

УДК 549.086

О НАХОДКАХ РЕДКИХ МИНЕРАЛОВ In, Cd, Mo и W В ЗОЛОТО–ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ ЖИЛЬНЫХ РУДАХ Au–Mo(W)–ПОРФИРОВОГО БУГДАЙНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ, РОССИЯ)

Г.Д. Киселева, В.А. Коваленкер, Н.В. Трубкин, С.Е. Борисовский, А.В. Мохов
Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва,
kis60@rambler.ru

В статье приведены новые данные по ряду редких минералов In, Cd, Mo и W, которые были получены при изучении руд с использованием современных методов исследования минерального вещества. Минералы были установлены в богатых золотом жильных полиметаллических рудах, наложенных на штокверковое Mo(W)-порфиговое оруденение. Индиевая минерализация представлена чрезвычайно редким минералом джалиндитом $\text{In}(\text{OH})_3$, который до настоящего времени был известен на территории России лишь в оловянных месторождениях Джалинда в Приамурье и Верхнее в Приморье как гипергенный минерал. Вольфрам и молибден концентрируются в виде редко встречаемой разновидности – фазы промежуточного состава между вульфенитом и штольцитом – $\text{Pb}(\text{W}_{0,74}\text{Mo}_{0,26})\text{O}_4$, а Cd представлен гринокитом CdS. Приуроченность джалиндита исключительно к золотоносному кварцу в виде хорошо образованных кристаллов кубического габитуса и тесная его ассоциация со сфалеритом, самородным серебром и электруммом позволяют высказать предположение о гипогенном происхождении этого минерала (в отличие от ранних его находок в виде гипергенных псевдоморфоз по сульфиду индия), однако для более обоснованных выводов об условиях его образования требуются дополнительные исследования.

В статье 4 рисунка, список литературы из 22 названий.

Ключевые слова: джалиндит, молибденсодержащий штольцит, сфалерит, гринокит, Бугдаинское порфиговое месторождение, Восточное Забайкалье, полиметаллические жилы, золотое оруденение.

Геологическое строение месторождения, минеральный состав руд и стадийность процесса минералообразования

Бугдаинское Au-Mo(W)-порфиговое месторождение расположено в Восточном Забайкалье, в междуречье рек Газимур и Унда, в 18 км к ЮЗ от Шахтаминского рудника. Оно приурочено к центральной части вулканокупольной структуры радиально-концентрического строения, расположенной в ЮВ сегменте крупного плутона варисских гранитоидов, которые в позднеюрское время были прорваны субвулканическими интрузиями гранит-порфиоров и риолит-порфиоров.

Mo-W руды сосредоточены в штокверке, который в разрезе имеет столбообразную, а в плане – овальную (размером 1100 x 800 м) форму. Штокверк представлен сетью разноориентированных кварц-молибденитовых, местами с шеелитом, жил и прожилков (мощностью от нескольких до десятков сантиметров), которые располагаются вокруг штока окварцованных риолит-(гранит)-порфиоров. Золотая минерализация (от 1–2 до 100–150 г/т, редко выше) приурочена к крутопадающим сульфидно-кварцевым жилам (протяженностью 250–300 м и мощностью от нескольких см до 3–4 м), с которыми также

связаны основные ресурсы Pb и Zn на месторождении (Харитонов и др., 2003).

Выполненные исследования показали, что руды Бугдаинского месторождения, в которых диагностировано около 70 минералов, характеризуются более сложным и разнообразным составом, чем это считалось ранее. Наиболее распространенными рудными минералами являются пирит, галенит, сфалерит, молибденит, арсенкопирит, шеелит. Реже встречаются арсенопирит, блеклые руды, вольфрамит, мышьяковистый пирит, магнетит, гематит. Часто, но в малых количествах, отмечаются разнообразные сульфосоли: висмутовые (минералы айкинитовой серии, матильдит-галенитового ряда, системы Cu-Ag-Pb-Bi-S) и сурьмяные (полибазит, пирсеит и их теллуросодержащие аналоги, бурнонит, буланжерит). Редкими минералами являются самородное серебро, кюстелит, теллуриды и сульфотеллуриды, вюрцит, а также джалиндит и гринокит, детальное описание которых приводится ниже. Золото-серебряные соединения варьирующей пробыности (962–223 ‰) установлены только в ассоциации с минералами полиметаллических жил и прожилков.

