

Часть 6. АКТУАЛЬНЫЕ МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

И. С. Перетяжко

*Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск
pgmigor@mail.ru*

Флюидно-магматические среды в процессах формирования гранитоидных пород: *P-V-T-X* свойства флюидов, данные изучения включений в минералах, петрологические следствия

Кристаллизация флюидонасыщенных гранитоидных расплавов сопровождается дегазацией и выделением флюидных сред, что создает благоприятные условия для захвата растущими фенокристаллами минералов сингенетичных расплавных (РВ) и флюидных (ФВ) включений. Интерпретация данных по термометрическим свойствам ФВ и РВ требует анализа *P-V-T-X* фазовых диаграмм растворов разных типов [Перетяжко, 2009]. Представим краткий обзор свойств нескольких водно-солевых флюидов, а также водно-силикатных жидких коллоидных сред, сосуществующих с гранитоидными расплавами разного состава.

Свойства водных флюидов при повышенных температурах и давлениях определяются коэффициентами растворимости входящих в их состав соединений и отсутствием или наличием критических явлений в насыщенных растворах. По этому признаку водные системы делятся на два типа [Равич, 1974; Валяшко, 1990]. Для водных растворов первого типа характерно непрерывное увеличение растворимости компонента (NaCl, KCl, H₃BO₃, CaCl₂, NaOH, KOH, KF, LiCl, CsCl, CsOH, MgCl₂, RbOH и др.) с повышением температуры. Во втором (или P-Q) типе систем растворимость соединений (силикатных минералов, NaF, LiF, Na₂CO₃, Na₂SO₄, K₂SO₄, Li₂SO₄ и др.) достигает минимальных значений в критической точке P, а вблизи критической точки Q – значительно повышается. Соленость растворов во ФВ рассчитывают по температуре плавления льда на эквивалентную концентрацию NaCl в системе NaCl–H₂O. Природные флюиды без газовых компонентов (CO₂, CH₄ и др.) чаще всего упрощают до системы первого типа (NaCl–H₂O, NaCl–KCl–H₂O, NaCl–KCl–CaCl₂+MgCl₂–H₂O, NaCl–H₃BO₃–H₂O). Свойства растворов P-Q типа обычно не учитывают при интерпретации данных по включениям, хотя такие соли как NaF, Na₂CO₃, Na₂SO₄, K₂SO₄ часто входят в состав магматических и гидротермальных флюидов.

В **растворах первого типа** поверхность растворимости компонента в координатах *P-T-X* сосуществует с областью жидко-паровой несмесимости. За пределами этой области находится гомогенный флюид. На каждой изоплете (изоконцентрате) раствора находится критическая точка, в которой плотности жидкой и паровой фаз равны. С ростом концентрации компонента эти точки смещаются в область высоких температур и давлений, образуя критическую кривую, которая не пересекается с поверхностью растворимости. Если в магматических процессах участвует водный раствор первого типа, то в равновесии с расплавом может находиться как гомоген-

ный флюид, так и жидко-паровая смесь двух флюидов. Включения, захваченные при P - T условиях за пределами области несмесимости из гомогенного флюида, в зависимости от его плотности, будут содержать жидкий или паровой (газовый) растворы в разных объемных соотношениях. Эти ФВ гомогенизируются в жидкую или газовую фазу. Захваченные в области жидко-паровой несмесимости ФВ содержат паровый или концентрированный растворы либо жидко-паровую смесь двух растворов (ФВ гетерогенного захвата). При охлаждении ФВ с раствором, содержащим, например, более 26.4 мас. % NaCl будет кристаллизоваться галит. До 800 °С растворимость хлоридов Na, K, Ca, Mg в паровом флюиде не превышает уровень насыщения этими компонентами жидкого раствора при 20–25 °С, и поэтому в первичных газовых ФВ не может быть кристаллов хлоридов. Присутствие таких кристаллов в газовых ФВ указывает на гетерогенный захват жидко-паровой смеси в области несмесимости. При понижении температуры в сингенетичных газовых и жидких ФВ значительно меняются содержания растворимого компонента, плотности жидкой и паровой фаз, их объемные соотношения. При охлаждении ФВ от температуры гомогенизации давление в газовых ФВ снижается медленнее, чем в жидких ФВ. Так, в интервале 500–650 °С величина ΔP для сосуществующих газовых и жидких ФВ с раствором NaCl в изотермических сечениях достигает 100–200 бар.

В водно-солевых системах второго типа растворимость соли снижается с повышением температуры и поверхность растворимости пересекает критическую кривую в точках P и Q [Равич, 1974; Валяшко, 1990]. Минимальная концентрация соли в растворах достигается в точке P вблизи критических параметров чистой воды (374.1 °С, 221 бар). Ниже температуры точки P газ или пар (V), жидкость (L) и кристаллическая соль (S) могут находиться в равновесиях V–L, V–L–S, V–S и L–S. Между точками P и Q существует гомогенный флюид – ненасыщенный либо насыщенный в равновесии с кристаллом соли. Плотность флюида в этой области постепенно возрастает при изотермическом повышении давления. Граница между паровым и жидким состоянием флюида устанавливается условно по параметрам за критической экстраполяции кривой кипения или критической изохоры чистой воды. В соответствии с этим между точками P и Q в паровом флюиде могут захватываться газовые ФВ (гомогенизация в газ), а в жидком – жидкие ФВ (гомогенизация в жидкость). Характерной особенностью систем второго типа является значительное повышение растворяющей способности флюида в интервале температур между точками P и Q с ростом давления. В большинстве изученных систем P–Q типа критическая кривая, идущая от критической точки воды, не является продолжением кривой, исходящей из критической точки соли. Вследствие этого метастабильные продолжения критических кривых от точек P и Q образуют на фазовой диаграмме метастабильную область расслаивания [Валяшко, 1990]. Метастабильное расслаивание часто переходит в стабильное при наличии во флюиде дополнительных компонентов. При температурах выше точки Q и высоких давлениях в равновесии могут находиться две жидкости и кристалл соли (L_1 – L_2 , L_1 – L_2 –S, L_1 –S, L_2 –S), а при низких давлениях – газ, жидкость и соль (V–L, V–L–S, V–S, L–S). Для жидкостей (L_1 или L_2) характерна высокая растворимость солевого компонента.

Водно-силикатные флюидные среды коллоидной природы могут существовать в широком диапазоне температур (250–800 °С) и давлений (50–2500 бар) [Peretyazhko et al., 2004; Перетяжко, 2012]. Предполагается, что они образуются за счет взаимодействия флюида (истинного раствора) с кристаллическими фазами и/или силикатным расплавом при последовательной полимеризации и гелировании раство-

ренных во флюиде форм кремнезема, глинозема и других компонентов, находящихся в коллоидном (дисперсном) состоянии.

Кварц входит в состав всех структурных разновидностей гранитов и гранитных пегматитов – от кварц-полевошпатовых зон магматической кристаллизации до крупных блоковых обособлений и кристаллов в друзовых комплексах из миарол. Наличие РВ силикатных расплавов во многих кварц-полевошпатовых комплексах гранитов и гранитных пегматитов не вызывает сомнений относительно их магматической природы. Неясен, однако, генезис крупных блоковых выделений кварца, чаще всего находящихся в центральных частях пегматитов, а также тел силикситов, нацело сложенных кварцем, объем которых достигает нескольких тысяч кубических метров. В блоковом кварце из пегматитов встречаются только ФВ. Зоны массивного кварца не имеют признаков осаждения из обогащенных кремнеземом растворов в надкритических условиях. Образование блоковых обособлений кварца на флюидно-магматической стадии требует большой массы циркулирующих водных растворов, поскольку концентрация кремнезема в них даже в сильно щелочных или кислых условиях обычно не превышает 1 мас. % SiO_2 . Об отсутствии значительных масс флюида в процессах пегматитообразования свидетельствуют геологические наблюдения. Обычно гранитные пегматиты или граниты с кварцевыми ядрами не имеют больших ореолов гидратированных пород. Подобные кварцевые выделения описаны нами во многих гранитных массивах, например, в Монголии и Казахстане. Имеются также характерные особенности блоковых выделений кварца, которые не согласуются с представлениями о его кристаллизации из расплава. Во многих пегматитах идиоморфные кристаллы КПШ, турмалина и других минералов вырастают в массивный кварц. В некоторых случаях среди блокового кварца находятся кристаллы других минералов, которые были подвержены механическим деформациям (изогнуты или сломаны со смещением). Все это свидетельствует о формировании блокового кварца после кристаллизации первично-магматических минералов гранитных пегматитов. Очевидно, что при *P-T* условиях кристаллизации пегматитов ($< 700\text{--}800\text{ }^\circ\text{C}$ и $< 5\text{--}7$ кбар) ожидать появления расплава чистого кремнезема даже в присутствии флюида не приходится. Для существования такого расплава в «сухих» системах необходима температура выше $1300\text{ }^\circ\text{C}$. Все это свидетельствует о том, что формирование блокового кварца среди гранитов, пегматитов, а также в телах силикситов происходило из обособлений силикагеля.

Одним из характерных компонентов флюидов при кристаллизации гранитных пегматитов является борная кислота, содержание которой достигает 27–30 мас. % при средних значениях 8–12 мас. % [Перетяжко и др., 2000; Перетяжко, 2012]. Растворимость H_3BO_3 увеличивается с ростом температуры, и ее водные растворы относятся к первому типу флюидов [Перетяжко, 2009]. Если при *P-T* параметрах кристаллизации пегматитов магматические борнокислые флюиды попадают в область жидко-паровой несмесимости, то при одних и тех же условиях будут сосуществовать фазы жидкого (концентрированного в отношении H_3BO_3) и низкоплотного парового флюидов. Каждый из этих флюидов может формировать крупные обособленные пузыри в пегматитовой магме или пузыри, в которых захватывались смеси флюидных фаз (как в ФВ гетерогенного захвата). В процессе длительного взаимодействия в магматическом очаге флюидных пузырей и расплава могли также формироваться крупные обособления силикагелей разного состава. После внедрения во вмещающие породы гетерогенной (как в отношении флюидных сред, так и расплавов)

пегматитовой магмы на месте таких обособлений образуются миаролы, содержащие разнообразные минеральные комплексы.

Во многих минералах из околомароловых комплексов и миарол гранитных пегматитов встречаются ФВ с нерастворимыми при нагревании дочерними кристаллами, что свидетельствует о принадлежности растворов во включениях к системе P-Q типа. Наличие в пегматитовой магме крупных флюидных обособлений с разным объемным соотношением силикагелей сложного состава, борнокислых флюидов и флюидов P-Q типа объясняет многообразие миарол в гранитных пегматитах – от «пустых» с небольшим наполнением и ограниченным набором минералов до почти нацело заполненных минеральными комплексами. Условия минералообразования в миаролах (природных автоклавах) существенно различались по давлению, плотности и составу системы, поскольку в них находились разные флюидные среды. Большая разница флюидного давления (десятки и сотни бар) в относительно близко (десятки сантиметров, первые метры) расположенных друг от друга миаролах увеличивала вероятность их разгерметизации и часто приводила к вскрытию и дроблению кристаллосырья [Загорский и др., 1999; Перетяжко, 2012].

Экспериментальные данные [Перетяжко и др., 2010] позволяют предположить, что в природных флюидах с высокими концентрациями бора и фтора вероятны проявления жидкостной несмесимости с разделением флюида на существенно борную (первый тип) и фторную (P-Q тип) концентрированные жидкости, а в окрестностях критической точки воды могли стабильно сосуществовать две жидкости и пар. В концентрированных B-F-содержащих флюидах при 800 °С образуются водно-силикатные вязкие жидкости. Коллоидное состояние таких жидкостей способствует экстракции многих редких элементов из окружающего их флюида и/или расплава. Преобразование водно-силикатных жидкостей при охлаждении и их последующая кристаллизация приводит к выделению флюида (истинного раствора), обогащенного редкими элементами. Реликты флюидных сред с растворимыми B-F-содержащими комплексными соединениями, а также водно-силикатных жидкостей коллоидной природы обнаружены в миароловых гранитных пегматитах и редкометальных гранитах разных регионов мира [Перетяжко и др., 2010; Перетяжко, 2012].

В гранитных пегматитах друзовые минеральные комплексы в миаролах и первично-магматические комплексы с широкими вариациями минерального состава и часто невыдержанным соотношением минералов (турмалина, лепидолита, петалита или сподумена, иногда – поллуцита, топаза, апатита, флюорита, танталониобатов и др.) предположительно формировались из водно-силикатных жидкостей (гелей) сложного состава [Peretyazhko et al., 2004; Перетяжко, 2012]. При изучении риолитов дзунбаинской свиты (K₁) в Нилгинской депрессии (Центральная Монголия) обнаружены и детально изучены многочисленные реликты гелеподобных силикатных и силикатно-железистых сред с широкими вариациями состава в интерстициях минералов матрикса пород и во включениях из фенокристаллов кварца и санидина [Перетяжко и др., 2014].

Магматические NaF-содержащие существенно газовые флюиды P-Q типа были диагностированы во ФВ из фенокристаллов кварца и топаза онгонитов массива Ары-Булак (Восточное Забайкалье) [Перетяжко, 2009; Перетяжко, Савина, 2010]. Присутствие таких ФВ является признаком низкобарических условий кристаллизации пород. С учетом особенностей фазовой диаграммы системы второго типа (NaF–H₂O), а также данных термометрии ФВ и РВ определено флюидное давление для темпера-

турного интервала кристаллизации онгонитового расплава (600–750 °С), которое составляет 400–800 бар. Оценки флюидного давления по системе первого типа (NaCl–H₂O) для этих же ФВ дают почти в два раза более высокие значения давления флюида.

Таким образом, для корректных оценок условий кристаллизации пород по данным изучения ФВ и РВ необходимо анализировать *P-T-V-X* свойства флюидных сред разных типов. Необоснованное отнесение растворов Р-Q типа, например, к хлоридной системе первого типа приводит к значительному завышению величины флюидного давления. Следует учитывать многокомпонентный состав водных систем, к которым относится большинство природных флюидов, вариации температурного коэффициента растворимости компонентов в зависимости от их концентраций и *P-T* условий. Яркий тому пример, описанное вскипание флюида в афировой зоне массива онгонитов Ары-Булак, вызванное сменой типа флюида (переход от Р-Q к первому типу) за счет изменения его состава в результате взаимодействия с остаточным расплавом, кристаллическими фазами и фторидно-кальциевым стеклом [Перетяжко, Савина, 2010]. При интерпретации данных по включениям в минералах гранитоидных пород (гранитных пегматитов, редкометалльных гранитоидов, кислых вулканитов) необходимо также принимать во внимание возможное образование водно-силикатных жидкостей коллоидной природы с широкими вариациями состава в широком диапазоне *P-T* условий.

Литература

- Валяшко В. М. Фазовые равновесия и свойства гидротермальных систем. М.: Наука, 1990. 270 с.
- Равич М. И. Водно-солевые системы при повышенных температурах и давлениях. М.: Наука, 1974. 150 с.
- Загорский В. Е., Перетяжко И. С., Шмакин Б. М. Миароловые пегматиты (Гранитные пегматиты. Т. 3). Новосибирск: Наука, 1999. 488 с.
- Перетяжко И. С. Включения магматических флюидов: *P-V-T-X* свойства водно-солевых растворов разных типов, петрологические следствия // Петрология. 2009. Т. 17. № 2. С. 197–221.
- Перетяжко И. С. Миароловые гранитные пегматиты. Процессы образования минерализованных полостей, особенности минералогии, геохимии и внутреннего строения. LAP LAMBERT Academic Publishing. 2012. 421 с.
- Перетяжко И. С., Прокофьев В. Ю., Загорский В. Е., Смирнов С. З. Борные кислоты в процессах пегматитового и гидротермального минералообразования: петрологические следствия открытия сассолина (H₃BO₃) во флюидных включениях // Петрология. 2000. Т. 8. № 3. С. 241–266.
- Перетяжко И. С., Савина Е. А. Флюидно-магматические процессы при образовании пород массива онгонитов Ары-Булак (Восточное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 10. С. 1423–1442.
- Перетяжко И. С., Смирнов С. З., Котельников А. Р., Котельникова З. А. Экспериментальное изучение системы H₃BO₃–NaF–SiO₂–H₂O при 350–800 °С и 1–2 кбар методом синтетических флюидных включений // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 4. С. 450–472.
- Перетяжко И. С., Савина Е. А., Карманов Н. С., Павлова Л. А. Силикатно-железистые флюидные среды в риолитовой магме: данные изучения риолитов Нилгинской депрессии в Центральной Монголии // Петрология. 2014. Т. 22. № 3. С. 287–326.
- Peretyazhko I. S., Smirnov S. Z., Thomas V. G., Zagorsky V. Ye. Gels and melt-like gels in high-temperature endogeneous formation // Proceedings of the IAGOD Conference. Vladivostok, 2004. P. 306–309.

Ю. А. Поленов, В. Н. Огородников, А. Н. Савичев
Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург
polenov_yu@mail.ru

Какой жильный кварц относится к гранулированному типу?

В последнее время появилось большое количество статей и диссертаций, рассматривающих жильный кварц Кыштымского месторождения как однотипный гранулированный, как-то упуская из виду, что на месторождении имеется несколько генетических типов жильного кварца, большую часть из которых нельзя называть гранулированным.

Зернистая разновидность жильного кварца, получившая название гранулированного, стала известна благодаря работам С. Ф. Адамса, Г. Н. Вертушкова [1980] и его учеников [Емлин и др., 1988]. В течение четверти века после ее описания и выделения в качестве самостоятельной жильной породы она имела чисто минералогическое значение. И лишь начиная с 1958 г., гранулированный кварц приобрел известность как заменитель дефицитного горного хрусталя при получении прозрачного плавленного кварцевого стекла. За прошедшее время проделана большая по объему, разнообразная по характеру и плодотворная по результатам работа по исследованию гранулированного кварца. Однако до сих пор многие вопросы, касающиеся геологического строения месторождений, условий образования и закономерностей размещения жил гранулированного кварца, недостаточно исследованы. Ученики Г. Н. Вертушкова рассматривают образование любого мелкозернистого жильного кварца как тектонит, образовавшийся в результате механической деформации при метаморфизме. «Гранулированный кварц – это агрегат гранобластовой структуры, слагающий часто будинированные и согласные, реже секущие жилы, претерпевшие термодинамометаморфизм совместно с вмещающими породами» [Емлин и др., 1988].

Изучение закономерностей пространственного распределения кварцевых жил (кварцеметрическая съемка), располагающихся вокруг гранитных массивов в пределах гнейсово-мигматитовых комплексов и их ближайшего окружения, позволило выделить три генетических семейства, а среди них две главных группы, которые можно рассматривать как самостоятельные жильные формации с определенной геологической позицией: А – формация первично-кристаллизованного кварца и Б – формация рекристаллизованного гранулированного кварца [Вертушков, 1980].

Кварц формации Б, относимый к гранулированному кварцу, характеризуется вторичными структурами рекристаллизации и перекристаллизации, возникающими в процессе метаморфических преобразований первичного жильного кварца. По размерам, по форме гранул и по степени однородности гранулированный кварц подразделяется на две большие пространственно разобщенные группы: однородный гранулированный кварц субформации Б-II (кыштымский тип) и неоднородный тонкозернистый гранулированный кварц субформации Б-I (уфалейский тип) [Вертушков, 1980]. В эту же совокупность отнесен и микрогранулированный кварц (первое семейство), широко развитый в метаморфических породах допалеозойского возраста. При этом предусматривается одинаковый механизм образования жил гранулированного кварца.

