месторождениях Тихоокеанского рудного пояса. // Геология рудных месторождений 1990. Т.32. №1. С. 98–104.
3. Некрасов И.Я. Геохимия, минералогия и генезис золоторудных месторождений. М.:Наука. 1991. 302 с
4. Фатьянов И.И., Хомич В.Г. К проблеме концентрирования золота и олова в связи с развитием гранитоидных флюидно-магматических систем. // Отечественная геология. М. 2004. № 5. С. 40–44.

ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ЭКСПОЗИЦИЯ РУДНИКА СТАРОВСЕХСВЯТЫХ В ГОДРУША-ГАМРЕ, БАНСКА-ШТЯВНИЦА, СЛОВАКИЯ

S. Jeleň¹, R. Kaňá²

С. Елень, Р. Каня

*1 Fakulta prírodných vied, Univerzita Mateja Bela, Tajovského 40, 974 01 Banská Bystrica,
Slovenská republika, Stanislav.jelen@umb.sk*

*2 Montanistická expozícia Baňa Starovšechsvätých, 96661 Hodruša Hámre 786, Slovensko,
slovenskabanska@bb.telecom.sk*

В мае 2014 года в городке Годруша-Гамре был торжественно открыт геолого-минералогический музей в подземных участках и наземных объектах рудника Старовсехсвятых. Весь комплекс в течение 20 лет наряду с добычей и переработкой руды золота на своём предприятии построила компания «Словацкая Банска» исключительно за счёт своих собственных ресурсов. Целью экспозиции музея является ознакомление посетителей с многовековой историей добычи и переработки руды в регионе и его развитием, объяснение общественности необходимости добычи полезных ископаемых для человеческого общества, а именно горнодобывающей промышленности, и не только в прошлом, но и в настоящем и будущем. Поэтому целевыми группами посетителей в дополнение к широкой общественности являются учебные заведения всех уровней.

Рудник Старовсехсвятых является одним из старейших во всём рудном районе Банска-Штявница – Годруша. Первое письменное упоминание о нём относится к 1378 году. Впервые в бывшем Королевстве Венгрия в 1555 году для съёмки горных выработок в Годруше был использован компас, а в 1628 году – введено разрушение горных пород под землёй буровзрывными работами. Известные профессора Академии горного дела в Банской-Штявнице об этом руднике в XIX веке писали с благоговением и смирением, как об учебнике горнодобывающей промышленности. После более чем 700-летней истории активной добычи рудник окончательно закрыли в 1950-е годы.

Подземная экспозиция исторического рудника Старовсехсвятых составляет более чем 30-километровый лабиринт горных выработок, в основном пробитых в Средние века вручную с помощью молотка и зубила. Подсчитано, что в руднике добыли около 600 тыс. тонн руды, из которой произвели 2 тонны золота и 150 тонн серебра. Общественности доступен участок штольни более чем 2 км длиной, для менее требовательных посетителей есть и более короткий – длиной 1 км. Целью экскурсий по подземной экспозиции является демонстрация подземных горных сооружений и геологии, а также рассказ о трудоёмкой работе горняков и её истории на протяжении более чем семи столетий – с XIII до середины XX века. Это практически спектакль «Подземный мир шахтёров».

Экспозиция на поверхности представлена в двух зданиях – эксплуатационном (капитальный ремонт в 2005–2008 годах) и бывшем здании дирекции шахты Старовсехсвятых (реконструировано в 2009–2012 годах). В основном зале эксплуатационного здания посетителям даётся вводная информация, а также он служит для проведения общественных и профессиональных мероприятий. В витринах находятся текстурные образцы руд, добывающихся в настоящее время на руднике Розалия, а также образцов руды с разных месторождений пяти континентов мира (за исключением Антарктиды). На стенах размещены карты нескольких годрушских рудников, а в коридоре – выставка исторических фотографий на годрушскую горнодобывающую тему.

В ходе реконструкции здания управления завода была предпринята попытка сохранить оригинальные детали так, чтобы максимально сохранить первоначальный вид XVIII и XIX веков.

Экспозиция на первом этаже здания управления состоит из ряда самостоятельных выставок: «Вулканология» с демонстрацией образования штявницкого стратовулкана,

системы рудных жил Банскоштявницко-Годрушского района с образцами вулканических бомб и стекла, «История добычи руд в Годруше» с выставкой предметов горнодобывающей промышленности, хвостохранилищ и металлургических объектов Годрушской долины (средневековые железные инструменты для разрушения пород, наручники, молоты, клинья, мотыги и другие), «Золото и золотоискатели» – экспонаты включают лотки для промывки золота не только из Европы, но и Америки, Австралии и Азии, а также набор золотин и мелких самородков.

Следующий зал мемориальный, зал Нацка. Назван в честь штявницкого и годрушского вымышленного персонажа – шахтёра-шутника Нацка. В здании находятся ещё экспозиции традиционного годрушского кружева и других ремесел, выставка горнодобывающих технических средств, включающая разного рода лампы, шлемы и каски и другие предметы шахтёров. Размещена также фотогалерея добычи руд Годруши.

Минералогическая экспозиция в верхней части здания «Минералы – цветы рудников» представляет собой коллекцию нескольких частных коллекционеров, собранную в течение 40 лет их работы, состоящую из более чем 3000 образцов. Доминируют образцы Банскоштявницко-Годрушского рудного поля (более 1000 образцов 35 видов минералов), а также образцы из других районов Словакии. Из других стран мира наиболее представлены минералы Румынии, Чехии, Венгрии, Польши, Германии, Косова, Болгарии, Греции, стран бывшего Советского Союза, Америки, Австралии, Африки. Отдельно показаны образцы золота и платины из различных мест мира (60 штук).

Другие дополнительные виды деятельности Музея.

К ним относится прогулка годрушской образовательной тропой. Это первая научная интернет-тропа в Словакии под названием «Путешествие во времени». Представляет собой набор объектов-памятников вокруг исторического центра города Банска-Годруша, внесённого в список Всемирного наследия ЮНЕСКО.

С 1993 года каждый год годрушский клуб золотодобытчиков организует школы промывки золота и золотоискательские мероприятия в сотрудничестве со Словацкой ассоциацией золотодобытчиков и горным предприятием «Словенска Банска» в Годруша-Гамре, соревнования по промывке золота Золотая Годруша (чемпионаты Словакии и Чехии в 1995 и 2002 гг., чемпионат Европы в 1998 г. и чемпионат мира в 2004 году). Ближайший чемпионат мира также пройдёт непосредственно в Годруше в 2018 году.

В сотрудничестве с Банскоштявницко-Годрушской горнорудной ассоциацией и общественного объединения «Керлинг» были напечатаны цветные издания, посвящённые истории села Годруша-Гамре и его горнорудной промышленности: «Годруша – земля шахтёров» (2011 г.), «Годрушские глубины» (2013 г.) и «Наследие прошлого» (2016 г.).

ВТОРИЧНЫЕ МИНЕРАЛЫ МЕДИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЛЮБИЕТОВА, СЛОВАКИЯ

S. Jeleň^{1,2}, S. Milovská¹, J. Luptáková¹
С. Елень^{1,2}, С. Миловска¹, Я. Луптакова¹

1 Fakulta prírodných vied, Univerzita Mateja Bela, Tajovského 40, 974 01 Banská Bystrica, Slovenská republika, Stanislav.jelen@umb.sk

2 Ustav vied o Zemi, Slovenská akadémia vied, Ďumbierska 1, 974 11 Banská Bystrica, Slovenská republika, milovska@savbb.sk, luptak@savbb.sk

Область Любietenova (бывший королевский горный город) исторически принадлежит к наиболее важным горным районам Словакии и Европы. Согласно археологическим находкам, медь добывалась здесь ещё в бронзовом веке. Первое письменное упоминание о ней относится к 1340 году. В небольшом количестве в это время кроме меди добывались серебро и золото. Период наивысшего расцвета здешних рудников приходится на XV и XVI века. Огромные отвалы, как и некоторые доступные части заброшенных горных выработок, стабильно привлекают интерес не только коллекционеров-любителей, отечественных и иностранных, но и профессиональных ученых и целых научных коллективов. Особенно в последнее время они пытаются завершить систематическую всестороннюю оценку всех доступных геологических, металлогенических, геохимических и минералогических и других данных по этому месторождению. Интерес со стороны общественности увеличился при помещении ряда информационно-образовательных баннеров в наиболее известной части месторождения Любietenova-Подлипа и рудного поля Рейнер.

Гидротермальная медная минерализация в Любietenova разработана на трех месторождениях: Подлипа, Святодушна и Колба. В состав руд в последнем кроме Cu и Fe входят также Co, Ag, Ni. Наиболее экономически значительное месторождение меди Подлипа находится примерно в 1 км к востоку от деревни на южном склоне холма Высока (995,5 м) над Зелёной долиной. Медная минерализация на месторождении Подлипа находится главным образом в метаморфизованных пермских осадках с повышенным содержанием полевого шпата и в подстилающих ортогнейсах кристаллического комплекса палеозоя. Эпигенетическое гидротермально- жильное оруденение, иногда штокверк и прожилково-вкрапленная минерализация образовали рудные тела на тектонических структурах общего направления СВ-ЮЗ. Рудные тела в виде жил, линз и гнезд длиной до нескольких сотен метров имеют меридиональное и широтное простирание с пологим падением примерно 50°. Об интенсивной эксплуатации свидетельствуют многочисленные горные выработки, около 21 штольни и шахта в высотном интервале от 570 до 700 м. Содержание меди в руде варьирует от 4 до 10 мас.%, в исключительных случаях – до 22 мас.%, в отвалах содержание меди колеблется в диапазоне от 0,9 до 2,4 мас.%. В некоторых жилах встречались участки с повышенным содержанием серебра (до 70 г/т), а упоминается и золото. На всех рудоносных телах месторождения Подлипа, согласно некоторым источникам, было добыто 25 000 тонн меди и 1750 тонн серебра за 500 лет.

Основным рудным минералом жил является халькопирит, в меньшей степени представлены минералы тетраэдрит-теннантитового ряда, пирит, очень редки галенит, висмутин, ковеллин, халькозин, герсдорфит, акантит, киноварь и касситерит (Луптакова и др. 2012). Тетраэдрит иногда характеризуется повышенным содержанием Bi. Из жильных минералов значительно преобладает кварц, реже встречаются Fe-доломит, сидерит, анкерит и турмалин.

На месторождении в прошлом основной рудой были куприт и самородная медь, которые находились в зоне окисления и цементации. Однако месторождение в мире известно особенно благодаря разнообразной ассоциации вторичных минералов меди: либетениту, эухроиту, мразекиту, псевдомалахиту, и др., для которых оно является типовым местонахождением. Фосфат меди либетенит (libethenite $\text{Cu}_2[(\text{OH})\text{PO}_4]$) впервые для мировой

науки из этого месторождения в 1823 году описал Ф.А. Брейтгаупт (Breithaupt, 1823). Минерал носит название по Любиетова – Libethen в его немецкой форме. Имеет тёмно-зелёный цвет, стеклянный блеск, кристаллизуется в ромбической сингонии. Является минералом зоны окисления медных руд, где встречается вместе с псевдомалахитом. Название эухроит (euchroite $\text{Cu}_2(\text{OHAsO}_4) \cdot 3\text{H}_2\text{O}$) происходит от характерного цвета (греч. *euchros* – «что-то очень красиво окрашенное»). В том же году впервые для мировой науки его описал Ф.А. Брейтгаупт (Breithaupt, 1823). Минерал создаёт красивые изумрудно-зелёные кристаллы размером до 4 см. Образуется в результате выветривания первичных руд меди и мышьяка. Следующий новый минерал для мировой науки мразекит (mrázekite $\text{Bi}_2\text{Cu}_3(\text{OH})_2\text{O}_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), был назван в честь трагически погибшего молодого чешского минералога Зденека Мразека, который начал получать необходимые для идентификации минерала аналитические данные. Первое описание сделали его коллеги Т. Ржидкошил, В. Шрейн, Я. Фабри, Я. Гиблер и Б.А. Максимов (Řídkošil et al. 1992). Минерал формирует мелкие игольчатые или пластинчатые кристаллы светло-голубого цвета размером до 5 мм. Кристаллизуется в моноклинной сингонии и образуется при распаде тетраэдрита. На отвалах штольни Рейнер находятся все три полиморфные модификации $\text{Cu}_5(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_4$, псевдомалахит, рейхенбахит и луджибаит (Hyršl et al. 1991). Довольно часто встречается лангит $\text{Cu}_4(\text{SO}_4)(\text{OH})_6 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, иногда брошантит $\text{Cu}_4(\text{SO}_4)(\text{OH})_6$ (Povondra & Řídkošil, 1980), а изредка цианотрихит $\text{Cu}_4\text{Al}_2(\text{SO}_4)(\text{OH})_{12} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (Čech & Lázníčka, 1965). На месторождении Святодушна находится разнообразная ассоциация вторичных минералов меди, среди которых особенно характерны арсенаты, прежде всего оливинит $\text{Cu}_2(\text{AsO}_4)(\text{OH})$ и фармакосидерит $\text{KFe}_4(\text{AsO}_4)_3(\text{OH})_4 \cdot 6\text{--}7\text{H}_2\text{O}$. Редко могут встречаться халькофилит $\text{Cu}_{18}\text{Al}_2(\text{AsO}_4)_3(\text{SO}_4)_3(\text{OH})_{27} \cdot 33\text{H}_2\text{O}$ (Pauliš, 1981), клиноклаз $\text{Cu}_3(\text{AsO}_4)(\text{OH})_3$, страшимирит $\text{Cu}_8(\text{AsO}_4)_4(\text{OH})_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ и тиролит $\text{CaCu}_5(\text{AsO}_4)_2(\text{CO}_3)(\text{OH})_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, а также аннабергит $\text{Ni}_3(\text{AsO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$, аурихальцит $(\text{Zn}, \text{Cu})_5(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_6$. Недавно на месторождении Святодушна были определены и тёмно-зелёные бугорчатые тонкие корки корнубита $\text{Cu}_5(\text{AsO}_4)_2(\text{OH})_4$, зелёные кристаллические корки парнауита $\text{Cu}_9(\text{AsO}_4)_2(\text{SO}_4)(\text{OH})_{10} \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ (Sejkora 1993), а также тонкие игольчатые агрегаты светло-голубого халькоалюмита $\text{CuAl}_4(\text{SO}_4)(\text{OH})_{12} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ и светло-голубого шаттукита $\text{Cu}_5(\text{SiO}_3)_4(\text{OH})_2$ (Ondruš & Veselovský и Pauliš & Ďuda, 2002).

Литература

1. Breithaupt F.A. Volständige Charakteristik des Mineral System. Arnold, Dresden, 1823, 267 s.
2. Hyršl. Three polymorphs of $\text{Cu}_5(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_4$ from Ľubietová, Czechoslovakia // Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte. 1991. H. 6. 281–287.
3. Luptáková J., Milovská S., Biroň A., Jeleň S., Andráš P. Study of secondary minerals of abandoned Cu deposit Ľubietová-Podlipa (Slovakia) // Acta Mineralogica Petrographica. 2012. 7. 80.
4. Řídkošil T., Šrein V., Fábry J., Hybler J., Maximov B.A. Mrázekite $\text{Bi}_2\text{Cu}_3(\text{OH})_2\text{O}_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, a new mineral species and its crystal structure // Canadian Mineralogist. 1992. 30. 215–224.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ СОБРАНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ им. А.А. ЧЕРНОВА

Л.Р. Жданова

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия. Zhdanova@geo.komisc.ru

В настоящее время фонды геологического музея имени А.А. Чернова состоят из более 200 тыс. единиц хранения. Фонды музея представлены горными породами, минералами и палеонтологическими образцами, собранными в основном на территории северо-востока Европейской части России. Геологический материал музея состоит из 570 монографических, 50 выставочных и 115 рабочих коллекций. Условно коллекции подразделены на минералогические, литологические, петрографические и палеонтологические. Минералогические коллекции составляют 12% основного музейного фонда. Они сосредоточены в 70 коллекциях общим объемом более девяти тысяч единиц хранения. В подавляющем большинстве данные коллекции в фонды музея передавались научными сотрудниками на протяжении почти 40-летних исследований, которые осуществлялись Институтом геологии КНЦ УрО РАН.

Проводимые Институтом геологии КНЦ УрО РАН систематические минералогические исследования способствовали сбору информации для регионального кадастра минералов. Составление и пополнение кадастра минералов региона – это один из первых и важнейших этапов работы по мониторингу и сохранению минерального разнообразия. Так, для нашей территории первый опубликованный кадастр характеризовал минеральный состав альпийских жил Приполярного Урала – важнейшего в 40–60-е годы источника пьезооптического сырья (Леммлейн, 1954).

В 50–70-е годы прошедшего столетия на северо-востоке европейской части России проводился большой объем геолого-съёмочных и поисковых работ. В ходе этих работ открыты месторождения полиметаллических руд и проявления вольфрама и молибдена на севере Урала, бокситы и древние титаносодержащие и редкометалльные россыпи на Тимане. Детальное изучение вещества открытых месторождений привело к появлению публикаций минеральных кадастров вольфрамовых проявлений (Металлогенический очерк... 1971) и хрусталеносных гнезд Приполярного Урала (Буканов, 1974), древних титаносодержащих россыпей Тимана (Швецова, 1975), полиметаллических месторождений Полярного Урала (Силаев, 1982), месторождений бокситов Тимана (Лихачев, 1993; Беляев и др. 1994), россыпей золота севера Урала (Майорова, 1998). Детальную минералогическую характеристику получили магматические образования севера Урала и Тимана (Минералогия, типоморфизм... 1968), альпинотипные гипербазиты Полярного Урала (Макеев, 1992).

Следующий этап в составлении минерального кадастра Северо-Востока Европы характеризуется публикацией кадастров крупных регионов с рассмотрением минерального состава всех генетических комплексов. Хронологически четкую границу между этапами вряд ли можно провести. Тем не менее, необходимо отметить, что для нашей территории первой крупной региональной работой с комплексной минералогической характеристикой стала работа Н.П. Юшкина «Опыт среднемасштабной топоминералогии» (1980), посвященная минералогии Южного острова Новой Земли, о. Вайгач, хребту Пай-Хой. Вслед за ней появляется серия статей и монографий, содержащих комплексные минералогические кадастры различных геологических регионов: Тиман (Мочалов и др., 1984; Остащенко и др., 1988), Приполярный Урал (Юхтанов, 1988), Полярный Урал (Литошко, 1996).

Закономерным итогом минералогических исследований стало создание сводного регионального кадастра минералов. Первая попытка создания регионального кадастра минералов была предпринята в 1994 г. заведующим геологическим музеем им. А.А. Чернова М.В. Фишманом. Кадастр содержал 378 минеральных вида и разновидностей. Из них 192 минеральных вида были представлены в фондах музея более чем 700 образцами.

Проведенная в музее в 2001 году инвентаризация минералогического фонда выявила необходимость работ по уточнению и корректировке существовавшего кадастра. На основе поступивших за последние 15 лет монографических коллекций и опубликованных в эти годы статей и монографий был составлен уточненный кадастр минералов северо-востока европейской части России.

Новый кадастр содержит сведения о 600 минеральных видах и разновидностях. Минеральные виды сведены в таблицу с указанием их принадлежности к определенным типам и классам, даны их названия на русском и английском языках, химическая формула. Отмечены минералы, имеющиеся в музейном фонде. Они составляют 43% от числа известных в регионе минералов. Многие минералы представлены в музейных коллекциях несколькими разновидностями, подчеркивающими вариации их морфологии, окраски, строения агрегатов и т.д. Минералогический фонд музея отличается от регионального кадастра меньшей долей простых веществ и халькогенидов и, напротив, большей долей галогенидов, силикатов и кислородных солей (Кадастр минералов..., 2003).

Таблица.

Сопоставление музейного фонда и регионального кадастра по кристаллохимической упорядоченности минералов (данные на 2012 г.)

Типы и классы минералов	Минералы музейного фонда, %	Региональный кадастр, %	Фонд в % от кадастра
Простые вещества	3.98	6.94	23
Галогениды	1.59	1.06	50
Халькогенные соединения	19.52	28.57	23
Оксиды, гидроксиды	15.54	14.55	36
Силикаты	37.85	29.51	43
Кислородные соли	21.52	19.36	37

Также проведенный статистический анализ минералов, хранящихся в музейных коллекциях, показал неравномерное отражение региональной кадастровой информации. По территориальному признаку процентное содержание минералов для Приполярного Урала составляет – 45.5% от указанного в кадастре, для Полярного Урала – 18.5%, а для Пайхойской – Южноновоземельской и Тиманской минералогических провинций по 18%.

Несовпадение представленного в музее минералогического фонда с региональным объясняется тем, что видимо, во-первых: подбор образцов в музей происходил с акцентом на размер и выразительность. Также немаловажную роль сыграло то, что основным источником комплектования фондов музея служили и служат монографические коллекции. Музейные монографические минералогические коллекции отражают основные темы исследований научного коллектива. Первыми монографическими коллекциями, сданными в фонды музея, являются коллекции, собранные в ходе топоминералогических работ. Эти коллекции характеризуют вольфрамовую минерализацию Приполярного Урала (автор – Н.П. Юшкин). В дальнейшем фонды музея пополнились монографическими коллекциями, характеризующими медно-молибденовую рудную формацию Полярного Урала (автор – Д.Н. Литовко), сульфидную минерализацию Западноуральско-Вайгачского региона (В.И. Силаев), Пайхойско-Южноновоземельскую флюоритовую провинцию (авторы – Н.П. Юшкин, А.Ф. Кунц) и др. На Полярном Урале собрана представительная коллекция минералов из ультрабазитовых массивов (автор – А.Б. Макеев), на Пай-Хое – коллекция арктического янтаря из залежи на р. Песчаной (автор – Н.П. Юшкин). В результате проведенных минерально-генетических исследований в музейном собрании появились коллекции агатов из месторождений Тимана (автор – В.В. Рожкова), минералы эндогенных комплексов Северного Тимана (авторы – Б.А. Осташенко, Т.П. Майорова). После изучения титановых минералов девонских россыпей Тимана в музее также появилась

монографическая коллекция к теме: «Минералогия полиморфических модификаций двуокиси титана на Ярегском месторождении». В фондах музея представлены минералы зоны гипергенеза фосфоритонесных сланцев Пай-Хоя, также в монографических коллекциях.

В итоге исследования минералогии хрусталеносных месторождений Приполярного Урала в фондах музея появились монографические и выставочные коллекции минералов из хрусталеносных гнезд и жил, также коллекции кварца. В количественном отношении эти коллекции самые многочисленны. В 15 коллекциях с хрусталеносных месторождений Приполярного Урала находится более трех тысяч образцов. В холле Института геологии демонстрируется гигантский двухголовый совершенный кристалл весом 1160 кг, имеющий собственное имя «Витязь».

В музейных коллекциях представлены два новых минерала, открытых сотрудниками института – *черновит* (арсенат иттрия), названный в честь профессора А.А. Чернова (Б.А. Голдин, Н.П. Юшкин, М.В. Фишман), и *юшкинит* (минерал, состоящий из гидрооксидных и сульфидных слоев), названный в честь академика Н.П. Юшкина (А.Б. Макеев, Ю.В. Глухов).

В современном состоянии минералогический фонд музея Института геологии Коми НЦ УрО РАН является ярким материальным отражением истории минералогического изучения европейского Северо-Востока России.

Литература

1. *Буканов В.В.* Горный хрусталь Приполярного Урала. // Л.: Наука, 1974. 212 с. Библ.267.
2. Кадастр минералов европейского Северо-Востока России как отражение минеральной организации геологических комплексов/ В.И. Силаев, П.П. Юхтанов, С.И. Плоскова, Л.Р. Жданова, И.С. Астахова, М.Ю. Сокерин. Сыктывкар: Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, 2003. 76 с.
3. *Леммлейн Г.Г.* Жилы альпийского типа на Приполярном Урале. // Минералогия Урала. Т. 1. М.: АН СССР, 1954. С. 435-445.
4. *Литошко Д.Н.* Минералогическая изученность Полярного Урала. // Сыктывкар: Геопринт, 1996. 39с.
5. *Лихачев В.В.* Редкометалльность бокситоносной коры выветривания Среднего Тимана. // Сыктывкар: Коми науч. центр УрО РАН, 1993. 223 с.
6. *Майорова Т.П.* Минералогия россыпного золота Тимано-Североуральской провинции. // Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 147с.
7. *Макеев А.Б.* Минералогия альпинотипных ультрабазитов Урала. // СПб: Наука, 1992. 196 с.
8. Минералогия, типоморфизм и генезис акцессорных минералов изверженных пород севера Урала и Тимана./ Фишман М.В., Юшкин Н.П., Голдин Б.А., Калинин Е.П. // Л.: Наука, 1968. 250 с.
9. *Мочалов П.С., Остащенко Б.А.* Минеральный кадастр Канино-Тиманской провинции. // Тр. Ин-та геологии Коми филиала АН СССР. Вып.45. Минералогический сборник №12. Сыктывкар: 1984. С. 18-22. Топоминералогия и минералы рудоносных регионов.
10. *Силаев В.И.* Минералогия и генезис стратиформной сульфидной минерализации. (Западно-Уральско-Вайгачский регион). // Л.: Наука, 1982. 234с.
11. *Швецова И.В.* Минералогия лейкоксена Ярегского месторождения. // Л.: Наука, 1975. 127с.
12. *Юхтанов П.П.* Минеральный кадастр Приполярноуральской провинции. // Тр. Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН СССР. Вып. 66. Минерал. сб. №19. Сыктывкар: 1988. С.5-17. Минераловедение и минералогенезис.

ОБ АССОЦИАЦИЯХ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ И РЕШАЕМЫХ С ИХ ПОМОЩЬЮ АЛМАЗОПОИСКОВЫХ ЗАДАЧАХ

Н.Н. Зинчук

ЗЯНЦ АН РС (Я), Мирный, Россия. nnzinchuk@rambler.ru

Накапливающиеся в отложениях различных осадочных формаций глинистые минералы с учетом их изменения и новообразования на различных этапах осадочного процесса в каждом из них характеризуются специфическими химико-минералогическими и морфолого-генетическими особенностями. Аллотигенные глинистые минералы имеют в отложениях осадочных формаций обычно фоновое значение. Поэтому для использования их в формационном анализе в каждой из выделяемых в осадочном чехле земной коры четырех зон типоморфное значение имеют и аутигенные глинистые минералы, природа которых определяется гидрогеохимическим характером и термобарическими параметрами среды минералообразования. Геологическая интерпретация результатов изучения глинистых минералов должна проводиться с учетом подразделения осадочного чехла земной коры на четыре (сверху вниз) зоны, соответствующие стадиям диагенеза (ДГ). Три верхние зоны включают собственно осадки и осадочные породы, а четвертая – их метаморфические аналоги. Каждая из этих зон характеризуется различной степенью постседиментационного преобразования отложений, включая содержащиеся в них глинистые минералы. Постседиментационные изменения отложений на фоне общей тенденции последовательной интенсификации их под действием термобарических параметров среды с учетом направленности их, в зависимости от гидрогеохимических условий осадконакопления в главных литологических формациях характеризуются специфическими особенностями. Важнейшей предпосылкой объективного использования результатов изучения глинистых минералов в осадочном чехле земной коры (и в отложениях отдельных осадочных формаций) являются не только палеотектонические и палеоклиматические факторы, определяющие закономерности накопления отложений отдельных формаций, но и исследование достаточно мощных, характерных для каждой формации толщ с необходимым количеством изучаемых объектов, включая и дублирующее число образцов в отдельных частях разрезов. Отложения *терригенной формации* (или терригенных формаций) имеют наиболее широкое распространение в осадочном чехле земной коры. Наличие в верхней части слагающих конкретный регион легко размокающих в воде глинистых отложений, а также способных к аналогичной дезинтеграции песчано-алевритовых разностей их непосредственно указывает, что они претерпели изменения, соответствующие лишь диа- и начальным этапам раннего катагенеза, т.е. относятся к I-ой зоне осадочного чехла земной коры. Это четко сочетается также с присутствием в рассматриваемых отложениях практически неизмененных разновидностей смектита и монтмориллонит-гидрослюдистых смешанослойных образований с содержанием более 40 % разбухающих слоев, с которыми неупорядоченно чередуются подчиненные неразбухающие. Для слюдястых минералов данной зоны характерна псевдоизометричнопластинчатая форма частиц и отсутствие различия в их морфологии как в глинистых, так и в песчано-алевритовых отложениях, что указывает на их аллотигенное происхождение. Анализ ассоциаций глинистых минералов в соответствующих рассматриваемой зоне отложениях позволяет оценивать климатические условия в предшествующие размыву источников сноса этапы геологического времени. Присутствие в накапливавшихся мощных толщах терригенных отложений существенного содержания каолинита непосредственно указывает на размыв достаточно зрелых кор выветривания (КВ). Это при моно- и олигомиктовом типе обломочного материала указывает, что накопление продуктов, связанных с размывом КВ, в пресных водоемах либо в эпиконтинентальных морях на пассивных континентах Мирового океана можно рассматривать, как одну из основных закономерностей формирования отложений

платформенной субформации терригенной формации. В случае размыва КВ, сформированных на первично слюдистых породах, содержащих в основном более устойчивую, чем 1М, гидрослюду политипной модификации 2М₁, последняя, наряду с каолинитом, также является характерным типоморфным минералом отложений платформенной субформации. При этом присутствие в отложениях этой субформации только диоктаэдрических глинистых минералов свидетельствует о накоплении терригенно-аллотигенного материала в пресноводных условиях. В отличие от этого, наличие в рассматриваемых отложениях хлорита как слоистого минерала наиболее ранней генерации, связанного в глинистых разностях с аградационной трансформацией монтмориллонита, а в песчано-алевритовых с развитием в них крустификационного цемента, указывает на приуроченность их к морским бассейнам. Соответственно, преобладание в полимиктовых отложениях гидрослюд 1М и монтмориллонит-гидрослюдистых смешанослойных образований свидетельствует о размыве активных окраин континентов и накоплении отложений геосинклинальной субформации терригенной формации. При этом сохранность хлорита в этих отложениях может указывать на переотложение слабо измененных гипергенными процессами Fe-Mg-разностей изверженных и метаморфических пород. В процессе постседиментационного преобразования отложений терригенной формации глинистые минералы, в соответствии с литолого-фациальным типом накапливавшихся осадков, подвергаются аградационной трансформации. Эти изменения по масштабу отражают степень погружения содержащих их отложений в зоны все более высоких давлений и, особенно, температур, а направленность процессов зависит от гидрогеохимического характера среды.

В центральных алмазоносных районах Сибирской платформы (СП) интенсивное средне-позднетриасовое выветривание терригенно-карбонатных пород нижнего палеозоя, долеритов, агломератовых туфов трубок взрыва и туфогенных образований корвунчанской свиты (Т₁) и их последующий размыв привели к формированию континентальных и прибрежно-морских осадочных толщ, среди которых выделяются: иреляхская (Т₃-J₁ir) и укугутская (J₁uk) свиты, а также плинсбахский (J₁p) и тоарский (J₁t) ярусы. Глинистой составляющей, выделенной из всех типов пород *иреляхской* и *укугутской* свит Малоботуобинского алмазоносного района (МБАР) свойствен полиминеральный состав (преимущественно аллотигенные разновидности монтмориллонита, гидрослюды, каолинита, метагаллуазита и хлорита, небольшая примесь вермикулита, серпентина, неупорядоченных диоктаэдрического монтмориллонит-гидрослюдистого и триоктаэдрического вермикулит-монтмориллонитового смешанослойных образований). Распределение перечисленных глинистых минералов довольно изменчиво, что связано с особенностями осадконакопления, в том числе с путями поступления в бассейны седиментации продуктов размыва. Мезозойское осадконакопление контролировалось в описываемом регионе двумя структурно-формационными зонами: в юго-восточной части района, в приосевой зоне Ангаро-Вилуйского мезозойского прогиба (низменная аллювиальная равнина) и в северо-западном его борту – в пределах траппового плато, где существовали денудационная и денудационно-аккумулятивная равнины с накоплением преимущественно местного материала. Глинистые породы иногда переполнены углистой органикой и насыщены гидроксидами. Главными поставщиками глинистых минералов в бассейны седиментации иреляхского времени были широко развитые в районе и на смежных территориях в различной степени выветрелые породы нижнего палеозоя и трапповой формации. Судя по составу глинистых минералов, здесь отмечены продукты размыва терригенно-карбонатных пород, долеритов, туфогенных образований и кимберлитов, причем преимущественно они развиты в базальных горизонтах и низах иреляхской свиты центральной и северной частей МБАР. Эти продукты уверенно идентифицируются по постоянному присутствию каолинита, диоктаэдрической гидрослюды 2М₁ и неупорядоченного монтмориллонит-гидрослюдистого смешанослойного образования. Их максимальные концентрации (до 95% пелитовой составляющей) отмечены в отложениях, перекрывающих КВ. Здесь доминируют каолинит с

моноклинной элементарной ячейкой. В пределах этого структурного типа есть индивиды с различной степенью совершенства структуры. В большинстве изученных нами образцов из иреляхской свиты центральной части изученного района превалирует каолинит с не совсем строгим периодом c ; иногда он имеет более совершенную структуру и элементарную ячейку, приближающуюся по форме к триклинно-моноклинной. Каолинит представлен обломками псевдогексагональных кристаллов, что обычно свойственно его аллотигенной разновидности. Различная структурная упорядоченность минерала связана с размывом разных горизонтов элювия терригенно-карбонатных пород. Каолинит с очень плохой упорядоченностью, ассоциирующей с метагаллуазитом, мог поступать в бассейны также за счет размыва продуктов выветривания основных пород (особенно туфов и туфогенных образований). Гидрослюда в роли главного компонента глинистой составляющей иреляхских отложений отмечена в центральной части МБАР в поле распространения элювия терригенно-карбонатных пород. В них присутствует гидрослюда $2M_1$ с примесью $1M$ (последняя фаза часто ассоциирует с монтмориллонит-гидрослюдистым смешанослойным образованием). Их переменные соотношения связаны с размывом различных горизонтов КВ. Наиболее зрелый выветрелый материал обычно концентрируется в нижних частях разреза, на что указывают также значения отношения интенсивностей основных базальных отражений диоктаэдрической гидрослюды по изученным разрезам. Много продуктов выветривания в иреляхских отложениях отмечено и в пределах траппового плато (северная часть рассматриваемого района). Пелитовая составляющая из пород описываемой толщи представлена здесь каолинитом и диоктаэдрической гидрослюдой $2M_1$ с примесью других глинистых минералов (размыв КВ терригенно-карбонатных пород) или (преимущественно) в базальных горизонтах – монтмориллонитом, ассоциирующим с неупорядоченными смешанослойными образованиями, иногда с существенной примесью метагаллуазита (размыв выветрелых пород трапповой формации, о чем свидетельствует также состав легкой и тяжелой фракций). Иреляхским отложениям, развитым вдоль северо-западного борта Ангаро-Вилуйского прогиба, свойственны неравномерные концентрации выветрелого материала кимберлитовых пород, перенесенного на различные расстояния. Последнее обосновывается также наличием отмеченных нами в иреляхских отложениях вторичных минералов кимберлитов – Fe-Mg- и Mg-хлорита, серпентина и вермикулита. Породы *укугутской свиты* в целом слабо обогащены продуктами выветривания. Только в локальных депрессиях северо-западной части МБАР в случае непосредственного залегания укугутской свиты на элювии терригенно-карбонатных пород или траппов, в нижних горизонтах увеличивается концентрация аллотигенных глинистых минералов. Судя по составу глинистых минералов в отложениях укугутской свиты (преобладание монтмориллонита и смешанослойных образований), здесь доминируют продукты выветривания пород трапповой формации и менее развит материал измененных терригенно-карбонатных пород нижнего палеозоя. Отложения *плинсбахского яруса* также характеризуются сравнительно небольшой концентрацией продуктов выветривания, что подтверждается как составом грубообломочного материала, так и особенностями более мелкозернистых пород. Алевриты плинсбахского яруса нередко переслаиваются с песчаными образованиями, образуя алевро-песчаный ритмолит. В глинистой составляющей доминируют монтмориллонит и монтмориллонит-гидрослюдистые смешанослойные образования с примесью гидрослюды и хлорита. Наибольшее содержание выветрелого материала отмечается в базальных слоях локальных участков вокруг островов, береговых валов и береговой линии вдоль северо-западного борта Ангаро-Вилуйского прогиба, где происходила значительная абразия слагающих этот борт выветрелых терригенно-карбонатных пород нижнего палеозоя. В местах обнажений источников алмазов происходил их размыв, что отмечено наличием здесь индикаторных минералов кимберлитов (ИМК) и алмазов в базальных горизонтах яруса. В *тоарское время* на территории Ангаро-Вилуйского прогиба существовал морской бассейн, что подтверждается отложениями фации сильноподвижного мелководья морского бассейна (отложения центральной части подводной

дельты) и удаленных от побережья частей морского бассейна. Даже возвышенные участки северо-западного борта Ангаро-Вилуйского прогиба, сложенные траппами, являлись сублиторалью тоарского моря. Тоарские отложения формировались преимущественно в неглубокой части моря.

Сравнительно небольшое во II-ой переходной зоне повышение термобарических параметров среды обуславливает, соответственно, слабое аградационно-трансформационное преобразование разбухающих минералов как в глинистых, так и в песчано-алевритовых отложениях. Выделение этой зоны на основе данных изучения этого типа глинистых минералов представляет значительные трудности. Поэтому характерным признаком этой зоны является развитие в песчано-алевритовых отложениях ее определенных разновидностей аутигенных глинистых минералов. Развитие в аналогичных породах тонких удлиненных пластинок (т.е. удлиненночешуйчатого монтмориллонита) указывает на морские условия осадконакопления и унаследование их на последующих стадиях постседиментационного преобразования осадков и сформировавшихся из них пород. В структурном отношении эта фаза представляет монтмориллонит-гидрослюдистое смешанослойное образование, содержащее более 40 % разбухающих слоев. Такая последовательность выделения в породах песчано-алевритовых пород цемента в виде удлиненночешуйчатого монтмориллонита позволяет использовать его как один из важных типоморфных признаков для выделения раннекатагенетической стадии постседиментационного преобразования отложений морского типа и приуроченности их ко II-ой зоне осадочного чехла земной коры. В аргиллитах глинистые минералы (в том числе со слюдистым типом структуры) представлены в этой зоне, аналогично вышележащим частям разреза, исключительно псевдоизометричными пластинками, т.е. имеют аллотигенный генезис. Свойственную глинистым отложениям всего осадочного чехла земной коры и песчано-алевритовым разностям их в I-ой зоне указанного чехла эту гидрослюду следует рассматривать, как фоновый минерал. В III-ей зоне, одновременно с резким уменьшением содержания разбухающих слоев в структуре монтмориллонит-гидрослюдистых смешанослойных образований, сопровождающимся адсорбцией ряда минералообразующих катионов (и, в первую очередь, K), происходит также последовательное увеличение размеров псевдоизометричных пластинок гидрослюды, обусловленное процессами их частичной рекристаллизации. В этой зоне четко различается также профиль основного рефлекса рассматриваемой фазы, в зависимости от ее генетической природы, что четко указывает на гетерогенность продуктов первичной деградации слюд, частично сохраняющейся, несмотря на интенсивно развивающиеся в III-ей зоне осадочного чехла земной коры аградационные процессы. В отличие от этого аналогичного типа смешанослойная фаза, но связанная с аградацией собственно монтмориллонита связанного, например, с продуктами выветривания бесслюдистых изверженных пород, характеризуется симметрией основного рефлекса. Такой профиль указанного отражения обусловлен однородной открытостью в структуре исходного монтмориллонита всех межслоевых промежутков. Вследствие этого монтмориллонит-гидрослюдистые смешанослойные образования, возникающие при аградации монтмориллонита, с учетом некоторого различия заряда отдельных слоев в структуре последнего, следует рассматривать, как относительно гомогенные структуры. Необходимо иметь в виду, что типоморфный минерал для I-ой зоны отложений терригенной формации – каолинит в нижних частях осадочного чехла земной коры, а именно, начиная с ранних этапов стадии АК, становится неустойчивым. Одной из важнейших особенностей накопления и постседиментационного преобразования отложений терригенной формации является относительно невысокая минерализация водной среды, способствующая сохранению в них каолинита, вплоть до зоны апокатагенеза и метабазиса при накоплении его либо в нормально морских бассейнах, либо в пресных водоемах.

Таким образом, на примере изучения отложений терригенной, терригенно-карбонатной и карбонатной формаций показано, что глинистые минералы в них как аутигенного, так и аллотигенного генезиса представлены несовершенными в структурном отношении

разновидностями. Последние характеризуются значительными дефектами, т.е. вакансиями в структуре, которые полностью не заполняются, вплоть до стадии МГ. Это связано с тем, что в пластовых водах и поровых растворах на предшествующих МГ стадиях литогенеза сохраняется дефицит главнейших для структур слоистых силикатов катионов, приводящий к сравнительно незначительным изменениям материала переотложенных КВ в бассейнах седиментации, что показано на примере мезозойских осадочных толщ основных алмазоносных районов СП. Локализация продуктов переотложения КВ в мезозойских отложениях МБАР наиболее четко фиксируются по составу аллотигенных глинистых слоистых минералов и особенностями концентрации некоторых малых элементов. Так, для отложений иреляхской свиты, сформированных в условиях низменной аллювиальной равнины (центральная часть Ангара-Вилуйского прогиба) характерно преобладание монтмориллонита, ассоциирующего с вермикулит-монтмориллонитовыми смешанослойными образованиями. В глинистой составляющей двух других ландшафтных зон (озерной и озерно-болотной, а также денудационно-аккумулятивной равнины) преобладает каолинит и диоктаэдрическая гидрослюда $2M_1$. Все эти особенности связаны со значительно большей обогащенностью иреляхских отложений низменной аллювиальной равнины продуктами переотложения верхнепалеозойских отложений, в то время как в двух других ландшафтных зонах обычно резко преобладает материал переотложения выветрелых терригенно-карбонатных пород и траппов, иногда со значительной концентрацией продуктов выветривания кимберлитов. Для мезозойского времени в целом характерны специфические особенности перемыва и переотложения древних КВ, обусловленные развитием в районе двух структурно-формационных зон. В одной из них (юго-восточной) условия для накопления продуктов выветривания в перекрывающих их отложениях существовали в иреляхское время только на склонах центральной части прогиба. В укугутский период эти образования подверглись значительной эрозии, а сохранившиеся от размыва их останцы перекрылись мощной (до 100 м) толщей аллювиальных отложений, обогащенных чуждым району материалом. Формирование плинсбахских и тоарских осадков происходило здесь в прибрежно-морских условиях при незначительном поступлении элювиальных продуктов из областей размыва, обрамлявших возникший морской бассейн. В отличие от этого в северо-западной структурно-формационной зоне, занимающей трапповое плато, практически на протяжении всего иреляхского, укугутского и карикского времени на возвышенных платообразных поднятиях происходило корообразование с одновременным размывом и переотложением продуктов выветривания в располагавшиеся вблизи локальные депрессии и частичным выносом их за пределы данной зоны. При этом здесь существовали условия для формирования делювиально-пролювиальных, пролювиально-аллювиальных и озерных (озерно-болотных) фаций. В домерское время находящиеся в рассматриваемой зоне продукты КВ и отложения, обогащенные ими, подверглись абразии и накапливались в базальных горизонтах прибрежно-морских отложений. Тоарские образования формировались уже после перекрытия КВ или их полного размыва. Наиболее благоприятными для поисков алмазных месторождений является полоса вдоль бровки северо-западного борта Ангара-Вилуйского прогиба, совпадающая с Мирнинским поднятием, где широко развиты отложения иреляхской свиты, являющейся формацией перемыва и переотложения КВ, и образования укугутской свиты и карикского подъяруса. К этим отложениям, тяготеющим к локальным депрессиям (Иреляхской и Мачобинской) центральной части указанного поднятия, приурочены все известные в настоящее время россыпи алмазов промышленного значения. Определенный поисковый интерес представляют слабо изученные участки этого поднятия, которые могут быть поставщиками в прилегающие депрессии кимберлитового материала. Для терригенно-карбонатных и карбонатных формаций наиболее характерными слоистыми силикатами являются ди-триоктаэдрические смектиты и хлорит-сапониты.

О СОДЕРЖАНИИ АЛМАЗОВ В РАЗНЫХ ФАЗАХ ВНЕДРЕНИЯ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД

Н.Н. Зинчук

Западно-Якутский научный центр АН РС (Я), Мирный. nnzinchuk@rambler.ru

Неравномерное распределение алмазов в кимберлитовых диатремах существенно осложняет плановую отработку коренных месторождений (Василенко и др., 1997, Зинчук и др., 1997, Зинчук, Коптиль, 2003, Зинчук и др., 2013, Зинчук и др., 2004, Зинчук и др., 1993, Зинчук и др., 1987, Францессон, 1986). Выявление особенностей вертикальной изменчивости алмазоносности кимберлитовых пород до глубины их рентабельной отработки является одной из главнейших задач и проблем отработки таких месторождений. Несмотря на в целом значительную изученность кимберлитовых диатрем Сибирской платформы (СП), вопросы их алмазоносности во многом являются недостаточно изученными и дискуссионными по следующим причинам: а) закрытости данных опробования по многим месторождениям; б) несопоставимости данных опробования эксплоразведочных и эксплуатационных проб; в) не всегда опробуются строго раздельно различные типы кимберлитов. Кроме того, имеются определенные некоторые элементы субъективизма при определении петрографических типов кимберлитов различными исследователями. Наиболее детально вопросы изменения алмазоносности различных типов кимберлитов изучались на примере трубки Мир, где многие исследователи (Зинчук и др., 1987, Францессон, 1986) получили данные об их различии. При этом выделяется ими различное количество петрографических типов (от 3-х до 6-и и более), которые по-разному распространены как в плане, так и на разведанную (до 1200 м) глубину. Кимберлитовая трубка Мир на поверхности имеет форму овала (размер по длинной оси – 490 м, по короткой – 320 м) со слабым пережимом в средней части. До глубины 200 м трубка представляет собой типичную воронку, глубже (примерно до 900 м) – цилиндрическое тело с незначительным сужением книзу, а затем на глубине около 1000 м от поверхности она переходит в серию подводных даек. Верхние горизонты трубки Мир образовались в результате трехфазного внедрения кимберлитового расплава. Кимберлитовые брекчии (КБ) первой фазы слагают большую часть северо-западной половины трубки. КБ второй фазы на уровне современного эрозионного среза локализованы в юго-восточной части трубки и инъецируют брекчии северо-западной половины диатремы. Кимберлитовые породы третьей фазы формируют на юго-востоке трубки вытянутое в северо-западном направлении дайковое тело размером 30х120 м. Контакты этого тела с вмещающими КБ секущие, в зоне контакта широко развита сульфидная минерализация. Трехфазность строения нижних горизонтов диатремы установлена по изучению керна, вскрытого скважинами при глубоком бурении с целью оценки продуктивности этой части месторождения. Первая фаза внедрения здесь слагает северо-западную часть диатремы. Кимберлиты второй фазы внедрения образуют её юго-восточную часть. Кимберлитовые породы третьей фазы слагают дайкообразное тело размером 30х120 м. Между кимберлитами первой и второй фаз внедрения (на глубину около 1 км) прослеживается зона сочленения («шовная зона») подводных каналов, обогащенная ксенолитами вмещающих пород («ксенолитовый пояс»). Было установлено, что алмазоносность пород, слагающих трубку, в плане и по вертикали зависит от закономерностей распределения кимберлитов разных фаз внедрения в объеме рудного тела. Отмечено, что атакситовая и крупнопорфировая разновидности характеризуются минимальной, а автолитовые кимберлитовые брекчии максимальной алмазоносностью. Существенное влияние на различие в алмазоносности оказывает присутствие кристаллов средних и крупных классов. По гранулометрическому составу и морфологическим особенностям алмазов, окраске и степени дефектности кристаллов на глубоких горизонтах месторождения выделено два участка на северо-западе и юго-востоке трубки, при этом никак не обособлялось. Здесь отмечено различие по

алмазоносности магматических фаз внедрения, а также в содержании в них разных классов крупности и их оптическим свойствам. Кимберлиты раннего этапа консолидации отличаются снижением качества алмазов и уменьшением алмазоносности. КБ характеризуются и более высокими экономическими показателями. Большинство алмазов из кимберлитовых жил имеют ромбододекаэдрический габитус; кристаллы сильно деформированы, трещиноваты, имеют дефектную окраску. Значительная их часть содержит включения эпигенетического графита, а поверхности ромбододекаэдров (с шагреньевым рельефом) свидетельствуют о пластической деформации алмаза. При исследовании типоморфных особенностей алмазов трубок с промышленной алмазоносностью (Удачная, Сытыканская, Юбилейная, Комсомольская и др.) установлено (Зинчук и др., 2013, Францессон, 1986), что наиболее высокопродуктивными являются рудные столбы, сложенные АКБ. Для этого петрографического типа характерно повышенное содержание в них кристаллов алмаза октаэдрического габитуса в крупных классах, с одновременным снижением количества ромбододекаэдров. Менее алмазоносными считаются рудные столбы, выполненные ПК, для которых характерно увеличение количества кристаллов ромбододекаэдров, с уменьшением числа октаэдров, а также повышенная роль округлых алмазов. Образование додекаэдрических поверхностей исследователи связывают с условиями растворения при повышенных температурах. Результаты экспериментов по искусственному получению алмаза свидетельствуют о том, что габитус кристалла варьирует в зависимости от температуры. По мере повышения температуры появляются куб-октаэдр-додекаэдр, что позволяет предполагать более высокое содержание крупных фенокристов оливина в ПК. Последние во всех изученных трубках характеризуются более мощными келифитовыми каймами на гранатах ультраосновной ассоциации. Это свидетельствует о более длительной их реакции с кимберлитовым расплавом, то есть меньшей скорости внедрения транспортируемого флюида, что могло приводить и к растворению алмазов. Завершающие вулканические фазы внедрения кимберлитовой магмы характеризовались высокими скоростями подъема, что могло положительно отразиться на сохранности алмазов, что отразилось на их соотношении в настоящее время (Зинчук, Коптиль, 2003, Зинчук и др., 2013, Зинчук и др., 2004). Сопоставление имеющихся материалов по алмазоносности и их связи со структурно-текстурными особенностями кимберлитов трубок Ботуобинская, Удачная и Айхал проводилось также по керну разведочного материала с привязкой к петрографическим типам. Эти трубки сформированы в результате нескольких (не менее двух) фаз внедрения кимберлитового расплава, каждой из которых соответствует собственный петрографический тип породы. Последовательность магматических фаз внедрения установлена по резким геологическим контактам и включениям ксеноавтолитов, отражающим временные границы этапов консолидации разных петрографических типов. Автолитовые (шаровые) КБ завершающих эксплозивных фаз внедрения характеризуются в целом повышенной алмазоносностью по сравнению с предшествующими по образованию интрузивными порфировыми кимберлитами. Это соотношение (в условных единицах) для восточного тела трубки Удачная составляет 1,3:1, западного – 1,5:1, трубок Айхал и Ботуобинская – 1:1,5. Примерно такое же соотношение отмечено и для трубки Нюрбинская. Превалирует мнение, что последние фазы внедрения кимберлитов у многофазных трубок более алмазоносны. Используя методы математической статистики, определено, что участки с различной алмазоносностью в трубках располагаются соответственно распространению кимберлитов разных фаз внедрения, причем кимберлиты завершающих этапов формирования характеризуются повышенной алмазоносностью. Границы кимберлитовых пород разных фаз внедрения обычно нечеткие, трудно картируемые, а критерии определения фаз и последовательности их формирования весьма условны.

В трубках сложного внутреннего строения присутствуют алмазы различной крупности, габитуса и свойств (Зинчук и др., 1987, Францессон, 1986). Обычно ранние фазы внедрения кимберлитов трубки Мир менее алмазоносны, содержат минимальное количество октаэдров по сравнению с более поздними фазами внедрения. Большинство алмазов из кимберлитовых

жил имеют ромбододекаэдрический габитус; кристаллы сильно деформированы, трещиноваты, имеют дефектную окраску. Значительная их часть содержит включения эпигенетического графита, а поверхности ромбододекаэдров (с шагреневым рельефом) свидетельствуют о пластической деформации алмаза. Исследуя типоморфные особенности алмазов трубок с промышленной алмазонасностью (Удачная, Сытыканская, Юбилейная, Комсомольская и др.), установлено, что наиболее высокопродуктивными являются рудные столбы, сложенные автолитовыми (шаровыми) КБ. Для этого петрографического типа характерно повышенное содержание в них кристаллов алмаза октаэдрического габитуса в крупных классах, с одновременным снижением количества ромбододекаэдров. Менее алмазонасными считаются рудные столбы, выполненные порфиrowыми кимберлитами, для которых характерно увеличение количества кристаллов ромбододекаэдров, с уменьшением числа октаэдров, увеличение численности округлых алмазов. Образование додекаэдрических поверхностей исследователи связывают с условиями растворения при повышенных температурах. Результаты экспериментов по искусственному получению алмаза свидетельствуют о том, что габитус кристалла варьирует в зависимости от температуры. По мере повышения температуры появляются куб-октаэдр-додекаэдры, что позволяет предполагать более высокое содержание крупных фенокристов оливина в порфиrowом кимберлите (ПК). Последние во всех изученных трубках характеризуются более мощными келифитовыми каймами на гранатах ультраосновной ассоциации. Это свидетельствует о более длительной их реакции с кимберлитовым расплавом, то есть меньшей скорости внедрения транспортируемого флюида, что могло приводить и к растворению алмазов. Завершающие вулканические фазы внедрения кимберлитовой магмы характеризовались высокими скоростями подъема, что могло положительно отразиться на сохранности алмазов, что отразилось на их соотношении в настоящее время. Однако, такая закономерность свойственна не всем диатремам. Например, в трубке Дальняя (Далдыно-Алаkitский алмазонасный район) более алмазонасными оказались ПК (Францессон, 1986). Обнаружены также различия в распространении кристаллов с разным типом их внутреннего строения в кимберлитах разных фаз внедрения в кимберлитах Накынского кимберлитового поля (трубки Ботуобинская и Нюрбинская). Установлено, что среди алмазов из шаровой (автолитовой) кимберлитовой брекчии повышено содержание кристаллов с желтым и желто-зеленым свечением и снижено с розовым, розово-сиреневым и оранжевым свечением, что существенно отличается от аналогичных свойств минерала из порфиrowого ПК. Были обнаружены различия по интенсивности образования продуктивных зародышей кристаллов алмаза из разных типов кимберлитов.

Рассматривались также вопросы взаимосвязи химического состава кимберлитов и алмазонасности, которые базировались на результатах химического анализа более 3 тысяч образцов кимберлитов различных структурно-петрографических разновидностей по всем изученным коренным месторождениям алмазов Якутии (Зинчук, Коптиль, 2003, Зинчук и др., 2013). Линейный корреляционный анализ содержаний алмазов и доминирующих оксидов из кимберлитов трубок Мир и Интернациональная (Мало-Ботуобинский алмазонасный район), Сытыканская, Юбилейная и Удачная надежных, устойчивых зависимостей не обнаружил, что связано, вероятно, с тем, что имеющиеся в распоряжении данные по алмазонасности 10-метровых разведочных интервалов включали несколько структурно-текстурных разновидностей пород. Однако, применение множественного регрессионного анализа подтвердило гипотезу о наличии связи между химизмом кимберлитов разрабатываемых месторождений СП и их алмазонасностью. Имеющиеся базы данных химических анализов были разделены по уровням алмазонасности для отдельных диатрем на 50 групп, для каждой из которых были вычислены средние значения, которые затем были использованы в уравнениях множественной регрессии. В результате в каждой кимберлитовой трубке было установлено по две основные популяции (подгруппы), различающиеся по содержаниям отдельных петрогенных компонентов. Отмечено, что ПК ранних фаз внедрения, характеризующиеся повышенной магнезиальностью, титанистостью и

железистостью, менее продуктивны по сравнению с кимберлитовыми брекчиями завершающих стадий формирования диатрем; чем меньше в популяциях TiO_2 , Fe_2O_3 , больше K_2O и Al_2O_3 , тем выше алмазоносность популяций (Василенко и др., 1997, Зинчук и др., 2004).

Таким образом, на основании изучения геологического строения трубок и жил, исследования алмазоносности кимберлитов, морфологии, гранулометрии и окраски алмазов проведена детализация модели пространственного размещения жильных тел, трубок Мир и Спутник. Установлено, что жильные тела, трубки Мир и Спутник отличаются по алмазоносности, гранулометрическому составу и качеству алмазов. Наиболее обогащены мелкими и низкосортными алмазами жильные тела и рудные столбы, отвечающие первым фазам (этапам) внедрения. Обилие мелких, окрашенных и низкосортных алмазов в жилах и трубках раннего этапа внедрения (трубка Спутник) вызвано тем, что кимберлитовый расплав при их становлении прошел достаточно длинную историю развития. Это создало неблагоприятные для сохранности алмазов термодинамические условия, что привело к появлению дефектных алмазов. Различия алмазоносности, гранулометрического состава, количества окрашенных алмазов, кристаллов с включениями графита, трещиноватых и поврежденных камней их жил, трубок Мир и Спутник являются индикаторами различных термодинамических условий формирования этой природной рудной системы (вариации вещественного и газового составов, перепады РТ условий). Подводя итоги исследованиям по сопоставлению текстурно-структурных типов кимберлитовых пород сложнопостроенных трубок СП по алмазоносности, морфологическим и оптическим характеристикам алмазов, можно отметить о существовании различий в алмазоносности разных фаз внедрения кимберлитов, что обусловлено разным уровнем заложения и длительности функционирования образующих их магматических очагов, физико-химическими свойствами исходных составляющих, а также скоростью подъема и характером продвижения кимберлитовой магмы в процессе разных этапов кимберлитобразования. Все основные разновидности кимберлитов и включения в них, обнаруженные в верхних частях диатрем, найдены и на глубине, причем не отмечено зональности в распределении ксенолитов. Отмеченная нередко повышенная степень переработки ксенолитов на глубине, по сравнению с верхними горизонтами, связана с воздействием на кимберлиты и содержащиеся в них ксенолиты высокоминерализованных вод, локализованных в пределах мощных залежей соленосных толщ во вмещающих кимберлиты СП кембрийских отложений. Сравнительное исследование крупности, морфологии, оптических свойств кристаллов и алмазоносности пород диатрем подтверждает различие между выделенными разновидностями КБ различных фаз внедрения. Особенности происхождения и извержений кимберлитовых расплавов могли влиять на преобразование первоначальной формы кристаллов алмаза, что вызвано их растворением (иногда до полного уничтожения) и коррозией. При оценке продуктивности кимберлитовых трубок необходимо учитывать реальные соотношения в диатремах интрузивных и эксплозивных процессов кимберлитобразования, которые меняются во времени. Для всех разрабатываемых кимберлитовых трубок этого региона с глубиной увеличивается объем КБ, что подчеркивает их рентабельную оценку. Различная продуктивность выделенных типов кимберлитовых пород имеет большое практическое значение для выбора оптимального режима обогащения пород.

Литература

1. *Василенко В.Б., Зинчук Н.Н., Кузнецова Л.Г.* Петрохимические модели алмазных месторождений Якутии. Новосибирск: Наука.1997. 557 с.
2. *Зинчук Н.Н., Зуев В.М., Коптиль В.И., Черный С.Д.* Стратегия ведения и результаты алмазопойсковых работ // Горный вестник, 1997. № 3. С. 53-57.
3. *Зинчук Н.Н., Коптиль В.И.* Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. М.: Недра. 2003. 607 с.
4. *Зинчук Н.Н., Савко А.Д., Крайнов А.В.* Кимберлиты в истории Земли. Труды НИИ геологии ВГУ. Учебное пособие. Вып.68. Воронеж: ВГУ. 2013. 100 с.
5. *Зинчук Н.Н., Савко А.Д., Шевырев Л.Т.* Тектоника и алмазоносный магматизм. Воронеж: ВГУ. 2004. 426 с.
6. *Зинчук Н.Н., Спеццус З.В., Зуенко В.В., Зуев В.М.* Кимберлитовая трубка Удачная (вещественный состав и условия формирования). Новосибирск: НГУ. 1993. 147 с.
7. *Зинчук Н.Н., Харьков А.Д., Мельник Ю.М., Мовчан Н.П.* Вторичные минералы кимберлитов. Киев: Наукова думка. 1987. 282 с.
8. *Францессон Е.В.* Петрология кимберлитов. М.: Недра, 1968, 198 с.

ПРИЧИНЫ ОБРАЗОВАНИЯ И ИЗМЕНЧИВОСТИ ФОРМ КРИСТАЛЛОВ

О.К. Иванов

Уральский институт минерального сырья, г. Екатеринбург

Облик, габитус и огранка кристаллов – важнейшие параметры, характеризующие кристаллы и позволяющие анализировать условия их образования, – основа учения о типоморфизме минералов. Существует три группы представлений о причинах изменчивости форм кристаллов. Первоначальное представление о решающем влиянии структуры минерала на его морфологию, активно развивавшееся О. Браве, а в России И.И. Шафрановским, сейчас оставлено. По Н.Н. Шефталю (1957): *«До сих пор широко распространено мнение, что форма кристаллов бесконечно разнообразна и определяется, в сущности, случайными, не поддающимися учету причинами, коренящимися во внешних условиях роста и не связанными с состоянием решетки кристалла»*. Второе направление, развивавшееся геологическими минералогами Клаус, Н. Варламовым, Н.З. Евзиковой, Н.В. Петровской, В.В. Ляховичем, И. Костовым, М.Г. Руб и другими, показало, что морфология и анатомия кристаллов в значительной степени определяются геологическими условиями кристаллизации: пересыщением растворов, переохлаждением расплавов и скоростью кристаллизации. И. Костов (1971) привел кристаллогенетические диаграммы эволюции форм кристаллов от этих параметров для 28 минералов, которые были опубликованы в учебнике минералогии и не сопровождалась обоснованиями. Наконец, третье направление (Поваренных, 1985 и др.) доказывает влияние двух главных факторов: условий кристаллизации и структуры минералов.

Проведенный нами анализ факторов, влияющих на форму кристаллов путем корреляции таких параметров, как температура, давление, вязкость, химический состав расплава и раствора, влияние примесей, рН, адсорбции, среды кристаллизации, структуры минерала и кинетических факторов (пересыщение растворов, переохлаждение расплавов, скорость кристаллизации и охлаждения), показал, что именно кинетические факторы наиболее активно влияют на форму (облик, габитус и огранку) кристаллов (Иванов, 2016). При этом форма кристаллов разных сингоний изменяется в зависимости от равновесных/неравновесных условий кристаллизации. Были вычислены равновесные формы кристаллов, которые отвечают форме простейших кристаллов данной сингонии. Предложена оценка равновесных форм кристаллов каждой сингонии и сформулирован **структурно-кинетический закон** формы роста равновесных и неравновесных кристаллов.

1. Форма, т.е. облик, габитус и огранка кристаллов, прежде всего, определяется двумя факторами – внутренней структурой и скоростью кристаллизации, обусловленной пересыщением, переохлаждением или повышенной вязкостью.

2. При медленной равновесной или близравновесной кристаллизации, обусловленной слабым пересыщением или переохлаждением, кристаллы имеют простейшую форму, или сложены комбинацией нескольких простых форм граней (в моноклинной и триклинной сингониях). При этом соотношение параметров кристалла совпадает с соотношением параметров их э.я. Форма равновесных кристаллов совпадает с формой э.я., если э.я. имеет остроугольную форму как в тригональной, моноклинной или триклинной сингониях.

В случае кубических или призматических форм ячеек равновесные кристаллы имеют форму дипирамид – тетрагональных, гексагональных или ромбических, или тетраэдров (кубических, тетрагональных и ромбических). В кубической сингонии равновесные кристаллы имеют простейшие формы в виде куба, октаэдра, тетраэдра или ромбододекаэдра, отражая разнообразие структурных мотивов этой сингонии.

3. При быстрой неравновесной кристаллизации, обусловленной сильным пересыщением или переохлаждением, формы кристаллов (облик, габитус и огранка), по сравнению с равновесными кристаллами, усложняются в зависимости от сложности их структур (сингоний). Форма неравновесных кристаллов (при отсутствии влияния среды или

адсорбции) определяется внутренней структурой кристалла (сингонией) и скоростью кристаллизации, зависящей от степени пересыщения или переохлаждения.

В кубической сингонии равновесные кристаллы – кубы, тетраэдры, октаэдры и ромбододекаэдры – с увеличением скорости кристаллизации усложняются за счет удвоения, утроения, учетверения и ушестерения простейших граней, затем происходит удлинение по одной или нескольким кристаллографическим осям, затем образуют скелетные кристаллы.

В кристаллах средних сингоний происходит удлинение кристаллов по оси *c*, появляются грани призмы (или скаленоэдров и острых ромбоэдров в тригональной сингонии), которые при увеличении скорости кристаллизации удлиняются, что сопровождается появлением новых граней пирамид, призм и ромбоэдров, а затем образуют игольчатые и скелетные кристаллы.

В кристаллах низшей сингонии – ромбической, моноклинной и триклинной – при увеличении скорости кристаллизации появляются грани призм или моноэдров, которые синхронно с усложнением огранки удлиняются в одном или двух направлениях, приобретая столбчатый или дощатый, а при высокой скорости роста – скелетный облик.

4. В целом внутреннюю структуру кристалла можно рассматривать как генотип, а форму как фенотип, то есть как реакцию огранки кристалла на действие внешних факторов.

Важнейшими следствиями являются:

1. Термодинамический подход Гиббса и Кюри, а также их последователей к определению формы равновесного кристалла совершенно ошибочен, так как они не учитывали структуру кристалла.

2. По аномальной таблитчатой и пластинчатой форме кристаллов, если она не обусловлена двойникованием, можно предполагать влияние адсорбции. Чаще всего адсорбции подвергаются кристаллы со слоистой структурой.

3. Форма и размеры элементарной ячейки для кристаллов, принятые по принципу минимального объема для некоторых тригональных карбонатов и оксидов, не подтверждаются анализом характера эволюции форм их кристаллов, характером спайности и формой равновесных кристаллов. Они наиболее ошибочны для кристаллов тригональной сингонии.

4. Закономерности, обуславливающие форму кристаллов, могут служить теоретическим основанием для учения «Типоморфизм минералов».

5. Выводы о форме многих равновесных кристаллов, пока не обнаруженных в природе или не полученных экспериментально (оливин, берилл, турмалин, топаз и др.), дают возможность проверки и дискредитации предложенных нами методов и выводов.

6. Дальнейшие успехи при разработке причин изменчивости формы кристаллов лежат в области методов определения или уточнения энергетических параметров различных частей кристалла.

Литература

1. *Иванов О.К.* Кристаллы: равновесные и неравновесные и причины изменчивости их форм// Уральский геол. ж., 2016, №2 (110). 237 с.
2. *Костов И.* Минералогия. М.: Мир, 1971. 584 с.
3. *Поваренных А.С.* О зависимости облика минерального индивида от его структуры и условий кристаллизации// Морфология, свойства и генезис минералов. Киев: Наукова Думка, 1985. С. 3–31.

ТЕМАТИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ КОЛЛЕКЦИИ В ЭКСПОЗИЦИИ МУЗЕЯ ИНСТИТУТА ЗЕМНОЙ КОРЫ СО РАН

Л.А. Иванова

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия. liva@crust.irk.ru

Геологический музей Института земной коры основан в 1995 году д.г.-м.н. Ю.В. Комаровым для наглядной демонстрации минеральных богатств и ресурсов Восточной Сибири и Монголии, которые открывали и исследовали сотрудники института. За 20 лет существования музей расширил свои выставочные площади, изменил общую направленность, обновил и расширил тематику экспозиций. В музейных экспозициях отражены геологические исследования не только Иркутской области и Восточной Сибири в целом, но и отдельных регионов мира. В настоящий момент большинство геологического каменного материала представлено в виде тематических коллекций разной направленности. Среди них разные геолого-генетические типы месторождений (кимберлиты, золото-рудные, оловоносные, вольфрамитовые и молибденитовые руды); формации горных пород (ультраосновные и основные, щелочные магматические формации, пегматиты, вулканогенные образования); отдельные уникальные минералогические объекты (Тажеранский и Мурунский массивы, Малханское пегматитовое поле, нефриты Восточной Сибири, минералы Болгарии); интересные горно-рудные районы, среди которых – Слюдянский горно-промышленный комплекс.

В музее демонстрируются коллекции горных пород и минералов различных месторождений и рудопроявлений Слюдянского горно-промышленного комплекса (Южное Прибайкалье), всемирную известность и заслуженную славу которому – «природному минералогическому музею» – Слюдянке, принесли классические месторождения лазурита и флогопита, а позже – разнообразные горные породы с волластонитом, диопсидом, амазонитом, различные мрамора, пегматиты и марганцевые породы. Слюдянский кристаллический комплекс более двух столетий служит научным полигоном для петрологов, минералогов и геохимиков. Совершенные формы и уникальные размеры кристаллов минералов дают редкостный научный, музейный и коллекционный материал. Все вышеперечисленное разнообразие пород и минералов представлено в экспозиции музея (Иванова, Резницкий, 2015). Коллекция дополнена уникальными разработками (демонстрируется продукция из волластонит-диопсидового сырья) и 17-ю новыми минеральными видами, открытыми сотрудниками института.

Породы щелочных формаций представлены образцами различных щелочных массивов Сибири, среди которых Мурунский массив на Западном Алдане – один из уникальных щелочных массивов мира. Здесь помимо обычных щелочных пород отмечается ряд уникальных, которых нет более нигде в мире: сторонций-бариевые карбонатиты, якутиты или кальсилит-пироксеновые породы, торголиты – кальцит-кварцевые породы с загадочным генезисом и кариты – щелочные гранитоиды, содержащие более 90% кремнезема. Кроме того, здесь развиты уникальные чароитовые породы. На массиве выявлено уже около 200 минеральных видов и разновидностей, число которых продолжает увеличиваться. В экспозиции демонстрируется разнообразная коллекция щелочных пород этого массива. Выставлены экзотические барит-кальцит-эгириновые породы и штуф интрузивного карита. Коллекция дополнена образцами только здесь найденных минералов даванита и дианита («голубого нефрита»), а также новыми минеральными видами, открытыми сотрудниками института. Это три новых минерала: одинцовит, таусонит и олекминскит, которые демонстрируются в экспозиции. Экспонируется коллекция чароита. Она представлена образцами различных минеральных ассоциаций, структур и текстур, с широкой цветовой гаммой от ювелирных густо-окрашенных в фиолетовые, фиолетово-сиреневые цвета и оттенки до почти бесцветных разностей. Демонстрируются многочисленные

разновидности чароитов (пород содержащих чароит) в ассоциации с кварцем, полупрозрачным франкаменитом, крупными кристаллами токкоита, лучистыми тинаксита, розетками эгирина и эгириновыми «солнцами». Все образцы представляют единственное в мире месторождение чароита Сиреневый Камень Мурунского щелочного массива.

Коллекционный интерес представляют образцы Тажеранского щелочного массива, где на площади в 1 кв. км можно найти около 150 минералов. В музее экспонируются штUFFы нефелиновых сиенитов, фойяитов, уртитов, скарны различного состава, среди которых диопсид-монтцеллитовый, титанферрофассаитовый, а также скарны с новыми минеральными видами: тажеранитом и азопроитом, открытыми сотрудниками института. Представлены азопроитовый скарн и шпинель-форстеритовый скарн с тажеранитом и гейкелитом. Интерес вызывают штUFFы тажеранского голубого диопсида и розового клиноцоизита – тулита.

В двух музейных залах экспонируются образцы кимберлитов Якутской алмазоносной провинции (ЯАП). В коллекции представлены практически все основные кимберлитовые поля Якутии, как промышленно алмазоносные, так и непродуктивные (Иванова и др., 2013). Промышленно алмазоносные поля иллюстрируются образцами из таких известных трубок, как Мир, Спутник, Интернациональная, им. XXIII съезда (Малоботуобинское поле); трубок Удачная, Зарница, Дальняя (Далдыньское кимберлитовое поле); Сытыканская, Айхал, Юбилейная, Комсомольская (Алакит-Мархинское поле); Нюрбинская, Ботуобинская (Накынское поле); Заполярная, Комсомольская Магнитная, Новинка (Верхне-Мунское поле). Многие из месторождений, представленных в образцах музея, уникальны в мировом масштабе. Так, трубка Юбилейная является самым крупным кимберлитовым телом: диаметр ее диатремы в верхней части составлял более 1600 метров. Трубки Комсомольская и Интернациональная характеризуются алмазами наивысшего качества, трубки Нюрбинская и Ботуобинская отличаются самым высоким содержанием алмазов. Многие из указанных месторождений разрабатываются по настоящее время, как открытым, так и подземным способом (Мир, Удачное, Айхал, Интернациональное, Комсомольское, Нюрбинское, Юбилейное). Некоторые из месторождений уже отработаны (Сытыканское, им. XXIII съезда, Дачное), что значительно увеличивает научную ценность образцов из таких трубок. Музейная коллекция кимберлитовых пород включает в себя достаточно редкие образцы из диатрем разновозрастных непромышленных полей ЯАП – Эбеляхского, Ары-Мастахского, Куранахского, Чомурдахского, Толуопского. Кроме ЯАП в музейной экспозиции представлены образцы из кимберлитовых трубок Архангельской алмазоносной провинции, из алмазоносных и неалмазоносных лампроитов Австралии (трубки поля Эллендейл, трубка Аргайл), некоторых Бразильских кимберлитовых трубок.