Среди жильных минералов преобладает кварц, менее распространены халцедон, карбонаты, серицит, мусковит, флогопит, турмалин, калиевый полевой шпат, каоли-

нит, смектит, флюорит. В зоне гипергенных преобразований руд установлены ковеллин, халькозин, борнит, ферримолибдит, редко — ильземаннит, штольцит, кроме того, церуссит, барит, англезит и др.

Выделено четыре основные стадии формирования гидротермальной минерализации — дорудная, кварц-молибденитовая, золото-полиметаллическая и послерудная (Коваленкер и др., 2007). Минерализация дорудной стадии проявилась после внедрения субвулканического штока риолит-(гранит)-порфиров в виде калишпатизации и интенсивного окварцевания. Затем сформировалось штокверковое Mo-W оруденение кварц-молибденитовой стадии. Жилы следующей золото-полиметаллической стадии, сопровождаемые серицитизацией и пиритизацией боковых пород, локализованы в структурах, секущих Mo-W оруденение. Завершался гидротермальный минералообразующий процесс отложением халцедона, кварца и карбонатов в виде жил и прожилков послерудной стадии с сопутствующей аргиллизацией и незначительным переотложением некоторых ранее образованных минералов.

Редкие минералы — джалиндит и гринокит — образованы в поздней части минералообразующего процесса, предположительно, в конце золото-полиметаллической стадии.

Джалиндит

Индиевая минерализация обнаружена в виде джалиндита $\text{In}(\text{OH})_3$, установленного ранее на территории России только в оловянных рудах месторождений Джалинда (Приамурье, Малый Хинган) (Генкин, Муравьева, 1963) и Верхнее (Приморье, Кавалеровский район) (Гореликова и др., 2008) в виде псевдоморфоз по индиту. Джалиндит найден также и на некоторых, преимущественно оловянных, месторождениях других стран, среди которых — Цинвальд-Циновец (граница Чехии и Германии) (Jansa J. *et al.*, 1998), Мангабейра (Бразилия) (Moura and Francisquinibotelho, 2000) и Маунт Плезнт (Канада) (Sutherland, 1971). Джалиндит обнаружен и на месторождениях золота (Cu-Au-Ag) Фламбеу (Висконсин, США) и Камазу (Япония) (Au-Ag-Te-Mn-жилы с халцедоноидным кварцем), а также на месторождении никеля (аннабергит) Лаврион (Греция). Джалиндит в виде октаэдрических кристаллов упомянут также Л.К. Яхонтовой (Яхонтова и Зверева, 2000) в связи с описанием гидроксидов редких и рассеянных элементов на месторождениях Цумб (Намбия) и штата Невада (США).

Полное описание джалиндита из месторождений других стран пока удалось получить только по месторождению Маунт Плезнт (Sutherland, 1971), где этот минерал в ассоциации с кварцем, кальцитом и галенином был обнаружен в виде прожилка, секущего сфалерит.

Условия нахождения и минеральные ассоциации. Джалиндит $\text{In}(\text{OH})_3$ установлен нами в виде кристаллов кубического габитуса пока только в одном сечении кварц-сульфидной жилы на глубине около 50 м от поверхности. Рудная минерализация вблизи проявления джалиндита представляет собой богатые золотом (преимущественно электрум с пробностью 698 — 748 ‰) кварц-галенит-халькопирит-сфалеритовые с небольшим количеством пирита и блеклой руды (преимущественно теннантита) агрегаты, замещающие минералы кварц-молибденитовой стадии. Агрегаты сульфидов полиметаллов интенсивно трещиноваты, залечены теннантитом, затем еще раз брекчированы и залечены тонкокристаллическим кварцем с размером кристаллов около 40 — 70 мкм, реже более.