Наши исследования [Огородников и др., 2007; Поленов, 2008] подтвердили наличие разнородных разновидностей кварца и позволили найти этому онтогени-

ческие и генетические объяснения. Нами выделен жильный кварц метаморфической дифференциации, слюдяногорский, уфалейский, кыштымский и егустинский, каждый из которых образовался по-своему.

Прожилки *метаморфической дифференциации* являются результатом процессов регионального метаморфизма от гранулитовой до эпидот-амфиболитовой фации, который наиболее интенсивно и мощно на площади Уфалейского рудного поля проявился в докембрии, в карельскую эпоху тектоно-магматической активизации. В это же время формируются тела высокотемпературных гиганто-мигматитов, сложенных K-Na полевыми шпатами, и анортоклазитами. Кварцевые прожилки имеют гранобластовую структуру.

Слюдяногорский тип является результатом собирательной перекристаллизации с укрупнением зерна ранних прожилков метаморфической дифференциации. Представлен в Слюдяногорской шовной зоне, заложенной в рифее при рифтогенезе (гренильская эпоха складчатости), которая сопровождалась изоклинальной складчатостью и приразломным высокотемпературным метаморфизмом. «К перекристаллизации целесообразно относить изменение формы и величины кристаллов, всесторонне соприкасающихся с другими кристаллами, без привноса-выноса вещества из рассматриваемого объема и без изменения минерального состава системы» [Попов, 2011]. «Весьма существенно, что все индивиды (кристаллы) при перекристаллизации стремятся к изометричной форме. Изометризованные индивиды представляют собой «полиэдры», ограниченные поверхностями, в общем случае не совпадающие с кристаллографическими формами. Полиэдры перекристаллизации всегда изометричны, независимо от типа структуры минерала» [Руденко, 1985; Попов, 2011]. В результате перекристаллизации образуется гранобластовый кварц слюдяногорского типа. Тела анортоклазовых гиганто-мигматитов подвергаются смятию в складки и процессам будинажа. В это же время в них появляются крупные кристаллы иттрийсодержащего эпидота [Лутц, Минеев, 1967; Огородников и др., 2007; Поленов, 2008].

Жильный кварц *уфалейского типа* приурочен к Слюдяногорской шовной зоне и его метасоматический генезис связан с альбититами и ураноносными щелочными карбонатитами докембрийского возраста (байкальская эпоха складчатости). Наиболее характерной структурной особенностью этого кварца является полигенный характер образования. Как следствие, появляется неоднородное строение агрегата, сформированного под влиянием нескольких этапов геологического развития Уфалейского рудного поля (венд-палеозой), выраженное в присутствии нескольких групп гранул: тонко-мелкозернистых участков исходных индивидов метасоматических тел замещения и новообразованных метаморфогенных, средне-крупнозернистых гранул, являющихся результатом процессов перекристаллизации. В результате появляется «неоднородно-гранулированный кварц Б-I типа». Для данного типа вторично-зернистого кварца нельзя применять термин гранулированный, т. к. механизм образования зерен первоначально метасоматический (гранобластовая структура) и далее метаморфогенный с образованием отдельных зерен перекристаллизации, порфиробласт на фоне мелкозернистой основной массы. Данную структуру целесообразно называть грануломорфной.

Только к жильному кварцу, слагающему тела *кыштымского типа*, применим термин «гранулированный кварц». Кварц этого типа является продуктом рекристаллизации деформированного первично-гигантозернистого стекловидного кварца из жил выполнения палеозойской ранней стадии коллизии под воздействием процессов высокотемпературного дислокационного метаморфизма в стадию поздней коллизии.

Основными процессами, приводящими к образованию кварца кыштымского типа, являются деформация и рекристаллизация крупно-гигантозернистого кварца из жил выполнения. Рекристаллизация – это образование (грануляция) более мелких индивидов за счет крупных. Грануляция кварца обусловлена наличием градиента температуры, избыточного тектонического напряжения и инициирована его полиморфным α - β превращением с образованием полигональной системы усачочных трещин, аналогичной «сотовому» кварцу камерных пегматитов. Равномернозернистость гранулированного кварца кыштымского типа обусловлена полиморфным α - β преобразованием первичного жильного кварца. С 1959 по 1980 гг. на Кыштымском месторождении отработаны практически все наиболее крупные жилы гранулированного кварца и к концу 80-х годов прошлого столетия этот тип полезного ископаемого перестал быть объектом промышленной эксплуатации [Белковский, 2011].

Термин «грануляция» не является синонимом «дробления» или «блокования» [Григорьев, Жабин, 1975]. К сожалению, основное внимание учеников школы Г. Н. Вертушкова было направлено как раз на деформационные структуры в качестве механизма грануляции, поэтому катакластические структуры разлистования, дробления и постепенное превращение стекловидного кварца в молочно-белый было объявлено грануляцией. Отсюда же появился термин фрагментарно-гранулированный для частично деформированных кварцевых жил, хотя правильнее эти жилы и структуры называть катакластическими.

Микро-тонкозернистый кварц *егустинского типа* относится к среднетемпературному метасоматическому кварцу, который развивается по всем разновидностям кварца грануломорфного уфалейского и гранулированного кыштымского типов. Этот тип генетически связан с развитием поздних редкометалльных и редкоземельных карбонатитовых метасоматитов среди амфиболитов, так называемых «нельсонитов»: ильменорутил-титанит-апатитовых, флогопит-апатитовых, амфибол-апатитовых, апатитовых и других [Свяжин, Левин, 1965; Белковский, 2011]. Высокая фтористость растворов привела к очищению зерен кварца от включений и образованию особо чистого кварца. Структура этого типа кварца является микро-тонкозернистой, гранобластовой.

В заключении подчеркнем, что термин «гранулированный кварц» применим только к жильному кварцу кыштымского типа. Этот тип кварца возник в процессе высокотемпературного метаморфизма первично прозрачного или замутненного крупно- и гигантозернистого жильного кварца. Причиной грануляции жильного кварца являются напряжения, возникающие в кварцевом материале при α - β переходе в результате сокращения объема жильной массы, приведшие к равномерной грануляции первичного кварца, и катаклаз, ориентированное и гидростатическое сжатие [Вертушков и др., 1980; Поленов, 2008]. Вновь образованный кварцевый агрегат в последующие стадии формирования претерпел собирательную перекристаллизацию с образованием полиэдров изометричной формы [Огородников и др., 2007; Поленов, 2008].

Литература

Белковский А. И. Геология и минералогия кварцевых жил Кыштымского месторождения. Миасс: ИМин УрО РАН, 2011. 233 с.

Вертушков Г. Н. Геология метаморфогенных месторождений гранулированного кварца // Геология метаморфических комплексов. Межвузовский научный тематический сборник. Свердловск, 1980. Вып. 8. С. 3–23.

- Григорьев Д. П., Жабин А. Г.* Онтогенез минералов. М.: Наука, 1975. 339 с.
- Емлин Э. Ф., Синкевич Г. А., Якишин В. И.* Жильный кварц Урала в науке и технике. Свердловск: Ср.-Ур. книжное изд-во, 1988. 270 с.
- Лутц Б. Г., Минеев Д. А.* Парагенетический анализ, геохимия и минералогия метаморфических пород Уфалейского массива на Урале // Редкие элементы в породах различных метаморфических фаций. М.: Наука, 1967. С. 59–104.
- Огородников В. Н., Сазонов В. Н., Поленов Ю. А.* Минерагения шовных зон Урала. Ч. 3. Уфалейский гнейсово-амфиболитовый комплекс (Южный Урал). Екатеринбург: ИГТ УрО РАН – УГГУ, 2007. 187 с.
- Поленов Ю. А.* Эндогенные кварцево-жильные образования Урала. Екатеринбург: УГГУ, 2008. 270 с.
- Попов В. А.* Практическая генетическая минералогия. Екатеринбург: УрО РАН, 2011. 167 с.
- Руденко С. А.* Процессы перекристаллизации и их место в лито- и рудогенезе // Проблемы лито- и рудогенеза. Зап. ЛГИ, 1985. Т. 104. С. 9–19.
- Свяжин Н. В., Левин В. Я.* Нельсонит из района г. Кыштыма на Урале // Минералы рудных месторождений и пегматитов Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1965. Вып. 70. С. 91–96.

В. Н. Огородников, Ю. А. Поленов, А. Н. Савичев
Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург
igg.gl@m.ursmu.ru

Пегматиты, карбонатиты и кварцевые жилы докембрия Уфалейского метаморфического комплекса, Южный Урал

Уфалейский метаморфический комплекс на восточной окраине Восточно-Европейской платформы претерпел карельскую эпоху складчатости, сопровождающуюся ареальным региональным метаморфизмом гранулитовой и амфиболитовой фаций, реликты которого сохраняются в амфиболитах и плагиогнейсах уфалейской свиты [Огородников и др., 2007].

Амфиболиты по химическому составу соответствуют толеитовым базальтам и включают тела метаультрамафитов (клинопироксенитов) и метабазитов (габбро-амфиболитов). Иногда по ним развиваются эклогиты и эклогитоподобные породы. Этап метаморфизма сопровождается процессами ультраметаморфизма с появлением палингенно-метасоматических протяженных тел гиганто-мигматитов, сложенных высокотемпературными К-На-полевыми шпатами (анортоклазом). Аналогичные образования картируются в Карелии и на Кольском полуострове. В плагиогнейсах наблюдается образование кварцевых прожилков метаморфической дифференциации, сложенных мелкозернистым гранобластовым кварцем.

Определяющую роль в формировании современной структуры литосферы северной и восточной окраин Восточно-Европейской платформы сыграло заложение в рифее крупных систем палеорифтов. Мантийный магматизм активизировался в начале рифея и продолжился в венде, когда при минимальных степенях частичного плавления и максимальной глубине мантийных источников формировались щелочные карбонатно-силикатные магмы, взаимодействие которых с деплетированным

веществом литосферной мантии привело к формированию обогащенных мантийных резервуаров.

Среднерифейское (юрматинское) время знаменуется заложением новой рифтогенной структуры к востоку от раннерифейских отложений, что, по-видимому, связано со смещением к востоку мантийного диапира [Пучков, 2000; Огородников и др., 2007].

С процессами подъема геоизотерм и внедрения базальтовой магмы в нижние горизонты рифтовой призмы вулканогенно-осадочных пород и ее последующей дифференциацией в зоне Зюраткульского разлома связывается образование расслоенных титаноносных габброидов массивов Кусинско-Копанской группы. Со стратифицированными габбровыми, габбро-диабазовыми и ультрабазит-габбровыми массивами связано титано-магнетитовое, хромитовое, хромит-платиноидное и редкометальное оруденение.

В нижнепротерозойских амфиболитово-гнейсовых блоках (Тараташский, Александровский, Уфалейский) вновь проявился региональный метаморфизм амфиболитовой фации в условиях высокого давления с образованием толщ кианит-содержащих гнейсов, который сопровождался изоклиальной складчатостью, смятием и будинажем ранее образованных гиганто-мигматитов и анортоклазовых гранитоидов. В крупных кристаллах анортоклаза проявляется «лунная» иризация. В крупных будинах анортоклаза развиты гигантские кристаллы (20–70 см) иттрийсодержащего эпидота, что позволяет говорить о редкоземельных пегматитах. Возраст анортоклаза и биотита 1100–1215 млн лет [Овчинников, 1963], циркона из гнейсов – 990–1180 млн лет [Краснобаев, 1986], иттроэпидота – 1100–1200 млн лет [Минеев, 1959]. Специфической особенностью данных редкоземельных пегматитов является химический состав иттрийсодержащего эпидота [Лутц, Минеев, 1967; Огородников и др., 2007; Попов, Колисниченко, 2012] с присутствием U_3O_8 0.10–0.42 мас. % при невысоком содержании урана и тория во вмещающих плагиогнейсах (Th 0.00064 мас. %, U 0.00016 мас. %) и анортоклазовых пегматоидных телах (Th 0.00008–0.000082 мас. %; U 0.00002–0.00006 мас. %). Анортоклазиты содержат повышенное количество (в 10^{-4} мас. %): Be 20.2–21.8; Sr 597.1–675.6; P 56.4–160.4; B 19.4–12.8.

Кварцевые прожилки метаморфической дифференциации в это время подвергаются деформации при тектонических воздействиях на метаморфические породы и сминаются в изоклиальные складки, испытывают перекристаллизацию с укрупнением зерен кварца. Высокобарический характер дислокационного метаморфизма доказывает появление крупных кристаллов кианита в жилах перекристаллизации. Считаем целесообразным выделить самостоятельный слюдяногорский тип, а в качестве генотипа представить жилы 170 и 56.

В кадомское время (620–540 млн лет назад) продолжающееся расширение (следствие растяжения), связанное с глубинными подкоровыми процессами, вызвало утонение и последующий разрыв континентальной коры, что привело к формированию рифтовой структуры щелевого типа. В осевом трого наблюдается развитие коры океанического типа с офиолитовыми ассоциациями – максютовская, куштумгинская, куртинская, сайтовская, светлинская и другие свиты [Огородников и др., 2007]. Активизация шовных зон сопровождается прогрессивным региональным метаморфизмом. Привлекает внимание отсутствие во всех регионах каких-либо интрузивных пород, с которыми можно было бы связывать появление щелочных полевошпатовых метасоматитов, альбититов и карбонатитов.

По данным U-Pb метода [Краснобаев, Давыдов, 2000] возраст метаморфизма ильменогорской толщи, параллелизуемой с уфалейской свитой, 643 ± 46 и 576 ± 65 млн лет для шумихинской толщи, а по Sm-Nd изотопным данным возраст становления ультрабазитов, альбититов и карбонатитов Бульдымского массива составляет 602 ± 24 млн лет [Недосекова, Белоусова, 2009], возраст альбититов и карбонатитов Уфалейского комплекса – 525 ± 11 млн лет [Огородников и др., 2007]. Изотопный состав (Sr, Nd, С, О) карбонатных жил Уфалейского комплекса свидетельствует о связи их с глубинным источником, по своим изотопным параметрам близким мантийному резервуару EM1, характерному для рифтовых зон древних щитов [Недосекова и др., 2005].

Альбититы секут аноклазовые пегматиты, кварцевые жилы перекристаллизации (сланцевогорский тип) и кристаллы иттрийсодержащего эпидота средне-рифейского возраста. С образованием альбититов связано появление ураноносных, иттриевых минералов – фергюссонита, пирохлора и Y-колумбита. Фергюссонит образует сплошные выделения изометричной формы размером 2–5 см с включениями Y-колумбита, ферсмита, Y-танталита [Огородников и др., 2007]. На фронте альбититизации появляются карбонатиты, первоначально высокотемпературные кальцитовые, которые сменяются кальцит-флогопит-магнетитовыми с образованием флогопитовых и магнетитовых залежей. Химический состав фергюссонита близок к теоретическому составу [Минеев, 1959]. Нами установлены примеси U (1.64 мас. %), Th (0.012 мас. %) и Zr (0.31 мас. %), возможно относящиеся к минеральным примесям в виде циркона, уранинита, колумбита и других минералов, которые установлены рентгеноструктурным анализом в метамиктной массе фергюссонита.

Вслед за карбонатизацией развивается интенсивное окварцевание с образованием протяженных тел метасоматического мелкозернистого кварца, который замещает как альбититы, так и карбонатиты, образуя протяженные тела, сложенные кварцем уфалейского типа (жилы 175, 179, Беркутинская, 2136 и др.).

Дальнейшее развитие щелочного процесса сопровождалось перекристаллизацией ранних карбонатных метасоматитов с образованием кальцит-доломитовых и анкеритовых разностей, сопровождаемых кристаллизацией крупных кристаллов ильменорутила, рутила, титанита, магнетита, апатита и редкоземельных минералов – пирохлора, Y-колумбита, радиально-лучистого циркона, ксенотима и новообразованного иттроэпидота, имеющего зональное строение. Данный процесс протекает во фторотипной среде, о чем свидетельствует образование своеобразных метасоматитов – нельсонитов с широким развитием апатита во вмещающих щелочных метасоматитах. Фторотипные растворы, промывая кварц уфалейского типа, очищают его от примесей, формируя тонкозернистый, «льдиный» метасоматический кварц егустинского типа (жилы 191, 192, 413, 414 и др.). На Кузнечихинском месторождении объем кварцевых жил, сложенных егустинским кварцем, составляет до 80 %, что делает эти жилы более привлекательными в практическом отношении.

Появление и развитие мусковитовых и хрусталеносных пегматитов, кварцевых жил выполнения, по которым развивается «гранулированный» кварц кыштымского типа, стекловидного пугачевского и щербаковского типов, относится уже к палеозойскому этапу (ранней и поздней коллизии) развития Уральского орогена и связано с активной геологической жизнью Главного Уральского разлома, что детально рассмотрено в работе Ю. А. Поленова с соавторами в данном сборнике.

Литература

- Краснобаев А. А.* Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986. 156 с.
- Краснобаев А. А., Давыдов В. А.* Возраст и происхождение Ильменогорской толщи по данным цирконологии (Ильменские горы, Ю. Урал) // Доклады Академии наук. 2000. Т. 372. № 1. С. 89–94.
- Лутц Б. Г., Минеев Д. А.* Парагенетический анализ, геохимия и минералогия метаморфических пород Уфалейского массива на Урале // В кн.: Редкие элементы в породах различных метаморфических фаций. М.: Наука, 1967. С. 59–104.
- Минеев Д. А.* Редкоземельный эпидот из пегматитов Среднего Урала // Доклады Академии наук СССР. 1959. Т. 127. № 4. С. 865–868.
- Недосекова И. Л., Белоусова Е. А.* Геохронология и изотопная геохимия Ильмено-Вишневогорского комплекса в свете новых Sm-Nd, Rb-Sr, U-Pb, Lu-Hf изотопных данных (Урал) // Петрогенезис и рудообразование. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. С. 274–277.
- Недосекова И. Л., Прибавкин С. В., Пушкарев Е. В.* Sr-Nd-C-O изотопные данные и геохимия карбонатитов Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса и Куртинской зоны (Ю. Урал) // Ежегодник–2004. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. С. 198–206.
- Овчинников Л. Н.* Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала // В кн.: Гранитные формации. Щелочные комплексы. Метаморфизм. Методы исследования и эксперимент. Свердловск: УФАН СССР, 1963. Т. 1. С. 57–83.
- Огородников В. Н., Сазонов В. Н., Поленов Ю. А.* Минерагения шовных зон Урала. Ч. 3. Уфалейский гнейсово-амфиболитовый комплекс (Южный Урал). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН – УГГУ, 2007. 187 с.
- Попов В. А., Колисниченко С. В.* О нашумевшем уральском «иттроэпидоте» из Слюдорудника // Тринадцатые Всероссийские научные чтения памяти ильменского минералога В. О. Полякова. Миасс: ИМин УрО РАН, 2012. С. 18–23.
- Пучков В. Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.

А. Г. Николаев, А. И. Бахтин
Институт геологии и нефтегазовых технологий
Казанского федерального университета, г. Казань
anatolij-nikolaev@yandex.ru

Кристаллохимические особенности хромитов из офиолитовых комплексов Урала

Введение. Хромиты являются единственным промышленным источником хрома, а также одними из распространенных типоморфных минералов ультраосновных пород офиолитовых комплексов и кимберлитов. По кристаллохимическим особенностям хромитов можно судить о генезисе хромитовых руд и ультраосновных пород в целом [Магматические..., 1988].