Часть кимберлитовой коллекции экспонируется в основном музейном зале. Здесь представлены образцы из 33 кимберлитовых трубок, экспонируемых в хронологическом порядке, начиная с первой в нашей стране кимберлитовой трубки Зарница, открытой 21 августа 1954 года Ларисой Анатольевной Попугаевой.

Основная структура общей музейной экспозиции – Институт из прошлого (1949) – в будущее... Цель деятельности Музея: сохранение историко-естественнонаучного наследия для будущего, потомков, и открытие этого наследия для настоящего, современников. С 2009 года Геологический музей носит название Музей Института земной коры.

Литература

1. *Иванова Л.А., Кошкарёв Д.А., Леви Т.М.* Михаил Михайлович Одинцов и алмазная тематика в экспозиции музея Института земной коры // Вестник ИрГСХА Иркутск. 2013. в.57. ч.1. С.163–169.
2. *Иванова Л.А., Резницкий Л.З.* Музейная экспозиция, отражающая вклад Института земной коры в минерагению Слюдянского горно-промышленного района (Южное Прибайкалье) // Вестник Алтайского ГПУ: музееведение и сохранение историко-культурного наследия. 2015. № 24. С. 119–122.

НИТРИДЫ, КАРБОНИТРИДЫ И КАРБИДЫ ИЗ НИЖНЕЙ МАНТИИ: КЛЮЧ К БАЛАНСУ АЗОТА В ЗЕМЛЕ

Ф.В. Каминский¹, Р. Вирт²

1 *KM Diamond Exploration, West Vancouver, BC, Canada. felixvkaminsky@aol.com*
2 *Helmholtz Centre Potsdam, Telegrafenberg, Potsdam, Germany. wirth@gfz-potsdam.de*

Несколько лет назад в ниже-мантийных алмазах из района Джуина в Бразилии была обнаружена серия карбидов железа Fe_3C , Fe_2C , Fe_7C_3 и Fe_{23}C_6 (хаксонит), ассоциирующих с самородным железом и графитом и содержащих до 7.3-9.1 ат.% N ($\text{N}/(\text{N}+\text{C}) = 0.19-0.27$) (Kaminsky and Wirth, 2011). Впоследствии нитрокарбиды и карбонитриды $\text{Fe}_3(\text{C},\text{N})$ и $\text{Fe}_9(\text{C},\text{N})_4$ (нитроярлонгит), содержащие 12.8-18.42 ат.% N ($\text{N}/(\text{N}+\text{C}) = 0.37-0.60$) были обнаружены в ниже-мантийном микроксенолите в ассоциации с ферропериклазом и двумя пост-шпинелевыми оксидами Mg-Cr-Fe (СТ-фаза; Mg-xieite) и Ca-Cr (новый минерал), имеющими орторомбическую структуру (Kaminsky et al., 2015).

Недавно нами среди минеральных включений в алмазах Джуины были найдены чистые нитриды Fe_3N с тригональной структурой P312 и Fe_2N с орторомбической структурой Pbcn, имеющие примеси Cr (0.68-1.8 ат.%), Ni (0.35-0.93 ат.%) and Mn (0-1.22 ат.%). Особый интерес вызывает примесь в Fe_2N 5.1-7.6 ат.% Si. В ассоциации с ними находятся нитроярлонгит $\text{Fe}_9(\text{N}_{0.8}\text{C}_{0.2})_4$ и карбид Fe_7C_3 , содержащий нанокристаллиты гексагонального поликта 6H карбида кремния, муассанита SiC. Fe_7C_3 наиболее важен, поскольку в системе Fe-C он кристаллизуется первым совместно с алмазом при давлениях, начиная со 130 ГПа, т.е. в самых нижних частях нижней мантии, в слое D". Ассоциирующие с ним самородное железо, серия карбидов-карбонитридов-нитрокарбидов-нитридов и других минералов, включая SiC, образуются в результате поступления из внешнего ядра в нижние слои мантии железистого расплава, содержащего до 10% лёгких элементов (C, N, O, Si).

Обнаружение нитридов в нижней мантии позволяет рассматривать ядро Земли и нижнюю мантию в качестве главного резервуара азота, дефицит которого в общем балансе Земли оставался загадочным. Расчёты показывают, что общая масса азота в ядре составляет $9,705 \times 10^{21}$ грамм, а в мантии $\sim 500 \times 10^{21}$ грамм (95 % и 4.9 % от общего количества земного азота соответственно) при среднем содержании азота в Земле $\sim 1,710$ ppm. Эта величина близка к среднему содержанию азота в хондритах.

Литература

1. Kaminsky, F. V., Wirth, R. Iron carbide inclusions in lower-mantle diamond from Juina, Brazil // Canadian Mineralogist. 2011. Vol. 49(2). P. 555–572.
2. Kaminsky, F. V., Wirth, R., Schreiber, A. A microinclusion of lower-mantle rock and some other lower-mantle inclusions in diamond // Canadian Mineralogist. 2015. Vol. 53(1). P. 83–104.

ФЕЛЬДШПАТОИДЫ КАНКРИНИТ-СОДАЛИТОВОЙ ГРУППЫ: НОВЫЕ КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Е.В. Канева¹, А.Н. Сапожников¹

1 Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия. kev604@mail.ru, sapozh@igc.irk.ru

Фельдшпатоиды канкринит-содалитовой группы включают в себя минералы, имеющие структуру, характеризующуюся слоями шестичленных колец тетраэдров $[\text{SiO}_4]$ и $[\text{AlO}_4]$, уложенных вдоль кристаллографической оси *c*. Слои укладываются согласно схеме, основанной на ABC-последовательности. Различные последовательности укладки слоев из шестичленных колец тетраэдров приводят к образованию нескольких типов полостей (в порядке увеличения объема): канкринитовая, содалитовая, полость типа losod, лиоттитовая и джузеппетитовая.

В рамках данной работы выполнены исследования минералов канкринит-содалитовой группы из Малобыстринского и Тултуйского месторождений, расположенных в Юго-Западном Прибайкалье, где за последние несколько лет авторами были открыты два новых минерала – владимиривановит (Сапожников и др., 2011) и сульфгидрилбыстрит (Sapozhnikov et al., 2015).

Владимиривановит из Тултуйского месторождения образуется в виде кайм вокруг реликтовых зерен лазурита, прожилков, зернистых скоплений и вкраплений в мраморах и кальцифирах; тесно ассоциирует с лазуритом, кальцитом, афганитом, тункитом, флогопитом и мариалитом. Сульфгидрилбыстрит на Малобыстринском месторождении ассоциирует с лазуритом, диопсидом, кальцитом, флогопитом и пиритом и развивается на контакте с лазуритом, замещая его в некоторых участках с образованием неравновесной лазурит-диопсид-сульфгидрилбыстритовой ассоциации. Исследованный для сравнения быстрит находится в частично перекристаллизованных лазуритовых кальцифирах, где его кристаллы сосуществуют с лазуритом, не обнаруживая каких-либо реакционных взаимоотношений.

Химический состав образцов определялся на электронно-зондовом микроанализаторе JXA-8200 Jeol, снабженном растровым электронным микроскопом высокого разрешения и пятью спектрометрами с волновой дисперсией (WDS). Структурные особенности кристаллов были проанализированы на дифрактометрах AXS X8 APEXII Bruker (владимиривановит) и AXS D8 VENTURE Bruker (быстрит и сульфгидрилбыстрит) под монохроматизированном $\text{MoK}\alpha$ излучении.

Химические формулы минералов, рассчитанные нами, были нормализованы на основании $(\text{Si} + \text{Al}) = 12$, учитывая данные рентгеноструктурного анализа:

$\text{Na}_{6.36}\text{Ca}_{1.52}[\text{Si}_{6.03}\text{Al}_{5.97}\text{O}_{24}(\text{SO}_4)_{1.57}(\text{S}_3^-)_{0.22}(\text{S}_2^{2-})_{0.02}\text{Cl}_{0.04} * 0.62\text{H}_2\text{O}]$ – для владимиривановита,
 $\text{Na}_{7.03}\text{K}_{0.04}\text{Ca}_{1.01}[\text{Si}_{6.04}\text{Al}_{5.96}\text{O}_{24}](\text{S}_5^{2-})_{0.94}(\text{Cl}^-)_{0.88}(\text{SH}^-)_{0.12}$ – для быстрита,
 $\text{Na}_{5.17}\text{K}_{1.87}\text{Ca}_{0.99}[\text{Al}_{6.01}\text{Si}_{5.99}\text{O}_{24}](\text{S}_5^{2-})_{0.86}(\text{SH}^-)_{0.86}(\text{Cl}^-)_{0.07}$ – для сульфгидрилбыстрита, соответственно.

Владимиривановит кристаллизуется в ромбической сингонии, тогда как обнаруженный на Прибайкальских месторождениях лазурит имеет кубическую симметрию, при этом встречаются его анизотропные полиморфные модификации, такие как триклинная и моноклинная. Во владимиривановите из Тултуйского месторождения отношение сульфидной серы к сульфатной сравнительно высокое и составляет 0.43 в отличие от кубического лазурита, где это соотношение – 0.29. Помимо этого, изученный минерал характеризуется упорядоченным расселением Al и Si в тетраэдрах каркаса, а также внекаркасных катионов Na и Ca, что указывает на то, что владимиривановит является более поздним и низкотемпературным минералом относительно кубического лазурита.

В изученном нами быстрите из Малобыстринского месторождения сера присутствует в основном в форме полисульфид-иона S_5^{2-} , а в сульфгидрилбыстрите – полианион S_5^{2-} и

сульфгидрильная группа (SH)⁻ содержатся в практически равных соотношениях. Главное химическое различие между изученными минералами состоит в том, что быстрит содержит сульфидную серу и хлор в качестве добавочного аниона, а сульфгидрилбыстрит – сульфидную серу, но в большем количестве. Помимо этого, формула последнего содержит достаточно большое количество калия. В результате выполненных работ показано, что в структуре быстрика места в колонках из канкринитовых полостей занимают цепочки –Ca–Cl–Ca–Cl–, описанные ранее в структурах минералов канкринит-содалитовой группы: давине, афганите, тунките. В канкринитовых полостях сульфгидрилбыстрика обнаружена цепочка –Ca–SH–Ca–SH–, на сегодняшний день уникальная для минералов. В полости типа losod обоих минералов установлен кластер (S₅)²⁻, который вытянут вдоль оси *c* и имеет цепочечную конфигурацию. Разные способы объединения атомов серы приводят к *цис*- и *транс*-формам цепочек.

Таким образом, согласно разной ABC-последовательности укладки слоев, на сегодняшний день среди известных 39 разновидностей выделяются три группы минералов канкринит-содалитовой «супергруппы»:

- 1) Минералы канкринитовой группы с укладкой слоев в последовательности АВ: канкринит, вишневит, канкрисилит, гидроксиканкринит, давин, кианоксалит, депмайерит, баллираноит, микросоммит, питильяноит, квадридавин, типтопит.
- 2) Минералы содалитовой группы, имеющие последовательность укладки шестичленных тетраэдрических колец типа ABC: содалит, гаюин, нозеан, лазурит, владимировановит, гелвин, гентгельвин, даналит, бичулит, тугтупит, царегородцевит.
- 3) Минералы канкринитовой группы с более сложной последовательностью укладки слоев: быстрит, сульфгидрилбыстрит, карбобыстрит, лиоттит, афганит, аллориит, францинит, маринеллит, тункит, фарнезеит, джузеппетит, фаза состава (Na,K,Ca)₇₂(Si₅₄Al₅₄O₂₁₆)(SO₄)₁₆(Cl,H₂O)₈, сакрофанит, бьякеллаит, фантапьетит, киркерит.

При этом афганит и аллориит объединяют в афганитовую подгруппу (Bonaccorsi et al., 2012), а минералы быстрит, сульфгидрилбыстрит и карбобыстрит, имеющие одинаковую последовательность слоев, но разное наполнение полостей, отнесены нами к структурной подгруппе быстрика. В итоге, три типа цепочек наблюдаются в минералах быстриковой подгруппы: –Ca–Cl–Ca–Cl– в быстрите, –Na–H₂O–Na–H₂O– в карбобыстрите и –Ca–SH–Ca–SH– в сульфгидрилбыстрите.

Работа выполнена с использованием научного оборудования ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН и «Анализа органического вещества» ИрИХ СО РАН. Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-35-00137 мол_а

Литература

1. Сапожников А.Н., Канева Е.В., Черепанов Д.И., Суворова Л.Ф., Левицкий В.И., Иванова Л.А., Резницкий Л.З. Владимиривановит Na₆Ca₂[Al₆Si₆O₂₄](SO₄,S₃,S₂,Cl)₂ ·H₂O – новый минерал группы содалита // Записки Российского минералогического общества. 2011. 140. № 5. С. 36–45.
2. Sapozhnikov A.N., Kaneva E.V., Suvorova L.F. Levitsky V.I., Ivanova L.A., Mitichkin M.A., Barash I.G. (2015): Sulfhydrylbystrite, IMA 2015-010 // CNMNC Newsletter. June 2015, P. 534; Mineralogical Magazine. 79. P. 529535
3. Bonaccorsi E., Ballirano P., Càmarà F. The crystal structure of sacrofanite, the 74 Å phase of the cancrinite-sodalite supergroup // Microporous and Mesoporous Materials. 2012. 147. P. 318–326.

АРСЕНАТНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ЧАУВАЙСКОМ РУДНОМ ПОЛЕ (КИРГИЗИЯ)

В.Ю. Карпенко¹, Л.А. Паутов¹, А.А. Агаханов¹, О.И. Сийдра²

1 Минералогический музей им А.Е. Ферсмана, РАН, Москва, Россия

2 Институт Наук о Земле, СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия

Компактная, но обильная арсенатная минерализация встречена на небольшом золоторудном месторождении Обдиля, локализованном в западной части Чаувайского рудного поля, Киргизия. В геологическом отношении район Чаувая характеризуется широким развитием карбонатных пород алайского комплекса (D₃-C₂). Крайне сложна тектоника района, обусловленная наличием множества разломов, по которым развиты гидротермально-измененные породы с Hg, Sb, Tl, As, Au минерализацией.

Таблица.

Химический состав владимирита (1-2), тапиита (3) и высококальцевого фармакоалюмита (4)

Компоненты	1	2	3	4
As ₂ O ₅	52.47	52.4	44.78	46.84
Sb ₂ O ₅			0.19	
SiO ₂	0.17	0.13		
Al ₂ O ₃			10.04	22.28
CaO	33.57	33.76	27.69	5.12
SrO	0.32	0.19		0.48
MgO				2.44
FeO			0.07	3.77
K ₂ O				2.05
SO ₃		0.20	0.38	
H ₂ O*	12.22	12.23	17.91	17.08
Сумма	98.58	98.78	101.06	100.06
K ⁺				0.32
Ca ⁺²	3.96	3.97	4.99	0.66
Sr ⁺²	0.02	0.01		0.03
Fe ⁺²			0.01	0.38
Mg ⁺²				0.44
Al ⁺³			1.99	3.18
As ⁺⁵	3.02	3.00	3.94	2.97
S ⁺⁶	-	0.02	0.05	
ОН*	0.93	0.91	4.02	3.78
H ₂ O*	4.00	4.00	8.00	5.00

Примечание. 1, 2 – расчет на 7 катионов; 3 – расчет на 11 катионов (ср. по 17 м.з. анализам), 4 – расчет на 8 катионов (ср. по 9 м.з. анализам).

*Микрозондовый анализатор 733 Superprobe JEOL, ЭДС с системой управления Inca, 20 kV, 2 nA. * – расчетные значения.*

В расчистке под буровую скважину на одном из участков месторождения, наряду с аурипигментом и реальгаром, нами был встречен целый ряд арсенатов: владимирит Ca₄(AsO₄)₂(AsO₃OH)•4H₂O (Агаханов и др., 2015); тапиит Ca₅Al₂(AsO₄)₄(OH)₄•8(?)•12H₂O, мансфельдит Al(AsO₄)•2H₂O, талмессит Ca₂Mg(AsO₄)₂•2H₂O, высококальцевые представители серии фармакоалюмита – фармакосидерита, а также рентгеноаморфные фазы Ca-Al-Fe-As состава. Аурипигмент и реальгар обнаружены были и в керне скважины, но в крайне небольших количествах. Диагностика материала выполнена рентгеновскими методами, а также с использованием микрозондового анализатора с ЭДС-спектрометром.

Владимирит встречен в виде удлиненно-призматических белых, часто расщепленных кристаллов длиной до 1 см (табл.). Минерал в изобилии развивается по тонким трещинам в известняках, образуя уплощенные дисковидные агрегаты. В широких трещинах (более 1 см) владимирит представлен шестоватыми агрегатами, инкрустирующими стенки трещин. Размер поверхности щеток в глыбах известняка составляет порой 0.5x0.5 м; возможно, это наибольшие скопления минерала, встреченные на сегодняшний день. Заметим, что из более чем десятка известных ныне Ca-арсенатов, здесь встречен пока лишь владимирит. Нередко с владимиритом находится *гипс*. Иная ассоциация мышьяковых минералов встречена в составе пестрых, рыжевато-бурых зернистых кварц-гипсовых корок, в которых главным арсенатом является *талмессит*. Здесь также присутствует и владимирит в виде радиально-лучистых агрегатов с шелковистым отливом.

В этих корках встречены минералы ряда *фармакосидерит* – *фармакоалюмит*, слагающие губчатые массы из мелких кубических кристаллов размером 10 – 30 μm . (рис. 1а). Особенностью химизма их является высокое содержание Са, что позволяет предполагать существование Са-аналога фармакоалюмита (табл.). В составе корок присутствуют полупрозрачные рентгеноаморфные опаловидные массы светло-, темно-коричневых цветов Са-Fe-Al-As-состава. В виде бесцветных призматических, таблитчатых кристаллов до 50 μm встречен *тапиаит*, нередко образующий сферолиты, частично законсервированные в гипсе (рис.1б, табл.). Находка его является, вероятно, второй в мире после Копиапо, Чили (Kampf et al., 2015). Повышенная сумма анализа по сравнению с таковым из Чили позволяет предполагать меньшее количество молекулярной воды в нем. В составе описываемых корок встречены мелоподобные массы *мансфельдита*. В свое время для Чауая была выявлена зональность, выраженная в развитии низкотемпературного мышьякового и необычного для Hg-месторождений галхаитового оруденения на западном фланге, и более высокотемпературного Hg-Sb оруденения на восточном (Волгин и др., 1981). В эту зональность вполне вписывается As-минерализация на Обдилье.

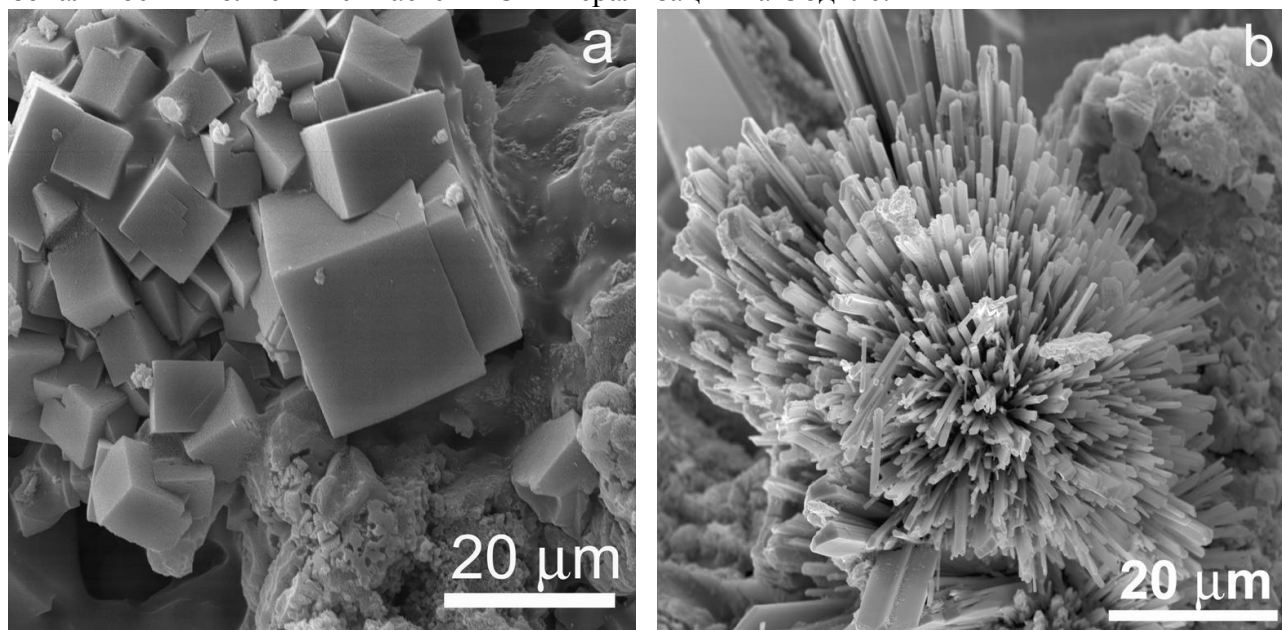


Рисунок 1. Кубические кристаллы «Са-фармакоалюмита» (а) и сферолит тапиита, сложенный тонкопризматическими кристаллами (б); участок Обдилье.

Образование владимирита, развивающегося по трещинам в известняке, по нашим предположениям, связано с разгрузкой низкотемпературных гидротерм, обогащенных мышьяковыми комплексами. Арсенатная же минерализация в составе кварц-гипсовых корок, вероятнее всего, возникла уже в результате процессов гипергенеза.

Литература

1. Агаханов А.А., Карпенко В.Ю., Паутов Л.А., Сийдра О. О новой находке владимирита $\text{Ca}_5\text{H}_2(\text{AsO}_4)_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ из необычной арсенатной минерализации Чауая (Киргизия) // Минералогия. 2015. Т. С.
2. Волгин В.Ю., Баринкова Н.Ю., Иванов В.С. Галхаитовые руды на месторождении Чауай // В сб.: Геология и вещественный состав ртутных и сурьмяных месторождений. М.: ИМГРЭ, 1981. С. 57–65.
3. Kampf A.R., Mills S. J., Nash B.P., Dini M. and Donoso A.A.M. Tapiate, $\text{Ca}_5\text{Al}_2(\text{AsO}_4)_4(\text{OH})_4 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$, a new mineral from the Jote mine, Tierra Amarilla, Chile // Mineral. Magaz. V. 79(2). 2015. P. 345–354.

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ШПИНЕЛИДОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ АРХАНГЕЛЬСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

Р.И. Касимова

1 *Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Россия, fizza@mail.ru*

2 *Институт прикладной минералогии, Россия, fizza@mail.ru*

Промышленная алмазность, преобладание в тяжелой фракции шпинелидов (хромшпинелидов) при невысоком содержании граната и хромдиопсида и практически полном отсутствии пикроильменита, спорадическая встречаемость неизмененного оливина, незначительная концентрация собственно кимберлитовых минералов в кровле кратерной фации, наличие в заметных количествах минералов алмазного парагенезиса отличает диатремы Золотицкого поля. Характерными чертами диатрем Кепинского поля являются неалмазность и реже убогая продуктивность кимберлитовых пород, преобладание в минеральном составе тяжелой фракции пикроильменита при низком содержании пироба, хромдиопсида и шпинелидов в большинстве трубок, низкая встречаемость минералов алмазного парагенезиса (Kassimova, 2004).

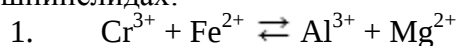
Комплексное оптическое и электронно-микроскопическое исследование шпинелидов из изучаемых диатрем позволило выявить некоторые особенности морфологии и внутреннего строения кристаллов, на основе чего была разработана схема морфологического описания зерен шпинелидов. Схема учитывает четыре морфологических признака минерала: степень сохранности зерен, форму кристаллов, особенности микрорельефа их поверхности и внутреннего строения.

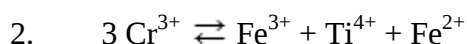
Разделение шпинелидов из изученных проб по их морфологическим особенностям позволило получить количественные данные о содержании зерен различных морфологических типов из различных пород верхних, нижних и глубоких горизонтов диатрем и связать получаемую информацию о кристалломорфологии шпинелидов с алмазностью пород, диатрем, поля в целом. Присутствие в пробах форм растворения (округло-овальные зерна), а также зерен с характерными типами коррозионного микрорельефа растворения позволяют сделать выводы о неблагоприятных условиях сохранности алмаза и указывают на снижение рудоносности кимберлитовых пород.

Особенности морфологии и внутреннего строения минерала – спутника алмаза (шпинелида) отражают специфику геологических и физико-химических условий, в которых происходило образование кимберлитовых диатрем, характеризующихся своим набором морфологических особенностей. Использование выявленных закономерностей при статистической обработке шлихо-минералогического материала позволяет решать такие важные практические вопросы, как типизация и локализация поисковых ореолов.

По результатам электронно-зондовых анализов зерен шпинелидов установлены широкие вариации содержаний оксидов в составе изучаемого минерала. Все исследуемые шпинелиды могут быть отнесены к твердым растворам системы хромит-пикрохромит-шпинель-магнетит-магнезиальный аналог ульвошпинели с количественным преобладанием того или иного минерала. Наиболее значительны вариации хромитовой составляющей (0–60 мас.% FeCr_2O_4) – при колебаниях содержания Cr_2O_3 в шпинелидах от 4.23 до 65.21 мас.%. Однако в пределах указанного широкого диапазона содержаний $\text{Fe}_2\text{Cr}_2\text{O}_4$ преобладающее число анализов шпинелидов попадает в более узкий интервал, соответствующий 21–60 мас.% FeCr_2O_4 .

При подсчете парных коэффициентов корреляции между оксидами были получены результаты, свидетельствующие об обратной зависимости между Cr^{3+} и Al^{3+} , Cr^{3+} и Fe^{3+} , Mn^{2+} и Mg^{2+} , Al^{3+} и Ti^{4+} , Fe^{2+} и Mg^{2+} и прямой линейной зависимости между Al^{3+} и Mg^{2+} , Fe^{2+} и Ti^{4+} , Fe^{2+} и Mn^{2+} . На основании этого сделан вывод о преобладании двух типов изоморфных замещений в шпинелидах:





Обработка полученных аналитических и литературных данных по составам шпинелидов из кимберлитов и включений в алмазе позволила выявить на диаграмме $\text{Cr}^{3+}/(\text{Cr}^{3+} + \text{Al}^{3+})100$ и $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+})100$, предложенной С. Фоли (1985) на основе экспериментального материала, область состава минерала из алмазоносного парагенезиса: $\text{Cr}^{3+}/(\text{Cr}^{3+} + \text{Al}^{3+})100 \geq 83$; $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+})100 \leq 27$, что позволяет использовать этот косвенный минералогический критерий для эффективности оценки алмазоносности диатрем Архангельской алмазоносной провинции.

Подтверждается вертикальная зональность диатрем. Полученный факт свидетельствует о более глубинном и менее дифференцированном характере системы кимберлитобразующего флюида. Отметим, что сильная корродированность макрокристаллических зерен, увеличение содержания перовскита и титаномагнетита в связующей массе коррелирует с понижением на глубине алмазоносности, установленной прямым опробованием керна пород.

Установлены два тренда кристаллизации на основе растровой электронной микроскопии, изучения химического и фазового состава шпинелидов, ИК-спектроскопии и параметра элементарной ячейки. Тренд I изменения составов характерен для шпинелидов из ксенолитов глубинных ультраосновных пород магнезиальной серии. Тренд II изменения составов шпинелидов характерен для высококалийных ультраосновных пород лампроитовой серии, а также для шпинелидов из гранат-клинопироксен-шпинелидовых сростков, ранее обнаруженных в кимберлитах Мало-Ботуобинского района Якутии (Соболев, 1974). При этом шпинелиды из изучаемых диатрем образуют более широкую область составов.

Отмечается сходство слагающих трубки пород с лампроитами, что наблюдалось и в сходстве составов шпинелидов с макрокристаллической фазой из лампроитов Аргайла – высокоалмазоносной лампроитовой трубки Австралии. На основе полученных данных и исследований укажем на промежуточное положение спектра состава изученных зерен минерала между типичными кимберлитовыми и лампроитовыми породами, что обуславливает специфичность шлихо-минералогических методов поисков в данном районе. В связи с чем известные минералогические критерии алмазоносности пород требуют соответствующей корректировки, т.е. при оценке на алмазоносность наряду с косвенным критерием для кимберлитов, приведенным выше, использовать и другой, предложенный для лампроитов (Богатиков, 1987): $\text{Cr}^{3+}/(\text{Cr}^{3+} + \text{Al}^{3+})100 \geq 75$ и $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+})100 \leq 34$.

Была предпринята попытка с помощью кластерного анализа провести корректную генетическую привязку отдельно взятых зерен минерала, и была составлена классификация составов шпинелидов по глубинным ассоциациям пород.

Литература

1. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. М.: Недра. 1974. С. 191–194.
2. Богатиков О.А. Петрология на новом этапе // Изд. Ан СССР. сер. геол. №11. 1987. С. 53–61.
3. Foley P.S. The Oxidation State of Lamproite magmas // Mineralogische and Petrographische Mitteilungen. 1985. n. 34. P. 217–288.
4. Kassimova R.I. Mineralogy of Spinel from Kimberlites and Lamproites // Abst. IMA. The 15th General Meeting of the IMA. 28 June – 3 July. 1980. China. Vol. I. P. 31–32.

$K_3Ca_8Si_6[Si_4O_{12}]_3$ – СИНТЕЗ И КРИСТАЛЛИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА

А.А. Кашаев, Л.А. Иванова, В.Я. Медведев, З.Ф. Ущাপовская

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия. liva@crust.irk.ru

Единственное в мире месторождение чароита «Сиреневый камень», приуроченное к Мурунскому щелочному массиву, открыто в 1960 г. Ю.А. Алексеевым, Ю.Г. Роговым и В.П. Роговой. Комплекс геологических (Чароит..., 2013) и экспериментальных (Marchuk et.al) исследований, проведенных за последние 50 лет, до сих пор не дает однозначного решения проблемы генезиса уникальных пород и минералов, слагающих этот массив.

Нами проведены экспериментальные работы по взаимодействию чароитового субстрата с вмещающими лампрофитами микроклин-арфведсонитового состава. Эксперименты проводились в платиновых ампулах (10x100) мм с различной флюидной составляющей с растертым чароитом (с примесью микроклина и кварца) и образцом калишпат-амфиболового лампрофита. Запаянная платиновая ампула помещалась в автоклав, давление в котором создавалось H_2O с соответствующим заполнением.

В эксперименте с 85%-раствором (NaOH + KOH) соотношение K/Na в системе составляло, как и во всех экспериментах, 1.375 и рассчитывалось исходя из среднего соотношения данных элементов в чароите с участка Старый. Количество чароитсодержащего субстрата, заполняющего платиновую ампулу, составляло 3 г, в ампулу был помещен образец калишпат-амфиболового лампрофита с этого же участка массой 0.84 г. Длительность эксперимента – 72 ч при $T = 500\text{ }^{\circ}C$ (градиент $50\text{ }^{\circ}C$) и $P = 1000$ атм. В результате в верхней части экспериментального образца были получены прозрачные и полупрозрачные белые кристаллы размером 0.1–0.2 мм преимущественно тетраэдрического облика.

По данным дифракционного исследования порошкового образца аналогов этому веществу не обнаружено.

Элементный состав новообразований определен в ГЕОХИ СО РАН Л.А. Павловой на электронно-зондовом рентгеноспектральном микроанализаторе JXA8200 (JEOL Ltd, Япония). В среднем по 10 точкам приблизительное соотношение катионов имеет значение $Na_{0.6}K_{0.4}Ca_1Si_3$ со средней ошибкой для Na 35% и 10% для K, Ca и Si, не учитывая незначительные содержания Ba и Mg.

Исследования кристалла размером 0.30x0.27x0.20 мм в автоматическом дифрактометре показало высокую степень его кристалличности. Значения интенсивности рефлексов были получены от кристалла на четырехфокусном дифрактометре с Mo трубкой и графитовым монохроматором. Измерение интенсивностей проводилось при 0K в пределах 2θ от 5.34 до 54.9° , (h) от -19 до 19 , (k) от -19 до 19 и (l) от -18 до 19 . Всего измерено 11847 рефлексов и отобрано 1368 независимых ($R_{\text{инт}}=0,0270$, $R_{\Sigma}=0,150$), параметры ячейки: $a=15.2613(3)\text{ \AA}$, $\alpha=90^{\circ}$, $V=3554.47(12)\text{ \AA}^3$. Структура решена прямым методом и уточнена методом наименьших квадратов по программе ShelXS (2008) в пространственной группе $I2_13$. В итоге было выяснено, что наилучший $R_1/R_{\text{all}} = 0.0307/0.0344$ фактор получается для формулы $K_3Ca_8Si_6[Si_4O_{12}]_3$, $Z=4$, в которой не отражено наличие, согласно микрозонду, Na, что свидетельствует о малом его содержании (в трех точках наличие не обнаружено).

Кристаллическая структура изученного вещества имеет некоторые черты сходства с чароитом по способу соединения Ca-октаэдров и K-восьмивершинников и их характеристиками. Кроме того, в структуре имеются, как и в чароите, четверные тетраэдрические кольца, которые соединяют необычные изолированные Si^{VI} -полиэдры.

Межатомные расстояния и углы связей полиэдров особых отличий от известных значений не имеют, кроме характеристик Si^{VI} -полиэдров. По сравнению с известными структурами Si^{VI} -полиэдры в описываемой структуре не имеют традиционной октаэдрической формы и существенно отличаются по межатомным расстояниям $Si^{VI}-O=2.455, 2.635, 2.652\text{ (3-4) \AA}$ от величины $Si-O=1.78\text{ \AA}$, характерной для октаэдров, но

меньше суммы несвязывающих радиусов $\text{Si}=1.55$ и $\text{O}=1.13$ Å. Полиэдры Si обладают симметрией оси второго порядка. Вершины этих полиэдров расположены попарно относительно оси второго порядка. В каждом полиэдре углы $\text{O}-\text{Si}^{\text{VI}}-\text{O}$ изменяются в пределах $59-145$ ($0.1-0.2$)° (рис. 1).

В кристаллической структуре соединения наблюдается радикал $\text{Si}_2[\text{Si}_4\text{O}_{12}]$ (рис. 2), окруженный цепочками $\text{Ca}_4 - \text{Ca}_2 - \text{Ca}_3 - \text{Ca}_1$ октаэдров. Са-октаэдры соединяются общими гранями и замыкаются на К-полиэдре. В таком случае структурная формула может быть записана следующим образом: $\text{K}_3\text{Ca}_8\text{Si}_6[\text{Si}_4\text{O}_{12}]_3$, $Z=4$.

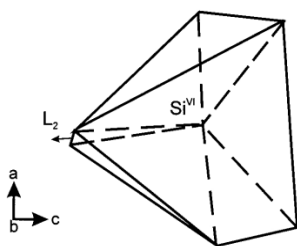


Рис. 1 Полиэдр Si^{VI} . Сплошные линии – границы полиэдра, пунктирные линии – связи Si–O.

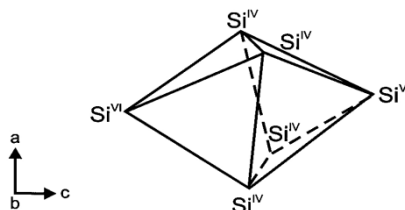


Рис. 2. Граф силикатной части структуры.

Известные причины зависимости межатомных расстояний, как-то координация, температура и прочее не могут объяснить наблюдаемые в нашей структуре длины связи $\text{Si}^{\text{VI}}-\text{O}$ и температурные факторы у атомов Si^{VI} , увеличенные в ~ 3 раза по сравнению даже с атомами кислорода. Пока возможно только одно объяснение: увеличенный температурный фактор объясняется наличием не только динамических отклонений атомов от среднего положения, но и отклонений статично статистических из-за существования разряженного пространства между положениями Si^{VI} и четверных колец, сохраняющегося при перекристаллизации чароита за счет имеющихся в его структуре каналов. В этих разряженных точках атомы Si могут находиться в устойчивом неупорядоченном состоянии и амплитуды их статического смещения суммируются с тепловыми колебаниями.

Сравнивая состав нашего соединения с составом чароита, можно сделать заключение, что при перекристаллизации чароита оказались удалены все летучие компоненты H_2O , OH , F , что сопровождается уменьшением объема ячейки на ~ 1000 Å и изменением числа анионов от 184 до 144, при этом существенно меняется структура вещества. В нашем соединении Si-радикал является изолированно-островным, тогда как в чароите радикал является бесконечным ленточно-трубчатым (Чароит..., 2013). Из этого радикала в нашем соединении остаются лишь четверные кольца, дополнительно подтверждающие их исключительное значение в кристаллохимии силикатов (Либау, 1988).

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ 10-05-00344, 16-05-00392 и гранта РФФИ – Байкал № 14-45-04108 и Правительства Иркутской области.

Литература

1. Чароит. Сиреневое чудо Сибири. Иркутск: Петрографика. 2013. 192 с.
2. Marchuk M.V., Medvedev V.Ya., Ivanova L.A., Sokolova T.S., Danilov B.S., Gladkochub D.P. Geodynamics & Tectonophysics. 2016. № 7 (1), 105–118. doi:10.5800/GT-2016-7-1-0199.
3. Либау Ф. Структурная химия силикатов. Изд-во: Мир. 1988. 410 с.

О ГЕНЕЗИСЕ АГАТОВ

И.Н. Кига́й

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ)
РАН, kigai@igem.ru.*

Детальное изучение структуры агатов позволяет изменить и дополнить выводы сводки А. Годовикова и др. (1987). В основе образования агатов лежит ритмическая коагуляция золя кремнезема в различных полостях, которые были газовыми пузырями в лавах или в твердых вулканитах и карстовыми пустотами в известняках. Для агатов, газовые миндалины которых поднимались в жидких лавах, характерна каплевидная форма с коническим сужением вниз. Гель кремнезема после затвердевания превращается в аморфный опал-А. Последний при сохранении контакта с дисперсионной средой быстро раскристаллизовывается в мелкозернистые кристобалит ± тридимит (опал-СТ) и далее в халцедон, которые часто содержат реликты опала (Юсупов, 1982; Lynne & Campbell, 2003). Халцедон временами кристаллизуется и самостоятельно, образуя сферолиты или щетки параллельно растущих призматических кристаллов с геометрическим отбором в их основании.

Агаты формируются в широком интервале температур, начиная от температуры базальтовых и андезитовых расплавов (выше 1100 °С) и кончая несколькими десятками градусов Цельсия, но при сравнительно низких давлениях, т.к. водные растворы, попадающие в жидкую лаву из подстилающих водоносных пород, могут иметь давление лишь незначительно превышающее давление в лаве. Флюид миндалин растворяет кремнезем из окружающей среды, образуя золь. Опыты Дюкло и Вольмана (Duclos, Vollman, 1911) по ультрафильтрации золь через коллодиевые колпачки показывают, что, если давление флюида в агатовых миндалинах обеспечивает фильтрацию наружу, то коагуляция золя происходит на стенках миндалин с образованием концентрических слоев, а если давление в миндалинах низкое, то коагуляция приводит к образованию горизонтальных отстойников. Такая смена концентрических слоев горизонтальными может происходить как при надкритическом состоянии флюида в миндалинах жидких лав, так и после его гетерогенизации при умеренных температурах в остывающих затвердевших лавах.

При образовании агатов в уже затвердевших остывающих или давно остывших лавах смена отложения концентрических слоев горизонтальными может быть обусловлена гетерогенизацией флюида на малоплотный газ и жидкий рассол, как ранее предполагал Наккен (Nacken, 1917). При образовании на границе этих двух фаз неоднородной по толщине гелевой пленки осмос водяного пара в рассол через полупроницаемую пленку геля приведет к повышению давления под слоем геля и росту полых мембранных трубок и ветвистых моховых агрегатов геля. Неоднократное повторение смены концентрического и горизонтального типов отложения геля может быть вызвано налеганием свежих слоев лавы на остывающий агатоносный пласт или наложением многостадийного интрузивно-гидротермального процесса на толщу вулканитов.

Наблюдаемое в некоторых агатах изменение наклона ониксовых слоев может быть объяснено: а) в случае образования агатов в жидких лавах – изменением наклона миндалин под влиянием различной скорости течения слоев лавы или изменением наклона поверхности, по которой стекает лава; б) в случае образования агатов в твердых породах – участием агатоносных вулканитов в складчатых деформациях. Выяснить действительную причину можно путем анализа положения агатовых миндалин в толще вулканитов и сравнения ориентировки миндалин и наклона отстойников в них с направлением флюидалности лавы.

В некоторых агатах наблюдается неоднократное выдавливание геля из внутренних зон к периферии миндалин с образованием на конце ретортообразных или иной формы окончаний, не выходящих за пределы корки миндалин. При этом около каналов выдавливания наблюдается пластическое изгибание, утончение и выклинивание

прилегающих слоев, свидетельствующее о длительном сохранении гелевого состояния слоев (FrondeI, 1962). Выдавливание объясняется сжатием миндалинов под давлением лавы после периодического высачивания флюида (Shaub, 1955) или налеганием новых слоев лавы на остывающий агатоносный слой.

Агаты в вязких кислых лавах и игнимбритах приурочены к сферическим литофизам, сложенным агрегатами кристобалита, тридимита и санидина. Литофизы образованы остеклованием лав и туфов с последующей раскристаллизацией при сохранении теневой флюидалности, т.е. без существенного нарушения структуры лав. Сложенные агатом полости в литофизах имеют чаще всего амебовидное многолучевое строение и по предположению Рихтхофена (Von Richthofen, 1860) образованы флюидами, выделяющимися из стекла при его раскристаллизации и создающими повышенное давление внутри литофиз. Однако, учитывая разнообразие форм и объемов полостей в литофизах, нельзя исключить также растворение и вынос части вещества литофиз ионно-молекулярными растворами. В агатах литофиз наблюдаются концентрическая и горизонтальная слоистость, изредка также моховые структуры, свидетельствующие о формировании в твердых породах и при умеренных температурах.

Аметистовые жеоды Бразилии и Уругвая, имеющие полусферическую форму при плоском основании, формировались, вероятнее всего, в твердых основных вулканитах, погруженных на значительную глубину и при умеренных температурах над пологими трещинами, подводившими раствор. Источником флюидов для них служили подстилающие водоносные горизонты. Флюиды полностью заполняли полости жеод, поэтому в них не наблюдается типичных для агатов ониксовых отстойников. Происхождение их полостей остается пока загадочным, хотя громадные пустоты некоторых аметистовых жеод могли образоваться, благодаря неравномерному течению лав под их застывшей коркой.

Агаты в карстовых полостях карбонатных пород, например, подмосковные голутвинские, формировались грунтовыми водами, нагретыми геотермическим теплом. Эти растворы извлекали рассеянный в известняках кремнезем, превращаясь в золь. Гидростатическое давление растворов в породах было достаточным для фильтрации растворов из полостей и поэтому обеспечивало образование концентрических выстилающих слоев геля. Но горизонтальные слои в таких агатах никогда не встречаются, поскольку для этого агаты должны были формироваться на уровне зеркала грунтовых вод.

Литература

1. Годовиков А.А., Рупинен О.И., Моторин С.Г. Агаты. М.: Недра. 1987. 368 с.
2. Юсупов С.Ш. Термобарические условия образования агатовых месторождений Урала и Казахстана // Вопросы геологии, геохимии и генезиса месторождений полезных ископаемых Южного Урала. Уфа: 1982. С. 92-99.
3. Duclos J., Vollman E. Pression osmotique des colloides // Comptes rendus. 1911. Т. 154. Р. 1426.
4. FrondeI, Clifford. The system of mineralogy. 7th ed. Vol. 3 – Silica minerals. N-Y-London: John Wiley and Sons, Inc. 1962.
5. Lynne B.Y. & Campbell K.A. Diagenetic transformations (opal-A to quartz) of low- and mid-temperature microbial textures in siliceous hot-spring deposits, Taupo Volcanic Zone, New Zealand // Can. J. Earth Sci., 2003. Vol. 40. P. 1679-1696.
6. Nacken R. Über die hydrothermale Entstehung der Achatmandeln im Gestein // Naturwissenschaften. 1917. Bd. 5. S. 269-274 + 292-296.
7. Shaub B.M. Notes on the origin of some agates and their bearing on a stylolite seam in petrified wood // Amer. J. Sci., 1955. Vol. 253. No. 2. P. 117-120.
8. Von Richthofen, F. Studien aus den ungarisch-siebenburgischen Trachitgebirgen // Jahrb. K. K. Geol. Reichsanstalt. 1860. Bd. 11. S. 180-182.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД КРАТЕРНЫХ ЧАСТЕЙ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТЕЛ, ВСКРЫТЫХ НА СЕВЕРЕ ОЛЕНЕКСКОГО ПОДНЯТИЯ

Т.И. Колесникова, Ю.Ю. Голубева

ФГУП Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, Москва, Россия, kolesnikova2456@mail.ru, jugolubeva@gmail.com

К настоящему моменту промышленно-алмазоносные кимберлитовые тела на территории Якутии известны только в южной и центральной части Якутской алмазоносной провинции (ЯАП) в пределах пяти полей среднепалеозойского (преимущественно, верхний девон-нижний карбон) возраста. Известные объекты кимберлитового и родственного магматизма мезозойского возраста расположены в северной части ЯАП и промышленно неалмазоносны. В последние годы большое внимание привлекается к алмазоносности верхнетриасовых отложений карнийского и рэтского возраста в северо-восточной части ЯАП (Граханов и др., 2010 и др.), свидетельствующей о том, что на территории Якутии, помимо среднепалеозойского, был мезозойский (триасовый) этап промышленно алмазоносного магматизма.

В 2015 году в ходе работ по Госконтракту «Поисковые работы на выявление нетрадиционных для России месторождений алмазов триасового возраста на севере Оленекского поднятия (Республика Саха (Якутия))» ФГУП ЦНИГРИ в верховьях р. Никабыт при заверке бурением локальных магнитных аномалий АGR 230 и 306 на глубине 4-10.2 м, были вскрыты вулканогенно-осадочные породы (туфогравелиты), которые рассматриваются нами как возможные кратерные части кимберлитовых тел. Мощность отложений 0.9-1.8 м, по своему стратиграфическому положению породы расположены на уровне нижнего-среднего триаса, подстилающими являются пермские песчаники, алевролиты и аргиллиты.

Вулканогенно-осадочные породы светло-серого, зеленоватого цвета содержат большое количество материала ультраосновного состава, представленного измененным оливином, слюдой, хлоритизированными обломками щелочно-ультраосновных пород. Среди включений отмечаются также гальки (до 2 см) кислого состава, кремней, кварца, халцедона, обломков карбонатных пород, аргиллитов. Породы сильно ожелезнены, по ним развита хлоритизация, кальцитизация и пиритизация. Текстура пород массивная, субгоризонтальная, местами наблюдается градационная слоистость и плохая сортировка обломочного материала. Полосы в породе представлены чередованием слоев с примесью туфогенного материала алевропелитовой-псаммитовой структуры, туфогравелитов с варьирующим содержанием магнетита и хлоритизированных включений округлой, удлиненной, обломочной формы. По результатам рентгенофазового анализа, породы содержат: кальцит – 33%, кварц – 24%, сидерит – 15%, анатаз – 12%; в подчиненном количестве присутствует нонтронит, хлорит, ильменит, оливин, магнетит и хромит.

Изучение минерального состава протоочных проб показало высокий выход магнитной фракции, представленной магнетитом, в подчиненном количестве отмечаются титаномагнетит, полигенные хромшпинелиды, рутил, анатаз, гранат, пирит-марказит, лейкоксен, в единичных знаках – циркон, турмалин, слюда, фосфаты. Из минералов-индикаторов кимберлитов (лампроитов) отмечаются единичные угловатые зерна пиропов, бледно лилового цвета, с фрагментами микроповерхности коррозионно-гидротермального типа, пироп-альмандинов оранжево-красного цвета, редкие зерна хромшпинелидов комбинационной формы, с относительно гладкой поверхностью. Пиропы по соотношению Cr_2O_3 и CaO в основном относятся к низко-среднехромистым, умеренно кальциевым гранатам лерцолитового парагенезиса. Отдельные зерна пиропов-альмандинов эцлогитового парагенезиса, аналогичны гранатам из алмазоносных ильменит-рутиловых магнезиально-железистых эцлогитов, по химико-генетической классификации Г.П. Кудрявцевой (Богатилов и др., 1999). Они характеризуются умеренным содержанием магния (6.78-9.13

мас.%), относительно повышенным количеством общего железа (20.59-23.19 мас.%), при содержании Cr_2O_3 – 0-0.03 мас.%. Среди хромшпинелидов, отмечаются зерна, в том числе и комбинационной формы, с умеренным содержанием хрома (43.92-51.56 мас.%), относительно повышенным – магния (12.55-15.85 мас.%) и титана (3.41-5.21 мас.%), по соотношению Cr_2O_3 и MgO близкие составом хромитов из кимберлитов (Ваганов, 2000).

Породы характеризуют очень высокие содержания Fe_2O_3 (~41-45 мас.%), TiO_2 (~9 мас.%), низкие содержания SiO_2 (~6 мас.%), MgO (~3 мас.%). Повышенные содержания Fe_2O_3 и пониженные MgO отмечены для выветрелых кимберлитовых пород Ары-Мастахского поля – трубок Незабудка (34-52 мас.% Fe_2O_3 , 10-11 мас.% MgO), Ночная (25-43 мас.% Fe_2O_3 , 5-14 мас.% MgO) (Шамшина, 1979). По содержанию Al_2O_3 , MnO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 породы сопоставимы с щелочно-ультраосновными. Туфогравелиты характеризуются сопоставимыми с кимберлитами содержаниями Cr , Co , Zr , Nb , Ta , Sr , Th , U , Ba , LREE , необычно высокими для кимберлитов содержаниями Y , HREE и за счет этого – низким фракционированием REE – низким отношением La/Yb .

Изучение петрографических и минералогических характеристик вулканогенно-осадочных пород аномалий АГР 230 и 306 позволяет отнести их к туфогравелитам кратерной фации, т.е. переотложенному вулканическому материалу, являющемуся частью мааровой структуры, обрамляющей жерловую часть кимберлитового тела. При этом изменения туфогравелитов происходили на всем этапе их становления – от экзогенных изменений в начале осадконакопления (накопление рудных минералов, выветривание), так и на протяжении всего мезо-кайнозоя при воздействии минерализованных пластовых вод, деформаций, связанных с формированием Верхоянской складчатости (хлоритизация, ожелезнение, карбонатизация).

Необходимо отметить, что в непосредственной близости от аномалий были обнаружены локальные ореолы пиропов и богатая россыпь алмазов эбеляхского типа долины реки Никабыт, а также россыпь алмазов в прибрежно-морских отложениях рэтского яруса верхнего триаса (булунканская свита). На основании палеогеографических реконструкций установлена связь россыпи с Верхненикабытским кустом тел (Иванов и др., 2016). Можно предположить, что вскрытые вулканогенно-осадочные породы относятся к кратерным фациям потенциальных алмазоносных объектов – источников россыпей долины реки Никабыт.

Авторы выражают искреннюю благодарность Л.И. Лукьяновой, А.В. Каргину и И.Г. Быстрову за помощь в проведении анализа вещественного состава пород.

Литература

1. Богатилов О.А., Гаранин В.К., Кононова В.А. и др. Архангельская алмазоносная провинция (геология, петрография, геохимия и минералогия). М.: Изд-во МГУ, 1999. 524 с.
2. Ваганов В.И. Алмазные месторождения России и мира (основы прогнозирования). М.: ЗАО Геоинформмарк, 2000. 371 с.
3. Граханов С.А., Маланин Ю.А., Павлов В.И. и др. Рэтские россыпи алмазов Сибири // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. №1. С. 160-170.
4. Иванов А.И., Вартанян С.С., Черных А.И. и др. Перспективы развития минерально-сырьевой базы алмазов и золота Российской Федерации // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2016. № 3. С. 1-9.
5. Шамшина Э.М. Коры выветривания кимберлитовых пород Якутии. Новосибирск: Наука, 1979. 152 с.

ПРИКЛАДНАЯ И НАУЧНАЯ ЗНАЧИМОСТЬ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЙ ПАСПОРТИЗАЦИИ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК ЯКУТИИ

С.И. Костровицкий

Институт геохимии СО РАН, Иркутск, Россия. serkost@igc.irk.ru

Минералогическая паспортизация кимберлитовых трубок Якутской кимберлитовой провинции (ЯКП) осуществлялась нами на протяжении последних примерно 30 лет. За этот период были отобраны шлихи из доминирующего числа трубок всех южных полей и из многих трубок северных полей ЯКП (Чомурдахского, Огонер-Юряхского, Западно-Укукитского, Куойкского, Молодинского, Толуопского и полей Прианабарья). Был собран уникальный материал тяжелой фракции, который и явился основой для проведения минералогической паспортизации трубок ЯКП.

В минералогический портрет (паспорт) трубки, куста трубок, поля трубок, ореола рассеивания спутников мы вкладываем понятие индивидуализированной характеристики состава минералов-спутников для соответствующих кимберлитовых тел, групп тел, или вторичных ореолов их рассеивания, которая дается с помощью графических и табличных средств. Предполагается, что паспорт с максимальной полнотой отражает основные статистические показатели распределения состава того или иного спутника и является устойчивой, присущей только данному объекту характеристикой.

Методические подходы к составлению минералогического паспорта по минералам-спутникам алмаза – пикроильмениту (Ilm), гранату (Grt) и хромшпинелидам (CrSp) изложены в статьях (Костровицкий и др., 2006а, б). Ставя задачу минералогической паспортизации куста трубок, поля трубок, необходимо удостовериться, что каждый из выделенных таксонов действительно обладает индивидуализированной характеристикой по составу того или иного минерала. Выполненные исследования показали, что все трубки одного куста характеризуются очень близким, практически тождественным составом Ilm. А с другой стороны, разные кусты трубок – разные составы Ilm. Неоднократные попытки исследователей обнаружить особенности состава ильменитов из отдельных полей, основанные на сопоставлении статистических параметров распределения состава не увенчались успехом. Гораздо более информативным оказалось рассмотрение трендов изменчивости состава Ilm. Каждое из алмазоносных полей характеризуется четко индивидуализированными графиками трендов состава Ilm в координатах $MgO - Cr_2O_3$, что позволяет считать последние составной частью минералогического паспорта того или иного поля. Выводы о принадлежности любого ореола пикроильменита к конкретному полю следует делать не на основе статистического анализа данных по содержанию тех или иных окислов минерала, а путем сравнения формы трендов состава.

Создание базы данных по составу Ilm из большинства трубок южных и многих северных полей ЯКП имеет большое практическое значение для усовершенствования минералогического метода поиска новых кимберлитовых трубок. Если ранее использование шлихоминералогического метода поисков заключалось в оценке степени близости изучаемого ореола к коренному источнику, а также предварительной оценке уровня алмазоносности предполагаемого источника, то теперь, используя базу данных, можно решать вопросы, не принадлежат ли изучаемые ореолы уже обнаруженным ранее кимберлитовым трубкам. Если ореол находится вне площади известных кимберлитовых полей, то вопрос формулируется уже более широко, об отношении ореола к известному или новому полю.

Сопоставление паспортных данных для ореолов рассеяния минералов-спутников с данными близлежащих трубок из Далдынского и Алакит-Мархинского полей показал, что разнос спутников при формировании ореолов от коренного источника не является слишком удаленным и ограничивается первыми километрами. Проведенная минералогическая паспортизация кимберлитовых трубок Алакит-Мархинского поля и сопоставление с

паспортными данными ореолов рассеяния спутников показала значительные перспективы обнаружения новых потенциально алмазоносных трубок (более 10 тел).

Обобщение паспортных данных по составу Ilm и Grt , полученных для трубок разных полей Якутской кимберлитовой провинции, оказалось эффективным и в научном плане. Анализ усредненных данных по составу Ilm из Далдынского поля, рассмотрение графиков распределения состава Ilm в этих телах привел авторов к выводам, которые могут быть отнесены к числу фундаментальных. Первый вывод заключается в том, что ильменит может быть использован для расшифровки структуры кимберлитового поля. Близость, практически тождественность состава Ilm для разных трубок одного куста и в то же время различие в составах Ilm разных кустов могут служить критерием отнесения или не отнесения той или иной трубки к определенному кусту. Таким образом, разделение трубок по кустам мы впервые предложили сделать не на основании пространственной близости трубок (как это практиковалось ранее), а на вещественной основе кимберлитов, выполняющих трубки. Второй вывод вытекает из первого и касается вопроса происхождения Ilm . Своеобразие состава Ilm , проявляющееся для всех трубок одного куста, и существенные различия в составах Ilm из разных кустов трубок свидетельствуют о явной генетической связи Ilm с кимберлитовым расплавом-флюидом.

Высока научная значимость паспортизации кимберлитового поля, проведенной по составу граната. Все сведения о вещественной неоднородности литосферной мантии под Сибирским кратоном ограничиваются общепризнанным заключением о контрастных различиях южной и северной частей ЯКП (Соболев, 1974; Griffin et al, 1999). Разрез литосферной мантии дается, как правило, на основании изучения ксенолитов, проведенных только на единичных трубках (Удачная-восточная и Обнаженная), или на ограниченном материале тяжелой фракции из кимберлитов. Наши данные минералогической паспортизации, основанные на расчете составов представительной коллекции граната (несколько тысяч зерен), с высокой степенью достоверности характеризуют разрез верхней мантии под разными полями, указывая на ту или иную роль участия в них разных гранатосодержащих парагенезисов. Эти данные позволяют расшифровать как региональную (по двум и более кимберлитовым полям), так и локальную (внутри отдельного поля) неоднородности литосферной мантии. Примером региональной неоднородности, обнаруженной нами, может служить состав литосферной мантии под Чомурдахским и Огонер-Юряхским полями, характеризующийся повышенным содержанием TiO_2 ($>0.2\%$) в гранатах. В подавляющем большинстве кимберлитовых трубок, как в северных, так и в южных алмазоносных полях ЯКП доминирует низко- Ti гранат, который соответствует представлению о высоко- Mg и соответственно низко- Ti субстрате литосферной мантии. Предварительные результаты исследований показали, что такие параметры состава, как содержание TiO_2 и магнезиальность гранатов являются эффективными показателями неоднородности состава пород литосферной мантии. Данная особенность состава граната в указанных полях, по-видимому, отражает глубокие метасоматические преобразования отдельных блоков литосферной мантии на севере Якутской кимберлитовой провинции.

Литература

1. Костровицкий С.И., Алымова Н.В., Яковлев Д.А., Серов В.П., Мацюк С.С., Суворова Л.Ф. Минералогическая паспортизация разных таксонов кимберлитового вулканизма – методическая основа поисковых работ на алмазы. Руды и металлы. 2006а, № 4. С. 27-37.
2. Костровицкий С.И., Алымова Н.В., Яковлев Д.А., Серов В.П., Мацюк С.С., Суворова Л.Ф. Минералогические паспорта кимберлитовых трубок как методическая основа при поисковых работах. Региональная геология и металлогения. 2006б, № 27. С. 113-125.
3. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974, 263 с.
4. Griffin, W.L., Fischer, N.I., Friedman, J., Ryan, C.G. & O'Reilly, S.Y. Cr-pyrope garnets in the lithospheric mantle. I. Compositional systematics and relations to tectonic setting. J. Petrol. 1999. V. 40. P. 679-704.

ПРИНЦИП НАИМЕНЬШЕГО ДЕЙСТВИЯ В МИНЕРАЛОГИИ

С.В. Кривовичев

*Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия,
s.krivovichev@spbu.ru*

Принцип наименьшего действия является одним из вариационных принципов механики, который действует как для классических, так и квантовых физических систем. Одним из первых его сформулировал П. Ферма: «Природа действует наиболее легкими и доступными путями» (Ферма, 1959). Л. Эйлер выразил этот же принцип следующим образом: «Природа во всех своих проявлениях пользуется наименьшей затратой действия» (Эйлер, 1959). Позднее этот принцип получил четкое математическое выражение в работах Лагранжа, Якоби, Гамильтона, Планка и других известных ученых. В кристаллохимии и структурной химии аналогом принципа наименьшего действия можно считать правило парсимонии Полинга, согласно которому число различных структурных и химических единиц в ионных кристаллах стремится к минимуму (Pauling, 1929). Этим правилом по сути дела утверждалось, что кристаллическая структура вещества имеет тенденцию к упрощению. Чем проще структура, тем она устойчивее, тем более распространенным является конкретный структурный тип. В работе (Oganov, Valle, 2009) было показано, что внутренняя энергия основного состояния для полиморфов SiO_2 является минимальной для простых структур – то есть с точки зрения параметров парсимонии (Baur et al., 1983) – тех, в которых атомы Si и O занимают ровно по одной кристаллографически независимой позиции. Иными словами, простота или сложность являются физическими параметрами, оказывающими непосредственное влияние на стабильность конкретного структурного типа. До последнего времени не существовало точной количественной оценки сложности структур, если не считать индексов парсимонии или близких кристаллографических параметров (Baur et al., 1983; Oganov, Valle, 2009,) которые имеют слабую дискриминационную силу и не позволяют различать по сложности такие структуры, как, например, галит NaCl , рутил TiO_2 и бариоперовскит BaTiO_3 (Krivovichev, 2012).

Выход за пределы кристаллографии и использование теоретико-информационных оценок позволили предложить универсальные численные характеристики сложности кристаллических структур, которые могут быть сопоставлены каждому минералу и неорганическому соединению с известной структурой (Krivovichev, 2012, Krivovichev, 2013a, Krivovichev, 2013b, Krivovichev, 2014). В рамках этой теории сложность оценивается как количество структурной или химической информации на атом и на элементарную ячейку (или формульную единицу), что имеет прямое отношение к конфигурационной энтропии кристаллического вещества (Krivovichev, 2016).

Количественная оценка сложности дает возможность оценить пределы использования принципа наименьшего действия в минералогии. С одной стороны, анализ существующих и возможных структур минералов группы ловозерита (Кривовичев, 2015) показал, что наиболее распространенным является самый простой структурный тип с ромбоэдрической симметрией. Однако, утверждать, что для данного состава именно структурно простые полиморфы являются наиболее стабильными и распространенными, нельзя, так как существует целый ряд примеров, где стабильными являются именно сложные структуры, тогда как простые метастабильные структуры возникают в условиях, далеких от равновесия (Goldsmith, 1953). В частности, это имеет место в остwaldовских каскадах минеральных фаз, где метастабильные фазы последовательно образуются при движении системы к стабильному состоянию. Для подобных последовательностей выполняется правило симплекси Гольдсмита, согласно которому первой образуется более простая фаза с более высокой конфигурационной энтропией (Krivovichev et al.). Но и этот принцип не является универсальным, так как структура кристаллизующейся фазы определяется не только

конфигурационной энтропией, но и зависит от структурного состояния среды кристаллообразования – например, от присутствия в ней устойчивых преднуклеационных комплексов, входящих в образующуюся структуру в качестве фундаментальных строительных блоков.

Таким образом, принцип наименьшего действия в минералогии имеет весьма ограниченное применение, так как, в отличие от энергии, конфигурационная энтропия как показатель сложности структуры не является единственной движущей силой образования того или иного минерала.

Литература

1. *Кривовичев С.В.* Локальный подход и теория ловозеритовых структур // Труды МИ РАН им. Стеклова. 2015. Т. 288. С. 120-132.
2. *Ферма П.* Синтез для рефракции / В сб.: Вариационные принципы механики. Под ред. А.С. Полак. М., Физматгиз, 1959. С. 7.
3. *Эйлер Л.* Диссертация о принципе наименьшего действия, с разбором возражений славнейшего проф. Кёнига, выдвинутых против этого принципа / В сб.: Вариационные принципы механики. Под ред. А.С. Полак. М., Физматгиз, 1959. С. 96-108.
4. *Baur W.H., Tillmanns E.T., Hofmeister W.* Topological analysis of crystal structures // Acta Crystallogr. 1983. Vol. B39. P. 669-674.
5. *Goldsmith J.R.A* «simplicity principle» and its relation to «ease» of crystallization // J. Geol. 1953. Vol. 61. P. 439-451.
6. *Krivovichev S.V.* Topological complexity of crystal structures: quantitative approach // Acta Crystallogr. 2012. Vol. A68. P. 393-398.
7. *Krivovichev S.V.* Structural complexity of minerals: information storage and processing in the mineral world // Miner Mag. 2013. Vol. 77. P. 275-326.
8. *Krivovichev S.V.* Structural and topological complexity of zeolites: an information-based approach // Micropor Mesopor Mater. 2013. Vol. 171. P. 223-229.
9. *Krivovichev S.V.* Which inorganic structures are the most complex? // Angew Chem Int Ed. 2014. Vol. 53. P. 654-661.
10. *Krivovichev S.V.* Structural complexity and configurational entropy of crystalline solids // Acta Crystallogr 2016. Vol. B72. P. 274-276.
11. *Krivovichev S.V., Hawthorne F.C., Williams P.A.* Structural complexity and crystallization: the Ostwald sequence of phases in the $\text{Cu}_2(\text{OH})_3\text{Cl}$ system (botallackite--atacamite--clinoatacamite) // Struct. Chem. 2016. В печати. doi:10.1007/s11224-016-0792-z
12. *Oganov A.R., Valle M.* How to quantify energy landscapes of solids // J. Chem. Phys. 2009. Vol. 130. P.104-504.
13. *Pauling L.* The principles determining the structure of complex ionic crystals // J. Amer. Chem. Soc. 1929. Vol. 51. P. 1010-1026.

ОСОБЕННОСТИ АЛМАЗА И ИНДИКАТОРНЫХ МИНЕРАЛОВ КИМБЕРЛИТОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ им. М.В. ЛОМОНОСОВА (АРХАНГЕЛЬСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Г.Ю. Криулина¹, А.В. Бовкун¹, В.К.Гаранин²

*1 МГУ имени М.В. Ломоносова Москва, Россия, galinadiamond@gmail.com,
bovkun2004@mail.ru*

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

Кимберлитовые тела месторождения алмаза им. М.В. Ломоносова (Архангельская алмазоносная провинция) сложены петрографически однотипными разновидностями кимберлитовых пород, но по ряду геологических признаков и алмазоносности разделяются на Северную и Южную группы (по данным ПАО «Севералмаз»). Содержание алмаза в кимберлитовых трубках Южной группы более высокое, чем в телах Северной группы.

Выполненные комплексные исследования алмаза и индикаторных минералов кимберлитов (ИМК) из пород месторождения им. М.В. Ломоносова позволили установить различия морфологии, внутреннего строения и дефектно-примесного состава алмаза и особенностей химизма ИМК из трубок Северной и Южной групп месторождения и выявить их взаимосвязь со степенью алмазоносности пород и качественными характеристиками алмазов.

Результаты исследований указывают на общее снижение качества алмазов в телах Южной группы месторождения (трубки Архангельская и им. Карпинского-1), обусловленное изначально более дефектной структурой кристаллов. В названных трубках преобладают додекаэдрические и тетрагексаэдрические алмазы с зонально-секториальным строением высокой степени внутренней напряженности с большим количеством трещин, графитовых и флюидных включений. Значительная доля алмазов этих трубок принадлежит эклогитовому парагенезису при подчиненном значении алмазов ультраосновного парагенезиса. При этом доминируют алмазы высокоазотных групп с низкой степенью агрегации дефектов, что свидетельствует о пониженных температурах образования большинства кристаллов и малом времени посткристаллизационного отжига. Высокие концентрации азота и резкое преобладание А-центров над В-центрами делают структуру алмаза твердой, но хрупкой. Высокодефектная структура алмазов Южной группы тел способствовала захвату примесей (азота, водорода и карбонатов), микровключений, расплав-флюидных включений.

Несмотря на невысокие содержания алмазов в трубках Северной группы, качественные характеристики сырья по многим параметрам значительно выше, чем в телах Южной группы. Так, в трубках Пионерская и Поморская, относящихся к Северной группе, отмечается доминирование бесцветных алмазов высокой степени прозрачности с послойным механизмом роста, что характерно для высокопродуктивных кимберлитов Якутии. Но в отличие от последних, в трубках Северной группы месторождения им. М.В. Ломоносова преобладают кристаллы додекаэдрического габитуса с высокой степенью травления и коррозии. По распространению в трубке Пионерская низкоазотных и среднеазотных алмазов можно заключить о преимущественно ультраосновном генезисе алмазов. Алмазы характеризуются низким содержанием примеси водорода; при большом диапазоне значений максимум распределения фиксируется на $0-5 \text{ см}^{-1}$, а в алмазах из Южной группы тел на $3-10 \text{ см}^{-1}$. Алмазы из трубки Пионерская характеризуются наличием высоких концентраций структурных примесей азота и центров, связанных с пластической деформацией. В отличие от алмазов из трубок Архангельская и им. Карпинского-1 структурный азот в значительно большей степени агрегирован ($\%N_B$ по данным ИКС; P_2 и N_2 – по данным ЭПР), что свидетельствует о более длительном пребывании в высокотемпературных условиях, способствующих окислительному растворению.

В трубке Поморская (Северная группа тел) абсолютное большинство кристаллов – бесцветные высокопрозрачные додекаэдриды высокотемпературной ультраосновной генерации, подверженные интенсивному окислительному растворению и локальному травлению. Тетрагексаэдриды, типоморфные для трубки, в большинстве содержат множество рассеянных тонкодисперсных включений и не являются ювелирными.

На основе изучения представительных выборок ИМК установлено, что индикаторные минералы кимберлитов из тел Южной и Северной групп месторождения различаются по химическому составу. В кимберлитах Северной группы тел они представлены более высокохромистыми разностями, соответствующими более высокобарическим субфациям глубинности, чем в кимберлитах Южной группы тел. Так пиропы, содержащие > 5 мас.% Cr_2O_3 , в кимберлитах трубок Пионерская и им. Карпинского-2 (Северная группа) составляют, соответственно, около 86 и 74% выборок, тогда как в трубках Архангельская и им. Карпинского-1 (Южная группа) их количество значительно меньше (около 30 и 16% соответственно). Количество хромита, содержащего > 60 мас.% Cr_2O_3 , в трубках Пионерская и им. Карпинского-2 резко повышено (около 40 и 34%). В трубках Архангельская и им. Карпинского-1 его количество не превышает 11 и 17%, преобладает (30-33%) хромит, содержащий 55-60 мас.% Cr_2O_3 .

Вместе с тем в кимберлитах Северной группы наблюдается более высокое содержание хромшпинелидов и пиров с повышенным содержанием титана по сравнению с кимберлитами Южной группы. Так, среди хромшпинелидов из трубок Пионерская, им. Карпинского-2 и Поморская (Северная группа) хромиты с содержанием $\text{TiO}_2 > 3$ мас.% составляют около 14, 9 и 11% соответственно, в телах Южной группы – лишь около 5%. В кимберлитах трубок Пионерская и им. Карпинского-2 количество пироба, содержащего $> 0,4$ мас.% TiO_2 , составляет около 24 и 10,5% соответственно, а в пиробах трубок Южной группы оно равно 4-5%. Полученные данные свидетельствуют о том, что существенно пониженная алмазонасность кимберлитов Северной группы месторождения им. М.В. Ломоносова связана с интенсивным воздействием на литосферную мантию процессов расплавленного метасоматоза, что обусловило уничтожение значительной части алмазов в процессе растворения и вызвало существенное увеличение доли додекаэдридов, сопровождавшееся потерей массы кристаллов, особенно в крупных классах. Данный вывод согласуется с ранее полученными данными С.М. Саблукова с соавторами (2009).

Таким образом, значительно более высокая степень продуктивности основного типа руд – автолитовых брекчий трубок им. Карпинского-1 и Архангельская – по отношению к кимберлитовым породам трубок им. Карпинского-2 и Пионерская обусловлена существенно меньшей степенью воздействия процессов расплавленного мантийного метасоматоза, максимально проявленного по отношению к кимберлитам Северной группы месторождения. Общее снижение качества алмазов в трубках Южной группы происходило не только из-за растворения крупных кристаллов и преобразования их в додекаэдриды, но и из-за изначально более дефектной структуры кристаллов, что, вероятнее всего, связано с более глубокой степенью дифференциации исходного глубинного вещества. Кроме этого, именно в наиболее продуктивных трубках Южной группы повышена доля алмазов эклогитового парагенезиса.

Литература

1. Саблуков С.М., Саблукова Л.И., Гриффин В.Л. Распределение редких элементов в глубинных минералах кимберлитов как признак плюмовых процессов на севере Русской платформы // Труды IX межд. семинара «Глубинный магматизм, его источники и плюмы». Миасс, Инст. географии СО РАН, 2009. С. 135–170.