В работе приводятся результаты исследования методами оптической спектроскопии образцов хромитов из рудопоявлений и месторождений хромитовых руд Войкаро-Сынинского и Рай-Изского массивов, сложенных ультрабазитами офиолитового комплекса Полярного Урала. Всего было изучено 52 образца. Препараты для записи спектров изготавливались в виде полированных петрографических шлифов толщиной 0.01–0.04 мм и на просвет имели красно-бурую окраску. Спектры погло-

щения записывались на спектрометрической установке, собранной на базе микроскопа МИН-8, в диапазоне длин волн 400–800 нм, а также на спектрофотометре Hitachi-330 в области 400–2500 нм. Спектры поглощения хромшпинелидов из ультрабазитов офиолитовых комплексов в литературе до сих пор остаются неопубликованными, ранее исследовались лишь хромшпинелиды из глубинных ксенолитов кимберлитовой формации [Мацюк, Зинчук, 2001].

Экспериментальные результаты и их обсуждение. В оптических спектрах исследованных образцов на длинноволновом крыле ультрафиолетового поглощения, протягивающегося через всю видимую область спектра и связанного с поглощением переноса заряда $O^{2-} \rightarrow Fe^{3+}$, Fe^{2+} , отмечаются полосы поглощения 420, 480, 570, 620, 685, 750, 950, 1200, 1300 и 2100 нм. По характеру и положению в спектре широкие полосы 420 и 570 нм отвечают спин-разрешенным электронным переходам соответственно ${}^4A_{2g}({}^4F) \rightarrow {}^4T_{1g}({}^4F)$, ${}^4A_{2g}({}^4F) \rightarrow {}^4T_{2g}({}^4F)$ в октаэдрически координированных ионах Cr^{3+} [Платонов, 1976; Бахтин, 1985; Свиридов и др., 1976; Мацюк, Зинчук, 2001]. Узкая полоса 685 нм отвечает спин-запрещенному переходу ${}^4A_{2g}({}^4F) \rightarrow {}^2E({}^2G)$ в ионах Cr^{3+}_{VI} . Полоса 750 нм может быть связана с переходом ${}^3T_1({}^3F) \rightarrow {}^3T_1({}^3P)$ в ионах Ni^{2+} в тетраэдрах. Интенсивная широкая полоса поглощения 2100 нм обусловлена переходом ${}^5E({}^5D) \rightarrow {}^5T_2({}^5D)$ в ионах Fe^{2+} в тетраэдрах. Поскольку энергия этого перехода составляет 10 Dq, то сила кристаллического поля в тетраэдрических позициях ионов Fe^{2+} в структуре хромита составляет $Dq = 476 \text{ см}^{-1}$.

В спектре хромита имеются слабые широкие полосы поглощения 950 и 1200 нм, которые по своему характеру и положению отвечают ионам Fe^{2+} в октаэдрах в других минералах [Бахтин, 1985]. Для проверки этого предположения рассчитаем их положение, исходя из экспериментального факта, что $Dq(Fe^{2+}_{IV}) = 476 \text{ см}^{-1}$ в хромите. В октаэдрах величина $Dq(Fe^{2+}_{VI}) = 9/4 Dq(Fe^{2+}_{IV})$. Подставляя сюда значение $Dq(Fe^{2+}_{IV}) = 476 \text{ см}^{-1}$, получим $Dq(Fe^{2+}_{VI}) = 1071 \text{ см}^{-1}$. Это значение необходимо скорректировать путем умножения на величину отношения $(0.192)^5/(0.196)^5 = 0.90$, учитывающего разные расстояния металл-лиганд в тетраэдрах (0.192 нм) и октаэдрах (0.196 нм) в структуре шпинели. Окончательно получаем $Dq(Fe^{2+}_{VI}) = 1071 \times 0.90 = 964 \text{ см}^{-1}$. Отсюда энергия перехода ${}^5T_2({}^5D) \rightarrow {}^5E({}^5D)$ в ионах Fe^{2+}_{VI} , составляющая 10 Dq, равна 9640 см^{-1} . Уровень ${}^5E({}^5D)$ ионов Fe^{2+}_{VI} в кристаллах обычно расщепляется на два подуровня. Учитывая это, средняя энергия полос 950 и 1200 нм равна 9430 см^{-1} и очень близка к рассчитанной величине 9640 см^{-1} перехода ${}^5T_2({}^5D) \rightarrow {}^5E({}^5D)$ в ионах Fe^{2+}_{VI} в хромите. Поэтому полосы 950 и 1200 нм в спектрах хромита следует связывать с ионами Fe^{2+} в октаэдрах. Наличие, хотя и слабых, полос поглощения 950 и 1200 нм ионов Fe^{2+}_{VI} в исследованных хромитах свидетельствует о том, что хромиты имеют частично обращенный характер шпинелевой структуры.

Частичная обращенность структуры исследованных хромитов, установленная по ионам Fe^{2+}_{VI} , позволяет предполагать наличие ионов Cr^{3+} частично и в тетраэдрических позициях минерала. Для проверки этого предположения рассчитаем по теории кристаллического поля возможное положение полос поглощения ионов Cr^{3+} в тетраэдрических позициях структуры хромита.

Для вычисления энергий этих уровней необходимо знать величину Dq (силу кристаллического поля) и параметр межэлектронного взаимодействия В для ионов Cr^{3+} в тетраэдрах хромита. Величина Dq вычисляется следующим образом. В спектрах хромитов имеется полоса поглощения 570 нм (17544 см^{-1}). Она отвечает электронному переходу ${}^4A_2(F) \rightarrow {}^4T_2(F)$, которому отвечает энергия 10 Dq. Отсюда найдем $Dq_{VI} = 1754 \text{ см}^{-1}$ из соотношения $Dq_{IV} = 4/9 Dq_{VI}$. Найдем $Dq_{VI} = 780 \text{ см}^{-1}$. Скорректируем

его множителем $(0.196 \text{ нм})^5 / (0.192 \text{ нм})^5$, учитывающим разное расстояние металл-лиганд в октаэдрах и тетраэдрах структуры шпинели, и окончательно получим $Dq_{IV} = 865 \text{ см}^{-1}$.

Зная Dq_{IV} , можно вычислить величину параметра B , если известна энергия одного из электронных переходов в ионах Cr^{3+}_{IV} . В спектрах ряда образцов хромитов отмечается полоса поглощения 480 нм в виде широкой ступеньки. Природа этой полосы неизвестна, т. к. она обнаружена нами впервые. В спектрах шпинелидов из кимберлитов [Мацюк, Зинчук, 2001] эта полоса отсутствует. По своему характеру полоса 480 нм отвечает спин-разрешенным d-d переходам, а по положению в спектрах хромитов она может быть отнесена к электронному переходу ${}^4T_1(F) \rightarrow {}^4T_1(P)$ ионов Cr^{3+} в тетраэдрах. Поэтому эта полоса была нами взята за основу для нахождения параметра B . Полоса 480 нм отвечает энергии 20830 см^{-1} .

Сравнение энергии теоретических и экспериментальных уровней показывает их хорошую согласованность друг с другом и свидетельствует о том, что исследованные хромиты из ультрабазитов офиолитов характеризуются заметной обращенностью шпинелевой структуры.

В синтетических шпинелях с примесью хрома при соотношении в составе минерала $(\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3) < 1$ в спектрах поглощения появились дополнительные (помимо октаэдрических полос ионов Cr^{3+}_{VI}) полосы поглощения при 16000 и 21000 см^{-1} [Бокша и др., 1970], которые не интерпретируются. Несомненно, они связаны с Cr^{3+}_{IV} вследствие обращенности этих шпинелей и подтверждают наши расчеты и интерпретацию спектров.

Закключение. В. А. Курепин [1975] синтезировал шпинели с различной степенью обращенности при разных температурах. Было показано, что шпинели, выращенные при температурах выше $850\text{--}900 \text{ }^\circ\text{C}$ имеют нормальную структуру, а шпинели, синтезированные при температурах ниже $800 \text{ }^\circ\text{C}$, начинают принимать обращенную структуру и чем ниже температура, тем больше степень обращенности. По данным [Макеев и др., 1985; Макеев, 1992] рудные тела хромитов Полярного Урала образовались при температурах $800\text{--}900 \text{ }^\circ\text{C}$, чем и объясняется небольшая обращенность структуры хромитов, которая могла усиливаться с понижением температуры образования рудных тел. С другой стороны, хромиты из кимберлитов не проявляют обращенности структуры, т. к. они образовались из расплава в условиях верхней мантии при температурах более $900 \text{ }^\circ\text{C}$ [Мацюк, Зинчук, 2001]. Поэтому можно сделать вывод о том, что обращенность хромитов можно рассматривать как типоморфный признак минерала, отражающий генетическую принадлежность шпинель-содержащих природных образований.

Авторы благодарят старшего научного сотрудника Казанского физико-химического института КазНИЦ РАН Р. И. Хайбуллина за помощь в проведении экспериментов по оптической спектроскопии.

Литература

- Бахтин А. И. Породообразующие силикаты: оптические спектры, кристаллохимия, закономерности окраски, типоморфизм. Казань: Казанский университет, 1985. 192 с.
- Бокша О. Н., Грум-Гржимайло С. В., Попов А. А. и др. Оптические спектры шпинелей // В сб.: Спектроскопия кристаллов. М.: Наука, 1970. С. 302–308.
- Курепин В. А. Термодинамический анализ внутрикристаллического распределения катионов в простых шпинелях // Геохимия. 1975. № 6. С. 844–849.

Магматические горные породы. Т. 5. Ультраосновные породы / Под ред. О. А. Богатикова, Ю. Р. Васильева, Ю. И. Дмитриева и др. М.: Наука, 1988. 508 с.

Макеев А. Б. Минералогия альпийских ультрабазитов Урала. СПб.: Наука, 1992. 197 с.

Макеев А. Б., Первозчиков Б. В., Афанасьев А. К. Хромотоносность Полярного Урала. Сыктывкар, 1985. 152 с.

Мацюк С. С., Зинчук Н. Н. Оптическая спектроскопия минералов верхней мантии. М.: Недра, 2001. 428 с.

Платонов А. Н. Природа окраски минералов. Киев: Наукова думка, 1976. 286 с.

Свиридов Д. Т., Свиридова Р. К., Смирнов Ю. Ф. Оптические спектры ионов переходных металлов в кристалл. М.: Наука, 1976. 266 с.

К. С. Поздеева, А. И. Чернышов

*Национальный исследовательский Томский государственный университет,
г. Томск
ksupoz1992@gmail.com*

Петроструктурный анализ дунитов Харчерузского массива (Полярный Урал)

Введение. Объектом изучения является Харчерузский ультрамафитовый массив, который является фрагментом офиолитовой ассоциации Полярного Урала [Шмелев, 1991]. Он располагается южнее ультрамафитового массива Сьум-Кеу, от которого отделен метаморфизованными габбро-амфиболитами. Массив сложен преимущественно реститовыми дунитами и их серпентинизированными разностями. Среди дунитов редко встречаются реликтовые участки гарцбургитов. Целью настоящего исследования является выявление петроструктурной неоднородности дунитов Харчерузского массива.

Результаты исследования. Дуниты неравномерно пластически деформированы. С возрастанием степени их деформации происходит уменьшение размеров зерен оливина, они приобретают неоднородное погасание, появляются полосы пластического излома, возрастает роль синтетектонической рекристаллизации, нередко происходит раскалывание зерен оливина по спайности (010). По совокупности и интенсивности проявления признаков пластической деформации в Харчерузском массиве выделяются следующие главные петроструктурные типы ультрамафитов: мезогранулярный → порфирокластовый → мозаичный, которые неоднократно отмечались в перидотитах офиолитовых комплексов [Nicolas, Poigier, 1976; Гончаренко, 1989; Шмелев, 1991; Чернышов, 2001; Чернышов, Юричев, 2013 и др.]. Наиболее распространены порфирокластовые дуниты, которые возникают за счет исходных протогранулярных, результаты их исследования приводятся ниже.

Оливин в порфирокластовых дунитах представлен порфирокластами и мозаичными агрегатами с заметными количественными вариациями. Порфирокласты наблюдаются в виде одиночных зерен либо небольших скоплений субмикронной и удлиненной формы, часто вытянутых субпараллельно с направлением директивности в породе. Длина порфирокластовых зерен составляет до 5–6 мм. Границы зерен неровные, зазубренные. Порфирокласты пластически деформированы, что выражается

в неоднородном волнистом погасании и появлении многочисленных полос пластического излома. Порфирокласты погружены в тонкозернистые мозаичные агрегаты синтетонически рекристаллизованных зерен оливина размером менее 0.5 мм. Удлиненные мелкие индивиды вытягиваются вдоль директивности, нередко обтекают порфирокласты и придают им форму будин.

В порфирокластовом дуните, для которого проведен детальный петроструктурный анализ (обр. Хз-8/3), выявлены две плоскости уплощенности зерен оливина. Крупные зерна оливина уплощены в северо-западном направлении и полого погружаются на юго-запад, при этом их линейность (L_1) погружается в юго-западном направлении. Залегание этой плоскости оказывается близкой к плоскости минеральной уплощенности для мезогранулярного дунита, расположенного вблизи. Пространственно сближенным оказывается расположение их минеральной линейности. Минеральная уплощенность мелких зерен оливина имеет северо-западное простирание и крутое падение на северо-восток, при этом их линейность L_2 имеет субвертикальное погружение.

Порфирокластовые и рекристаллизованные зерна имеют близкие петроструктурные узоры (рис. 1). Оси Ng порфирокластовых зерен образуют вертикальный пояс концентрации северо-восточного простирания, нормальный ранней минеральной уплощенности. В поясе отчетливо проявляются максимумы концентрации. Наиболее сильный максимум (10 %) имеет субгоризонтальное положение и совмещается с минеральной линейностью L_1 . Другой субвертикальный максимум невысокой плотности (4 %) пространственно совмещается с минеральной линейностью L_2 . Оси Nm и Nr образуют более сложные узоры с тенденцией концентрироваться в совмещенные пояса, нормальные сильному максимуму Ng. В поясах отмечаются локальные субвертикальные и горизонтальные максимумы. При этом субвертикальные максимумы пространственно совмещаются с минеральной линейностью L_2 . Рекристаллизованные зерна отличаются более сложными петроструктурными узорами. Такое усложнение обусловлено тенденцией всех трех осей обособляться в горизонтальный пояс нормально минеральной линейности L_2 .

Динамокинематическая интерпретация полученных петроструктурных узоров проводилась с использованием данных как отечественных, так и зарубежных исследователей [Гончаренко, 1989; Nicolas, Poirier, 1976; Kunze, Ave Lallemand, 1981 и др.].

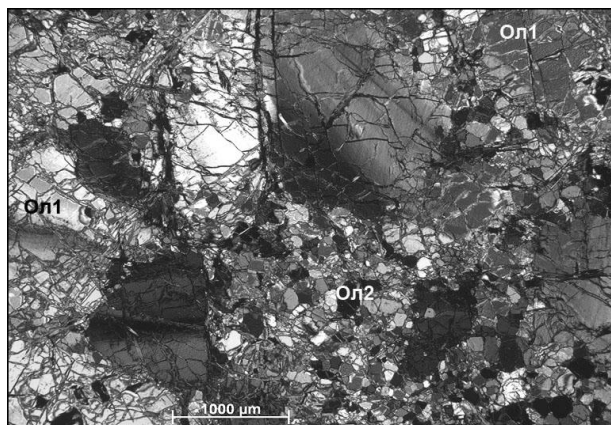


Рис. 1. Порфирокластовая структура дунита.

Ол-1 – порфирокластовые зерна оливина, Ол-2 – синтетонически рекристаллизованные мозаичные индивиды. Николи скрещены. Обр. Хз-8/3.

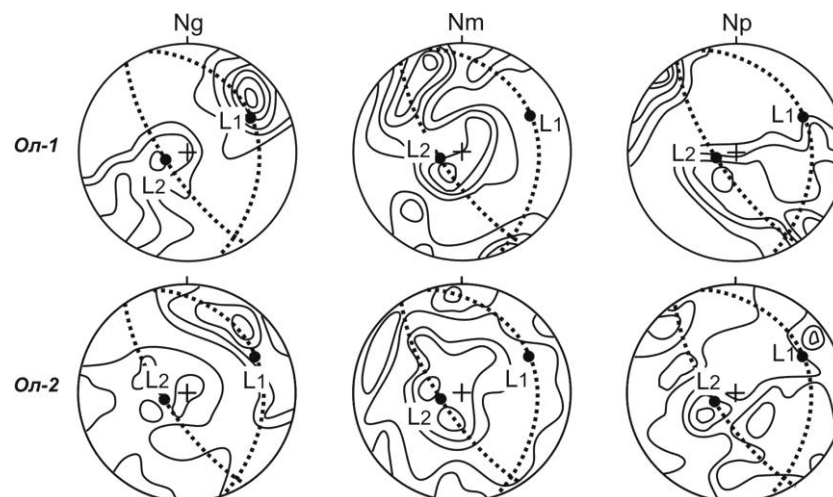


Рис. 2. Диаграммы ориентировки кристаллооптических осей зерен оливина в порфирикластовом типе дунитов.

Ол-1 – порфирикласты оливина, Ол-2 – мелкозернистые мозаичные индивиды оливина. Диаграммы построены по 100 замерам кристаллооптических осей оливина. Изолинии: 1-2-4-6-8-10 % на 1 % сетки Шмидта. Проекция на верхнюю полусферу. Точечные линии – плоскости уплощенности зерен оливина с линейностью (L).

Анализ петроструктурных узоров оптической ориентировки порфирикластовых зерен позволил установить два этапа их пластического деформирования. Первый этап соответствует образованию исходных мезогранулярных дунитов и находит отражение в оптической ориентировке уцелевших порфирикластовых зерен оливина. Он реализовался, главным образом, трансляционным скольжением по высокотемпературным системам: $(010)[100]$, $\{0kl\}[100]$, $(001)[100]$. В результате образовался максимум Ng, соответствующий направлению пластического течения (L_1). Нормально этому максимуму сформировались совмещенные пояса концентрации осей Nm и Np, в которых отмечаются локальные максимумы, расположенные перпендикулярно к первичной минеральной уплощенности.

На втором этапе мезогранулярные дуниты подвергались интенсивной синтетонической рекристаллизации и катакластическому течению при подчиненной роли трансляционного скольжения. При этом в мозаичных зернах оливина сохраняется ранее образованная оптическая ориентировка, устанавливаемая в порфирикластах. Однако она осложняется пластическим течением, контролируемым вновь образованной субвертикальной линейностью L_2 , вблизи которой обособляются максимумы Nm и Np. Такая совмещенность максимумов Nm и Np с L_2 свидетельствует о проявлении трансляционного скольжения в оливине по низкотемпературным системам $(100)[001]$, $(110)[001]$ и $(100)[010]$.

Выводы. Таким образом, первый этап пластических деформаций реализовывался в процессе перемещения из верхней мантии в земную кору. Пластические деформации оливина осуществлялись, главным образом, высокотемпературным трансляционным скольжением, которое сопровождалось поверхностной диффузионной ползучестью. Пластические деформации этого этапа протекали при снижении температур от 1000 до 650 °C, низкой скорости (менее 10^{-6} c^{-1}) и значительном всесторон-

нем давлении (более 10 кбар) в условиях осевого сжатия [Nicolas, Poirier, 1976]. В результате образовались дуниты с равновесной среднезернистой мезогранулярной микроструктурой с возрастающей степенью пластического деформирования зерен оливина. Границы зерен оливина плавные, прямолинейные и часто сходятся в тройных точках под углом 120°.

На втором этапе пластические деформации, вероятно, осуществлялись в процессе перемещения дунитов по зонам глубинных надвигов в верхние части земной коры. Они протекали в условиях интенсивных осевых и сдвиговых деформаций при умеренно высоких и низких температурах (~500–750 °С), значительных скоростях ($\epsilon > 10^{-4} \text{ c}^{-1}$) и всестороннем давлении (~5 кбар) [Kunze, Ave Lallemand, 1981]. Пластическое течение в оливине осуществлялось синтетектонической рекристаллизацией и катакlastическим течением при подчиненной роли трансляционного скольжения. В результате образовались дуниты с порфирокластовой микроструктурой.

Литература

Гончаренко А. И. Петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. Томск: ТГУ, 1989. 398 с.

Чернышов А. И. Ультрамафиты (пластическое течение, структурная и петроструктурная неоднородность). Томск: Чародей, 2001. 216 с.

Чернышов А. И., Юричев А. И. Петроструктурная эволюция ультрамафитов Калнинского хромитоносного массива в Западном Саяне // Геотектоника. 2013. № 4. С. 31–46.

Шмелев В. Р. Гипербазиты массива Сыум-Кеу (Полярный Урал). Структура, петрология, динамометаморфизм. Екатеринбург, 1991. 79 с.

Kunze F. R., Ave Lallemand N. G. Non-coaxial experimental deformation of olivine // Tectonophysics. 1981. Vol. 74. P. 1–13.

Nicolas A., Poirier J. P. Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. New York: Wiley-Interscience, 1976. 444 p.

А. Ю. Кисин, В. В. Мурзин

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

kissin@igg.uran.ru

Малые структурные формы и ксеногенные гранаты ультрабазитов горы Карабаш (к проблеме генезиса месторождения Золотая Гора)

Карабашский гипербазитовый массив расположен в северной части Челябинской области и приурочен к Главному Уральскому разлому, разделяющему палеоконтинентальный и палеоокеанический сектора Урала. Массив характеризуется хорошей доступностью и обнаженностью и коренным месторождением золота Золотая Гора, которое отрабатывалось до 1946 г. Имеются различные точки зрения исследователей на геологию массива, структуру и генезис месторождения, которые отражены в ряде публикаций [Ложечкин, 1935; Берзон, Бородаевский, 1984; Сазонов и др., 2002; Спиридонов, Плетнев, 2002; Серавкин и др., 2003; Знаменский и др., 2005;

Мурзин и др., 2006; Кисин, Мурзин, 2013 и др.]. Тем не менее, до сих пор остается нерешенной проблема источника рудного золота и не до конца раскрыты причинно-следственные связи и условия формирования месторождения. В рамках данных проблем нами исследовались малые структурные формы, распространенные в массиве, и ксеногенные гранаты, полученные из шлиховых проб и протолок.

Карабашский гипербазитовый массив сложен преимущественно антигоритовыми серпентинитами. Местами отмечаются хризотилловые серпентиниты с реликтами β -лизардита. Апогарцбургитовые разности преобладают над аподунитовыми. Иногда встречаются маломощные жилы клинопироксенитов. Э. М. Спиридонов и П. А. Плетнев [2002] отмечают признаки стратификации массива, подобной Нуралинскому и другим массивам Урала: в нижней части массива гипербазиты близки дунитам, а самые верхние участки сложены лерцолитами. По результатам исследований [Серавкин и др., 2003; Знаменский и др., 2005], становление массива прошло в два этапа: 1) надвиг восточного падения в условиях горизонтального сжатия с образованием диапира (протрузии?) ультрабазитов, имеющего вид клина с острием направленным вниз, и 2) правый сдвиг. Сдвиговые деформации с дуплексами растяжения контролировали образование родингитовых жил, затем золотоносных родингитовых прожилков и продолжались в пострудный период.

На любом из вышеперечисленных этапов структурной эволюции массива реализуются деформации простого сдвига (в физическом смысле слова) с образованием различных малых структурных форм, в том числе тел вращения. Именно они могут быть ключом к пониманию реальной структуры как самого массива, так и его золоторудных месторождений. Полевые исследования показали, что тела вращения в ультрабазитах Карабашского массива многочисленны. Размеры их варьируют от нескольких сантиметров до нескольких метров. Форма тел – от слегка угловатой до сферической. Представлены они обычно серпентинитами, иногда родингитами. Тела вращения испытали сложные деформации, иногда радиально-концентрическое растрескивание (напоминающее старый спил дерева), перекристаллизацию и другие изменения однотипного характера. Оси вращения лежат в плоскости сдвига, но падают на северо-восток под углом около 70° (до $50\text{--}45^\circ$), что трудно объяснить только условиями правого сдвига. Детальные исследования ориентированных образцов (мелких будин) показали, что будины испытали сложные деформации кручения и растяжения вдоль оси вращения. Деформации кручения обусловлены более высокой угловой скоростью вращения верхней части будин относительно нижней ее части. В условиях сдвига это становится возможным только, если площадь горизонтального сечения в верхней части тела больше, чем в нижней. Установлено также, что внутренний объем будин сильно тектонически переработан. Изучение характера деформаций показало, что они имеют сколовый характер и сопровождались синтетектонической перекристаллизацией, обеспечивающей прочность породы. Трещины возникали, были активны на каком-то этапе и отмирали, залечивались жильным материалом и иногда вновь активизировались. Поэтому в будине практически нет объемов, свободных от залеченных трещин.

Неожиданные результаты показало шлиховое опробование склонов горы Карабаш вблизи ее вершины. Кроме типичных для ультрабазитов минералов, в шлихах широко распространены ставролит, кианит и особенно гранаты, составляющие более 50 % от объема тяжелой фракции. Возник вопрос: как эти минералы могли оказаться на горе? Древний аллювий? Но на опробованных склонах горы нет аллювиальных

отложений, только щебнистый делювий ультрабазитов. Материал практически не имеет признаков механического износа. Древний аллювий обычно обогащен цирконами, а здесь циркон присутствует в ничтожных количествах во фракции -0.10 мм. Около 90 % гранатов представлено остроугольными осколками, остальные – хорошо оформленными кристаллами ромбододекаэдрического облика. Другой возможный вариант: источником данных минералов являются породы массива. Для проверки этого варианта были изучены тяжелые фракции протолок карбонатов, возможно, карбонатитов или карбонатитоподобных пород (мелкие линзы и жилы в ультрабазитах; пробы В. В. Мурзина), дунитов и гарцбургитов (пробы А. А. Краснобаева). Гранаты установлены во всех пробах и по внешнему виду похожи на гранаты из шлиховых проб. В обоих случаях распространены гранаты оранжево-коричневатые, красно-коричневые (гроссуляр-альмандин-спессартин, пироп-гроссуляр-спессартин-альмандин), розовато-лиловые, лиловые (пироп-альмандин), коричневые и желто-зеленые (гроссуляр-андрадит, андрадит-демантоид). Результаты микронзондовых анализов 123 зерен граната (в т. ч. 12 зерен из протолок) вынесены на диаграмму компонентных составов (рис. 1). Гранаты гроссуляр-андрадитового ряда, обычно представленные кристаллами, и демантоиды генетически связаны с родингитами и ультрабазитами Карабашского массива. Все остальные относятся к ксеногенным. Их близкие аналоги широко распространены в смежном Уфалейском блоке, претерпевшем метаморфизм повышенных давлений, и детально изучены А. И. Белковским [1986]. На диаграмме большинство точек легло в поле кислых гранулитов, амфиболитов и роговиков. Гранаты спессартинового ряда отвечают гранатам пегматитов и гранитов. Одно зерно граната трехкомпонентное: альмандин₂₇-гроссуляр₂₈-пироп₄₃. Гранаты близкого состава описаны в максютовском комплексе, претерпевшем метаморфизм ультравысоких и высоких давлений [Вализер, Дубинина, 2007].

Интерес вызвали и минеральные включения в розовато-лиловых пироп-спессартинах. В одних случаях, это ориентированные игольчатые включения, вероятно, рутила, образующие систему на подобие «сагенитовой решетки», но объемной (рис. 2а), в других случаях – пунктирная вкрапленность мелких изометричных до игольчатых включений (рис. 2б–г). Пунктирная вкрапленность обычно образует линии, протяженные цепочки, которые собираются в струи, напоминающие «линии дождя» (рис. 2в). Состав включений

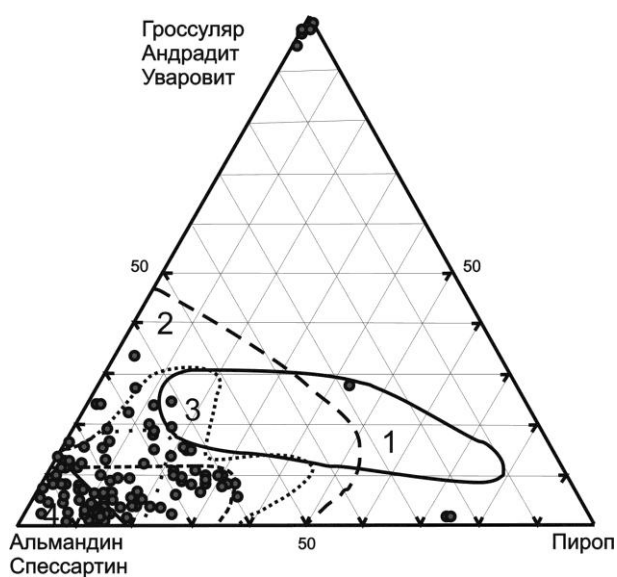


Рис. 1. Компонентный состав гранатов горы Карабаш.

Поля составов по [Соболев, 1964]: 1 – эклогитов; 2 – гранулитов; 3 – амфиболитов; 4 – роговиков.

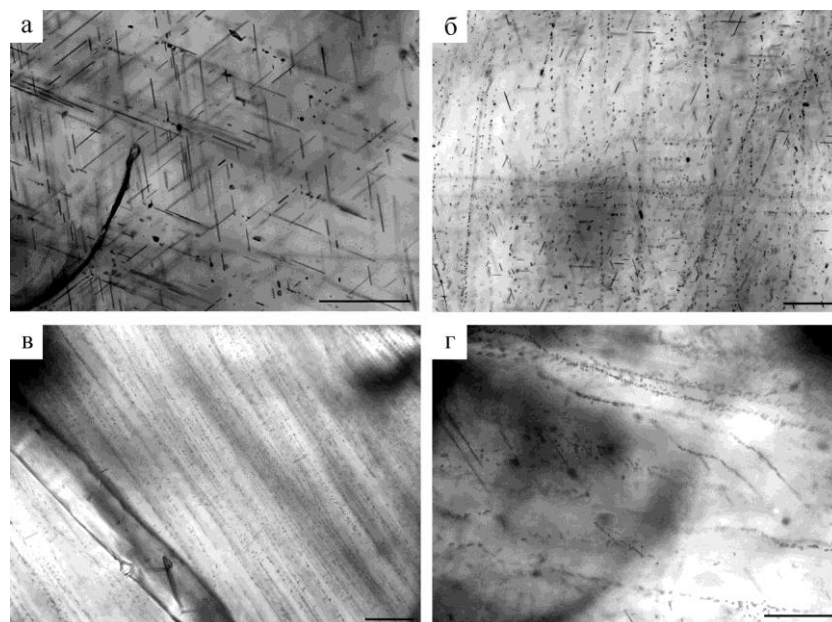


Рис. 2. Характерные включения в пироп-альмандинах горы Карабаш: а) иглы рутила, образующие подобие «сагенитовой решетки»; б–г) точечные включения, образующие протяженные цепочки типа «линий дождя».

не изучался. При этом могут присутствовать иглы рутила, имеющие иную ориентировку, и пунктирная вкрапленность. Вместе они иногда образуют систему, напоминающую «сагенитовую решетку», но деформированную (рис. 2б). Иногда наблюдаются одиночные извилистые цепочки включений. Можно предположить, что включения типа «линий дождя» могли возникнуть в результате пластических деформаций граната, изменения геометрии объема зерна и, как следствие, будинирования игольчатых включений (рутила?), ориентированных близко оси растяжения. Будинирование ориентированных включений, подобных «сагенитовой решетке» рутила, могло создать включения типа «линий дождя». Причиной пластических деформаций граната могли быть повышенные температуры и дифференцированные напряжения вмещающей среды.

Исходя из выше изложенного, предполагается следующая геотектоническая модель становления Карабашского ультрабазитового массива. В условиях позднепалеозойской коллизии сформировался восходящий поток корово-мантийной смеси. При прохождении через коровые образования тектонический поток захватил многочисленные разноразмерные блоки различных пород и обогатился ксеногенным материалом. Часто наблюдаемые в обнажениях структуры нагнетания, трещины растяжения, флюидалность и высокая кавернозность ультрабазитов указывают на малоглубинные условия становления массива и на высокое внутреннее давление в тектоническом потоке. Декомпрессия пород восходящего тектонического потока явилась причиной образования крупных крутопадающих кулисообразных трещин

растяжения, синтетектонического аутометаморфизма и гидротермально-метасоматической деятельности с образованием нескольких генераций родингитов (хлограпитов), хлоритолитов, карбонатных прожилков и карбонатитоподобных пород. Деформации кручения в зоне правого сдвига, наложенные на тела хлограпитов и родингитов и вызвавшие их катаклаз, подготовили структуры, благоприятные для формирования богатых рудных столбов. По результатам дешифрирования космоснимков предполагается, что вихревые структуры и деформации кручения охватывают значительные участки массива. Деформации кручения с пологопадающими крупными трещинами скалывания могли быть причиной быстрого выклинивания или срезания рудных столбов на южном фланге месторождения [Кисин, Мурзин, 2013]. Пока трудно назвать источники рудного золота и причины его переноса, но эти задачи вполне решаемы в рамках изложенной модели.

Работа выполнена при поддержке проекта № 15-11-5-17 Президиума УрО РАН. Авторы благодарят главного научного сотрудника ИГТ УрО РАН А. А. Краснобаева за предоставленные для исследований гранаты из протолок проб ультрабазитов.

Литература

- Белковский А. И.* Эволюция состава гранатов эколгит-сланцевых и эколгит-сланцево-мигматитовых комплексов. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. 226 с.
- Берзон Р. О., Бородаевский Н. И.* Месторождение Золотая Гора // В кн.: Золоторудные месторождения СССР. М.: Недра, 1984. Т. 1. С. 187–195.
- Вализер П. М., Дубинина Е. В.* Пироп-альмандин-гроссуляровые гранаты эколгитов максютовского комплекса (Южный Урал) // Минералогия Урала–2007. Миасс–Екатеринбург, 2007. С. 206–210.
- Знаменский С. Е., Серавкин И. Б., Майер М. Ф.* Структурный контроль золотородингитового оруденения месторождения Золотая Гора (Южный Урал) // Известия ВУЗ. Геология и разведка. 2005. № 1. С. 30–35.
- Кисин А. Ю., Мурзин В. В.* О тектонической позиции золотого оруденения горы Карабаш // Ежегодник–2012. Вып. 160. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2013. С. 44–47.
- Ложечкин М. П.* Карабашское месторождение медистого золота // В сб.: Проблемы геохимии основных магм. Свердловск: УФАН СССР, 1935. С. 35–44.
- Мурзин В. В., Сазонов В. Н., Варламов Д. А., Шанина С. Н.* Золотое оруденение в родингитах массивов альпинотипных гипербазитов // Литосфера. 2006. № 1. С. 113–134.
- Сазонов В. Н., Мурзин В. В., Огородников В. Н., Волченко Ю. А.* Золотое оруденение, сопряженное с альпинотипными ультрабазитами (на примере Урала) // Литосфера. 2002. № 4. С. 63–77.
- Серавкин И. Б., Знаменский С. Е., Косарев А. М.* Главный Уральский разлом на Южном Урале: структура и основные этапы формирования // Геотектоника. 2003. № 3. С. 42–64.
- Соболев Н. В.* Парагенетические типы гранатов. М.: Наука, 1964. 218 с.
- Спирidonов Э. М., Плетнев П. А.* Месторождение медистого золота Золотая Гора (о «золото-родингитовой» формации). М.: Научный мир, 2002. 220 с.

В. В. Зайков^{1,2}, В. А. Котляров¹, Р. В. Кужугет³, А. М. Юминов^{2,1}

¹ – Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс

² – Южно-Уральский государственный университет, филиал в г. Миассе
zaykov@mineralogy.ru

³ – Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН,
г. Кызыл

Иодидная минерализация в родингитах древнего рудника Воровская Яма, Южный Урал

Иодиды встречаются только в гипергенных условиях, в первую очередь, в зоне окисления сульфидных, медноколчеданных, полиметаллических и серебросодержащих месторождений в регионах с аридным климатом. На данный момент известно две модификации AgI: иодаргирит AgI (гекс.) и майерсит (Ag,Cu)I (куб.) [Пеков и др., 2010]. Майерсит с маршитом (CuI) образует твердые растворы кубических иодидов прерывистого ряда маршит (Mar)–майерсит (Mie). В минералах ряда Mar–Mie Рубцовского месторождения на Алтае достоверно зафиксирован ряд составов от $\text{Mar}_{100}\text{Mie}_{0.00}$ до $\text{Mar}_{0.00}\text{Mie}_{100}$ с разрывом смесимости в интервалах $(\text{Mar}_{82.5}\text{Mie}_{17.5})$ – $(\text{Mar}_{0.57}\text{Mie}_{0.43})$ и $(\text{Mar}_{0.29}\text{Mie}_{0.71})$ – $(\text{Mar}_{0.18}\text{Mie}_{0.82})$. Из иодидов более распространен только иодаргирит, остальные иодиды встречаются крайне редко. В последние годы находки иодидов во многих рудных объектах увеличиваются с каждым годом. В окисленных рудах Хаак-Саирского золото-кварцевого малосульфидного месторождения (Республика Тыва) среди лиственинов выявлена галогенидная минерализация: иодиды (иодаргирит, Вг-содержащий иодаргирит, Вг-, Cl-содержащий иодаргирит), минералы ряда маршит–майерсит, мошелит, хлориды серебра (разновидности хлораргирита – Вг-содержащий, Вг-, I-содержащий) и бромиды (разновидности бромаргирита – I-содержащий, I-, Cl-содержащий и Cl-, I-содержащий) [Кужугет, 2014]. При изучении минералогии древнего рудника Воровская Яма на Южном Урале в родингитах нами была также выявлена иодидная минерализация, характеристика которой является целью статьи.

Медный рудник бронзового века Воровская Яма был открыт в процессе геологических исследований [Зайков и др., 2000]. Археологический памятник располагается в одной из тектонических пластин, сложенных гипербазитами, на границе Западно-Магнитогорской и Восточно-Магнитогорской палеоостроводужных зон. Поиск и изучение иодидов проведены с помощью электронного микроскопа (с пределами обнаружения содержаний элементов-примесей – 0.01 мас. %) РЭММА 202М в Институте минералогии УрО РАН.

Древний рудник находится в холмистой местности на левобережье р. Зингейка. Название выемки, в которой прятали украденный скот, и которая оказалась древним карьером, дали местные жители. Древний карьер имеет диаметр 30–40 м и глубину 3–5 м, первичная глубина была, по данным георадарной съемки, 6–7 м [Зайков и др., 2014]. Карьер окружен прерывистым отвалом шириной 5–15 и высотой 0.8–1.5 м. Наиболее полный разрез состоит из трех горизонтов, разделенных слоями погребенных почв. Нижний горизонт мощностью 5–10 см сложен зеленовато-желтыми нонtronитовыми глинами с редкой дресвой медных руд. Средний горизонт состоит из песчано-глинистой массы, обогащенной дресвой и плитчатыми обломками выветренных базальтов и серпентинитов, а также обломками, пропитанными малахитом.