КОНЦЕПЦИЯ И ПРОБЛЕМЫ СОЗДАНИЯ ИНФОРМАЦИОННОЙ ТЕХНОЛОГИИ ДЛЯ СОХРАНЕНИЯ МИНЕРАЛЬНОГО РАЗНООБРАЗИЯ

Л.А. Кувшинова¹, И.И. Куприянова², К.А. Кувшинова¹, Н.И. Клименцова¹

1 Член Российского минералогического общества, Москва, Россия, niknik@yandex.ru

2 Всероссийский институт минерального сырья (ВИМС), Москва, Россия, kuprijan@aha.ru

Одним из аспектов проблемы сохранения минерального разнообразия является сохранение информационного поля геологических коллекционных материалов.

Современное состояние науки характеризуется накоплением большого количества оцифрованных описательных материалов (отчетов, диссертаций, статей и других научных документов), как правило, в текстовом и табличном форматах с разнообразным типом оцифровки, исполненных в различных приложениях.

Такая стихийная оцифровка породила не решенную на сегодняшний день проблему извлечения фактов из все увеличивающегося потока оцифрованного научного материала, состоящего, как правило, из слабо формализованной информации (Барахнин В.Б., 2013).

Однако, формальный подход к описательной информации, рассматриваемый в данной работе, показал, что и табличную и текстовую информацию, которая обычно представляет собой табличный формат, записанный линейно, можно привести к единообразию. Это, в свою очередь, приводит к упорядочиванию информации, что позволяет собрать накопленную информацию и на ее базе построить как фактографическую, так и документальную поисковую систему.

Формальный анализ множества научных ресурсов показал, что они состоят из совокупности подмножеств однотипно оцифрованной информации, например, тексты, макетированные в формате Word; табличный формат с рубрикацией внутри таблицы; электронный каталог, состоящий из обзорного файла и большого количества таблиц с рубрикацией внутри таблиц; табличный формат с рубрикацией в названиях полей. Такие типы оцифровки составляют значительный объем научных ресурсов. Встречаются и другие типы оцифровки информации: таксонный формат; табличный и текстовый файлы с элементами таксона; базы данных и т.д.

Для приведения такой информации к единообразию, подмножество однотипно оцифрованной информации объединяют в кластер, имеющий уникальное имя. Для каждого кластера, с определенной структурой оцифровки содержащейся информации, создается инструментарий (мост), который приводит исходную оцифрованную информацию к простой таблице. Этот процесс индивидуален для каждого типа оцифровки информации и варьируется в зависимости от исходного оцифрованного материала. Простая таблица состоит из строк/записей и столбцов/полей, где рубрикации однозначны и в полях находится информация в соответствии с рубрикацией. Строку этой таблицы мы рассматриваем как факт и на основании этого предположения строим фактографическую поисковую систему.

Приведение структуры исходной информации кластеров к единообразному представлению дает возможность дальнейшую обработку информации проводить по единой схеме.

Инструментарий обработки информации, представленной простой таблицей, позволяет специалисту самостоятельно создать информационный блок из справочников разного уровня, увязать критерии поиска с записями простой таблицы и унифицировать информационный блок. Результат такой обработки позволяет выполнять поиск в информационном массиве, как фактов, так и документов, содержащих эти факты с высокой степенью релевантности и достоверности получаемой информации.

Кроме того, можно параллельно использовать более доступную, но и обладающую более низким уровнем релевантности и достоверности получаемой информации технологию тезауруса.

Особое внимание при создании фактографической научной поисковой системы должно быть уделено качеству поиска. Показатели качества поиска являются характеристиками технической эффективности системы и выражаются в способности поисковой системы находить нужную информацию и только ее.

Таким образом, для каждого кластера создается поисковая система конечного пользователя. Кластеры могут объединяться как в локальные сети по местоположению, по авторам, по источникам информации, по тематике, так и в единую информационно-поисковую систему.

Следует особо подчеркнуть, что мы разрабатываем не поисковую систему для конечного пользователя, а набор инструментов конечного пользователя, используя который, можно создавать, добавлять и расширять поисковую систему на оцифрованном материале.

Наша технология не соответствует традиционной концепции поисковой системы, а представляет собой средство обработки текстовой информации, результатом которой является фактографическая поисковая система.

Фундаментальной особенностью разработанной технологии является принцип первичности информации. Он заключается в том, что мы берем информацию в том виде, в котором она была оцифрована, не требуя ее формализации при первоначальной оцифровке. Дальнейшая обработка исходной информации с использованием разработанного инструментария приводит к построению поисковой системы для исходной оцифрованной информации.

Кластерный подход и принцип первичности информации дает возможность эффективно работать с любыми объемами информации, характеризующейся разнородностью, разномасштабностью, территориальной распределенностью и спецификой самой накопленной информации.

Принцип итерации, заложенный в технологии, позволяет проводить структуризацию текста на любом уровне (по мере необходимости).

В заключение следует сказать, что предлагаемая концепция создания информационной технологии для сохранения минерального разнообразия, основанная на принципе первичности информации и вторичности формата, кластерном способе накопления информации и итерационном подходе при обработке информации, дает возможность привести уже оцифрованную разнотипную информацию к единообразию и построить поисковые системы разного уровня. Поисковые системы основаны на взаимосвязях элементов справочников и увязанных с ними записей текстовой информации. Такой подход не требует унификации понятийной базы при первоначальной оцифровке информации. Практическая реализация рассматриваемой концепции показала ее реалистичность. Многие узлы были апробированы на различных типах оцифрованной информации.

Литература

1. *Барахнин В.Б., Федотов А.М.* Построение модели фактографического поиска // Вестник НГУ. Серия: информационные технологии. 2013. Том 11, выпуск 4.

ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ МУЗЕЙ ЦНИГРИ «РУДЫ БЛАГОРОДНЫХ, ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ И АЛМАЗОВ»: ИСТОРИЯ И ПУТИ РАЗВИТИЯ

Т.П. Кузнецова

Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ) Роснедра. Москва, Россия. okt46@mail.ru

Музей ЦНИГРИ «Руды благородных, цветных металлов и алмазов» располагает крупной, не имеющей аналогов, коллекцией пород, руд и минералов, систематизированных по геолого-промышленным типам месторождений благородных, цветных металлов и алмазов России, ближнего и дальнего зарубежья, а также рудопроявлений Мирового океана.

Становление музея тесно связано с историей института, который был основан в 1935 году в составе треста «Золоторазведка» по инициативе выдающегося деятеля и руководителя золотоплатиновой промышленности А.П. Серебровского. Первые экспонаты – самородное серебро, осмистый иридий, россыпное золото, древние золотые украшения и их обломки – были получены, по свидетельству старейшего минералога института Л.А. Николаевой, в сентябре 1935 года от геолога А.П. Смолина. Первым заведующим музеем был назначен В.И. Соболевский. Систематическую коллекцию руд благородных металлов начали создавать в 1937 году в связи с подготовкой к Международному Геологическому конгрессу, который состоялся в СССР. Многочисленные образцы – самородки рудного и россыпного золота, образцы руд с видимым золотом, – поступали от геологов приисков и научных организаций, руководителей «Главзолото»: А.П. Серебровского, Н.Н. Горностаева, Г.Л. Юдина, А.Л. Смолина, И. Ивенсена, И.С. Рожкова, Г.В. Смирнова и других. В 1941 г. институт был эвакуирован из Москвы в западную Сибирь (поселок Макарах). Во время эвакуации экспонаты музея сильно пострадали и частично были утеряны. В 40-х годах коллекция музея пополнялась медленно. Темпы роста ее резко увеличились с созданием отдела минералогии, когда начали проводиться систематические исследования типоморфных особенностей самородного золота (А.И. Фастолович, Д.А. Тимофеевский, И.В. Петровская, С.С. Боришанская, П.С. Бернштейн, Л.А. Николаева, М.Г. Андреева, С.В. Яблокова, А.М. Гаврилов, Л.И. Бочек, Р.А. Амосов и другие).

Первая музейная экспозиция существовала до 1956 года, затем по организационным причинам была законсервирована и помещена в архив. Работы по созданию музейного фонда возобновлены в 1989 году. Существенный вклад в развитие музея внесла большой энтузиаст своего дела А.Г. Волярович.

Новая экспозиция создается с учетом достижений института, постоянно пополняется новыми материалами, совершенствуется и расширяется. В настоящее время в трех залах музея представлена экспозиция, характеризующая руды, вмещающие породы и околорудное пространство ведущих месторождений, систематизированных по геолого-промышленным типам цветных, благородных металлов и алмазов. Основу музейного фонда и главную ценность музея составляет каменный материал – образцы, штуфы, пробы, брикеты пород и руд, а также эталонные коллекции более чем по 500 крупнейшим месторождениям России и мира. Научно-вспомогательный фонд содержит шлифотеку и фототеку (атласы, альбомы, плакаты и т.д.), графические материалы и аналитические данные, дополняющие коллекции по месторождениям и отражает все направления работ, проводимых институтом. Уникальна специализированная коллекция рудного и россыпного золота главных золотоносных провинций России.

В 2002 году Музей присоединился к международному движению «Сохранение минерального разнообразия» (Софийская инициатива 2000 года), что во многом определило пути его дальнейшего развития. В частности, новые музейные коллекции создаются с учетом положений Софийской инициативы. Как отмечает один из основоположников движения М.Н. Малеев, «забота о воспроизводстве научного минералогического знания путем сохранения коллекций, на которых оно было получено, так же важна, как и ответственность перед следующими поколениями в отношении воздуха, воды, минеральных ресурсов» (Maleev, 2007). В этой связи представляется особенно важным одно из новых направлений деятельности Музея – исследование и сохранение архивов и минералогических коллекций выдающихся геологов и минералогов – сотрудников ЦНИГРИ.

Литература

1. *Maleev M.N.* Sustainable development and the mineralogical museums. Abstractsof 4 sumposium «Mineraldiversity: Researchandpreservation». Sofia, 2007.

СЕЛЕНИДЫ И НЕОБЫЧНЫЕ ГЛОБУЛЯРНЫЕ Au-Pd-ФАЗЫ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ СВЕТЛОЕ (КАРЕЛИЯ)

Л.В. Кулешевич, О.Б. Лавров

*Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск, Россия. kuleshev@krc.karelia.ru;
petrlavrov@list.ru*

Сульфидо-селенидная минерализация рудопроявления Светлое (Центральная Карелия) сформировалась на контакте палеопротерозойских основных пород (габбродолеритов, метабазальтов) и карбонатных толщ, имеющих возраст 2.3–2.1 млрд лет. Она приурочена к зоне северо-западного расщепления и Mg-Fe-метасоматоза, наиболее верхней по расположению в метасоматической колонке низкотемпературных щелочных метасоматитов, имеющих возраст ~1.5 млрд лет (Rb-Sr-метод (Кулешевич, 2011)). Формирование оруденения происходило вблизи земной поверхности в зоне окисления и сопровождалось привнесением селена, меди, свинца, благородных металлов, урана и гематитизацией карбонатных толщ.

Маломощная линза метабазальтов среди карбонатов полностью замещается хлоритом. Карбонатные толщи содержат доломит и кальцит. Метасоматиты по карбонатным породам в центральной части колонки изменения содержат кальцит, тремолит, хлорит, метакристаллы пирита. Длина и мощность зоны изменения составляют 400х20 м. Вблизи выхода рудной линзы на поверхность в карбонатной толще развита зона бордовых карбонатов, их образование сопровождается замещением Ca-Fe-Mg доломита кальцитом и обильным выпадением гематита, повышается радиоактивность пород. Рудная зона представляет собой линзу мощностью 0.3–2 м, длиной первые десятки метров. В ней развиты слюды и хлориты, кварц, жильный крупнокристаллический кальцит с клаусталитом, сульфидами меди, зональные почки – срастания клаусталита, урановых минералов. Температура образования метасоматитов, рассчитанная по составу хлорита, ассоциирующего с тремолитом и пиритом, составляет 215–190 °С (геотермометр Катхелинио). В рудной зоне с селенидами обычны хлориты, V-Cr-хлориты, Cr-содержащие слюды, уранинит.

В рудной зоне установлено: Cu 0.3 %, Mn 0.23-0.25%, Cr 0.13-0.18%, Pb от 33 ppm до 0.45%; Se 19-3947 (в ppm данные ICP-MS), V 815-878, Y 360-392, Σ REE 590-664, Co 20-26, Ni 5-13, Ag 2-3, Bi 13-14, U 502-551. В околорудной зоне в карбонатной толще содержание Mn составляет 0.29%; остальных элементов снижается: Cu (в ppm) – 10-58, Cr 8-34, Pb 1-4, Se 0.1-1; V 10-211, Y 1-24, Σ REE 4-150, Ag 0.2, Bi 0.03-4, U 1-5. В тремолит-карбонатных метасоматитах с пиритом незначительно повышается содержание Co – 100 ppm и Ni – 8-35 ppm. Геохимический состав метасоматитов (табл. 1) находит отражение в появлении соответствующих минеральных форм.

В рудной зоне сульфиды представлены халькопиритом, галенитом, борнитом, селениды – клаусталитом PbSe, образующим зональные срастания, реже встречаются Fe-эвкрит Ag(Cu,Fe)Se, лайтакарит Bi₄Se₃, умангит Cu₃Se₂ (T_{обр.} < 143°), тиманнит HgSe (табл. 1, рис. 1/1). В ассоциации с сульфидами меди установлены самородное золото-1 (размером 10-40 мкм, Ag 8-11.78 %), порпечит и купроаурит (рис. 1/2-3, табл. 1). Уранинит образует округлые и неправильные выделения в срастании с клаусталитом и в кальците.

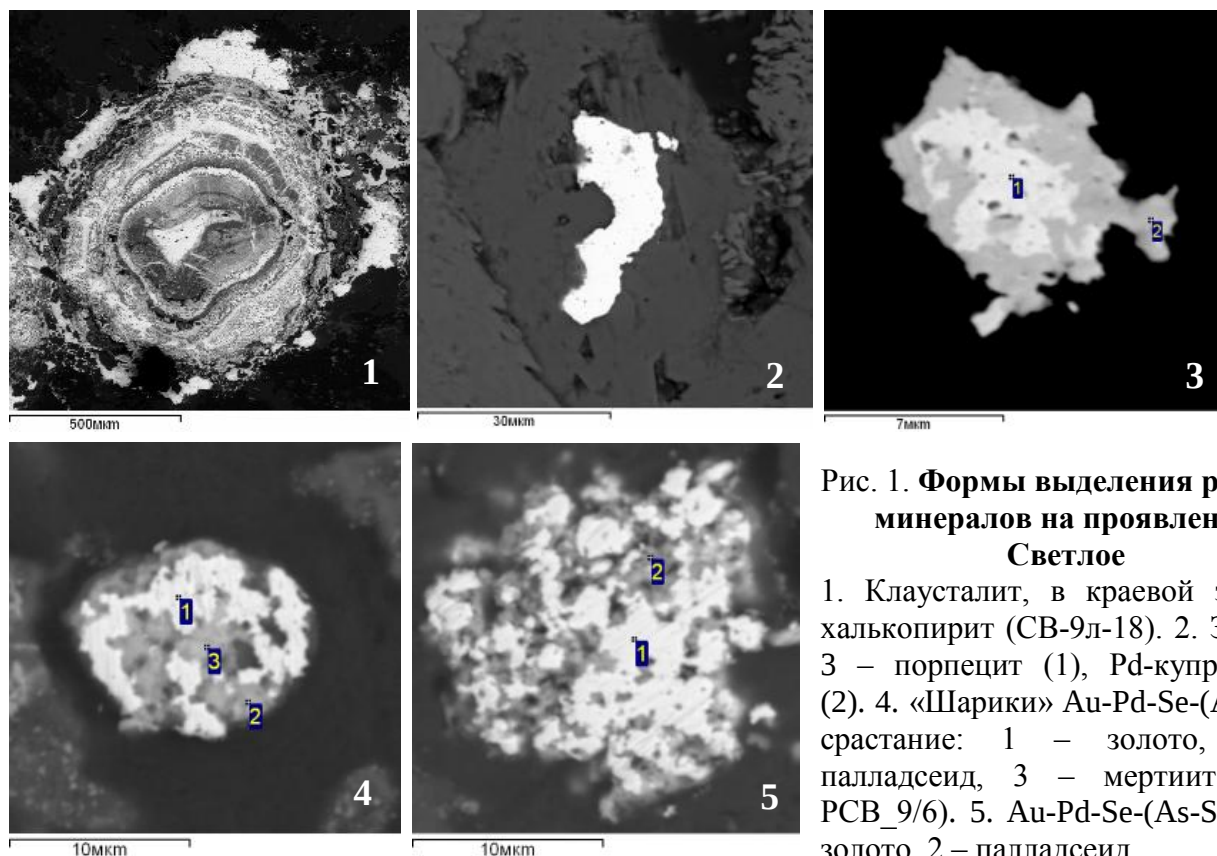


Рис. 1. Формы выделения рудных минералов на проявлении Светлое

1. Клаусталит, в краевой зоне – халькопирит (СВ-9л-18). 2. Золото. 3 – порпекит (1), Pd-купроаурит (2). 4. «Шарики» Au-Pd-Se-(As-Sb)-срастание: 1 – золото, 2 – палладсайд, 3 – мертиит (обр. РСВ_9/6). 5. Au-Pd-Se-(As-Sb): 1 – золото, 2 – палладсайд.

Сульфо-селенидная минерализация в приповерхностной зоне подвержена окислению. При этом образуются натечные почки гематита, игольчатые и радиально-лучистые кристаллы гетита, гидрогетита. Сульфиды меди замещаются халькозином, купритом, а также сульфатами и карбонатами. В халькозине выделяется тонкодисперсный науманнит. Клаусталит замещается молибдоменитом $PbSeO_3$, при этом образуются сложные соединения типа моттрамита $PbCu(V,SeO)_4(OH)_2$, церуссит, гипс, барит. V накапливается в гематите (1.5% V), V и Cr – в хлорите и пластинчатых слюдах, V-Cr-Fe – в гидроксидах, образующих веточки-дендриты, ассоциирующие с Pd-Au глобулами. У накапливается в гидроксидах и слюдах. В рудной зоне при окислении образовались овальные стяжения – «шарики» (размером до 10 мкм), состоящие из тонкодисперсного срастания золота-2 (Ag 8.46%), Au-содержащего палладсеида, изомертиита (рис.1, табл. 1), иногда в срастании моттрамитом.

Форма выделения минералов гидротермальной стадии – прожилковая, кавернозная, «кокардовая», золото-1 образует неправильные зерна. У поздних окисленных ассоциаций – натечная, почковидная, в виде зональных срастаний, дендритовая, игольчатая, рыхлая, порошковая, что характерно для приповерхностных зон окисления, у золота-2 – в виде глобул. Все эти минеральные фазы обеспечили геохимические особенности и повышенные концентрации благородных металлов в рудах, а также выделение данного рудного объекта как Au-Pd-Pb-Cu-Se-U проявления, подобного проявлениям Падминской группы. По данным опробования (проведенным «Невскеология»), для рудопроявления Светлое были установлены концентрации: U 2.16%, Cu 2.7%, Pb 1.45%, Ag 99 г/т, Pd 1.3 г/т, Pt 1.1 г/т; среднее содержание Au 1 г/т (на 0.3 м), максимальное – до 27 г/т (Металлогения Карелии..., 1999, Минерально-сырьевая..., 2005), в ореоле – 0.01 г/т.

Таблица 1.

Селениды, минералы золота и палладия проявления Светлое (мас.%)

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
S		4.09										2.59	
As										3.7	5.77		
Sb										21.47	20.79		
Cu		13.97	53.95				1.82	22.9					
Fe		4.07											
Se	29.98	33.13	46.05	33.66	25.82							26.37	32.07
Pb	70.02												
Ag		44.75				11.78			8.33				1.09
Au						88.22	88.17	67.46	91.67	5.19	7.15	16.64	6.29
Pd							10.02	10.24		69.64	66.29	54.39	59.84
Bi				66.34									
Hg					74.18								
Сумма	100	99.99	100	100	100	100	100	100	100	100	100	99.99	99.29
№ обр./ Уч. ан.	СВ7а /1-1	СВ9- 4/6-1	СВ	СВ- 8/3	РСВ- 9	Ср.	РСВ- 9 Л /8-1	РСВ- 9 Л/ 8-2	Ср.	РСВ- 9/6-3	Ср.	Lav19 17-2	Ср.
N	1	1	1	1	1	2	1	1	23	1	4	1	6

Примечание. 1 – клаусталит PbSe. 2 – эвкайрит Ag(Cu,Fe) (S,Se). 3 – умангит 4 – лайтакарит. 5 – тиманнит. 6 – золото-1. 7 – порпечит. 8 – Pd-купроаурит. Окисленная ассоциация: 9 – золото-2 в глобулах. 10, 11 – Au-содержащий изомертиит. 12, 13 – Au-содержащий палладсеид. 6, 9, 11, 13 – среднее. Состав минералов приведен к 100%.

Литература

1. Кулешевич Л.В., Лавров О.Б., Дмитриева А.В. Геологическое строение и комплексная рудная минерализация Кумсинской структуры. Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск. 2011. С. 127–145.
2. Металлогения Карелии. Петрозаводск. 1999. 340 с.
3. Минерально-сырьевая база Республики Карелии. «Карелия». 2005. 278 с.

РИСКИ ПРИ ОТКРЫТИИ НОВЫХ МИНЕРАЛОВ

В.В. Куликова

Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск, Россия, vkulikova@yandex.ru

Современные технологические возможности создают благоприятные условия для открытия новых минералов на ранее плохо изученных объектах. Однако существуют определенные ситуации, когда многократно «открытый» в разных породах минерал начинает вызывать сомнения как в его природе, так и в составе.

Автором при участии А.Н. Тернового в Институте геологии Карельского НЦ РАН в 2009 г. впервые в России на микроанализаторе «INCA Enerdgy 350» на базе сканирующего электронного микроскопа «VEGA II LSH» обнаружен ярлонгит (или его модификации). Сложно построенные зерна сначала были установлены в разного типа людиковийских образованиях Заонежья (Медвежьегорский р-н РК): на участке Максово в шунгитах (максовитах), там же в вулканогенных туфах со столбчатой отдельностью на контакте с долеритами (диаметр столбиков (карандашей) до 2 см и длина до 12 см), на участке Лебещина, в Прионежье (Прионежский р-н РК) на северном побережье Петрозаводской губы Онежского озера в контактах и непосредственно в хромитсодержащих дайках, рвущих «соломенские брекчии» и др.; в хромитовом горизонте Аганозерского блока Бураковского расслоенного плутона сумийского возраста (Пудожский р-н РК) наряду с зернами хромита, карбида железа, платиноидов и др. В 2011 г. В.В. Куликовой в образце, отобранном ею во время экскурсии в карьере из верхнепермских углеродистых сланцев золото-серебряного месторождения «Наталка» (РиМ, Магаданская обл.), также впервые был найден ярлонгит. Во всех случаях для ярлонгита, как и для зерен «самородных металлов» или карбидов (?) (Fe, FeNi, Co, Cr, FeCr и др.) из разных пород, характерна тонкопластинчатая форма и размеры от 3 до 10 μm . Состав ярлонгита варьировал, как казалось, вследствие методически некорректного определения углерода или непостоянства содержания последнего (Куликова и др., 2010, 2011 и др.).

Ярлонгит установлен сравнительно недавно (Nichengetal., 2008 и др.) в офиолитовых полиформных хромититах Китая в деплетированных гарцбургитах. Большая часть хромититовых тел окружена оболочкой дунитов дискуссионного возраста. В качестве сопутствующих авторы открытия предполагают: алмаз, муассонит, вюстит, иридид?, осмид?, периклаз, хромит, самородное железо, самородный хром, форстерит, хромдиопсид и др., а также карбиды металлов: кохенит, тонгбаит, хамрабаевит и кусонгит, выделенные из образца хромитита. Ярлонгит представлен в виде неравномерных зерен, размером 0.02-0.06 мм, серого цвета, хрупких, с раковистым изломом. Рассчитанная (стандартная?) для этого минерала формула: $(\text{Cr}_4\text{Fe}_4\text{Ni})_9\text{C}_4$. Ярлонгит был зарегистрирован как новый минерал CNMNC (IMA2007-035). Голотип находится в Геологическом музее Китая (№ M11650). Природа минералов карбидов металлов дискуссионна, они имеют разную координационную структуру полимера: тригонально-призматических и октаэдрических многогранников (Nichengetal., 2008 и др.). Ярлонгит относится к первой группе, однако он отличается от других минералов с такой структурой тем, что обычно полимеризация осуществляется двумя тригональными призмами с общими гранями, а в ярлонгите – тремя. Самородные металлы известны издавна и обнаружены (Цельмович, 2012 и многие др.): 1) в метеоритах; 2) в осадках оз. Плещеево (Ярославская обл.) и оз. Б. Ложка (Новосибирская обл.); 3) в материале из кратера Чиксулуб (Мексика); 4) в зювитах Карской астроблемы; 5) в палеозойских вулканитах Дальнего Востока; 6) в образце из S – D1 разреза Подолии (с возрастом 411 Ma); 7) в образце туфов (Кафан, Армения) (158 Ma); 8) в тектитах нижегородского падения (1996 г.); 9) в образце древесины в районе Тунгусского «метеорита» (?) и др. Предполагается (Nichengetal., 2008), что ярлонгит не является эвтектической составляющей для хромититов и что из мантии перенесенные поднимающимся плюмом (напр., Виндибелт?) и затем как

захваченные флюидами, так и расплавами, из которых формировались хромититы (Бураковский плутон?), эти ксенокристы сохранились до настоящего времени.

Однако авторы данной статьи считают возможными также и другие варианты его происхождения, в частности, техногенное, исходя из полученных результатов замеров рамки для удержания образцов: CO_2 – 15.37-23.83; Cr_2O_3 – 14.43-17.01; MnO – 1.07; Fe_2O_3 – 60.65-52.30; NiO – 8.47-6.85. Обращает на себя внимание широкий спектр соотношения этих элементов (за исключением отсутствующего O) в разных образцах, например, модификации $\text{C}_4\text{Cr}_{1.5}\text{Fe}_6\text{Ni}$; $\text{C}_{23}\text{Cr}(\text{Fe},\text{Mn})_5\text{Ni}$; $\text{C}_{26}\text{Cr}(\text{Fe},\text{Mn})_5\text{Ni}$; $\text{C}_7\text{CrFe}_5\text{Ni}$; $\text{C}_5\text{Cr}(\text{Fe},\text{Mn})_5\text{Ni}$; $\text{C}_7\text{Cr}(\text{Fe},\text{Mn})_5\text{Ni}$; $\text{C}_{25}\text{CrFe}_5\text{Ni}$; $\text{C}_9\text{Cr}(\text{Fe},\text{Mn})_5\text{Ni}$; $\text{C}_7\text{Cr}(\text{Fe},\text{Mn})_5\text{Ni}$ и др.

Литература

1. Куликова В.В., Куликов В.С., Бычкова Я.В. Тэнит + камасит в шунгитах Заонежья как индикаторы космического события (?) // Материалы 11-й международной конференции «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле». Москва – Борок, 11–15 октября 2010 г. М. 2010. С. 165–170.
2. Куликова В.В., Куликов В.С., Терновой А.Н., Бычкова Я.В. Новые для ЮВ Фенноскандии минералы как возможные свидетели палеопротерозойского космического события // VIII Всероссийская Ферсмановская научная сессия «Минералогия, петрология и полезные ископаемые Кольского региона». Апатиты: К & М, 2011. С. 100–115.
3. Куликова В.В., Куликов В.С., Бычкова Я.В. Ярлонгит – загадка происхождения // <http://www.minsoc.ru/2012-1-59-0>, с. 163–165.
4. Цельмович В.А. О метеоритном происхождении самородных металлов в осадочных породах // Диагностика вулканогенных продуктов в осадочных толщах: Материалы Российского совещания. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2012. С. 190–193.
5. Nicheng S., Wenji B., Guowu L., Ming X., Qingsong F., Jingsui Y., Zhesheng M. and He R. Yarlongite: A New Metallic Carbide Mineral // ACTA GEOLOGICA SINICA. Feb. 2008. Vol. 83. №1. P. 52–56.

О КОРУНДЕ РАССЛОЕННОГО ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВОГО КИЙОСТРОВСКОГО МАССИВА

В.В. Куликова, В.С. Куликов

Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск, Россия, vkulikova@yandex.ru

В 1988–1989 гг. В.В. и В.С. Куликовыми впервые было установлено, что на островах Пурлуда, Кийостровский архипелаг, обнажается расслоенный интрузив, породы которого, как предполагается, образуют единый массив на площади 40х20 км. Кийостровский расслоенный мафит-ультрамафитовый массив является частью плутона, состоящего, предположительно, из разрозненных над поверхностью Белого моря островов, сложенных магматическими породами следующего состава (с СВ на ЮЗ, предположительно, вкрест простирания): 1) анортозиты и габбронориты (о-в Пурлуда), 2) габбро и амфиболиты (о-ва Шоглы), 3) лейкогаббро – расслоенная серия (о-в Кий), 4) ультрабазиты (Фересовы Луды). Кийостровский архипелаг (о-ва Кий, Фересовы Луды, Крестовый) представляет собой нижнюю часть интрузива. По профилю Фересовы Луды – Кийостров выделяется пять зон разной мощности (снизу вверх): 1) перидотиты с кристаллами вторичного ортопироксена размерами до 5х10 см (около 80 м); 2) горнблендиты по пироксенитам (до 10 м); 3) расслоенная серия: габбронорит – лейкогаббро (50 м); 4) амфиболизированный габбронорит, ортоамфиболит (> 100 м); 5) расслоенная серия горнблендит – лейкогаббро. Кровля и подошва разреза не обнажены. Массив в значительной степени метаморфизован и по тектоническим зонам пронизан метасоматитами в виде мелкокристаллических скоплений зеленого цоизита (в жилах мощностью до 20 см до 2х10 см), на острове Кий прорван жилами пегматитов с гигантскими кристаллами микроклина, альбита и биотита. По всей площади массива развиты «жилы» (?) гранатовых амфиболитов или скопления гранатов по метаморфизованным основным породам. На острове Пурлуда развиты гранаты двух разновидностей: а) в виде скоплений, цепочек и отдельных ограненных зерен с оторочками в срастании с моноклинным пироксеном, плагиоклазом и амфиболом, пронизанные пироксеном; б) в виде сплошных скоплений, реже в зернистых агрегатах и очень редко в виде отдельных кристаллов в ассоциации с амфиболом, пироксеном, скаполитом и плагиоклазом. Метаморфические комплексы относятся к полициклическим и полихронным образованиям амфиболитовой, реже гранулитовой фации повышенных давлений.

Таблица 1.

**Химический состав вмещающего корунды амфиболита по габбро-нориту
Кийостровского расслоенного интрузива**

№ анализа амфиболита	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	p.p.p.	P ₂ O ₅	ATM	MgO
8958a	50.24	0.31	17.12	1.10	4.96	0.114	10.40	12.20	1.83	0.31	0.11	1.24	0.06	55	10.53
8958б	50.16	0.26	17.68	1.27	4.53	0.108	9.72	12.68	1.88	0.32	0.15	1.09	0.06	68	9.81
8958в	50.76	0.27	13.74	1.93	5.46	0.138	13.60	10.86	1.25	0.25	0.20	1.15	0.06	51	13.8
8958-1	49.62	0.28	17.14	1.27	5.24	0.118	10.10	12.20	1.85	0.34	0.20	1.32	0.06	61	10.23

Корунды острова Кий расположены вблизи контакта габбро с ультрабазитами Фересовых луд в 10-метровой зоне метасоматитов по габбро состава: моноклинный амфибол, диопсид, розовый корунд, диаспор, маргарит, мусковит, кианит, сфен, хлорит-слюдистый агрегат, эпидот, рудные. Корундовая минерализация здесь обычно приурочена к зоне контакта кислых (метаморфических или магматических) пород с основными породами и прослеживается в виде дискретных проявлений на протяжении нескольких сотен километров. Более поздними являются мощные до 10 м жилы гигантозернистых пегматитов, секущих метасоматиты. Визуально корунды представлены отдельными кристаллами или сростками размером до 1х0.3 см малинового и розового цвета с отчетливыми гранями,

которые обычно замещаются диаспором, маргаритом и мусковитом (рис 1). Авторами при участии А.Н. Тернового в Институте геологии Карельского НЦ РАН на микроанализаторе «INCA Endergy 350» на базе сканирующего электронного микроскопа «VEGA II LSH» выполнены замеры некоторых минералов, в том числе и корундов.

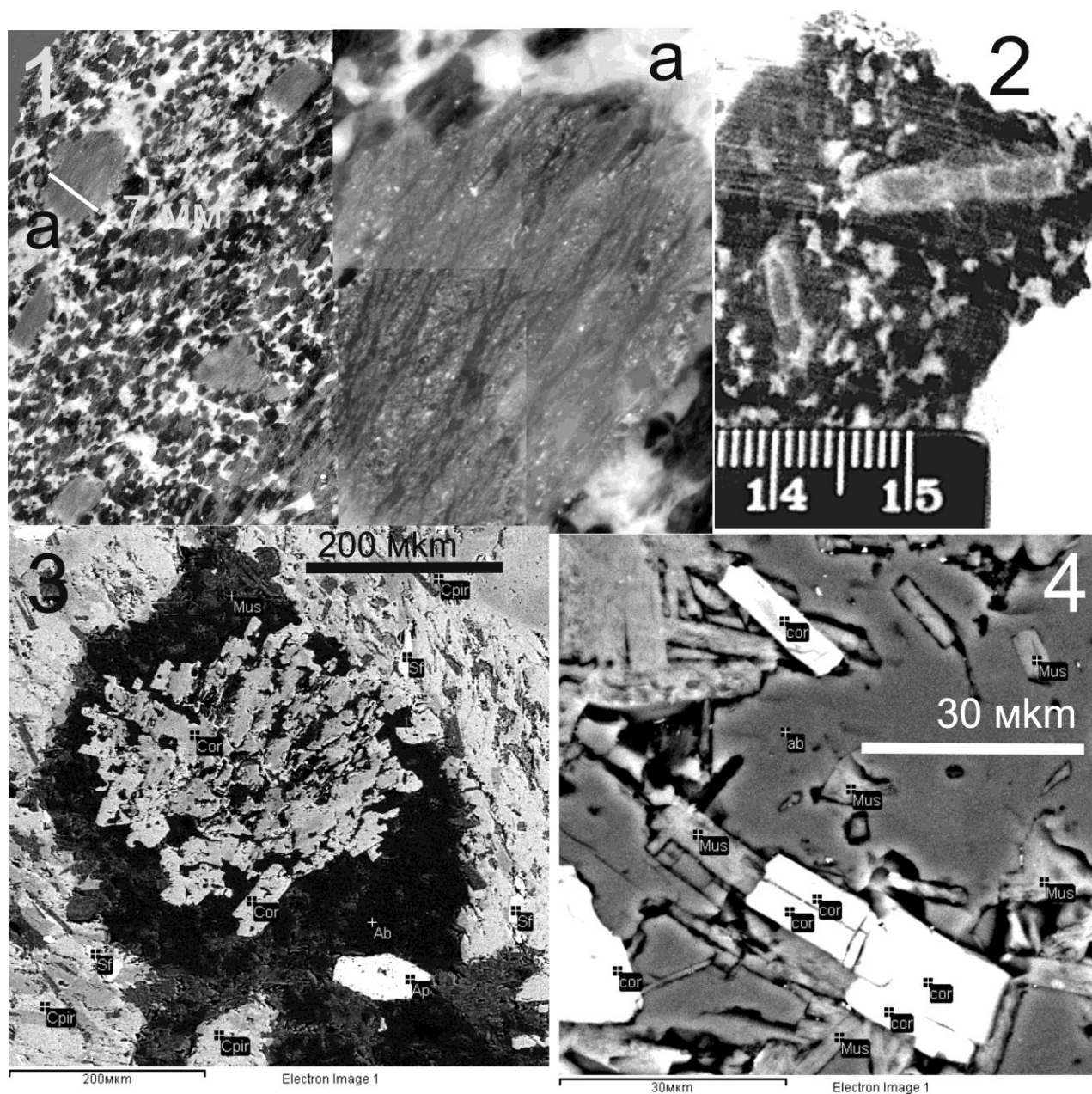


Рис. 1. 1:1 – Кристаллы корунда в сростке в амфиболите; 1:a – то же, увеличен; 2 – отдельный кристалл с оболочкой из маргарита и др.; 3 – сросток под микрозондом; 4 – таблитчатые кристаллы корунда (?).

Состав непосредственно минерала на микрозонде не доступен для определения, поскольку он находится в оболочке (?): Al_2O_3 – 28.55-24.90; SiO_2 – 39.56-38.36; CaO – 24.84-23.51; Fe_2O_3 – 12.31-7.06. (рис. 1:4).

О генезисе корундов Беломорья существует несколько гипотез.

Возраст (2360 млн лет) пегматитов, прорывающих интрузив в центральной части острова Кий, позволяет относить массив к сумийскому возрасту. По исследованиям А.И. Слабунова с коллегами (Слабунов и др., 2006), возраст одной из популяций цирконов оценивается в 2441 ± 51 млн лет и интерпретируется как время магматической стадии формирования массива, а самой молодой связано с влиянием свекофеннских процессов, отвечающих $206\text{Pb}/238\text{U}$ возрасту – 1998 млн лет. Возраст корундовых проявлений – 1,9-1,8 млрд лет (Высоцкий и др., 2014 и др.).

Литература

1. *Высоцкий С.В., Яковенко В.В., Игнатьев А.В., Веливецкая Т.А., Нечаев В.П.* Изотопный состав кислорода как индикатор генезиса рубинов и сапфиров // Вестник ДВО РАН. 2014. № 4. С. 25–31.
2. *Куликов В.С., Куликова В.В., Шарков Е.В., Бычкова Я.В., Чистяков А.В.* Новые данные по геологии Кийостровского расслоенного интрузива (Онежская губа Белого моря) // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерогения. Материалы научной конференции. Петрозаводск: Карельский научный центр. 2005. С. 212–216.
3. *Куликов В.С., Куликова В.В., Кевлич В.И., Кукушкина П.И., Трошкова Р.А.* Палеопротерозойский Кийостровский расслоенный интрузив и специфика некоторых метаморфических минералов в нем (Онежская губа Белого Моря) // Материалы XIV Геол. Съезда Республики Коми. Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России. Т. II. Сыктывкар. Геопринт. 2004. С. 106–109.
4. *Слабунов А.И., Куликова В.В., Степанов В.С., Куликов В.С., Матуков Д.И., Кевлич В.И.* U-Pb геохронология (данные ионного микрозонда SHRIMP-II) цирконов Кийостровского расслоенного массива Беломорского подвижного пояса и корреляция палеопротерозойского магматизма юго-восточной части Фенноскандинавского щита // Материалы III Российской научной конференции по изотопной геохронологии «Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма». 6–8 июня 2006 г. Москва, т. 2. ИГЕМ РАН. М.: 2006. С. 281–286.

ВЫДАЮЩИЕСЯ ИССЛЕДОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ В МАТЕРИАЛАХ РУДНО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО МУЗЕЯ ИГЕМ РАН – ЛИЧНОСТИ И РЕЗУЛЬТАТЫ

К.В. Лобанов¹, А.Я. Докучаев¹, Г.-Р. Крехан², В.Н. Смольянинова¹,
А.В. Каргин¹, Е.В. Юткина¹, М.К. Суханов¹

¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и
геохимии РАН, Москва, Россия. E-mail: dok@igem.ru

² Геолог-геохимик, Магдебург, ФРГ. E-mail: krehahn@kabelmail.de

Рудно-петрографический музей ИГЕМ РАН (Музей ИГЕМ) основан в 1930 году академиком Ф.Ю. Левинсоном-Лессингом на базе Ленинградского Геологического Музея им. Петра Великого АН СССР – ранее Санкт-Петербургского Императорского Минералогического и геологического музея им. Петра Великого, созданного на основе геологических коллекций Минерального кабинета Кунсткамеры (ныне Музея антропологии и этнографии им. Петра Великого РАН в Санкт-Петербурге). Ф.Ю. Левинсон-Лессинг в Музее ИГЕМ сформировал мемориальные и тематические коллекции, сопровождающиеся архивными документами (пояснительными записками, геологическими схемами, ведомостями и др.) на русском, немецком и итальянском языках. Это коллекции: горных пород полярных районов Сибири по данным экспедиций 1885–1902 гг. (Э.В. Толль, А.А. Бунге, А.А. Бялыницкий-Бируля, К.А. Воллосович и др.); горных пород по результатам кругосветного путешествия (1826–1829 гг.) на военном шлюпе «Сенявин» под командованием капитана Ф.П. Литке (А.Ф. Постельс); датированных продуктов (начиная с 1630 года) извержений вулкана Везувий (Карл Ванотти, 292 обр.); датированных (начиная с 1535 года) лавовых потоков вулкана Этна (Марио Джемелларо, 186 обр.), а также многие другие.

Основоположником систематической петрографической коллекции Музея ИГЕМ является академик В.И. Вернадский (Каталог «Геологический музей имени Петра Великого Императорской Академии наук. Систематическ. петрографическая коллекция»). Первыми образцами, которые вошли в систематическую петрографическую коллекцию, были его собственные образцы (запись номер 1: «Нордмаркит. В.И. Вернадский. Петрографическая коллекция, собранная в Норвегии, в окрестн. Христиании. Поступила в Музей в 1908 г.») (рис. 1).

В этот же каталог вошли образцы горных пород полярных районов Сибири, собранные Э.В. Толлем и А.А. Бунге в ходе экспедиций 1885–1886 гг. и Русской полярной экспедиции под руководством Э.В. Толля в 1900–1902 гг. (запись номер 99: «Мелкозернистый диабаз. Таймыр, Кузькин о-в. Коллекция Э.В. Толль. Описана О.О. Баклунд. Записки И. Академии Наук. VIII серия по физико-математическому отделению. Т. XXI. № 6. 1916 г.») (рис. 1).

А.А. Бунге пригласил Э.В. Толля, который защитил кандидатскую диссертацию по зоологии в Дерптском университете, в экспедицию в район Верхоянска и на Новосибирские острова. По результатам этой экспедиции (1885–1886 гг.) было составлено геологическое описание Новосибирских островов и побережья Восточно-Сибирского моря, собраны коллекции ископаемых животных и растений – около 2,5 тыс. экспонатов.

Э.В. Толль с 1887 по 1896 г. служил в Минералогическом музее Императорской Академии наук. Директором музея был его дядя – академик Ф.Б. Шмидт, непосредственно отвечавший за организацию Русской полярной экспедиции (РПЭ). РПЭ имела для России важное геополитическое значение и находилась под высочайшим покровительством президента Императорской Академии наук великого князя Константина Романова.

В силу уже приобретенного полярного опыта Э.В. Толль был лучшим кандидатом, который мог возглавить РПЭ. В архивных материалах Музея ИГЕМ хранится прошение

Э.В. Толля на имя Ф.Б. Шмидта, в котором он, в частности, пишет (сохранена авторская орфография): «...Имею честь доложить Вашему Превосходительству, что я не в силах долгие исполнить обязанности ученого хранителя Минералогического Музея Императорской Академии Наук... Не имея не единого помощника, на одних моих плечах лежат следующие обязанности: хранение, приведение в порядок и научная обработка богатых сибирских коллекций, поднятие музея вообще на более достойный уровень; кроме того ожидается от меня еще подробный отчет о последней экспедиции, порученной мне Академией Наук в 1893 году... Ввиду того я имею честь обратиться к Вашему Превосходительству с покорнейшей просьбой сделать распоряжение об увольнении меня от службы Императорской Академии Наук. Барон Э. Толь, ученый хранитель Минералогического Музея Импер. Академии Наук. Ст. Петербург. 11го Сентября 1896 года.». Академик Ф.Б. Шмидт удовлетворил прошение Э.В. Толля и всесторонне способствовал своему племяннику в организации РПЭ в районы полуострова Таймыр и на Новосибирские острова. В архивах Музея ИГЕМ хранятся документы Э.В. Толля на немецком языке – письма, адресованные Ф.Б. Шмидту с первой (1900–1901 гг.) и второй (1901–1902 гг.) зимовок яхты «Заря», а также более ранние открытки из Норвегии, в которых Э.В. Толль информировал Ф.Б. Шмидта о ходе подготовки экспедиции. Значительная часть собранных РПЭ на Новосибирских островах образцов была обнаружена уцелевшим ее участником лейтенантом А.В. Колчаком, возглавившим полярную спасательную операцию, организованную Императорской Академией наук с целью выяснения судьбы пропавших групп Э.В. Толля и А.А. Бялыницкого-Бирули на острове Беннетта (май – август 1903 г.).

РПЭ (1900–1902 гг.) положила начало комплексному освоению арктических морей и суши. По результатам ее работ О.О. Баклундом и К.А. Воллосовичем была составлена первая геологическая карта полуострова Таймыр и острова Котельный. В частности, РПЭ были проведены исследования в области метеорологии, океанографии, земного магнетизма, гляциологии, физической географии, ботаники, геологии, палеонтологии, этнографии.

РПЭ проводилась также в интересах военно-морского флота: кроме поисков новых земель, полярники разыскивали выходы каменного угля, что было важно для обеспечения кораблей, идущих с Запада на Камчатку и во Владивосток Северным морским путем. «Между прочим, я тут [на острове Котельный] нашёл хорошие прослой триасовых углей, на склонах и еще больше на берегу моря. От запасов угля зависит успех следующего года и курс [экспедиции]» (из письма Э.В. Толля академику Ф.Б. Шмидту, Нерпичья губа у острова Котельный, 75° 22' СШ, 137° 16' ВД, 26 октября – 08 ноября 1901 г.).

Для освоения Северного морского пути была организована Гидрографическая экспедиция Северного Ледовитого океана (ГЭСЛО) под руководством старшего лейтенанта Б.А. Вилькицкого на ледокольных пароходах «Вайгач» и «Таймыр», намеченная на период 1910–1915 гг. и укомплектованная боевыми моряками. План ГЭСЛО был разработан при активной роли Императорской Академии наук и участников РПЭ – лейтенантов А.В. Колчака и Ф.А. Матисена, в частности, с целью доставки с острова Беннетта образцов пропавшей группы Э.В. Толля.

Экспедиция ГЭСЛО стала первым прохождением Северного морского пути (из Владивостока в Архангельск), открыла в Новосибирском архипелаге остров Жохова, а также Землю Императора Николая II (ныне Северная Земля), что стало последним значительным географическим открытием. В 1914 году ГЭСЛО вывезла с острова Беннетта 4 ящика и корзину с образцами Э.В. Толля, часть из которых находится в Музее ИГЕМ.

В архивных материалах и электронной базе данных Музея ИГЕМ также хранятся:

- Коллекция образцов РПЭ, в сборе которой непосредственное участие принимали Э.В. Толль, А.А. Бялыницкий-Бируля, К.А. Воллосович и А.В. Колчак.

- Коллекция образцов экспедиции ГЭСЛО (Б.А. Вилькицкий, Л.М. Старокадомский и др., 1911–1915 гг.) – 40 образцов и шлифов, в том числе онкилонит с острова Вилькицкого и шлифы с Северной Земли.

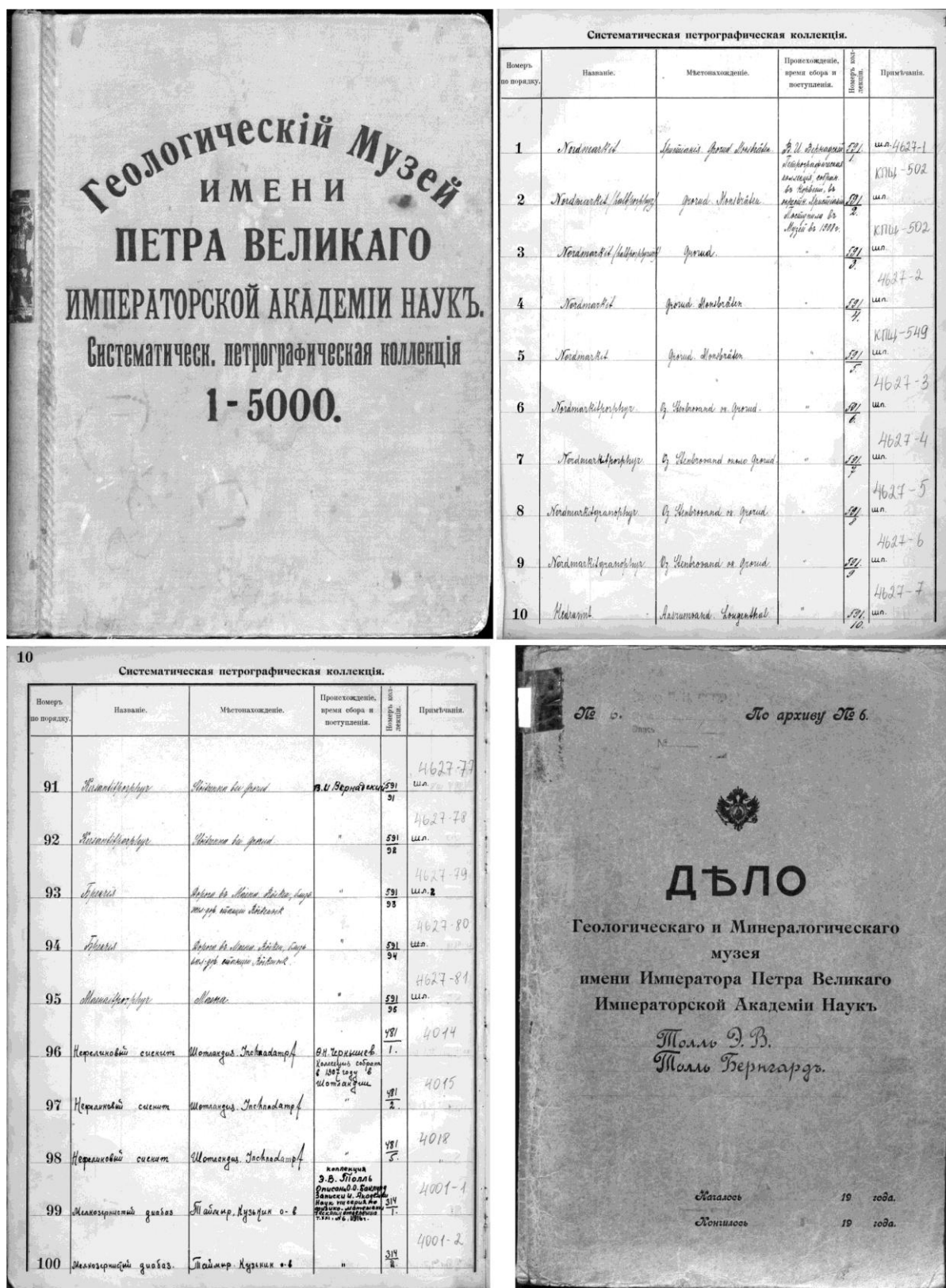


Рисунок 1. Документы из Рудно-петрографического музея ИГЕМ РАН.

- А также коллекции образцов выдающихся ученых, исследовавших остров Шпицберген, арктические районы России (побережье и острова) и акваторию Баренцева моря: Баклунда О.О., академика – 737 обр. (Полярный Урал, 1909 г.; Шпицберген, Канада – совместно с Ф.Н. Чернышевым, 1899–1901 гг.; Урал, 1902 и 1916 гг.; Якутия, 1905 г.; Вост.

Сибирь – совместно с И.П. Рачковским, 1915 г.; и др.); Рихтера Г.Д., д.г.н., профессора – 121 обр. (Кольский п-ов – оз. Имандра, Мончетундра и др.); Иванова Л.Л., минералога, профессора – 50 обр. (Новая Земля, 1912 г.); Лавровой М.А., д.г.-м.н., профессора – 113 обр. (Новая Земля, побережье Белого моря, 1920-е гг.); Ермолаева М.М., д.г.-м.н., профессора – 127 обр. (Новосибирские о-ва); Самойловича Р.Л., д.г.н., профессора – 30 обр. (в т.ч. 20 обр. – Новая Земля, 8 обр. – дно Баренцева моря, 2 обр. – Земля Франца-Иосифа); Обручева С.В., чл.-корр. АН СССР – 30 обр. (Колыма); Толмачева И.П., учёного хранителя Геологического музея Имп. АН – ~200 обр. (Колыма), более 200 обр. (побережье Восточно-Сибирского моря), 2 обр. (Таймыр); Алёшкова А.Н., д.г.-м.н. – 43 обр. (Полярный Урал); Керцелли С.В., естествоиспытателя – 18 обр. (Большеземельская тундра, о-ва Колгуев, Вайгач, Югорский шар, 1908 г.); Журавского А.В., биогеографа, основателя первого научного учреждения в Приполярье – Печорской естественно-исторической станции РАН – 7 обр. (Большеземельская тундра) и большой архив документов; Свицина А.А., горного инженера, первым производившего разведку на медь на Новой Земле – 40 обр. (Новая Земля, 1912 г.); Клёновой М.В., д.г.-м.н., одной из основательниц морской геологии в СССР – 11 обр. (дно Баренцева моря, 1923–1924 гг.); Кулика Л.А., минералога и исследователя метеоритов – 61 обр. (о. Вайгач и др., 1929); Старокадомского Л.М., военного врача на «Таймыре» – 14 обр. (Новосибирские о-ва, 1914–1915 гг.), 30 обр. – совместно с Б.А. Вилькицким (Таймыр, Северная Земля); Черского И.Д., географа, геолога, палеонтолога – 31 обр. (долина р. Колыма); Виттенбурга П.В., д.г.-м.н., профессора – 127 обр. (побережье Кольского п-ва); Куплетского Б.М., петрографа, д.г.-м.н. – ~1200 обр. (в т.ч. о. Вайгач, Югорский п-ов, Кольский п-ов, Карелия и побережье Белого моря); Белянкина Д.С., академика – 60 обр. (побережье Белого моря, 1922–1924 гг.) и материалы многих других выдающихся ученых и полярных исследователей, в том числе сотрудников ИГЕМ РАН.

Электронная база данных Музея ИГЕМ позволяет в интерактивном формате систематизировать образцы по месту отбора и авторам коллекций, сопоставлять характеристики образцов, отобранных в ходе различных экспедиций, а также реконструировать исторические геологические маршруты освоения Российской Арктики и других регионов мира.

МОРФОЛОГИЯ И СОСТАВ СОЛЕВЫХ ВЫЦВЕТОВ НА ПАМЯТНИКАХ АРХИТЕКТУРЫ

Р.В. Лобзова¹, Е.И. Антонова¹, О.В. Каримова¹

1 ГосНИИР, 2 ИГЕМ РАН

Солевые выцветы исследовались на примере архитектурных сооружений Московского Кремля, соборов Георгиевского и Троицкого г. Юрьев-Польской, палат Постникова в Пскове и др. памятников.

В зависимости от материала кладки и экологических условий существования памятников на наружных стенах, в подклете, в интерьере и архитектурном декоре были определены различные минералы.

Так, на западном портале Успенского собора Московского Кремля на белом камне, в шовных растворах, штукатурке и под красочным слоем были обнаружены агрегаты галита, а в коррозионной выемке северной стены около северного портала были определены сульфаты – тенардит и мирабилит, в фундаменте – гипс, в интерьере – галит, оксиды и сульфаты железа. Последние приурочены к контакту цементных швов или белого камня с чугунными плитами пола, окрашивая их в различные тона охр. Любопытное наблюдение было сделано сотрудниками собора во время школьных зимних каникул 2016 года, когда менее чем за неделю черный чугунный пол интерьера приобрел охристый цвет из-за новообразований, возникших в результате окисления чугуна под действием нового антигололедного реагента, которым была обработана соборная площадь.

При реставрации подклета Благовещенского собора на белокаменных блоках и шовных растворах местами были видны скопления мелких кристаллов сульфатов и хлоридов, а в апсидной части – местами сплошным налетом покрывающих стены ниже уровня вымостки песчаником соборной площади.

В Архангельском соборе солевые выцветы отмечались как снаружи на белокаменных цокольных блоках, порталах, так и в интерьере, в частности на надгробных плитах Великих князей Ивана III, Ивана II и в меньшей степени Василия III, расположенных на солее у южного входа и надгробий вдоль северного входа.

В подклете церкви Ризоположения, где хранятся средневековые архитектурные белокаменные детали, наше внимание привлекла стоящая около окна закладная строительная плита со Спасской башни с латинской надписью ее изготовителя Пьетро Антонио Соляри. В 1949 г. она была демонтирована со Спасской башни и была заменена новой. На оборотной стороне исторической плиты выкристаллизовались игольчатые кристаллы ярозита, дифрактограмма которого отвечала эталонному ярозиту.

В изученных нами ранее объектах соборов Юрьева-Польского был иной состав высолов, что связано как с различием кладочных материалов, так и с изменением экологии окружающей среды, связанной с красильным производством. В интерьере собора определены были Mg-содержащие высолы, представленные сульфатами, а так же хлоридами (штукатурка), и гидрокарбонатами (корки под чугунными плитами на песчаной засыпке пола).

В интерьере палат Постникова (Псков) при реставрации нижнего этажа, использовавшегося для хранения пороха и других военных припасов, на стенах были обнаружены значительные количества сульфатов и нитратов натрия и калия, в том числе афтиталита.

В подклете Троицкого собора (г. Астрахань) на стенах, сложенных валунами различных пород, были обнаружены щетки волокнистого гипса (кристаллы до 2 см) на растворах, скрепляющих валуны.

СТРУКТУРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ФУНКЦИОНАЛЬНЫХ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ МАТЕРИАЛОВ

И.П. Макарова, Е.В. Селезнева, В.В. Гребенев, В.А. Коморников, А.Л. Васильев

*Институт кристаллографии им. А.В. Шубникова ФНИЦ «Кристаллография и фотоника»
РАН, Москва, Россия. makarova@crys.ras.ru*

Изучение особенностей атомного строения веществ является важнейшей фундаментальной задачей с целью создания в дальнейшем функциональных материалов с прогнозируемыми характеристиками. Структурные исследования являются центральным звеном при установлении взаимосвязи между составом, структурой и свойствами кристаллов. Проведение структурных исследований с использованием взаимодополняющих рентгеновских, нейтрон-дифракционных и электронномикроскопических методов позволяет определить структуру исследуемых материалов с высокой степенью надежности, выявить тонкие детали структурных перестроек при изоморфных замещениях, фазовых переходах.

Растущие темпы энергопотребления стимулируют интерес во всем мире к разработкам альтернативных источников энергии. Топливные элементы, основным компонентом которых является протонообменная мембрана, обеспечивают прямое преобразование химической энергии в электрическую. Многообещающее направление связано с созданием материалов для мембран, работающих при $T \approx 150\text{--}400\text{ }^{\circ}\text{C}$ (при этих температурах достигается наибольшая эффективность топливных элементов).

Из известных материалов таким требованиям удовлетворяют кристаллы $M_mH_n(AO_4)_p \cdot xH_2O$ ($M = K, Rb, Cs, NH_4$; $A = S, Se, P, As$). Суперпротонная проводимость этих материалов связана с их структурными особенностями и не зависит от влажности, влияния легирующих добавок или дефектов реальной структуры. Полученные данные об этих кристаллах позволяют сделать вывод о различных структурных механизмах изменений их физических свойств: формирование динамически разупорядоченной системы водородных связей (Макарова, 2015), образование многофазного состояния (Макарова, 2015), диффузия воды, формирование частично разупорядоченной системы водородных связей с дополнительными позициями для атомов водорода, образование каналов для движения ионов M (Makarova et.al, 2014, Dmitricheva et.al, 2014), статистическое замещение групп AO_4 и уменьшение числа Н-связей (Makarova et.al, 2016).

В результате впервые проведенных исследований водно-солевой ростовой системы $K_3H(SO_4)_2 - (NH_4)_3H(SO_4)_2 - H_2O$ обнаружено, что замещение калия несколькими процентами аммония ($\approx 3\%$) достаточно для принципиального изменения аномально медленной кинетики структурных фазовых переходов в результате появления дополнительных водородных связей и изменения анизотропии координационного окружения атомов.

Впервые проведенное изучение системы $CsH_2PO_4 - CsHSO_4 - H_2O$ (рис. 1) (Makarova et.al, 2016) позволило определить условия получения и вырастить новые кристаллы $Cs_3(HSO_4)_2(H_2PO_4)$ [5], $Cs_4(HSO_4)_3(H_2PO_4)$ [6] и $Cs_6H(HSO_4)_3(H_2PO_4)_4$ (Makarova et.al, 2016). Установлено, что различие свойств кристаллов $Cs_3(HSO_4)_2(H_2PO_4)$ и $Cs_4(HSO_4)_3(H_2PO_4)$, включая кинетику структурных фазовых переходов, обусловлено статистическим замещением тетраэдров PO_4 / SO_4 и уменьшением числа водородных связей (Makarova, Grebennev et.al, 2016). Уникальные по структуре кристаллы $Cs_6H(HSO_4)_3(H_2PO_4)_4$ переходят в фазу с высокой проводимостью при относительно невысокой температуре $\sim 120\text{ }^{\circ}\text{C}$, и суперпротонная фаза сохраняется при охлаждении достаточно долго без существенного снижения проводимости.

Работа выполнена в рамках НИР «Развитие и применение методов диагностики неорганических, органических и биоорганических материалов с использованием рентгеновского и синхротронного излучений, электронов и нейтронов» при финансовой поддержке по Программе фундаментальных исследований ОФН РАН «Физика новых материалов и структур» и стипендии Президента РФ № СП-1445.2016.1.

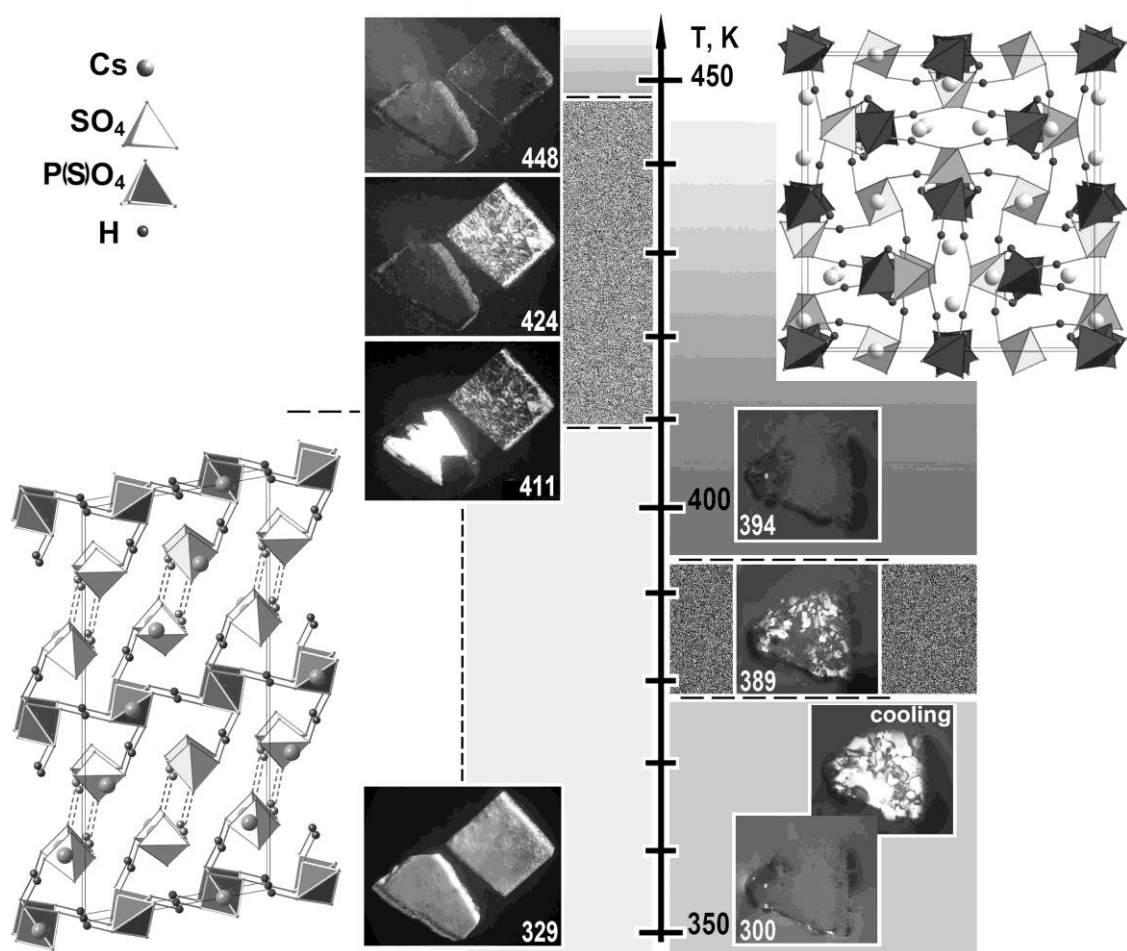


Рис. 1. Кристаллы системы $\text{CsH}_2\text{PO}_4\text{--CsHSO}_4\text{--H}_2\text{O}$: схема структурных фазовых переходов с микрофотографиями кристаллов $\text{Cs}_3(\text{HSO}_4)_2(\text{H}_2\text{PO}_4)$ и $\text{Cs}_4(\text{HSO}_4)_3(\text{H}_2\text{PO}_4)$ (слева) и $\text{Cs}_6\text{H}(\text{HSO}_4)_3(\text{H}_2\text{PO}_4)_4$ (справа), а также структура кристаллов.

Литература

1. Макарова И.П. Суперпротоны – кристаллы с перестраивающимися водородными связями. // Физика твердого тела. 2015. Т. 57(3). С. 432-439.
2. Макарова И.П., Гребенев В.В., Васильев И.И., Дмитричева Е.В., Коморников В.А., Долбинина В.В. Исследования структуры монокристаллов $\text{Cs}_3(\text{HSO}_4)_2(\text{H}_2\text{PO}_4)$. // Кристаллография. 2015. Т. 60(4). С. 552-561.
3. Макарова И.П., Гребенев В.В., Васильев И.И., Дмитричева Е.В., Коморников В.А., Долбинина В.В., Михейкин А.С. Структура монокристаллов $\text{Cs}_4(\text{HSO}_4)_3(\text{H}_2\text{PO}_4)$. // Кристаллография. 2016. Т. 61(1). С. 24-30.
4. Dmitricheva E.V., Makarova I.P., Grebenev V.V., Dolbinina V.V., Verin I.A. Growth, structure and properties of $(\text{K}_{1-x}(\text{NH}_4)_x)_9\text{H}_7(\text{SO}_4)_8 \cdot \text{H}_2\text{O}$ crystals. // Solid State Ionics. 2014. V. 268. P. 68-75.
5. Makarova I., Grebenev V., Dmitricheva E., Dolbinina V., Chernyshov D. $\text{K}_9\text{H}_7(\text{SO}_4)_8 \cdot \text{H}_2\text{O}$ crystals – a new representative of the family of solid acid conductors. // Acta Cryst. B. 2014. V. 70(2). P. 218-226.
6. Makarova I., Grebenev V., Dmitricheva E., Vasiliev I., Komornikov V., Dolbinina V., Mikheykin A. Structure and properties of $\text{Cs}_3(\text{HSO}_4)_2(\text{H}_2\text{PO}_4)$ and $\text{Cs}_4(\text{HSO}_4)_3(\text{H}_2\text{PO}_4)$ single crystals. // Acta Cryst. B. 2016. V. 72(1). P. 133-141.
7. Makarova I., Selezneva E., Grebenev V., Komornikov V., Vasil'ev A. Structure and properties of new crystals in $\text{CsHSO}_4\text{--CsH}_2\text{PO}_4\text{--H}_2\text{O}$ system. // Ferroelectrics. 2016. V. 500. P. 1-13.

МУЗЕЙНЫЕ СОБРАНИЯ КАК ЧАСТЬ ЭЛЕКТРОННОЙ БИБЛИОТЕКИ «НАУЧНОЕ НАСЛЕДИЕ РОССИИ»

И.Г Малахова

Геологический институт РАН, Москва, России. mig@ginras.ru

Электронная библиотека «Научное наследие России» (ЭБ) является целевой научной программой РАН с 2007 г. Технология и программное обеспечение были разработаны сотрудниками Межведомственного суперкомпьютерного центра РАН, Вычислительного центра им. А.А. Дородницына РАН и Библиотеки по естественным наукам РАН.

ЭБ находится в открытом доступе в Интернет (<http://e-heritage.ru>) и содержит биографические сведения об ученых, полнотекстовые публикации, информацию архивов и музеев.

Первый опыт размещения музейной информации был предпринят сотрудниками отдела истории геологии Государственного геологического музея им. В.И. Вернадского РАН (с 2015 г. – Геологического института РАН).

Большой опыт научных исследований в области истории геологических знаний (с 1949 г.) и огромный объем накопленных данных сделали неизбежным выход в информационное пространство для раскрытия информации широкому кругу пользователей.

Сотрудничество историков геологии с ЭБ началось в 2008 г. В зону ответственности входит пополнение контента информационными материалами по истории геологических наук: подготовка научных биографий, размещение полнотекстовых публикаций и фотографий. В настоящее время в распоряжении пользователей ЭБ находится 1150 трудов по геологическим наукам.

В 2010 г. строка главного меню ЭБ расширилась за счет включения блока «Музейные предметы». Был сформирован раздел «Естественноисторические коллекции», который представлен в настоящее время материалами из фондов Государственного геологического музея им. В.И. Вернадского РАН и Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана РАН:

- ❖ исторические минералогические коллекции
- ❖ монографические палеонтологические собрания
- ❖ минералы, описанные в публикациях
- ❖ подборка минералов, названных именами ученых

Все музейные предметы имеют инвентарные номера, снабжены описаниями и фотографиями, связаны с именами натуралистов, коллекционеров и ученых, а также (по возможности) с конкретными публикациями. Исторические коллекции описаны специалистами музеев, предоставивших собрания для размещения в ЭБ.

Музейная информация органично вписалась в информационный ресурс и стала существенным научным и эстетическим дополнением контента ЭБ.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ МУЗЕИ В ИНТЕРЕСАХ УСТОЙЧИВОГО РАЗВИТИЯ

М.Н. Малеев

Фонд «Земля и люди», София, Болгария. maleevm@abv.bg

«Устойчивое развитие», «Устойчивое благоденствие» – наиболее часто употребляемое сочетание слов последних лет, начиная с 1992 года. Независимо от подъемов и спадов интереса к нему, оно остается, есть и будет важнейшим условием для выживания человеческой цивилизации. Трехсотлетний юбилей Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана РАН, когда к нему направлены взгляд и внимание самых высоких институций России, есть уникальная возможность представить место минералогических музеев в усилиях общества построить справедливый мир Устойчивого развития (УР), который обеспечивает Устойчивое благоденствие не только человеческому роду, но и всем формам жизни на Земле. Эта расширенная формулировка ответственности не только перед настоящим поколением, но и перед грядущими поколениями не нова для музейных работников, которые соизмеряют свою работу многими поколениями вперед. Свидетельство этому и сам отмечаемый сегодня юбилей.

Настоящий доклад имеет цель осмыслить традиционные деятельности минералогических музеев в свете принципов устойчивого развития, перевести на понятийный аппарат минералогии и минералогических музеев постановки УР, которые непрерывно обогащаются новыми подходами и инициативами. Имеет смысл также попытка разыскать в трудах великих учителей-минералогов идеи и подходы, способы их мышления, которые позволили бы нам решить современные проблемы. Обзор экспозиций Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана показывает, что все они несут знания о минеральном царстве и прямо или косвенно льют воду на мельницу устойчивого развития. Недостаточно представлено техногенное минеральное сырье, как для привлечения внимания исследователей к нему, так и для представления для исследования образцов охарактеризованного сырья. Комплексное освоение минерального сырья, как и проблемы радиоактивных отходов, – редкие гости в минералогических музеях. Открытым для минералогических музеев является новый подход «От колыбели до колыбели», в котором еще на этапе проектирования исключено образование отходов. Включение некоторых отходов в категорию избыточного (термин А.Е. Ферсмана), невостребованного на сегодняшний день сырья – неиспользованный резерв горнодобывающих предприятий, который может быть реализован с помощью исследователей-минералогов. В последние годы в литературе по устойчивому развитию уделяется большое внимание вопросу об увеличении производительности ресурсов как важного фактора для устойчивого использования ресурсов. Впервые этот подход был детально разработан в одном из последних докладов Римскому клубу «Фактор четыре» Вайцеккера и Левинсов. Его суть – потреблять в два раза меньше природного сырья, а производить продукцию с большей в два раза стоимостью. Такой подход позволяет смягчить в значительной мере угрожающие прогнозы «Пределов роста» Доннелы Медоуз с соавторами 1972 года. Для минерального сырья пропагандирован А.И. Гинзбург, который приравнивал по эффективности нахождение нового применения сырья открытию нового месторождения. В Болгарии он был предложен под названием «раскрытие генетических возможностей минерального сырья» в 80-х годах прошлого века в концепции создания Института прикладной минералогии при болгарской АН. Примеров различной производительности минеральных ресурсов – великое множество. Начиная от драгоценных камней и кончая флюоритом, мусковитом, кварцем, цеолитами. Эта благодатная тема для экспозиции минералогических музеев и частных коллекций – «профессии» минеральных индивидов в жизни человека, начиная от «минералогических моцартов» и кончая рядовыми представителями и «безработными» невостребованными минералами.

Минералогам предстоит осмыслить актуальную постановку в литературе по устойчивому развитию о бесплатных услугах природы, которые по стоимости превосходят стоимость общего товарного продукта всего человеческого общества. Ожидает своего часа и вопрос о собственности на природу и о человеке. Кто он, собственник или пользователь и что из этого следует?

Минералогические музеи имеют широкий всеохватывающий взгляд на каменный мир и могут содействовать формированию мировоззрения и ценностей у людей, соответствующие обществу устойчивого развития. Более того, в них могут выкристаллизоваться вопросы, формирующие фундаментальный статус минералогической науки, как и собственный предмет исследования, наряду с традиционными обсуживающими функциями. Замечательные по глубине выводы по этим вопросам А.В. Сидоренко остаются вызовом всей минералогической общественности.

Наряду с минералогической интерпретацией постановок УР следует говорить и о собственно музейных задачах. Кажутся важными следующие из них:

1. Софийская инициатива сохранения минерального разнообразия, которой посвящены семь международных симпозиумов в Софии с опубликованными научными трудами. Она аналог инициативы сохранения биоразнообразия. И минералогическим музеям и частным коллекционерам следует ясно понимать и неустанно повторять, что они сохраняют для настоящего и будущих поколений фрагменты исчезнувшей природы, которые составляют минеральный генетический фонд Земли.

2. Эффективный способ преемственности и воспроизводства минералогического знания. Устойчивое развитие минералогической науки невозможно без сохранения коллекций, на которых получены существенные результаты и которые имеют значительный эвристический потенциал. Здесь ответственность ложится на конкретного исследователя, который предоставит настоящим и будущим последователям свою научную минеральную коллекцию.

Опубликованные труды и отчеты без каменного материала, на котором они получены, недостаточны для воспроизводства знания и неформальной преемственности. Это относится в особенности к редкому или уникальному каменному материалу, собираемому в течение десятилетий. Возможный способ – составление научного каталога коллекции с использованием современных электронных технологий. Предоставление дубликатов коллекции музеям или исследователям, как и возможность получать временно для исследования образцы из основной коллекции, сохраняемой в музее, – возможно, новый способ эффективной преемственности. Автору известен только один пример научного каталога минеральной коллекции. Составленный в начале прошлого века Н.И. Кокшаровым научный каталог кристаллов топазов, сохраняемых в Музее Горного института в Санкт-Петербурге. Как пример приводится научный каталог коллекции по теме «Совместный рост сферокристаллов», продолжающей и дополняющей классические работы А.В. Шубникова и Ю.М. Дымкова.

В заключительной части, но, наверное, на первом месте по важности следует поставить вопрос о духовной зрелости общества для целей УР. Триумфирующие сегодня в общественном сознании ценности потребительского общества с соответствующей нравственностью и мировоззрением не позволяют говорить об активной и успешной работе в интересах УР. Следует культивировать новую экогуманистическую нравственность. Один из путей – через красоту минералов и любовь к камню и Земле. Каждый из общающихся с камнями в зале минералогического музея или перед витриной и полкой коллекционера минералов чувствует и сохраняет в себе особую атмосферу, создаваемую минеральной коллекцией. Эта особая атмосфера созидает людей мира устойчивого развития, и, наверное, она составляет важнейший вклад минералогических музеев и частных коллекций в интересы устойчивого развития.

САМООРГАНИЗАЦИЯ ГЛОБУЛЯРНЫХ СТРУКТУР МИНЕРАЛОВ – НЕОТОКИТА, ГЕТИТА, ГЕМАТИТА, ОПАЛА И ГИАЛИТА

М.Н. Малеев

Фонд «Земля и люди», София, Болгария. maleevm@abv.bg

Самоорганизованные глобулярные структуры минералов встречаются в природе исключительно редко. Исключением является глобулярный опал, составляющий силикагель и благородный опал. Получение последнего искусственно в больших объемах дало старт буму исследовательских работ по фотонным кристаллам. Автором обнаружены разнообразные глобулярные структурные конструкции: цепочки, прямолинейные и изогнутые, ленты и слои из глобул, ажурные конструкции из цепочек, полнейшие упаковки и иерархические структуры – плоские диски и сферы, что позволяет предположить их более широкое распространение в природе. По своей сути это новый надатомный и надмолекулярный уровень организации минерального вещества. Цель работы – привлечь внимание исследователей по минеральному материаловедению, как и онтогенистов, в надежде создать возможность разработки новых методов получения фотонных кристаллов. Не меньшее значение имеет систематизация типов агрегации минерального вещества с целью наполнения содержанием закона агрегации Наумана, сформулированного в самом общем виде. Регулярные глобулярные структуры обнаружены для следующих минералов.

Неотокит из Кремиковского месторождения в Болгарии – гипергенный минерал, встречающийся совместно с гетитом, сидеритом, родохрозитом, оксидами марганца. Образует различные типы выделений, среди которых иризирующие ярким зеленым, синим и красным цветом, достигающие 5 мм в поперечнике. Исследование в СЭМ при увеличении в 10000 раз (рис. 1) показывает правильную упаковку из сфер с разнообразными дефектами – вакансиями, заменой периодичности в чередовании слоев, укладкой цепочек сфер большего размера, чем преобладающие. Наряду с регулярными упаковками наблюдаются неотокиты с неправильными хаотично расположенными округлыми формами, как и бесструктурные образования.

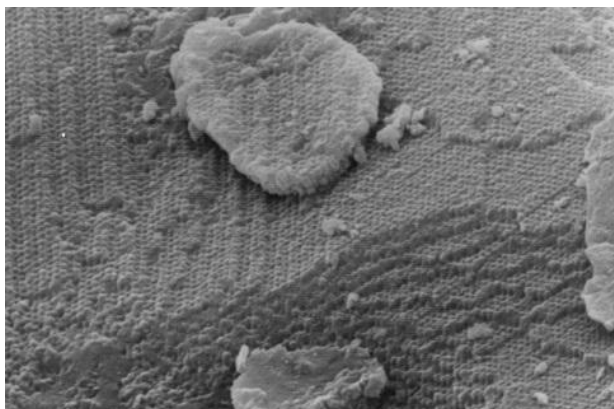


Рис. 1. Структура благородного опалоподобного неотокита

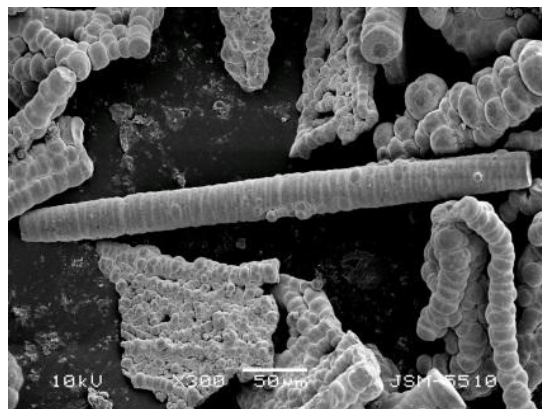


Рис. 2. Цепочечные и слоистые структуры гетита

Гетит, Кремиковское м-е. Глобулярные формы встречаются в полостях почковидных агрегатов гетита, лепидокрокита и гематита, как и в виде остовов псевдосталактитов различных минералов. Глобулы формируют цепочки, ленты, стержни из сросшихся лент, ажурные конструкции из цепочек, плоские слоистые агрегаты (рис. 2). Рост глобул продолжался после их агрегации, и форма глобулы становится плоской, дисковидной. Для плоских форм агрегации глобул характерна различная величина сросшихся сфер.

Многократное зарождение глобул обуславливает различный диаметр сфер в разных структурах. Глобулы имеют волокнистую структуру, ясно видимую на сколах.

Гематит, Кремиковское м-е. Наблюдаются регулярные глобулярные структуры двух типов: цепочки, ленты, слои из макроглобул, нарастающие на поверхность почковидных агрегатов гематита, аналогичные отмеченным формам гетита, и крупные фотонные сферокристаллы, слагающие почковидные блестящие корки. Визуально и при изучении в бинокулярную лупу сферокристаллы обнаруживают радиально-волокнистое строение. При изучении в СЭМ волокна показывают глобулярное строение, при котором толщина волокон формируется несколькими сросшимися параллельными волокнами (рис. 3). В редких случаях наблюдается глобулярное строение поверхности почек и их послойный рост (рис. 4).

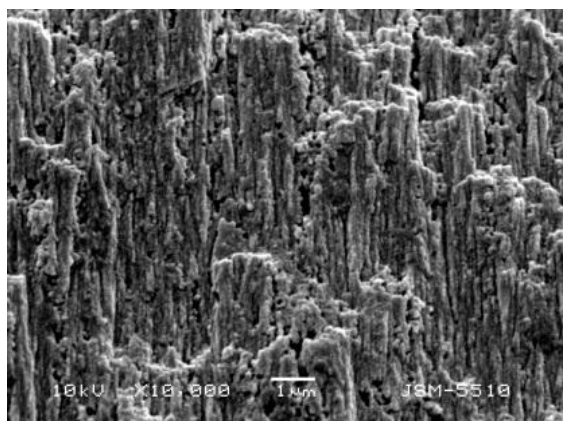


Рис. 3. Глобулярное строение волокон почек гематита

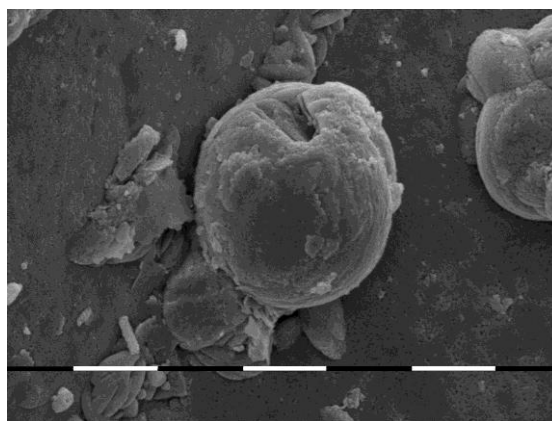


Рис. 4. Глобулярная поверхность нарастания почки гематита

В одних и тех же образцах гематита наряду с фотонными сферокристаллами встречаются еще два типа сферокристаллов гематита, образованных при расщеплении монокристалльного зародыша. Фотонные сферокристаллы – ростовые образования, сформированные послойным ростом наночастиц гематита. В толстых корках из переслаивающихся слоев почковидного гетита и гематита наблюдаются зоны совместного роста сферокристаллов гетита и гематита с коническими формами, аналогичными формам, описанным для уранинита и халцедона.

Молочный опал, м-е Звездел, Вост. Родопы. Агатовые миндалины часто обнаруживают периферические белые зоны из морденита, опала и халцедона. Опал и халцедон макроглобулярного строения – халцедон-сферолиты; опал – глобулярный и сферолитовый. Глобулярный опал имеет иерархическое строение (рис. 5).

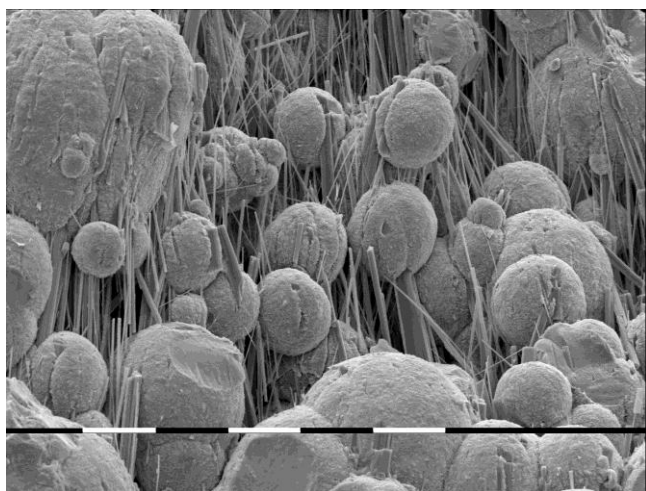


Рис. 5. Глобулярный опал с морденитом

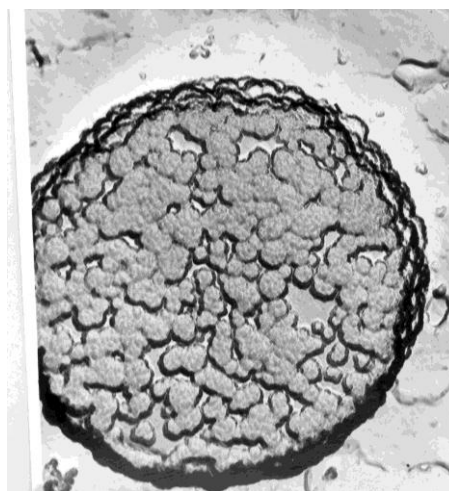


Рис. 6. Плоский округлый агрегат гиалита иерархического строения

Гиалит. Тонкие островковые пленки гиалита размером 30х20х2 мм, образованные поверхностными водами, наблюдаются на современных поверхностях скола миндалин агатов м-я Звезд. Изучение платино-углеродных реплик в ТЭМ показало иерархическую структуру гиалита, состоящую из следующих трех уровней (рис. 6):

- наноглобулы диаметром 20-50 нм;
- сферы правильной формы диаметром 100-200 нм второго иерархического уровня, состоящие из наноглобул;
- округлые плоские структуры третьего порядка диаметром 1.5-3.0 мкм, составленные из сфер второго иерархического уровня. При агрегировании гиалита отдельные уровни могут быть пропущены.

Возможные исследования глобулярных структур в будущем связаны с выяснением природы глобул, сил, действующих между ними при агрегации, соотношения с другими формами нахождения соответственного минерала, места в общем процессе минералообразования, их синтезом. Вероятно, некоторые из них окажутся фотонными кристаллами.

Самоорганизованные глобулярные структуры минералов наряду с фибриллярными структурами более распространены в природе, чем кажется. Богатая «жатва» новых примеров может ожидаться при ревизии коллоидных минералов современными методами исследования. Выяснение их онтогенеза будет весомым вкладом минералогов в фундаментальную и прикладную науку.

КОНТРАСТНЫЕ МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ ПЛАТИНОИДОВ КЛИНОПИРОКСЕНИТ-ДУНИТОВЫХ МАССИВОВ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ И СРЕДНЕГО УРАЛА

**К.Н. Малич¹, И.Ю. Баданина¹, В.В. Кнауф², С.Ю. Степанов¹, А.А. Степашко³,
С.М. Туганова⁴, В.В. Хиллер¹**

1 Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия. E-mail: dunite@yandex.ru

2 ЗАО «НАТИ», Санкт-Петербург, Россия. natires@natires.com

3 Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, Хабаровск, Россия. ctanan@yandex.ru

*4 Всероссийский научно-исследовательский геологический институт, Санкт-Петербург,
Россия. dunite2009@rambler.ru*

Большинство ультрамафитовых комплексов зонального типа сосредоточено в России (Восточной Сибири, Урале и Дальнем Востоке). Их характерный признак – дунитовые «ядра» с клинопироксениновыми оторочками. С зональными массивами ассоциируют различные по масштабу россыпные месторождения платиноидов, в которых железо-платиновые сплавы, как правило, доминируют над другими минералами платиновой группы (МПГ). В нашем сообщении сопоставлены оригинальные данные по геохимии и минералогии платиноидов хромититов на примере Кондерского, Нижнетагильского, Светлоборского и Гулинского клинопироксенин-дунитовых массивов, с которыми связаны уникальные россыпные месторождения платиноидов (Золоев и др., 1999; Малич, 1999; Россыпные месторождения России..., 1987 и др.).

Для минералого-геохимического исследования хромититов и платиноидной минерализации использованы методы, включающие сканирующую электронную микроскопию, микрорентгеноспектральный анализ, изотопное разбавление и масс-спектрометрию с ионизацией в индуктивно-связанной плазме (ID ICP-MS) после разложения хромититов при высоком давлении. Для извлечения аксессуарных МПГ из хромититов использована особая технология минералогических работ (ррт-минералогия), имеющая метрологическое обеспечение и обладающая высокой минералогической чувствительностью.

Хромититы Кондерского и Нижнетагильского массивов обладают умеренными и повышенными концентрациями платиноидов (~0.5 и 1.5-2.7 г/т, соответственно). Хромититы Светлоборского массива характеризуются наиболее высокими содержаниями элементов платиновой группы (ЭПГ), которые варьируют от 2.5-5 г/т до 10-40 г/т. Иридиево-платиновая специализация хромититов изученных массивов образует характерный «М-образный» тип распределения хондрит-нормированных содержаний ЭПГ. Отличительной особенностью хромититов Гулинского массива является преобладание тугоплавких ЭПГ (Os, Ir и Ru) над легкоплавкими платиноидами (Rh, Pt и Pd). Подобный характер распределения платиноидов близок таковому подиформных хромититов из мантийных разрезов дунит-гарцбургитовых массивов. Начальный Os-изотопный состав исследованных хромититов характеризуется незначительными вариациями ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}=0.1217-0.1257$).

Подавляющее большинство МПГ хромититов Кондерского, Нижнетагильского и Светлоборского массивов образованы железо-платиновыми сплавами, которые преобладают над другими МПГ. Химический состав Pt-Fe сплавов Кондерского и Нижнетагильского массивов близок к стехиометрии Pt_2Fe (где Pt = сумме ат.% ЭПГ; Fe = сумме ат.% железа, меди и никеля), а также соответствует по номенклатуре Л. Кабри и К. Фезера (Cabri, Feather, 1975) тетраферроплатине (PtFe) или промежуточному члену твердых растворов ряда тетраферроплатина (PtFe) – туламинит ($\text{PtFe}_{0.5}\text{Cu}_{0.5}$). Минерал со стехиометрией Pt_2Fe не известен в синтетической системе Pt-Fe. Однако природные Pt-Fe твердые растворы с химическим составом, близким к Pt_2Fe , характерны для зональных ультрамафитовых комплексов, офиолитовых массивов и дифференцированных ультрамафит-мафитовых интрузивов (Служеникин, 2000; Cabri et al., 1996; Malitch, Thalhammer, 2002 и др.).

Химический состав Pt-Fe сплавов Светлоборского массива близок к стехиометрии Pt_3Fe , а также соответствует туламиниту ($PtFe_{0.5}Cu_{0.5}$) или тетраферроплатине ($PtFe$). Среди МПГ хромититов Гулинского массива доминируют минералы тугоплавких платиноидов, представленные Ir-содержащим осмием и лауритом.

Наличие включений Os-Ir сплавов в Pt-Fe минералах Кондерского, Нижнетагильского и Светлоборского массивов, а также соотношения фаз равновесия Os-содержащих сплавов, основанные на бинарной системе Os-Ir (Massalski, 1993), определяют их как наиболее высокотемпературные образования в ультрамафитах. Отличительной особенностью минеральных ассоциаций платиноидов Светлоборского массива является широкое развитие промежуточных разновидностей сульфидов ряда лаурит-эрликманит (RuS_2 - OsS_2), кашинит-боуит (Ir_2S_3 - Rh_2S_3) и Ir-Rh тиошпинелей ряда купроиридсит ($CuIr_2S_4$) – купрородсит ($CuRh_2S_4$), свидетельствующими о высокой активности серы в процессе платиноидного рудообразования.

Таким образом, минеральные ассоциации платиноидов соответствуют выявленным геохимическим особенностям ЭПГ хромититов. В хромититах Кондерского, Нижнетагильского и Светлоборского клинопироксенит-дунитовых массивов преобладают Pt-Fe сплавы, среди которых доминируют высокотемпературные железистая платина и изоферроплатина. Наложенный низкотемпературный парагенезис МПГ хромититов представлен твердыми растворами ряда тетраферроплатина – туламинит. Для хромититов Гулинского массива характерно преобладание Os-Ir сплавов и лаурита над другими МПГ. Пониженные относительно хондритового универсального резервуара ($CHUR=0.12863 \pm 0.00046$, Chen et al., 1998) значения $^{187}Os/^{188}Os$ хромититов указывают на субхондритовый источник рудного вещества.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (грант 16-05-00967-а).

Литература

1. Золотов К.К., Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Малахов И.А., Мардиросьян А.Н., Хрынов В.Н. Платинометальное оруденение в геологических комплексах Урала. Екатеринбург: ОАО «Уральская геологосъемочная экспедиция», 2001. 199 с.
2. Малич К.Н. Платиноиды клинопироксенит-дунитовых массивов Восточной Сибири (геохимия, минералогия, генезис). СПб: СПб. картографич. фабрика ВСЕГЕИ, 1999. 296 с.
3. Россыпные месторождения России и других стран СНГ (минералогия, промышленные типы, стратегия развития минерально-сырьевой базы) // Под ред. Н.П. Лаверова, Н.Г. Патык-Кара. М.: Научный мир, 1997. 479 с.
4. Служеникин С.Ф. Малосульфидное платиновое оруденение в дифференцированных базит-гипербазитовых интрузивах Норильского района. Автореферат дис. ...канд. геол.-мин. наук. Москва, ИГЕМ РАН, 2000. 26 с.
5. Cabri L.J., Feather C.E. Platinum-iron alloys: nomenclature based on a study of natural and synthetic alloys // Canadian Mineralogist. 1975. V. 13. P. 117-126.
6. Cabri L.J., Harris D.C., Weiser T.W. Mineralogy and distribution of platinum-group minerals (PGM) placer deposits of the world // Exploration and Mining Geology 1996. V. 5. P. 73-167.
7. Chen J.H., Papanastassiou D.A., Wasserburg G.J. Re-Os systematics in chondrites and the fractionation of the platinum-group elements in the early solar system // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1998. V. 62. P. 3379-3392.
8. Malitch K.N., Thalhhammer O.A.R. Pt-Fe nuggets derived from clinopyroxenite-dunite massifs, Russia: a structural, compositional and osmium-isotope study // Canadian Mineralogist. 2002. V. 40. P. 395-418.
9. Massalski T.B. (ed.) Binary Alloy Phase Diagrams. Materials Park (Ohio): ASM Intern., 1993. 2224 p.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ КОЛЛЕКЦИЯ Л.П. ПРОХОРОВОЙ (НАЧ. XX в.)

Е.Л. Минина

Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия.
e.minina@sgm.ru

В архиве Российской академии наук хранятся письма ученицы А.Е. Ферсмана – Л.П. Прохоровой. Письма о минералах, путешествиях и о жизни. А минералы из ее коллекции находятся в Государственном геологическом музее им. В.И. Вернадского РАН. Л.П. Прохорова (ур. Ушкова) (1882-после 1927) была дочерью крупного фабриканта П.К. Ушкова – пионера химической промышленности России. Заводы Ушковых на р. Каме были устроены по последнему слову техники: на производстве использовались паровые машины, работающие на нефтепродуктах. П.К. Ушков владел также несколькими рудниками на Урале (Серафимовским, Колтыбаевским и др.). Знакомство Лидии с камнем произошло еще в детском возрасте: отец привозил ей «цветные камушки» из своих поездок по Уралу. В окрестностях Елабуги были собраны первые образцы ее коллекции.

В конце XIX в. Ушковы переехали в Москву. В 1902 г. Л.П. Ушкова была выдана замуж за сына текстильного магната Н.К. Прохорова, который принадлежал к одной из самых известных московских купеческих династий – основателей Трехгорной мануфактуры. Л.П. Ушкова посвятила себя семье, но при этом находила время для своего увлечения. Путешествуя по Европе, она посетила наиболее интересные геологические объекты и месторождения: Везувий, Эйфель, Фрайберг. Покупка минералов была одним из главных способов пополнения коллекции. Л.П. Прохорова состояла в Уральском обществе любителей естествознания. Бывая на Урале, она посетила многие значимые месторождения. В Ильменах, откуда Л.П. Прохорова привезла образцы нефелина «разведки Алексата П.К.», она познакомилась с учениками В.И. Вернадского: П.К. Алексатом, В.И. Крыжановским и уральским «горщиком» Г.А. Китаевым, у которого впоследствии часто покупала коллекционные образцы. В Москве Л.П. Прохорова посещала лекции на естественном отделении Народного университета им. А.Л. Шанявского. Лекции молодого профессора А.Е. Ферсмана пользовались большим успехом у слушателей. В 1914 г. А.Е. Ферсман ознакомился с коллекцией Л.П. Прохоровой. С этих пор он стал ее бессменным консультантом по планированию минералогических экскурсий. Л.П. Прохорова брала частные уроки минералогии у Б.П. Кротова (1882-1974) по новым методам минералогических исследований. Другим ее репетитором был Н.М. Федоровский.

Значительная часть коллекции собрана лично Л.П. Прохоровой. Каждый год она совершала геологические экскурсии, самой экзотической была поездка в Японию весной 1916 г. Результатом путешествия стало пополнение коллекции более 150 образцами из 80 местонахождений Японии. А.Е. Ферсман дал Л.П. Прохоровой рекомендательное письмо к профессору Джимбо из университета Токио. *«Многоуважаемый Александр Евгеньевич! На днях вернулась из Японии, из красивой, интересной Японии. Путешествие великолепно, страшно интересно. Буду рада с вами повидаться и поделиться впечатлениями. Джимбо очарователен, очень был любезен ходил со мной на одну экскурсию на пегматитовую жилу... Ужасно хочется вас видеть и показать вам свои покупки. Сегодня устраиваю выставку для своих знакомых всех вещей, привезенных из Японии, конечно, красуются и все японские минералы. Если будете в Москве и не зайдете ко мне, очень обидите меня. 30 окт. 1916 г.»* (Письма Прохоровой, 1915-1927).

Коллекция Л.П. Прохоровой была известна как среди минералогов, так и любителей камня. Среди посетителей домашнего музея были В.И. Вернадский, Н.М. Федоровский. Упоминания о коллекции можно встретить в монографии А.Е. Ферсмана «Драгоценные камни СССР»: *«Лучшие граненые камни со ст. Полдневой мне известны в частном собрании*

Л. Прохоровой в Москве». Там же упоминание об эвклазе из россыпей р. Каменки: «эвклаз синевато-зеленый, густой, размером 1,8 x 1,2 x 0,8 см» (Ферсман, 1962).

Весной 1918 г. были национализированы мануфактуры и все имущество Прохоровых, тогда же была экспроприрована минералогическая коллекция. Заботясь о ее сохранности, Л.П. Прохорова видела ее в составе Геологического музея Академии наук, о чем не раз писала В.И. Вернадскому и А.Е. Ферсману. До 1921 г. коллекция хранилась в Ссудной кассе (Гохране), а в 1922 г. поступила в музей Московской горной академии благодаря хлопотам Н.М. Федоровского и Д.Н. Артемьева. В процессе экспроприации и передачи были изъяты самые ценные образцы: кристаллы эвклаза из Бразилии и Ильменских гор, драгоценные камни (Минина, 2013).

Летом 1918 г. семья Прохоровых уехала в Крым, они поселились в Алуште на даче родственников фабрикантов Стахеевых. В январе 1921 г. сотрудники ВЧК арестовали и расстреляли мужа Л.П. Прохоровой и старшего сына Константина, которому едва исполнилось 18 лет. Л.П. Прохорова устроилась секретарем геологической и археологической экспедиции при государственной мастерской Наркомпроса Крыма.

В 1922 г. Л.П. Прохорова вернулась в Москву и поступила внештатным сотрудником в Институт «Литогеа», созданного в 1910 г. В.В. Аршиновым. Она переводила научную литературу, писала обзоры и статьи, по поручению А.Е. Ферсмана вместе с его учеником В.И. Соболевским (1892-1974) работала над справочником по минералогии: *«В лице Соболевского нашла великолепного помощника. Именно то, что мне было нужно. Его работа страшно интересует, и он со всей своей энергией и жизнерадостностью принялся за дело»* (Письма Прохоровой, 1915-1927). «Литогеа» был преобразован в Институт прикладной минералогии, во главе которого встал хорошо знакомый Л.П. Прохоровой Н.М. Федоровский. Весной 1925 г. она была уволена из Института. Оставшись без средств к существованию, Л.П. Прохорова эмигрировала в Берлин. Она продолжала переписку с А.Е. Ферсманом и выполняла его разовые поручения: составляла сводки о добыче полезных ископаемых в Германии, реферировала научную литературу. Л.П. Прохорова мечтала создать в Берлине представительство Бюро обмена минералами и Треста «Самоцветы»: *«Мои последние планы таковы: просить Самоцветы ассигновать сумму на аренду и устройство магазина, где можно было бы торговать как изделиями самоцветов, а также минералами Бюро обмена, тут же продавать русские книги по естественным наукам, также журнал «Минеральное сырье и его переработка».* Планы Л.П. Прохоровой так и не были воплощены в жизнь. В октябре 1927 г. Сергей Котков, муж старшей сестры Л.П. Прохоровой, отправил А.Е. Ферсману письмо с просьбой о помощи. Дальнейшая судьба Л.П. Прохоровой неизвестна.

Политические потрясения и личная трагедия не сломили Л.П. Прохорову, ее интереса к науке и желания идти вперед. Ее любовь к минералогии была безусловной, она с одинаковым трепетом относилась как к своей коллекции, так и минералам, собранным для Академии наук. Потеряв свою коллекцию, она больше всего беспокоилась о том, чтобы ее любимые минералы попали в бережные и профессиональные руки.

Литература

1. Минина Е.Л. Минералогическая коллекция Л.П. Прохоровой. М.: Изд-во «Олеабук», 2013. 144 с.
2. Ферсман А.Е. Избранные труды. Т. 7: Драгоценные и цветные камни СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 592 с.
3. Письма Л.П. Прохоровой А.Е. Ферсману (1915-1927 гг.)// Архив РАН. Ф. 544. Оп. 8. Д. 386. 65 ед. хр.

ОНТОГЕНИЯ САМОРОДКОВ МИНЕРАЛОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОГО МАССИВА КОНДЁР (ХАБАРОВСКИЙ КРАЙ, РОССИЯ)

А.Г. Мочалов

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

Самородки минералов – это чудесные природные выделения минеральных индивидов или агрегатов, которые встречаются исключительно в редких случаях и весьма необыкновенных размерах относительно распространенных в природе. Самыми уникальными самородками минералов платиновой группы (МПГ) были весом 9.6, 8.3 и 7.8 кг, поднятые в XIX веке из россыпей Урала, коренными источниками которых являлись кумулятивные габбро-пироксенит-дунитовые массивы Платиноносного пояса. Самородки МПГ Урала главным образом представлены агрегатами самородной платины и интерметаллидов Pt и Fe, часто в сростаниях с хромшпинелидами (Spl) и реже с оливином (Ol) и клинопироксенами (Cpx). Подобные самородки наблюдались в россыпях Северной и Южной Америки, а также в Корякском нагорье в районах распространения кумулятивных габбро-пироксенит-дунитовых массивов складчатых областей. В 1979–1988 гг. открыто уникальное россыпное месторождение платиновых металлов рек Кондёр-Уоргалан, коренной источник которого – щелочно-ультраосновной массив Кондёр в Аяно-Майском районе Хабаровского края. В этом месторождении были добыты многочисленные самородки МПГ, самые крупные из которых – 3,5 и 2,2 кг. Самородки МПГ россыпей щелочно-ультраосновного массива Кондёр имеют много общего с уральскими, корякскими и американскими. Однако на Кондёре распространением пользуются редкостные кристаллические индивиды изоферроплатины (вес которых достигает 20 г). Они распространены среди МПГ платино-палладиевого (Pt–Pd) минералого-геохимического типа.

Щелочно-ультраосновной массив Кондёр расположен в пределах Батомгского геоблока Алданского щита. В геологическом строении массива принимают участие дуниты, верлиты, пироксениты, косъвиты, горнблендиты, габбро, щелочные пегматиты, щелочные сиениты, монцодиориты и субщелочные граниты. Эти магматические породы образованы в поздний юрский и ранний меловой периоды мезозойской тектоно-магматической активизации Алданского щита. Все магматические породы прорывают кристаллические образования архея и терригенные породы протерозоя и формируют единую кольцевую структуру с центральным «дунитовым ядром». Под влиянием ультраосновных, основных, щелочных и гранитоидных интрузий кумулятивное «дунитовое ядро» подверглось синмагматической рекристаллизации и метасоматическому преобразованию. Это выразилось в широком распространении различных фациальных разновидностей дунитов и метасоматитов – клинопироксеновых, апатит-титаномagnetит-биотит-амфибол-клинопироксеновых и др. В россыпном месторождении рек Кондёр – Уоргалан и его коренном источнике щелочно-ультраосновном массиве Кондёр установлено около 100 МПГ. МПГ дунитов представлены несколькими минералого-геохимическими и генетическими типами: 1) платиновым (Pt) магматогенным в мелкозернистых дунитах и магматогенно-флюидно-метасоматическим в крупнозернистых дунитах с «чёрным оливином» (за счет микровключений magnetита, Spl и Cpx); 2) магматогенно-флюидно-метасоматическим осмисто-платиновым в шпихах и линзовидных жилах клинопироксенитов в дунитах (Pt>Os-Cpx); 3) флюидно-метаморфогенным иридисто-платиновым (Pt>Ir) в хромититах (Pt>Ir-Spl) и среди светлых средне-, крупнозернистых преобразованных оливинов (Pt>Ir-Ol); 4) магматогенно-флюидно-метасоматическим Pt–Pd в метасоматитах по дунитам: апатит-титаномagnetит-биотит-клинопироксеновых, амфиболитовых, цеолитовых, серпентинитовых с сульфидами и окислами меди. Эти метасоматиты находятся в зальбандах и жильных штокверках, которые генерируют магматические тела косъвитов, горнблендитов, щелочных пегматитов, сиенитов, монцонитов и субщелочных гранитов содержащих Pd, Pt, Au, Ag, Cu,

Pb, Sn, Bi, Zn, Te, Sb, As и S.B Pt>Ir, Pt>Os-Cpx и Pt–Pd типах распространены самородки. Главным минералом всех минералого-геохимических типов МПГ и их самородков является изоферроплатина – Pt₃Fe.

Исследована онтогения минеральных индивидов и агрегатов самородков МПГ всех минералого-геохимических типов щелочно-ультраосновного массива Кондёр. На этом основании можно сделать ряд предварительных выводов.

1. Все самородки являются результатом зарождения и кристаллического роста из флюидов («жидкие и газообразные легкоподвижные компоненты магмы или циркулирующие в земных глубинах насыщенные газами растворы») с элементами платиновой группы (ЭПГ) в интерстициальных полостях среди силикатной матрицы.

2. Рост МПГ самородков происходит в силикатной матрице: а) реликтовой, которая состоит из преобразованных минеральных индивидов в результате рекристаллизации, перекристаллизации и растворения (минералов образованных ранее и иным способом – магматогенным, метаморфогенным и т.д.); б) сингенетичной, которая состоит из минералов, образованных из флюидов ранее. Для всех типов самородков реликтовой силикатной матрицей является магматогенный или преобразованный дунит. Реликтовая или сингенетичная силикатные матрицы с самородками МПГ нередко становятся повторно реликтовыми в результате многократного раскрытия интерстициального пространства и подачи новой порции флюидов с ЭПГ, Au, Ag и др.

3. Для самородков главным источником Pt является ранний дунит, о чем свидетельствуют многочисленные псевдоморфозы МПГ. Крупные псевдоморфозы сами по себе относятся к самородкам. Источником Pd является флюид основных и щелочных интрузий. Об этом свидетельствует эпитаксия индивидов интерметаллидов, сульфоарсенидов, оксидов Pd, Au, Ag, Cu, Pb, Sn, Bi, Zn, Te и др. на самородках Pt₃Fe.

4. Наличие на самородках ксеноморфных поверхностей (отпечатков ранних минералов силикатной матрицы) и структуры роста индивидов МПГ свидетельствуют: а) Pt>Ir-Ol, Pt>Ir-Spl и Pt>Os-Cpx типы образовались позже Ol, Spl и Cpx, и несколько ранее: магнетита, амфибола, флогопита, апатита, хлорита, серпентина, полевого шпата, плагиоклаза, сульфидов, ильменита, перовскита, титанита и нефелина (последовательность по частоте встречаемости с МПГ); б) Pt–Pd тип образовался позже магнетита, Cpx, амфибола, апатита, биотита, флогопита, полевого шпата, плагиоклаза, ильменита, перовскита, титанита, нефелина, канкринита, лампрофиллита и несколько раньше сульфидов, хлорита, серпентина и натролита.

5. Индивиды Pt₃Fe имели самопроизвольное зарождение на кристаллах других минералов. Нередко в пределах псевдоморфоз МПГ. Наиболее крупные кристаллические индивиды являются результатом многократного зарождения и роста на кристаллах ранних генераций.

6. Рост кристаллов и многочисленных двойников Pt₃Fe осуществлялся ступенчато-слоевым, каркасным, скелетным, мозаично-расщепленным и дендритным способами. В результате такого роста в кристаллах Pt₃Fe образуются идеальные негативные кубические полости, часто заполненные раскристаллизовавшимся минералообразующим флюидом. Весьма оригинально выглядят таблитчато-нитевидные субиндивиды криптоагрегатов Pt₃Fe и тетраферроплатины в виде «волосяного» покрова на плоскостях (111) или (100) ранних кристаллических индивидов Pt₃Fe. Иногда нитевидные субиндивиды соединяются между собой в эпитаксиальные кубические каркасы.

7. При росте индивидов Pt₃Fe существенное значение имеют ростовые и деформационные дислокации, которые отразились на их сложных или причудливых формах кристаллов и двойников.

8. Отсутствие на поверхностях индивидов Pt₃Fe индукционных взаимоотношений с силикатами и оксидами указывает, что их рост происходил только на контакте с флюидом, после или до образования последних. Исключение – среди минералов-включений в Pt₃Fe.

Работа выполнена при поддержке проектов РФФИ №14-05-00896-а.

О ФОРМИРОВАНИИ МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ТИПОВ ПЛАТИНОМЕТАЛЬНЫХ РУДОПРОЯВЛЕНИЙ И САМОРОДКОВ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОГО МАССИВА КОНДЁР (ХАБАРОВСКИЙ КРАЙ, РОССИЯ)

А.Г. Мочалов¹, О.В. Якубович^{1,2}, В.М. Саватенков^{1,2}

1 Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

2 СПбГУ, Институт наук о Земле, Санкт-Петербург

Щелочно-ультраосновной массив Кондёр расположен в пределах Батомгского геоблока Алданского щита. В геологическом строении массива принимают участие дуниты, верлиты, пироксениты, косьвиты, горнблендиты, габбро, щелочные пегматиты, щелочные сиениты, субщелочные диориты, монцодиориты и субщелочные граниты. Все магматические породы прорывают кристаллические образования архея и терригенные породы протерозоя и формируют единую кольцевую структуру с центральным «дунитовым ядром». Под влиянием ультраосновных, основных, щелочных и гранитоидных интрузий кумулятивное «дунитовое ядро» подверглось синмагматической рекристаллизации и метасоматическому преобразованию. Это выразилось в широком распространении фациальных разновидностей дунитов и метасоматитов – клинопироксеновых, апатит-титаномagnetит-биотит-амфибол-клинопироксеновых и др. Представления о возрасте более ранних дунитов, верлитов, и пироксенитов противоречивы – протерозой или мезозой, возраст других пород установлен как ранний меловой – 110–130 млн лет. Дискуссионным является петрогенезис пород массива.

С целью прямой оценки возраста дунитов и источника ультраосновных пород и их генетической связи со щелочными породами и метасоматитами, проведено изотопно-геохимическое изучение дунитов, верлитов, пироксенитов и косьвитов Rb-Sr и Sm-Nd методами. Для изучения изотопных характеристик Sr и Nd были выбраны клинопироксены (Срх) ультраосновных пород. Особенности химического состава Срх (минералообразующие элементы) указывают на принадлежность дунитов массива Кондёр к кумулятивным образованиям. Так по магнезиальности ($Mg\# = 100 \times Mg / (Mg + Fe) \text{ ат. \%}$) и содержанию TiO_2 и других минералообразующих окислов наблюдается закономерный ряд дифференциации полей: дуниты пегматоидные, крупно-среднезернистые с кумулятивными, перекристаллизованными и рекристаллизованными структурами → дуниты мелкозернистые → клинопироксениты жильные → верлиты и клинопироксениты → косьвиты. Данные изотопного анализа для Срх из дунитов, вынесенные на Sm-Nd диаграмму формируют тренд с наклоном, отвечающим возрасту 128 ± 40 млн лет. Вариация изотопных характеристик Nd в дунитах, верлитах и пироксенитах находится в обратной корреляции с вариацией изотопных характеристик Sr. Изменение изотопных характеристик Nd и Sr от дунитов к пироксенитам, отражает процесс ассимиляции коровых пород пикритовым расплавом на фоне его эволюции в ходе кристаллизационной дифференциации. Изотопные характеристики дунитов, представляющих собой кумулят, отражают параметры расплава на раннем этапе его магматической эволюции, когда кристаллизовался оливин. Пироксениты и верлиты характеризуют изотопные параметры оставшегося расплава. Изотопные характеристики Sr и Nd для косьвитов находятся в продолжении изотопного тренда от дунитов к пироксенитам и могут рассматриваться как более поздний продукт кристаллизации общего с дунитами и пироксенитами расплава. Примечательно, что изотопные характеристики Nd в апатит-флогопит-магнетитовых пироксенитах, представляющих собой продукт метасоматического взаимодействия дунитов с расплавами более поздних фаз внедрения – основных, щелочных и гранитоидных пород, отвечают большей доле деплетированного компонента в источнике этих пород по сравнению с ультраосновными породами. Это обстоятельство позволяет говорить о различной природе косьвитов и апатит-флогопит-магнетит-пироксенитовых метасоматитов.

Исследования минералов платиновой группы (МПГ) дунитов позволили выделить несколько минералого-геохимических и генетических типов: 1) платиновый тип (Pt) магматогенный в мелкозернистых дунитах и магматогенно-флюидно-метасоматический в крупнозернистых дунитах с «черным оливином» (за счет микровключений магнетита, хромшпинелидов (Spl) и Crx); 2) магматогенно-флюидно-метасоматический осмисто-платиновый в шлирах и линзовидных жилах клинопироксенитов в дунитах (Pt>Os-Crx); 3) флюидно-метаморфогенный иридисто-платиновый (Pt>Ir) среди светлых средне-, крупнозернистых оливинов (Pt>Ir-Ol) и хромититах (Pt>Ir-Spl); 4) магматогенно-флюидно-метасоматический платино-палладиевый (Pt-Pd) в метасоматитах по дунитам: апатит-титаномagnetит-биотит-клинопироксеновых, амфиболитовых, цеолитовых, серпентинитовых с сульфидами и окислами меди. Эти метасоматиты по дунитам генерируют магматические жилы косьвитов, горнблендитов, щелочных пегматитов, сиенитов, монцонитов и субщелочных гранитов, в составе которых распространены Pd, Pt, Au, Ag, Cu, Pb, Sn, Bi, Zn, Te, Sb, As и S. В уникальном россыпном месторождении рек Кондёр-Уоргалан и его коренном источнике щелочно-ультраосновном массиве Кондёр установлено около 100 МПГ. Главным минералом всех минералого-геохимических типов МПГ, распространенных в дунитах и их метасоматитах, а также в самородках, является изоферроплатина – Pt₃Fe. Из четырех выделенных минералого-геохимических типов в трех установлены самородки: 1) Pt>Ir, 2) Pt>Os-Crx и 3) Pt-Pd. Самородки МПГ россыпей щелочно-ультраосновного массива Кондёр имеют много общего с уральскими, коряжскими и американскими. Однако на Кондёре распространением пользуются уникальные кристаллические индивиды изоферроплатины (вес которых достигает 20 г). Эти кристаллические индивиды распространены среди МПГ Pt-Pd типа. Представления о последовательности рудообразования элементов платиновой группы (ЭПГ) и образование самородков были в основном ориентированы на онтогению агрегатов МПГ с силикатами, окислами и сульфидами. Онтогения свидетельствует в пользу позднемагматических и, главным образом, наложенных флюидно-метаморфических и метасоматических процессов при образовании МПГ в первично магматогенной ультраосновной матрице. Недавно, принципиальная возможность прямого определения возраста МПГ была продемонстрирована Ю.А. Шуколюковым с коллегами в ИГГД РАН разработанным новым ¹⁹⁰Pt-⁴He методом. Был исследован возраст изоферроплатины Pt>Ir-Ol, Pt>Ir-Spl, Pt>Os-Crx и Pt-Pd минералого-геохимических типов рудопроявлений массива Кондёр и их самородков. Возраст, полученный по тангенсу угла наклона изохроны, построенной по 30 образцам (в том числе и по семи самородкам), составил 129±6 млн лет (tgα=0,00019102).

Выводы

Sm-Nd изотопным методом получено окончательное обоснование одновозрастности пород «дунитового ядра», верлитов, пироксенитов, косьвитов и щелочных пород в Кондёрском массиве.

Вариации изотопных характеристик Sr и Nd в дунитах, верлитах, пироксенитах и косьвитах Кондёрского массива являются результатом контаминации пикритоидного расплава породами континентальной коры в ходе его магматической (кумулятивной) эволюции, что позволяет исключить модель диапирового внедрения мантийных дунитов.

Рудообразование Pt>Ir-Ol, Pt>Ir-Spl, Pt>Os-Crx и Pt-Pd минералого-геохимических типов МПГ щелочно-ультраосновного массива Кондёр происходило в достаточно узком диапазоне геологического времени, между титонским и готеривским веками. В этом же процессе были образованы исключительные скопления ЭПГ – самородки МПГ.

Платинометальное рудообразование магматогенного, флюидно-метаморфогенного, метасоматического генезиса осуществлялось синхронно-последовательно с эволюцией сначала пикритоидного, а затем субщелочного и щелочного расплавов мезозойской тектоно-магматической активизации Алданского щита.

Работа выполнена при поддержке проекта РФФИ №14-05-00896-а.

ХУДОЖНИК И КАМНЕРЕЗ ВАСИЛИЙ КОНОВАЛЕНКО. ВО ВЛАСТИ САМОЦВЕТОВ

Т.Н. Мунтян

Музеи Московского Кремля, muntyan@kremlin.museum.ru

В Музеях Московского Кремля в мае 2016 года открылась выставка «Скульптор Василий Коноваленко. Во власти камня», которая имела большой резонанс и вызвала живой интерес как специалистов, так и всех, кто любит русское камнерезное и ювелирное дело. В нашем докладе хотелось бы рассказать о замечательном, но незаслуженно забытом мастере и о посмертной выставке его работ, которая все же состоялась в Московском Кремле спустя 42 года после того, как она была запрещена при жизни скульптора по камню.

Почему же в прославленном музее, хранящем сокровища русских царей, шедевры отечественного и зарубежного искусства, созданные на протяжении многих веков, было решено сделать проект, посвященный театральному художнику, камнерезу, ювелиру и скульптору Василию Васильевичу Коноваленко (1929-1989), работавшему во второй половине XX столетия в СССР и США? Дело в том, что в середине прошлого века он практически в одиночку возродил сложнейшую технологию создания блокированных скульптур из твердых цветных камней, и, по словам современных петербургских камнерезов и исследователей, «подхватил рвущуюся нить традиции». Его творчество является, по мнению современных мастеров, «самым массивным звеном в цепочке, тянущейся от Фаберже к творениям мастеров 1990-2000 гг.»

Поэтому руководству и сотрудникам Музеев Московского Кремля захотелось воздать должное этому мастеру, который, помимо возрождения сложнейших камнерезных и ювелирных техник, создал, как когда-то и Карл Фаберже, запоминающуюся галерею образов: народных типов и фольклорно-басенных персонажей, а также своих современников.

Была проведена большая работа по выявлению произведений В. Коноваленко в музейных и частных коллекциях, их атрибуции и описанию, в результате чего творчество мастера предстало перед зрителями в своей полноте и жанровом разнообразии. Публика смогла увидеть как его театральные эскизы (по образованию Василий Васильевич был театральным художником), так и знаменитые камнерезные фигуры и группы, анималистику из самоцветов, а также портретные геммы в «крепких камнях». Были также представлены редкие скульптуры из бронзы, а также великолепные масштабные серебряные изделия с эмалью по скани в «оригинальном русском стиле», вдохновленные работами российских мастеров серебряного дела эпохи историзма и модерна. Семья мастера передала для экспонирования ценные архивные документы и фотографии. Творчество Василия Васильевича было показано в развитии – от ранних работ, выполненных еще в Ленинграде, до последних, созданных в американский период. Организаторам выставки удалось привлечь к участию в проекте крупнейшие музеи и частные коллекции в Российской Федерации и США. Это вторая после 1973 года (тогда была проведена персональная выставка В. Коноваленко в Государственном Русском музее в Ленинграде) экспозиция, созданная на родине замечательного художника, чье имя знают и ценят все, чья жизнь и душа тоже находятся во власти самоцветов.

КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ХРИЗОБЕРИЛЛА МАРИЙНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (УРАЛЬСКИЕ ИЗУМРУДНЫЕ КОПИ)

А.Г. Николаев¹, М.П. Попов^{2,3}

1 Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия.

anatolij-nikolaev@yandex.ru

2 Уральский государственный горный университет, Екатеринбург, Россия.

porovm1@yandex.ru

3 Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия

К драгоценным камням I порядка относится редкая хромсодержащая разновидность хризоберилла – александрит. Лучшими александритами считаются уральские (Уральские изумрудные копи), также ювелирный материал встречается на месторождениях Бразилии, Танзании, Мадагаскара, Индии, Шри-Ланки.

Цель данной работы – выявление кристаллохимических особенностей и природы окраски природных александритов и их синтетических аналогов. Образцами для проведения исследований послужили образцы александритов из слюдитов и пегматитов Уральских изумрудных копей, а также их синтетические аналоги, выращенные раствор-расплавным методом.

Исследования проводились методом оптической абсорбционной спектроскопии. Оптические спектры поглощения записывались на стандартизированном спектрофотометре МСФУ – К. Регистрация оптических спектров поглощения производилась в интервале длин волн 400–800 нм, с шагом 1 нм. Для объективного измерения и описания окраски александритов была использована методика расчета координат цветности по международной колориметрической системе XYZ. Все колориметрические результаты по интерпретации оптических спектров поглощения минералов были вынесены на стандартный цветовой треугольник международной комиссии по освещению (МКО – 1931). Колориметрические параметры исследуемых минералов (x , y , z – коэффициенты цветности; λ – длина волны, ρ – плотность, L – яркость основного цветового тона) рассчитывались с использованием специализированной программы «Спектр». Все экспериментальные исследования проводились при комнатной температуре.

Хризоберилл (BeAl_2O_4) кристаллизуется в ромбической сингонии (точечная группа $D2h$, mmm , пространственная группа $Pbnm$), параметры элементарной ячейки: $a = 4.424 \text{ \AA}$, $b = 9.393 \text{ \AA}$, $c = 5.473 \text{ \AA}$. Структура представлена двумя типами октаэдров AlO_6 со средним межатомным расстоянием $\text{Al}_{\text{M1}} - \text{O} = 0.189 \text{ нм}$; $\text{Al}_{\text{M2}} - \text{O} = 0.194 \text{ нм}$. Al-октаэдры связаны общими ребрами в зигзагообразные цепочки, которые соединяются вместе тетраэдрами BeO_4 с межатомным расстоянием $\text{Be} - \text{O} = 0.163 \text{ нм}$; $\text{O} - \text{O} = 0.25 \text{ нм}$ (для общих ребер многогранников), $\text{O} - \text{O} = 0.274 \text{ нм}$ (Минералы, 1972; Платонов, 1984).

В оптических спектрах поглощения александритов наблюдается интенсивное поглощение в ультрафиолетовом диапазоне длин волн, связанное с переносом заряда $\text{O}^{2-} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$. В видимом диапазоне проявляются две полосы поглощения, характерные для спектров Cr^{3+} -соединений и минералов. Длинноволновая полоса поглощения 578–602 нм связана с электронным переходом ${}^4\text{A}_{2g} \rightarrow {}^4\text{T}_{2g}$, а коротковолновая полоса поглощения 418–428 нм – с переходом ${}^4\text{A}_{2g} \rightarrow {}^4\text{T}_{1g}$ (Платонов, 1976). Конфигурация спектров поглощения и значение энергии полос поглощения позволяет приписать наблюдаемые полосы электронным переходам в ионах Cr^{3+} , которые изоморфно замещают ионы Al^{3+} в октаэдрических позициях структуры хризоберилла.

В природных образцах александритов в районе 438–443 нм наблюдается узкая полоса поглощения малой интенсивности, связанная с спин-запрещенным электронным переходом ${}^6\text{A}_{1g} \rightarrow {}^4\text{A}_{1g}$, ${}^4\text{E}_g$ (${}^4\text{T}_{2g}$) в ионах Fe^{3+} , которые занимают позиции Al в структуре хризоберилла. В синтетических образцах данная полоса поглощения отсутствует.

По результатам интерпретации оптических спектров поглощения александритов был проведен расчет координат цветности по международной колориметрической системе МКО – 1931. Расчеты были произведены для источника света А «лампа накаливания» и для источника D65 «солнечный свет». Доминирующая длина волны основного цветового тона природных и синтетических александритов при источнике А составила $\lambda = 500.8\text{--}596.8$ нм, а величина насыщенности основного цветового тона изменялась в пределах 6.85–40.15%. Длина волны основного цветового тона при источнике D65 составила $\lambda = 503.7\text{--}572.7$ нм, а величина насыщенности основного цветового тона изменялась в пределах 2.68–45.26%.

В данной работе с помощью методов оптической спектроскопии была выявлена природа окраски природных александритов и их синтетических аналогов, были рассчитаны для них основные колориметрические параметры цветового реверса. При увеличении относительного содержания ионов Cr^{3+} происходит увеличение насыщенности основного цветового тона александритов и происходит усиление параметров реверса. Александриты, взятые из пегматитовых жил, содержат самые минимальные по интенсивности полосы поглощения хрома, и в связи с этим их можно отнести к хризобериллам, а образцы, содержащие максимальные по интенсивности полосы хрома, располагаются в слюдитах.

В природных александритах была выявлена полоса поглощения в районе 438–443 нм связанная с ионами Fe^{3+} , а в синтетических аналогах данная полоса поглощения отсутствует. Данные результаты могут быть использованы в идентификации природных александритов и их синтетических аналогов, изготовленных раствор-расплавным методом.

Литература

1. Минералы, справочник. Т. 2. Вып. 3. М.: Наука, 1967. С. 118–126.
2. Платонов А.Н. Природа окраска минералов. Киев: Наукова думка, 1976. 264 с.
3. Платонов А.Н., Таран М.Н., Балицкий В.С. Природа окраски самоцветов. М.: Недра, 1984. 196 с.

РАМАНОВСКАЯ СПЕКТРОСКОПИЯ ЖЕЛЕЗИСТЫХ МИНЕРАЛОВ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ДЖЕСПИЛИТОВ КУРСКОЙ МАГНИТНОЙ АНОМАЛИИ

И.И. Никулин¹, О.Е. Ковальчук²

*ООО «ЕвроХим-ВолгаКалий», г. Котельниково Волгоградской обл., iinikulin@gmail.com
НИГП АК «АЛРОСА», г. Мирный Республики Саха (Якутия), oleg.kovalchuk@mail.ru*

В последнее десятилетие под руководством автора проведен обширный ряд минералогических исследований кор выветривания (КВ) джеспилитов Курской магнитной аномалии (КМА). КВ состоят из богатых железными рудами (БЖР), минеральный состав которых на разных месторождениях варьирует в широком диапазоне. По последним данным главными рудообразующими минералами в железорудной КВ КМА являются (Никулин, 2012, 2013): гематит, карбонаты и гётит. Помимо них в подчиненном количестве присутствуют кварц и тонкодисперсные силикаты, содержание которых в некоторых типах руд повышено (Никулин, 2011, 2014). Иногда в небольшом количестве или в виде примеси присутствуют каолинит, бёмит, гиббсит, пирит, марказит в виде единичных агрегатов.

Спектроскопия комбинационного рассеяния (рамановская спектроскопия) железистых минералов БЖР проводилась на стигматическом одноходовом спектрографе системы inViaReflex с фокусным расстоянием 250 мм (светосила >30%) с механизмом автоматического переключения рэлеевских фильтров, и наборами поляризаторов и анализаторов рамановского излучения для длин волн возбуждения 532 нм (НИГП АК «АЛРОСА»). В системе применялись лазеры: диодный Renishaw высокой мощности, 300 мВт при 785 нм, со встроенным плазма-фильтром; гелий-кадмиевый Kimmon 20 мВт при 325 нм; диодный на 100 мВт при 532 нм с воздушным охлаждением для монтажа на базовой платформе.

Гематит является самым распространенным минералом в железорудных КВ КМА. В БЖР встречается в виде сплошных разнокристаллических образований (вплоть до скрытокристаллических агрегатов – мартитовых), псевдочешуйчатой (железная слюдка) формы и ультрамелких зерен (лептогематит). Цвет кристаллов и плотных масс от серовато-стального до тусклого серовато-черного, у рыхлых и порошковатых разновидностей – красно-бурый. На спектрах комбинационного рассеяния (КР-спектрах) с длиной волны 532 нм гематит диагностирован по рефлексам (рис. 1а): 220–229, 287–295, 405–415, 1316–1323. По данным КР-спектров в гематитовых агрегатах часто встречается гётит (Sobron, 2014).

В мономинеральном виде гётит встречается очень редко, обычно обнаруживается в смеси с лептогематитом, либо в виде корочек и оторочек по мартиту. Иногда встречаются плотные или зернистые гётитовые породы в виде почти неделимой массы темно-бурого цвета. На КР-спектрах с длиной волны 532 нм гётит определяется по рефлексам (рис. 1б): 240–245, 290–300, 385–390, 550–560.

Карбонаты распространены в кровле КВ джеспилитов. Возникновение карбонатов связано с инфильтрационными процессами. В частности, сидерит связан с диагенетическими или катагенетическими преобразованиями в гипергенных железных рудах (Никулин, 2012), в связи с чем имеет значительное распространение, являясь цементирующим минералом кровли залежей БЖР. На КР-спектрах с длиной волны 532 нм сидерит определяется по рефлексам (рис. 1в): 178–195, 270–285, 1080–1090.

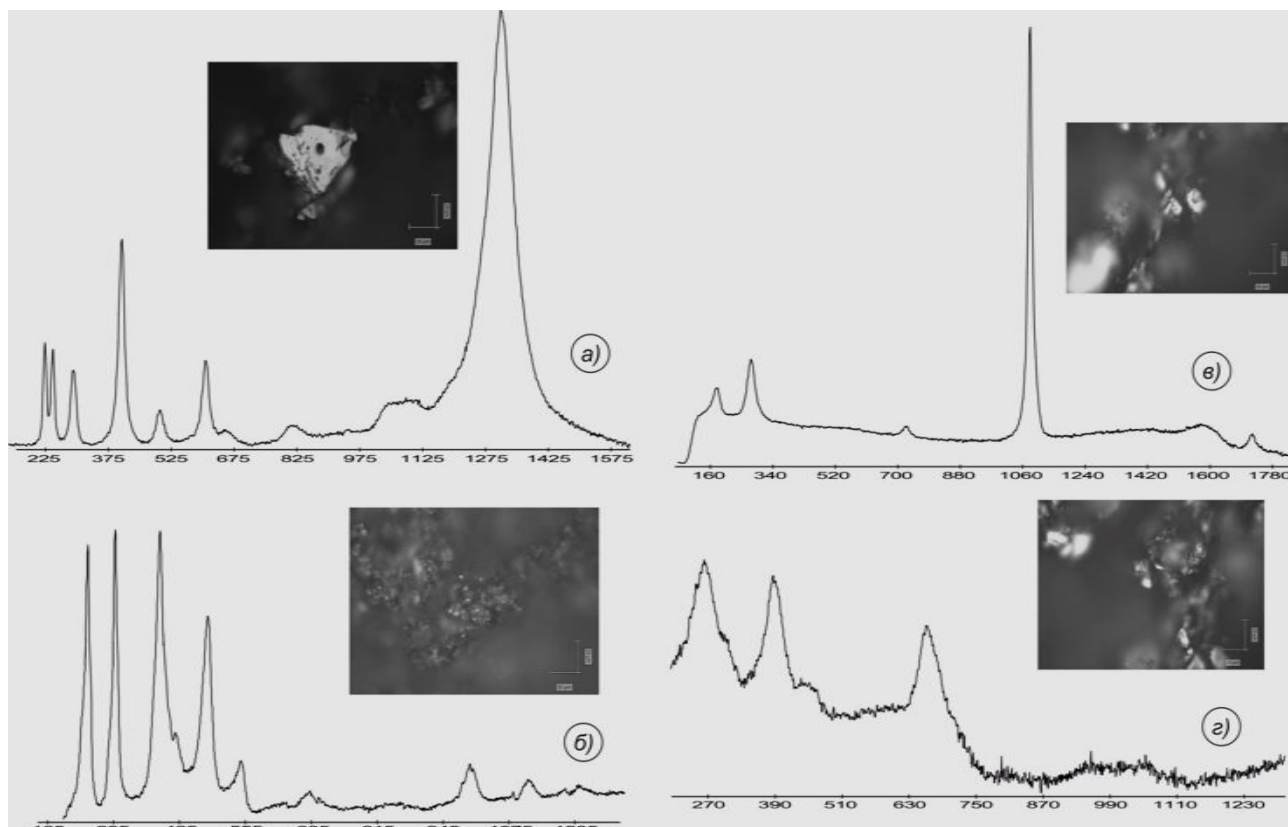


Рисунок 1. Рамановские спектры железистых минералов из коры выветривания джеспилитов Курской магнитной аномалии: а) гематит, обр. 5А-1; б) гётит, обр. 7-614,9-2; в) сидерит, обр. 25-550,7-3; г) бертьерин, обр. 4РВ.

Бертьерин – железистый слоистый силикат, который широко распространен в коре выветривания джеспилитов, но его зафиксированное максимальное количество не превышает 17%. На КР-спектрах с длиной волны 532 нм (по rruff.info) бертьерин диагностирован по рефлексам (рис. 1г): 254–260, 380–385, 657–660.

Литература

1. Никулин И.И. Бертьерин в богатых железных рудах Большетроицкого месторождения КМА // Материалы I Российского совещания «Глины, глинистые минералы и слоистые материалы». Москва: ИГЕМ РАН, 2011. С. 119.
2. Никулин И.И. Бертьерин – главный силикат месторождений богатых железных руд КМА // Вестник ВГУ. Серия: Геология. 2013. № 1. С. 89–97.
3. Никулин И.И. Железистые силикаты в коре выветривания кварцитов Курской магнитной аномалии // Кристаллохимия, рентгенография и спектроскопия минералов – 2014. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2014. С. 132–133.
4. Никулин И.И. Характеристика минерального состава богатых железных руд Большетроицкого месторождения КМА // Вестник ВГУ. Серия: Геология. 2012. № 1. С. 144–154.
5. Sobron P., Bishop J.L., Chen B., Rull F. Natural Fe-bearing oxides and sulfates from the Rio Tinto Mars analog site: Critical assessment of VNIR reflectance spectroscopy, laser Raman spectroscopy, and XRD as mineral identification tools // *American Mineralogist*. 2014. N 99. P. 1199–1205.
6. Raman spectrum of berthierine [Электронный ресурс]. Режим доступа: <http://rruff.info/berthierine/display=default/>.

КОНЦЕПЦИИ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ В XVIII И XIX ВВ.

Д.Д. Новгородова

Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН

История коллекций Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана РАН в XVIII в., когда он не был музеем, а был Минеральным кабинетом Кунсткамеры², в многочисленных «историях» музея рассказывается с разной степенью подробности, но, как правило, по одной и той же схеме: это перечень имен исследователей, работавших в Кабинете (с упоминанием молодого Ломоносова, для которого разбор коллекций Минерального кабинета и составление каталога были первой работой, порученной ему в Академии наук), событий (поступлений в Кабинет значимых частных коллекций минералов или образцов из академических экспедиций) и обязательно нескольких знаменитых экспонатов коллекции (например, серебряного самородка в виде рога, привезенного Петром Первым из Копенгагена). Так писали историю музея всегда, начиная с первых «библиотекарей» петербургской академии наук Иоганна Шумахера, Иоганна Бакмейстера и Осипа Беляева в XVIII–XIX вв. (Шумахер, 1744; Бакмейстер, 1779; Беляев, 1800) и заканчивая специалистами Минералогического музея им. Ферсмана в XX в. (Сольский, 1961; Барсанов, Корнетова, 1989).

Однако в перечнях событий, имен, интересных поступлений в коллекцию, довольно трудно, если не невозможно, понять принципы организации коллекции музея, понять, какова была концепция самого музея. Недостаточность наших знаний об истории кураторства³ ранних минералогических собраний, о том, как они были устроены, и, главное, почему – одна из известных проблем историков коллекций (Torrens, 1985).

Анализ источников XVIII–XIX вв. по истории минералогического знания и минералогических коллекций (и в том числе имеющих непосредственное отношение к коллекции Минерального кабинета Кунсткамеры, каталогов коллекции (Gottwald 1714; Catalogus minerarum, 1745; Ломоносов 1954; Lehmann, 1760; Georgi, 1786-89; Index Lithophylacei 1786-89; Enumeratio fossilium 1788)), позволил реконструировать основные формы, «модели», коллекции Минерального кабинета Кунсткамеры. Так, на всем протяжении XVIII в. для минеральных кабинетов как в России, так и Европе действовала концепция «коллекция-словарь», а начиная с XIX в. – «коллекция-карта». Эти модели прослеживаются как в деталях каталожных описаний отдельных образцов ранних коллекций Минералогического музея им. Ферсмана РАН, так и в пространственной организации экспозиции. В докладе будут представлены результаты и детали проведенной реконструкции.

² Минеральный кабинет был выделен из состава Кунсткамеры в самостоятельный академический музей в 1836 г.

³ Именно куратор – в историческом ли значении ученого хранителя коллекции или музея, или в привычном нам современном значении автора-создателя выставки – определяя сам или опираясь на существующие культурные и научные модели, конструирует невидимое измерение коллекции, которое и придает смысл набору минеральных образцов, превращая его в коллекцию или музей. Нужно добавить, что этот «метауровень» коллекции, ее смысл, может быть написан или нет на поясняющих этикетках и сопровождающих текстах, однако всегда имплицитно заложен в самой структуре и принципах, по которым выстроены фонды и экспозиция музея или отдельной выставки.

Литература

1. *Catalogus minerarum* // *Musei Imperialis Petropolitani* Vol. 1, Ps. 3: Qua continentur res naturalis ex regno minerali. СПб: Typis Academiae scientiarum Petropolitanae, 1741–1745. Vol. 1. Ps. 3. 1745. 227 с). Русский перевод: *Ломоносов М.В.* Минеральный каталог//Ломоносов М.В. Труды по минералогии, металлургии и горному делу 1741–1763 гг. // Полное собрание сочинений. Т. 5. М.-Л.: Изд. АН СССР. 1954. С. 71–241.
2. *Enumeratio fossilium* Rossiae indigenorum, classem quartam Systematij mineralogici Walleriani constituentium. Presente a la Conference le 27 Nov: 1788. // Архив Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана РАН. Дело №1. Л. 82–94.
3. *Georgi I.G.* *Catalogus Mineralium Musaei Academiae Scientiarum Imperialis, methodo Wallerii digestus.* Anno MDCCLXXXVIII // СПб филиал Архива РАН. Р-д I. Оп. 122. №8. 96 л.
4. *Gottwald C.* *Musaeum Gottwaldianum, sive catalogus rerum rariorum, tam naturalium, quam artificialium, longa annorum serie. Cur aque et sumtibus haud exiguis collectarum, à viris d.v. excellentissimis experientissimisque, D. Christophoro Gottwaldio, Med. D. & Phisico Gedanensi, Patre & D. Joh. Christoph Gottwaldio, Med. D. filio, quas publica auctione in aedibus gottwaldianis Anno 1714. d. [...] Divendet Georgius Mattern.* Typis JOH. ZACHARIAE STOLLI. [Gedani, 1714]. Без пагинации.
5. *Index Lithophylacei* Rossici Musei Academiae scientiarum Petropolitanae. Georgi's Katalog der russischen Mineralien und Gesteine (1786–1789), Copie des Georgischen Originale) // Архив Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана РАН. Д. б/н. 50 л.
6. *Lehmann's Catalog.* *Neueres Exemplar.* Bd. I. II // Архив Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана РАН. Д. № 17. 166 л.
7. *Torrens H.* *Early Collecting in the Field of Geology.* // *The Origins of Museums: The Cabinet of Curiosities in Sixteenth- and Seventeenth-Century Europe.* Ed. by O. R. Impey, A. MacGregor. Oxford: Clarendon Press. 1985. P. 204–213.
8. *Бакмейстер И.* Опыт о библиотеке и кабинете редкостей и Истории Натуральной Санктпетербургской Императорской Академии Наук, изданной на французском языке Иоганном Бакмейстером Подбиблиотекарем Академии Наук, а на Российский язык переведенной Василием Костыговым. СПб.: Типография морского шляхетского кадетского Корпуса, 1779. 191 с.
9. *Барсанов Г.П., Корнетова В.А.* История развития Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана АН СССР за 270 лет (1716–1986) // Старейшие минералогические музеи СССР. – Очерки по истории геологических знаний. М.: Наука, 1989. Вып. 25. С. 9–52.
10. *Беляев О.П.* Кабинет Петра Великого. Отделение третье, заключающее в себе описание древних и новейших Российских и иностранных монет и медалей; разных драгоценнейших золотых и серебряных редкостей; Российских и чужестранных минералов; окаменелостей, кораллов, раковин, травников, и наконец разных живописных картин с присовокуплением многих таблиц. Издано по Высочайшему повелению Императорской Академии наук унтер-Библиотекарем Осипом Беляевым. СПб.: Имп. Типография, 1800. 276 с.
11. *Севергин В. М.* Обозрение Минерального кабинета Императорской Академии наук // Технологический журнал. СПб.: при Имп. акад. наук. 1814. Т. 11. Ч. 1. С. 3–115.
12. *Сольский Д.И.* Очерк истории Минералогического музея Академии наук СССР (дореволюционный период) // Труды Минералогического музея. Вып.11. М.: Изд. АН СССР. 1961. С. 220–230.
13. *Шумахер И.* Палаты Санктпетербургской императорской Академии наук Библиотеки и Кунсткамеры с кратким показанием всех находящихся в них художественных и натуральных вещей сочиненное для охотников оныя вещи смотреть желающих. СПб.: Печ. при Имп. Акад. Наук, 1744. 26 с.

ОЛИВИН В КИМБЕРЛИТАХ: ОБЗОР СОВРЕМЕННЫХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ И НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕОХИМИИ И ИЗОТОПНОМ СОСТАВЕ КИСЛОРОДА ОЛИВИНА ИЗ КИМБЕРЛИТОВ АРХАНГЕЛЬСКОЙ ПРОВИНЦИИ

А.А. Носова, Л.В.Сазонова, Е.О.Дубинина, А.В.Каргин

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН
Москва, Россия; @nosova@igem.ru*

Оливин является наиболее распространенным минералом в кимберлитах, однако почти всегда частично или полностью замещен другими минералами (серпентином, карбонатом и др.), что усложняет его использование при изучении генезиса и эволюции кимберлитовой магмы. В последние годы в некоторых кимберлитовых трубках обнаружены отдельные интервалы разрезов (например, трубка Удачная, Якутия, Kamenetsky et al., 2008; Ionov et al., 2010 и др.), содержащие свежий оливин, и число таких примеров прибывает (Гренландия, Ангола, Архангельск и др.). Соответственно, накопился достаточно обширный материал по особенностям состава оливина кимберлитов (Gaul et al., 2000; Moore, 2012; Kamenetsky et al., 2008; Brett et al., 2009; Moss et al., 2010; Костровицкий, 2009 и др.).

Геохимические и изотопно-геохимические особенности оливинов, как показывают публикации последних лет (Bussweiler et al., 2015; Cordier et al., 2015; Davis et al., 2013; Foley et al., 2013; Sobolev et al., 2009; Prelevic, Foley, 2007), становятся мощным инструментом для расшифровки генезиса как самого оливина, так и вмещающих его пород. Особенно важным является изучение геохимии оливинов для кимберлитов (Bussweiler et al., 2015; Cordier et al., 2015; Sobolev et al., 2009; Соболев и др., 2015), поскольку происхождение этого минерала в кимберлитах уже на протяжении многих лет остается предметом острых дискуссий (Bussweiler et al., 2015; Сазонова и др., 2015; Cordier et al., 2015 и ссылки в этих работах).

Оливин в кимберлитах обычно представлен двумя типами кристаллов (Clement, 1982; Mitchell, 1986; Kamenetsky et al., 2008): оливинами-I (макрокристами – крупными кристаллами округлого габитуса) и оливинами-II (мелкими идиоморфными, часто зональными кристаллами).