Слой имеет линзовидную форму и мощность 70 см. Верхний горизонт состоит из нескольких эшелонированных тел различного цвета и состава. В слоях, обогащенных нонтронитовой глиной, имеются обломки медных руд.

На дне карьера канавами и шурфами вскрыта линза медьсодержащих пород мощностью до 3–8 и длиной 25 м. Ее верхняя часть представлена корой выветривания с обломками родингитов и жилами малахита и азурита, далее идет элювиальная часть рудного тела мощностью 2–4 м. Родингиты представлены массивными мелко- и среднекристаллическими пироксен-гранатовыми породами. Гранат (андрадит $\text{Ca}_3\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]_3$) содержит (мас. %): CaO 32.44–32.99; FeO 29.44–31.97; MgO 0.19–0.37; MnO 0.54–0.70; SiO_2 34.06–35.60; Al_2O_3 0.24–0.85. Пироксен промежуточного состава ряда диопсид-геденбергит содержит (мас. %): CaO 23.97–24.78; Na_2O 0.00–0.27; MgO 9.63–10.58; FeO 10.41–11.20; MnO 1.97–2.94; SiO_2 50.96–51.86; Al_2O_3 0.01–0.32. Состав отвечает формуле $(\text{Ca}_{0.99-1.01}\text{Na}_{0.00-0.02})_{0.99-1.01}(\text{Mg}_{0.56-0.60}\text{Fe}_{0.33-0.36}\text{Mn}_{0.06-0.10})_{0.99-1.01}(\text{Si}_{1.96-2.00}\text{Al}_{0.00-0.02})_{0.97-2.00}\text{O}_6$.

Содержание меди в минерализованных породах находится в пределах 3–5 %. Согласно произведенным расчетам из добытой рудной массы (около 5000 т) при содержании меди 3 % и коэффициенте извлечения 10 % могло быть получено приблизительно 70 т меди. Медное оруденение представлено комплексом вторичных минералов зоны гипергенеза. Малахит образует тонкие жилки и желваки размером до 4 см и скопления земляных масс. Зафиксированы концентрически-зональные радиально-лучистые почковидные агрегаты в сростании с кристаллами азурита размером до 2–3 мм. В шлиховом материале шурфов обнаружены единичные зерна куприта темно-красного цвета. Ранние сульфиды представлены халькопиритом, халькозином, Fe-сфалеритом, кубанитом и пирротинном неправильных и удлинённых форм (до 40 мкм) в андрадите. Медное оруденение связано с поздней сульфидной минерализацией с минералами серебра (акантитом, маккинстриитом), которая вместе с ранними сульфидными в коре выветривания подверглась окислению. По данным атомно-адсорбционного анализа, содержания Au и Ag в родингитах составляет 0.2–0.5 и 5–19 г/т, соответственно.

Иодид серебра в виде небольших зерен и агрегатов различной морфологии до 50 мкм залечивает поздние трещины в гранате и пироксене или цементирует их катаклазированные обломки (рис.). Часто зерна иодида серебра сложной морфологии отмечаются в малахите. В прожилках иодидная минерализация ассоциирует с малахитом, азуритом, акантитом, маккинстриитом и ртутистым серебром. В некоторых выделениях акантита отмечается содержание I до 5.33 мас. %, Br до 2.38 мас. %, в ртутистом серебре – Br до 1.30 мас. %. Следы брома и иода в некоторых участках ртутистого серебра и акантита можно трактовать как начало процесса гипергенной галогенизации серебра. Аналогичная картина описана в зоне окисления золотоколчеданно-полиметаллического месторождения Балта-Тау на Южном Урале [Зайков и др., 2003]. Химический состав иодида серебра (мас. %): Ag 43.50–47.83; I 51.43–56.50 (табл.).

Из-за малых размеров иодидов серебра не удалось провести рентгеновские анализы. Предполагается, что в родингитах медного проявления Воровская Яма развита гексагональная (иодаргирит) модификация AgI, т. к. иодаргирит в отличие от майерсита тяготеет к верхним горизонтам коры выветривания рудных месторождений. Это обусловлено, по-видимому, огромной разницей в растворимости – AgI (8.3×10^{-17}) и CuI (1×10^{-12}).

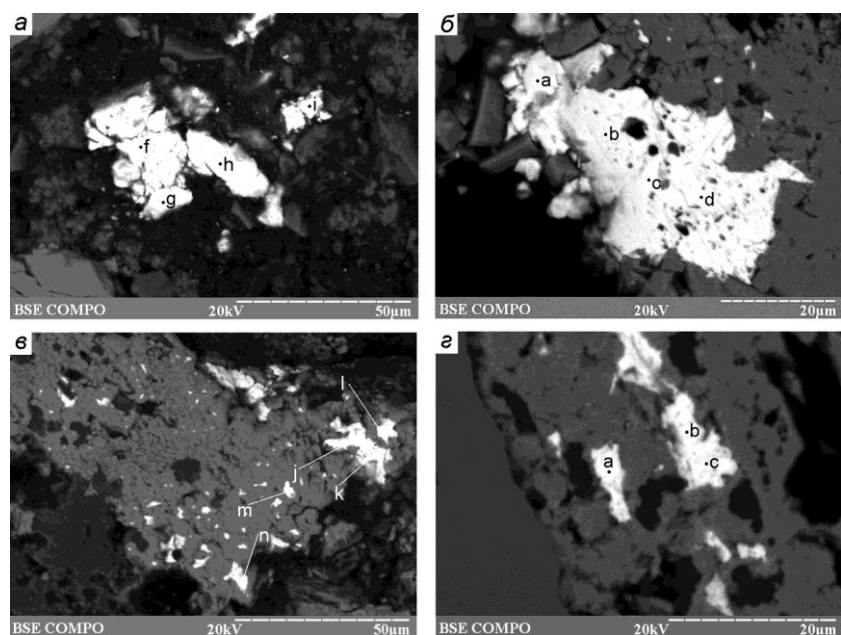


Рис. Зерна иодида серебра в окисленных родингитах древнего рудника Воровская Яма. Номера зерен: а) 507-В-1; б) 507-В-2; в) 507-В-3,4,5; г) 507-Е-1,2. Точки анализов на рисунках соответствуют таблице. Изображения в обратно-рассеянных электронах (РЭММА-202 М, аналитик В. А. Котляров).

Т а б л и ц а

Химический состав иодида серебра (мас. %)

№ п/п	№ зерна	№ анализа	Ag	I	Сумма	Кристаллохимическая формула
1	507-В-1	21361f	45.64	53.96	99.60	$Ag_{1.00}I_{1.00}$
2		21361g	46.28	52.94	99.22	$Ag_{1.03}I_{1.00}$
3		21361h	46.40	53.58	99.98	$Ag_{1.02}I_{1.00}$
4		21361i	46.33	53.33	99.66	$Ag_{1.02}I_{1.00}$
5	507-В-2	21361a	46.55	53.20	99.75	$Ag_{1.03}I_{1.00}$
6		21361b	46.88	52.25	99.14	$Ag_{1.06}I_{1.00}$
7		21361c	46.76	53.07	99.82	$Ag_{1.04}I_{1.00}$
8		21361d	47.83	51.43	99.26	$Ag_{1.09}I_{1.00}$
9	507-В-3	21359j	45.50	54.19	99.69	$Ag_{0.99}I_{1.00}$
10		21359l	46.33	53.37	99.70	$Ag_{1.02}I_{1.00}$
11	507-В-4	21359m	45.47	54.06	99.53	$Ag_{0.99}I_{1.00}$
12	507-В-5	21359n	44.39	55.10	99.49	$Ag_{0.95}I_{1.00}$
13	507-Е-1	21362a	47.27	52.53	99.81	$Ag_{1.06}I_{1.00}$
14	507-Е-2	21362b	43.50	56.50	100.00	$Ag_{0.91}I_{1.00}$
15		21362c	46.75	52.91	99.66	$Ag_{1.04}I_{1.00}$

Пр и м е ч а н и е. Формулы рассчитаны на 1 атом иода.

Среди включений в малахите были выявлены мелкие неидентифицированные фазы следующего состава (мас. %): Ag 44.39–49.64; Hg 13.02–16.95; Cu 10.19–13.94; I 14.35–15.63; Br 3.81–5.78; Fe 1.35–1.46; S 2.67–2.82.

По имеющимся данным, на Южном Урале наиболее контрастные и значительные по масштабу ореолы иода проявляются в коре выветривания палеогенового и неогенового возраста [Читаева и др., 1971]. Имеются указания о наличии бромидов в зоне окисления золото-колчеданно-полиметаллического месторождения Балта-Тау [Зайков и др., 2003]. Приуроченность иодидов на медном проявлении Воровская Яма к коре выветривания можно рассматривать как результат их формирования в результате гипергенеза. Иодидная минерализация встречается в поздних трещинах, цементирует катаклазированные зерна граната и пироксена в ассоциации с малахитом, азуритом, акантитом и бромсодержащими минералами.

Исследования выполнены при поддержке Минобрнауки РФ (госзадание № 33.264.2014), междисциплинарного проекта УрО РАН.

Литература

Зайков В. В., Белогуб Е. В., Котляров В. А. Галогениды серебра и самородное золото из зоны окисления месторождения Балта-Тау (Южный Урал) // Минералогия Урала–2003. Миасс: ИМин УрО РАН, 2003. С. 16–20.

Зайков В. В., Зданович Г. Б., Юминов А. М. Воровская Яма – новый рудник бронзового века // Археологический источник и моделирование древних технологий. Челябинск: Аркаим, Институт истории и археологии УрО РАН. 2000. С. 112–130.

Зайков В. В., Юминов А. М., Зданович Г. Б., Носкевич В. В. Древние рудники в гипербазах Южного Урала (на примере археологического памятника Воровская Яма // Геоархеология и археологическая минералогия–2014. Миасс: ИМин УрО РАН, 2014. С. 103–107.

Кужугет Р. В. Иодидная и бромидная минерализация в окисленных рудах Хаак-Саирского золоторудного месторождения, Западная Тува // Записки РМО. 2014. № 2. Т. 143. С. 64–80.

Пеков И. В., Лыкова И. С., Брызгалов И. А. и др. Уникально богатая иодидная минерализация в зоне окисления Рубцовского полиметаллического месторождения (Северо-Западный Алтай, Россия) // Записки РМО. 2010. № 6. Т. 139. С. 1–21.

Читаева Н. А., Миллер А. Д., Гроссе Ю. И., Чистякова Н. И. Особенности распределения иода в зоне гипергенеза Гайского медноколчеданного месторождения // Геохимия. 1971. № 6. С. 696–709.

С. Г. Сустанов, С. А. Федоров

*Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург
saf13d@mail.ru*

Ванадаты висмута из редкометальных пегматитов Светлинского месторождения, Южный Урал

Ванадаты висмута – редкие минералы, обнаруженные на месторождениях Урала во второй половине XX века. В настоящее время известны три полиморфных модификации, отвечающие формуле BiVO_4 , – клинобисванит, пухерит и дрейерит. На Урале известны только первые две модификации.

Первым на Урале был найден и описан клинобисванит в амазонитовом пегматите копи № 57 Ильменских гор [Поляков, 1984]. «Вокруг бисмутита, находящегося в этих же пегматитах, наблюдался ореол канареечно-желтого цвета, вызванный распределением по микротрещинам ярко-желтого минерала, в большинстве случаев представленного порошковатым агрегатом. Лазерный спектральный микроанализ этого минерала показал, что он состоит в основном из ванадия и висмута. Снятая дебаеграмма по наиболее интенсивным линиям соответствовала клинобисваниту» [Поляков, 1984].

Пухерит был установлен А. С. Таланцевым и И. Г. Демчук при изучении гранитных пегматитов Светлинского месторождения [Таланцев и др., 1990]. Встречен в желваках пегматитовых линз в виде зональных корочек, развивавшихся путем замещения бисмутита, слагающих желвак. Эти корочки всегда присутствовали только с одной стороны желвака, но не на всей его поверхности. Толщина корочек во всех случаях не превышала 0.6 мм. Рентгеноструктурный анализ показал, что в них доминирует пухерит.

Светлинское месторождение расположено в центральной части Кочкарского антиклинория в Восточно-Уральской мегазоне Южного Урала. В антиклинории выделяется несколько куполовидных гранито-гнейсовых массивов, являющихся центрами зонального метаморфизма. Среди этих массивов известны небольшие тела пегматитов и редкие жилы кварца. Здесь известно одноименное пегматитовое поле с редкометальной и самоцветной минерализацией [Кисин, 2010].

При изучении шлиховой пробы, полученной из рыхлых отложений месторождения, были выделены бурые зерна, которые изучены под бинокулярным стереоскопическим микроскопом МБС-10 и на электронном сканирующем микроскопе JSM-6390LV в лаборатории Института геологии и геохимии УрО РАН (г. Екатеринбург). Минералы определены на рентгеновском аппарате УРС-0.5 на кафедре минералогии, петрографии и геохимии Уральского государственного горного университета. Среди отобранных зерен выделены три морфологические разновидности: 1) тонкодисперсные налеты толщиной до 0.1 мм; 2) мелкозернистые агрегаты; 3) отдельные кристаллы и их сростки.

Тонкодисперсные налеты имеют преимущественно ярко-желтую и золотисто-оранжевую окраску и развиты на поверхности красновато-бурых зернистых агрегатов. Блеск, в отличие от зернистых масс и кристаллов, перламутровый. Покрываемая налетами площадь варьирует в пределах от 0.1×0.1 до 0.4×0.2 мм. Толщина их достигает от нескольких сотых (на самих зернах) до 0.1 мм (в интерстициях между ними).

Под электронным микроскопом у тонкодисперсных налетов наблюдается блочное строение (рис. 1). Блоки состоят из радиально-лучистых индивидов и отличаются друг от друга их размерами. Некоторые блоки наклонены относительно других, из-за чего создается ложное ощущение, что индивиды имеют форму чешуек. Длина индивидов достигает 35 мкм. Величина блоков составляет от 35×50 до 80×70 мкм. Между блоками наблюдаются зоны дробления. В последних обломки имеют изометричную форму и размеры от десятых долей до 10×6 мкм. Мелкие зерна постепенно сменяются более крупными, величина пор между которыми увеличивается. Зоны дробления приурочены к прямолинейным трещинам, рассекающим тонкозернистую массу налета.

В некоторых случаях исходные зерна имеют радиально-пластинчатое строение (рис. 2). Таблитчатые индивиды (размером от 5×1 до 10×3 мкм) собраны в слои, закрученные вокруг центра. Приближаясь к центру, индивиды увеличиваются в размерах

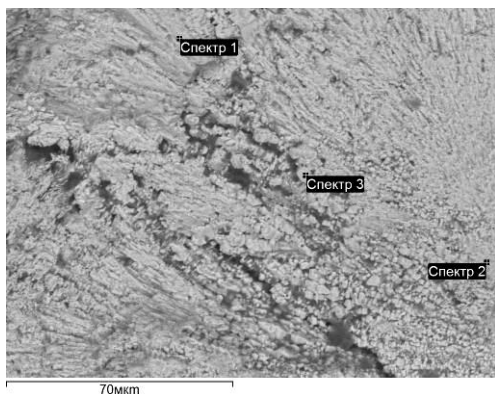


Рис. 1. Агрегат с блоковым строением и слабослоистой структурой.

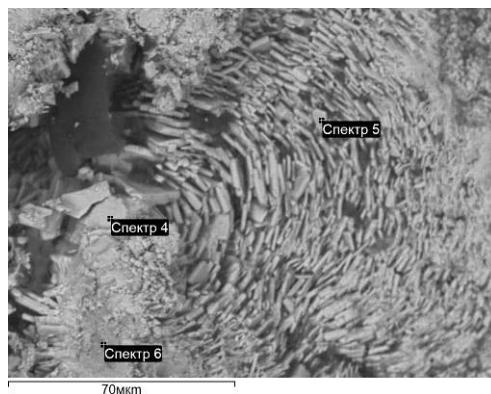


Рис. 2. Сферолит из тонкотаблитчатых кристаллов.

и в центральной части достигают размера более 15×5 мкм. Центр более пористый и сложен таблитчатыми индивидами размером 10×5 мкм. К периферии уменьшается величина пор между слоями и размер отдельных индивидов.

Зернистые агрегаты имеют буровато-оранжевые, красновато-бурые и темно-бурые цвета. Структура мелко- и тонкозернистая, размеры зерен варьируют от нескольких сотых (у агрегатов со светлой окраской) до 0.6×0.4 мм (у темно-бурых разновидностей). Некоторые зерна имеют форму, близкую к бипирамидальной. Окраска отдельных зерен неравномерная, наблюдается слабая зональность: светло-желтовато-бурая в центре и темная, буровато-оранжевая на периферии. Интерстиции между зернами часто заполнены тонкочешуйчатым минералом белого цвета.

Отдельные кристаллы и их сростки имеют преимущественно кремовый цвет с зеленоватым оттенком, также встречаются красновато-бурые разновидности. Кристаллы имеют таблитчатую, призматическую и бипирамидальную формы. Размер варьирует от 0.5 до 1.2 мм (у кремовых зерен). Часть кристаллов деформирована и покрыта трещинами. Установлено нарастание мелкого бипирамидального кристалла (150×80 мкм) висмутового минерала на крупный таблитчатый кристалл монацита (700×500 мкм).

Состав исследованных зерен приведен в таблице.

Соотношение $Bi:V$ приблизительно одинаково – 4:1. При повышении содержания Bi и появлении примеси Fe окраска зерен становится более темной. Количество Na , K , Si и Al говорит о присутствии в зернах алюмосиликатов, предположительно $K-Na$ слюд, которые наблюдались в виде белых чешуйчатых выделений, заполняющих интерстиции между зернами ванадата висмута. Наличие кальция говорит о присутствии гипса (в спектре сдвойникованных кристаллов, свойственных гипсу, обнаружены кальций и сера). По рентгеноструктурным данным агрегат буровато-красного цвета определен как клинобисванит, а зерна и кристаллы кремового цвета с зеленоватым оттенком соответствуют пухериту. Присутствие дрейерита остается под вопросом. Возможно, в одном случае, призматические кристаллы с поперечным сечением, близким к квадратному, могут быть отнесены к дрейериту.

Отложение пухерита и клинобисванита происходило на заключительной гидротермально-метасоматической стадии формирования пегматитовых жил. Присутствие двух полиморфов свидетельствует о том, что отложение их происходило в разное время. Разная степень сохранности кристаллов и зерен этих минералов говорит о дли-

Таблица

Химический состав зерен 1 и 2 групп (фаз), мас. %

№ обр.	Спектр	O	Na	Al	Si	S	K	Ca	V	Fe	Bi	Сум-ма
1	Спектр 1	11.13			0.67				18.68		69.52	100
	Спектр 2	14.48		1.14	1.65				15.86	0.99	65.89	100
	Спектр 3	10.8							16.94		72.27	100
2	Спектр 4	12.84		0.53	0.77				17.22		68.64	100
	Спектр 5	11.23		1.06	1.18				18.34		68.19	100
	Спектр 6	17.41		1.31	1.95				16.83		62.5	100
3	Спектр 9	13.12	0.71		1.72				9.33	28.24	46.87	100
4	Спектр 11	15.92		0.51	0.77				15.1		67.7	100
	Спектр 12	16.49		1.37	3.16			0.37	14.48		64.14	100
5	Спектр 14	13.61			0.4				14.77		71.23	100
	Спектр 15	6.66			0.53				17.25		75.56	100
	Спектр 16	17.36		9.81	31.11		22.28		2.64	0.96	15.84	100
	Спектр 18	78.04				11.14		10.82				100

Примечание. Анализы выполнены на СЭМ JSM-6390LV с ЭДС приставкой INCA X-Max (Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, аналитик Е. С. Шагалов).