Суммируя многочисленные работы о генезисе оливинов в кимберлитах, можно выделить основные гипотезы: 1) генезис двух типов оливинов различен: оливины-I имеют ксеногенное происхождение и представляют собой зерна, отделившиеся от разрушенных и растащенных мантийных ксенолитов, а оливины-II родственны кимберлитовому расплаву и в этом смысле являются фенокристами (Skinner, 1989; Skinner, Clement, 1979; Парсаданян и др., 1996; Архангельская..., 1999; Kopylova et al., 2009); 2) большинство зерен оливина в кимберлитах являются родственными кимберлитовому расплаву, и их различия по составу, размерам и другим свойствам отражают полибарическую историю его кристаллизации (Mitchell, 1986; Moore, 1988, 2012), причем макрокристы несут свидетельства раннего высокobarического метасоматоза, связанного с кимберлитовым расплавом (Соболев и др., 2015); 3) крупный оливин и ядра мелких субидiomорфных зерен являются ксенокристами, а внешние каймы всех зерен кристаллизуются из кимберлитового расплава (Brett et al., 2009; Arndt et al., 2010; Kamenetsky et al., 2008).

Работы последних лет, использующие для решения проблем кимберлитового магматизма не только данные по концентрации стехиометричных для оливина элементов, но и малых элементов (Sobolev et al., 2009; Pilbeam et al., 2013; Соболев и др., 2015; Сазонова и др., 2015; Cordier et al., 2015; Kargin et al., 2016) и элементов-примесей (Bussweiler et al., 2015), показывают, что источники оливинов в кимберлитах гетерогенны и оливины могут происходить как за счет кристаллизации кимберлитового расплава, так и за счет перекристаллизации и метасоматоза оливинов из вмещающего субстрата,

испытывавшего воздействие кимберлитового расплава. Особое значение приобретает изучение зонального распределения элементов-примесей в кимберлитовом оливине (Соболев и др., 2015; Cordier et al., 2015; Носова и др., 2017).

Изотопный состав оливинов в кимберлитах может отклоняться от устойчивого мантийного – $\delta^{18}\text{O} = 5.2 \pm 0.2 \text{ ‰}$ (Mattey et al., 1994), как это показано в работе (Zhang et al., 2000) для кимберлитов Кимберли, Южная Африка. Для кимберлитов природа вариаций изотопного состава кислорода в оливинах и других минералах трактуется как влияние флюида (например, Zhang et al., 2000; Huang et al., 2014) и на сегодняшний день остается недостаточно изученной.

В докладе приводятся новые результаты изучения геохимических особенностей макрокристов оливина из кимберлитов Архангельской провинции (трубки им. В.Гриба и Пионерская) с помощью EPMA и LA-ICP-MS методов, а также определения изотопного состава кислорода в них, которые продолжают наши исследования оливина из кимберлитов и перидотитовых ксенолитов этой провинции (Сазонова и др., 2015; Kargin et al., 2016; Носова и др., 2017).

Геохимические и изотопные характеристики доминирующих оливинов-макрокристов из кимберлитов двух трубок значительно отличаются. Среди оливиновых макрокристов кимберлитов трубки им. В. Гриба преобладают высокомагнезиальные (Mg# от 92.1 до 93.0), низко-Ti (Ti < 70 ppm) оливины с низкими значениями Ti/Na (от 0.05 до 0.23), Zr/Nb (от 0.28 до 0.80) и Zn/Cu (от 3 до 20) отношений, низкими концентрациями Li (1.2-2.0 ppm), и с изотопным составом кислорода $\delta^{18}\text{O}$ (5.64 ‰), повышенным относительно оливина мантийных перидотитов ($\delta^{18}\text{O} = 5.18 \pm 0.28 \text{ ‰}$, Mattey et al., 1994). Среди оливинов-макрокристов кимберлитов трубки Пионерская преобладают разности с варьирующей в широких пределах магнезиальностью (Mg# от 89.5 до 93.1) и с высокими концентрациями Ti (100-300 ppm), высокими величинами Ti/Na (от 0.90 до 2.39), Zr/Nb (от 0.31 до 1.96) и Zn/Cu (от 12 до 56) отношений, повышенными концентрациями Li (1.9-3.4 ppm) и с изотопным составом кислорода $\delta^{18}\text{O}$ (5.34 ‰), соответствующим оливину мантийных перидотитов.

Основные отличия в составах оливинов, могут быть связаны с ролью карбонатного компонента. Геохимические и изотопные особенности низко-Ti оливинов-макрокристов из трубки им. В. Гриба интерпретируются как свидетельства взаимодействия оливинов с существенно карбонатными расплавами/флюидами. Этот вывод подтверждает сходство геохимических характеристик модельного расплава, равновесного с низко-Ti оливинами, с глубинным карбонатитовым расплавом. Проведенные расчеты показывают, что вариации величин $\delta^{18}\text{O}$ оливина относительно «мантийного» интервала могут быть значительными как в сторону повышенных, так и в сторону пониженных значений (от 4 до 7 ‰ в зависимости от состава карбонатного флюида) за счет взаимодействия с карбонатным флюидом, величины $\delta^{18}\text{O}$ которого не выходят за пределы области составов мантийных карбонатов.

Геохимические характеристики высоко-Ti оливинов-макрокристов из трубки Пионерской указывают на контролирующую роль силикатной (водно-силикатной) компоненты в их формировании. Особенностью этих оливинов является зональное распределение Ti, характер которого на границе между ядром и внешней зоной указывает на наличие самостоятельной зональности как в ядре макрокристов, так и во внешней зоне, возникшей в двух эпизодах реакционного взаимодействия оливин-расплав/флюид. Поздний эпизод, в ходе которого формировалась внешняя зона, наиболее вероятно, связан с воздействием кимберлитового расплава; трансформация составов в ядрах макрокристов, происходившая в ходе раннего эпизода, может иметь метасоматическую природу за счет просачивающегося в мантийном субстрате расплава/флюида, на что указывают варьирующие между отдельными зернами составы, причем метасоматический эпизод, скорее всего, имел место незадолго до внедрения кимберлитов и был связан с выплавками из пироксенитового субстрата.

Литература

1. *Архангельская алмазоносная провинция* // Под редакцией О.А. Богатикова. М.: Изд-во МГУ, 1999. 524 с.
2. *Костровицкий С.И.* Минералогия и геохимия кимберлитов Западной Якутии // Автореф. докт. геол.-мин.наук. Иркутск: Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 2009. 44 с.
3. *Носова А.А., Дубинина Е. О., Сазонова Л. В., Каргин А. В., Лебедева Н. М., Хвостиков В. А., Бурмий Ж. П., Кондрашов И. А., Третьяченко В. В.* Геохимия и изотопный состав кислорода оливинов из кимберлитов Архангельской Провинции (Россия): вклад мантийного метасоматоза // *Петрология*. 2017. Т. 25. № 1 (в печати).
4. *Парсаданян К.С., Кононова В.А., Богатилов О.А.* Источники гетерогенного магматизма Архангельской алмазоносной провинции // *Петрология*. 1996. Т. 4. № 5. С. 496–517.
5. *Сазонова Л.В., Носова А.А., Каргин А.В. и др.* Оливин кимберлитов трубок Пионерская и им. В. Гриба (Архангельская Алмазоносная Провинция): типы, состав, происхождение // *Петрология*. 2015. Т. 23. С. 251–284.
6. *Соболев Н.В., Соболев А.В., Томиленко А.А. и др.* Парагенезис и сложная зональность вкрапленников оливина из неизмененного кимберлита трубки Удачная-Восточная (Якутия): связь с условиями образования и эволюцией кимберлита // *Геология и геофизика*. 2015. № 1–2. С. 337–360.
7. *Arndt N.T., Guitreau M., Boullier A.M. et al.* Olivine and the origin of kimberlite // *J. Petrol.* 2010. V. 51. P. 573–602.
8. *Brett R.C., Russell J.K., Moss S.* Origin of olivine in kimberlite: phenocryst or imposter // *Lithos*. 2009. V. 1125. P. 201–212.
9. *Bussweiler Y., Foley S.F., Prelević D., Jacob D.E.* The olivine macrocryst problem: New insights from minor and trace element compositions of olivine from Lac de Gras kimberlites, Canada // *Lithos*. 2015. V. 220–223. P. 238–252.
10. *Cordier C., Sauzeat L., Arndt N.T. et al.* Metasomatism of the lithospheric mantle immediately precedes kimberlite eruption: New evidence from olivine composition and microstructures // *J. Petrol.* 2015. V. 56. № 9. P. 1775–1796.
11. *Davis F.A., Humayun M., Hirschmann M.M., Cooper R.S.* Experimentally determined mineral/melt partitioning of first-row transition elements (FRTE) during partial melting of peridotite at 3 GPa // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2013. V. 104. P. 232–260.
12. *Foley S.F., Prelevic D., Rehfeldt T., Jacob D.E.* Minor and trace elements in olivines as probes into early igneous and mantle melting processes // *Earth Planet Sci. Lett.* 2013. V. 363. P. 181–191.
13. *Gaul O.F., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Pearson N.J.* Mapping olivine composition in the lithospheric mantle // *Earth Plan. Scien. Lett.* 2000. V. 182. P. 223–235.
14. *Huang J-X., Griffin W.L., Greau Y. et al.* Unmasking xenolithic eclogites: Progressive metasomatism of a key Roberts Victor sample // *Chemical. Geology*. 2014. V. 364. P. 56–65.
15. *Ionov D.A., Prikhodko V.S., Bodinier J.L. et al.* Lithospheric mantle beneath the south-eastern Siberian craton: petrology of peridotite xenoliths in basalts from the Tokinsky Stanovik // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2005. V. 149. P. 647–665.
16. *Kamenetsky M., Sobolev A. et al.* Olivine in the Udachnaya–East Kimberlite (Yakutia, Russia): types, compositions and origins // *J. Petrol.* 2008. V. 49. P. 823–839.
17. *Kargin A.V., Sazonova L.V., Nosova A.A. et al.* Sheared Peridotite Xenolith from the V. Grib Kimberlite Pipe, Arkhangelsk Diamond Province, Russia: Texture, Composition, and Origin // *Geoscience Frontiers*. 2016; doi 10.1016/j.gsf.2016.03.001
18. *Kopylova M.G., Nowell G.M., Pearson D.G., Markovic G.* Crystallization of megacrysts from protokimberlitic fluids: Geochemical evidence from high-Cr megacrysts in the Jericho kimberlite. *Lithos*. 2009. V. 112 (Supplement 1). P. 284–295.

19. *Mattey D., Lowry D., Macpherson C.* Oxygen Isotope Composition of Mantle Peridotite // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1994. V. 128. P. 231–241.
20. *Mitchell R.H.* Kimberlites: Mineralogy, Geochemistry and Petrology. New York: Plenum Press, 1986. 442 p.
21. *Moore A.E.* Olivine: a monitor of magma evolutionary paths in kimberlite and olivine melilitites // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1988. V. 99. P. 238–248.
22. *Moore A.E.* The case for a cognate, polybaric origin for kimberlitic olivines // *Lithos.* 2012. V. 1–10. P. 128–131.
23. *Moss S., Russell J.K., Scott Smith B.H., Brett R.C.* Olivine crystal size distribution in kimberlite // *Amer. Mineral.* 2010. V. 95. P. 527–536.
24. *Pilbeam L.H., Nielsen T.F.D., Waight T.E.* Digestion Fractional Crystallization (DFC): an Important Process in the Genesis of Kimberlites. Evidence from olivine in the Majuagaa Kimberlite, Southern West Greenland // *J. Petrol.* 2013. V. 54. № 7. P. 1399–1425.
25. *Prelević D., Foley S.F.* Accretion of arc-oceanic lithospheric mantle in the Mediterranean: evidence from extremely high-Mg olivines and Cr-rich spinel inclusions from lamproites // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2007. V. 256. P. 120–135.
26. *Skinner E.M., Clement C.R.* Mineralogical classification of southern African kimberlites // Eds. Boyd F.R., Meyer H.O.A. *Proc. 2th Int. Kimberlite. Conf., Washington D.C. AGU.* 1979. P. 129–139.
27. *Skinner E.M.W.* Contrasting Group I and Group II kimberlite petrology: towards a genetic model for kimberlites // Eds. Ross J. et al. *Proc. 4th Int. Kimberlite. Conf., Perth.* 1989. P. 528–544.
28. *Sobolev N.V., Logvinova A.M., Zedgenizov D.A. et al.* Petrogenetic significance of minor elements in olivines from diamonds and peridotite xenoliths from kimberlites of Yakutia // *Lithos.* 2009. V. 112S. P. 701–713.
29. *Zhang H.-F., Mattey D.P., Grassineau N. et al.* Recent fluid processes in the Kaapvaal Craton, South Africa: coupled oxygen isotope and trace element disequilibrium in polymict peridotites // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2000. V. 176. P. 57–72.

ПРЕПАРАЦИЯ КОЛЛЕКЦИОННЫХ ОБРАЗЦОВ В МУЗЕЯХ – ОСОБЕННОСТИ И ПЕРСПЕКТИВЫ

Ф.М. Нурмухаметов, М.П. Попов

Уральский государственный горный университет

Коллекционные камни – это образцы минералов и минеральных агрегатов, представляющих научный и учебный интерес, а также имеющие декоративно-художественную ценность. Они имеют не только познавательное, но и прикладное эстетическое назначение: камни используются в качестве эффектных штуфов для украшения интерьеров и музейных экспозиций, их продают в виде сувениров и коллекционных образцов (Киевленко и др., 1987).

Самыми востребованными и популярными среди коллекционных образцов являются кристаллы, друзы и щетки кристаллов различных минералов. Особо ценятся музеями и коллекционерами штупной (*в переводе с немецкого – кусок породы*) материал. Тем, кто занимается сбором или «добычей коллекционного материала», хорошо известно, что значительную часть добытых ценных минералов, которые подойдут для той или иной коллекции, обязательно препарируют. Основная цель этой операции – сделать образец более привлекательным и выигрышным. В этом случае после препарации открываются скрытые ранее в породе грани кристаллов и их сростков, убираются лишние фрагменты породы или сопутствующих минералов. От качественной работы препаратора зависит очень многое в подаче образца, его преобразовании.

Сама препарация бывает очень различной и условно делится на следующие виды:

- **Механическая** – разрушение минералов и породы с помощью специального инструмента и приборов. Приполировка глыб и образцов (*яшма, лазурит, родонит*) поделочных камней осуществляется с помощью ручного полировального инструмента для улучшения декоративных характеристик. В этом случае, препаратор (*человек, занимающийся процессом препарации*) должен знать механические, немного оптические свойства минералов и их кристаллографические особенности.

- **Химическая** – устранение (растворение) ненужных минералов и налетов, мытье в специальных растворах, устранение забоев или дефектов на минералах. В этом случае препаратор должен ориентироваться в неорганической, а иногда и в органической химии.

- **Специальная** – улучшение оптических характеристик (цвет, чистота) с помощью специальных физических методов (облучение, покрытия, диффузия, отжиг).

- **Реставрационная** – составление цельного уникального образца из фрагментов (при его разрушении). В этом случае препаратор должен знать свойства клеев и различных мастик.

Особое внимание и серьезность подхода к препарированию вызывают те случаи, когда необходимо провести препарацию материала, относящегося к драгоценным камням 1-й группы (*алмаз, изумруд, александрит, рубин, сапфир*). Согласно современным законам, образцы из данной группы, попадая в музей или иную официальную коллекцию, должны быть поставлены на особый контроль. У них обязательно фиксируется вес (до граммов), размер (до миллиметров), общий вид (фото). Поэтому вопрос о препарации решается директором музея и главным хранителем через особые разрешения-приказы. Четко должно фиксироваться поэтапное изменение образца, а весь лишний материал, который остался после препарации, фиксируется и хранится в запасниках в качестве материального доказательства при проверке Гохраном или иными организациями. В качестве примера хочется рассказать о препарации уникального штупа изумруда, который сейчас красуется в специальной коллекции «Золотая комната». В бытность, когда один из авторов был директором Уральского геологического музея при УГГУ, происходила передача образцов, принадлежащих государству, из производственного музея горнорудного предприятия при

Мариинском месторождении (Уральские Изумрудные копи). Было передано порядка 30 штучков с изумрудами и александритами. Одни образцы можно было сразу выставлять в витрины без препарирования, а с другими пришлось серьезно поработать. Штучек с изумрудом поначалу смотрелся грустно (из большого куска породы выступала торцевая часть крупного кристалла). Детально изучив образец и поняв реальную его красоту, директор музея волевым решением поставил задачу одному из своих заводов начать препарацию. Хорошо, что заместитель оказался минералогом да еще имел опыт подобной работы с крупными образцами. Работа заняла около 5–6 месяцев и состояла из нескольких этапов. Каждый этап был задокументирован. Зато сейчас в Уральском геологическом музее находится один из уникальных штучков с уральским изумрудом, который получил собственное название.

Основной лозунг людей, занимающихся препаратией, – *не навреди*. Сейчас коллекционированием и сбором минералов в России занимаются тысячи, а может, и десятки тысяч человек. Не у всех у них есть специальное геолого-минералогическое образование. Любителей камня часто можно «поймать» на различных специализированных интернет-форумах, где они делятся своим опытом, ошибками, наработками. Но это все пока не централизовано. Ни в одном специализированном геологическом вузе нет дополнительного курса по препарированию коллекционных минералов. Очень важным моментом при препарации образцов являются знания по особенностям минерализации месторождения, с которого поступил образец. Например, пириты с разных объектов имеют разное внутреннее напряжение и обрабатываются разными методами. Сколько образцов было безвозвратно испорчено и загублено у нас в Центре камня при УГГУ, пока не были разработаны специальные методы обработки для каждого вида коллекционного материала!

В Центре камня при УГГУ разработан небольшой курс по подготовке специалистов-преparatorщиков. Так как Центр камня работает при Уральском государственном горном университете, небольшие циклы теории и практики по предметам (механические свойства минералов, химическая устойчивость минералов и т.д.) даются специалистами, аттестованными государственным вузом. Большим подспорьем в практических занятиях являются специализированные мастерские по обработке камня, где проходят практику студенты специальности «техника художественной обработки камня».

Мы считаем, что необходимо вводить в штат геолого-минералогических музеев специалистов-преparatorщиков с профилирующим (геолого-минералогическим) образованием и практическими навыками. Документально разрешать им просматривать музейные образцы и давать рекомендации по их препарации и изучению в них не описанной ранее минерализации.

Список литературы

1. Киевленко Е.Я., Чупров В.И., Драмиева Е.Е. Декоративные коллекционные минералы. М.: Недра, 1987, 223 с.

ПРИМЕНЕНИЕ НОМЕНКЛАТУРЫ ВЕРШИННЫХ ФОРМ СКЕЛЕТНЫХ КРИСТАЛЛОВ НА ПРИМЕРЕ ИНДИВИДОВ ГРОССУЛЯРА ИЗ ВИЛЮЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ АХТАРАНДИТА (ЯКУТИЯ)

А.Д. Павлушин

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск, Россия.

a.d.pavlushin@diamond.ysn.ru

В настоящее время наибольшую известность получили два вида классификации вершинных форм скелетных кристаллов природных минералов (Шафрановский, Мокиевский, 1956; Краснова, Петров, 1997), однако в своей основе они настолько противоречат друг другу, что исключают возможность взаимного дополнения. Для преодоления сложностей, связанных с описанием реальных форм скелетных кристаллов, необходима простая в применении, и в то же время точная методика, основанная на принципах и кристаллографических законах симметрии, позволяющая дать исчерпывающую характеристику вершинников.

Прекрасным полигоном для апробирования методов описания вершинных форм могут служить высокосимметричные минералы, например такие, как гранат, из широко известного Вилуйского месторождения ахтарандита, где есть возможность изучать многочисленные метакристаллыgrossуляра скелетного облика. Подобные образцы из данного проявления хорошо известны в минералогических коллекциях как параллельные сростки кристаллов, в том числе, в собрании Минералогического музея имени А.Е.Ферсмана. Большинство крупных кристаллов вилуйского grossуляра имеют признаки скелетного роста в виде входящих граней и скелетно-зонального строения. Онтогенетическая история роста его индивидов, представляет собой последовательную смену дендритовидных скелетных вершинных форм кристаллов, унаследовавшими затем их геометрию полногранными кристаллами, ограненными $\{211\}$ и $\{110\}$. Установленная эволюция связана с изменением кинетических условий роста, происходивших на фоне падения пересыщения, и нередко завершалась приобретением кристаллами полногранной формы (Павлушин, Галускин, 2002).

Совокупности вершинных пучков, генерированных одним центром роста скелетного кристалла, связанные между собой элементами симметрии, образуют кристаллические обособления – вершинники. Вершинные кристаллы grossуляра представлены комбинациями разнонаправленных вершинных пучков, обозначенных по номенклатуре И.И.Шафрановского, В.А.Мокиевского в соответствии с точечной симметрией символами $:100:$, $:111:$, $:110:$ эквивалентных им вершин гранной формы тетрагонтриоктаэдра $\{211\}$ (рис. 1, а). Для обозначения вершинников Н.И. Краснова и Т.Г. Петров (1997), напротив, предлагают использовать символы простых гранных форм, в направлении вершин которых чрезмерно развиты элементы скелетного кристалла. В рассматриваемом нами случае вершинник, обозначенный символом $:100:$ (см. рис. 1, а), в такой трактовке принадлежит октаэдру (6 вершин) и обозначается символом $:111:$, а вершинник, обозначенный $:111:$, принадлежит кубу (8 вершин) и имеет символ $:100:$. Однако уже при описании следующей вершинной постройки grossуляра, обозначенной символом $:110:$ (рис. 1, а), мы попадаем в безвыходную ситуацию, поскольку уже невозможно подобрать простую гранную форму, 12 вершинам которой она могла бы принадлежать. Такой кристаллографической формы кубической симметрии не существует. В итоге наблюдается путаница в использовании Н.И. Красновой и Т.Г. Петровым кристаллографических символов Миллера гранных форм для обозначения вершинников, а кроме того, их невозможно применить и для построения стереографических проекций.

Одной из важных характеристик элементов скелетных построек является симметрия отдельных вершинных пучков, слагающих вершинник, и его собственная совокупная симметрия. В изометричном кристалле grossуляра под его полногранной зоной обнаружена

хорошо развитая скелетная дендритовидная постройка, представляющая собой комбинацию вершинных пучков с соответствующими видами ложной симметрии $\{100\}$ ($4mm$) + $\{111\}$ ($3m$) + $\{110\}$ ($mm2$) (рис. 1, а), совокупная симметрия вершинника – $m3m$. Избирательное развитие обозначенных вершинных пучков у некоторых индивидов приводит к появлению вершинников, имитирующих двойниковые сростки кристаллов. Так, вершинники, напоминающие двойники срастания по шпинелевому закону (рис. 1, б), представляют собой комбинацию развитых из одного центра роста в полярных направлениях вершинных пучков $\{111\} + \{1\bar{1}\bar{1}\}$, ограненных $\{211\} + \{110\}$. Внешняя симметрия вершинных пучков $\{111\}$ соответствует симметрии стрелы $3m$, а суммарная симметрия при равном их развитии отвечает виду $3m$. Также наблюдаются вершинники $\{011\}$ симметрии $2mm$, имитирующие двойники срастания по (011) (рис. 1, в). Последние образовались за счет слияния смежных вершинных пучков $\{100\}$ посредством развития общих граней $\{211\}$. Консолидация вершин скелета приводит к образованию вершинных обособлений, которые можно обозначить как комбинации вершинных форм со свойственной им новообразованной внешней симметрией и подчиненными ложными формами огранки (рис. 1, б-г). В результирующей симметрии таких срастаний в соответствии с принципом диссимметрии Кюри сохраняются лишь те элементы симметрии, которые являются общими для их вершинных пучков.

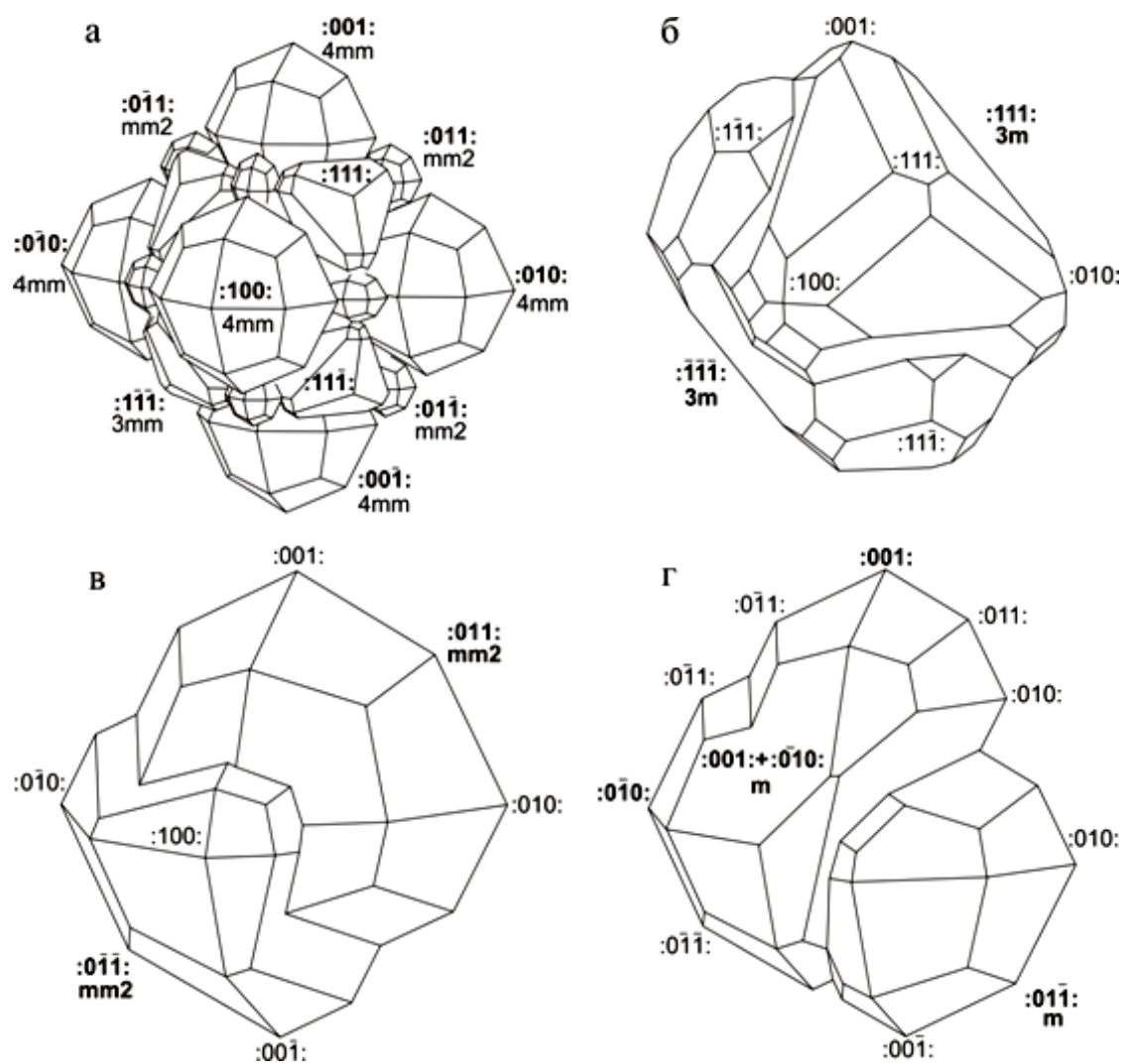


Рис. 1.

Индексы и ложная симметрия вершинных обособлений на кристаллахgrossуляра. Жирным выделены индексы вершинных пучков, формирующих скелетные постройкИ.

Вершинные обособления целесообразно обозначить, используя номенклатуру Шафрановского – Мокиевского. Схема их описания сводится к последовательному перечислению индексов консолидированных друг с другом вершинных пучков, а вспомогательную роль в качестве привязки выполняют кристаллографические плоскости и оси, в которых лежат отмеченные вершины (рис. 1, б-г). Разнообразные варианты трансформации вершинников в реберные формы также говорят в пользу того, что система их описания должна быть связана единой номенклатурой и не вступать в противоречие с физическим смыслом выделения гранных форм кристаллов.

Литература

1. *Краснова Н.И., Петров Т.Г.* Генезис минеральных индивидов и агрегатов, Санкт-Петербург, Невский курьер, 1997. 228 с.
2. *Павлушин А.Д., Галускин Е.В., Галускина И.О.* Вершинники кристаллов граната // Минералогические музеи. Материалы IV Международного Симпозиума СПб.: НИИЗК, СПбГУ, 2002. С. 288–289.
3. *Шафрановский И.И., Мокиевский В.А.* Условия роста, геометрия и симметрия скелетных кристаллов // Записки Всесоюз. минерал. о-ва. 1956. Ч. 85. В. 2. С. 172–186.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА БЛЕКЛЫХ РУД ЛЕСТНИЧНЫХ КВАРЦЕВЫХ ЖИЛ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ БЕРЕЗОВСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (СРЕДНИЙ УРАЛ)

Р.С. Паламарчук¹, А.А.Черепков², С.Ю. Степанов¹, Д.А. Ханин³

*1 Санкт-Петербургский Горный университет, г. Санкт-Петербург,
palamarchuk22@yandex.ru*

2 ООО «Березовский рудник», г. Екатеринбург. tuts@inbox.ru

*3 Московский государственный университет им. Ломоносова, г. Москва.
mamontenok49@yandex.ru*

Березовское рудное поле с малосульфидным золотокварцевым оруденением представляет собой сложный полихронный объект с развитием различных типов метасоматитов (Филимонов, 2009). В пределах рудного поля выделены два типа кварцевых жил (Бородаевский и др., 1947): красичные, залегающие в метасоматически преобразованных вулканогенно-осадочных породах Новоберезовской толщи и, реже, в серпентинитах Первомайского массива, и полосовые (лестничные) жилы, залегающие в дайках гранитоидов третьей фазы внедрения Шарташского интрузива Верхисетского комплекса.

В настоящее время основные горные работы Березовского рудника направлены на отработку дайковых тел, содержащих многочисленные полосовые жилы. Состав этих жил выдержан: кварц и сульфиды, среди которых встречаются пирит, халькопирит, галенит и блеклые руды. Значительные вариации химического состава последних, в ряду теннантит-тетраэдрит, являются основой для построения зональности рудного поля. Цель данной работы проследить характер изменения состава блеклых руд в пределах северной части Березовского рудного поля.

Для достижения поставленной цели из кварцевых жил 4 гранитных даек (гранит-порфиров: Второпавловской, Андреевской, Ильинской и плагиогранит-порфиров Елизаветинской) были отобраны образцы блеклых руд. Точки отбора образцов во всех дайках располагались примерно на одинаковом удалении от кровли Шарташского интрузива. Химический состав блеклых руд определялся методом рентгеноспектрального микроанализа на микроанализаторе Camebax SX50 с волновым детектором (кафедра минералогии геологического факультета Московского государственного университета).

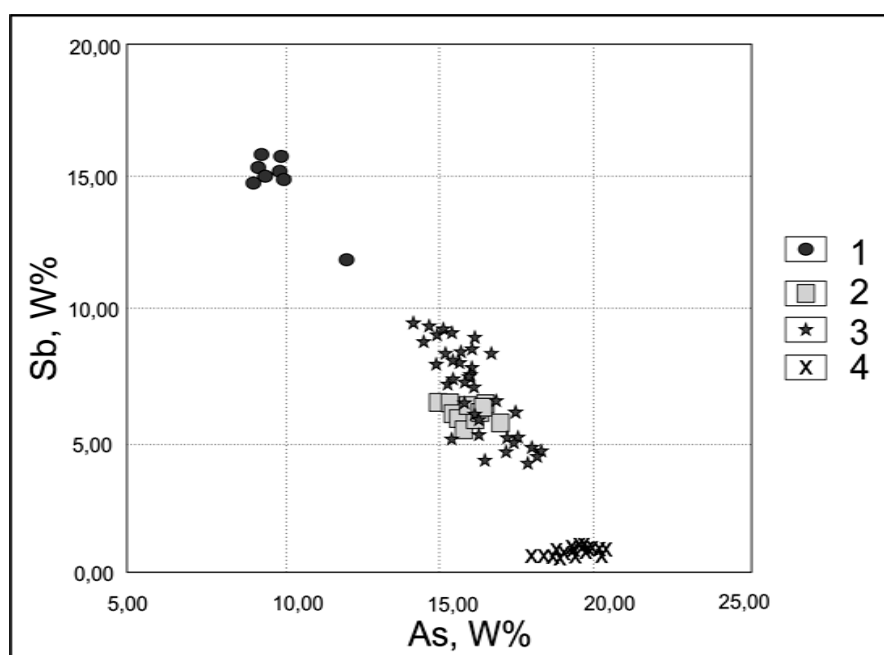


Рисунок 1.
Фигуративные точки
анализов блеклой руды
из северной части
Березовского рудного
поля в системе Sb-As в
массовых процентах.
1 – Второпавловская
дайка;
2 – Ильинская дайка;
3 – Андреевская дайка;
4 – Елизаветинская
дайка

В работе Б.В. Чеснокова (Чесноков, 1973) по блеклым рудам выявлена зональность Березовского рудного поля, которая выражается в смене тетраэдрита теннантитом по мере удаления от Шарташского интрузива. В поздних работах (Филимонов, 2009) было выдвинуто предположение, что Березовское рудное поле имеет сложную зональность, в пользу чего свидетельствуют и данные, полученные нами. По результатам анализов блеклых руд из северной части рудного поля (рис. 1) для Второпавловской дайки характерен тетраэдрит, а для Елизаветинской – теннантит. В Ильинской и Андреевской дайках наблюдаются промежуточные разновидности изоморфного ряда тетраэдрит-теннантит.

Тетраэдрит Второпавловской дайки, по сравнению с блеклыми рудами из остальных рассматриваемых даек, характеризуется наименьшими содержаниями железа и наибольшими содержаниями цинка (рис 2.а и 2.б). Для теннантита Елизаветинской дайки, напротив, выявлена наибольшая концентрация железа и наименьшая концентрация цинка. Блеклые руды Андреевской и Ильинской даек по содержанию Zn и Fe занимают промежуточное положение. Содержание меди статистически значимо отличается лишь в тетраэдрите из Второпавловской дайки (рис 2.в). Для содержания меди в блеклой руде из остальных даек, отмечено перекрытие доверительных интервалов.

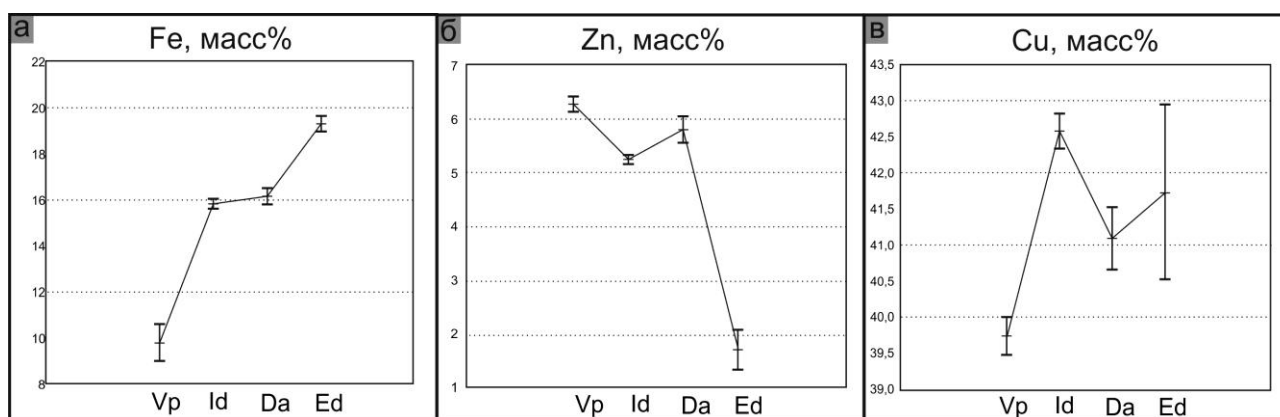


Рисунок 2. Графики химического состава блеклых руд с доверительными интервалами при $p=0,05$ в массовых процентах (по вертикали).

Вр – Второпавловская; Ид – Ильинская; Да – Андреевская; Ед – Елизаветинская.

Выявленные значительные вариации в составе блеклых руд из кварцевых жил, залегающих в северной части Березовского поля ставят под сомнение построенную ранее простую зональность Березовского рудного поля с переходом от тетраэдрита к теннантиту по мере удаления от Шарташского интрузива (Чесноков, 1973). Значительное различие составов блеклых руд в относительно небольшой части рудного поля указывает на развитие процессов минералообразования с различными термодинамическими параметрами, что, возможно, объясняется телескопированием разновременных метасоматитов в пределах дайковых тел. Однако объяснение столь сильной вариации составов блеклых руд и взаимосвязь их с разными по термодинамическим параметрам формирования гидротермально-метасоматическими образованиями требует дальнейших детальных геохимических и минералого-петрографических исследований.

Литература

1. Бородаевский Н.И., Бородаевская М.Б., Березовское рудное поле (геологическое строение), М., 1947, 261 с.
2. Чесноков Б.В. Эндогенная зональность Березовского рудного поля на среднем Урале. // Доклады Академии наук СССР. М.:1973. Том 210. №4. С. 915–917.
3. Филимонов С.В. Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Минералы группы блеклых руд – индикаторы рудогенеза (на примере гидротермальных месторождений золота). МГУ им. М.В. Ломоносова (МГУ). Геологический факультет. Москва, 2009. 25 с.

ИСТОРИЯ СОЗДАНИЯ ВЫСТАВКИ ПРОМЫШЛЕННЫХ ТИПОВ РУД ВСЕРОССИЙСКОГО НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО ИНСТИТУТА МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ ИМ. Н.М. ФЕДОРОВСКОГО

И.Г. Печенкин

*Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья
им. Н.М. Федоровского*

Литотека ВИМСа – уникальная коллекция образцов более чем 600 отечественных и зарубежных месторождений. Она является государственным достоянием, обеспечивающим развитие знаний об условиях формирования, вещественном составе и технологических свойствах полезных ископаемых.

Собрание основано на базе первого частного научно-исследовательского института России – института «Литогеа» (Litogaea). Основатель института профессор В.В. Аршинов в 1905 году приобрел для института в известной фирме «Dr. F. Krantz» (Бонн, Германия) эталонную коллекцию штуфов горных пород. Эта коллекция (250 шт.), стала основой для музейного собрания № 1. Затем была приобретена коллекция горных пород Норвегии (206 шт.), образовавшая музейную коллекцию № 2. Впоследствии первая коллекция объединила образцы «Dr. F. Krantz» и образцы горных пород окрестностей Крыма, Балаклавы, окрестностей Пятигорска, Волыни, собранные В.В. Аршиновым, В.И. Вернадским, К.И. Висконтом на полевой университетской практике в Крыму и на Кавказе (1903–1905 гг.). Возможно, эти сборы были проведены ранее, поскольку с 1892 по 1905 г. Висконт был домашним учителем у Аршинова. Он мог брать его с собой летом в Крым и на Кавказ. Шлифы к образцам в эти годы заказывались в Москве в Пыжевском переулке д. 7, а также в фирме «Voigt & Bochgesang Gottingen» в Ганновере или Бремене. В литотечном фонде обнаружены три образца, которые, по-видимому, были куплены В.В. Аршиновым для личной коллекции. Это образцы криолита, талька и сидерита из самых первых сборов фирмы «Dr. A. Krantz». Подтверждением служат этикетки с указанием – Фрайберг. Коллекционный материал при размещении фирмы в Фрайберге собирался в 1833–1835 гг. (рис. 1) (Pechenkin, Minina, 2015).



Рисунок 1. Образец криолита из первой коллекции «Литогеа», приобретенной В.В. Аршиновым

Первая коллекция образцов из российских месторождений поступила в институт в 1911 г. Это были горные породы района оз. Тургой на Урале (251 образец), собранные К.О. Висконтом при геологической съемке. В 1917 г. Е.А. Кузнецов передал институту петрографическую коллекцию горных пород Кыштымского района Среднего Урала. Систематическое поступление коллекционного каменного материала в хранилище института по результатам полевых работ сотрудников началось лишь с 1928 года. В 1931 г. в специальном помещении был открыт Музей технологии минерального сырья. Выставочная экспозиция сразу же получила четкую практическую направленность. В ней демонстрировался весь процесс разрабатываемого в институте геолого-промышленного цикла – от месторождения и руды через технологические цепочки передела до конечных товарных изделий. При литотеке действовало «Бюро минералов», которое формировало коллекции для учебных заведений, занималось обменом коллекционных материалов с заинтересованными организациями, закупкой необходимых экспонатов и продажей излишков дублетного фонда (ВИМС ..., 1993).

В 1937 г. часть коллекций была передана созданному в то время Московскому геологоразведочному институту (МГРИ), помещение выставки заняли другие подразделения института, а оставшиеся коллекции сохранялись в плохо приспособленном для хранения каменного материала подвальном помещении литотеки ВИМС. Даже после этого фонды литотеки постепенно увеличивались, расширялись их разнообразие и представительность.

В ноябре 2007 г. выставка промышленных типов руд открылась в обновленном виде. На ней представлено около 2000 минеральных видов, в том числе много уникальных. Выставка демонстрирует руды главных геолого-промышленных типов рудных месторождений и частично – неметаллического минерального сырья, которые в основном служили объектами исследований института. Она размещена в 80 выставочных шкафах, где хранятся более 5000 образцов, иллюстрирующих многообразие руд промышленных типов месторождений железа, марганца, хрома, титана, вольфрама, молибдена, олова, ниобия, тантала, бериллия, бора, флюорита, слюд. Перечень и основные данные по экспозиционным образцам занесены в электронный каталог. В закрытых ящиках экспозиционных шкафов размещены образцы вмещающих пород, прозрачные шлифы и аншлифы, изучение которых можно проводить на месте с использованием бинокля или микроскопа. Построение коллекций в экспозиции на принципе промышленной типизации месторождений наглядно показывает реальное состояние отечественной минерально-сырьевой базы каждого полезного ископаемого, предметное сопоставление ее с зарубежной и помогает в разработке стратегии совершенствования и развития. Особое внимание уделено демонстрации новых типов месторождений, большей частью выявленных и оцененных сотрудниками ВИМС, в том числе с комплексными многокомпонентными рудами. За столетнюю деятельность института ее сотрудниками открыто 125 новых минералов, которые также нашли свое место в экспозиции. В настоящее время общее количество предметов хранения в литотеке превышает 87 тыс. единиц, в том числе свыше 36 тыс. образцов, 41 тыс. шлифов и аншлифов. Обменный фонд насчитывает более 11 тыс. образцов. Коллекции образцов регулярно используются для проведения уникальных исследований с применением новейших технических средств (Печенкин, Скоробогатова, 2013).

Геологические образцы служат единственным первоисточником информации о геологических процессах, происходивших на Земле миллионы лет назад и проходящих в наши дни. Большая их часть в собрании является эталонной, проанализированной и потому представляет собой своеобразный банк данных – хранилище геологической и научной информации. Дополнительная ценность образцов заключается в том, что они характеризуют как поверхностные, так и глубокие горизонты, так как отобраны сотрудниками ВИМС при сопровождении разведочных работ, вскрывавших рудные тела в полном объеме.

Основная концепция развития экспозиции включает: накопление, сохранение и демонстрацию полученных сотрудниками института научных результатов в исследовании месторождений; ознакомление с уже оцененными объектами, проходящими в настоящее время геолого-экономическую переоценку; использование экспозиций каменного материала, продуктов переработки руд, коллекции шлифов, аншлифов, монофракций для переквалификации специалистов, обучения студентов и аспирантов; соединение созданной в институте базы данных по месторождениям с экспозицией каменного материала и библиотечным фондом (Печенкин, Серпер, 2014).

Литература

1. ВИМС-LXXV / гл. ред. А.Н. Еремеев. М.: Недра, 1993. 334с.
2. Печенкин И.Г., Серпер Н.А. Научно-образовательные центры – эффективная форма интеграции высшей школы, науки и производства // Горный журнал. № 7. 2014. С. 101–105.
3. Печенкин И.Г., Скоробогатова Н.В. Выставка промышленных типов руд – эффективный центр обучения // Софийская инициатива «Сохранение минерального разнообразия». VI международный симпозиум «Минеральное разнообразие исследование и сохранение». Доклады. София: Фондация «Земята и хората», 2013. С. 135–141.
4. Pechenkin Igor G., Minina Elena L. The early collections of the All-Russian Scientific Research Institute of Mineral Resources (VIMS) // 13th International Symposium. Cultural Heritage in Geosciences, Mining and Metallurgy Libraries – Archives – Museums 15th–20th June 2015 Banská Štiavnica, Slovakia. Abstracts. Slovak Mining Museum in Banská Štiavnica, 2015. P. 24–25.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЗЭ В ШЕЕЛИТЕ ЮБИЛЕЙНОГО Аu-ПОРФИРОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (Ю. УРАЛ) ПО ДАННЫМ LA-ICP-MS

О.Ю. Плотинская¹, И.А. Бакшеев², Е.А. Минервина¹

1 ИГЕМ РАН, Москва, Россия, plotin@igem.ru

2 МГУ им. Ломоносова, геологический ф-т, Москва, Россия

Юбилейное Au-порфировое месторождение расположено в Западном Казахстане, на южном окончании Магнитогорской мегазоны. Территория сложена девонскими вулканитами, прорванными интрузивами айрюкского комплекса, включающего габбро-диориты, кварцевые диориты, плагиограниты и плагиогранит-порфиры; с последними связывают Au-порфировое оруденение. Оно представлено штокверковыми кварц-сульфидными зонами среди кварц-серицитовых метасоматитов (филлизитов). Наиболее ранние прожилки – кварц-магнетит-гематитовые, на них наложена халькопирит-пиритовая минерализация с подчиненным количеством борнита, молибденита, арсенопирита, сфалерита, галенита, с самородным Au, редким шеелитом, сульфосолями и сульфотеллуридами Bi и Pb и более поздний антимонит (Абдулин и др., 1976).

Крупные кристаллы шеелита зональные: содержание Mo увеличивается от центра кристалла к краю. По данным микрорентгеноспектрального анализа, в ядерной части кристаллов (шеелит-1) размером около 0.8 мм содержание Mo 7.2-8.1 мас.%; краевая зона (шеелит-2) шириной до 1 мм содержит от 2 до 5.7 мас.% Mo. Шеелит-3 в виде прерывистых кайм и просечек шириной не более 50 мкм обрастает и пересекает ранние генерации, содержания Mo в нем не превышают 1.8 мас.%. Шеелит-4 (1.7-4.5 мас.% Mo) образует тонкие, около 5 мкм, просечки в шеелите более ранних генераций.

В шеелите первых трех генераций методом LA-ICP-MS (ИГЕМ РАН) определено содержание примесных компонентов, в том числе изучено распределение последних РЗЭ. Концентрация Sr в шеелите 1 и 2 одинаковая и составляет в среднем 80 и 82 г/т соответственно, в шеелите 3 содержание Sr несколько ниже – в среднем 48 г/т. Средняя концентрация Mn снижается от первой генерации к третьей, а концентрация Fe наоборот увеличивается: 20→13→4 и 14→27→32 г/т соответственно.

На рис. 1 приведены графики распределения РЗЭ в описываемом шеелите. Шеелит всех трех генераций существенно обогащен легкими по сравнению с тяжелыми РЗЭ. Отношение $(La/Yb)_N$ слабо увеличивается от первой ко второй генерации шеелита от 10.5-13.5 до 14.5-14.9. В шеелите 3 эта величина варьирует существенно шире (7.1-32.4). Отношение $(La/Ce)_N$ также слабо возрастает от первой ко второй генерации 1.3-1.6 до 1.8-2.0, но снижается в шеелите 3 – 0.8-0.9. Для всех трех генераций типична отрицательная Eu аномалия; отношение Eu/Eu^* составляет в шеелите 1 от 0.4 до 0.5, в шеелите 2 – 0.5-0.8 и в шеелите 3 – 0.3-0.4. На рис. 1 хорошо видно, что графики распределения РЗЭ в шеелите сходны с таковыми для вмещающих штокверковые зоны гранитоидов. Эти графики отличаются только величиной Eu аномалии – отношение Eu/Eu^* в гранитоидах варьирует от 0.7 до 0.8, что несколько больше, чем в шеелите.

Сравнение с литературными данными показывает, что форма распределения РЗЭ в шеелите Юбилейного месторождения идентична таковой в шеелите скарновых месторождений (Fu et al., 2017; Raimbault et al., 1993). Для шеелита плутоногенных Au месторождений характерно колоколообразное распределение с резко выраженной положительной Eu аномалией (Bruggerr et al., 2000; Kempe, Oberthür, 1997); шеелит W месторождений грейзеновой формации имеет вогнутое или выгнутое распределение при положительной или отрицательной Eu аномалии соответственно (Kempe, Oberthür, 1997; Krneta, 2011; Raimbault et al., 1993); для шеелита W месторождений гумбеитовой формации обычно обогащение легкими РЗЭ и наличие Ce аномалии при слабой положительной Eu аномалии (наши неопубликованные данные).

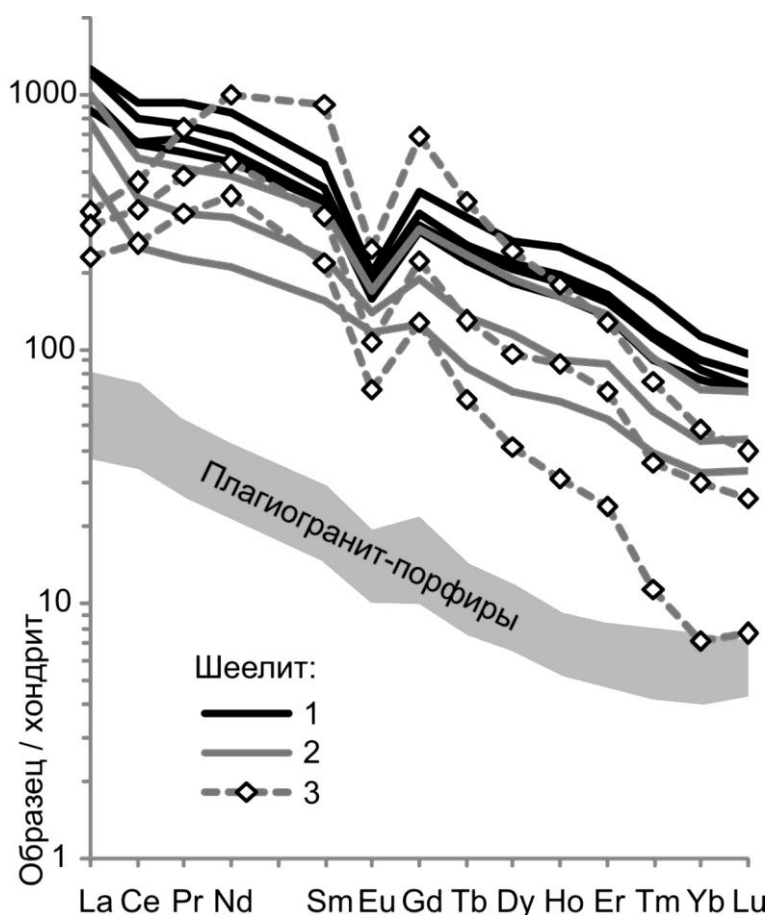


Рисунок 1. Спектры распределения РЗЭ в разных генерациях шеелита и в магматических породах (по Plotinskaya et al., 2016) Юбилейного месторождения. Нормировано по хондриту (Sun, McDonough, 1989)

Высокое содержание Мо и, Eu аномалия в шеелите Юбилейного месторождения свидетельствуют об окислительных условиях формирования минерала. Увеличение отношения Eu/Eu^* от первой ко второй генерации и его снижение к третьей, указывают на переменные физико-химические условия формирования шеелита (рост fO_2 , а затем ее снижение). Идентичная форма графика распределения РЗЭ в шеелите и вмещающих рудные зоны гранитоидов с одной стороны, а с другой более выраженная отрицательная Eu аномалия в шеелите свидетельствуют о заимствовании вещества из вмещающих пород при существенном влиянии гидротермального флюида. Близость форм графика распределения РЗЭ в шеелите Юбилейного месторождения и шеелите скарнов, а также высокое содержание Мо в обоих случаях указывают на окислительные условия формирования минерала в гидротермальной системе Ау-порфирового месторождения.

Литература

1. Абдулин А.А., Байдильдин Э.А., Касымов М.А. и др. Металлогения Мугоджар. Алма-Ата: Наука КазССР, 1976. 280 с.
2. Bruggerr J., Lahaye Y., Costa S. et al. Inhomogeneous distribution of REE in scheelite and dynamics of Archaean hydrothermal systems (Mt. Charlotte and Drysdale gold deposits, Western Australia) // Contrib. Mineral. Petrol. 2000. V. 139. P. 251-264.
3. Krneta S. Mineral paragenesis and alteration of the Mt. Carbine tungsten deposit from north Queensland. Late stage evolution of S-type granite. Honours thesis. Dept. Earth Envir. Scie. Adelaide Univ. 2011. 848 p.
4. Raimbault L., Baumer A., Dubru M. et al. REE fractionation between scheelite and apatite in hydrothermal conditions // Am. Mineral. 1993. V. 78. P. 1275-1285
5. Kempe U., Oberthür Th. Physical and geochemical characteristics of scheelite from gold deposits: A reconnaissance study. Proc. IV Biennial SGA Meeting, Turku, Finland. Balkema, Rotterdam. 1997. P. 209-212.
6. Fu Y., Sun X., Zhou H. et al. In-situ LA-ICP-MS trace elements analysis of scheelites from the giant Beiya gold-polymetallic deposit in Yunnan Province, Southwest China and its metallogenic implications // Ore Geol. Rev., 2017. doi: 10.1016/j.oregeorev.2016.08.030
7. Plotinskaya O.Y., Grabezhev A.I., Tessalina S. et al. Porphyry deposits of the Urals: geological framework and metallogeny// Ore Geol. Rev., 2016. doi: 10.1016/j.oregeorev.2016.07.002
8. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes// Magmatism in the Ocean Basins. 1989. V. 42, P. 313-345.

ОНТОГЕНИЧЕСКОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОНЯТИЯ «МИНЕРАЛ» – ИНСТРУМЕНТ ДЛЯ ПОЛНОПРАВНОГО ОПИСАНИЯ И КЛАССИФИКАЦИИ НАРЯДУ С КРИСТАЛЛАМИ МИНЕРАЛОИДОВ И НАНОМИНЕРАЛОВ

М.Ю. Поваренных

Институт истории естествознания и техники РАН, Москва mpovarennykh@mail.ru

Руководствуясь теоремой Гёделя и положениями *Общей Теории Систем Урманцева* ОТС(У) (Урманцев, 1988), автор выработал основные принципы новой минералогической парадигмы, включающей в себя кристаллохимическую как свою составную часть (Поваренных, 1996, 2000, 2010; Поваренных, Оноприенко, 1986; Поваренных, Матвиенко, 2014) и позволяющей строго выделять среди объектов минералогии представителей трёх подцарств: *кавикластов* (наноминералов), *кристаллов* и *минералоидов* (рис. 1–2).

Новая парадигма минералогии – онтогеническая – позволяет перейти к таким основополагающим понятиям «жизни минералов», как: а) *элементарный слой* (это понятие более первично, чем «элементарная ячейка»); б) *зонарно-секториальному внутреннему строению* любого минерального индивида; в) *росту и растворению любого минерала поверхность за поверхностью*; г) *эволюции онто- и филогенеза* (временная ось и кристаллическая решётка по определению не совместимы, и последняя не отвечает трём основополагающим постулатам синергетики природных процессов: необратимости, нелинейности и неравновесности), а также включить в Царство минералов подцарства минералоидов и кавикластов (наноминералов) наравне с активно изучаемыми ныне кристаллами (Поваренных А.С., 1966; Povarennykh, 1972; Юшкин, 1984) (рис. 2). Действительно, вся история «жизни» минерала от зарождения до распада – онтогенез – запечатлён в его поверхностях, и кристаллическое (или некристаллическое) «тело» минерала – это, по-существу, область развития былых или ныне существующих его поверхностей. Минерал создаётся перемещением поверхностей и по сути является суперпозицией траекторий этих перемещений. Любая точка внутри минерала была в определённый момент времени точкой его былой поверхности. Именно на поверхностях минерала «записывается» вся генетическая информация как мера неоднородности в пространственно-временном распределении энергии и вещества в минералообразующей среде, которая, закрепляясь в строении растущего минерала, проявляется в его свойствах и определяет в каждом конкретном случае меру негэнтропии.



Рисунок 1. Подцарства минерального царства в онтогенической парадигме минералогии

Новое – онтогеническое – определение понятия «минерал» («минерал суть суперпозиция траекторий перемещения его поверхностей – элементарных слоёв») более широкое и даёт возможность описывать всё разнообразие объектов минерального царства (в том числе и таких спорных «горных пород», как например, опалы, шунгиты, кериты, битумы, спутанно-волокнистые хризотил-асбесты и агрегаты углеродных нанотрубок), являясь, по-существу, возвратом на новом уровне к определению В.И. Вернадского 1908 г. (Вернадский В.И., 1923).

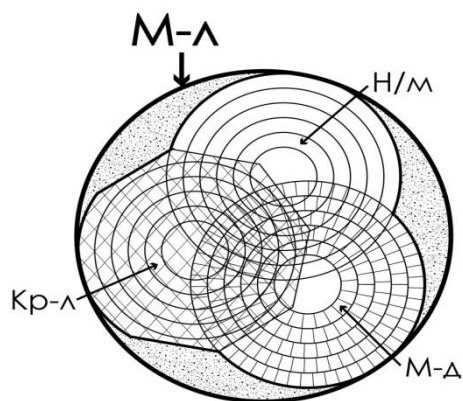


Рисунок 2. Схематическое изображение системы «Минерал» – минерального царства

Согласно знаменитой теореме о неполноте Курта Фридриха Гёделя, чтобы определить основополагающие системные признаки системы «Минерал» (М-л), необходимо выйти за рамки рассматриваемой системы. Находясь внутри ныне принятой кристаллохимической парадигмы минералогии (подмножество Кр-л), невозможно описывать объекты подмножества (подцарства минеральных объектов) наноминералов (Н/м) и минералоидов (М-д).

В докладе приводятся примеры классификации минеральных видов подцарства кавикластов (наноминералов) (углеродных однослойных и многослойных фуллеренов и нанотрубок и их неуглеродных аналогов) и описания природных битумов (керитов), шунгитов, опалов, углей, янтарея как супертонкозернистых горных пород – агрегатов индивидов минералоидов.

Литература

1. Вернадский В.И. История минералов земной коры. Т. 1. Вып. 1. Петербург: научн. хим.-техн. изд-во, 1923, 208 с.
2. Поваренных А.С. Кристаллохимическая классификация минеральных видов. Киев: Наукова думка, 1966, 548 с.
3. Поваренных М.Ю. Фуллерены как протоминералы // Зап. ВМО. 1996. N 5. С. 97–103.
4. Поваренных М.Ю. От протоминерала к Периодической Системе Минералов // Сб. «Система Планета Земля». М.: МГУ. 2000. С. 63–72.
5. Поваренных М.Ю. О новой парадигме минералогии для описания минерального разнообразия // Мат. Международной Конференции «Сохранение минерального разнообразия». 2010. София. С. 121–130.
6. Поваренных М.Ю., Матвиенко Е.Н. Развитие теории минералогии и петрографии. Теоретико-системное обоснование естественной классификации горных пород и построения Периодической Системы Минералов. Саарбрюккен: LAP Lambert, 2014, 117 с.
7. Поваренных М.Ю., Оноприенко В.И. О сущности минерала // Геологический журнал. 1986. Т. 46. № 5. С. 53–57.
8. Урманцев Ю.А. Эволюционика или общая теория развития систем природы, общества и мышления. Пущино: ОНТИ НЦБИ АН СССР, 1988, 79 с.
9. Юшкин Н.П. История минералогии и эволюция фундаментальных минералогических идей // Докл. на засед Президиума Коми ФАН СССР. – Сыктывкар: Сер.научн.докл., вып. 102, 1986, 50 с.
10. Povarennykh A.S. Crystal Chemical Classification of Minerals. Volume 1–2. Plenum Press. 1972, 766 p.

ОПАЛЫ КАК СУПЕРТОНКОЗЕРНИСТЫЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ: НОВЫЕ ДАННЫЕ ОБ ИХ ВНУТРЕННЕМ СТРОЕНИИ

Поваренных М.Ю.¹, Матвиенко Е.Н.², Янсон С.Ю.³, Бурмистров А.А.⁴, Кнотько А.В.⁵

1 Институт истории естествознания и техники РАН, Москва mpovarennykh@mail.ru

2 Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана, Москва ematvienko@mail.ru

3 Санкт-Петербургский государственный университет jansn.sv@gmail.com

4 Московский государственный университет, геологический факультет

5 Московский государственный университет, химический факультет alknt@mail.ru

С помощью методов люминесценции, растровой электронной и атомно-силовой микроскопии для природных австралийских (Кубер-Педи, Андамука, Лайнтнинг Ридж и Квинсленд), эфиопских (Мезезо и Воло), мексиканских (Куэтеро), гондурасских (Эрандике), словацких (Червенице) и российских (Радужное, Сев. Приморье) месторождений и искусственных благородных опалов (БО) впервые установлено, что мозаичный узор игры цветов в них (иризации) напрямую связан с их фрустумационным (первично агрегативным, кусковатым) внутренним строением, обусловленным не только неоднородностью пространственного распределения монодисперсных глобул кремнезёма, но и вариациями их квазиплотнейшей кубической упаковки в разных фрустумах, отграниченных друг от друга системой первичной субмикротрещиноватости. Ранее было показано, что именно опалы (включая благородные) в качестве супертонкозернистых мономинеральных и простых по генезису горных пород могут являться наиболее удобными моделями для изучения явления фрустумации (первичной кусковатости) (Поваренных, 2006, 2008; Поваренных, Матвиенко, 2014, 2015; Поваренных и др., 2014, 2016). Проведены комплексные минералогическо-петрофизические исследования опалов разного генезиса с помощью термического (с волюметрической масс-спектрометрией – ТГ и ДТА) и рентгенофазового анализов, инфракрасной и рамановской спектроскопии, локального микрорентгеноспектрального анализа, производились замеры диэлектрической проницаемости, плотности и эффективной макропористости (Бурмистров и др., 2013; Поваренных и др., 2016).

В природных и искусственных благородных опалах размер фрустумов, визуализированных с помощью длинноволнового УФ-излучения и подтвержденных на РЭМ, варьировал в пределах 0.01÷1.5 мм, а их форма была прихотливой в плане и конусовидно-столбчатой в перпендикулярном сечении (Поваренных и др., 2016).

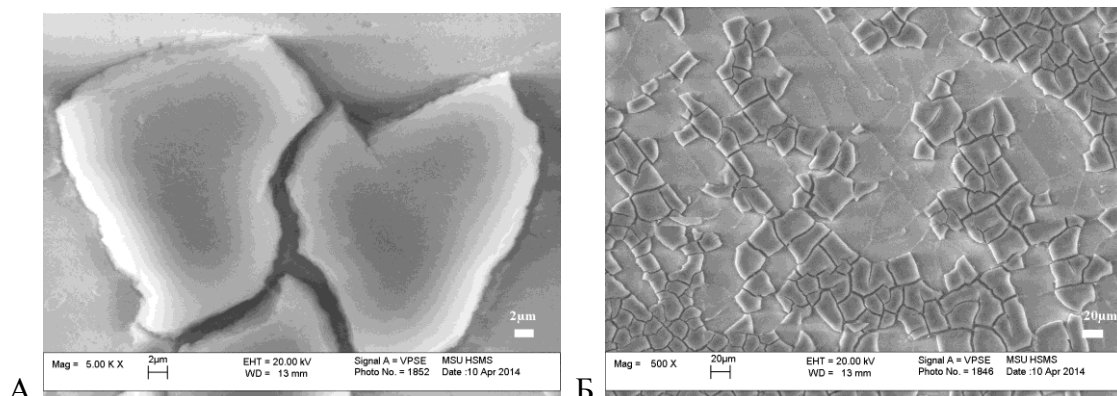


Рис. 1. Характер фрустумации в благородных опалах («2D-типа»). Месторождение Кубер-Педи (А, масштабная линейка 2μm) и Андамука, Ю. Австралия (Б, масштабная линейка 20μm). Фото во вторичных электронах. Сканирующий электронный микроскоп LEO SUPRA 50VP. Центр коллективного пользования, химический факультет МГУ

Внутреннее строение природных опалов чаще всего характеризуется слоистой толстотаблитчатой или тонкой пластинчатой текстурой (условно говоря, «2D-фрустумами») (рис. 1). В образцах искусственного благородного опала, выращенных в спокойных автоклавных условиях, как правило, отмечаются усечённо-столбчатые формы фрустумов (видимые макроскопически известны среди геммологов как digits – от английского «пальцы, или знаки», назовем их «3D-фрустумы»). Хотя и в опалах из месторождения провинции Воло (Эфиопия) наряду с «2D»- широко развиты «3D-фрустумы» (Rondeau e.a., 1998).

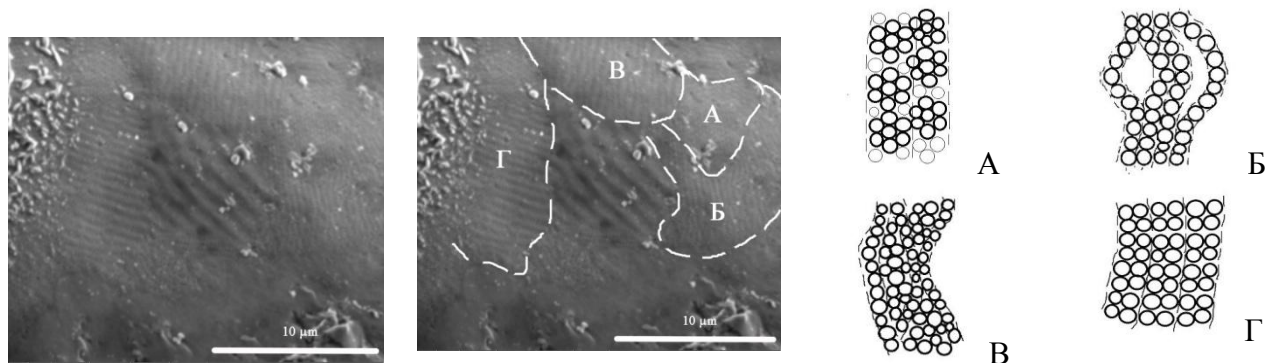


Рис. 2. Области разного строения в образце благородного опала (месторождение Андамука, Ю. Австралия). Границы областей (фрустумов) ретушированы белым пунктиром (А–Г). Фото во вторичных электронах. Сканирующий электронный микроскоп Quanta 200 3D FEI. Ресурсный центр СПбГУ. Справа – схемы строения разных первичных агрегатов глобул водного кремнезёма (минералоидов опала): А – «гексагональная» КПУ, Б, Г – искаженная КПУ «квадратная», В – «будины» сильно искажённой ПУ

Для объяснения явления фрустумации в БО (визуализируемого мозаичным узором иризации) предлагается теория ДЛФО (Дерягина – Ландау – Фервея – Овербека) для сильно заряженных частиц коллоидного размера и её расширение Ильёй Пригожиным и Джереми Инглэндом (диссипативная саморепликация) (Калинин и др., 1998; Поваренных и др., 2016). На рис. 3А видно, что размеры фрустумов в искусственном геле кремнезёма соответствуют расстоянию между 1-м и 2-м барьерами притяжения на рис. 3Б, но они меньше, чем большинство фрустумов в природных БО (рис. 1, 2). Это может быть связано с уменьшением потенциального барьера отталкивания глобул кремнезёма из-за увеличения ионной силы минералообразующего раствора при образовании природных БО (Калинин и др., 1998).

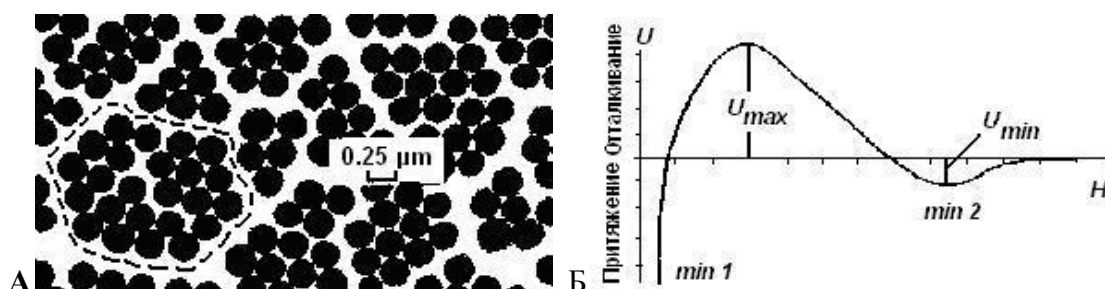


Рис. 3. Образование фрустумов в синтетическом геле кремнезёма из сильно заряженных сферических глобул кремнезёма коллоидного размера (А) (Самойлович и др., 1995) и теоретическая потенциальная кривая энергии (U) их взаимодействия в зависимости от расстояния H (Б) (Калинин и др., 1998). Пунктиром выделен один из первичных фрустумов (А)

Исследования проведены с использованием оборудования ресурсного центра Научного парка СПбГУ «Ресурсный центр микроскопии и микроанализа».

Литература

1. Бурмистров А.А., Поваренных М.Ю., Кнотько А.В., Матвиенко Е.Н. Стадиальность становления внутренней структуры обыкновенного опала (месторождение благородного опала, район Кубер-Педи, штат Южная Австралия). Нанотектоника // Мат. Межд. конф. «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле». Москва. 2013. С. 63–66.
2. Калинин Д.В., Восель С.В., Сердобинцева В.В. Новая интерпретация структуры благородного опала и энергетический анализ взаимодействия сферических частиц кремнезема при его образовании // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 7. С. 1013–1016.
3. Поваренных М.Ю. О фрустумации (свойстве первичной кусковатости, фрагментации) горных пород и её влиянии на их дробимость и возможность крупнокускового обогащения // Труды Годичного собр. Российского Минералогического общества. СПб. 2006. С. 168–176.
4. Поваренных М.Ю. Об установлении нового свойства горных пород – скрытой текстуры // Доклады АН. 2008. Том 419. № 2. С. 233–236.
5. Поваренных М.Ю., Кнотько А.В., Матвиенко Е.Н., Бурмистров А.А., Плечов П.Ю., Лукиш В.Л. Особенности иризации в благородных опалах в свете их мозаично-кластерного (фрустумационного) внутреннего строения // Доклады РАН. 2016. Т. 467. № 6. С. 701–703.
6. Поваренных М.Ю., Матвиенко Е.Н. Развитие теории минералогии и петрографии. Теоретико-системное обоснование естественной классификации горных пород и построения Периодической Системы Минералов. Саарбрюккен: LAP Lambert, 2014, 117 с.
7. Поваренных М.Ю., Матвиенко Е.Н. Новое макроскопическое свойство горных пород – фрустумация – как проявление квантования-зернистости горнопородного уровня простремени // Пространство и Время. 2015. №3. С. 327–338.
8. Поваренных М.Ю., Матвиенко Е.Н., Рассулов В.С. О скрытой текстуре (фрустумации) наиболее простых по минеральному составу и генезису горных пород // Мінерал. журнал (Ukraine). 2014. Т. 36. № 1. С. 88–100.
9. Самойлович Л.А., Балакирев В.Г., Самойлович С.М. Некоторые особенности микроструктуры синтетического и природного благородного А-опала // Разведка и охрана недр. 1995. № 3. С. 23–27.
10. Rondeau B., Fritsch E., Mazzero F., Gauthier J.-P., Cenki-Tok B., Bekele E., and Gaillou E. A Play-of-colour opal from Wegel Tena, Wollo province, Ethiopia // Gems & Gemology. 2010. Vol. 46. No. 2. P. 90–105.

ОТКРЫТЫЕ ГОРНЫЕ ВЫРАБОТКИ – ПРИРОДНЫЕ КЛАДОВЫЕ ДЛЯ ОТБОРА СИСТЕМАТИЧЕСКИХ КОЛЛЕКЦИЙ МИНЕРАЛОВ И ГОРНЫХ ПОРОД

Ю.А. Поленов, В.Н. Огородников

Уральский государственный горный университет

Уральский государственный горный университет ведет подготовку специалистов геологического и горного профиля. Для обучения студентов и повышения квалификации специалистов обязательно используются систематические коллекции минералов, горных пород, металлических и неметаллических полезных ископаемых, которыми располагают Уральский геологический музей и профильные кафедры.

Фонды музея и кафедр постоянно пополняются новыми образцами. Основное пополнение музейных фондов осуществляется в ходе выполнения научно-исследовательских работ, проводимых научными сотрудниками музея и учёными УГГУ. В итоге выполнения таких работ экспозиции музея пополняются новыми, системно подобранными коллекциями и другими материалами научных исследований.

Большая практика работы Уральского геологического музея и кафедр университета доказывает, что дарение и закупка экспонатов может лишь в небольшой мере пополнить фонды, а создать новые научно обоснованные экспозиции возможно лишь при проведении серьезных научных работ, с привлечением к участию в них широкого круга ученых.

И как будто для нас в 1831 году великий государственный деятель России В.Н. Татищев в Заводском уставе писал: «Ежели явятся дивные руды, камни, окаменения или другие подземности и животные и древности такие, что какую-либо чрезвычайность ко испытанию естества и познанию силы и премудрости Творца или к изъяснению в истории показывает, к какому особому употреблению и убранству Наших домов способными явятся, таковые собирать и хранить особо, и в Нашу Академию Наук по части не весьма малой с обстоятельными известиями присылать; ежели же вещь такая, что ее разделить нельзя, то оставь у себя с оной модель готовую и ее сознаменовать и расцветя против сущей той, а ее послать в Академию, и потому всему иметь особую записную книжку, а приносителей оных по достоинству награждать, дабы взысканию и объявлению лучшую охоту имел» (Горный журнал. 1831. Ч. IV. Кн. 10. С. 3).

В настоящий период, к сожалению, произошло резкое сокращение государственных ассигнований на проведение геологоразведочных работ и ослабление детальной геологической документации эксплуатационных открытых и подземных горных выработок. Кроме всего прочего, собственники на действующие горные выработки сотрудников научных учреждений допускают с большим нежеланием.

За длительный период проведения горных работ на Урале пройдено большое количество открытых горных выработок самых разных размеров и значительных глубин, которые и по настоящее время доступны для посещения и отбора образцов. Такие горные выработки пройдены с целью добычи как металлических полезных ископаемых, так и неметаллических. Кроме полезных ископаемых, в этих карьерах можно отобрать хорошие образцы горных пород всех генетических типов.

Покажем это на примере выполнения научно-исследовательских работ, проведенных на территории Республики Башкортостан и на площади Кыштымского рудого поля.

В 2000–2004 годах сотрудниками Уральского геологического музея по договору с Управлением по геологии и использованию недр при Кабинете Министров Республики Башкортостан была выполнена научно-практическая тема «Создание эталонных коллекций по минерально-сырьевой базе Республики Башкортостан для пополнения Музея по геологии и полезным ископаемым Республики Башкортостан и формировании экспозиций Башкортостана в Уральском геологическом музее. Проведенные работы показали, что на многих отработанных месторождениях и рудопроявлениях еще сохранились горные

выработки и рудные отвалы, из которых можно отобрать образцы минералов, руд и горных пород, характеризующих геологическое строение рудного поля.

В ходе выполнения тематических работ систематические коллекции были отобраны по 136 месторождениям и рудопроявлениям различных полезных ископаемых. Изготовлена литотека из природных камней, содержащая более 120 разновидностей облицовочных и поделочных камней. Анализ собранного материала показал, что существует реальная возможность расширения географии геологических объектов и сбора необычных и уникальных образцов.

Авторы тезисов более 20 лет посвятили исследованию Кыштымского рудного поля, известного как район локализации зернистых разновидностей жильного кварца. За прошедший период проведены разносторонние исследования свойств разных типов кварца Уфалейского метаморфического комплекса, но и по настоящее время остаются вопросы по генезису геологических тел, сложенных зернистым кварцем. В значительной мере продвинуться в изучении кварцевых жил этого рудного поля авторам помог отбор образцов и изучение геологии по сохранившимся многочисленным карьерам, траншеям и канавам.

Уфалейский гнейсо-амфиболитовый комплекс в интервале 1200–240 млн лет был неоднократно активизирован, в связи с чем его минерогенезу свойственны полигенность и полихронность. Здесь сосредоточены следующие месторождения: титаномагнетитовые, редкоземельных пегматитов с иттроэпидотом, карбонатитов и альбититов с апатитом, колумбитом и ксенотимом, железистых кварцитов, слюдяных и керамических пегматитов, грейзеновые с молибденитом, кварц-жильные с гранулированным кварцем и другие.

Современное состояние изученности Кыштымского рудного поля позволяет рассматривать его как объект комплексного минерального сырья, где в сохранившихся открытых горных выработках внимательный исследователь может отобрать систематическую коллекцию таких минералов, как жильный кварц, гранулированный кварц, иттроэпидот, апатит, колумбит, ксенотим, молибденит, мусковит и другие. Помимо коллекции минералов, значительный научный и коллекционный интерес представляет обширный набор горных пород: гнейсы, амфиболиты, карбонатиты, железистые и кианитовые кварциты, пегматиты и другие.

В настоящее время крупные горнодобывающие компании осуществляют добычу полезных ископаемых глубокими и большими по размерам карьерами, вскрывающими геологические тела, содержащие минералы и горные породы, которые могут представлять интерес для науки, просвещения и коллекционирования. Представляется, что музейным коллективам надо самым активнее контактировать с горнодобывающими предприятиями с целью отбора систематических коллекций минералов и горных пород, чтобы своевременно сохранить для потомков информацию об отрабатываемых месторождениях. Примером могут служить экспозиции по геологии месторождений полезных ископаемых Центрального научно-исследовательского геологоразведочного музея им. академика Ф.Н. Чернышова.

Для выполнения работ по отбору образцов необходимо финансирование со стороны учредителей.

О ФУНДАМЕНТАЛЬНОСТИ МИНЕРАЛОГИИ В ЕСТЕСТВОЗНАНИИ

В.А. Попов

Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс; popov@mineralogy.ru

С точки зрения физики вещество Вселенной находится преимущественно в виде газа, жидкости и твёрдых тел. В.И. Вернадский (1924) разделил вещество на «живое» и «косное» (минеральное). Научный мир принял такое деление как должное. Н.П. Юшкин (2007) рассуждал о коэволюции живого и минерального миров, но одновременно создавал «концепцию кристаллизации жизни» и прогнозировал «синтез живого и минерального миров».

Наше восприятие окружающего мира существенно определяется парадигмами разных наук естествознания на текущий момент истории. С течением времени парадигмы меняются, совершенствуются или отмирают. Исследуя разные природные объекты, мы нередко находимся в «тисках» современной парадигмы какой-либо науки. Нам кажется, что мы понимаем суть проблемы. Хирург и кибернетик Н.М. Амосов говорил, что «понять – означает смоделировать и привыкнуть пользоваться». Чем отличаются модели живого и косного миров? Или мир в чём-то един, но представлен разнообразными системами, получившими свои названия?

Наука исследует различные явления, «управляющие» миром. Среди них – гравитация, электричество, магнетизм, кристаллизация. Если гравитация распоряжается пространственным расположением тел, то сами тела являются следствием явления кристаллизации. Динамичное поведение атомов, молекул, атомных группировок относительно друг друга характеризует свойства жидкостей и газов. При некоторых концентрациях этих частиц в определённом пространстве может начаться выстраивание их в виде структур с образованием «дальнего порядка», называемого в науке кристаллизацией. В настоящее время науке неизвестны другие явления, создающие тела. Нет дальнего атомного порядка – нет тел. Только тела обладают твёрдостью. Атрибутом тел является форма, т.е. аморфных тел не бывает. Все тела кристалличны (минеральны). Таким образом, весь телесный мир является единым минеральным миром.

Все науки, объектами исследования которых являются тела, в генетических построениях должны использовать минералогический подход. Это – физика, химия, серия геологических наук, биология, медицина, металлургия, материаловедение, экология и другие. В этом смысле минералогия фундаментальна для наук естествознания. Не следует забывать, что большинство физических явлений открыто на минералах. Как ни странно, химики считают, что в своих экспериментальных системах они получают просто химические соединения. Но химические «осадки» в колбах и пробирках являются кристаллическими образованиями, имеющими состав, структуру и форму. Это, конечно, минералы! Их уже более миллиона (только неорганических!). Искусственных минералов не бывает, как не бывает искусственной кристаллизации. Но есть естественные и искусственные (экспериментальные) кристаллизационные системы. Химики убеждены в том, что им подвластна «искусственная кристаллизация», отличная от естественной (природной) кристаллизации. Эта мысль настолько глубоко врезалась в парадигму современной химии, что нередко мешает теоретическим обобщениям в области типоморфизма минералов, теории изоморфизма минералов, открытия и предсказания новых минералов, получения синтаксических срастаний разных минералов на наноуровне и других.

Особое значение минералогический подход имеет для объектов биологии и микробиологии. Неорганические минералы в биологических объектах рассматриваются давно в рамках биоминералогии, а вот абсолютно преобладающие органические минералы, из которых состоят наши ткани, мышцы, волосы, ногти, составные части разных клеток, крови и т.д., не принято рассматривать с точки зрения минеральных систем. Моделирование

в биологии нередко начинается с деления клеток – «живое от живого». Между тем, клетки не сами решают – делиться им или не делиться. Задолго до деления в клетке образуются минералы и минеральные системы, рост которых заставляет клетку делиться. Всё функционирование клетки определяется взаимодействием нескольких минеральных систем в единой камере, где происходит рост-растворение минералов. Вся генетическая информация «записана» кристаллическим языком. Важно, что ДНК в ядре клетки должна находиться в виде кристаллов, а не в виде двойной спирали подобно модельному мотиву из атомов-шариков. Биологи используют при моделировании генезиса тел свои термины (самосборка, полимеризация, синтез), которые уводят от понимания кристаллизационных процессов. Кристаллы органических веществ нередко называются биомолекулами, которые якобы синтезируются живыми организмами. Вообще явление ассоциации и диссоциации молекул отличается от явления роста-растворения кристаллов. Рост кристаллов (органических, неорганических) может осуществляться в живом организме при достижении пересыщения в среде клетки, но это не «искусство» живого организма. Различие в биологическом и минералогическом моделировании генезиса тел отчасти можно «сгладить» пересмотром формулировок понятий.

Кристаллизация – природный процесс выстраивания атомов, молекул, атомных группировок в виде структур с дальним порядком и образованием тел. Этот процесс (явление) происходит непременно только в пересыщенных строительными частицами средах. Явление кристаллизации создаёт из атомов тела определённого химического состава, которые были названы минералами, составляющими минеральный мир Вселенной.

Далее можно уверенно использовать представление: если вещество находится в виде тел, у которых обязательно появляется твёрдость (твёрдость, прочность), значит они кристаллические. Мы живём среди кристаллических тел, сами являясь кристаллическими телами! Отсюда мы можем предположить, что если мы считаем себя «живыми системами», то живой мир является не отдельным миром, а частью минерального (кристаллического) мира. Это только предложение к обсуждению. Надо на эту проблему посмотреть со стороны клеточного строения всего живого.

Каждый организм является сложной системой систем клеток, а каждая ***клетка***, в свою очередь, ***является сложной камерной системой взаимодействующих систем кристаллов преимущественно органических минералов.***

С точки зрения минералогии к методологическим разработкам биологов по изучению живых систем эвристично добавить методологические разработки минералогов. Так, если биологические объекты являются кристаллическими, то можно использовать минералогические представления о зарождении, росте и преобразованиях кристаллов, о законах анатомии кристаллов, о разделении атомов элементов и изотопов кристаллами во время роста, о синтаксии и эпитахии минералов, о растворении и регенерации кристаллов, о нитевидной и трубчатой кристаллизации, о множественности механизмов роста кристаллов, о расщеплении и скручивании кристаллов, об отклонениях от идеальной кристаллизации (возникновении мутаций), о парагенезисах минералов, о возникновении диссипативных текстур при кристаллизации сложных систем (***самоорганизации!***) и многое другое.

В кристаллизации органических и неорганических минералов нет принципиальных различий. Для роста кристаллов обязательно состояние пересыщения строительными частицами по отношению к конкретному минералу, т.е. концентрация растворённого вещества в среде должна быть выше концентрации насыщения (растворимости минерала). Для кристаллизации любого минерала не следует вводить условие предельной величины зародыша. Для кристаллизации гена и генома в самоорганизующихся (биологических) системах не требуется искать абиогенного аналога («затравки» из неорганической части минерального мира). Всё необходимое для их кристаллизации есть в органических системах. Последовательность кристаллизации и возникновение строгих диссипативных текстур создаётся определённым составом и камерностью (закрытостью) кристаллизационной системы клетки.

ВИСМУТОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ИЗУМРУДОНОСНЫХ СЛЮДИТАХ МАРИИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (СРЕДНИЙ УРАЛ)

М.П. Попов^{1,2}, Ю.В. Ерохин¹, В.В. Хиллер¹

¹ Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия, erokhin-yu@yandex.ru

² Федеральное государственное бюджетное учреждение высшего образования Уральский Государственный Горный Университет, г. Екатеринбург, popovm1@yandex.ru

Висмутовая минерализация на месторождениях Уральских изумрудных копей проявлена достаточно широко. Чаще всего она была встречена в изумрудно-бериллиевом Мариинском месторождении и Квартальном месторождении редкометалльных пегматитов.

В 1937 году Н.М. Успенский впервые описал *самородный висмут* Bi , который достаточно часто встречался на верхних горизонтах Мариинского месторождения в кварц-плагиоклазовых жилах (Попов и др., 1998). Минерал встречен в виде кристаллов и зернистых агрегатов до 3 см. Далее на Мариинском месторождении в кварц-плагиоклазовых жилах Г.Н. Вертушковым и А.И. Шерстюком были описаны *бисмутит* $Bi_2O_2(CO_3)$, который в виде порошковатых масс встречен около зерен самородного висмута, и *висмутин* Bi_2S_3 в ассоциации с молибденитом и кварцем (Вертушков и др., 1949). Позднее из кварц-плагиоклазовых жил Мариинского месторождения были описаны: *тетрадимит* Bi_2Te_2S в виде зерен в самородном висмуте (Власов К.А., Кутукова, 1960), *протожозеит* Bi_3TeS (Завьялов Е.Н., Бегизов, 1983) и *теллуровисмутит* Bi_2Te_3 в виде пластинчатых агрегатов (Попов и др., 1998).

При изучении хондродитовой минерализации из слюдитов Мариинского месторождения впервые для Изумрудных копей был обнаружен и описан *пильзенит*, который встречен в виде изометричного зерна в ассоциации с хондродитом и хлоритом. Химический анализ минерала хорошо пересчитывается на формулу Bi_4Te_3 (Попов, 2014).

В 2016 году в измененных хромититах из изумрудноносных слюдитов Мариинского изумрудно-бериллиевого месторождения установлена необычная рудная минерализация, представленная паркеритом, миллеритом, бисмутогаухекорнитом, висмутином и никелином (Коротеев и др., 2016). *Паркерит* является главным минералом в сульфидном скоплении и составляет зерна размером от 0.08 до 0.5 мм (рис.1). Имеет желтую окраску, металлический блеск и низкую твердость (около 3 по шкале Мооса). По данным микронзондового анализа минерал отличается устойчивым химическим составом (табл., ан. 1-6), который идеально пересчитывается на редкую сульфосоль висмута и никеля – *паркерит* ($Ni_3Bi_2S_2$). Это третья находка минерала на Урале (Коротеев и др., 2016).

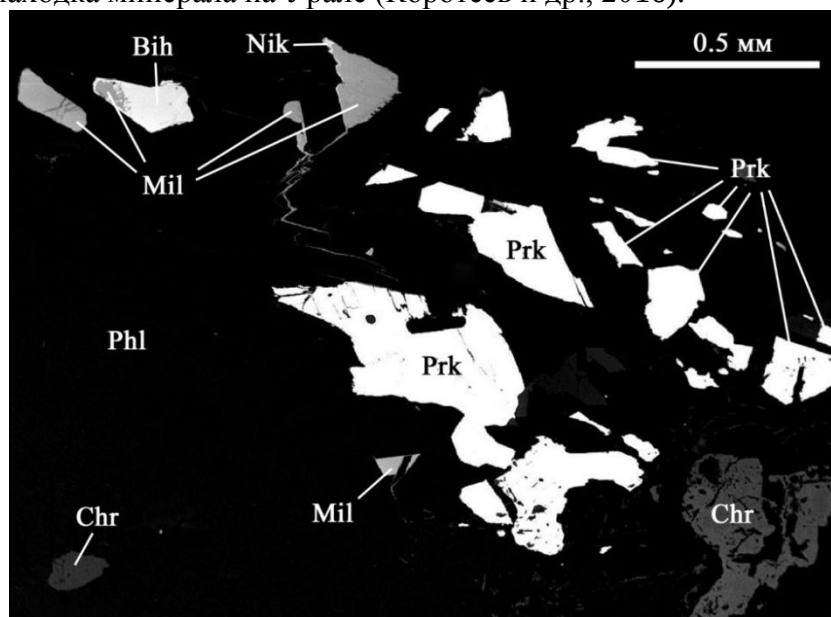


Рисунок 1. Скопление сульфидов в слюдистой матрице на контакте с хромитовой рудой. Фото в обратно рассеянных электронах, CAMECAX 100. Условные обозначения: Prk – паркерит, Mil – миллерит, Bih – бисмутогаухекорнит, Nik – никелин, Chr – хромит, Phl – флогопит.

Таблица 1.

**Химический состав паркерита и бисмутогаухекорнита
(в мас. %).**

№ ан.	Bi	Sb	Ni	Zn	Fe	S	As	Сумма
1	63.40	0.04	26.51	0.00	0.00	9.78	0.23	99.96
2	61.80	0.29	27.83	0.00	0.00	9.84	0.00	99.76
3	61.76	0.22	27.15	0.00	0.00	9.77	0.27	99.33
4	61.69	0.30	26.79	0.00	0.01	9.70	0.22	98.80
5	62.66	0.32	26.42	0.00	0.00	9.72	0.17	99.30
6	62.57	0.31	26.41	0.00	0.00	9.69	0.29	99.27
7	28.23	0.04	48.01	0.03	0.00	23.38	0.00	99.71
8	32.67	0.17	45.32	0.00	0.00	21.43	0.00	99.58
9	27.36	0.00	47.69	0.00	0.05	23.53	0.00	98.63
10	30.41	0.66	45.14	0.00	0.08	21.27	0.00	97.56
Кристаллохимические формулы								
1	$\text{Ni}_{2.97}\text{Bi}_{2.00}(\text{S}_{2.01}\text{As}_{0.02})_{2.03}$							
2	$\text{Ni}_{3.08}(\text{Bi}_{1.92}\text{Sb}_{0.01})_{1.93}\text{S}_{1.99}$							
3	$\text{Ni}_{3.03}(\text{Bi}_{1.94}\text{Sb}_{0.01})_{1.95}(\text{S}_{2.00}\text{As}_{0.02})_{2.02}$							
4	$\text{Ni}_{3.01}(\text{Bi}_{1.95}\text{Sb}_{0.02})_{1.97}(\text{S}_{2.00}\text{As}_{0.02})_{2.02}$							
5	$\text{Ni}_{2.98}(\text{Bi}_{1.98}\text{Sb}_{0.02})_{2.00}(\text{S}_{2.01}\text{As}_{0.01})_{2.02}$							
6	$\text{Ni}_{2.98}(\text{Bi}_{1.98}\text{Sb}_{0.02})_{2.00}(\text{S}_{2.00}\text{As}_{0.02})_{2.02}$							
7	$\text{Ni}_{9.24}\text{Bi}_{1.53}\text{S}_{8.23}$							
8	$\text{Ni}_{9.18}(\text{Bi}_{1.86}\text{Sb}_{0.02})_{1.88}\text{S}_{7.94}$							
9	$(\text{Ni}_{9.20}\text{Fe}_{0.01})_{9.21}\text{Bi}_{1.48}\text{S}_{8.31}$							
10	$(\text{Ni}_{9.22}\text{Fe}_{0.02})_{9.24}(\text{Bi}_{1.75}\text{Sb}_{0.06})_{1.81}\text{S}_{7.95}$							

Примечание. Анализы выполнены на микроанализаторе CAMECASX 100 в ИГТ УрО РАН (аналитик В.В. Хиллер); ан. 1-6 – паркерит, ан. 7-10 – бисмутогаухекорнит.

Образование самородного висмута и его сульфосолей связано с воздействием гранитных пегматитов, обогащенных висмутом, на матрицу гипербазитов, и доказывает многостадийность образования рудного комплекса изумрудоносных слюдитов.

Литература

1. Вертушков Г.Н. и др. Минералогия рудного комплекса Изумрудных копей. // фонды СГИ. Свердловск. 1949. 335 с.
2. Власов К.А., Кутукова Е.И. Изумрудные копи. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 251 с.
3. Завьялов Е.Н., Бегизов В.Д. Новые данные о конституции и номенклатуре сульфотеллуридов висмута семейства жозеитов // Зап. ВМО. 1983. Ч. 112. Вып. 5. С. 589–601 (сульфожозеит, теллурожозеит, протожозеит – первая находка на Урале).
4. Коротеев В.А., Попов М.П., Ерохин Ю.В., Хиллер В.В. О паркерите и бисмутогаухекорните в хромититах Урала (на примере Уральских Изумрудных копей) // ДАН. 2016, в печати.
5. Попов М.П., Жернаков В.И., Золотухин Ф.Ф., Самсонов А.В. Уральские Изумрудные копи. Екатеринбург: УГГГА, 1998. 90 с.
6. Попов М.П. Хондродит с Уральских Изумрудных копей // Вестник Уральского отделения Минералогического Общества РАН №11. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2014. С. 72–77.

Бисмутогаухекорнит

развивается по отдельным

удлиненным зернам миллерита, размером до 0.3 мм. Имеет желтую окраску и металлический блеск. При замещении бисмутогаухекорнита в зернах сохраняются реликтовые фрагменты чистого миллерита. По данным микросондового анализа Bi-Ni-сульфосоли отличается несколько переменным химическим составом (табл., ан. 7-10), что, по всей видимости, связано с присутствием мельчайших реликтов миллерита в матрице минерала. Этим объясняется несколько повышенные концентрации никеля и серы в полученных анализах. Из значимых примесей в минерале отмечается только сурьма, не более 0.7 мас.%. В целом полученные составы сульфосоли вполне хорошо согласуются с бисмутогаухекорнитом ($\text{Ni}_9\text{Bi}_2\text{S}_8$), который ранее на Урале не был найден (Коротеев и др., 2016).

МИНЕРАЛЫ, ВПЕРВЫЕ ОТКРЫТЫЕ В ИЛЬМЕНСКИХ ГОРАХ, И ВКЛАД ИЛЬМЕНСКИХ МИНЕРАЛОГОВ В СПИСОК НОВЫХ МИНЕРАЛОВ МИРА

В. И. Попова, В. А. Попов

Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс; popov@mineralogy.ru

В пегматитах и вмещающих их породах Ильменских гор за период XIX–XX вв. иностранными и российскими исследователями и сотрудниками Ильменского заповедника и Института минералогии УрО РАН открыто 16 минералов, пополнивших список минералов мира. Из минералов, выявленных в горелых отвалах Челябинского бурогоугольного бассейна, 8 утверждены КНМ ММА, в других районах Урала – 4, на Камчатке и в Сибири – 5, а также 2 минерала из пирометаморфических пород Иордании, в изучении которых участвовали «ильменцы».

Находки новых минералов в Ильменах

Ильменит FeTiO_3 найден Йоганном Менге в 1824 г. (как «танталит»); исследован и назван Густавом Розе (Rose, 1827). Крупные выделения ильменита (30–40 см) характерны для копей Савельева лога, горы Фирсовой и Селянkinского месторождения ильменорутила.

Монацит CePO_4 впервые найден Й. Менге в 1824 г. (как «циркон»), изучен и назван Августом Брейтгауптом (Breithaupt, 1829). Наиболее крупный образец монацита около 4 см, массой 362.25 г из коллекции Густава Розе (вероятно, из слюдяных копей № 42–48 в левом борту долины р. Черемшанки) хранится в Музее Естественной Истории Гумбольдтского университета в Берлине.

Эшинит $\text{Ce}(\text{Ti}, \text{Nb})_2\text{O}_6$ найден в 1825 г. Й. Менге (как «гадолинит»); исследован и назван Йёнсом Берцелиусом (Berzelius, 1828). Лучшие кристаллы эшинита-(Ce) до 4–5 см встречаются в слюдяных копиях № 42–48. В карбонатит-пегматите копи № 97 встречена друза кристаллов эшинита величиной около 9 см.

Чевкинит $(\text{Ca}_2\text{Ce}_2)\text{Fe}_2\text{Ti}_3(\text{Si}_2\text{O}_7)\text{O}_8$ исследован и назван Г. Розе (Rose, 1839) в образцах, полученных от И. Р. Лисенко. Лучшие кристаллы чевкинита (до 5 см) найдены В.И. Крыжановским в 1916 г. в жиле гранитного пегматита копи № 17.

Канкринит $\text{Na}_6\text{Ca}_2(\text{AlSiO}_4)_6(\text{CO}_3)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ найден и назван Г. Розе (Rose, 1839). По цвету встречается розоватый, бесцветный, жёлтый. Наиболее эффектно «солнечные» канкриниты с индивидами величиной до 10–17 см с микропластинками гематита (продуктами распада), встречаемые в копи № 9 на базе Заповедника.

Ильменорутил $(\text{Ti}, \text{Fe}, \text{Nb}, \text{Ta})_3\text{O}_6$ найден Н.И. Кокшаровым в 1854 г. в амазонитовом пегматите в копи у Вшивого болота (Кокшаров, 1856) – ныне это копь № 59. В гранитных пегматитах величина кристаллов и двойников ильменорутила менее 5 мм; нередко закономерные сростки с ферроколумбитом, касситеритом и анатазом. Наиболее крупные выделения ильменорутила (до 20 см) характерны в рудах Селянkinского месторождения; обычно это полиминеральные овоиды – с ильменорутилом в центре и последующими зонами ильменита и титанита.

Самарскит YNbO_4 впервые указан в отчёте разведочной партии Ф.Ф. Блюма в 1837 г. (в Блюмовской копи) как «эсхинит», Густавом Розе в 1840 г. – как «уранотанталит», но название получил после исследования Генриха Розе (Rose H., 1847). В гранитных и корундово-полевошпатовых пегматитах величина индивидов самарскита была до 2–10 см; нередко сростания его с ферроколумбитом.

Фергусонит-бета-(Ce) CeNbO_4 (моноклинный по рентгену) найден в 1960 г. в копи № 13 (Макарошкин Б.А. и др., 1965) – но по форме кристаллы его тетрагональной сингонии (Поляков, Недосекова, 1990).

Ушковит $\text{MgFe}_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ и **Свяжинит** $(\text{Mg}, \text{Mn}, \text{Ca})(\text{Al}, \text{Fe})(\text{SO}_4)_2\text{F} \cdot 14\text{H}_2\text{O}$ (Чесноков Б.В., 1986).

Поляковит-(Ce) $(\text{REE}, \text{Ca})_4(\text{Mg}, \text{Fe})(\text{CrFe})_2(\text{Ti}, \text{Nb})_2\text{Si}_4\text{O}_{22}$ как «хромово-магний-чешкинит» впервые описан В.О. Поляковым с соавторами (1986). Доисследован и назван позднее (Роров *et al.*, 2001). Наиболее крупный его кристалл (13 см) хранится в Музее Ильменского заповедника.

Макарошкинит $\text{Ca}_2\text{Fe}_4\text{FeTiSi}_4\text{BeAlO}_{20}$ (как «гастингсит») найден в гранитном пегматите копи № 400 (Б.А. Макарошкин, М.С. Макарошкина, 1955ф). Исследован и назван В.О. Поляковым (Поляков *и др.*, 1986). Утверждён после доизучения международным коллективом при участии Е.П. Щербаковой (E. Grew *et al.*, 2005).

Амфиболы: **Калиймагнезиогастингсит** $(\text{K}, \text{Na})\text{Ca}_2(\text{Mg}_2\text{Fe}, \text{Al}, \text{Ti}, \text{Ba})_5[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH}, \text{Cl})_2$ (Кориневский В., Кориневский Е., 2006); **Фторрихтерит** $\text{Na}_2\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe})_5\{\text{Si}_8\text{O}_{22}\}(\text{F}, \text{OH})$ (Баженов А.Г., Недосекова И.Л., Петерсен Э.У., 1993); **Калийферрисаданагаит** $(\text{K}, \text{Na})\text{Ca}_2(\text{Fe}, \text{Mg})_3(\text{Fe}, \text{Al})_2[\text{Si}_5\text{Al}_3\text{O}_{22}](\text{OH})_2$ (Баженов А.Г. Баженова Л.Ф. *и др.*, 1999); **Фтормагнезиоарфведсонит** $\text{NaNa}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_4\text{Fe}[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{F}, \text{OH})_2$ (Баженов А.Г. *и др.*, 2000); **Ферривинчит** $\text{NaCaMg}_4\text{Fe}[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH}, \text{F})_2$ (Баженов А.Г. *и др.*, 2005).

Минералы из горелых отвалов Челябинского бурогоугольного бассейна

Сребродольскит $\text{Ca}_2\text{Fe}_2\text{O}_5$ (Чесноков Б.В., Баженова Л.Ф., 1985), **Баженовит** $\text{CaS}_5 \cdot \text{CaS}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{Ca}(\text{OH})_2 \cdot 20\text{H}_2\text{O}$ (Чесноков Б.В. *и др.*, 1987), **Флюорэллестадит** $\text{Ca}_{10}[(\text{SO}_4)_3(\text{SiO}_4)_3]_6\text{F}_2$ (Чесноков Б.В. *и др.*, 1987), **Годовиковит** $\text{NH}_4(\text{Al}, \text{Fe})(\text{SO}_4)$ (Щербакова Е.П. *и др.*, 1988), **Ефремовит** $(\text{NH}_4)_2\text{Mg}_2(\text{SO}_4)_3$ (Щербакова Е.П., Баженова Л.Ф., 1989), **Святославит** $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$, ромб. (Чесноков Б.В. *и др.*, 1989), **Рорисит** CaFCl (Чесноков Б.В. *и др.*, 1990), **Дмиштейнбергит** $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$, гекс. (Чесноков Б.В. *и др.*, 1990).

Минералы, открытые в других районах Урала

Канонеровит $\text{Na}_3\text{MnP}_3\text{O}_{10} \cdot 12\text{H}_2\text{O}$ (V. Poroova *et al.*, 2002) – Средний Урал, Мурзинка.

Флоренсит-(Sm) $(\text{Sm}, \text{Nd})\text{Al}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_6$ (Репина С.А. *и др.*, 2010) – Приполярный Урал.

Никельпикромерит $\text{K}_2\text{Ni}(\text{SO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ (E. Belogub *et al.*, 2013) – Южный Урал.

Царегородцевит $\text{N}(\text{CH}_3)_4[\text{Si}_2(\text{Al}_{0.5}\text{Si}_{0.5}\text{O}_6)_2]$ (Л. Паутов *и др.*, 1993) – Приполярный Урал.

Минералы других территорий России

Узонит As_4S_5 (Попова, Поляков, 1985) и **Алакранит** As_8S_9 (Попова *и др.*, 1986) – кальдера Узон, Камчатка.

Набокоит $\text{Cu}_7\text{TeO}_4(\text{SO}_4)_5 \cdot \text{KCl}$ и **Атласовит** $\text{Cu}_6\text{FeBiO}_4(\text{SO}_4)_5 \cdot \text{KCl}$ (Попова *и др.*, 1987) – вулкан Толбачик, Камчатка.

Риппеит $\text{K}_2(\text{Nb}, \text{Ti})_2(\text{Si}_4\text{O}_{12})\text{O}(\text{O}, \text{F})$ – Rippeite, 2016-025 (Doroshkevich A., Sharygin V., Seryotkin Yu., Karmanov N., Belogub E., *etc.*) – в карбонатитах массива Чуктукон, Красноярский край.

Минералы из пирометаморфических пород Иордании

Флэймит $(\text{Ca}, \text{Na}, \text{K})_2(\text{Si}, \text{P})\text{O}_4$ (E. Sokol, Yu. Seryotkin, S. Kokh, Y. Vapnik, E. Nigmatulina, S. Goryainov, E. Belogub, V. Sharygin, 2014)

Тулулит $\text{Ca}_{14}(\text{Fe}_{0.9}\text{Al}_{0.1})[\text{Al}_6\text{Zn}_{5.5}\text{Fe}_{1.5}\text{Si}_{0.5}\text{P}_{0.5}\text{Mn}_{0.5}\text{Mg}_{0.5}]\text{O}_{36}$ (Y. Khouri, E. Sokol, S. Kokh, Yu. Seryotkin, E. Nigmatulina, S. Goryainov, E. Belogub, I. Clark, 2014).

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТАКИМБЕРЛИТОВ ЦЕОЛИТОВОЙ И ПРЕНИТ-ПУМПЕЛЛИИТОВОЙ ФАЦИЙ

Е.В. Путинцева¹, Е.Л. Соколова², Э.М. Спиридонов³

¹ Санкт-Петербургский гос. университет, Санкт-Петербург, Россия, lputintseva@mail.ru

² Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН, Москва, Россия, sokolova.e_59@mail.ru

³ МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия, ernstspiridon@gmail.com

Во многих регионах Земли, особенно там, где тела кимберлитов размещены в полях развития траппов, кимберлиты совместно с окружающими породами захвачены низкоградным региональным метаморфизмом погружения в условиях цеолитовой (ЦФ) и пренит-пумпеллиитовой (ППФ) фаций. Это не послемагматические образования, т.к. Т их образования не превышают 290-330° С, давление при их образовании заметно выше, чем давление в конце кристаллизации кимберлитовых пород, изотопный состав кислорода и водорода серпентиновых минералов – свидетельство метеорного источника H₂O флюидов.

Метакимберлиты цеолитовой фации широко представлены в полях развития metabазальтов трапповой формации Восточно - Сибирской платформы (Спиридонов и др., 2000). Главные минералы метакимберлитов: серпентин – лизардит и железистый лизардит, нередко богатые хлором - до 2.5 масс. % (Соколова и др., 2010), и карбонаты – низко стронциевые кальцит и доломит, изотопный состав которых свидетельствует о низкой Т формирования <250-290° С и о не магматогенном источнике флюидов (Никишова и др., 1982; Уханов, Девирц, 1982; Устинов и др., 1990). Лизардит и кальцит метакимберлитов сопровождают метаморфогенные хлориты, минералы группы гидроталькита, брусит - амакинит, вермикулит, кварц, корренсит, кронштедтит, пектолит, аметист, халцедон, целестин, стронцианит, барит, гизингерит, айоваит, хибингит, коршуновскит..., битумы, оксиды и гидрооксиды Fe и сульфиды Fe – Ni – Cu, самородная медь (Илупин, 1961; Лебедев, 1963; Францессон, 1968; Харьков, Зинчук, 1997; Спиридонов и др., 2000; Соколова, Спиридонов, 2006, 2008; Соколова и др., 2010). Минеральные фации метакимберлитов цеолитовой фации выделены нами по ассоциациям оксидов и гидрооксидов Fe и сульфидов Fe – Ni:

1. магнетитовая (± пирит, Ni-пирит, бравоит, Ni-пентландит, ваэсит, виоларит, полидимит);

2. без магнетитовая сульфидная с субфациями понижающейся активности сульфидной серы от миллерит – пиритовой (± бравоит, ваэсит, виоларит, халькопирит) к пентландит – пиритовой (± халькопирит, низкий борнит), далее к пентландит – пирротиновой и к хизлевудит – троилитовой (± годлевскит Ni₉S₈, низкий халькозин);

3. без сульфидная гётитовая или лепидокрокитовая, возникшие при повышенной f O₂ (Соколова, Спиридонов, 2012). Источник серы – метаморфизируемые синхронно с кимберлитами окружающие осадочные породы.

В метакимберлитах цеолитовой фации нет новообразованных минералов REE, Zr, Nb, Th. При температурных условиях цеолитовой фации эти элементы неподвижны.

Типоморфные минералы метакимберлитов цеолитовой фации – лизардит, минералы стронция и бария – целестин, барит, Са-стронцианит.

Метакимберлиты пренит-пумпеллиитовой фации. Древнейшие в нашей стране раннепротерозойские кимберлиты Кимозера (Карелия), как и окружающие габбро-долериты и осадочные породы раннего протерозоя (людиковия) и их ксенолиты в кимберлитах, тектонизированы и метаморфизованы в условиях пренит-пумпеллиитовой фации. Метакимберлиты Кимозера слагают антигорит, тремолит, актинолит, низко стронциевые доломит и кальцит, хлорит - клинохлор, титанит, магнетит, количество которых варьирует в широких пределах (Лукиянова и др., 2006; Афанасьева, 2009; Устинов и др., 2009; Путинцева, 2015; Путинцева, Спиридонов, 2016). Минералов стронция нет. Псевдоморфозы

по оливину слагают антигорит (с реликтами железистого лизардита) и магнетит с 0.5 % Ni, антигорит и тальк ($f = 0-11$); реже брусит или тальк с карбонатами, по магматическим оливину и кальциту – низкоглинозёмистые тремолит и актинолит ($f = 8-29$), по флогопиту – клинохлор, по ильмениту – титанит, реже гематит и рутил, ферропсевдобрукит, по хромшпинелидам – хромсодержащие клинохлор и магнетит. Мало железистый тальк развит в метакимберлитах, богатых магнетитом. В агрегатах антигорита или тремолита немало мелких пластинчатых выделений корренсита (смешанно-слоистого 1:1 хлорита – сапонита). Метагаббро-долериты ксенолитов в кимберлитах и рамы кимберлитового тела слагают альбит, клиноцоизит, эпидот, хлориты, актинолит, пренит, пумпеллиит-(Fe), титанит, Al-кроншtedтит, гематит, кварц, калишпат, Mn-Mg-ферроаксинит, магнезиостильпномелан – ленниленапеит. Среднее содержание ниобия в титаните (0.67 масс. %, $n=10$) выше, чем в исходном ильмените (0.46 %, $n=56$). Это позволяет предположить, что титанит заместил не только ильменит, но и перовскит, наиболее богатый Nb минерал кимберлитов (Доусон, 1986; Melluso et al., 2008). Метаморфогенный гидроксилпатит содержит следы лантанидов. Характерные минералы REE метакимберлитов Кимозера – ортит (алланит)-(Ce), фторгидроксил-бастнезит-(Ce) и -(La), фторгидроксилпаризит-(Ce) и -(La), бастнезит-(Ce), паризит-(Ce), монацит-(Ce), ниобозшинит-(Ce). Границы кристаллов этих минералов и метаморфогенных титанита, антигорита, тремолита – индукционные поверхности совместного роста. Метаморфогенные минералы REE наследовали Ce, Ce-La и Ce-La-Nd специфику магматических кальцита и перовскита. Наиболее распространён ортит-(Ce), развитый среди псевдоморфоз клинохлора по флогопиту и в сростаниях с титанитом в агрегатах тремолита, актинолита, кальцита и доломита, которые заместили перовскит-хромит-титаномагнетит-ильменит-кальцит-оливиновую связующую массу кимберлитов. Специфика метаморфогенного ортита – его кристаллы не зональны, значительная изменчивость содержания REE и соотношения Fe^{3+}/Fe^{2+} в кристаллах, удалённых друг от друга на первые десятки микрон, разнообразие состава: одни кристаллы селективно Ce, в составе других обилеи La, в составе третьих $Nd > La$. Ортит в агрегатах клинохлора беден Ti, Cr и V; в сростаниях с титанитом содержит 1-2 масс. % TiO_2 , на контакте с феррихромитом – до 9 масс. % Cr_2O_3 . Большая часть ортита Кимозера принадлежит ряду ортит – ферриортит (до 30 % минала ферриортита), меньшая – ряду ортит – хромортит. При более поздних процессах метаморфизма ортит частью заместили бастнезит и паризит или монацит. Обычно развиты прорастания бастнезита и паризита, в них преобладают гидроксилбастнезит-(Ce) и гидроксилпаризит-(Ce). Гидроксил-доминантный бастнезит содержит 2.5-3.5 % F, ~ 1 % Th, $Ce \approx La$. Фтор-доминантные бастнезит и паризит содержат 5 % F, ~ 1 % Th, существенно цериевые. Монацит слагает сростания с магнетитом и с антигоритом. Монацит – (Ce) беден Nd и обогащён La, беден Th, поскольку сосуществует с торитом. Данный низкоТ монацит крайне беден Y и P. Торит метакимберлитов обогащён цирконием (9 % ZrO_2), лантанидами (до 9 % суммы REE, преобладают Nd и Ce), содержит 2 % U. Ниобозшинит метакимберлитов селективно цериевый, содержит 37 масс. % Nb_2O_5 , 20 % TiO_2 , 21 % Ce_2O_3 , 7 % CaO, 6 % Nd_2O_3 , по 3 % ThO_2 и Fe_2O_3 . Метакимберлиты Кимозера содержат выделения незональных циркона и бадделеита неправильной формы до диффузных. Эти минералы лишены Nb, Th, Y; циркон беден гафнием, содержит 0.5-0.7 % HfO_2 . Сростания метаморфогенных бадделеита, циркона и титанита возможно возникли за счёт магматического кальцитрита (Spiridonov, Putintseva, 2015), вероятная реакция: $Ca_3Zr_5Ti_3O_{16} + 2 SiO_2$ (раствор) $\rightarrow 3 CaTi[O/SiO_4] + 3 ZrO_2 + 2 Zr[SiO_4]$. Избыточный кремнезём мог появиться при замещении флогопита клинохлором и при иных метаморфических реакциях. В метакимберлитах присутствуют редкие выделения биксбиита $(Mn^{3+}_{0.96}Fe^{3+}_{0.95}Mg_{0.02}Ti_{0.02})_2O_3$.

В эндоконтактной части тела кимберлитов у границ с шунгитоносной толщей метакимберлиты содержат графитоид и сульфиды Fe-Ni-Co, немного магнетита. Сульфиды – пирротин (от высоко железистого до моноклинного Fe_9S_8), пирит, Ni-пентландит $(Ni_{5-5.3}Fe_{3.3-3.7}Co_{0.3-0.5})_9S_8$, полидимит $(Co_{0.1}Fe_{0.2}Ni_{0.7})_1Ni_2S_4$ с реликтами миллерита $(Ni_{0.9}Co_{0.1})_1S$, Созигенит $(Fe_{0.1}Co_{0.9})_1(Co_{0.4}Ni_{1.6})_2S_4$.

Типоморфные минералы метакимберлитов пренит-пумпеллиитовой фации - антигорит, тремолит, актинолит, незональный ортит, монацит, гидроксилapatит, гидроксилбастнезит, гидроксилпаризит, незональные неправильной формы циркон и бадделеит, лишённые Nb, Th, Y и бедные Hf.

Поскольку при метаморфизме кимберлитов в условиях пренит-пумпеллиитовой фации произошла мобилизация лантанидов и сформировались их собственные минералы (ортит, бастнезит, паризит, монацит, ниобозшинит), постольку для них изотопный Sm-Nd возраст отвечает не времени внедрения кимберлитов, а времени их метаморфизма.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 16-05-00241).

Литература

1. *Путинцева Е.В.* Кимберлиты и метакимберлиты Кимозера (Карелия). В кн.: Петрография магматических и метаморфических пород. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН. 2015. С. 481-483.
2. *Путинцева Е.В., Житникова И.А., Полякова Е.И. и др.* Анализ геолого-геофизических «очаговых» неоднородностей коры и верхней мантии как основа для прогнозного районирования Карелии на алмазы. В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. 2 часть. Петрозаводск. Карел. НЦ РАН. **2008**. С. 129-132.
3. *Путинцева Е.В., Спиридонов Э.М.* Алланит-(Ce) – характерный минерал метакимберлитов Кимозера, Карелия // Зап. РМО. 2016. Ч. 145. Вып. 4. С. 79-91.
4. *Соколова Е.Л., Спиридонов Э.М.* Парагенез гётита и лизардита – типичное образование метакимберлитов цеолитовой фации и заключённых в них метаперидотитов // Новые данные о минералах. 2006. Вып. 41. С. 86-90.
5. *Соколова Е.Л., Спиридонов Э.М.* Са-содержащий стронцианит, барит, доломит и кальцит в метакимберлитах трубки Зарница, Якутия // Новые данные о минералах. 2008. Вып. 42. С. 158–162.
6. *Соколова Е.Л., Спиридонов Э.М.* Минеральные фации метакимберлитов Сибирской платформы // Современные проблемы магматизма и метаморфизма. СПб: СПбГУ. 2012. Т. 2. С. 245-246.
7. *Соколова Е.Л., Спиридонов Э.М., Воробьёв С.А.* Хлорсодержащий лизардит метакимберлитов трубки Удачная Восточная, северная Якутия // Петрология. 2010. Т. 31. № 3. С. 396-399.
8. *Спиридонов Э.М., Ладыгин В.М., Кулагов Э.А. и др.* Метавулканиты пренит-пумпеллиитовой и цеолитовой фаций трапповой формации Норильского района Сибирской платформы. М.: изд. МГУ. 2000. 212 с.
9. *Spiridonov E.M., Putintseva E.V.* New metamorphogenic-hydrothermal genetic type of baddeleyite // New ideas Earth Sci. XVII Intern. Conf. M.: 2015. Selected vol. P. 63-64.

МЕГАЭВДИАЛИТЫ – УНИКАЛЬНЫЕ ПРЕДСТАВИТЕЛИ МИНЕРАЛЬНОГО МИРА

Р.К. Расцветаева, К.А. Розенберг, С.М. Аксёнов

ФНИЦ «Кристаллография и фотоника» РАН, Москва, Россия.

rast@ns.crys.ras.ru; aks.crys@gmail.com

Среди известных в настоящее время более пяти тысяч минералов к числу наиболее удивительных относятся минералы группы эвдиалита (МГЭ). Им принадлежит одно из центральных мест в минералогии и геохимии циркония. МГЭ широко распространены во многих регионах мира и в ряде случаев образует скопления, которые могут стать месторождениями циркония и ряда сопутствующих редких элементов.

Минералы группы эвдиалита – цирконосиликаты натрия и кальция с варьирующим составом катионов с зарядом от +1 до +6. Согласно современным представлениям, группа эвдиалита объединяет около 30 самостоятельных минеральных видов и большое число их разновидностей. Большинство минералов группы характеризуются параметрами тригональной ячейки $a \sim 14 \text{ \AA}$, $c \sim 30 \text{ \AA}$ и пространственными группами $R\bar{3}m$, $R3m$ или $R3$. Однако в Хибинском и Ловозерском щелочных комплексах А.П. Хомяковым были открыты высокоупорядоченные «мегаэвдиалиты» у которых параметр c удвоен и составляет $\sim 61 \text{ \AA}$. Таких представителей, характеризующихся модулярным строением, он выделил во «вторую главу кристаллохимии эвдиалитов» (по аналогии со «второй главой кристаллохимии силикатов» Н.В. Белова).

Основу структуры эвдиалитов составляет микропористый каркас $\{M_6Z_3[T_{24}O_{72}]\}^{24-}$, состоящий из 12 слоев M -, T - и Z -типов полиэдров, чередующихся вдоль $[001]$ в последовательности $\dots MTZT \dots$. M -слои представлены шестичленными кольцами из Ca - или более сложных по составу $M(1)$ -октаэдров, T -слои – взаимно изолированными кольцами $[Si_9O_{27}]$ и $[Si_3O_9]$, Z -слои – дискретными Zr - и/или Ti -октаэдрами. В полостях каркаса локализуются внекаркасные катионы, крупные анионы, анионные группы и молекулы воды. Упорядочение катионов как в позициях (каркасных и/или внекаркасных) приводит к образованию сверхструктур с удвоением параметра c до $\sim 61 \text{ \AA}$, которые содержат 24 слоя в последовательности $\dots MTZTM^*T^*Z^*T^* \dots$. Общая формула «мегаэвдиалитов» может быть записана в виде ($Z = 3$): $[N1N1^* N2N2^* N3N3^* N4N4^* N5N5^* N6 N7]_3 [M1M1^*]_6 [M2M2^*]_3 M3M3^* M4M4^* Z_3Z_3^* [Si_{24}O_{72}] [Si_{24}O_{72}]^* O_{2-6} O_{2-6}^* X_2X_2^*$, где $N1-5 = Na, H_3O^+, K, Sr, REE, Y, Ba, Mn, Ca$; $M1 = Ca, Mn, REE, Na, Sr, Fe$; $M2 = Fe, Mn, Na, Zr, Ta, Ti, K, Ba$ и H_3O ; $M3$ и $M4 = Si, S, Nb, Ti, W, Na$; $Z = Zr, Ti, Nb$; $O = O, OH, H_2O$; $X = Cl, F, H_2O, OH, CO_3, SO_4, AlO_4$ и MnO_4 , где звездочками отмечены позиции второго модуля структуры. Симметрия «мегаэвдиалитов» такая же, как и у 12-слойных эвдиалитов ($R\bar{3}m$, $R3m$, $R3$).

Около 20 лет назад А.П. Хомяков нашел первый минерал с удвоенной ячейкой, названный **аллуайвитом** $(Na_{38}(Ca, Mn)_{12}(Ti, Nb)_6Si_{52}O_{148}Cl_2 \cdot 4H_2O)$ по месту находки на горе Аллуайв в Ловозерском массиве. Однако, как видно из формулы, аллуайвит титановый, а не циркониевый минерал, поэтому КНМНХ ММА не придала значения факту удвоения ячейки, тем самым, не признавая за «мегаэвдиалитами» права на выделение в качестве самостоятельных минеральных видов.

Последующие образцы «мегаэвдиалитов» Комиссия встретила настороженно: ведь простое удвоение периода не может быть основанием для выделения нового минерального вида. Она приостановила свою работу по рассмотрению заявок, касающихся минералов группы эвдиалита, и посланные в 2000 году заявки на утверждение расцветаевита $Na_{27}K_8Ca_{12}Fe_3Zr_6Si_{52}O_{144}(OH, O)_6Cl_2$ и лабиринтита $(Na, K, Sr)_{35}Ca_{12}Fe_3Zr_6TiSi_{51}O_{144}(O, OH, H_2O)_9Cl_3$ (а также нескольких минералов с типовыми ячейками), дожидались утверждения два года. Приняв во внимание модулярную природу мегаэвдиалитов, состоящих из фрагментов эвдиалитов с типовой ячейкой, в 2003 году специальный Подкомитет по номенклатуре минералов при КНМНХ ММА разработал

соответствующую номенклатуру, после чего в одной только России были утверждены заявки на открытие сразу шести новых представителей группы эвдиалита, включая расцветаевит и лабиринтит.

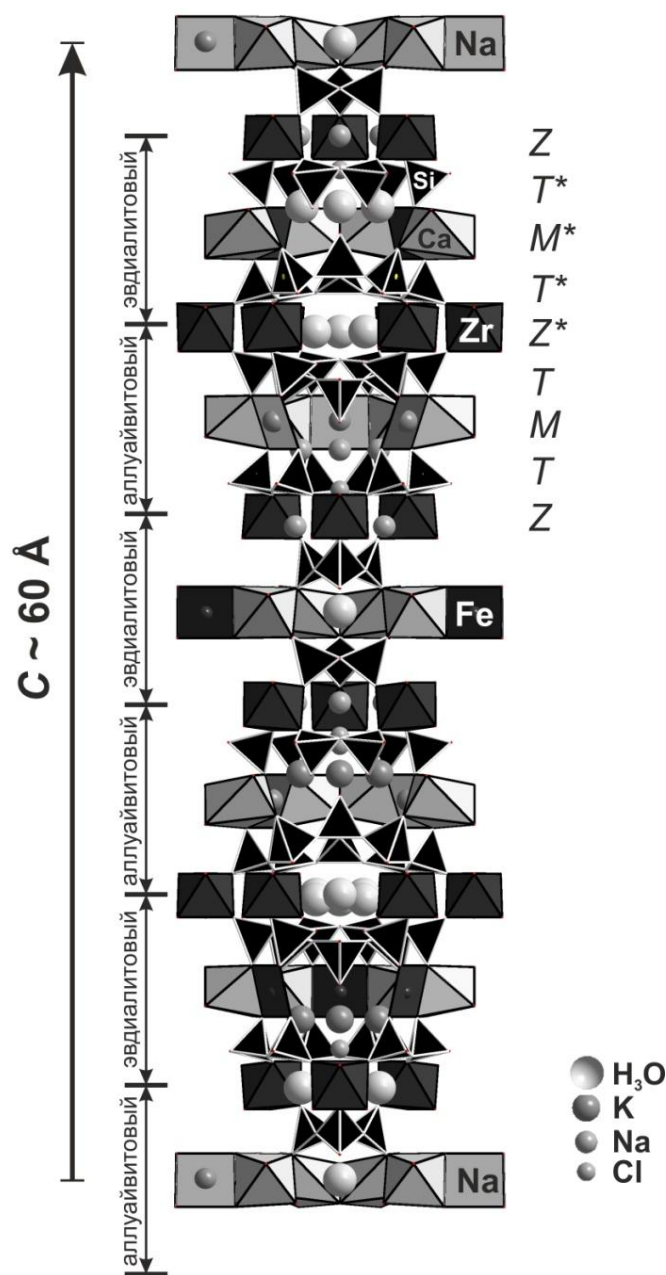


Рисунок 1. Общий вид кристаллической структуры «гидрорасцветаевита»

К настоящему времени утверждено четыре минеральных вида среди мегаэвдиалитов (аллуайвит, дуалит, лабиринтит и расцветаевит), в то время как всего найдено и изучено более 10 эвдиалитов с удвоенной ячейкой, структурные данные для которых нами обобщены в обзоре (Расцветаева и др., 2012).

Главное химическое отличие **аллуайвита** от других членов группы эвдиалита – полное отсутствие циркония и железа. Замена циркония на титан – пример редкого изоморфизма этих элементов, и аллуайвит, оставаясь в рамках структурного типа эвдиалита, стал конечным титановым членом эвдиалитового ряда. Наряду с аллуайвитом на той же горе Аллуайв Ловозерского щелочного массива обнаружен еще один существенно титановый, но содержащий также цирконий (с соотношением $Zr : Ti = 1 : 1$) минерал, названный **дуалитом**

$Na_{30}(Ca, Na, Ce, Sr)_{12}(Na, Mn, Fe, Ti)_6Zr_3Ti_3MnSi_{51}O_{144}(OH, H_2O, Cl)_9$. Несмотря на то, что изоморфизм Zr и Ti в природе встречается довольно редко, в дуалите оба элемента представлены поровну, с чередованием их вдоль длинной трансляции, ставшего причиной удвоения ячейки. Высоконатриевый **лабиринтит** с горы Ньюркпахк Хибинского щелочного массива получил название от греческого *labyrinthos* из-за необычайно сложной структуры, элементарная ячейка которой с учетом пониженной симметрии $R3$ содержит почти 800 атомов, распределенных по более чем 100 кристаллографическим позициям. Чаше всего причиной удвоения периода с является упорядочение катионов в ключевых гомологических позициях, как в **расцветаевите**, характерном для обогащенных калием ультраагпаитовых пегматитов Хибинского щелочного массива и обнаруженном на горе Расвумчорр.

Наряду с новыми минеральными видами нами исследованы рентгеноструктурным анализом и

разновидности «мегаэвдиалитов», в том числе гидратированный аналог расцветаевита с общей формулой $(\text{Na}_{11}(\text{H}_3\text{O})_{11}\text{K}_6(\text{H}_2\text{O})_{1.5}\text{Sr})\text{Ca}_{12}\text{Fe}_3\text{Na}_2\text{MnZr}_6\text{Si}_{52}\text{O}_{144}(\text{OH})_{4.5}\text{Cl}_{3.5}(\text{H}_2\text{O})_{0.5}$ (условно названного «гидрорасцветаевитом») (Рис.) (Расцветаева и др., 2015) и высоконатриевый аналог лабиринтита $\text{Na}_{37}\text{Ca}_{10}\text{Mn}_2\text{FeZr}_6\text{Si}_{50}(\text{Ti}, \text{Nb})_2\text{O}_{144}(\text{OH})_5 \cdot \text{H}_2\text{O} \cdot \text{Cl}_3$ (Розенберг и др., 2016).

Происхождение мегаэвдиалитов до сих пор не совсем ясно. Есть вероятность того, что некоторые из них являются инкорпорирующими в своем развитии более простые «материнские» протоструктуры, и потенциально любой из эвдиалитов первой главы может послужить модулем при образовании мегаэвдиалита.

Зарубежные коллеги не нашли и не изучили ни одного минерала такого рода. И единственным «открывателем» мегаэвдиалитов был доктор геолого-минералогических наук А.П. Хомяков. Все образцы 24-слойных эвдиалитов хранятся в Минералогическом музее им. А.Е. Ферсмана.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 16-05-00739_а.

Литература

1. *Расцветаева Р.К., Чуканов Н.В., Аксенов С.М.* Минералы группы эвдиалита: кристаллохимия, свойства, генезис. 2012. 229 с.
2. *Расцветаева Р.К., Аксенов С.М., Розенберг К.А.* Кристаллическая структура и генезис гидратированного аналога расцветаевита // Кристаллография. 2015. № 6. С. 897.
3. *Розенберг К.А., Расцветаева Р.К., Аксенов С.М.* Кристаллическая структура модулярного высоконатриевого и низкожелезистого эвдиалита из Ловозерского щелочного массива // Кристаллография. 2016. № 5. С. 756.

ОБ ИСПОЛЬЗОВАНИИ 3D-ФОТОГРАФИИ В ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКОМ МУЗЕЕ САМГТУ

А.А. Сидоров

Самарский государственный технический университет, Самара, Россия. asida@yandex.ru

Хотя 3D-технологии имеют давнюю историю, интенсивное развитие и широкую доступность они получили с развитием компьютерной техники. Растет их применение в науке и производстве. В электронной микроскопии 3D-технологии используются для увеличения разрешающей способности, а в космосе для изучения ландшафта и геологических структур планет солнечной системы. 3D-математические модели нефтяных залежей строятся с целью увеличения нефтеотдачи, а томография в медицине помогает эффективнее лечить заболевания. В университетах читаются курсы лекций по 3D-методам и технологиям, создаются специализированные лаборатории.

И все же магистральное направление связано с индустрией развлечений. Компании совершенствуют технику для игр и пр. В борьбе за прибыли не гнушаются прибегать к самым низменным страстным проявлениям, вовлекая массы молодых и немолодых людей в развлечения, ведущие к деградации и разрушению психики.

Конечно, музейное дело в союзе с наукой, искусством и образованием представляют собой главные государственные инструменты развития культуры общества, а значит, и самого общества. И музейное дело не должно оставаться в стороне от этого процесса, а точнее, от этой борьбы за умы и сердца молодых поколений.

Основываясь на собственном опыте, хочу поделиться размышлениями, как и какие 3D-технологии могут быть использованы, а также через какие сциллы и харибды нужно будет пройти.

Первые опыты получения 3D-изображения проводились на растровом электронном микроскопе вместе с сотрудниками лаборатории рентгеновской дифракции, электронной и зондовой микроскопии нашего университета. Черно-белые изображения с электронного микроскопа, обладающие большой глубиной резкости и контрастом, как нельзя лучше подходят для формирования 3D-анаглифа. Привлекает и возможность увидеть своими глазами удивительный микромир через электронный микроскоп. Анаглифы микроскопических кристаллов средневожских образцов были опубликованы в книге, выпущенной к 100-летию университета (Сидоров, 2014). Об успешности результатов свидетельствуют восторженные отклики всех, кто смотрел книгу. Признаться, меня удивил тот факт, что и молодые, и опытные сотрудники геологических музеев и академических институтов, кому я презентовал это издание, говорили, что впервые увидели 3D-изображения кристаллов в книге.

Следующим шагом было получение анаглифов из цветных фотографий. Для увеличения глубины резкости фотоснимка пришлось осваивать метод стекинга. Фотографирование производилось с постепенным сдвигом зоны резкости с помощью фокусируемых рельсов (до 70 фотографий). Затем программное наложение изображений позволяло добиться нужной глубины резкости.

Так как анаглиф формируется комплементарными парами (обычно наложением красного и зелено-голубого изображений), дающими при сбалансированном наложении серый цвет. Поэтому при просмотре через анаглифические очки с красным и голубовато-зеленым стеклом, не все цвета передаются одинаково хорошо. Проблемным, к примеру, является красный цвет. И все же этот метод подходит для полиграфического воспроизведения 3D-изображений слабоокрашенных прозрачных кристаллов, которые довольно трудно фотографировать, а также для однообразно окрашенных рельефных образцов (Сидоров, 2014). Не случайно в палеонтологии более распространены различные методы получения 3D-изображений. Сегодня готов макет для печати моей новой книги,

посвященной самому известному на Волге памятнику природы — Цареву Кургану, также с блоком 3D-изображений палеонтологических фоссилий.

В различных старых журналах можно увидеть фотостереопары. Сегодня новь этот метод обретает популярность. Заметно возрастает интерес к макростереосъемкам минералов (увеличение от х5 до х20) не столько с помощью микроскопа, но и фотоаппаратом, в оптической схеме которого используется объектив от микроскопа. Перекрестные стереопары, размещенные на интернет-страницах, хорошо передают цвет минералов. Учитывая небольшую глубину резкости вследствие большого увеличения, в стекинге используется несколько сот фотографий. Поэтому здесь не обойтись без автоматизированных фокусируемых рельсов. Но результаты П. Мартынова (<http://webmineral.ru/articles/item.php?id=7>) и Т. Пашко (<http://www.webmineral.ru/forum/viewtopic.php?f=14&p=2789>) очень впечатляют. Это прекраснейший способ для показа кристаллов микроскопических размеров и редких минералов, на которые обычно в музеях указывает цветная стрелка, чтобы посетители не принимали за редкий минерал сам указатель.

Для просмотра перекрестных стереопар необходим некоторый навык или специальные очки, которые трудно найти. В тоже время самым доступным электронным средством просмотра стереоизображений стали VR-очки, использующие как первоисточник парных изображений смартфон. Первые эксперименты показали, что не всегда угол съемки фотопары для полиграфического воспроизведения подходит для VR-очков. В последнем случае не требуется высокая детализация фотографии. К достоинствам VR-очков можно отнести возможности самого широкого доступа к молодежной аудитории.

Для просмотра могут использоваться 3D-телевизоры и мониторы. Большие размеры экранов позволяют ознакомиться самым подробным образом с образцом.

Интерес, с которым рассматривают молодые люди 3D-изображения, и их эмоциональная реакция не должны нас уводить от главного. Ведь мы не стремимся подменить природу на виртуальные картинки. Наша задача — научить видеть красоту минералов в строгой гармонии форм, непередаваемой тонкости цвета, в закономерном их образовании и сочетании и увлечь к познанию самой природы.

Несмотря на доступность цифровой фототехники, в целом стоимость оборудования для 3D-фотосъемок минералов очень высока. Велики трудозатраты на изготовление одного стереоизображения. Требуется тщательная подготовка и наработки опыта. Поэтому в стране работает незначительное число фотографов, производящих высококачественные 3D-изображения минералов. Для развития этого направления необходима государственная поддержка как музеев, так и самих фотографов, например в форме грантов, устройства конкурсов с награждением, специализированных фотовыставок и т.п.

Литература

1. Сидоров А.А. Геолого-минералогический музей Самарского государственного технического университета. Кн. 1. Минералогическая коллекция. Самара: ООО «Издательский дом «Агни». 2014. 256 с.
2. Сидоров А.А. 3D-фотографии в музейном деле // Технополис Поволжья. 2015. №7. С. 11–19.

ГИББСИТ: ГЕНЕТИЧЕСКОЕ РАЗНООБРАЗИЕ КРИСТАЛЛОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ СВОЙСТВ В ЛАТЕРИТНЫХ БОКСИТАХ

А.Д. Слукин¹, Н.М. Боева², Е.А. Жегалло², Л.В. Зайцева²

1 *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия. E-mail: boeva@igem.ru*

2 *Палеонтологический институт РАН им. Борисяка, Москва, Россия. E-mail: ezheg@paleo.ru*

Гиббсит $Al[OH]_3$ – главный минерал алюминия, сыгравший исключительно важную роль в новейшей истории человечества и в развитии техники. Основным источником этого элемента являются мезозойско-кайнозойские бокситы: остаточные или латеритные, – 85% мировых запасов (Bardossy, Aleva, 1990) и осадочные – продукты денудации первых – 15%. Как правило, бокситы являются конечным продуктом выветривания алюмосиликатных пород в условиях переменного влажного тропического климата и составляют верхнюю часть латеритной коры выветривания. Если выветриванию подвергались древние (архейские, протерозойские, палеозойские) породы, то на них формировался полный геохимический профиль с зонами выщелачивания (гидрослюд, гидрохлоритов), гидролиза (монтмориллонита, галлуазита, каолинита) и конечного гидролиза и окисления (гиббсита, бемита, гетита и гематита). Развитие профиля сопровождается частичным синхронным размывом. Облик профиля восстанавливается по сохранившимся останкам коры выветривания, порядок формирования зон – по взаимоотношениям материнских и гипергенных минералов и по последовательности отложения продуктов денудации в областях аккумуляции. Если латеритная порода образовалась в тропических условиях (например, вулканическая лава), то на ней может возникнуть сокращенный профиль, где гиббсит развивается по алюмосиликатам без промежуточных гипергенных минералов.

Для бокситов характерна скрытокристаллическая структура, поэтому морфологию гиббсита можно изредка наблюдать только в кавернах (рис. 1а). Облик кристаллов гиббсита и его типоморфные генетические особенности изучены слабо. Мы попытались частично восполнить этот пробел и показать морфологические особенности кристаллов гиббсита и их зависимость от генезиса минерала.

Генетический ряд главных минералов латеритного профиля описан нами ранее (Слукин и др., 2015). В самой нижней части боксит развивается по каолинизированным алюмосиликатам в виде тонкостолбчатых гексагональных кристаллов. Наблюдения над латеритами на кондалитах, гранитах, базальтах, амфиболитах, кристаллических сланцах, тингуанитах и других породах обнаружили, что форма кристаллов гиббсита зависит от материнских минералов. Это выражается, в частности, в том, что гексагональные пинакоиды наиболее удлинены в псевдоморфозах гиббсита по силлиманиту (рис. 1б) и наиболее изометричны в псевдоморфозах по гранату. При полном конечном гидролизе весь пористый матрикс боксита состоит из кристаллических зерен гиббсита, местами хорошо ограненных. Как правило, они представляют собой сложные полисинтетические двойники.

Верхняя часть бокситового горизонта подвержена максимальному воздействию микро- и макрофауны и флоры (Слукин и др., 2014). Весь матрикс бокситов перемолот роющими организмами, и не сохраняется ни одной псевдоморфозы гиббсита по материнскому материалу. Вместе с тем, бокситы насыщены биопленками, пронизаны корнями растительности и ходами и норами роющих организмов: червей, термитов, нематодов и других (рис. 1г). Среди продуктов их жизнедеятельности можно наблюдать материальные следы вчерашнего дня (в современных тропиках) или тридцатимиллионнолетней давности (на Чадобецком поднятии в Сибири). Таким образом выявляются просто высохшие биопленки и минерализованные биопленки, сложенные гиббситом или гематитом или их смесью (рис. 1д). Поверхность пор, каверн, ходов и нор постепенно превратилась в сплошные щетки идиоморфных тонкостолбчатых

гексагональных кристаллов гиббсита и/или биоморфоз гематита. Такие же щетки, как оболочки окутывают все растворяющиеся зерна кварца и полости, оставшиеся от растворенных зерен. Нередко возникает 2-3 таких оболочки, конгруэнтных форме зерна (рис. 1в).

В ходах и норах продукты пищеварительного тракта роющих организмов превратились в толстотаблитчатые сростки кристаллов гиббсита. На поверхности их пинакоидов прекрасно видны границы сложных двойников, фигуры роста и растворения (рис. 1е). В кавернах, образовавшихся без видимого участия макро- или мезофауны, обычно развиты длинные тонкие полисинтетические гексагональные пирамиды. Некоторые из них имеют полусферические вершины, свойственные формам, образовавшимся в системе: пар – жидкость – кристалл.

Замечено, что и в ходах сказывается влияние переработанных материнских минералов, выражающееся в изометричности пинакоидов гиббсита среди гранатов и нефелина, и его удлиненности среди силлиманита.

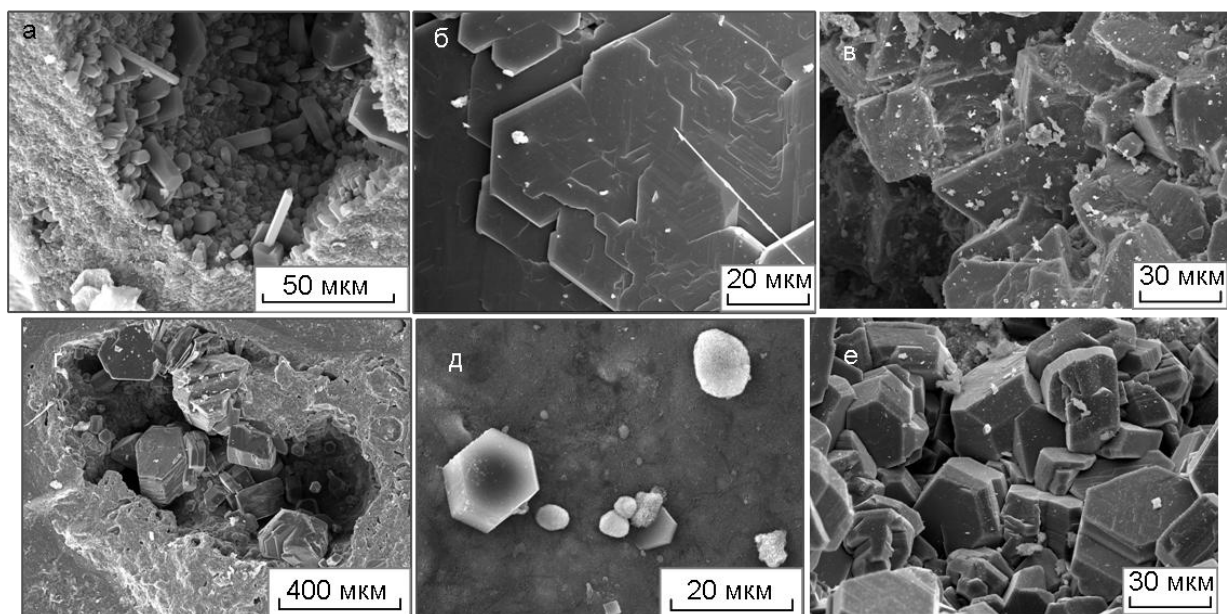


Рисунок 1. Морфология кристаллов гиббсита. СЭМ: а – длинностолбчатые кристаллы в каверне (Панчпатмали, Индия); б – таблитчатые кристаллы по силлиманиту (В.Гаты, Индия); в – толстотаблитчатые кристаллы в матриксе боксита (Центральная Сибирь); г – ход червя в боксите и биоморфные кристаллы (Лохардага, Индия); д – таблитчатый кристалл и биоморфозы гематита на биоминеральной пленке (Лохардага, Индия); е – толстотаблитчатые кристаллы в полностью раскристаллизованных продуктах пищеварительного тракта червя (Центральная Сибирь).

Литература

1. Bardossy G., Aleva G. J.J. Lateritic bauxites. Budapest: Academia Kiado, 1990. 624p.
2. Слукин А.Д., Бортников Н.С., Жегалло Е.А., Жухлистов А.Д., Боева Н.М. Гиббсит и каолинит в зоне биологической педотурбации латеритного профиля: разные судьбы (на примере месторождений Сибири, Индии, Гвинеи и Бразилии) // ДАН. 2014. Т. 458. № 5. С. 572–577.
3. Слукин А.Д., Бортников Н.С., Жухлистов А.П., Мохов А.В., Боева Н.М., Жегалло Е.А., Зайцева Л.В. Микроморфология и генетические взаимоотношения главных гипергенных минералов бокситоносных латеритных профилей (по результатам электронно-микроскопического изучения) // Новые данные о минералах, 2015. В.50. С. 50-61.

ОБОГАЩЕННЫЙ ГАФНИЕМ ЦИРКОН ИЗ ПЕГМАТИТОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОТБОЙНОЕ

С.В. Соколов, Г.Н. Нечелюстов

*Всероссийский НИИ минерального сырья имени Н.М. Федоровского, Москва, Россия.
vims-sokol@mail.ru*

Месторождение Отбойное расположено в Тайшетском районе Иркутской области и относится к Бирюсино-Тагульскому рудному району.

В кварц-микроклин-альбитовых пегматитах месторождения проявлена редкометалльная минерализация, состоящая из разных элементов и соответствующих им минералов-концентраторов – тантала и ниобия (колумбит-танталит, микролит, иксиолит, воджинит), бериллия (берилл, берtrandит), лития (лепидолит, Li-мусковит), рубидия (микроклин, Rb-мусковит), циркония (циркон).

В процессе минералого-аналитического изучения пегматитов было установлено, что циркон характеризуется повышенными содержаниями HfO_2 , многие из которых достигают значений от 17 до 22 мас. %.

На месторождении Отбойное циркон практически постоянно встречался в агрегате лейстового альбита. Только в трех случаях его мелкие зерна (24-53 мкм в длину) были обнаружены как включения в кварце, мусковите и микролите. Отмечалась ассоциация циркона с Mn-гранатом спессартином.

Среди обнаруженных цирконов идиоморфные кристаллы превалировали над гипидиоморфными, а ксеноморфные зерна попадались спорадически. Следует сказать, что минерал часто выделялся в виде единичных кристаллов, тогда как их группы и сростки отмечались крайне редко.