тельности их существования. Во всех зернах сохраняется соотношение между Bi:V, и часто наблюдается слабая зональность, что говорит о кристаллизации вещества в спокойной термодинамической обстановке. Раздробленность зерен и трещины деформации на кристаллах говорят о том, что индивиды подвергались воздействию поздней тектоники.

Литература

Кисин А. Ю. Структурный контроль Светлинского пегматитового поля // Геоматериалы. 2010. С. 12–14.

Поляков В. О. Висмутовая минерализация в Ильменских горах // В сб.: Материалы по минералогии месторождений Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. С. 19–23.

Таланцев А. С., Демчук И. Г. Гипергенные ванадий-висмутовые минералы в гранитном пегматите из Кочкарского района на Южном Урале // Материалы к минералогии Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. С. 28–35.

Я. М. Тютев¹, М. Н. Анкушев², И. А. Блинов²

¹ – Южно-Уральский государственный университет, филиал в г. Миассе

² – Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс

**Минералогические особенности медного месторождения Таш-Казган
(Южный Урал, Республика Башкортостан)
(руководитель В. В. Зайков)**

Месторождение Таш-Казган находится в Учалинском районе республики Башкортостан, в 3 км к юго-востоку от деревни Курамино (долгота 54°37'21.6", широта 059°49'26.9"). Месторождение обнаружено в конце XVIII века по «чудским копиям». С башкирского языка название Таш-Казган переводится как «каменоломня», ранее рудник назывался также Кукушевским. Промышленные разработки начались одновременно с добычей медных руд месторождения Никольское в начале XIX века [Юминов, Зайков, 2009]. Руды месторождения отвозились на Миасский медеплавильный завод, который располагался в 50 км к северо-западу от рудника. Позднее, к 60-м годам XIX века, месторождение было полностью выработано.

Цель работы – минералогическая характеристика руд месторождения Таш-Казган. Основные задачи: изучение морфологии рудных и акцессорных минералов, текстур и структур руд, определение состава минералов. В ходе работы были использованы методы рудной микроскопии (микроскоп Olympus BX51 и Axiolab Carl Zeiss Института минералогии УрО РАН, микроскоп Полам Р-312 геологического факультета ЮУрГУ), состав минералов установлен на электронном микроскопе Vega3 TESCAN SBU (аналитик И. А. Блинов, Институт минералогии УрО РАН).

Объект принадлежит Никольскому рудному полю, к которому также относится Никольское месторождение серебра и меди. Месторождение локализовано в базальтоидах и трахидацитах березовской свиты нижнекарбонového возраста, входящих в Магнитогорский междуговой бассейн [Зайков, 2006]. Вулканогенные отложения секутся линейными телами гранитов, с которыми связаны кварцевые жилы и зоны березитизации [Юминов, Зайков, 2009]. Месторождение относится к сульфидно-кварцевому типу. В настоящий момент объект представляет собой группу небольших карьеров глубиной до 4 м и шурфов с отвалами жильного кварца с сульфидной минерализацией. Площадь развития выработок составляет 100 × 300 м.

Изученный кварц пронизан прожилками и вкрапленностью рудных минералов, слагающих 5–10 % массы образцов, среди которых установлены первичные минералы и продукты их преобразования в коре выветривания. К первичным относятся халькопирит, сфалерит, теннантит, киноварь. Вторичные представлены борнитом, халькозином, ковеллином, малахитом, иодаргиритом, бромаргиритом, арсенатом меди, гематитом и гидроксидами железа. Барит образует небольшие (10 мкм) ксеноморфные агрегаты в колломорфной массе гидроксидов железа.

Микроскопически были выделены коррозионные структуры замещения борнита халькозином и ковеллином, коллоидные структуры гидроксидов железа и деформационные структуры для гематита.

Халькопирит присутствует в виде ксеноморфных агрегатов и образует решетчатые сростания с борнитом, ковеллином и халькозином. Формула минерала близка к стехиометрической: $Cu_{1,03}Fe_{0,96}S_2$.

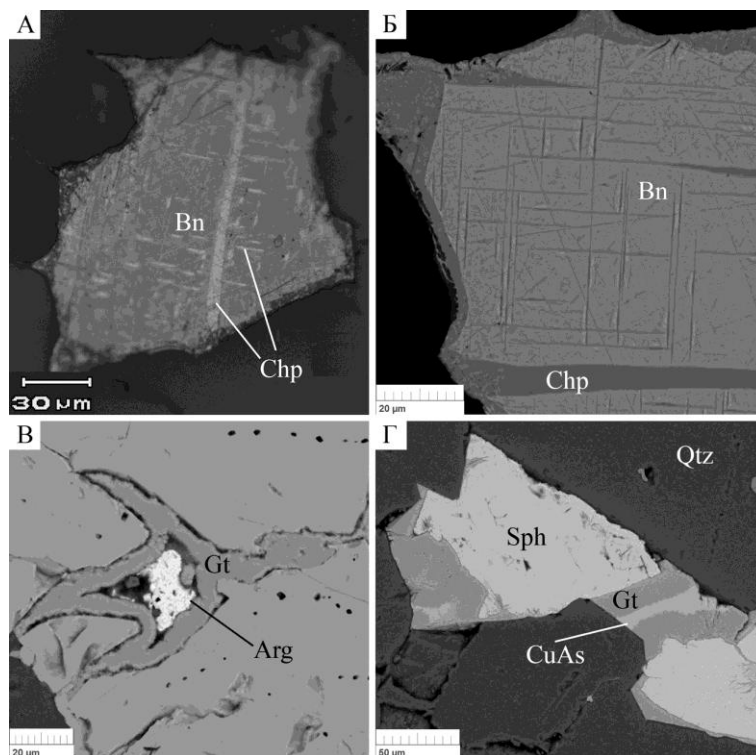


Рис. Минералы зоны гипергенеза месторождения Таш-Казган: а) решетчатые сростания борнита и халькопирита; б) деталь предыдущего снимка; в) иод-хлор-бромаргирит среди гидроксидов железа; г) сростание сфалерита, гетита и арсената меди.

Bn – борнит, Chp – халькопирит, Sph – сфалерит, Arg – I, Cl-содержащий бромаргирит, CuAs – арсенат меди, Gt – гетит, Qtz – кварц. Снимки: а) отраженный свет; б–г) изображения в отраженных электронах.

Борнит имеет характерный пурпурно-розовый цвет, в поверхностных условиях многие зерна борнита со временем приобрели ярко-розовый оттенок в связи с побелостью. Зерна имеют ксеноморфный облик, наблюдается замещение халькозином и ковеллином, которые образуют каймы обрастания. Редко наблюдаются идиоморфные кристаллы борнита в кварце. Борнит развивается по халькопириту, образуя пластинчатые и решетчатые сростания (рис.). Формула минерала близка к стехиометрической: $Cu_{4,86-4,92}Fe_{0,96-1}S_4$. В некоторых зернах борнита наблюдаются структуры распада твердого раствора, образованные висмутсодержащим минералом, диагностировать состав которого, в силу малого размера индивидов (менее 1 мкм), не удалось.

Сфалерит встречается редко, образуя гипидиоморфные агрегаты, в сростании с арсенатами, гетитом и халькозином.

Теннантит образует ксеноморфные выделения, имеет светло-серый цвет. Замещается халькозином и ковеллином.

Метациннабарит обнаружен в единственном случае в виде небольшого (около 5 мкм) ксеноморфного индивида. Минерал диагностирован по данным рентгеноспектрального микроанализа, формула минерала соответствует стехиометрической

$\text{Hg}_{1.01}\text{S}_{1.00}$. Известны находки метациннабарита в зонах окисления колчеданных месторождений Южного Урала [Белогуб, 2009ф].

Халькозин замещает зерна борнита, имеет светло-голубоватый и серовато-голубоватый цвет по сравнению с ковеллином. Образует совместно с ковеллином ксеноморфные сростания решетчатой текстуры.

Ковеллин замещает халькозин, имеет ярко-синий до индигово-синего цвет порой с фиолетовым оттенком. Обладает сильным плеохроизмом от бледно-серо-голубого до отчетливо синего.

Водосодержащий арсенат меди обнаружен в единичном случае в виде ксеноморфного агрегата размером 20 мкм, в сростании со сфалеритом и гетитом. Вероятнее всего развивается по теннантиту. Минерал имеет состав (мас. %): FeO 2.15, CuO 44.9, ZnO 3.96, As₂O₅ 35.29, Sb₂O₃ 0.5.

Гематит наиболее распространен в изученных образцах. Минерал образует идиоморфные и гипидиоморфные зерна таблитчатой и пластинчатой формы.

Гидроксиды железа развиваются по гематиту, а также заполняют трещины и небольшие пустотки в кварце, образуя почковидные массы.

Малахит образует три типа агрегатов: 1) сростки с гематитом, в которых отдельные пластинки гематита рассекают малахит; 2) самостоятельные включения в кварце; 3) радиально-лучистые сростки.

В колломорфной массе гидроксидов железа обнаружены *иодаргирит* и *иод-хлор-бромаргирит* в виде ксеноморфных агрегатов размером 5–10 мкм. Галогениды серебра являются типичными минералами зон окисления рудных месторождений Южного Урала [Белогуб, 2009ф]. В то же время, иод-хлор-бромаргирит, в котором анионная часть представлена несколькими элементами, является редким в зонах окисления [Кужугет, 2014]. Находки галогенидов в зонах гипергенеза служат показателем аридных условий их формирования [Яхонтова, Зверева, 2000].

По данным М. В. Смирнова, содержания золота и серебра и цветных металлов в отвалах составляют 1 и 2.9 г/т, соответственно, (мас. %) Cu 0.7, Zn и Pb 0.01, Mo 0.07. Гранит-порфиры содержат золото и серебро в количестве 0.03 г/т [Зайков и др., 1994ф]. По данным Е. Н. Черныха [1970], руда Таш-Казганского месторождения характеризуется высокими концентрациями мышьяка – до 10 мас. %.

Таким образом, на месторождении Таш-Казган диагностированы минералы первичных руд и зоны гипергенеза, аналогичные установленным ранее на соседнем Никольском месторождении [Юминов, Зайков, 2009]: халькопирит, борнит, теннантит, халькозин, ковеллин, малахит, гематит, гидроксиды железа, арсенаты меди. Кроме этого, установлены сфалерит, киноварь, барит, а также иодаргирит и редкий иод-хлор-бромаргирит.

Авторы благодарны А. М. Юминову и Н. П. Сафиной за помощь в работе. Исследования поддержаны междисциплинарным проектом президиума УрО РАН № 15-134-569 «Традиции и инновации в экономике и культуре населения Южного Урала в эпоху бронзы (междисциплинарные исследования)».

Литература

Белогуб Е. В. Гипергенез сульфидных месторождений Южного Урала. Дис. ... докт. геол.-мин. наук. Миасс, 2009ф. 537 с.

Зайков В. В. Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин: на примере колчеданосных зон Урала и Сибири: 2-е изд. М.: Наука, 2006. 429 с.

Зайков В. В., Юминов А. М., Зайкова Е. В. и др. Отчет по теме: «Минеральное сырье района историко-ландшафтного заповедника Аркаим». Миасс, 1994ф. 292 с.

Кужугет Р. В. Иодидная и бромидная минерализация в окисленных рудах Хаак-Сайрского золоторудного месторождения Западная Тува // Записки РМО. 2014. № 2. С. 64–80.

Черных Е. Н. Древнейшая металлургия Урала и Поволжья. М.: Наука, 1970. 179 с.

Юминов А. М., Зайков В. В. Никольское месторождение серебряно-медных руд (Южный Урал) // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009. С. 194–197.

Яхонтова Л. К., Зверева В. П. Основы минералогии гипергенеза. Учеб. пособие. Владивосток: Дальнаука, 2000. 336 с.

Е. А. Бажин

Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа

bazhin_evgeniy@mail.ru

К вопросу генезиса Рябиновского гранитного массива (Южный Урал)

Рябиновский гранитный массив приурочен к зоне сочленения отложений бурзянской и юрматинской серий Южного Урала. Гранитоиды слагают ряд хорошо прослеживающихся скальных обнажений по гребневым частям Рябиновского и Чернореченского хребтов. Массив протягивается на десятки километров восточнее массивов габброидов кусинско-копанского комплекса в виде полосы шириной 500–800 м. Восточный контакт массива с породами кувашской свиты метасоматический, а сама граница проводится условно. Это объясняется интенсивными метасоматическими изменениями сланцев, их гранитизацией с постепенными переходами в микропегматитовые граниты. В обнажениях гранитоиды трудно назвать гранитами – это светло-зеленоватые породы с хорошо различимой зернистостью, катаклазированные, рассланцованные. Текстура чаще линзовидно-полосчатая, напоминающая гранитные мигматиты, образована очковыми агрегатами и линзами мелко-среднезернистого кварца и полевого шпата, окруженными более темным тонким агрегатом, претерпевшим различную степень дробления и метасоматической переработки. Темноцветные минералы представлены магнетитом и биотитом. Порода мусковитизирована и хлоритизирована. Кроме основных разновидностей встречаются редкие жильные тела плагиогранитов, плагиогранит-порфиоров, гранодиоритов, граносиенитов, кварцевых монзонитов и маломощные жилы кварца [Петров и др., 1995ф].

В микропегматитовых гранитах почти весь кварц находится в графических прорастаниях с К–Na полевым шпатом. Полевой шпат представлен субтаблитчатыми зёрнами с переменным составом – от КПШ-пертита через мезопертит до антипертита. Вростки К-фазы часто образуют прожилковые, четковидные или таблитчатые агрегаты, указывающие на ее формирование в гипабиссальной обстановке при быстром охлаждении и разделении на К и Na фазы.

С востока на запад в гранитах уменьшается количество зерен и объем микропегматитовых вростков кварца в полевым шпате. В этом же направлении появляются крупные самостоятельные кварцевые зёрна, замещающие полевые шпаты. Темноцветные минералы представлены прожилково-гнездовым тонкочешуйчатым агрегатом зеленовато-бурого биотита. В западной части, наряду с нормальным амфиболом, встречаются радиально-лучистые гнезда зеленовато-синего щелочного амфибола.

Среди акцессорных минералов отмечаются ильменит с каймой лейкоксена, циркон, апатит, сфен [Петров и др., 1995ф].

По данным большинства исследователей, граниты Рябиновского массива имеют среднепротерозойский возраст и образовались во время юрматинского тектономагматического цикла (1400–1500 млн лет), что совпадает с возрастом цирконов из габбро соседнего Копанского массива и совпадает с временем заложения среднерифейского рифта в Центрально-Уральской мегазоне [Краснобаев, Бородина, 1970; Петров и др., 1995ф; Краснобаев и др., 2006]. Более древний Rb-Sr возраст габброноритов и гранофировых гранитов (2553 ± 96 млн лет) объясняется ассимиляцией корового материала и локальным плавлением вмещающих пород [Горожанин и др., 1995].

На происхождение гранитов Рябиновского массива имеется несколько точек зрения. По данным Д. С. Штейнберга [1963], граниты генетически связаны с габброидами Кусинско-Копанской интрузии и, залегая висячем ее боку, представляют собой продукты дифференциации габбровой магмы. Совместно с интрузией габбродиабазов Кусинского района Рябиновский гранитный массив относится к верхнепротерозойской калиевой серии на основании определений абсолютного возраста. Л. И. Кравцова [1963] считала граниты дифференциатами габбровой магмы, хотя отмечала их тесную пространственную связь с эффузивными кварцевыми порфиридами машакской (кувашской) свиты. Кроме залегания гранитов висячем боку габбрового массива, их особенностью является широкое развитие плагиогранитной фации, микропегматитовых структур, отсутствие или редкость мирмекитов, явные признаки низкотемпературного метаморфизма, сочетающегося с дроблением, рассланцеванием и сопровождающегося хлоритизацией и интенсивной серицитизацией, а также присутствие акцессорного флюорита, крупных кристаллов циркона и широкое развитие вторичного стильпномелана. Существует мнение о метаморфической природе гранитов Рябиновского массива, предположительно образовавшихся за счет порфиридов кувашской свиты [Виноградская, 1963]. А. А. Краснобаев и Н. С. Бородина [1970] считали граниты Рябиновского массива и порфириды кувашской свиты комагматичными образованиями, представляющими наиболее древнюю на Урале вулканоплутоническую ассоциацию.

Микропегматитовые граниты характеризуются концентрациями SiO_2 71.5–73.2 мас. %. На классификационной диаграмме фигуративные точки пород Рябиновского массива образуют компактную группу, перекрывающую поля гранодиоритов, щелочных гранитов и гранитов нормального ряда. На диаграмме $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}) - \text{SiO}_2$ анализы образуют две группы точек, из которых первая ложится в пограничную область между известково-щелочными и щелочными гранитами, а вторая с более высокими содержаниями SiO_2 – в область щелочно-известковых и известково-щелочных гранитов. Сумма щелочей варьирует в пределах 7.6–8.6 мас. % при явном преобладании калиевой щелочности ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 1.2–2.4) во всех разновидностях гранитов. Гранитам свойственна повышенная железистость (0.83–0.94) при его высокой восстановленности, что типично для ильменитовых серий. По показателю железистости большинство анализов гранитов ложится в область пералюминиевых лейкократовых гранитов А-типа.

Граниты низкоглиноземистые и по содержанию Al_2O_3 (11.3–12.3 мас. %) сопоставимы с анорогенными лейкократовыми гранитами. По величине $\text{Al}/(\text{Na} + \text{K}) + \text{Ca}$ они принадлежат к двум разновидностям – металюминиевым и пералюминиевым гранитам. Обе разновидности имеют низкие концентрации кальция (0.2–1.5 мас. %), магния (0.1–1.4 мас. %) и стронция (17–43 г/т) при высоких содержаниях циркония

(340–640 г/т), ниобия (63–103 г/т), иттрия (50–84 г/т), что также характерно для гранитов А-типа. Анорогенность рябиновских гранитов подчеркивается их сопряженностью со среднерифейской Кувашско-Машакской рифтовой системой, а также типично «внутриплитными» содержаниями таких элементов-индикаторов, как ниобий и иттрий [Рыкус и др., 2011].

Граниты имеют умеренно и слабофракционированные спектры РЗЭ $(La/Yb)_{CN} = 8–12$, отличаются слабофракционированным спектром ЛРЗЭ $(La/Sm)_{CN} = 5–6$ и особенно ТРЗЭ $(Gd/Yb)_{CN} = 1–2$. В них отмечается слабовыраженная положительная аномалия церия и отчетливая отрицательная аномалия европия. По характеру распределения спектров РЗЭ рябиновские граниты сопоставимы с гранитами внутриплитных консолидированных структур.

Литература

Виноградская Г. М. Генезис гранитоидов Златоустовского района на Урале // Труды Всесоюзного научно-исследовательского геологического института. 1963. Т. 96. С. 34–64.

Горожанин В. М., Алексеев А. А., Калеганов Б. А. Новые данные по геохронологии Кусинско-Копанского комплекса // Ежегодник–1994. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1995. С. 70–73.