Кристаллы циркона обладают длиннопризматическим с бипирамидальными окончаниями габитусом. Их размеры по ширине и длине равнялись соответственно 20-30 мкм и 100-135 мкм. Отметим, что попадались призмы циркона, увенчанные только одной пирамидой или совсем без них. Довольно часто встречались разности короткопризматического облика величиной 35x55, 50x80 и 160x200 мкм.

Мелкие размеры выделений стали причиной того, что циркон был обнаружен только в шлифах и в препаратах для микрозондового анализа, который использовался для определения его химического состава.

Состав цирконов определялся на электронно-зондовом микроанализаторе JXA-8100 Superprobe, оснащенном энергодисперсионным спектрометром EDS Link Pentafet с программным пакетом INCA-400. В качестве образцов сравнения были использованы синтетические соединения (ZrO_2 и HfO_2) и природные минералы точно установленного состава (волластонит на Si и Ca, алмадин на Fe).

Результаты, продемонстрированные в таблице 1, были получены в основном на кристаллах циркона как длиннопризматического, так и короткопризматического габитуса. В каждом образце анализировалось от двух до шести точек, по возможности расположенных в центре кристаллов и в их периферических зонах. Каких-либо заметных изменений в содержаниях обнаруженных элементов с переходом от центра к краю кристаллов не было установлено.

Из анализа полученных данных видно, что изученные цирконы содержат повышенные количества HfO_2 , которые по его концентрации четко разделились на три группы. По мере снижения содержания гафния в проанализированных цирконах возрастают количество ZrO_2 и величина цирконий-гафниевого отношения. Из других элементов-примесей в группе с максимальным присутствием HfO_2 значимые содержания были установлены для кальция и железа, тогда как содержания обычных для многих цирконов изоморфных компонентов (REE, Ti, Ta, Nb, Th, U) оказались ниже порога обнаружения в использованном анализе.

Таблица 1.

Химический состав циркона месторождения Отбойное (мас.%)

Кол-во образцов и анализов	SiO ₂	ZrO ₂	HfO ₂	CaO	Fe ₂ O ₃	Сумма	Zr/Hf
4 обр. 15 ан.	<u>31,41-34,66</u> 33,02	<u>43,71-50,07</u> 47,20	<u>16,95-22,39</u> 18,69	<u>0,00-0,78</u> 0,14	<u>0,00-1,06</u> 0,26	99,31	<u>1,7-2,6</u> 2,2
3 обр. 9 ан.	<u>31,86-33,80</u> 32,85	<u>51,82-54,10</u> 53,16	<u>13,11-14,59</u> 13,78	0,00	0,00	99,79	<u>3,1-3,6</u> 3,4
2 обр. 6 ан.	<u>31,92-34,42</u> 33,31	<u>55,06-59,44</u> 57,73	<u>7,39-10,51</u> 8,78	0,00	0,00	99,82	<u>4,6-6,2</u> 5,2

Примечание: Над чертой – пределы содержаний, под чертой – среднее значение.

Судя по известным нам публикациям, повышенные значения HfO₂ (7,4-22,4 мас.% по имеющимся у нас 30 анализам не претерпевшего изменений минерала) не встречались в цирконах из руд редкометалльных месторождений России. Очень высокие содержания гафния в цирконе были установлены в двух случаях (МИНЕРАЛЫ, 1972, с. 119): 22-24% HfO₂ в цирконе из гранитных пегматитов Норвегии и 31% HfO₂ в цирконе из редкометалльных пегматитов Юго-Западной Африки.

Литература

1. Минералы. Том III. Выпуск 1. М.: Наука, 1972. 883 с.

МУЗЕЙ ДВГИ. ПЕРВЫЙ ОПЫТ РАБОТЫ С СЕМЕЙНЫМИ ГРУППАМИ В РАМКАХ МЕЖМУЗЕЙНОГО ПРОЕКТА

В.А. Соляник¹, Л.Г. Кондрашова², А.А. Гульбина³

1 Геолого-минералогический музей ДВГИ ДВО РАН, г. Владивосток, Россия.

solyanik109@mail.ru

2 Музей ИБМ им. А.В. Жирмунского ДВО РАН, г. Владивосток, Россия.

kapibara2004@mail.ru

3 «Музей природы моря и ее охраны» Дальневосточного морского заповедника ДВО РАН, г. Владивосток, Россия. agulbina@yandex.ru

Музеи Российской академии наук составляют одну из самых масштабных сетей в нашей стране. Важным отличием музеев РАН является то, что такие виды деятельности, как обучение, просвещение, популяризация знаний, выступают как второстепенные, дополнительные функции музея. Но растущая потребность людей в простом доступе к научным открытиям очевидна. Такие мероприятия, как Всероссийский фестиваль науки, Science Slam и Научные бои, собирают тысячи слушателей. Происходит то, о чем мечтали многие пионеры в деле популяризации российской науки в Санкт-Петербурге, Москве, Перми, Томске, Красноярске и других городах.

До 2015 г. основной целевой группой, на которую направлены образовательно-просветительные программы музеев ДВО РАН, были студенты, аспиранты и школьники средних и старших классов. Запрос местного сообщества на познавательные программы для детей и на доступную компетентную информацию по вопросам, связанным с природными объектами края, обозначился во время работы с разновозрастной аудиторией в рамках Всероссийского фестиваля науки. Понимая, что именно специалисты институтов ДВО могут создать обучающий контент для населения, ежегодно активно отдыхающего на побережье, мы решили разработать совместный проект «Путешествие в науку. Наука в путешествии», объединивший пять музейных организаций ДВО РАН с целью сформировать образовательную среду, способствующую появлению новых смыслов в культуре традиционного для Приморского края отдыха на побережье. Это Музей Института биологии моря им. А.В. Жирмунского – инициатор и координатор проекта, Минералогический музей Дальневосточного геологического института, музей «Природа моря и ее охрана» Дальневосточного государственного биосферного морского заповедника на о. Попова, Ботанический сад-институт и Научно-образовательный комплекс «Приморский Океанариум» на о. Русском.

Объединение музеев для создания семейных межмузейных маршрутов в формате игры-путешествия уже стали традиционными и популярными событиями в России: в Санкт-Петербурге – с 2004 года, в Москве – с 2008 года, а с 2012 года и в Перми. К настоящему времени сложился круг специалистов, разрабатывающих программы и методики музейной работы с малышами. Авторы современных программ А. Щербакова, Д. Агапова, С. Пантюлина, О. Леонова, М. Мацкевич, О. Сеницына, Н. Михайлова и другие рассматривают музей не только как одно из средств постижения мира, но и как средство адаптации ребенка к этому миру.

На Дальнем Востоке межмузейный маршрут проектировался впервые, а осуществить его мы смогли благодаря поддержке Благотворительного фонда В. Потанина (в 2015 г. проект стал одним из победителей XII грантового конкурса «Меняющийся музей в меняющемся мире» в номинации «Музей и местное сообщество»). В рамках проекта прошли обучающие семинары, были получены консультации и рекомендации по составлению содержательных и увлекательных путеводителей, изготовлена полиграфическая продукция, но все это было бы невозможно без финансирования, полученного из фонда В. Потанина (Программа поддержки музеев ДВО РАН прекращена с 2014 года).

В результате работы над проектом мы адаптировали экспозиции музеев для детей старшего дошкольного и младшего школьного возраста, сочинили путеводители, подготовили эксперименты и игровые задания, в каждом музее определили игровой персонаж, который вел маленького посетителя по маршруту, сообщал важную информацию, помогал выполнять задания, «провоцировал» любопытство и наблюдательность. «Песчинка» – игровой персонаж путеводителя в минералогическом музее, помогла выполнить задания, увидеть морское побережье глазами геолога, узнать, какие стройматериалы и съедобные минералы хранит море, чем отличаются минерал и горная порода, из каких минералов состоит гранит, каких древних обитателей Японского моря можно обнаружить в скальных обнажениях о-ва Русский и т.д. Знакомясь с персонажами других музеев, дети узнали, как растение с красивым именем мертензия ухитряется выжить на берегу моря, открыли превращения циприсов в усконогих раков, освоили искусство маскировки и помогли найти домик раку-отшельнику. Мы убедились в том, что дети с большой охотой откликаются на творческие задания, и что стимулировать самостоятельное исследование надо именно в этом возрасте, когда ребенок обладает безграничным желанием узнать все, чего он не знает.

В музейных экспозициях маршрут работал с 7 июня по 17 июля (в среднем каждый музей посетило около 300 семей). Судя по отзывам, оставленным в музее ДВГИ, «понравилось экспериментировать и приобретать новые знания не только детям, но и взрослым»; «то, что у вас получилось – это огромный шаг вперед к людям, от закрытости наших научных музеев, от высоколбой научности к простоте и понятности. Это способ заинтересовать людей с самых малых лет».

А затем наступил второй этап, который продлится до конца сентября, – самостоятельные путешествия семейных отрядов на побережье Приморья при поддержке открытой ресурсной виртуальной площадки – с материалами для определения минералов, растений и живых организмов и возможностью получения научных консультаций. Огромный интерес к природе края подтвердился публикацией в социальных сетях коллекций находок и впечатлений в виде рисунков, фото и вопросов юных исследователей и их родителей, на которые отвечают научные сотрудники институтов ДВО РАН. Ответы публикуются на сайте <http://naukamoredeti.ru/index.php/ru/> и в социальных сетях <https://www.facebook.com/scienceintravelprimorye/>. Для успешного прохождения семейными отрядами второго, экспедиционного этапа маршрута на сайте ДВГИ появился новый раздел с материалами по геологии Приморья (ответы на вопросы и научно-популярные статьи, подготовленные научными сотрудниками ДВГИ) <http://www.fegi.ru/museum/167-prim>.

В начале октября пройдет итоговое событие маршрута – морской научный фестиваль, на котором будет организована выставка по итогам самостоятельных экспедиций, совершенных семейными группами, и обсуждение результатов работы маршрута.

Участие в проекте «Наука в путешествии. Приморье» позволило академическим музеям не только «открыться» и привлечь новую категорию посетителей – семейные группы, но и создать единую межмузейную культурно-образовательную среду.

Проект «Путешествие в науку. Приморье» обсуждался в прямом эфире 2 Августа 2016 на ОТВ-прим в программе «В центре внимания» http://www.otvprim.ru/culture/primorskij-kraj_04.08.2016_41278_v-tsentre-vnimanija-puteshestvie-v-nauku.html

ФТОРАПАТИТ В СТЕНКАХ РАКОВИН ФОРАМИНИФЕР ИЗ УГЛЕРОДИСТО-КРЕМНИСТЫХ ПОРОД РУДОВМЕЩАЮЩЕЙ ТОЛЩИ САФЬЯНОВСКОГО МЕДНОКОЛЧЕДАННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (СРЕДНИЙ УРАЛ)

Е.И. Сорока¹, Л.В. Леонова¹, А.Л. Анфимов¹, Д.А. Замятин¹, Н.С. Архиреева²

1 Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия. soroka@igg.uran.ru

2 Институт минералогии УрО РАН, Миасс, Россия

Впервые некарбонатные секретионные раковины девонских (эйфель-живет) фораминифер *Parathurammiaaff. tamarae* L. Petrovae, 1981, обнаружены в углеродисто-кремнистых породах рудовмещающей толщи Сафьяновского медноколчеданного м-ния (Чувазов и др., 2011). Породы залегают в разрезе в виде пачек мощностью от 0.1 до 1.5 м и вскрыты карьером (Ярославцева и др., 2012). Они представлены псефито-псаммитовыми туффитами, кристалло-литокластическими и пелитолитовыми, и сложены обломками кварца, кристаллами плагиоклаза, угловато окатанными обломками риодацитов, раковинами фораминифер, радиолярий и скоплениями углеродистого вещества (Анфимов и др., 2011). Основная тонкодисперсная масса состоит из кварца, хлорита, плагиоклаза, слюды, каолинита, карбонатов.

По представлениям (Сорока и др., 2012), карбонат стенок раковин фораминифер был замещен апатитом после их захоронения. Детальные исследования при помощи сканирующего электронного микроскопа JSM-6390LV (JEOL) с ЭДС-спектрометром IncaEnergy 450 и микрозондового анализатора Cameca SX100 (лаборатория ФХМИ ИГГ УрО РАН, оператор Д.А. Замятин) не выявили следов замещения. Стенка раковин обычно 2- и 3-слойная, слои образованы столбчатыми кристаллами апатита, пространство между слоями представлено кварцем (рис. 1). Было исследовано более 10 раковин и выполнено 114 определений. Получены изображения в отраженных электронах (BSE) и сняты энергодисперсионные спектры с участков стенок раковин (всего 58 спектров с 8 участков). Атомное соотношение Са/Р в стенках раковин – от 1.6 до 1.9. Исследования на микрозондовом анализаторе позволили уточнить содержания F и подтвердили предположения, что стенка раковины состоит из фторапатита (табл. 1). В таблице 1 приведены составы стенки раковин, в которых содержится и некоторое количество SiO₂, а

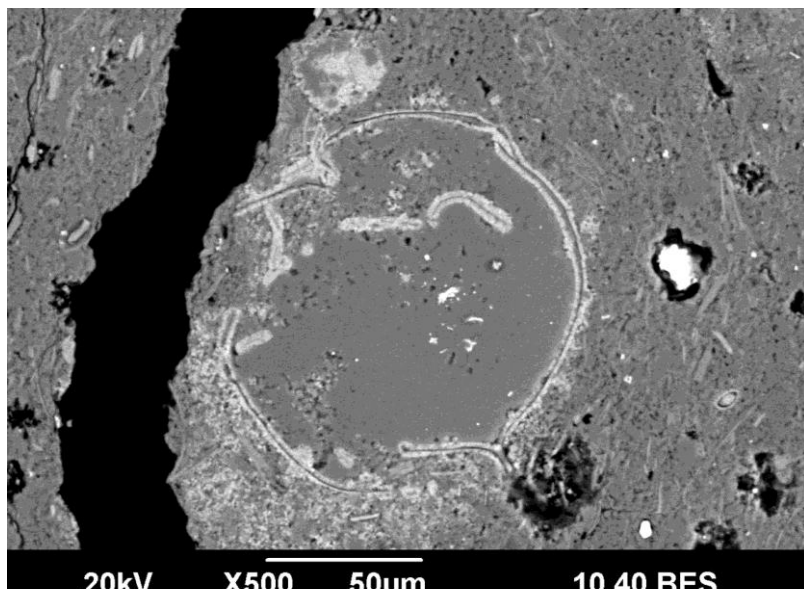


Рисунок 1. Раковина *Parathurammiaaff. tamarae* L. Petrovae, 1981. обр. 1432. Внешний слой стенки – апатит (белое), промежуточный – кварц (темно-серое) и апатит. Фото BSE.

также анализ фторапатита из матрицы породы (табл. 1, анализ 5). Внутренняя часть раковин и пространство между слоями стенки представлено SiO₂. Нужно отметить, что количество Р и О несколько занижено по сравнению с эталонным фторапатитом (анализ 1) и апатитом из углеродисто-кремнистой породы (анализ 5). Можно предположить, что позиции фосфора в решетке апатита стенки раковины частично могут быть заняты карбонат-ионом, что характерно для костных остатков (Дир и др., 1966).

Таблица 1.

**Состав апатита стенки раковины
Parathuraminaaff. tamarae L. Petrovae**

	Компоненты, мас.%				
	1	2	3	4	5
SiO ₂	0.43	1.35	2.32	0.15	0.03
P ₂ O ₅	40.98	36.86	35.46	32.81	41.97
Al ₂ O ₃	0.02	0.24	0.35	0.36	0.04
MgO	0.02	0.14	0.21	0.16	0.05
CaO	53.98	52.4	51.1	46.45	55.64
MnO	0.01	0,04	0,03	0,02	0.2
FeO	0	0.06	0.13	0.96	0.55
Na ₂ O	0.27	0.25	0.35	0.35	0
SrO	0.09	0.12	0.08	0.26	0.03
F	3.32	4.35	4.13	4.01	2.29
Cl	0.43	0.05	0.03	0.05	0.41
SO ₃	0.59	0.42	0.43	1.07	0.04
Сумма	100.14	96.28	94.85	86.65	101.24
Элементы, атом.%					
Si	0.17	0.56	0.97	0.07	0.01
P	13.74	12.85	12.56	12.76	14.04
Al	0.01	0.01	0.17	0.2	0.02
Mg	0.01	0.08	0.13	0.11	0.03
Ca	22.92	23.13	22.91	22.86	23.55
Mn	0	0.01	0.01	0.01	0.07
Fe	0	0.02	0.04	0.37	0.18
Na	0.21	0.2	0.28	0.32	0
Sr	0.02	0.03	0.02	0.07	0.01
F	4.16	5.67	5.47	5.83	2.86
Cl	0.29	0.02	0.04	0.04	0.27
S	0.18	0.3	0.14	0.37	0.01
O	58.3	57.18	57.26	57.01	58.99

Известно, что конодонтовые элементы, которые представляют собой минерализованные остатки частей ротового аппарата конодонтов (вымершей группы морских организмов), состоят из различных по строению слоев фторапатита и коллагенового белка, которые образовывались в течение жизни организма. По данным (Журавлев, 2016), изучение состава минеральной компоненты твердых тканей позднедевонских конодонтовых элементов показало фторапатит с атомным соотношением Ca/P = 1,60-1,65. Кроме того, отмечены колебания содержания Sr. Стронций присутствует и в стенках раковин апатитовых фораминифер (табл. 1).

Таким образом, сделан вывод, что фторапатит в стенках секреторных раковин девонских форминифер образовался в процессе их жизнедеятельности.

Литература

1. Анфимов А.Л., Сорока Е.И., Ярославцева Н.С., Главатских С.П. Генезис углеродисто-кремнистых прослоев в рудовмещающей вулканогенно-осадочной толще Сафьяновского медноколчеданного месторождения (Средний Урал) // Вулканизм и геодинамика. V Всерос. Симпоз. по вулканол. и палеовулканол. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2011. С. 474–476.
2. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 5. М: МИР, 1966. 405 с.
3. Журавлев А.В. Распределение стронция в биоапатите конодонтовых элементов // Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения – 2016). Сыктывкар, 2016. С. 142.
4. Сорока Е.И., Анфимов А.Л., Главатских С.П. Апатит в раковинах девонских фораминифер из рудовмещающей толщи Сафьяновского медноколчеданного месторождения (Средний Урал) // Кристаллическое и твердое некристаллическое состояние минерального вещества. Сб. Матер. Сыктывкар, 2012. С. 191–192.
5. Чувашиов Б.И., Анфимов А.Л., Сорока Е.И., Ярославцева Н.С. Новые данные о возрасте рудовмещающей толщи Сафьяновского месторождения (Средний Урал) на основе фораминифер // ДАН. 2011. Т. 439. № 5. С. 648–650.
6. Ярославцева Н.С., Масленников В.В., Сафина Н.П. и др. Углеродсодержащие алевропелиты Сафьяновского медно-цинково-колчеданного месторождения (Средний Урал) // Литосфера. 2012. № 2. С. 106–123.

ЛОМОНТИТ, ПРЕНИТ, ПУМПЕЛЛИИТ, КРОНШТЕДТИТ, ГИДРОАНДРАДИТ, КОРРЕНСИТ, ФЕРРОАКСИНИТ, ЛЕННИЛЕНАПЕИТ, РЕЕ-ЭПИДОТ В МЕТАБАЗИТАХ И МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ АГАТАХ ТРАППОВОЙ ФОРМАЦИИ ЛЮДИКОВИЯ СЕВЕРНОГО ПРИОНЕЖЬЯ, КАРЕЛИЯ

Э.М. Спиридонов¹, Е.В. Путинцева², О.Б. Лавров³

1. Московский гос. университет, Москва, Россия, ernstspiridon@gmail.com
2. Санкт-Петербургский гос. университет, Санкт-Петербург, Россия. lputinseva@mail.ru
3. Институт геологии Карел. НЦ РАН, Петрозаводск, Россия, petrlavrov@list.ru

Трапповая формация людиковия размещена в восточной части Балтийского щита Русской платформы, в Северном Прионежье в пределах Онежской структуры Карельского кратона, фундамент которой – Водлозёрский блок раннеархейской стабилизации (Ушков, 2001; Онежская..., 2011). Возраст формации 2.06-1.97 млрд. лет (Онежская..., 2011). А.А. Иностранцев и Ф.Ю. Левинсон-Лессинг положили начало изучению данной формации. В дальнейшем её изучали В.М. Тимофеев, К.О. Кратц, К.И. Хейсканен, А.П. Светов, В.С. Куликов, А.И. Голубев, М.М. Лавров и другие геологи. Трапповая формация включает покровы массивных, шаровых и вариолитовых базальтов (Иностранцев, 1874; Loewinson-Lessing, 1884), пикробазальтов, гиадокластитов базальтового состава и вулканогенно-осадочные породы, субвулканические тела и силлы долеритов и пикроделеритов, интрузивы габбро-долеритов до габбро-перидотитов. Они обычно слабо дислоцированы, в покровах базальтов сохранилась первичная столбчатая отдельность, а на поверхности покровов – рельефные складки магматического течения (Тимофеев, 1916). Горные породы формации метаморфизованы, превращены в зеленокаменные, – базальты в спилиты, долериты – в метадолериты – диабазы. Ф.Ю. Левинсон-Лессинг выделил данную формацию как Олонецкую диабазовую (Левинсон-Лессинг, 1888), территория её развития именуется Суйсарской вулканической областью (Тимофеев, 1916). Считается (Онежская..., 2011), что породы трапповой формации метаморфизованы в условиях низкотемпературной части фации зелёных сланцев.

Наличие в трапповой формации мандельштейнов с халцедоном и агатами с гётитом и лепидокрокитом (Тимофеев, 1912; наши наблюдения), позволило усомниться в столь высокой степени метаморфизма, так как халцедон и агаты распространены только в метавулканиках цеолитовой фации (Spiridonov, 1998, Спиридонов и др., 2014). По нашим данным, в metabазальтах, окружающих участки агатоносных вулканитов в Северном Прионежье в районе Пингубы, острова Суйсар, Волк-острова и иных, широко развит ломонтит в псевдоморфозах по плагиоклазу. Диагностика ломонтита подтверждена микрозондовым анализом. Ломонтит – индекс-минерал высокотемпературной части цеолитовой фации, её параметры: 210-290° C, 0.5-3 кбар (Thompson, 1970; Liou, 1971; Jove, Hacker, 1997). Итак, часть пород трапповой формации метаморфизованы в условиях ломонтитовой субфации цеолитовой фации. Среди них находятся проявления самородной меди медно-цеолитовой формации.

На остальной площади metabазиты трапповой формации людиковия слагают альбит, клиноцоизит, хлорит – рипидолит, актинолит, эпидот, маложелезистый и железистый пренит, пумпеллиит-(Fe), титанит, кварц, Al-кроншtedтит, гематит, калишпат, корренсит (диагностика минералов проведена с помощью микрозондового анализа). Пумпеллиит-(Fe) и маложелезистый пренит часто образуют сростания, повсеместно развиты как в основной ткани metabазитов, замещая плагиоклазы, матрикс пород, так и выполняя в них миндалины, слагая в них метасоматические гнёзда, заполняя трещины гидроразрыва совместно с кварцем, альбитом $\text{Na}_{98.2-99.3}\text{Ca}_{0.7-1.3}\text{K}_{0.5}$, пикнохлоритом, кальцитом $\text{Ca}_{0.980-0.996}\text{Mn}_{0.004-0.015}\text{Mg}_{0-0.005}$, кроншtedтитом, эпидотом, реже с калишпатом $\text{K}_{83.5}\text{Na}_{14.7}\text{Ba}_{1.1}\text{Ca}_{0.7}$, фторапатитом, титанитом, рутилом, редкоземельным эпидотом, Mn-Mg-ферроаксинитом,

магнезиостильпномеланом = ленниленапеитом. Состав пумпеллиита-(Fe) заметно варьирует – $(\text{Ca}_{1.93-1.97}\text{Y}_{0.01})_{1.94-1.97}(\text{Fe}^{2+}_{0.69-0.72}\text{Mg}_{0.28-0.37}\text{Al}_{0-0.05})_{1.02-1.07}(\text{Al}_{1.61-1.99}\text{Fe}^{3+}_{0-0.38})_{1.99-2}$ $[\text{OH}/\text{OH}/\text{H}_2\text{O}/\text{SiO}_4/\text{Si}_2\text{O}_7]$. Состав пренита колеблется от мало железистого до железистого, нередко в пределах одного кристалла, – $(\text{Ca}_{1.97-1.98}\text{Y}_{0.01})_{1.98-1.99}(\text{Al}_{0.40-0.88}\text{Fe}^{3+}_{0.13-0.61})_{1.01-1.02}$ $[(\text{OH})_2/\text{Al}_{1.01-1.03}\text{Si}_{2.97-2.88}\text{O}_{10}]$. Отметим постоянное наличие примеси иттрия до 0.3 масс. % в прените и в пумпеллиите. В агрегатах пумпеллиита изредка находятся мелкие выделения редкоземельного клиноцоизита – эпидота, его состав – $(\text{Ca}_{1.40}\text{Na}_{0.10}\text{K}_{0.03}\text{Mn}_{0.01})_{1.54}\text{Fe}^{2+}_{0.36}(\text{Ce}_{0.21}\text{La}_{0.09}\text{Nd}_{0.08}\text{Pr}_{0.02}\text{Sm}_{0.01}\text{Gd}_{0.01})_{0.41}$ $(\text{Al}_{2.37}\text{Fe}^{3+}_{0.30}\text{Ti}_{0.02}\text{V}_{0.01})_{2.70}[\text{O}/\text{OH}/\text{SiO}_4/\text{Si}_2\text{O}_7]$. Ферроаксинит совместно с эпидотом слагает небольшие гнезда клиновидных кристаллов. Аксинит – один из концентраторов марганца в метаморфических породах, его содержание в ферроаксините метагаббро-долеритов до 2.5 масс. %. Минерал содержит 58-64, в среднем 61 % минала ферроаксинита, 19-27, в среднем 22 % минала магнезиоаксинита, 15-18, в среднем 17 % минала манганаксинита (n = 5). В ассоциации с ферроаксинитом развит слюдястый минерал коричневого цвета с резким плеохроизмом – магнезиостильпномелан = ленниленапеит. Состав ленниленапеита – $(\text{K}_{0.72}\text{Ca}_{0.25})_{0.97}(\text{Mg}_{6.00}\text{Fe}^{3+}_{1.52}\text{Fe}^{2+}_{0.34}\text{Al}_{0.14})_8[(\text{OH})_8/(\text{Si}_{9.12}\text{Al}_{2.88})_8\text{O}_{28}]\cdot 2(\text{H}_2\text{O})$.

Халцедон и агаты среди этих пород превращены в микро- и макрокварциты с реликтовыми структурами и текстурами агатов, с гнездами и прожилками зернистого кварца, кальцита, гематита, железистого хлорита с волокнами глинозёмистого кроншtedтита и кроншtedтита и мелкими кристаллами гидроандрадита, титанита, рутила, метасомами и прожилками пренита, железистого пренита, пумпеллиита-(Fe). Глинозёмистый кроншtedтит и железистый кроншtedтит нередко образуют в оторочке метаморфизованных агатов гнезда с поперечником до первых мм. Кроншtedтит – минерал крайне богатый железом и бедный кремнезёмом. Состав глинозёмистого кроншtedтита – $(\text{Fe}^{2+}_{1.07-1.14}\text{Fe}^{3+}_{0.45-1.42}\text{Mg}_{0.49-0.94}\text{Al}_{0.19-0.45}\text{Mn}_{0.01}\text{V}_{0.01})_3[(\text{OH})_4/(\text{Si}_{0.57-1.07}\text{Fe}^{3+}_{0.47-1.24}\text{Al}_{0.19-0.45})_2\text{O}_5]$. Состав кроншtedтита – $(\text{Fe}^{2+}_{1.08-1.27}\text{Fe}^{3+}_{1.42-1.64}\text{Mg}_{0.09-0.16}\text{Al}_{0.07-0.09}\text{Zn}_{0-0.04}\text{Ni}_{0-0.03}\text{Mn}_{0-0.01})_3[(\text{OH})_4/(\text{Si}_{0.30-0.37}\text{Fe}^{3+}_{1.54-1.63}\text{Al}_{0.07-0.09})_2\text{O}_5]$. Состав гидроандрадита из оторочек метаагатов Пинозера – $(\text{Ca}_{2.90}\text{Y}_{0.03}\text{Mg}_{0.07}\text{Mn}_{0.01})_{3.02}(\text{Fe}^{3+}_{1.75}\text{Al}_{0.19}\text{V}_{0.03}\text{Ti}_{0.01})_{1.98}[(\text{SiO}_4)_{2.89}(\text{O}_4\text{H}_4)_{0.11}]$; состав минерала в миналах, мол. %: андрадит – 85, гидроандрадит – 4, гроссуляр – 6.5, пироп – 2.5, голдманит – 1.5, спессартин – 0.5. Как видно, в процессе метаморфизма произошла мобилизация лантанидов и иттрия, – лантаниды сконцентрированы в редкоземельном эпидоте, иттрий – в гранате, прените и пумпеллиите. Описанные выше метаморфические породы – типичные образования низкотемпературной части пренит-пумпеллиитовой фации невысокого давления, её параметры – 290-320° С, 1-3 кбар (Zen E-an, 1974; Спиридонов и др., 2000; Philippots, Auge, 2009). Итак, основная часть трапповой формации людиковия Северного Прионежья была захвачена эпигенетичным региональным низкоградным метаморфизмом – метаморфизмом погружения в условиях пренит-пумпеллиитовой фации.

В области развития трапповой формации людиковия Северного Прионежья находится рвущее тело кимберлитов Кимозера раннепротерозойского возраста (1.92 млрд. лет). Эти кимберлиты захвачены тем же самым низкоградным метаморфизмом в условиях пренит-пумпеллиитовой фации (Путинцева, Спиридонов, 2016). В процессе метаморфизма кимберлитов произошла мобилизация лантанидов и новообразование их минералов – ортита, бпстнезита, паризита, монацита. Поэтому изотопный Sm-Nd возраст кимберлитов Кимозера – 1.76 млрд. лет (Махоткин, 2003) отвечает не времени внедрения кимберлитов, а времени их метаморфизма, а также, вероятно, и времени метаморфизма трапповой формации людиковия. Этой оценке возраста низкоградного метаморфизма отвечает факт наличия галек халцедона в базальном горизонте шокшинской свиты вепсия (Онежская..., 2011). По-видимому, между временем формирования трапповой формации и временем её регионального метаморфизма существенный разрыв, около 200 млн. лет.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 16-05-00241).

Литература

1. *Иностранцев А.А.* О вариолите // Зап. РМО. 1874. Ч. IX.
2. *Левинсон-Лессинг Ф.Ю.* Олонецкая диабазовая формация // СПб. общ. естествоисп. Отд. геологии и минералогии. 1888. Т. XIX. 99 с.
3. *Махоткин И.Л.* Возраст и петрология кимберлитов и связанных с ними пород из района Кимозера, северное побережье Онежского озера, Карелия. В кн.: Геохимия магматических пород. Апатиты: КНЦ РАН. 2003. С. 107—109.
4. Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения) Ред. Л.В. Глушанин, А.И. Голубев, Н.В. Шаров, В.В. Щипцов. Петрозаводск: Карел. НЦ РАН. 2011. 431 с.
5. *Путинцева Е.В., Спиридонов Э.М.* Алланит-(Се) – характерный минерал метакимберлитов Кимозера, Карелия // Зап. РМО. 2016. Ч. 145. Вып. 4. С. 79-91.
6. *Спиридонов Э.М., Ладыгин В.М., Кулагов Э.А. и др.* Метавулканиты пренит-пумпеллиитовой и цеолитовой фаций трапповой формации Норильского района Сибирской платформы. М.: изд. МГУ. 2000. 212 с.
7. *Спиридонов Э.М., Ладыгин В.М., Семиколенных Е.С. и др.* Агаты в метавулканитах (геологические обстановки, параметры и время превращения вулканитов в мандельштейны с агатами) // Спецвыпуск Вестника РФФИ. МОЛНЕТ. 2014. 66 с.
9. *Тимофеев В.М.* Халцедоны острова Суйсарь // Тр. Император. Петроград. Об-ва естествоиспытателей. 1912. Т. XXXV. Вып. 5. С. 157-174.
10. *Тимофеев В.М.* Об остатках поверхности лавового потока в Суйсарской древневулканической области // Тр. Император. Петроград. Об-ва естествоиспытателей. 1916. Т. XXXVIII. Вып. 5. С. 1-13.
11. *Loewinson-Lessing F.* Die Variolite von Yalguba in Gouvernement Olonez // Tscherm. Mineral. Petrograf. Mitt. 1884.
12. *Spiridonov E.M.* Gemstone deposits of the former Soviet Union // J. Gemmol. 1998. Vol. 26. № 2. P. 111-125.
13. *Thompson A.B.* Laumontite equilibria and the zeolite facies // Amer. J. Sci. 1970. Vol. 269. P. 267-275.
14. *Zen E-an.* Prehnite and pumpellyite bearing mineral assemblages, west side of Appalachian metamorphic belt, Pennsylvania to new bound land // J. Petrol. 1974. Vol. 15. P. 197-242.

ПЛАТИНОИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ХРОМИТИТОВ КЛИНОПИРОКСЕНИТ-ДУНИТОВЫХ МАССИВОВ СРЕДНЕГО УРАЛА И СВЯЗАННЫХ С НИМИ РОССЫПЕЙ

С.Ю. Степанов, И.Ю. Баданина, К.Н. Малич

*Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН,
Екатеринбург. Stepanov-1@yandex.ru*

Дунитовые ядра Нижнетагильского, Светлоборского, Вересовоборского и Каменушенского клинопироксенит-дунитовых массивов являются коренными источниками для Нижнетагильского и Исовско-Туринского россыпных узлов (Баранников, Осовецкий, 2014). В пределах дунитовых ядер значительные скопления минералов платиновой группы (МПГ) отмечены только в хромититах. Учитывая идентичность составов МПГ из хромититов и россыпных ассоциаций, связанных с клинопироксенит-дунитовыми массивами Среднего Урала, предполагается, что эрозия хромит-платиновых рудных зон приводила к формированию россыпных месторождений платины (Малич и др., 2015; Степанов и др., 2015; Паламарчук, 2016). Детальные исследования с использованием рентгеноспектрального микроанализа МПГ из ранее известных и вновь выявленных хромит-платиновых рудных зон Нижнетагильского, Светлоборского и Вересовоборского массивов (Малич и др., 2015) в сопоставлении с данными рентгеноспектрального микроанализа МПГ из россыпных ассоциаций позволили выявить ряд закономерностей.

При анализе распределения Pt-Fe минералов из хромититов и россыпей Нижнетагильского массива (рис. 1а) установлено преобладание Pt-Fe сплава, близкого по стехиометрии Pt_2Fe , предположительно железистой платины (Малич и др., 2015). Для Светлоборского и Каменушенского массивов (рис. 1б и 1в) выявлено преобладание Pt-Fe сплавов, близких по стехиометрии к изоферроплатине (Pt_3Fe). Pt-Fe минералы из южной части Вересовоборского массива (рис. 1г) соответствуют по составу Pt_3Fe ; в северной части массива содержание железа в Pt-Fe сплавах возрастает и становится близко к стехиометрии Pt_2Fe .

Для минералов группы тетраферроплатины (туламинит $PtFe_{0.5}Cu_{0.5}$, никельферроплатина $PtNi_{0.5}Cu_{0.5}$, тетраферроплатина PtFe) широкое распространение отмечено для Нижнетагильского и Вересовоборского массивов. При этом туламинит обнаруживается во всех изучаемых массивах. Особенность Вересовоборского массива – широкое распространение тетраферроплатины. Характерная черта Нижнетагильского массива, отличающая его от остальных массивов Среднего Урала, – значительное развитие никельферроплатины.

В Pt-Fe минералах диагностирован широкий набор включений Os-Ir(-Ru) сплавов, Ru-Os и Ir-Rh сульфидов. Среди Os-Ir(-Ru) сплавов преобладают минералы осмия и иридия (Harris, Cabri, 1991). Для всех массивов, за исключением Светлоборского, в подчиненном количестве обнаружены Ru-Os сульфиды ряда лаурит (RuS_2) – эрликманит (OsS_2). В Pt-Fe минералах хромититов Светлоборского массива включения лаурита, эрликманита и Ir-Rh сульфидов ряда кашинит (Ir_2S_3) – боуит (Rh_2S_3) преобладают над Os-Ir(-Ru) интерметаллидами.

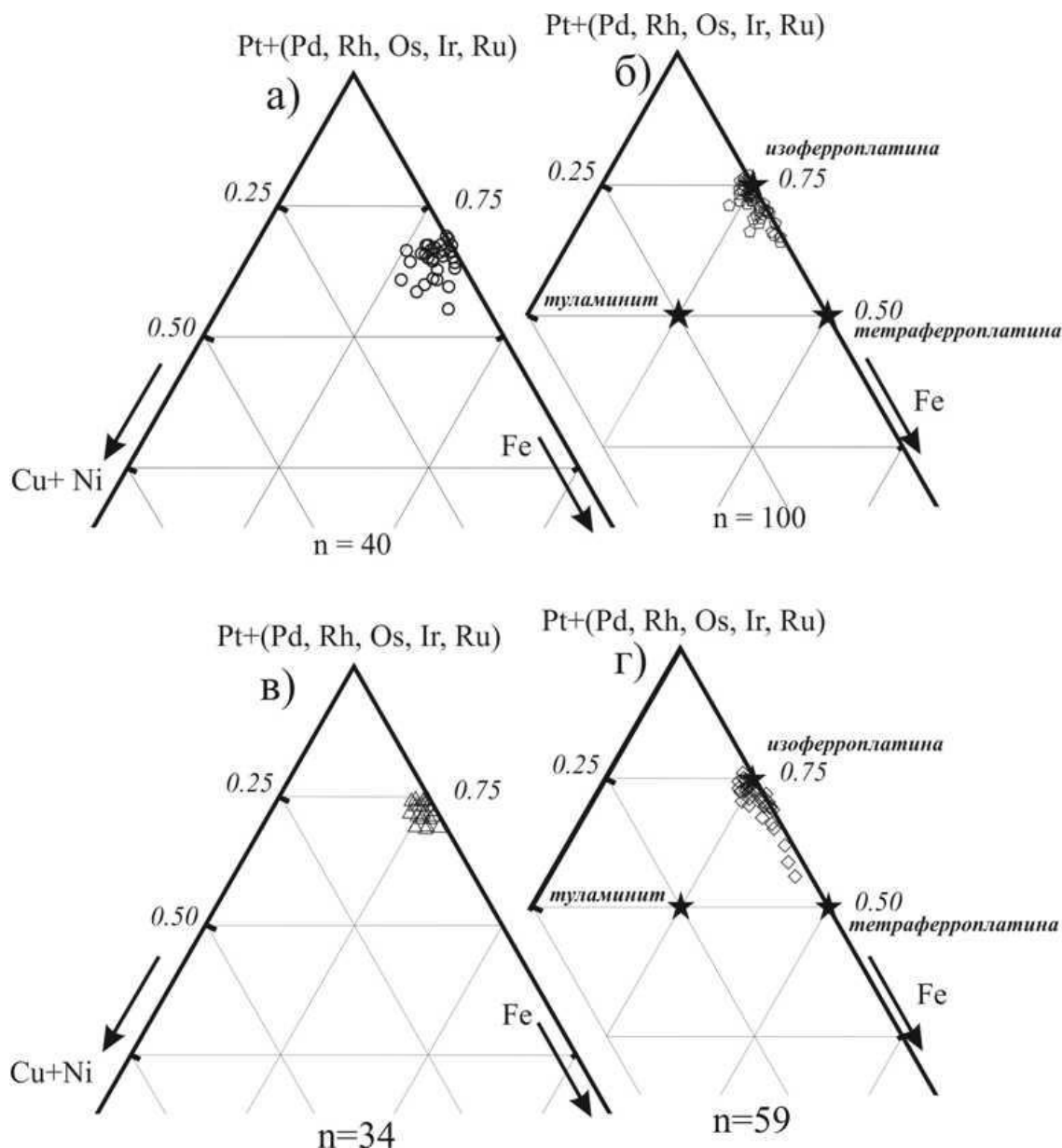


Рисунок 1. Состав Pt-Fe сплавов хромититов и россыпей Нижнетагильского (а), Светлоборского (б), Вересовоборского (в) и Каменушенского (г) клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала.

Таким образом, при анализе МПГ из хромититов клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала и связанных с ними россыпей мы выделяем две ассоциации МПГ. Первая, установленная для Нижнетагильского и Вересовоборского массивов, характеризуется преобладанием Pt-Fe сплавов, близких по составу изоферроплатине и железистой платине, и распространением минералов группы тетраферроплатины с подчиненным количеством включений Os-Ru и Ir-Rh сульфидов. Вторая ассоциация МПГ, характерная для Светлоборского и, возможно, для Каменушенского массивов, отличается преобладанием Pt-Fe минерала, по стехиометрии близкого к составу изоферроплатины, и подчиненным распространением минералов группы тетраферроплатины. В виде включений в Pt-Fe минералах преобладают Ru-Os и Ir-Rh сульфиды. Наличие МПГ разных ассоциаций в хромититах клинопироксенит-дунитовых массивов и россыпях указывает на различные

условия образования дунитовых ядер, что коррелирует с геологическими данными и главным образом отсутствием или распространенностью дунитовых пегматитов в пределах дунитового ядра.

Исследования выполнены при поддержке УрО РАН (проект 15-18-5-34) и РФФИ (проект 16-05-00967-а).

Литература

1. *Баранников А.Г., Осовецкий Б.М.* Платиновые и платиносодержащие россыпи Урала, критерии и признаки их пространственной связи с первоисточниками // Известия Уральского государственного горного университета. 2014. №3(35). С. 12–29.
2. *Малич К.Н., Степанов С.Ю., Баданина И.Ю., Хиллер В.В.* Минеральные ассоциации платиноидов Светлоборского, Вересовоборского и Нижнетагильского клинопироксенит-дунитового массива Среднего Урала // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2015. № 12. С. 65–84.
3. *Паламарчук Р.С.* Особенности минералов платиновой группы из элювиально-делювиальных россыпей, связанных с хромит-платиновыми зонами Светлоборского массива, Средний Урал // Металлогения древних и современных океанов. 2016. Т. 22. С. 225–228.
4. *Степанов С.Ю., Пилюгин А.Г., Золотарев А.А.* Сравнительная характеристика составов минералов платиновой группы в хромититах и россыпях Нижнетагильского массива, средний Урал // Записки Горного института. 2015. Т. 211. С. 22–28.
5. *Harris D.C., Cabri L.J.* Nomenclature of platinum-group-element alloys: review and revision // Canadian Mineralogist. 1991. V. 29. P. 231–237.

КОСМОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ и МЕТЕОРИТЫ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ

Л.Б. Сушкин

Русское географическое общество, Хабаровское отд., Россия. sushkinl@mail.ru

Если исходить из плотности астроблем в хорошо изученных районах мира, резерв неоткрытых объектов такого рода в России исчисляется сотнями. Это наиболее актуально для Дальнего Востока и Северо-Востока России, на территории которых, помимо средних кратеров Кограм (50 км) и Лабынкыр (60 км?) в Якутии, известны лишь единичные мелкие импактные кратеры: Эльгыгытгын, Соболевская и Сихотэ-Алиньская группы воронок (Геология..., 1980; Гигантские..., 1994; Зейлик, 1978). Вместе с тем известно, что в Сибири и на Дальнем Востоке произошли крупнейшие в мире космогенные события как XX века, так и всего исторического периода: Тунгусское – 1908 г., Сихотэ-Алиньское – 1947 г., Тадасима – 1975 г., Манчжурское – 1976 г., Витимское – 2002 г. и ряд других (Метеоритные..., 1984; Сушкин, Федоренко, 1999; Кузовков, 2002; Сушкин, 2004а; Вишневский, 2007).

Падение в 1947 г. на севере Приморья крупного железного Сихотэ-Алиньского метеорита стало вторым в мире по масштабу космогенным событием XX века (Кринов, 1981), получившим большой резонанс. Оно сопоставимо с падением в Японском море каменного метеорита Тадасима массой около 100 т. Хабаровские авиаторы и геологи первыми прибыли на место падения Сихотэ-Алиньского метеорита, обнаружили и извлекли его наиболее крупные фрагменты, ставшие основой и гордостью уникальной метеоритной коллекции РАН в Минералогическом музее им. А.Е. Ферсмана, а также представленные в лучших музеях естественной истории США (Вашингтона, Нью-Йорка) и др. стран.

Одной из наиболее ярких и масштабных структур Дальневосточного региона является Хабаровская кольцевая морфоструктура астроблема (?) «Дерсу» диаметром 100÷300 км, центральная часть которой отчетливо выражена в современном рельефе симметричными друг другу дугообразными хребтами Хехцир и Вандан. Наряду с центральным ударным кратером диаметром 100 км в современном рельефе и гидросети ясно видны сегменты внешнего кольца диаметром 280–300 км. Можно предполагать, что эта крупная кольцевая морфоструктура имеет еще более сложное кольцевое концентрическое (телескопированное) строение. СЗ сектор Хабаровской КМС отчетливо выражен дугообразными долинами рек Кур, Урми, Харпи, Кукан, Ин, Аур и Куканским хребтом, он частично охватывает и территорию ЕАО. Часть ЮЗ сектора представлена в излучине р. Амура и Уссури на территории КНР массивом горы Илигашань, район города Фуюань (Сушкин, 1999, 2004а,б, 2009).

Космогенный характер Хабаровской структуры подтверждается ее хаотическим геологическим строением, признаками ударного метаморфизма пород, а также находками в ее пределах метеоритного железа, сфероллоидов железа в осадочных породах ее обрамления, совпадающей с ней высококонтрастной гидрохимической аномалией железа, закономерным расположением вокруг нее в обогащенных углеродом и железом отложениях идентичного возраста массовых захоронений останков динозавров (гадрозавров), в том числе с беспрецедентно высоким содержанием иридия: Благовещенское, Асташихинское, Белые Кручи (Лунь-Гу-Шань, КНР), Гильчинское, Кундурское, Западно-Сахалинское (Синегорское), Оюбари (Япония) (Фельдман, 1990; Сушкин, 2004а,б). В центре структуры найдены мелкие железные метеориты Хабаровск, Сосновка и др. (рис. 1, 2). Значительная часть метеоритного вещества, вероятно, скрыта в нижней части центрального ударно-взрывного кратера глубиной 150–500 м (!), и в хаотических комплексах закратерных выбросов.

Несколько мелких и средних железных метеоритов были найдены старателями Северо-Востока России при отработке золотоносных россыпей в Якутии, Магаданской области и на Чукотке. В 1991 году хабаровскими геологами на крайнем западе Амурской

области был обнаружен в тайге практически на поверхности земли весьма необычный по форме железный метеорит Усть-Нюкжа (его исходное название – Юктали – было дано по ближайшей ж/д станции Транссиба). Он представляет собой плоский изометричный диск толщиной 10–15 см с небольшим, размером с кулак, отверстием в центре. Сейчас этот метеорит находится в Областном краеведческом музее города Благовещенска и пользуется повышенным вниманием граждан и туристов из соседней КНР.

С этого 2016 года Приамурье становится местом главных российских и, вероятно, многих международных космических стартов, что должно послужить толчком для более активных космогеологических исследований всей обширной территории Востока России и сопредельных стран.

Автор посвящает свои скромные тезисы 260-летию со дня рождения выдающегося немецкого физика и естествоиспытателя Эрнста Флоренса Хладни – первого исследователя сибирского метеорита «Палласово Железо» и основателя науки метеоритики.

Автор также выражает глубокую признательность сотруднице НИИ ГЕОХИ РАН Анне Яковлевне Скрипник, любезно познакомившей его с Музеем внеземного вещества РАН.

Литература

1. Вишневский С.А. Астроблемы. Новосибирск, ООО «Нонпарель», 2007. 288 с.
2. Геология астроблем / В.Л. Масайтис, А.Н. Данилин, М.С. Мащак и др. – Л: Недра, 1980. 231 с.
3. Гигантские астроблемы России. СПб. ВСЕГЕИ, 1994. 21 с.
4. Зейлик Б.С. О происхождении дугообразных и кольцевых структур на Земле и других планетах (ударно-взрывная тектоника). М. ВИЭМС, 1978, 55 с.
5. Крinov Е.Л. Железный дождь. М.: Наука. Гл. редакция физ.-мат. лит. 1981. 192 с. ил.
6. Кузовков Г.Н. Ударно-взрывная гипотеза происхождения Урала. Уралгеолком, Екатеринбург, 1998. 377 с. МПР РФ, Екатеринбург, 2002. 557 с.
7. Метеоритные исследования в Сибири (75 лет Тунгусскому феномену). Новосибирск: Наука, 1984. 217 с.
8. Сушкин Л.Б., Федоренко А.А. О космогенной природе ряда морфоструктур Дальнего Востока // Геология и геодинамика Евразии: Всероссийская молодежная конференция: Тез. докл. Иркутск, 1999. С. 62–63.
9. Сушкин Л.Б. Хабаровская астроблема. Приамурское географическое общество, Хабаровск, 2004а. 52 с.
10. Сушкин Л.Б. О космогенной природе Хабаровской кольцевой морфоструктуры // Наука и природа Дальнего Востока. Приамурское географич. общ. Хабаровск. 2004б. № 1. С. 92–105.
11. Сушкин Л.Б. О космогенных структурах Дальнего Востока России // Геологические опасности: XV Всеросс. конфер. с международным участием. Тез. докл. Архангельск, 2009.
12. Фельдман В.И. Петрология импактитов. М.: МГУ, 1990. 299 с.

ЛЕМЕЗИТЫ ЮЖНОГО УРАЛА: ИСТОРИЯ ОТКРЫТИЯ

Т.И. Таранина¹, Е.А. Камендровская²

1 Южно-Уральский государственный университет, Челябинск, Россия. taranina-ti@mail.ru

2 Муниципальное бюджетное учреждение «Саткинский краеведческий музей»

Сатка, Россия. musey.satka@mail.ru

В 80 годах XX века геологический мир узнал об открытии лемезитов и увидел эти цветные кремово-буровато-красные породы, имеющие очаровывающий и неповторяющийся рисунок на спилах пород. Образцы и полировки лемезитов появились во многих музеях и у любителей камня. Свое название эти горные породы получили по месту их находки в живописной с альпийскими ландшафтами долине реки Лемеза, которая протекает на Южном Урале в удаленном уголке Катав-Ивановского района Челябинской области на границе с Башкортостаном. По сути лемезиты – строматолитовые известняки, представляющие собой известковые слоистые образования, которые сформировались при фоссилизации цианобионтов, живших в симбиозе с бактериями и водорослями (Данукалова, 2009) в позднем протерозое. Сами строматолиты – карбонатные наросты с неровной поверхностью и сложной внутренней слоистостью, возникали на морском дне в мелководье с периодической сменой солености воды. Описанные впервые И.В. Мушкетовым в 1877 г. на Южном Урале (Попов, 2008) строматолитовые известняки имеют обычно серый цвет разных оттенков, из-за чего сами строматолиты с трудом удается разглядеть и определить на свежем сколе породы. Как правило, они диагностируются на выветренной поверхности породы и затем при внимательном ее изучении. Строматолиты имеют пороодообразующее, стратиграфическое и палеогеографическое значение. Пласты строматолитовых известняков и доломитов используются геологами в качестве стратотипов при расчленении и корреляции верхнерифейских отложений на Южном Урале, а также для реконструкции древних обстановок осадконакопления.

Лемезиты были найдены в 1975 году отрядом юных геологов под руководством Владимира Ивановича Юровского во время выполнения полевых работ в удаленном районе области. По совету профессиональных геологов – судей областного слета юных геологов, Владимир Иванович оформил заявку. В его присутствии в 1977 г. геологом Мурзинской ГПП Матафановым В.А. был составлен акт об открытии строматолитовых известняков, которые были высоко оценены как облицовочный и поделочный камень. Спустя десятилетие в 1986–1994 годах была выполнена предварительная и детальная разведка Лемезинского месторождения. Было установлено, что строматолитовые известняки залегают на контакте зильмердакской (R_{3zl}) и катавской (R_{3kt}) свит каратауской серии в бедерышинской подсвите (Геол. карта..., 2001) в виде единого пологопадающего пласта (под углом 8–20°) мощностью от первых метров до 63 м в раздувах. В зависимости от преобладающего цемента были выделены декоративные и высокодекоративные лемезиты, которые из-за неравномерно распределенной примеси гидрооксидов железа отличаются от обычных серых строматолитовых пород пестрой привлекательной окраской, красивым контрастным рисунком. На срезах полированных поверхностей породы, особенно на фотографиях, можно увидеть объемную картину строматолитовых построек.

Территориальная комиссия по запасам полезных ископаемых при Челябинском территориальном комитете по экологии и минеральным ресурсам в мае 1995 года утвердила запасы облицовочных строматолитовых известняков в количестве А+В+С около 9 млн куб. метров и отметила приоритетную роль Клуба юных геологов г. Сатки под руководством В.И. Юровского в их открытии. «Решением коллегии комитета РФ по геологии и использованию недр от 24.08.1995 г. за открытие Лемезинского месторождения декоративных облицовочных известняков кружок юных геологов при Доме детского творчества г. Сатки Челябинской области награжден дипломом (№ 3027) и нагрудным

знаком «Первооткрыватель месторождения». Диплом был подписан заместителем председателя Роскомнедр В.Б. Мазуром. К диплому было определено также вознаграждение в размере 20 млн рублей.

Такое почетное звание «Первооткрыватель месторождения», о котором мечтает каждый геолог, получил Владимир Иванович Юровский. Он родился 12 июля 1933 г. в поселке Северный рудник г. Копейска в семье рабочего и росмышленным любознательным мальчиком, мечтал о дальних странах и путешествиях. Но в трудные военные годы в возрасте одиннадцати лет он потерял две руки по локоть, и ему пришлось преодолевать возникшие трудности: учиться писать, листать книги и тетради, все делать самому с помощью оставшихся выше локтей частей рук. Владимир Иванович не только успешно закончил среднюю школу и исторический факультет пединститута, но он активно занимался общественной работой, был секретарем комитета комсомола в школе и на факультете, закончил курсы инструкторов по туризму и в летние каникулы работал инструктором на Ильменской и Уральской турбазах, занимался спортом и туризмом. Он работал учителем истории в вечерней и средней образовательных школах города Сатки, женился и вместе с женой – учителем, воспитал сына и дочку. Позднее он включился в работу сначала юношеского туристического, а затем и геологического движения. Массовые геологические походы в Сатке начались с 1966 года, центром их подготовки был Дом пионеров и школьников, где кружком юных геологов руководил Владимир Иванович. Он самостоятельно осваивал все направления геологии: минералогию, петрографию, стратиграфию и др., включая подготовку топографов, радиометристов и гидрогеологов, и учил этому детей. После открытия лемезитов, полировки из которых поражали красотой и неповторимостью рисунка, Владимир Иванович спроектировал свою камнерезную мастерскую и вместе с детьми собрал камнерезный, шлифовальный и полировочный станки, которые проработали более 20 лет. Камнерезным мастерством были увлечены не только школьники, но и студенты других учебных заведений. Их работы были награждены медалями «Юный участник ВДНХ» за изготовление сувениров из уральского камня. Тысячи учеников В.И. Юровского запомнили его как веселого и шутливого, доброжелательного и открытого, увлеченного геологией и камнем, трудолюбивого и выносливого человека, «учителя от Бога», который преодолел все трудности судьбы и прожил полноценную достойную восхитения жизнь. За заслуги в образовании и геологии В.И. Юровскому были присвоены также звания «Отличник народного образования» и «Отличник разведки недр». Неожиданно и быстро он ушел из жизни в декабре 2000 г., а 29 августа 2003 года при ЦДТ «Радуга» г. Сатки был открыт геологический музей имени В.И. Юровского. Вот так открытие уникальных лемезитов было сделано скромным и героическим учителем истории и руководителем кружка «Клуб юных геологов» В.И. Юровским, память о котором останется в сердцах его учеников и должна сохраниться в истории геологических исследований.

Литература

1. *Данукалова Г.А.* Палеонтология в таблицах. Методическое руководство. Тверь, Изд-во ГЕРС, 2009. 196 с.
2. *Попов В.А.* Лемезит. Челябинская область: энциклопедия. Под ред. К.Н. Бочкарева. Челябинск: Камен. пояс, 2008. Т. 3. с. 356.
3. *Геологическая карта* Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист N-40 (41). Объяснительная записка. Уфа. 2001. С. 56.
4. *Юровский В.И.* Материалы МБУ «Саткинский краеведческий музей», Фонд Л, дело №1.

ФАНТАЗИЙНЫЕ ОКРАСКИ ПРИРОДНЫХ КРИСТАЛЛОВ АЛМАЗА, СВЯЗАННЫЕ С РАЗЛИЧНЫМИ ТИПАМИ ПЛАСТИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ

С.В. Титков¹, И.Д. Рябчиков¹, Р.М. Минеева¹, А.В. Сперанский¹, Н.Г. Зудин²

1 ФГБУН Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия, titkov@igem.ru,

2 ООО Рони Кэроб, Москва, Россия

Как было установлено экспериментально, алмаз, являющийся хрупким веществом при обычных условиях, при температурах выше 1200 °С переходит в пластичное состояние. В природных условиях пластическая деформация алмаза, очевидно, происходила под воздействием механических нагрузок, возникающих в процессе дезинтеграции глубинных пород и транспортировки алмазов к поверхности Земли кимберлитовыми и лампроитовыми магмами. Пластически деформированные кристаллы алмаза широко распространены на всех известных к настоящему времени кимберлитовых и лампроитовых месторождениях.

В процессе пластической деформации в кристаллах природных алмазов возникают значительные напряжения, различные объемные и линейные дефекты, а также формируются разнообразные точечные дефекты структуры, многие из которых являются центрами окраски.

В настоящей работе рассмотрены различные типы деформационных окрасок природных алмазов на основании исследования более 400 кристаллов из отечественных месторождений Сибирской платформы, Урала и Архангельской области, а также на основании анализа литературных данных. Точечные деформационные дефекты изучались с использованием методов ЭПР-спектроскопии, оптической и ИК-спектроскопии. Спектры ЭПР регистрировались с использованием спектрометра Varian E-115 (Varian, USA) при комнатной температуре в X-диапазоне, оптические спектры – двулучевого спектрофотометра Lambda-9 (Perkin-Elmer) при комнатной и азотной температурах, ИК-спектры – Фурье-спектрофотометра VERTEX70v (Bruker).

Как показали исследования, проведенные с использованием методов рентгеновской топографии и рентген-дифракционного анализа, пластические деформации природных алмазов весьма разнообразны и протекают не только по механизму скольжения дислокаций, как считалось ранее, но и по механизмам ротационной пластичности и механического двойникования (Titkov et al., 2012).

В результате пластической деформации по механизму скольжения дислокаций в кристаллах алмаза образуются соответственно деформационные дислокации различных типов и конфигураций с плотностью до 10^{12} линий/см² и характерные плоскости скольжения {111}. Одновременно по механизму ротационной пластичности во многих кристаллах формируются микроблоки с углом разориентации до 3°60'. При этом в кристаллах образуются парамагнитные центры N2, которые представляют собой, по-видимому, деформационные дислокации, декорированные примесями азота (Минеева и др., 2009). Центры N2, согласно традиционной точке зрения, являются центрами коричневой окраски алмазов. Хотя было высказано предположение, что коричневая окраска связана с другими весьма необычными дефектами в структуре алмаза, образованными скоплением порядка 200 вакансий, наше данные согласуются с традиционной точкой зрения. Коричневая окраска, преобладающая среди алмазов на большинстве месторождений, значительно снижает их стоимость, и при ее высокой интенсивности алмазы переходят в технические категории.

Вместе с тем движущиеся деформационные дислокации могут разрушать распространенные А-центры (два изоморфных атома азота в соседних структурных позициях), в результате чего в структуре алмазов образуется целая серия разнообразных парамагнитных центров, которые содержат в своем составе два атома азота, разделенные между собой различным количеством атомов углерода, – N1 (N-C-N⁺), N4 ([N-C-C-N]⁺), W7

(N-C₂-C₂-N⁺), M2 (N-C₂-C₄-C₂-N⁺), M3 (N-C-C-C-N⁺) (Минеева и др., 2009). Среди них центр M2, по-видимому, является центром лиловой (пурпурной) окраски. Кроме того, при неконсервативном движении дислокаций в структуре могут образовываться вакансии, присоединение которых к центрам А и В (4N-V) приводит к формированию новых центров N3 (2N-V) и N4 (4N-2V) соответственно, которые являются центрами желтой окраски. Если в результате пластической деформации по механизму скольжения дислокаций в структуре алмазов образуются не только центры коричневой окраски N2, но и центры M2, N3, N4 в различном соотношении, то кристаллы приобретают желто-коричневый, оранжево-коричневый и красно-коричневый цвета, которые относятся к фантазийным (т.е. привлекательным для использования в ювелирном производстве) и достаточно высоко ценятся. Заметный вклад в появлении желтого оттенка таких алмазов вносит и центр N3 (3N-V), образованный предположительно в результате агрегации атомов азота под влиянием естественного высокотемпературного отжига.

При пластической деформации путем механического двойникования в кристаллах алмаза образуются тонкие ламеллы, находящиеся в двойниковом положении относительно основного объема кристалла, параллельные одной или двум плоскостям {111} и пересекающие все сектора роста. При этом в структуре алмазов образуются преимущественно центры M2 в высоких концентрациях. Эти парамагнитные центры являются, по-видимому, центрами лиловой окраски, поскольку их оптическим аналогом, по всей вероятности, является полоса 550 нм в спектрах поглощения. Об этом свидетельствует как их концентрационная, так и пространственная взаимосвязь – и центры M2, и полоса лиловой окраски 550 нм локализованы строго в пределах микродвойниковых ламелл в кристалле (Titkov et al., 2008). В спектрах поглощения многих алмазов, пластически деформированных путем механического двойникования, также присутствуют центр N3 и полоса 390 нм, природа которой пока не установлена. В зависимости от соотношения интенсивностей полосы 550 нм с одной стороны, и полос 390 нм и N3 с другой стороны, окраска алмазов изменяется в непрерывном ряду от лиловой до розовой. В наиболее густокрашенных розовых и красных алмазах, пока не зафиксированных на отечественных месторождениях, к ассоциации центров 550 нм, N3, 390 нм добавляется еще и деформационный центр N3 (Colored diamonds, 2006). Редкие фантазийные лиловые, розовые и красные окраски, появляющиеся у природных алмазов в результате эпигенетической пластической деформации, существенно повышают их стоимость. При этом в настоящее время наиболее высоко оцениваются розовые алмазы (на порядок выше аналогичных по массе и качеству бесцветных камней).

Работа выполнена при поддержке Отделения наук о Земле РАН (Программа №2).

Литература

1. Минеева Р.М., Титков С.В., Сперанский А.В. Структурные дефекты в природных пластически деформированных алмазах по данным ЭПР-спектроскопии // Геология рудных месторождений. 2009. Т. 51. № 3. С. 261–271.
2. Colored diamonds // Gems and Gemology in Review. Ed. by King J.M. Stevens Point, Worzalla Publishing Company, 2006. 318 p.
3. Titkov S.V., Shigley J.E., Breeding C.M., Mineeva R.M., Zudin N.G., Sergeev A.M. Natural-color purple diamonds from Siberia // Gems and Gemology. 2008. V. 44. N 1. P. 56–64.
4. Titkov S.V., Krivovichev S.V., Organova N.I. Plastic deformation of natural diamonds by twinning: the evidence from X-ray diffraction studies // Mineralogical Magazine. 2012. V. 76. N 1. P. 143–149.

«К МИНЕРАЛОГИИ КРЫМА...» – КРАТКИЙ ОБЗОР НОВЫХ ДАННЫХ РЕГИОНАЛЬНОЙ МИНЕРАЛОГИИ

А.И. Тищенко

*Таврическая академия ФГАОУ ВО «Крымский федеральный университет имени
В.И. Вернадского», Симферополь, Россия. TischenkoAlex@rambler.ru*

«...Несмотря на свою изученность, Крым дает еще много минералогических и геохимических новинок». Так писал в 1939 г. Александр Евгеньевич Ферсман, чье имя носит Минералогический музей РАН. Время – лучший судья – показало справедливость его слов. Если в классических для Крыма минералогических сводках описано около ста (Двойченко, 1914) и 118 минеральных видов (Попов, 1938), то в нашем обзоре (Тищенко, 2015) даны сведения уже о 421 минерале, отмеченных в геологических образованиях Крыма.

«К минералогии Крыма...» – так назывались статьи с кратким обзором новинок минералогии Крыма. Их авторы – ученики В.И. Вернадского – А.Е. Ферсман, С.П. Попов, П.М. Мурзаев, Е.Д. Ревуцкая и другие. Продолжим более чем 100-летнюю традицию кратких обзоров новинок региональной минералогии.

В Таврической академии Крымского федерального университета им. В.И. Вернадского в настоящее время формируется геологический музей, одной из целей которого станет сбор и экспозиция систематической коллекции минералов Крыма, ревизия его минерального мира. Здесь хочется выразить глубокую благодарность А.В. Касаткину (Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана), который в 2015 г. в наших сборах прошлых лет уже выявил ряд новых для Крыма минералов, описание которых не вошло в монографию (Тищенко, 2015). Краткие сведения об этих минералах приведем ниже.

Купалит $(\text{Cu,Zn})\text{Al}$ и хатырkit $(\text{Cu,Zn})\text{Al}_2$ установлены в виде включений размером до 10 микрон в самородном алюминии, который найден в виде пластинок серебристого цвета размером до 1 мм в тяжелой фракции конгломератов верхней юры и плиоцен-четвертичных отложений Горного Крыма (Байраков и др., 2005). При микрозондовом исследовании алюминия выявилась его фазовая неоднородность, характерная для самородного алюминия вообще из других его местонахождений (Азербайджан, Урал, Сибирь, Якутия и др.). В матрице самородного алюминия наблюдалась неравномерная вкрапленность размером до 25 микрон фазы Al-Cu (с примесью Mn , Fe , Ag) и фазы Al-Cu-Fe (с примесью Mn , Ag). Кроме вышеупомянутых фаз, в самородном алюминии в настоящее время установлены купалит, хатырkit, интерметаллид состава CuAl_4 , сплавы Al-Cu-Fe и Al-Cu-Fe-Mn . Состав купалита (мас.%): Cu 69.59, Al 30.41, эмпирическая формула (расчет на 2 а.ф.) $\text{Cu}_{0.99}\text{Al}_{1.01}$. Состав хатырkit (мас.%): Cu 56.02, Al 43.98, эмпирическая формула (расчет на 3 а.ф.) $\text{Cu}_{1.05}\text{Al}_{1.95}$. Появление микрофазовой неоднородности самородного алюминия связывается со сбросом примесей при распаде твердого раствора на основе алюминия, вызванного падением температуры в системе.

Самородный теллур обнаружен в виде зерен до 30 микрон в ассоциации с золотом, гесситом и хлораргиритом, которые найдены в виде включений в кварцевой гальке из конгломератов битакской свиты (средняя юра) побережья Симферопольского водохранилища. Электронно-зондовым анализом в минерале установлен только Te .

Аммониярозит $(\text{NH}_4)\text{Fe}^{3+}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$ в виде охристо-оранжевых порошковатых агрегатов выполняет центральные части шарообразных грейгит-гётитовых конкреций из майкопских (поздний олигоцен – ранний миоцен) отложений Керченского полуострова. По данным микрозондового анализа в составе минерала обнаружены только Fe и S в соотношении 3:2. Основные линии порошкограммы 5.88(50), 5.13(70), 3.62(40), 3.11(100), 2.57(20), 2.33(40), 1.98(50), 1.82(50), 1.55(20), 1.44(15) соответствуют минералу серии ярозита. На ИК-спектре наблюдается сильная полоса на 1402 см^{-3} , соответствующая NH_4^{4+} .

Несколько интересных минералов – **ортосерпьерит** и **славикит** – найдены в Петропавловском карьере, который находится у с. Петропавловка южнее г. Симферополь. Карьером вскрыты залегающие почти вертикально (с северо-запада на юго-восток, снизу вверх): существенно кварцевые песчаники, гравелиты и конгломераты верхнего триаса – нижней юры; флишеидная граувакковая толща нижней юры (т.н. эски-ординская серия); 10-метровая зона тектонических микститов с глыбами и тектоническими клиньями известняков, аргиллитов, алевролитов и песчаников палеозоя (карбон – пермь), верхнего триаса, нижней юры; толща среднеюрских вулканитов мощностью до 250 м (туфопесчаники, туфоалевролиты, туффиты, миндалекаменные порфиновые андезитобазальты, тефроиды, туфотурбидиты, бомбо-лапиллиевые и пеплово-бомбовые туфы, покровы подушечных и шаровых лав мелкопорфировых базальтоидов, субвулканические тела кварцевых долеритов). С угловым и стратиграфическим несогласием осадочные и вулканические породы перекрыты известняками верхнего валанжина – нижнего готерива с валунно-галечными конгломератами в основании. Участками вулканогенные породы несут рассеянную сульфидную вкрапленность. В вулканогенных породах и дислоцированных осадочных породах обычны также ломонтит-кварц-карбонатные жилы с баритом, пиритом и марказитом.

Ортосерпьерит $\text{Ca}(\text{Cu,Zn})_4(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ диагностирован в образце серпьерита. По данным монокристалльных рентгеновских исследований, голубые пластинчатые кристаллы размером до 1 мм представляют собой тесное микросрастание серпьерита и ортосерпьерита. Эмпирическая формула минерала по данным микрозондового анализа $\text{Ca}_{0.92}\text{Cu}_{4.02}\text{S}_{2.02}\text{O}_8(\text{OH})_6 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. Параметры ромбической ячейки, рассчитанные по порошкограмме: $a = 22.091(11) \text{ \AA}$, $b = 6.149(4) \text{ \AA}$, $c = 20.534(12) \text{ \AA}$, $V = 2786(3) \text{ \AA}^3$.

Славикит $(\text{H}_3\text{O}^+)_3\text{Mg}_6\text{Fe}_{15}(\text{SO}_4)_{21}(\text{OH})_{18} \cdot 98\text{H}_2\text{O}$ в зоне окисления сульфидной вкрапленности в вулканогенных породах средней юры в ассоциации с алуногеном и гипсом образует плотные корки светло-желтого цвета. По данным микрозондового анализа в составе минерала обнаружены только Mg, Fe, Al и S, соотносящиеся друг с другом (при расчете на 42 катиона), как $\text{Mg}_{6.7}:(\text{Fe}_{11.98}\text{Al}_{3.19})_{15.17}:\text{S}_{20.12}$. Сильные линии порошкограммы 11.66(72), 10.10(28), 9.03(100), 5.82(52), 5.39(26), 5.06(10), 4.21(33), 3.62(9), 3.51(8), 3.46(16) соответствуют эталонному славикиту из Medzev (Czech Republic).

Зона окисления Фиолентского полиметаллического проявления (окрестности мыса Фиолент, Юго-Западный Крым) в среднеюрских вулканогенных породах характеризуется наибольшим развитием сезонных гипергенных сульфатов в Крыму. Здесь отмечены алуноген, алюинокопиапит, англезит, ботриоген, галотрихит, гексагидрит, гипс, госларит, кокимбит, копиапит, пиккерингит, роценит, старкеит, тамаругит, эпсомит, ярозит. А.В. Касаткин диагностировал магнезиокопиапит и хотсонит (сборы Шибаяева Е., любитель камня, Севастополь). **Магнезиокопиапит** $\text{MgFe}^{3+}_4(\text{SO}_4)_6(\text{OH})_2 \cdot 20\text{H}_2\text{O}$ образует ноздреватые горчично-желтые корки, находится в тесном срастании с копиапитом и ассоциирует с алуногеном, кварцем и хотсонитом. Эмпирическая формула $(\text{Mg}_{0.92}\text{Cu}_{0.05})_{0.97}(\text{Fe}_{3.79}\text{Al}_{0.19})_{3.98}\text{S}_{6.02}\text{O}_{24}(\text{OH})_2 \cdot 20\text{H}_2\text{O}$ (данные микрозондовых исследований). **Хотсонит** $\text{Al}_{11}(\text{SO}_4)_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_{21} \cdot 16\text{H}_2\text{O}$ входит в качестве незначительной примеси в состав белых порошковатых агрегатов, сложенных алуногеном и гипсом, которые участками развиты на поверхности магнезиокопиапит – копиапитовых корок. Основные линии на порошкограмме 10.04(100), 8.40(40), 4.68(10), 4.48(10), 3.67(10), 3.45(5), 2.56(5) отвечают эталонному хотсониту из Koenabib (South Africa).