Кравцова Л. И. Геологическое строение и история формирования Копанского габбрового массива на Южном Урале // В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск: УФАН СССР, 1963. Т. 1. С. 467–480.

Краснобаев А. А., Бородина Н. С. Геохимические особенности, генезис и возрастная корреляция рифейских гранитоидов и липаритовых порфиритов Златоустовского района (Южный Урал) // Труды ИГТ УНЦ АН СССР. Екатеринбург, 1970. Вып. 85. С. 124–153.

Краснобаев А. А., Ферштатер Г. Б., Беа Ф., Монтеро П. Цирконовый возраст габбро и гранитоидов Кусинско-Копанского комплекса (Южный Урал) // Ежегодник–2005. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2006. С. 300–303.

Петров В. И., Пунегов Б. Н., Шалагинов А. Э. Геологическое доизучение масштаба 1:50000 саткинской площади, общие поиски кристаллического магнетита в пределах березовского участка и полиметаллов на чернореченском участке. Челябинск, 1995ф.

Рыкус М. В., Сначев В. И., Бажин Е. А. Анорогенные граниты западного склона Южного Урала: состав, петрогенезис, минералогия // Нефтегазовое дело. 2011. Т. 9. № 2. С. 282–301.

Штейнберг Д. С. Основные проблемы магматизма и метаморфизма Урала // В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск: УФАН СССР, 1963. Т. 1. С. 7–26.

А. В. Мальшев^{1,2}, Е. В. Кислов^{1,2}

¹ – Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ

² – Бурятский государственный университет, г. Улан-Удэ
waylander6@mail.ru

Геология Улан-Ходинского месторождения апоультрамафитового нефрита (юго-восточная часть Восточного Саяна)

Улан-Ходинское месторождение апоультрамафитового нефрита расположено в юго-восточной части Холбын-Хаирханского ультрамафитового массива, в 1.5 км от г. Улан-Хода. В геолого-структурном плане массив расположен в пределах Иркутно-Окинской структурно-формационной зоны Саянской складчатой области. Основные

структурные элементы этой части Восточного Саяна – Окинский и Ильчирский протерозойские островодужные комплексы – отделены архейской Гарганской глыбой, которая на северо-западе разделяется Окинским офиолитовым комплексом с Холбын-Хаирханским ультрамафитовым массивом.

Массив в районе Улан-Ходинского месторождения имеет зональное строение, характерное для крупных гипербазитовых массивов ильчирского комплекса, а именно (от краевой части к центру): тальк-карбонатные породы → серпентиниты → серпентинизированные дуниты → дуниты.

Дуниты слагают изометричные тела размером 100–500 м в поперечнике. Это светло-зеленые с желтоватым оттенком массивные среднезернистые породы, состоящие на 80–85 % из оливина и 15–20 % из пироксена. Из аксессуарных минералов присутствуют хромшпинелиды и рудные минералы, из вторичных – серпентин, лейкоксен и иддингсит. Постепенно содержание серпентина в дунитах возрастает, и по мере удаления от их ядер к периферии дуниты сменяются серпентинитами с реликтами округлого оливина.

Аподунитовые и апогарцбургитовые серпентиниты слагают значительные площади на месторождении. Серпентиниты представляют собой зеленовато-серые до зеленых массивные породы с реликтами оливина. По структурно-текстурным особенностям серпентиниты разделяются на желто-зеленые пятнистые брекчиевидные, интенсивно катаклазированные с небольшим содержанием магнетита и массивные серовато-зеленые серпентиниты со средним (2–5 %) содержанием магнетита.

В зонах дробления серпентиниты катаклазированы, часто вблизи контакта их с дайками различного состава перекристаллизованы. В этих случаях серпентиниты сложены антигоритом, обладают зеленой окраской, массивной текстурой, по внешнему облику иногда похожи на нефрит.

Представляющие интерес для поисков нефрита ультрамафиты и апоультрамафитовые породы (дуниты, гарцбургиты, серпентиниты, тальк-карбонатные породы, листвениты) на площади месторождения слагают субширотное пластообразное тело, имеющее тектонический контакт с вмещающими вулканогенно-карбонатно-терригенными отложениями позднего протерозоя. Наиболее широко распространены серпентиниты. Слабоизмененные дуниты и гарцбургиты встречаются лишь в виде небольших овальных ядер. Гарцбургиты сложены оливином (85–95 %) и энстатитом (5–15 %) с аксессуарной примесью хромшпинелидов. По мере удаления от центральной части ядер постепенно возрастает степень серпентинизации пород. Вблизи блоков первичных пород, имея с ними постепенные переходы, распространены лизардитовые и хризотил-лизардитовые серпентиниты. В окраске серпентинитов этого типа преобладают темно-зеленые, зеленовато-черные тона с жирным блеском. По многочисленным трещинкам и зеркалам скольжения в них развит эмалевидный серпофит светло-зеленого цвета.

Характерной особенностью хризотил-лизардитовых серпентинитов, позволяющей легко диагностировать их в поле, является белесо-зеленая корочка выветривания. Микроскопически они характеризуются петельчатой и пластинчато-петельчатой структурами. Пластинчато-петельчатые структуры по форме петель, образованных шнурами лизардита, подразделяются на ленточно-петельчатые и сложнопетельчатые. Первые характеризуются параллельным расположением шнуров (лент), вторые – хаотичным расположением взаимопересекающихся шнуров. Внутрипетлевое пространство выполнено пластинчатым лизардитом и хризотилом или аморфным серпентином. В зонах разрывных нарушений и на контакте с магматическими поро-

дами лизардитовые и хризотил-лизардитовые серпентиниты испытывают перекристаллизацию и переходят в антигоритовые разновидности. Замещение хризотила и лизардита антигоритом происходит по трещинам. При полной антигоритизации возникают разнообразные структуры, свойственные только антигоритовым серпентинитам – пластинчатые, мелко- и крупночешуйчатые, лейстовидные, решетчатые, игольчатые. Петельчатые и пластинчато-петельчатые структуры для антигоритовых серпентинитов не характерны. В зонах разрывных нарушений серпентиниты оталькованы, карбонатизированы, нередко преобразованы в тальк-карбонатные породы. Серпентиниты и находящиеся в них жилы альбититов и нефритов графитизированы вблизи ядер слабоизмененных дунитов. Тонкодисперсный графит равномерно «пропитывает» все упомянутые породы, образуя скопления в трещинках и зальбандах.

Рассланцованные светло-серые с зеленоватым оттенком тальк-карбонатные породы слагают северо-западный фланг месторождения и картируются в виде полосы северо-восточного простирания шириной до 300 м.

Серпентиниты нередко карбонатизированы по мере их приближения к контакту с тальк-карбонатными породами. В серпентинитах вначале появляются редкие и мелкие, а затем более крупные (до 8 мм) включения кристаллов карбоната с выраженной спайностью. Иногда в сильно катаклазированных серпентинитах на контакте с тальк-карбонатными породами отмечаются прожилки карбонатов и гематит.

Серпентиниты и тальк-карбонатные породы прорваны штоками и дайками габбро-долеритов и гранит-порфиоров. В основном, дайки основных пород метасоматическими процессами превращены в амфибол-плагиоклазовые или цоизит-диопсид-кварцевые родингиты, а кислых пород – в порфировидные альбититы. Простирание даек преимущественно северо-западное, реже северо-восточное. Длина их варьирует от 2–3 до 15–140 м, мощность от 1–3 до 5–6 м. Падение крутое. Дайковые тела и нефритовые жилы на площади месторождения распределены неравномерно.

Структурный план Улан-Ходинского месторождения нефрита определяется интенсивным развитием разрывных нарушений северо-западного и северо-восточного простирания, разбивающих серпентиниты на отдельные тектонические блоки. Серпентиниты внутри блоков характеризуются широким развитием субпараллельных и сближенных между собой зон рассланцевания северо-западного, реже северо-восточного и субширотного простирания, к которым обычно приурочены метасоматически измененные дайки габбро-долеритов и гранит-порфиоров. На контакте серпентинитов с метасоматически измененными дайками основных и кислых пород нередко образуются нефритовые тела (жилы).

Нефритоносная зона прослеживается вдоль северо-западного контакта Холбын-Хаирханского гипербазитового массива в северо-восточном направлении. Мощность ее достигает 900–1000 м. Она характеризуется повышенной трещиноватостью серпентинитов, что определяется интенсивным развитием разломов различных направлений, что подтверждается и геофизическими данными. По характеру магнитного поля в северо-восточной и северо-западной частях участка можно предположить, что они представляют два различных блока горных пород. Северо-западный блок отображается сильно изрезанным положительным полем, что может быть обусловлено интенсивным изменением пород под действием тектоники.

Окраска нефрита на месторождении определяется повышенными содержаниями Cr , Ni , Co и Fe , привнесенных в результате инфильтрационно-диффузионного кальциевого метасоматоза по антигоритовым спутанно-волокнистым серпентинитам на контакте последних с апогаббровыми или апогранитными алюмосиликатными

метасоматитами. Роль даек гранитоидов и габброидов в данном случае выражается в том, что они формируют в своих экзоконтактах ореолы перекристаллизованных серпентинитов, обладающих нефритоподобной структурой [Сутурин, Замелетдинов, 1984]. Кальциевый метасоматоз преобразует габброиды в метасоматиты кварццоизит-диопсидового состава, а гранитоиды – в тремолитизированные альбититы. Одновременно по серпентинитам развивается нефрит.

Процесс нефритообразования начинается при температурах ~370–400 °С, высоком химическом потенциале натрия, кальция и кремния и преобладающем динамометаморфизме, о чем свидетельствуют приуроченность нефритоносных тел к зонам меланжа.

Литература

Сутурин Н. А., Замелетдинов Р. С. Нефриты. М.: Наука, 1984. 292 с.

В. И. Лысенко

*Московский государственный университет, филиал в г. Севастополь
Niagara_sev@mail.ru*

Образование гераклитов в юго-восточной части Паратетиса, юго-западный Крым: результаты изучения следов палеодегазации миоцена

Процессы холодной дегазации углеводородов в морях, океанах и озере Байкал вызывают большой интерес у исследователей. Во многих случаях рядом со струйными выделениями газовых флюидов на дне обнаружены поля газогидратов и «оазисы жизни», а также карбонатные постройки [Шнюков и др., 2013]. В разных физико-географических условиях встречаются постройки различной морфологии: бугристые плиты, коралловидные наросты, трубчатые образования высотой несколько метров, тонкие дырчатые покровы мощностью 2–3 см, пляжные конгломераты и песчаники с примесью детрита, цементированные карбонатом бактериального синтеза. Практически все участки струйной холодной дегазации приурочены к тектоническим зонам с активным сейсмическим режимом, поэтому во время землетрясений происходит разрушение хрупких карбонатных построек. Их обломочный материал отличается повышенной твердостью и прочностью по сравнению с вмещающими породами, что позволяет им хорошо сохраняться в осадочной глинисто-карбонатной толще. Именно такой материал из карбонатно-терригенной толщи миоцена получил название «гераклиты» [Лысенко Н., Лысенко В., 2001].

Гераклиты – это обломочный материал бактериальных карбонатных палеопостроек метанотрофных архей, образованных около центров палеодегазации в миоцене. Как и современные «аутигенные» карбонатные постройки, они характеризуются своеобразной морфологией, цветом, присутствием скелетных останков организмов, высокой микро- и макропористостью, газонасыщенностью, пропиткой нефтепродуктами, структурой, текстурой, минералогией, геохимией и особыми условиями нахождения в геологическом разрезе [Лысенко Н., Лысенко В., 2001]. Задачей наших

исследований является установление признаков отличия гераклитов от вмещающих пород, что необходимо для реконструкции палеогеографических условий и выяснения генезиса их образования.

Автором детально изучены геологические разрезы обнажений береговых обрывов с гераклитами в Крыму на побережьях Гераклеяского и Тарханкутского полуостровов и в Болгарии севернее г. Варна. Поисковые работы и геологическое картирование проводилось по общепринятой методике. Состав газовых флюидов из гераклитов изучен в лаборатории ИГГИ НАН Украины (г. Львов) на масс-спектрометре МСХ-3А. Минеральный состав гераклитов исследовался методом рентгенофазового анализа на автоматическом дифрактометре MiniFlexII (Rigaku). Структурные и текстурные особенности строения и минералогии гераклитов изучались в шлифах на оптическом микроскопе Olimpus BX51 и электронном микроскопе РЭМ-106 с энергодисперсионной приставкой. Особое внимание уделялось исследованию нефтепродуктов и некарбонатных минералов в микропримесях, которые являются индикатором условий образования гераклитов. Для этой цели образцы различного цвета и морфологии растворяли в кислотах. Нерастворимый осадок после промывки и просушки был изучен при помощи сканирующего электронного микроскопа Tescan VegaII с ЭДС приставкой Drycool. Для определения химического, газового и минерального состава отбирались образцы разных цветов и морфологии из различных возрастных горизонтов на побережьях Гераклеяского и Тарханкутского полуостровов.

Главным признаком гераклитов является их внешнее сходство с «вулканическим шлаком». Они представлены пемзообразными желваками причудливой конфигурации с шершавой поверхностью и точечными отверстиями без признаков окатанности и размером от 2.0 до 150 мм. Сходство поверхности гераклитов с «вулканическими шлаками» можно объяснить серо-черной окраской и наличием на их поверхности многочисленных сферолитовых карбонатных шариков. Описание подобных сферолитов приводится в работах по изучению современных карбонатных построек Черного моря [Шнюков и др., 2013].

Другой особенностью гераклитов является присутствие обломочного материала раковин бентоса в общей массе породы. Биогенный материал раковин и детрита составляет 5–50 % общего объема. Гераклиты встречаются в породах караганского, среднесарматского и верхнесарматского ярусов, где видовой состав фауны отличается. Обязательное присутствие в гераклитах детрита и биогенных остатков фауны миоцена позволяет отказаться от гипотез, что они являются материалом взрывных выбросов карбонатного вулканизма или высокотемпературных туффзитов [Лукин и др., 2006].

Характерным признаком гераклитов является их высокая макро- и микропористость. Видимые «псевдопустоты» занимают в некоторых образцах до 30 % поверхности скола породы. Поры размером 0.001–3.0 мм характеризуются сложной формой и резкими заливообразными контактами с породой. Поровое пространство заполнено метаном и углекислым газом, а в отдельных пробах присутствуют этан, пропан, азот и сероводород. Содержание газов зависит от пористости и меняется от 2.5 до 216 г/т [Лысенко, 2008].

Присутствие нефтепродуктов в гераклитах является одним из главных критериев отличия их от пород вмещающей толщи и указывает на генетическую связь с современными карбонатными новообразованиями морей и океанов [Шнюков и др., 2013]. Углеводороды гераклитов имеют полигенный состав [Лысенко, 2008]. Они состоят из легкой нефти, высокомолекулярных смол и асфальтитов, плотность

которых больше воды, и сингенетического рассеянного органического вещества. Легкие нефтепродукты, высокомолекулярные смолы и асфальтиты являются продуктами глубинных гидротермальных флюидов. Высокомолекулярное углеводородное органическое вещество создается хемогенными микроорганизмами за счет переработки метана.

По результатам рентгенофазового анализа установлено, что гераклиты состоят из кальцита (85–95 %), доломита (1–10 %), кварца (3–10 %) и трудноопределяемой микрокристаллической части (3–5 %) [Лысенко, 2008]. При изучении шлифов отмечаются карбонаты трех генераций. Основная масса сложена микрозернистым микритом, в котором наблюдаются округлые, хлопьевидные, нитчатые, игольчатые, гантелеобразные и веретенообразные агрегаты кальцита [Лукин и др., 2006]. Возможно, это материал фоссилизации бактерий [Розанов, Заварзин, 1997]. В микрите отмечаются многочисленные сферические образования черного цвета и их сростки размером 0.01–3.0 мм. Они представлены тончайшими игольчатыми кристаллами, выходящими из центральной пустотелой части. Подобные сферолиты описаны в карбонатных постройках шельфа и континентального склона Черного моря [Шнюков и др., 2013]. Позже в бактериальных матах, сопровождающих карбонатные постройки, найдены «мелкие включения (0.5–2.0 мм) карбонатного жемчуга» [Гальченко, 2001]. Их природа прояснилась при изучении поверхности газогидратов метана на дне озера Байкал, где были обнаружены «необычные желеобразные шарики диаметром 2–5 мм» [Земская и др., 2011]. В них выявлено богатое морфологическое разнообразие сообществ микроорганизмов, состоящих из нитчатых форм, палочек различной длины и единичных кокков. Это сообщество содержит метаногенные и метанотрофные археи. Можно предположить, что сложноустроенный консорциум простейших является фабрикой по производству углеводородного органического вещества и карбонатов.

Хемогенный карбонат, связанный с глубинными флюидами, встречается в многочисленных порых выщелачивания в виде прозрачных мелких кристаллов кальцита игольчатого габитуса размером 0.04–0.5 мм по длинной оси на стенках пор. Биогенный карбонат в гераклитах представлен скоплением трубок серпулид, раковинами и обломками остракод, гастропод, моллюсков и фораминифер.

Некарбонатная микрокристаллическая фракция нерастворимого остатка кислот представлена терригенным материалом и минералами, связанными с глубинными углеводородными флюидами. Терригенный материал переноса морских и воздушных течений включает минералы глинистой группы, амфиболы, пироксены, полевой шпат, плагиоклаз, кварц и микрометеоритное вещество [Шнюков и др., 2013]. Эти примеси являются дополнительным доказательством, указывающим на поверхностное образование карбонатов гераклитов в водной среде на дне Мирового океана.

Неожиданным результатом исследований стали новые находки включений самородных металлов, описанных ранее [Лукин и др., 2006]. В пробах встречаются никель, железо и медь, а также единичные находки висмута, серебра, олова, цинка, алюминия, вольфрама и платины. В углеродистом материале встречаются многочисленные нановключения самородного никеля и меди. Особый интерес вызывают находки угловатых микропластинок интерметаллидов меди и цинка (природная латунь), титана и железа, хрома и железа. Микровключения самородных металлов приурочены к участкам, обогащенным черным углеродистым веществом.

Породы с включениями гераклитов на Гераклейском полуострове приурочены к линейным тектоническим зонам общей протяженностью более 60 км [Лысенко, 2008]. При изучении геологических разрезов можно наблюдать, что прослои, обога-

ценные гераклитами, залегают согласно в карбонатно-терригенных толщах пород караганского, среднего и верхнего сарматских ярусов. В береговых обрывах наблюдается от трех до пятнадцати прослоев с гераклитами. Они имеют ленточное строение, протяженность по простиранию 50–200 м и мощность от 10 до 150 см. Их латеральные окончания не сопровождаются литофациальными изменениями, а фиксируются лишь по исчезновению гераклитов. В строении линз с гераклитами главной особенностью является беспорядочное расположение обломков в общей массе без признаков гравитационной сортировки и структурной упорядоченности [Лысенко, 2008]. Такой характер распространения во вмещающей толще можно объяснить их связью с сейсмическими процессами, в ходе которых происходят крупные выбросы углеводородов из недр [Лысенко Н., Лысенко В., 2001].

Результаты исследований позволяют высказать предположение, что образование прослоев пород с гераклитами происходило в шельфовой зоне юго-восточной части Восточного Паратетиса в два этапа. В начале пузырькового выделения углеводородных флюидов в зоне активных разломов формировались карбонатные постройки за счет бактериального синтеза метана в углеводородное органическое вещество и карбонат. Вокруг них образовывались «оазисы жизни», где органическое вещество, полученное при переработке метана сообществом архей и микроорганизмов, использовалось в процессах жизнедеятельности колониями моллюсков, гастропод и серпул. Их симбиоз с метанотрофными и метаногенными микроорганизмами доказывается черными пленками углерода на скелетных обломках биоты из гераклитов. Раковины фауны из гераклитов характеризуются карликовой формой и тонко скульптурированными поверхностями, чем они отличаются от подобных видов из вмещающих известняков. Биоценоз зон дегазации миоцена испытывал дискомфорт обитания среди метана и сероводорода, что подтверждают результаты изучения газового состава флюидов из гераклитов.

Второй этап образования связан с мощными выбросами газа, которые сопровождали активные сейсмические процессы. В этот момент происходит разрушение построек до щебнистого материала и его быстрое захоронение. После прекращения поступления глубинных газов происходило формирование обычных карбонатных терригенных осадков. Активная палеодегазация, результатом которой является формирование прослоев с гераклитами, длилась с середины караганского до конца сарматского веков, что по абсолютной геохронологии соответствует более трем миллионам лет. Наиболее интенсивно (более десяти раз) выбросы газа происходили в верхнем сармате. Можно предположить, что активность палеодегазации в это время связана с усилением неотектонических движений в зоне пересечения Криворожско-Евпаторийско-Скадовского с Предгорнокрымским глубинными разломами. Находки самородных металлов и интерметаллидов, нефтепродуктов, газовый состав, изотопия углерода и геологическое строение позволяют предполагать, что в образовании гераклитов глубинные флюиды из мантии принимают более активное участие, чем это предполагалось ранее. Формирование флюидов происходит на больших глубинах, возможно на границе ядра и мантии [Лукин и др., 2006]. Захваченный гидротермальными растворами ультрамикроструктурный материал и металлы выносились совместно с тяжелыми углеводородными компонентами и газовыми флюидами на поверхность. Глубинный материал вовлекался археями в сложный биохимический процесс, в результате чего образовались карбонатные постройки на морском дне.

Таким образом, гераклиты являются свидетельством активных процессов углеводородной дегазации миоцена и неотектонических движений земной коры в юго-

восточной части Паратетиса. Высокие содержания в них метана, этана, пропана и следов легкой и тяжелой нефти являются доказательством присутствия в нижней части геологического разреза юго-западной части Крыма месторождений нефти и газа.

Литература

- Гальченко В. Ф. Метанотрофные бактерии. М.: ГЕОС, 2001. 500 с.
- Земская Т. И., Шубенкова О. В., Максименко С. Ю. и др. Структура желеобразных матов в районе приповерхностного залегания газогидратов структуры Санкт-Петербург (Средний Байкал) // Материалы XIV международной научной конференции (школы) по морской геологии «Геология морей и океанов». М.: ГЕОС, 2011. Т. 2. С. 42–43.
- Лукин А. Е., Лысенко В. И., Лысенко Н. И., Наумко И. О происхождении гераклитов // Геолог Украины. 2006. № 3. С. 23–39.
- Лысенко Н. И., Лысенко В. И. Необычный камень – «гераклит» и проблемы дегазации метана в миоцене Крыма // Крым–2001. Геодинамика и нефтегазоносные системы Черноморско-Каспийского региона. Симферополь, 2001. С. 76–82.
- Лысенко В. И. Гераклиты – карбонатные образования газовых источников и грязевых вулканов миоцена // Геология и полезные ископаемые мирового океана. 2008. № 2. С. 87–98.
- Розанов А. Ю., Заварзин Г. А. Бактериальная палеонтология // Вестник РАН. 1997. Т. 67. № 3. С. 241–245.
- Шнюков Е. Ф., Коболев В. П., Пасынков А. А. Газовый вулканизм Черного моря. Киев: Логос, 2013. 383 с.

С. Н. Кох, С. А. Новикова, Э. В. Сокол, Д. В. Семенова
Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск
s.n.kokh@gmail.com

Травертины Булганакского грязевулканического очага (Керченский полуостров): реконструкция источников вещества

Термин «травертин» объединяет широкий спектр карбонатных пород, образующихся на земной поверхности или вблизи нее из минерализованных гидрокарбонатных вод. По изотопно-геохимическим характеристикам CO_2 травертины подразделяются на изотопно-легкие метеогенные ($\delta^{13}\text{C} -20...+2\text{‰ VPDB}$) и изотопно-тяжелые термогенные ($\delta^{13}\text{C} -1... +10\text{‰ VPDB}$). В образовании первых задействован изотопно-легкий биогенный и атмосферный CO_2 . Изотопно-тяжелые травертины образуются за счет CO_2 , главными источниками которого являются эмиссия мантийного CO_2 , отделение CO_2 от магматических расплавов, а также региональный и контактовый метаморфизм, вызывающий декарбонатизацию осадков [Pentecost, 2005]. Однако существует еще один глобальный процесс генерации изотопно-тяжелого CO_2 ($\delta^{13}\text{C} +5...+24\text{‰ VPDB}$), задействованного затем в карбонатообразовании – процесс метаногенеза [Campbell, 2006]. Эмиссия такого CO_2 на земную поверхность осуществляется через аппараты грязевых вулканов и связанные с ними минерализованные газифицирующие источники.

Данная работа посвящена детальной характеристике разновозрастных изотопно-тяжелых ($\delta^{13}\text{C} +8.1...+12.5\text{‰ VPDB}$) травертинов, связанных с малодобитными

газирующими минерализованными источниками Большого Тархана (Керченский п-ов). Объекты исследования расположены на территории классической активной Керченско-Таманской грязевулканической провинции в северо-восточной части Булганакского очага (45°26'30" с.ш., 36°26'15" в.д.). Очаг приурочен к тектоническим нарушениям, прослеженным до глубин 2–4 км. Район сложен мощными (до 3–4 км) толщами морских глинистых осадков с прослоями мелких песков (майкопская серия (P₃-N₁¹) [Шнюков и др., 2005]. На смежных территориях эти толщи обладают колоссальными ресурсами углеводородов и характеризуются мощным проявлением грязевого вулканизма [Лаврушин, 2012].

Минерализованные воды источников Большого Тархана изливаются на поверхность из чокракских известняков (N₁²). Холодные (18–23 °С) воды источников относятся к нейтральным-щелочным (pH 7.73–7.95) солоноватым растворам Cl-HCO₃-Na-Ca типа (мг/л): (HCO₃)⁻ 4030–6400; Cl⁻ 4270–6700; Na 4260–4500; Ca 93–221; Mg 41–57; B 288–430. Сопоставление гидрохимических характеристик воды, полученных в 1962 г. [Куришко и др., 1968] и в 2012 г. показало, что общая минерализация вод современных источников, концентрации Na⁺, Ca⁺, Sr²⁺, и HCO₃⁻, а также величины pH возросли. В составе спонтанных газов, выделяющихся вместе с минерализованными водами, наряду с (об. %) CH₄ (67.8) и CO₂ (32.0), также обнаружены тяжелые углеводороды (0.16) [Куришко и др., 1968]. Воды керченских травертиновых источников отличает тяжелый изотопный состав кислорода (δ¹⁸O +8.0...+13.0 ‰, VPDB). Гидрокарбонат характеризуется тяжелым изотопным составом углерода (δ¹³C +12.5...+19.8 ‰ VPDB).

Из восьми источников Большого Тархана только в четырех происходит активное карбонатообразование, вокруг остальных в настоящее время отлагается ил и соляные корки. Нами изучены как новообразованные, так и старые травертины. Новообразованные разности слагают коническую постройку 0.8 м высотой и диаметром основания 5 м, на вершине которой расположена чаша активного минерализованного источника. Поверхность новообразованных травертинов часто покрыта корками высолов, водорослями и микробиальными пленками. Старые травертины, как правило, пропитаны гидроксидами железа, образуют тонкие корки и цементируют фрагменты брекчированных чокракских известняков.

Травертины этих источников состоят преимущественно из кальцита. Также зафиксированы сидерит, галит, тинкалконит, трона, гейлюссит, нортупит и аморфные гидроксиды железа. Кальцит образует микритовые и спаритовые, реже слоистые и сферолитовые агрегаты. Были обнаружены отпечатки диатомовых водорослей и замещенные кальцитом растительные остатки. Кальцит содержит примеси (мас. %): MgO (0.26–2.16), FeO (< 0.87), SrO (0.15–0.73), BaO (0.28–0.98), MnO (< 0.43). Примесь Na₂O (0.09–0.60 мас. %) в кальците новообразованных травертинов обусловлена присутствием в микропористых агрегатах водорастворимых солей натрия, а не изоморфным вхождением Na в структуру кальцита. Это подтверждается крайне низким содержанием Na₂O (≤ 0.09 мас. %) в кальцитах старых травертинов, длительно промывавшихся атмосферными осадками.

В целом, и новообразованные, и старые травертины Большого Тархана отличаются простым минеральным составом и морфологией. Это позволяет предполагать, что температура вод источника не менялась значительно, и во всем временном интервале травертинообразования они оставались холодными. В этом случае закономерно отсутствие в этих травертинах арагонита, обычно кристаллизующегося из вод теплых и горячих источников (Т 30–60 °С) [Pentecost, 2005; Лаврушин, 2012]. Очень

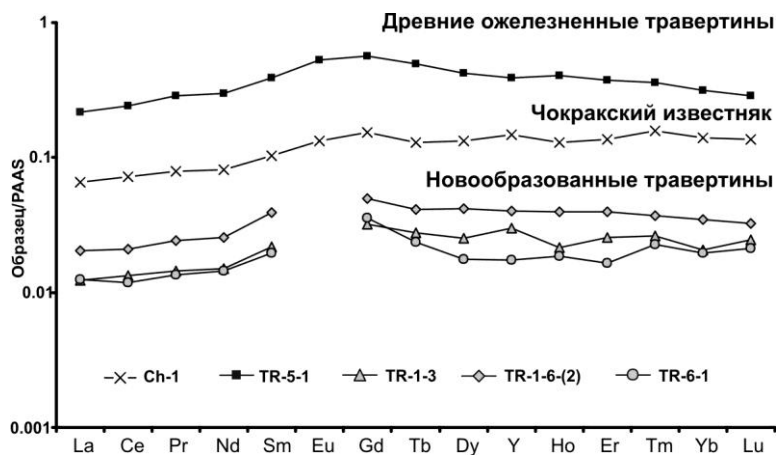


Рис. 1. Спектры PЗЭ + Y кальцитов из травертинов Керченского полуострова, нормированные на PAAS [Taylor, McLennan, 1985] в сравнении с чокракскими известняками.

низкие концентрации в водах Sr (2.0–3.7 мг/л), эффективно стабилизирующего метастабильный арагонит, также, по-видимому, способствовали возникновению кальцита. В источниках, из вод которых кристаллизуется арагонит, концентрации Sr варьируют от 8 до 30 мг/л [Pentecost, 2005]. Морфология минеральных индивидов и агрегатов кальцитов типична для продуктов кристаллизации из пересыщенных растворов.

По сравнению с чокракскими известняками (породами регионального водоносного коллектора) современные травертины значительно обеднены PЗЭ (Σ PЗЭ 2.6–4.8 г/т), тогда как в старых травертинах суммарное содержание PЗЭ на порядок выше (50.5 г/т) (рис. 1). Повышенные концентрации PЗЭ в старых травертинах, вероятнее всего, обусловлены их сорбцией на гидроксидах железа. Все PAAS-нормализованные спектры распределения PЗЭ + Y кальцитов из новообразованных травертинов подобны и близки к таковым PAAS. На диаграмме La–Th–Sc [Abanda, Hannigan, 2006] точки их составов располагаются непосредственно в поле PAAS. Кальциты керченских травертинов характеризуются тяжелым изотопным составом как углерода ($\delta^{13}\text{C} +8.1\text{...}+12.5\text{ ‰ VPDB}$), так и кислорода ($\delta^{18}\text{O} +10\text{...}+12.9\text{ ‰ VPDB}$). По сравнению с ними образец чокракского известняка имеет более облегченный изотопный состав углерода ($\delta^{13}\text{C} -12.4\text{ ‰ VPDB}$) и кислорода ($\delta^{18}\text{O} +2.2\text{ ‰ VPDB}$).

Температуры флюидогенерации для кальцитов из современных травертиновых покровов источника Большой Тархан оценены по Mg–Li термометру [Kharaka, Mamer, 1989] и составляют 68–78 °С. Эти температуры, с учетом регионального геотермического градиента, соответствуют глубинам 2.5–3 км и отвечают уровню залегания майкопских глинистых отложений ($\text{P}_3\text{--N}_1^1$). Полученные гидрогеохимические данные свидетельствуют также о том, что через Булганакский грязевулканический очаг и его травертиновые источники идет разгрузка высокоминерализованных холодных $\text{Cl--HCO}_3\text{--Na--Ca}$ вод, обогащенных I, Br и В. Геохимические характеристики этих вод позволяют отнести их к водоносному комплексу майкопских глин ($\text{P}_3\text{--N}_1^1$) [Альбов, 1956].

Таким образом, комплекс изотопно-геохимических данных свидетельствует о том, что воды минерального источника Большой Тархан возникли в процессе диагенеза

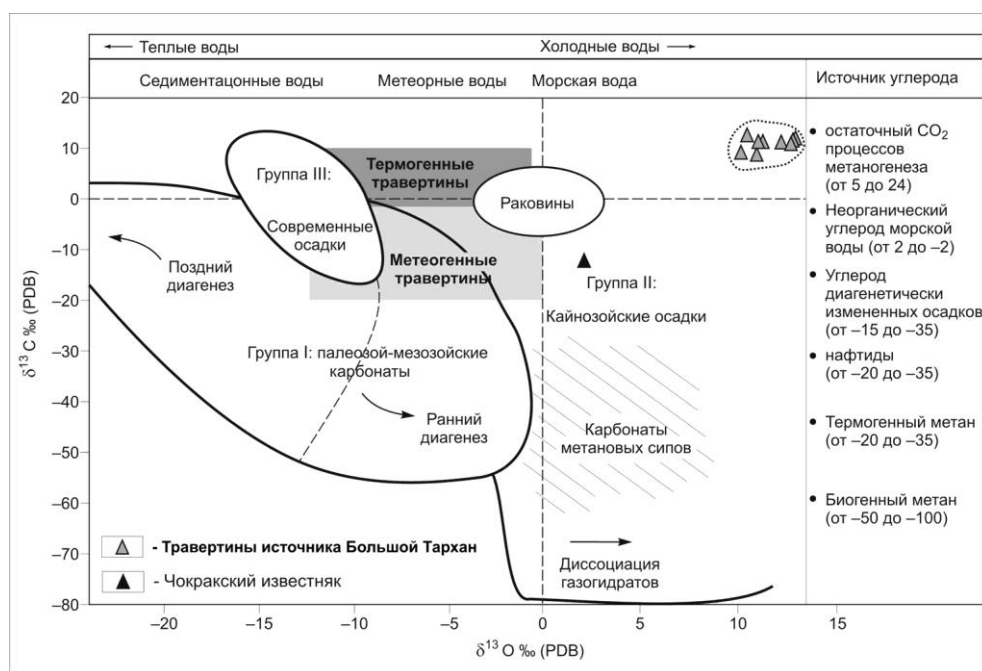


Рис. 2. Схема источников вещества, задействованных в образовании карбонатов, и важнейших биологических и химических факторов изотопного фракционирования С и О по [Campbell et al., 2006].

глинистых осадков, вероятно, майкопского возраста. Именно майкопская толща является главной нефтегазоносной толщей региона, созревание которой до сих пор сопровождается интенсивной генерацией углеводородов, в частности, метана. При отсутствии на Керченском полуострове магматических комплексов моложе палеозойского возраста, необычный изотопно-тяжелый состав углерода ($\delta^{13}\text{C} +8.1... +12.5 \text{ ‰ VPDB}$) и кислорода ($\delta^{18}\text{O} +10.1... +12.9 \text{ ‰ VPDB}$) кальцитов, кристаллизовавшихся из вод минерализованного источника Большой Тархан, убедительно подтверждает связь этих флюидов именно с процессом метаногенеза.

Изотопно-тяжелый углекислый газ ($\delta^{13}\text{C} +5...+24 \text{ ‰ VPDB}$) формируется при значительном фракционировании изотопов углерода в процессе глубокого диагенетического преобразования осадков, сопровождающегося образованием термогенного метана ($\delta^{13}\text{C}$ от -40 ‰ до -50 ‰ VPDB) (рис. 2) [Campbell, 2006]. При повышении давления такой CO_2 растворяется в формационных водах с образованием $(\text{HCO}_3)^-$ -иона, также обогащенного тяжелым изотопом углерода. С ростом концентрации $(\text{HCO}_3)^-$ -иона интенсивность взаимодействия вода-порода значительно возрастает, и растворы резко обогащаются макро- и микроэлементами, включая РЗЭ. Подъем таких вод к поверхности осуществляется по активным разломам глубокого заложения [Maercklin et al., 2004]. При сбросе давления комплекс $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_{2\text{aq}}$ стремительно распадается с образованием осадка карбоната кальция: $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_{2\text{aq}} \rightarrow \text{CO}_{2\text{газ}} \uparrow + \text{CaCO}_{3\text{тв.}} \downarrow$. Этот процесс способствует дальнейшему фракционированию изотопов углерода и РЗЭ [Choi et al., 2009]. Как следствие, карбонатные осадки источников, воды которых возникли в связи с процессом метаногенеза, приобретают комплекс уникальных изо-

топно-геохимических характеристик: (1) тяжелый изотопный состав углерода и (2) кислорода и (3) обогащение тяжелыми РЗЭ. Этим модельным представлениям целиком соответствуют полученные изотопно-геохимические характеристики вод и карбонатных осадков керченских травертиновых источников.

Работа выполнена при поддержке интеграционного проекта НАН Украины и СО РАН № 1 (2013).

Литература

- Альбов С. В.* Гидрогеология Крыма. Киев: АН УССР, 1956. 179 с.
- Куршико В. А., Месяц И. А., Тердовидов А. С.* Гидрогеология грязевого вулканизма Керченского полуострова // Геологический журнал. 1968. Т. 28. № 1. С. 49–59.
- Лаврушин В. Ю.* Подземные флюиды большого Кавказа и его обрамления. М.: ГЕОС, 2012. 348 с.
- Шнюков Е. Ф., Шереметьев В. М., Маслаков Н. А. и др.* Грязевые вулканы Керченско-Таманского региона. Краснодар: ГлавМедиа, 2005. 176 с.
- Campbell K. A.* Hydrocarbon seep and hydrothermal vent paleoenvironments and paleontology: Past developments and future research directions // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2006. Vol. 232. P. 362–407.
- Abanda P., Hannigan R.* Effect of diagenesis on trace element partitioning in shales // *Chemical Geology*. 2006. Vol. 230. P. 42–59.
- Choi H., Yun S., Koh Y. et al.* Geochemical behavior of rare earth elements during the evolution of CO₂-rich groundwater: A study from the Kangwon district, South Korea // *Chemical Geology*. 2009. Vol. 262. P. 318–327.
- Kharaka Y., Marner R.* Chemical geothermometers and their application to formation waters from sedimentary basins // In: *Thermal history of sedimentary basins, methods and case histories*. New York: Springer, 1989. P. 99–117.
- Maercklin N., Haberland C., Ryberg T., et al.* Imaging the Dead Sea Transform with scattered seismic waves // *Geophysical Journal International*. 2004. Vol. 158. P. 179–186.
- Pentecost A.* Travertine. Berlin-Heidelberg: Springer, 2005. 445 p.