Руаит $\text{Cu}_2(\text{NO}_3)(\text{OH})_3$ обнаружен в мраморовидных известняках верхней юры в ущелье Кизил-Коба и описан как герхардит (Тищенко, 2015). Как руаит минерал определен А.В. Касаткиным по результатам исследований нашего материала. Минерал образует порошковатые налеты зеленовато-голубого цвета и прозрачные светло-голубые пластинчатые кристаллы размером до 0.1 мм в трещинах известняков. Данные микрозондового анализа показали в составе минерала только наличие меди. Параметры

моноклинной ячейки, рассчитанные по порошкограмме, соответствуют руаиту: $a = 5.595(1) \text{ \AA}$, $b = 6.053(1) \text{ \AA}$, $c = 6.890(1) \text{ \AA}$, $\beta = 95.03(1)^\circ$, $V = 230.99(4) \text{ \AA}^3$.

Продолжает радовать находками Первомайский карьер у с. Трудлюбовка (Бахчисарайский район). **Тунгусит** $\text{Ca}_4\text{Fe}_2\text{Si}_6\text{O}_{15}(\text{OH})_6$ обнаружен здесь нами и любителями камня г. Севастополь (Руденко И.Е. и другие) в тонких минерализованных трещинах в магматических породах. Минерал образует мелкочешуйчатые агрегаты, реже – сферокристаллы размером до 5 мм, сложенные тесно сросшимися непрозрачными слюдоподобными пластинками серовато-зеленого цвета, и ассоциирует с гиrolитом, бабингтонитом, датолитом, ломонтитом и кальцитом. Эмпирическая формула тунгусита (рассчитанная на 12 катионов) имеет вид $\text{Ca}_{3.59}\text{Fe}_{0.76}\text{Mn}_{0.64}\text{Cu}_{0.15}\text{Zn}_{0.08}\text{Al}_{0.39}\text{Si}_{6.38}\text{O}_{15}(\text{OH})_6$. Основные линии рентгенограммы крымского минерала и их относительные интенсивности (в скобках): 4.18(8), 3.53(6), 3.12(10), 3.01(8), 1.83(10), 1.61(3) и 1.58(3) совпадают с таковыми для эталонного тунгусита из Красноярского края.

Надеемся, что дальнейшая ревизия минерального мира Крыма даст много нового для лучшего понимания минералого-геохимических процессов, происходивших и происходящих в недрах этого небольшого полуострова.

Литература

1. Байраков В.В., Вишневский А.А., Тищенко А.И. Самородный алюминий в терригенных отложениях Крыма // Доклады НАН Украины. 2005. № 9. С. 102–106.
2. Тищенко А.И. Минералы Крыма. Симферополь: изд. Бизнес-Информ, 2015. 304 с.

МАЛОРАЗМЕРНЫЕ ФОРМЫ СЕРЕБРА ЛЕЙКОКРАТОВЫХ ИНТРУЗИЙ ДУКАТСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ: К ВОПРОСАМ ПОСТУПЛЕНИЯ, ПЕРЕНОСА И ОТЛОЖЕНИЯ МЕТАЛЛОВ В МАГМАТОГЕННО-ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ СИСТЕМЕ

Л.Г. Филимонова

Институт геологии рудных месторождений РАН, Москва, Россия. flg@igem.ru

Дукатское рудное поле, вмещающее одноименное уникальное AuAg-месторождение с запасами Ag и Au соответственно 17 тыс. т и 40 т, располагается на Северо-Востоке России в области внешней зоны Охотско-Чукотского вулканического пояса. На современной поверхности рудного поля преобладают породы метаморфизованной меловой вулканогенно-осадочной толщи, прорванной пальцеобразными выступами лейкогранитов с внешними зонами флюидалных, афировых риолитов, проникающими в вулканогенно-осадочную толщу. Продуктивные кварц-адуляр-хлоритовые и кварц-родонитовые рудные тела месторождения расположены в области субширотного межпластового тела калиевых риолитов и распространяются от приповерхностных уровней (1200 м) на глубину до 600 м, где сменяются зонами прожилкования и брекчирования. Формирование месторождения связывается с последовательным развитием гидротермальной деятельности в раннемеловой вулканогенно-осадочной толще и реювинацией рудообразующей системы при становлении многофазовой позднемеловой интрузии на глубинах 450–1300 м от поверхности (Константинов и др., 2003 и др.).

Высокие величины Ag/Au (350–450) в рудах месторождения, уникальные скопления самородного серебра, широкое распространение минералов Mn связывают с особенностями эволюции флюидных систем глубокого заложения или дополнительным заимствованием Ag, Mn из метаморфизованных терригенных пород верхоянского комплекса фундамента.

Исследование внутреннего строения и минерального состава лейкократовых пород интрузий показало, что их становление сопровождалось потоками неоднородных флюидных расплавов, гидротермальных растворов и развитием вкрапленной и прожилково-вкрапленной рассеянной минерализации (ВРМ и ПВРМ) высокосульфидизированной и низкосульфидизированной систем, связанных соответственно со становлением лейкогранитов повышенной калиевой и К-Na щелочности (Филимонова и др., 2014 и др.).

Размещение разнообразных форм самородного серебра, акантита и других рудных минералов в скрытокристаллических участках РМ показывает, что их образование происходило в локальных пересыщенных минералообразующих средах по единому механизму: гетерогенная нуклеация разнообразных центров – кристаллизация малоразмерных частиц – изменение химического состава пересыщенной среды – новая гетерогенная нуклеация и т. д. Минеральный состав тонкодисперсных обособлений и их позиции среди взаимных сростаний алюмосиликатов, кварца, сульфидов, сульфатов, фосфатов РМ показывают, что интенсивность накопления серебра относительно рудных компонентов во фрагментах, образованных в магматическую, позднемагматическую и послемагматическую стадию развития магматогенно-гидротермальных систем не была постоянной.

Возникновение ультралокальных пересыщенных металлоносных сред в областях фронта роста магматических минералов ВРМ не приводит к изменению соотношений кларковых концентраций Ag и других рудных элементов. Редкие скопления серебра цинк-цинкитовых сплавов-композитов сопровождаются концентрациями Hg, Cl, S, In (рис. 1а).

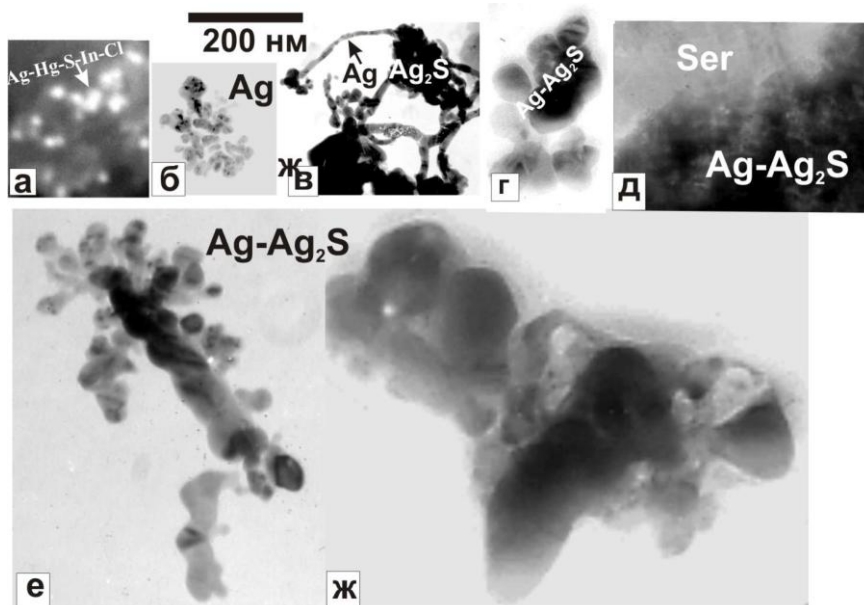


Рис. 1.
Изображения в ПЭМ
срастаний
малоразмерных частиц
самородного серебра (Ag),
акантита (Ag₂S),
ассоциирующих
минералов РМ:

а — раннемагматических сплавов-композигов (Zn-ZnO);

б-в — позднемагматических графит-серицитовых (б) и сульфидно-полевошпатовых (в) срастаний;

г-ж — послемагматических

колломорфных серицит-пиритовых (г), серицит-скородитовых (д) срастаний высокосульфидизированной системы; е — послемагматических колломорфных срастаний низкосульфидизированной системы с Pb-Tl-Ba-оксидами Mn; ж — тех же областей смешения растворов двух систем с разнообразными оксидами Mn.

Сереброносные пересыщенные минералообразующие среды возникают на поздне- и послемагматических стадиях развития флюидных систем в процессах фракционирования остаточных флюидных расплавов в условиях пластических деформаций внутренних зон интрузий и фазовой сепарации гидротермальных растворов в областях внешних зон выступов интрузий и межпластовых тел риолитов. Фракционирование остаточных флюидных расплавов высокосульфидизированной системы приводит к отделению метановых фракций, продуцирующих редкометальную серебро-полиметаллическую ВРМ с самородным серебром (рис. 1б), Pb, Sn, Cd, Zn, PbBi, серицитом, графитом, углеродистым веществом, и сульфидных, продуцирующих сульфидную серебро-полиметаллическую минерализацию с самородным серебром, акантитом (рис. 1в), щелочными полевыми шпатами, сфеном. В рамках низкосульфидизированной системы происходит образование сульфидно-гидрокарбонатных фракций, продуцирующих редкометальную сульфидную серебро-полиметаллическую ВРМ с акантитом, щелочными полевыми шпатами, кальцитом, карбонатами РЗЭ.

Фазовая сепарация гидротермальных растворов приводит к отделению водно-солевых жидкостей, кристаллизация которых на рудных уровнях высокосульфидизированной системы приводит к образованию наиболее крупных срастаний акантита, самородного серебра, калиевых слюд (рис. 1 г, д, общий размер до 2 мкм), а на рудных уровнях низкосульфидизированной системы — срастаний оксидов Mn, самородного серебра, его оксихлоридов и сульфидов (рис. 1 е, ж).

Результаты исследования РМ различных типов и данные изотопного состава свинца минералов, ассоциирующих с серебром, показали, что к наиболее эффективным способам накопления серебра в рудообразующей системе относятся процессы фазовой сепарации гидротермальных растворов высокосульфидизированной системы (рис. 1 д) и смешения их водно-солевых продуктов (рис. 1 ж) с аналогичными образованиями низкосульфидизированной системы.

Литература

1. Константинов М.М. Костин А.В., Сидоров А.А. Геология месторождений серебра. Якутск, 3003. 281 с.
2. Филимонова Л. Г. Трубкин Н.В., Чугаев А.В. Минеральные типы зон гидротермальных изменений Дукатского рудного поля и их соотношения с лейкогранитами и эпитегрмальными золото-серебряными рудами (Северо-Восток России). ГРМ. 2014. Т 454. №3. С. 195–221.

ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА И КРИСТАЛЛИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ВЫСОКОФТОРИСТОГО БАРИТОЛАМПРОФИЛЛИТА ИЗ ИНТРУЗИИ НИВА (КОЛЬСКИЙ П-ОВ)

М.И. Филина, С.М. Аксенов, Н.В. Сорохтина, Л.Н. Когарко

Институт геохимии и аналитической химии РАН, Москва, makimm@mail.ru

Описан и изучен высокофтористый аналог баритолампрофиллита – потенциально новый минеральный вид из группы лампрофиллита. Минерал обнаружен в агпаитовых сиенитах интрузии Нива (Arzamastsev et al., 2000). Характерной особенностью породы, является присутствие в породообразующих количествах минералов группы лампрофиллита (МГЛ): лампрофиллита, фторлампрофиллита, баритолампрофиллита, и высокофтористого баритолампрофиллита. Также главными минералами породы являются: ортоклаз, натролит, титанистый эгирин-авгит, щелочной амфибол, энигматит, астрофиллит.

МГЛ в породе представлены крупными (до 1.5 мм) удлинено-призматическими кристаллами светло-желтого цвета и их радиально-лучистыми сростками (рис.1), кристаллы зональные: от центра к краю увеличивается содержание бария и калия, уменьшается содержание стронция. Оптические свойства МГЛ: высокий положительный рельеф, совершенная спайность по (100), величина двойного лучепреломления достигает 0.03, угасание косое под углом $\epsilon : N_g$ до 13° , удлинение положительное, плеохроизм от светло-желтого по N_p до золотисто-коричневого по N_g ; схема абсорбции прямая ($N_g > N_p$).

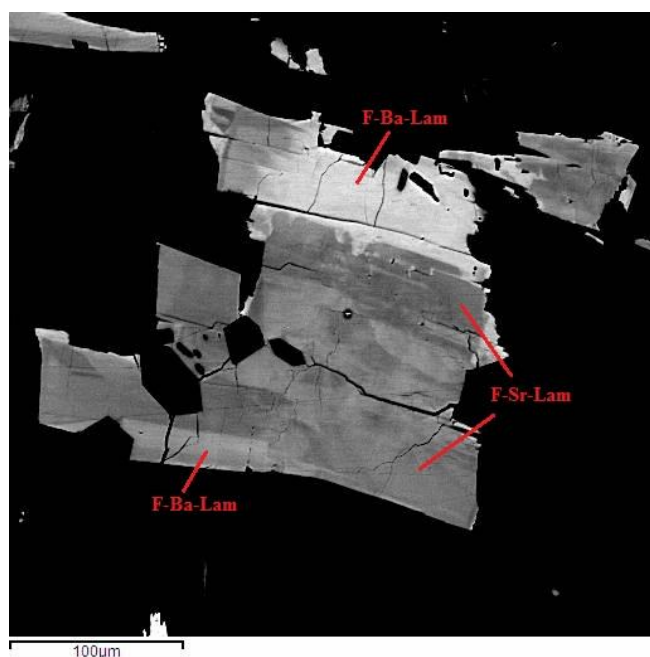


Рисунок 1. Зональный кристалл МГЛ: F-Sr-Lam – фторлампрофиллит, F-Ba-Lam – высокофтористый баритолампрофиллит. Изображение в обратно-отраженных электронах.

Химический состав высокофтористого баритолампрофиллита представлен в табл. 1, содержание (мас.%) BaO варьирует от 13.32 до 19.99, SrO от 3.34 до 8.08, F от 2.10 до 2.74, также отмечаются повышенные содержания элементов-примесей: Nb₂O₅ до 1.61 мас. %.

Методом монокристалльного рентгеноструктурного анализа изучена кристаллическая структура высокофтористого баритолампрофиллита. Структура аналогична другим представителям группы лампрофиллита относящихся к типу I (2M – политип) (Rastsvetaeva et al., 2016) и, в частности, баритолампрофиллитам с высоким содержанием фтора (Азарова и др., 2004; Зайцев и др., 2002; Иванюк и др., 2002). Основные особенности состава и кристаллической структуры отражены в кристаллохимической формуле ($Z = 2$): $A(Ba_{0.36}Sr_{0.33}K_{0.18}Ca_{0.06}Na_{0.01})_2 [^{M1}Na_{1.0}^{M2}(Na_{0.75}Fe_{0.21}Mn_{0.04})_2^{M3}(Ti_{0.82}Mg_{0.16}Fe_{0.02})_2]^{X}(F_{1.05}O_{0.52}OH_{0.43}) [{}^L Ti_2(Si_2O_7)_2O_2]$, где квадратными скобками выделены основные

фрагменты структуры – слой из реберносвязанных $M(1-3)$ -октаэдров и гетерополиэдрическая сетка из L -пятивершинников и Si-диортогрупп. эмпирическая формула, рассчитанная на 18 анионов:

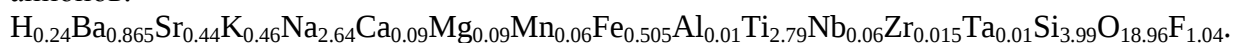


Таблица 1. Химический состав

высокофтористого баритолампрофиллита, мас.%.

Комп.	1	2	3	4
Na ₂ O	9,04	10,84	9,90	9,87
K ₂ O	3,20	2,38	2,57	2,59
MgO	0,24	0,66	0,41	0,34
CaO	0,50	0,80	0,57	0,54
SrO	4,35	8,08	3,34	5,18
BaO	17,78	13,32	19,99	17,19
MnO	0,30	0,77	0,32	0,36
FeO	4,98	4,08	4,17	4,83
Al ₂ O ₃	0,07	0,11	0,07	0,09
TiO ₂	27,45	27,53	26,44	27,39
ZrO ₂	0,08	0,36	0,06	0,11
Nb ₂ O ₅	1,61	0,60	1,08	0,14
Ta ₂ O ₅	0,36	0,06	Н.п.о.	0,11
SiO ₂	29,05	29,09	29,71	28,56
F	2,10	2,73	2,74	2,30
Total	101,11	101,41	101,37	99,60
–O=F	0,88	1,15	1,15	0,97
Total	100,23	100,26	100,22	98,63

Основное отличие высокофтористого баритолампрофиллита от собственно баритолампрофиллита заключается в существенном преобладании фтора в анионной X-позиции, расположенной в стыке трех октаэдров (двух $M2$ -октаэдров и одного $M3$ -октаэдра). Преобладанием фтора над ОН-группой и кислородом в анионной X-позиции делает изученный минерал потенциально новым представителем группы лампрофиллита – «фторбаритолампрофиллитом» (по аналогии с фторлампрофиллитом (Andrade et al., 2014).

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 16-35-00537.

Примечание. Н.п.о. – ниже предела обнаружения.

Состав минералов определен с помощью

электронного микрозонда Jeol JXA-8100 в ВИМСе им. Федоровского.

Литература

1. Азарова Ю.В. Генезис и типохимизм минералов ряда лампрофиллит-баритолампрофиллит из комплекса Луяврит-малиньитов Хибинского массива // Новые данные о минералах. 2004. Вып. 39. С. 66.
2. Andrade, M.B., Yang, H., Downs, R.T. Fluorilamprophyllite // Mineral. Mag. 2014. Т. 78. Р. 165–170.
3. Arzamastsev A.A., Belyatsky B.V., Arzamastseva L.V. Agpaitic magmatism in the northeastern Baltic Shield: a study of the Niva intrusion, Kola Peninsula, Russia // Lithos № 51. 2000. Р. 27–46.
4. Зайцев В.А., Козарко Л.Н. Составы минералов группы лампрофиллита из щелочных массивов мир а// Геохимия. 2002. № 4. С. 355.
5. Иванюк Г. Ю., Яковенчук В. Н., Пахомовский Я. А. Ковдор. // Апатиты. 2002. 320 с.
6. Rastsvetaeva R.K., Chukanov N.V., Aksenov S.M. The crystal chemistry of lamprophyllite-related minerals // Eur. J. Mineral. 2016. (в печати).

НОВЫЕ ДАННЫЕ О КАССЕДАННЕИТЕ

Д.А. Ханин, И.В. Пеков

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва, Россия. tamontenok49@yandex.ru

Касседаннеит был открыт в старом образце из Берёзовского месторождения на Среднем Урале, хранящемся в Минералогическом музее Высшей горной школы в Париже. Средний химический состав голотипного образца этого минерала следующий: PbO 70.24; CuO 0.61; ZnO 0.65; V₂O₅ 9.90; P₂O₅ 1.56; CrO₃ 12.39; H₂O 1.65 (по разности), сумма 100.00 мас.%. Эмпирическая формула $(\text{Pb}_{4.92}\text{Zn}_{0.12}\text{Cu}_{0.11})[(\text{VO}_4)_{1.63}(\text{PO}_4)_{0.33}(\text{CrO}_4)_{1.86}]\cdot 1.37\text{H}_2\text{O}$, что позволило предложить такую идеализированную формулу: $\text{Pb}_5(\text{VO}_4)_2(\text{CrO}_4)_2\cdot \text{H}_2\text{O}$ (Cesbron *et al.*, 1988).

До недавнего времени голотип оставался единственным достоверно известным образцом касседаннеита. Нами сделана вторая находка этого минерала, также в старом материале из Берёзовского месторождения. Он установлен в образце № 24230 систематической коллекции Минералогического музея имени А.Е. Ферсмана РАН. Оранжево-красные кристаллы касседаннеита размером до 0.1 мм образованы в основном гранями ромбической дипирамиды и, срастаясь, формируют корку площадью 5 x 5 мм на ванадините и пироморфите. Индивиды этих минералов группы апатита зональные: их ядра сложены ванадий- и хромсодержащим пироморфитом, а периферические части – фосфор- и хромсодержащим ванадинитом, совместно с которым и растет касседаннеит.

Кристаллы касседаннеита химически неоднородны. Содержание PbO варьирует от 72.5 мас.%, что отвечает 2.56 атомам Pb на формулу (а.ф.), рассчитанную на $(\text{Cr}+\text{P}+\text{As}+\text{V}+\text{S}) = 2$ а.ф., до 74.7 (2.61 а.ф. Pb). Содержание CuO меняется от 2.8 до 3.8 мас.% (0.28 – 0.35 а.ф. Cu); основания кристаллов содержат меньше меди. Количество V₂O₅ колеблется от 7.4 до 9.8 мас.% (0.66 – 0.80 а.ф. V), CrO₃ – от 9.5 до 11.4 мас.% (0.74 – 0.85 а.ф. Cr), P₂O₅ – от 3.6 до 4.7 мас.% (0.38 – 0.65 а.ф. P), а концентрация As₂O₅ не превышает 0.6 мас.% (0.04 а.ф. As). Отмечаются примеси (мас.%) Al₂O₃ – до 0.2 (0.02 а.ф. Al), Fe₂O₃ – до 0.1 (0.01 а.ф. Fe), ZnO – до 0.2 (0.02 а.ф. Zn) и Sb₂O₅ – до 0.1. По сравнению с голотипом касседаннеита изученный нами образец обогащен медью (среднее содержание CuO составляет 3.2 мас.% против 0.6 в оригинальном материале) и фосфором (среднее содержание 4.2 мас.% P₂O₅ против 1.6).

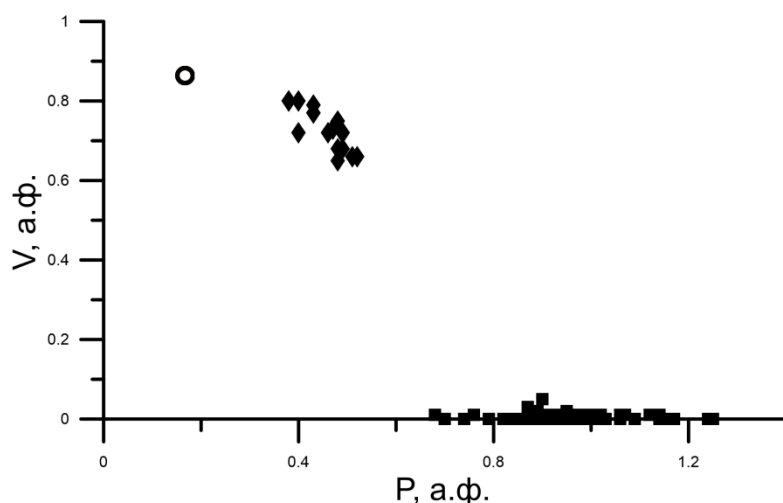


Рисунок 1. Соотношение фосфора и ванадия в минералах предполагаемого ряда твердых растворов касседаннеит-эмбрейит. Круг – усредненный анализ Ф. Сесброна с соавторами (1988), ромбы – анализы изученного нами касседаннеита, квадраты – эмбрейит.

Порошковая рентгенограмма нашего образца близка к таковой первоначального касседаннеита. Рассчитанные по ней с использованием индексов hkl , предложенных Ф. Сесброном с соавторами (Cesbron *et al.*, 1988), параметры моноклинной элементарной ячейки таковы: $a = 7.67(1)$, $b = 5.752(5)$, $c = 9.89(2)$ Å, $\beta = 115.8(1)^\circ$, $V = 393(1)$ Å³.

Ф. Сесброн с соавторами (Cesbron *et al.*, 1988) отметили сходство касседаннеита по стехиометрии и рентгенографическим характеристикам с эмбрейитом, для которого ранее была предложена формула $Pb_5(CrO_4)_2(PO_4)_2 \cdot H_2O$ (Williams, 1972). Более того, в оригинальном образце касседаннеита был встречен и V-содержащий эмбрейит с атомным отношением $P : V = 1.67 : 0.33$ (Cesbron *et al.*, 1988). Наши данные для обогащенной P и Cu разновидности касседаннеита подтверждают родство этого минерала с эмбрейитом и позволяют предположить существование между ними серии твердых растворов, где главная схема замещений: $V^{5+} \leftrightarrow P^{5+}$ (рис. 1). Коэффициент корреляции между V и P составляет -0.90 по всей совокупности анализов обоих минералов, в которую включены 158 цифр [данные для эмбрейита взяты из статьи (Ханин и др., 2015)]. Отметим, что у нашего образца касседаннеита на порошкограмме наблюдается рефлекс с $d = 13.9$ Å, отсутствующий у эмбрейита. Это может указывать на удвоение параметра с элементарной ячейки по сравнению с последним.

Литература

1. Ханин Д.А., Пеков И.В., Пакунова А.В., Екименкова И.А., Янаскурт В.О. Природная система твердых растворов форнасит–вокеленит–эмбрейит и вариации химического состава этих минералов из месторождений Урала // Записки РМО. 2015. № 4. С. 36–60.
2. Cesbron F., Giraud R., Pillard F., Poullen J.-F. La cassedannéite, nouveau chromo-vanadate de plomb de Beresovsk (Oural) // Compt. Rend. Acad. Sci. Paris. 1988. Ser. II. 306. P. 125–127.
3. Williams S.A. Embreyite, a new mineral from Beresov, Siberia // Miner. Mag. 1972. Vol. 38. No. 299. P. 790–793.

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ИНФОРМАТИВНОСТЬ СТРУКТУРНЫХ ПРИМЕСЕЙ АЗОТА И ВОДОРОДА В АЛМАЗЕ

Г.К. Хачатрян

Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ФГУП ЦНИГРИ), Москва, Россия. khachatryan_g_k@mail.ru

С применением ИК-спектроскопии изучены закономерности распределения примесей азота и водорода в кристаллах алмаза из трубок и россыпей разных провинций (более 5500 образцов из 96 месторождений), а также в объеме отдельных кристаллов (94 образца). На основе полученных результатов с учетом изотопного состава углерода алмаза и содержания в нем органического вещества, минералов ультраосновной и эклогитовой ассоциаций решены вопросы генетической информативности азота и водорода, входящих в структуру этого минерала.

Азот – главная изоморфная примесь в алмазе, которая образует многочисленные структурные дефекты (оптически активные центры). Наиболее распространенными и преобладающими в количественном отношении в алмазах из кимберлитов и лампроитов являются центры А (пары азотных атомов) и В (тетраздрически сгруппированные вокруг вакансии азотные атомы). В алмазах из метаморфических пород доминируют центры А – и N (одинокые атомы азота).

Среди изученных кристаллов алмаза из кимберлитов и связанных с ними россыпей ~80% составляют кристаллы с общим содержанием азота 100-1600 ppm. Указанные значения на 2-3 порядка превышают концентрации азота в составе древних глубинных минералов и пород: перидотитовых ксенолитов, оливина, клинопироксена из этих ксенолитов (Yokochi e.a., 2009). Это свидетельствует в пользу преимущественно экзогенного источника содержащегося в алмазе азота, который, как известно, является типичным элементом атмосферы, гидросферы и биосферы.

Для сопоставления кристаллов из разных объектов использованы два параметра: общее содержание азота (N_{tot}) и степень его агрегации (%NB). По ним были выделены популяции алмаза, доминирующие среди индивидов в трубках или россыпях. Популяции с учетом наличия в кристаллах алмаза включений ультраосновной и эклогитовой ассоциаций, а также высокобарических минералов (мейджорита, феррипериклаза и др.), нанесены на диаграмму (Taylor, Milledge, 1995), характеризующую N_{tot} , % NB, «условный возраст алмаза» и температуру агрегации. Выделено 6 типов популяций кристаллов алмаза, вынесенных из недр кимберлитами и лампроитами, различающихся по условиям образования. Увеличение температуры алмазообразования сопровождается сменой популяций с общей тенденцией уменьшения содержания и увеличения степени агрегации азота (от парной к четырехатомной конфигурации атомов) в кристаллической решетке. Наиболее высокотемпературная популяция – I сопровождается высокобарическими минералами, что позволяет связывать увеличение температур алмазообразования с глубиной.

Популяции алмаза в минерагенической провинции имеют зональное размещение. В латеральной зональности, установленной на примере Сибирской платформы, наиболее высокотемпературные популяции расположены в центре, а наименее – по периферии (Хачатрян, 2013). Двусторонняя с элементами концентричности зональность указывает на то, что алмазообразование контролировалось глубинными зонами, погружающимися с разных сторон к центру платформы.

В структуре алмаза водород химически связан с углеродом и образует центры $H>C=C<H$ (Соболев, Лисойван, 1971) или $>C=C<H_2$ (Woods, Collins, 1983).

Вхождение водорода в структуру алмаза непосредственно в процессе его роста обосновывается закономерным распределением этой примеси в объеме кристалла, зависящим от формы и механизма роста.

В алмазах из кимберлитов и метаморфических пород обнаружена положительная корреляция концентраций структурных примесей азота и водорода, которая в отдельных случаях (алмазы из россыпей трубок района Жуина, Бразилия) имеет линейный характер. Это свидетельствует об общности источников азота и водорода, входящих в кристаллическую решетку природных кристаллов алмаза.

Экзогенная (биогенная) природа водородных центров в алмазе подтверждается находками фазовых примесей органического вещества в алмазах из кимберлитов и метаморфических пород, обладающих изотопно-легким составом углерода. На первичный характер органического вещества указывает взаимосвязь между его содержанием и степенью агрегации азота в алмазе. Образование водородных центров за счет органического вещества подтверждается обратной их корреляцией в кристалле алмаза.

В кристаллах алмаза с различным типом внутреннего строения установлено уменьшение концентрации структурного водорода от центра кристаллов к их периферии. Сходная тенденция имеет место и в распределении легкого изотопа углерода в кристаллах (Галимов, 1984, Скузоватов и др., 2012 и другие). Прямая корреляция между концентрацией водородных центров и легкого изотопа углерода установлена С.Ю. Скузоватовым с соавторами (2012) в кристаллах из трубки Сытыканская, Якутия. Все это в совокупности свидетельствует о формировании водородных центров за счет алмазообразующих биогенных углеводородов. Сходную природу имеют и азотные центры в алмазе, в качестве первичного источника которых главная роль принадлежит азотсодержащим углеводородам и другим азотсодержащим соединениям земной коры.

Таким образом, распределение азота и водорода в кристаллах алмаза несет информацию об источниках вещества и условиях образования этого минерала, а также позволяет судить о геотектонических особенностях фундамента платформ.

Литература

1. Галимов Э.М. Вариации изотопного состава алмазов, и связь их с условиями алмазообразования // Геохимия. 1984. №8. С. 1091–1115.
2. Скузоватов С. Ю., Зедгенизов Д.А., Рагозин Д.А., Шацкий В.С. Состав среды кристаллизации алмазов в оболочке из кимберлитовой трубки Сытыканская (Якутия). // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. №11. С. 1556–1571.
3. Соболев Е. В., Лисовайн В.И. Примесные центры в алмазах. // Тез. VIII отчетн., научн. конференции. Новосибирск. 1971. С. 60–61.
4. Хачатрян, Г. К. Азот и водород в кристаллах алмаза в аспекте геолого-генетических и прогнозно-поисковых проблем алмазных месторождений // Отечественная геология. 2013. № 2. С. 29–40.
5. Taylor W.R., Milledge H.J. Nitrogen aggregation character, thermal history and stable isotope composition of some xenoliths-derived diamonds from Roberts Victor and Finch. // Sixth Internat. Kimberlite Conf. Extended Abstr. Novosibirsk. 1995. P. 620–622.
6. Woods G. S., Collins A. T. Infrared absorption spectra of hydrogen complexes in Type I diamonds. // J. Phys. Chem. Solids. 1983. V. 44. No 5. P. 471–475.
7. Yokochi, R., Marty B., Chazot G., Burnard B. Nitrogen in peridotite xenolith: Large isotopic heterogeneity and N₂/Ar enrichment. // Geoch. Et Cosm. Acta. 2009. V. 73. P. 4843–4861.

НАУЧНЫЙ МУЗЕЙ ВУЛКАНОЛОГИИ – ИЗ ПРОШЛОГО В БУДУЩЕЕ

С.А. Хубуная, В.С. Хубуная, А.П. Максимов

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск - Камчатский, Россия,
hubs@ksnet.ru*

Научный музей вулканологии (Музей) - является структурным подразделением (в ранге Лаборатории) Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН. Коллекции Музея собраны тремя поколениями вулканологов. Открытые экспозиции Музея располагаются в четырех помещениях: зал поствулканической деятельности, зал современного эксплозивного вулканизма, зал исторических извержений и зал дофондовых коллекций пород и минералов. Общая площадь, занимаемая музейными коллекциями, составляет 131,3 м². Количество образцов фондовых коллекций в открытом доступе составляет 1220 единиц, дофондовых коллекций в закрытом доступе - 5550 единиц. Музей - единственный в России специализированный музей современного вулканизма, располагающий систематической коллекцией большинства известных современных вулканических и поствулканических пород и минералов. Музей имеет региональные и тематические коллекции, представляющие продукты современной вулканической и поствулканической деятельности, большинства вулканов Камчатки, Курильских островов и ряда вулканов Тихоокеанского, Атлантического и Средиземноморского регионов. Основной задачей научно-организационной деятельности Музея является сбор, обработка, систематизация и хранение коллекций образцов вулканических, поствулканических пород, минералов вулканических эффузий, а также схем, фотографий, видеофильмов об извержениях вулканов. В Музее проводят занятия для студентов кафедры геологии, географии и геофизики Камчатского университета имени Витуса Беринга, читают лекции для участников ежегодной международной вулканологической школы «Мутновская». В рамках задач просветительской и научно-образовательной деятельности за последние 5 лет в Музее было прочитано более 300 лекций на темы: «Вулканическая опасность», «Активные вулканы Северной группы Камчатки», «Глобальный вулканизм и землетрясения». Музей посетили многочисленные российские и иностранных туристы, послы и консулы иностранных государств, трудящиеся Камчатки, военные моряки и их коллеги из береговой охраны США.

Работа Музея тесно связана с научной деятельностью ИВиС ДВО РАН. В тематике Музея основное место занимают петрологические исследования широкого круга проблем современного вулканизма: изучение вещественного состава продуктов современной вулканической деятельности; Р-Т условий кристаллизации в системе магматический расплав – минерал – горная порода, геохимическая типизация вулканических пород. В научных планах Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН за Музеем закреплена отдельная тема.

Научный музей вулканологии работал по грантам:

- В 2003-2004 гг – грант № K2003_P3_ГрА_C08_ИВ
- В 2005 г - Музей вулканологии - соисполнитель Государственного научного контракта №10002-251(П-13)182-405/080604;
- В 2009,2010,2011,2012, 2013 гг. Музей исполнитель проекта «Программа поддержки музеев Дальневосточного отделения РАН»

ИСТОРИЯ АТРИБУЦИИ МРАМОРНОЙ СТОЛЕШНИЦЫ ИЗ СОБРАНИЯ ПОЛИТЕХНИЧЕСКОГО МУЗЕЯ

В.В. Черненко^{1,2}, В.В. Романова¹

*1 Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия,
v.chernenko@sgm.ru*

2 Российский государственный гуманитарный университет, Москва, Россия

В апреле 2014 года в канун профессионального праздника – Дня геолога, открылась подготовленная авторами выставка «Творения Природы в руках Мастера» – совместный проект Государственного геологического музея им. В.И. Вернадского РАН и Политехнического музея. Ее основой стала коллекция произведений камнерезного искусства горного отдела Политехнического музея, а минералы и горные породы, которые выбрал Мастер для воплощения своего замысла, согласно концепции, были подобраны из собрания Геологического музея.

Центральным экспонатом выставки стала столешница, созданная в технике флорентийской мозаики. Семь рядов мозаичных вставок образуют лепестки из декоративных пород и минералов. Около 60% лепестков представлено разнообразными по цвету и рисунку карбонатными породами – мраморами, мраморизованными органогенными известняками и мраморными ониксами, поэтому столешница получила название – мраморная.

В составленном хранителем в 1981 году научном паспорте записано следующее: «...на основании изученных литературных и архивных источников, а также изучения образцов камней в столешнице, составленной в основном из отечественных пород камня, можно утверждать, что столешница была изготовлена на Петергофской фабрике в период между 50- и 70-ми годами XIX века под руководством Соколова».

Приведенная выше информация определила направление поиска каменного материала и тематику сопроводительных текстов. Начался кропотливый процесс подбора в коллекциях XIX века Геологического музея каменного материала, аналогичного тому, что использован в мозаичных вставках. Поиск не увенчался успехом. ***Среди образцов карбонатных пород из российских месторождений обнаружить аналогичные породы авторам не удалось.***

Параллельно готовились информационные материалы к отдельным предметам и разделам выставки. По совету М.Б. Чистяковой авторы обратились к работе Н.М. Мавродиной, в которой содержатся сведения об истории Петергофской фабрики, мастерах, а также перечень всей выпущенной за годы существования фабрики продукции (Н.М. Мавродина, 2007). ***В перечне продукции в указанном в научном паспорте временном интервале такая столешница не значится.***

Что делать? Столешница уже заняла центральное место в зале.

Изучение литературы, приведенной в научном паспорте, позволило установить источник приписываемого авторства. В книге А.Е. Ферсмана «Очерки по истории камня», т. 2, на странице 127 к разделу о деятельности Петергофской фабрики во второй половине XIX века приведена фотография столешницы, аналогичной по технике и материалу, из собрания Государственного Эрмитажа (А.Е. Ферсман, 1961).

После посещения экспозиции Государственного Эрмитажа, где в одном из залов экспонируется упомянутая выше столешница как предмет дворцового убранства, т.е. без этикетки, авторы обратились за консультацией к Н.М. Мавродиной. По ее мнению, опубликованная в книге столешница и ряд других экспонируемых в залах Эрмитажа мозаичных столешниц, как и столешница из собрания Политехнического музея, ***имеют европейское происхождение.***

С этого момента начался новый этап в работе – «западноевропейский».

Неоценимую помощь в работе авторам оказала Е.А. Яковлева – хранитель мозаики Отдела западноевропейского прикладного искусства Государственного Эрмитажа.

В рекомендованной ею литературе, посвященной работам итальянских мастеров, удалось найти описание пород, из которых выполнены лепестки эрмитажных и нашей столешниц, с указанием места взятия каменного материала (*Marmi antichi*. 1989, *Eternita e nobilta di materia*. 2003). В основном это породы с территории Италии и соседних государств.

В коллекции плиток декоративных и облицовочных камней графа А.К. Разумовского начала XIX века из собрания Геологического музея авторы нашли значительную часть карбонатных пород, описанных в изученной литературе, из которых выполнены элементы столешницы. Замечательные плиточки экспонируются в витринах вокруг столешницы.

При идентификации пород в аналогичных изделиях экспертами используются две коллекции:

- коллекция пород и минералов Музея флорентийской мозаики (*Annamaria Giusti*, 2007);

- коллекция пород и минералов Фаустино Корси Музея натуральной истории Оксфордского университета (*Online Corsi Collection of Decorative Stones Catalogue*).

Изучение литературы, консультации российских и зарубежных коллег, знакомство с российскими и зарубежными коллекциями позволили авторам установить, что столешница из собрания Политехнического музея создана в Италии во второй половине XIX века из пород и минералов, которые использовались и традиционно используются в настоящее время итальянскими мастерами, работающими в технике флорентийской мозаики.

Аналогичные столешницы есть в собраниях музеев России, Италии, Великобритании (*Price*, 2007), они регулярно выставляются на международных аукционах. Они отличаются по размеру, количеству и форме мозаичных вставок, сюжету центральной части, но в них, по наблюдениям авторов, неизменно присутствуют элементы из трех пород: *granite orbicolari* – орбикулярный гранит – корсит (о. Корсика), *plasma di smeraldo* – серпентинит (о. Корсика) и *pietra piesina* – пейзажный мрамор (р. Арно, 10 км от Флоренции). Именно эти породы являются своеобразной «лакмусовой бумажкой» их итальянского происхождения.

Литература

1. *Мавродина Н.М.* Искусство русских камнерезов XVIII–XIX веков. СПб: Изд. Гос. Эрмитажа, 2007. 559 с.
2. *Ферсман А.Е.* Очерки по истории камня. М.: Изд. АН СССР, 1961, Т. 2. С. 126–130
3. *Marmi antichi*, De Luca edizioni d'Arte, Roma 1989.
4. *Eternita e nobilta di materia*. Itinerario artistico fra le pietre policrome. Edizioni Polistampa. Firenze. 2003. 270 p.
5. *Annamaria Giusti*, Museum of the Opificio delle Pietre Dure. The official guide. Firenze, 2007. 96 p.
6. *Online Corsi Collection of Decorative Stones Catalogue*.
7. *Price M.T.* Decorative stone: The Complete Sourcebook. Thames& Hudson, 2007. 288 p.

НЕОБЫЧНАЯ ПРИМЕСНАЯ И ИЗОТОПНАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ АЛМАЗОВ КУБИЧЕСКОГО ГАБИТУСА ИЗ РОССЫПЕЙ СЕВЕРНОЙ ЯКУТИИ: ПРИЛОЖЕНИЯ К МОДЕЛЯМ ФОРМИРОВАНИЯ

А.А. Ширяев^{1,2}, В.Н. Реутский³, С.В. Титков^{2,4}, Н.Н. Зудина⁴, Ю.П. Солодова⁴

1 *Институт физической химии и электрохимии РАН, Москва, Россия,
shiryaev@phychе.ac.ru*

2 *Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия, reutsky@igm.nsc.ru*

3 *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
Москва, Россия titkov@igem.ru*

4 *Российский государственный геологоразведочный университет, Москва, Россия*

В алмазоносных россыпях северо-востока Сибирской платформы сравнительно часто встречаются алмазы кубического габитуса, относящиеся ко II разновидности по классификации Ю.Л. Орлова, редкой для кимберлитовых трубок Якутии. Их окраска изменяется от желтовато-зелёной к жёлтой и оранжевой. Коренные источники данных алмазов до сих пор не обнаружены; также весьма ограничена информация о дефектах решетки и изотопных характеристиках этих кристаллов. Дефекты в жёлтовато-зелёных, жёлтых и оранжевых алмазах кубического габитуса из россыпей северо-востока Сибирской платформы изучены с помощью ИК-спектроскопии (Титков и др., 2015). Помимо основных А-, С- и возможно В-дефектов, в изученных алмазах присутствуют также центры Х и Y (Hainschwang et al., 2012), полосы 1240, 1270 и 1290-1295 см⁻¹, пики в интервале 1350-1380 см⁻¹, янтарные дефекты (amber center) разных типов и серия линий в области 3100-3300 см⁻¹. При этом алмазы с различными типами окраски содержат различные ассоциации структурных дефектов, хотя и относятся к одной и той же II разновидности. Согласно интегральным спектрам целых кристаллов, данные алмазы характеризуются невысоким содержанием структурных примесей азота в диапазоне 60-265 ppm. Однако спектроскопическое исследование пластин с пространственным разрешением показало исключительно неоднородное распределение структурных дефектов по объёму всех изученных алмазов. Общей закономерностью для них является падение как общего количества азота, так и относительной доли основного А-дефекта от центра к периферии кристалла. В центре кристаллов содержание структурных примесей азота достигает 990 ppm, что превышает среднюю концентрацию азота в широко распространённых октаэдрических кристаллах алмазов. Присутствие С-, Y-, X-дефектов в большинстве образцов свидетельствует о малой продолжительности пост-ростового отжига этих алмазов.

Методом SIMS установлено, что концентрация азота, составляющая в центре 400 и 1000 ppm для кристаллов 1Р и 2Р, соответственно, снижается практически до нуля к периферии кристаллов. Это соответствует данным ИК-спектроскопии и указывает на то, что весь азот содержится в оптически активной форме.

Концентрация примеси азота, как и величины $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{15}\text{N}$ уменьшаются в направлении роста кристаллов. Существенно различной является величина изменения изотопных отношений углерода и азота. Значение $\delta^{13}\text{C}$ уменьшается от -13,7‰ в центре до -15,6‰ на краю кристалла 1Р. В кристалле 2Р значение $\delta^{13}\text{C}$ в центре составило -11,7‰, а на краю -14,1‰. Значения $\delta^{15}\text{N}$ в кристалле 1Р изменяются от центра к краю кристалла от +4,9‰ до -27,9‰. В кристалле 2Р величины $\delta^{15}\text{N}$ изменяются от -2,7‰ до -23,5‰.

Мы полагаем, что формирование наблюдаемых изотопных профилей связано с изменением коэффициентов фракционирования в процессе кристаллизации, например вследствие уменьшения температуры или линейной скорости роста кристаллов. При понижении температуры кристаллизации коэффициенты разделения изотопов увеличиваются, что приводит к соответствующему изменению состава кристалла. При уменьшении линейной скорости кристаллизации коэффициенты фракционирования

стремятся к равновесным, что также будет обуславливать изменение состава кристалла (Reutsky et al., 2012). В этом случае коэффициенты фракционирования изотопов ^{13}C и ^{15}N должны быть меньше единицы, что вызывает прогрессивное отторжение этих изотопов растущим кристаллом при увеличении коэффициента фракционирования. Обогащение алмаза лёгким изотопом углерода в сравнении с алмазообразующим флюидом характерно для кристаллизации в окисленной (карбонатной?) системе (Reutsky et al., 2015). Гиперболический характер падения концентрации примеси азота свидетельствует о значительной несовместимости примеси с алмазом ($K_N \ll 1$). Наличие в кристаллах включений карбонатов и оксидов делает последний сценарий наиболее вероятным. Облегчённый изотопный состав углерода кристаллов в сравнении с мантийными значениями указывает на возможность участия в образовании этих алмазов субдуцированных осадков.

Литература

1. *Титков С. В. и др.*, Дефекты в кубических кристаллах алмаза из россыпей северо-востока Сибирской платформы по данным ИК-микроспектроскопии // Геология и геофизика. 2015. №1-2. С. 456.
2. Hainschwang et al., A new defect centre in type Ib diamond inducing one phonon infrared absorption: the Y centre // Diamond and Related Materials. 2012. Vol. 21. 120.
3. *Reutsky V.N. et al.*, Effect of diamond growth rate on carbon isotope fractionation in Fe–Ni–C system //Diamond and related materials. 2012. Vol. 21. 7.
4. *Reutsky V.N. et al.*, Carbon isotope fractionation during experimental crystallisation of diamond from carbonate fluid at mantle conditions // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2015. Vol. 170. 41.

FRIENDS AND RELATIVES IN STONE REUNITED
ДРУЗЬЯ И РОДСТВЕННИКИ, ВОССОЕДИНЕННЫЕ В КАМНЕ

P.C. Dyson
П.К. Дайсон

Dyson Design, 85, Blackfriars road, London, UK. paul@pauldysondesign.co.uk

Paul Dyson is an independent researcher and collector of Russian lapidary. He is currently writing a book on the subject focusing upon this completely unexamined and, to a great extent, undervalued aspect of applied art. The forthcoming title will chart the birth and development of Russian lapidary across 175 years of Imperial history and the reigns of ten tsars. Founded at the command of Peter the Great, the Imperial Stone Grinding Works (later known as the Imperial Lapidary Works) at first copied other European centres but quickly developed a uniquely Russian design ethos. The first workshop, built near St. Petersburg, created exquisite small pieces from a palette of newly discovered minerals. As the unimaginable wealth and diversity of the Urals' coloured mineral deposits became apparent, a second centre of production was founded in Ekaterinburg in 1751. The third and final stoneworks was founded in 1802 at Kolyvan in the Altai Mountains. The exquisite treasures produced by the craftsmen of these workshops now lie scattered throughout the world within museums, royal and princely homes and the collections of connoisseurs. Paul's research has involved extensive travels throughout Europe to locate and document items frequently lost to the annals of history. The result is a work of unparalleled scope that establishes Russia as the most prestigious producer of lapidary throughout the eighteenth and nineteenth centuries.

Paul first visited Russia in 1968 and has regularly returned to Moscow to visit the Fersman Museum. The museum's unique collection helped inspire his life-long interest in minerals and their use as materials in the applied arts. Paul worked at the prestigious retailer Harvey Nichols for twenty three years where he became visual merchandising manager before managing the visual design for the department stores Harrods and Selfridges, as well as Sotheby's auction house. He then worked for London's Goldsmiths Company for twelve years where he staged multiple exhibitions each year including 'Gold: Power and Allure' (2012) and 'Treasures of the English Church 800-2000' (2008), in addition to running the annual Goldsmiths Fair and Goldsmiths Pavilion.

'Friends and Relatives in Stone Rediscovered' will explore the cultural exchange of hardstones between England and Russia. The paper will draw upon Paul's current research for his forthcoming title on the production of the Russian Imperial Lapidary Works. The objects produced by this factory served as Imperial diplomatic gifts that have ended up in important collections all over the world, including the Fersman Museum. Nevertheless these objects are largely unknown and underappreciated in the West despite their historical significance. Lapidary works encapsulated the remarkable craftsmanship of the nation's stoneworkers, as well as the impeccable tastes of their royal patrons, enshrining a uniquely Russian sensibility within the applied arts. With their innovative designs, and adoption of indigenous minerals including hardstones such as malachite and jasper, these precious objects influenced royal and aristocratic tastes across Europe. For the majority of its existence, the Russian Imperial Lapidary works exclusively served the Imperial family. Paul's original research has uncovered hitherto overlooked instances of cultural interaction between the manufacturers and patrons of Imperial lapidary in England and Russia.

СОДЕРЖАНИЕ

С.С. Абрамов, О.Ю. Плотинская, Е.О. Грознова КРИСТАЛЛОХИМИЯ ХЛОРИТА Cu-Au-Mo МИХЕЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (Ю. УРАЛ): ТИПОМОРФИЗМ, ОТРАЖЕНИЕ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ.....	1
И.С. Астахова МИНЕРАЛЬНОЕ РАЗНООБРАЗИЕ АРКТИЧЕСКИХ ТЕРРИТОРИЙ КАК ЧАСТЬ ПРИРОДНОГО НАСЛЕДИЯ.....	3
Р.М. Багатаев МИНЕРАЛЫ СУРЬМЬЯНО-РТУТНЫХ ЖИЛ НИКИТОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ДОНБАСС).....	5
Р.М. Багатаев ЗОЛОТОНОСНЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ КУРУШ-МАЗИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (ГОРНЫЙ ДАГЕСТАН).....	7
О.А. Богатилов, А.Я. Докучаев, В.Н. Смольянинова, А.В. Каргин, М.К. Суханов РУДНО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ МУЗЕЙ ИГЕМ РАН И НАСЛЕДИЕ КУНСТКАМЕРЫ.....	9
Н.В. Боровкова ВОЗВРАЩАЯ ИСТОРИЧЕСКИЙ КОНТЕКСТ.....	12
Б.Е. Боруцкий ОНТОГЕНИЯ И ФИЛОГЕНИЯ ПОСТКРИСТАЛЛИЗАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ.....	14
Н.И. Брянчанинова ПРЕДЫСТОРИЯ ТОПОМИНЕРАЛОГИИ.....	16
Н.И. Брянчанинова, А.Б. Макеев, А.Р. Макавецкас, Е.П. Андреева ПЛАТИНА ИЗ КОЛЛЕКЦИИ А.Ф. КЕЛЛЕРА: ИЗ СОБРАНИЯ ГОСУДАРСТВЕННОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ ИМ. В.И. ВЕРНАДСКОГО.....	18
Л.А. Будрина МАЛАХИТ В ИНТЕРЬЕРАХ XIX ВЕКА КАК СИМВОЛ ВЫСШЕЙ ВЛАСТИ. К ПОСТАНОВКЕ ПРОБЛЕМЫ.....	20
Д. А. Варламов ВЗАИМОСВЯЗЬ ЭЛЕКТРОННЫХ КОЛЛЕКЦИЙ С ВНЕШНИМИ ИНФОРМАЦИОННЫМИ ИСТОЧНИКАМИ ДАННЫХ.....	22
С.Е. Винокуров КИТАЙСКИЙ РЕЗНОЙ МАЛАХИТ: ПРОБЛЕМЫ АТРИБУЦИИ.....	24
И.П. Второв СПОСОБЫ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ МУЗЕЙНОЙ ИНФОРМАЦИИ В ЭЛЕКТРОННОЙ БИБЛИОТЕКЕ «НАУЧНОЕ НАСЛЕДИЕ РОССИИ».....	26
Е.В. Галускин, И.О. Галускина, Б. Крюгер, Х. Крюгер, Е.А. Вапник НОВЫЕ МИНЕРАЛЫ СЕМЕЙСТВА НАБИМУСАЙТА ИЗ ПИРОМЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД.....	28
В. К. Гаранин, П.Ю. Плечов, Е.А. Борисова МИНЕРАЛОГИЧЕСКОМУ МУЗЕЮ ИМЕНИ А.Е. ФЕРСМАНА РАН 300 ЛЕТ: ПРОШЛОЕ, НАСТОЯЩЕЕ И БУДУЩЕЕ.....	30

В.К. Гаранин, Т.М. Павлова, Е.А. Борисова ДИРЕКТОРА И ВЫДАЮЩИЕСЯ ЛИЧНОСТИ В ИСТОРИИ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ ИМ. А.Е. ФЕРСМАНА РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК.....	32
К.В. Гаранин, И.В. Серов ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ КОМПЛЕКС АК «АЛРОСА» (ПАО) И РАЗВИТИЕ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ АЛМАЗНО-БРИЛЛИАНТОВОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ.....	34
Н.В. Гореликова, академик Н.С. Бортников, Ф.В. Балашов, П.Г. Коростелев, Л.О. Магазина, Е.А. Минервина, Я.В. Бычкова, В.И. Таскаев ДВОЙСТВЕННОСТЬ ФОРМ НАХОЖДЕНИЯ РЗЭ В ТУРМАЛИНАХ РАЗЛИЧНЫХ АССОЦИАЦИЙ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА	36
Л.А. Горелова, С.В. Кривовичев, С.К. Филатов КАТИОННЫЕ УПАКОВКИ В КРИСТАЛЛИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЕ БУБНОВАИТА И СХОДНЫХ ПО СТРОЕНИЮ МИНЕРАЛОВ И НЕОРГАНИЧЕСКИХ СОЕДИНЕНИЙ.....	38
Ю.Д. Гриценко ТИТАНОВЫЕ И ЦИРКОНИЕВЫЕ ГРАНАТЫ КАРБОНАТИТОВЫХ МАССИВОВ.....	40
С.С. Двуреченская ПАРАГЕНЕЗИС САМОРОДНОГО ЗОЛОТА И КАССИТЕРИТА В РУДАХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ДОРОНИНСКОЕ (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ).....	42
S. Jeleň, R. Kaňa (Станислав Елень, Рихард Каня) ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ЭКСПОЗИЦИЯ РУДНИКА СТАРОВСЕХСВЯТЫХ В ГОДРУША-ГАМРЕ, БАНСКА-ШТЯВНИЦА, СЛОВАКИЯ.....	44
S. Jeleň, S. Milovská, J. Luptáková (С. Елень, С. Миловска, Я. Луптакова) ВТОРИЧНЫЕ МИНЕРАЛЫ МЕДИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЛЮБИЕТОВА, СЛОВАКИЯ.....	46
Л.Р. Жданова МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ СОБРАНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ ИМ. А.А. ЧЕРНОВА.....	48
Н.Н. Зинчук ОБ АССОЦИАЦИЯХ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ И РЕШАЕМЫХ С ИХ ПОМОЩЬЮ АЛМАЗОПОИСКОВЫХ ЗАДАЧАХ.....	51
Н.Н. Зинчук О СОДЕРЖАНИИ АЛМАЗОВ В РАЗНЫХ ФАЗАХ ВНЕДРЕНИЯ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД.....	56
О.К. Иванов ПРИЧИНЫ ОБРАЗОВАНИЯ И ИЗМЕНЧИВОСТИ ФОРМ КРИСТАЛЛОВ.....	61
Л.А. Иванова ТЕМАТИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ КОЛЛЕКЦИИ В ЭКСПОЗИЦИИ МУЗЕЯ ИНСТИТУТА ЗЕМНОЙ КОРЫ СО РАН.....	63
Ф.В. Каминский, Р. Вирт НИТРИДЫ, КАРБОНИТРИДЫ И КАРБИДЫ ИЗ НИЖНЕЙ МАНТИИ: КЛЮЧ К БАЛАНСУ АЗОТА В ЗЕМЛЕ.....	65

Е.В. Канева, А.Н. Сапожников ФЕЛЬДШПАТОИДЫ КАНКРИНИТ-СОДАЛИТОВОЙ ГРУППЫ: НОВЫЕ КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ.....	66
В.Ю. Карпенко, Л.А. Паутов, А.А. Агаханов, О.И. Сийдра АРСЕНАТНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ЧАУВАЙСКОМ РУДНОМ ПОЛЕ (КИРГИЗИЯ).....	68
Р.И. Касимова ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ШПИНЕЛИДОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ АРХАНГЕЛЬСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ.....	70
А.А. Кашаев, Л.А. Иванова, В.Я. Медведев, З.Ф. Ущাপовская $K_3Ca_8Si_6[Si_4O_{12}]_3$ – СИНТЕЗ И КРИСТАЛЛИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА.....	72
И.Н. Кигаи О ГЕНЕЗИСЕ АГАТОВ.....	74
Т.И. Колесникова, Ю.Ю. Голубева МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД КРАТЕРНЫХ ЧАСТЕЙ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТЕЛ, ВСКРЫТЫХ НА СЕВЕРЕ ОЛЕНЕКСКОГО ПОДНЯТИЯ.....	76
С.И. Костровицкий ПРИКЛАДНАЯ И НАУЧНАЯ ЗНАЧИМОСТЬ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЙ ПАСПОРТИЗАЦИИ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК ЯКУТИИ....	78
С.В. Кривовичев ПРИНЦИП НАИМЕНЬШЕГО ДЕЙСТВИЯ В МИНЕРАЛОГИИ.....	80
Г.Ю. Криулина, А.В. Бовкун, В.К. Гаранин ОСОБЕННОСТИ АЛМАЗА И ИНДИКАТОРНЫХ МИНЕРАЛОВ КИМБЕРЛИТОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ им. М.В. ЛОМОНОСОВА (АРХАНГЕЛЬСКАЯ ОБЛАСТЬ).....	82
Л.А. Кувшинова, И.И. Куприянова, К.А. Кувшинова, Н.И. Клименцова КОНЦЕПЦИЯ И ПРОБЛЕМЫ СОЗДАНИЯ ИНФОРМАЦИОННОЙ ТЕХНОЛОГИИ ДЛЯ СОХРАНЕНИЯ МИНЕРАЛЬНОГО РАЗНООБРАЗИЯ.....	84
Т.П. Кузнецова ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ МУЗЕЙ ЦНИГРИ «РУДЫ БЛАГОРОДНЫХ, ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ И АЛМАЗОВ»: ИСТОРИЯ И ПУТИ РАЗВИТИЯ.....	86
Л.В. Кулешевич, О.Б. Лавров СЕЛЕНИДЫ И НЕОБЫЧНЫЕ ГЛОБУЛЯРНЫЕ Au-Pd-ФАЗЫ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ СВЕТЛОЕ (КАРЕЛИЯ).....	88
В.В. Куликова РИСКИ ПРИ ОТКРЫТИИ НОВЫХ МИНЕРАЛОВ.....	91
В.В. Куликова, В.С. Куликов О КОРУНДЕ РАССЛОЕННОГО ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВОГО КИЙОСТРОВСКОГО МАССИВА.....	93

К.В. Лобанов, А.Я. Докучаев, Г.-Р. Крехан, В.Н. Смольянинова, А.В. Каргин, Е.В. Юткина, М.К. Суханов ВЫДАЮЩИЕСЯ ИССЛЕДОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ В МАТЕРИАЛАХ РУДНО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО МУЗЕЯ ИГЕМ РАН – ЛИЧНОСТИ И РЕЗУЛЬТАТЫ	96
Р.В. Лобзова, Е.И. Антонова, О.В. Каримова МОРФОЛОГИЯ И СОСТАВ СОЛЕВЫХ ВЫЦВЕТОВ НА ПАМЯТНИКАХ АРХИТЕКТУРЫ.....	100
И.П. Макарова, Е.В. Селезнева, В.В. Гребенев, В.А. Коморников, А.Л. Васильев СТРУКТУРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ФУНКЦИОНАЛЬНЫХ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ МАТЕРИАЛОВ.....	101
И.Г. Малахова МУЗЕЙНЫЕ СОБРАНИЯ КАК ЧАСТЬ ЭЛЕКТРОННОЙ БИБЛИОТЕКИ «НАУЧНОЕ НАСЛЕДИЕ РОССИИ».....	103
М.Н. Малеев МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ МУЗЕИ В ИНТЕРЕСАХ УСТОЙЧИВОГО РАЗВИТИЯ.....	104
М.Н. Малеев САМООРГАНИЗАЦИЯ ГЛОБУЛЯРНЫХ СТРУКТУР МИНЕРАЛОВ – НЕОТОКИТА, ГЕТИТА, ГЕМАТИТА, ОПАЛА И ГИАЛИТА.....	106
К.Н. Малич, И.Ю. Баданина, В.В. Кнауф, С.Ю. Степанов, А.А. Степашко, С.М. Туганова, В.В. Хиллер КОНТРАСТНЫЕ МИНЕРАЛОГО- ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ ПЛАТИНОИДОВ КЛИНОПИРОКСЕНИТ-ДУНИТОВЫХ МАССИВОВ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ И СРЕДНЕГО УРАЛА.....	109
Е.Л. Минина МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ КОЛЛЕКЦИЯ Л.П. ПРОХОРОВОЙ (НАЧ. XX в.).....	111
А.Г. Мочалов ОНТОГЕНИЯ САМОРОДКОВ МИНЕРАЛОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОГО МАССИВА КОНДЁР (ХАБАРОВСКИЙ КРАЙ, РОССИЯ).....	113
А.Г. Мочалов, О.В. Якубович, В.М. Саватенков О ФОРМИРОВАНИИ МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ТИПОВ ПЛАТИНОМЕТАЛЛЬНЫХ РУДОПРОЯВЛЕНИЙ И САМОРОДКОВ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОГО МАССИВА КОНДЁР (ХАБАРОВСКИЙ КРАЙ, РОССИЯ).....	115
Т.Н. Мунтян ХУДОЖНИК И КАМНЕРЕЗ ВАСИЛИЙ КОНОВАЛЕНКО. ВО ВЛАСТИ САМОЦВЕТОВ.....	117
А.Г. Николаев, М.П. Попов КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ХРИЗОБЕРИЛЛА МАРИИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (УРАЛЬСКИЕ ИЗУМРУДНЫЕ КОПИ).....	118
И.И. Никулин, О.Е. Ковальчук РАМАНОВСКАЯ СПЕКТРОСКОПИЯ ЖЕЛЕЗИСТЫХ МИНЕРАЛОВ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ДЖЕСПИЛИТОВ КУРСКОЙ МАГНИТНОЙ АНОМАЛИИ.....	120
Д.Д. Новгородова КОНЦЕПЦИИ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ В XVIII И XIX ВВ....	122

А.А. Носова, Л.В. Сазонова, Е.О. Дубинина, А.В. Каргин ОЛИВИН В КИМБЕРЛИТАХ: ОБЗОР СОВРЕМЕННЫХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ И НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕОХИМИИ И ИЗОТОПНОМ СОСТАВЕ КИСЛОРОДА ОЛИВИНА ИЗ КИМБЕРЛИТОВ АРХАНГЕЛЬСКОЙ ПРОВИНЦИИ.....	124
Ф.М. Нурмухаметов, М.П. Попов ПРЕПАРАЦИЯ КОЛЛЕКЦИОННЫХ ОБРАЗЦОВ В МУЗЕЯХ – ОСОБЕННОСТИ И ПЕРСПЕКТИВЫ.....	128
А.Д. Павлушин ПРИМЕНЕНИЕ НОМЕНКЛАТУРЫ ВЕРШИННЫХ ФОРМ СКЕЛЕТНЫХ КРИСТАЛЛОВ НА ПРИМЕРЕ ИНДИВИДОВ ГРОССУЛЯРА ИЗ ВИЛЮЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ АХТАРАНДИТА (ЯКУТИЯ).....	130
Р.С. Паламарчук, А.А. Черепков, С.Ю. Степанов, Д.А. Ханин ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА БЛЕКЛЫХ РУД ЛЕСТНИЧНЫХ КВАРЦЕВЫХ ЖИЛ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ БЕРЕЗОВСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (СРЕДНИЙ УРАЛ).....	133
И.Г. Печенкин ИСТОРИЯ СОЗДАНИЯ ВЫСТАВКИ ПРОМЫШЛЕННЫХ ТИПОВ РУД ВСЕРОССИЙСКОГО НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО ИНСТИТУТА МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ ИМ. Н.М. ФЕДОРОВСКОГО.....	135
О.Ю. Плотинская, И.А. Бакшеев, Е.А. Минервина РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЗЭ В ШЕЕЛИТЕ ЮБИЛЕЙНОГО Au-ПОРФИРОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (Ю. УРАЛ) ПО ДАННЫМ LA-ICP-MS.....	138
М.Ю. Поваренных ОНТОГЕНИЧЕСКОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОНЯТИЯ «МИНЕРАЛ» – ИНСТРУМЕНТ ДЛЯ ПОЛНОПРАВНОГО ОПИСАНИЯ И КЛАССИФИКАЦИИ НАРЯДУ С КРИСТАЛЛАМИ МИНЕРАЛОИДОВ И НАНОМИНЕРАЛОВ.....	140
М.Ю. Поваренных, Е.Н. Матвиенко, С.Ю. Янсон, А.А. Бурмистров, А.В. Кнотько ОПАЛЫ КАК СУПЕРТОНКОЗЕРНИСТЫЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ: НОВЫЕ ДАННЫЕ ОБ ИХ ВНУТРЕННЕМ СТРОЕНИИ.....	142
Ю.А. Поленов, В.Н. Огородников ОТКРЫТЫЕ ГОРНЫЕ ВЫРАБОТКИ – ПРИРОДНЫЕ КЛАДОВЫЕ ДЛЯ ОТБОРА СИСТЕМАТИЧЕСКИХ КОЛЛЕКЦИЙ МИНЕРАЛОВ И ГОРНЫХ ПОРОД	145
В.А. Попов О ФУНДАМЕНТАЛЬНОСТИ МИНЕРАЛОГИИ В ЕСТЕСТВОЗНАНИИ.....	147
М.П. Попов, Ю.В. Ерохин, В.В. Хиллер ВИСМУТОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ИЗУМРУДОНОСНЫХ СЛЮДИТАХ МАРИЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (СРЕДНИЙ УРАЛ).....	149
В.И. Попова, В.А. Попов МИНЕРАЛЫ, ВПЕРВЫЕ ОТКРЫТЫЕ В ИЛЬМЕНСКИХ, ГОРАХ И ВКЛАД ИЛЬМЕНСКИХ МИНЕРАЛОГОВ В СПИСОК НОВЫХ МИНЕРАЛОВ МИРА.....	151
Е.В. Путинцева, Е.Л. Соколова, Э.М. Спиридонов СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТАКИМБЕРЛИТОВ ЦЕОЛИТОВОЙ И ПРЕНИТ-ПУМПЕЛЛИИТОВОЙ ФАЦИЙ.....	153

Р.К. Расцветаева, К.А. Розенберг, С.М. Аксёнов МЕГАЭВДИАЛИТЫ – УНИКАЛЬНЫЕ ПРЕДСТАВИТЕЛИ МИНЕРАЛЬНОГО МИРА.....	156
А.А. Сидоров ОБ ИСПОЛЬЗОВАНИИ 3D-ФОТОГРАФИИ В ГЕОЛОГО- МИНЕРАЛОГИЧЕСКОМ МУЗЕЕ САМГТУ	159
А.Д. Слукин, Н.М. Боева, Е.А. Жегалло, Л.В. Зайцева ГИББСИТ: ГЕНЕТИЧЕСКОЕ РАЗНООБРАЗИЕ КРИСТАЛЛОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ СВОЙСТВ В ЛАТЕРИТНЫХ БОКСИТАХ.....	161
С.В. Соколов, Г.Н. Нечелюстов ОБОГАЩЁННЫЙ ГАФНИЕМ ЦИРКОН ИЗ ПЕГМАТИТОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОТБОЙНОЕ	163
В.А. Соляник, Л.Г. Кондрашова, А.А. Гульбина МУЗЕЙ ДВГИ. ПЕРВЫЙ ОПЫТ РАБОТЫ С СЕМЕЙНЫМИ ГРУППАМИ В РАМКАХ МЕЖМУЗЕЙНОГО ПРОЕКТА.....	165
Е.И. Сорока, Л.В. Леонова, А.Л. Анфимов, Д.А. Замятин, Н.С. Архиреева ФТОРАПАТИТ В СТЕНКАХ РАКОВИН ФОРАМИНИФЕР ИЗ УГЛЕРОДИСТО- КРЕМНИСТЫХ ПОРОД РУДОВМЕЩАЮЩЕЙ ТОЛЩИ САФЬЯНОВСКОГО МЕДНОКОЛЧЕДАННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (СРЕДНИЙ УРАЛ).....	167
Э.М. Спиридонов, Е.В. Путинцева, О.Б. Лавров ЛОМОНТИТ, ПРЕНИТ, ПУМПЕЛЛИИТ, КРОНШТЕДТИТ, ГИДРОАНДРАДИТ, КОРРЕНСИТ, ФЕРРОАКСИНИТ, ЛЕННИЛЕНАПЕИТ, РЕЕ-ЭПИДОТ В МЕТАБАЗИТАХ И МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ АГАТАХ ТРАППОВОЙ ФОРМАЦИИ ЛЮДИКОВИЯ СЕВЕРНОГО ПРИОНЕЖЬЯ, КАРЕЛИЯ.....	169
С.Ю. Степанов, И.Ю. Баданина, К.Н. Малич ПЛАТИНОИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ХРОМИТИТОВ КЛИНОПИРОКСЕНИТ-ДУНИТОВЫХ МАССИВОВ СРЕДНЕГО УРАЛА И СВЯЗАННЫХ С НИМИ РОССЫПЕЙ.....	172
Л.Б. Сушкин КОСМОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ и МЕТЕОРИТЫ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ	175
Т.И. Таранина, Е.А. Камендровская ЛЕМЕЗИТЫ ЮЖНОГО УРАЛА: ИСТОРИЯ ОТКРЫТИЯ.....	177
С.В. Титков, И.Д. Рябчиков, Р.М. Минеева, А.В. Сперанский, Н.Г. Зудин ФАНТАЗИЙНЫЕ ОКРАСКИ ПРИРОДНЫХ КРИСТАЛЛОВ АЛМАЗА, СВЯЗАННЫЕ С РАЗЛИЧНЫМИ ТИПАМИ ПЛАСТИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ.....	179
А.И. Тищенко «К МИНЕРАЛОГИИ КРЫМА...» – КРАТКИЙ ОБЗОР НОВЫХ ДАННЫХ РЕГИОНАЛЬНОЙ МИНЕРАЛОГИИ.....	181
Л.Г. Филимонова МАЛОРАЗМЕРНЫЕ ФОРМЫ СЕРЕБРА ЛЕЙКОКРАТОВЫХ ИНТРУЗИЙ ДУКАТСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ: К ВОПРОСАМ ПОСТУПЛЕНИЯ, ПЕРЕНОСА И ОТЛОЖЕНИЯ МЕТАЛЛОВ В МАГМАТОГЕННО-ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ СИСТЕМЕ.....	184

М.И. Филина, С.М. Аксенов, Н.В. Сорохтина, Л.Н. Когарко ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА И КРИСТАЛЛИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ВЫСОКОФТОРИСТОГО БАРИТОЛАМПРОФИЛЛИТА ИЗ ИНТРУЗИИ НИВА (КОЛЬСКИЙ П-ОВ).....	186
Д.А. Ханин, И.В. Пеков НОВЫЕ ДАННЫЕ О КАССЕДАННЕИТЕ	188
Г.К. Хачатрян ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ИНФОРМАТИВНОСТЬ СТРУКТУРНЫХ ПРИМЕСЕЙ АЗОТА И ВОДОРОДА В АЛМАЗЕ.....	190
С.А. Хубуня, В.С. Хубуня, А.П. Максимов НАУЧНЫЙ МУЗЕЙ ВУЛКАНОЛОГИИ – ИЗ ПРОШЛОГО В БУДУЩЕЕ.....	192
В.В. Черненко, В.В. Романова ИСТОРИЯ АТРИБУЦИИ МРАМОРНОЙ СТОЛЕШНИЦЫ ИЗ СОБРАНИЯ ПОЛИТЕХНИЧЕСКОГО МУЗЕЯ.....	193
А.А. Ширяев, В.Н. Реутский, С.В. Титков, Н.Н. Зудина, Ю.П. Солодова НЕОБЫЧНАЯ ПРИМЕСНАЯ И ИЗОТОПНАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ АЛМАЗОВ КУБИЧЕСКОГО ГАБИТУСА ИЗ РОССЫПЕЙ СЕВЕРНОЙ ЯКУТИИ: ПРИЛОЖЕНИЯ К МОДЕЛЯМ ФОРМИРОВАНИЯ.....	195
P.C. Dyson FRIENDS AND RELATIVES IN STONE REUNITED.....	197