Джалиндит представлен хорошо раскрытыми выделениями, преимущественно в виде квадратных, прямоугольных, реже других сечений куба (треугольных, ромбических, трапецевидных, гексагональных и др.) (рис. 1, 2). Размер кристаллов — от 30 до 94 мкм, наиболее часто 50 — 70 мкм. Местами отмечаются сростки нескольких кристаллов. Частота встречаемости джалиндита составляет около 70 кристалликов на площадь шлифа размером 4 x 2 см.

Джалиндит проявлен только в участках пересечения и цементирования поздним кварцем обломков зерен сфалерита I, который в данном участке жилы имеет высокую, характерную для ранней генерации (сфалерит I) железистость (4.1 — 6.54 мас. % Fe). В его составе спектральным анализом установлено присутствие примесей (%): Cu (0.03 — 3), Cd (0.1 — 0.2), Mn (0.03 — 0.5), Ag (0.008 — 0.08), In (0.002 — 0.05). Сфалерит I часто содержит тонкую вкрапленность халькопирита. В виде единичных зерен, размером около 1 мм, среди обломков раннего сфалерита присутствует галенит I, иногда в сростании с редко встречающимся теннантитом.

В большинстве случаев обломки выделений сфалерита I окружены тонкими (от долей до первых десятков мкм, реже более) оторочками агрегатов минералов системы CuS-Cu₂S (рис. 1). По оптическим свойствам и химическому составу среди этих минера-

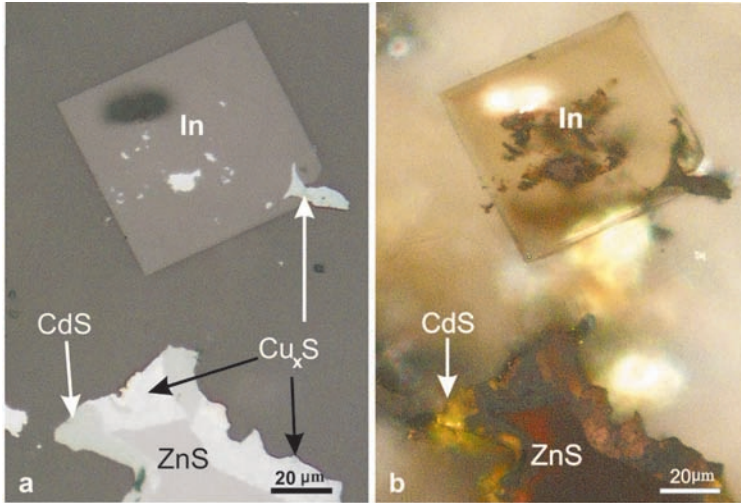


Рис. 1. Джалиндит и ассоциирующие с ним минералы: а – хорошо образованный кристалл джалиндита (In) в кварце (темно-серое), с нарастающими на него минералами системы $CuS-Cu_2S$ (Cu_xS); эти же минералы совместно с гринокитом (CdS) образуют сфалерит (ZnS), полированный шлиф; б – то же в скрещенных николях при сильном освещении, кристалл джалиндита прозрачен со слабым окрашиванием, хорошо видны желтые рефлексы гринокита в сфалерите; в – изображение джалиндита (развернуто на 30°) с ярко выраженной зональностью в отраженных электронах; д – кайма гринокита (светло-серое) с примесью халькозина вокруг сфалерита в кварце (в отраженных электронах).

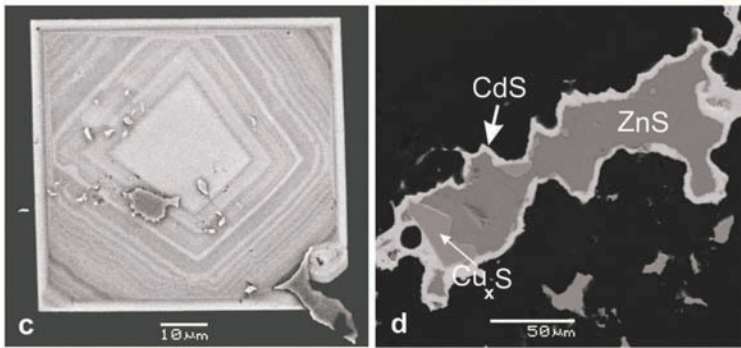
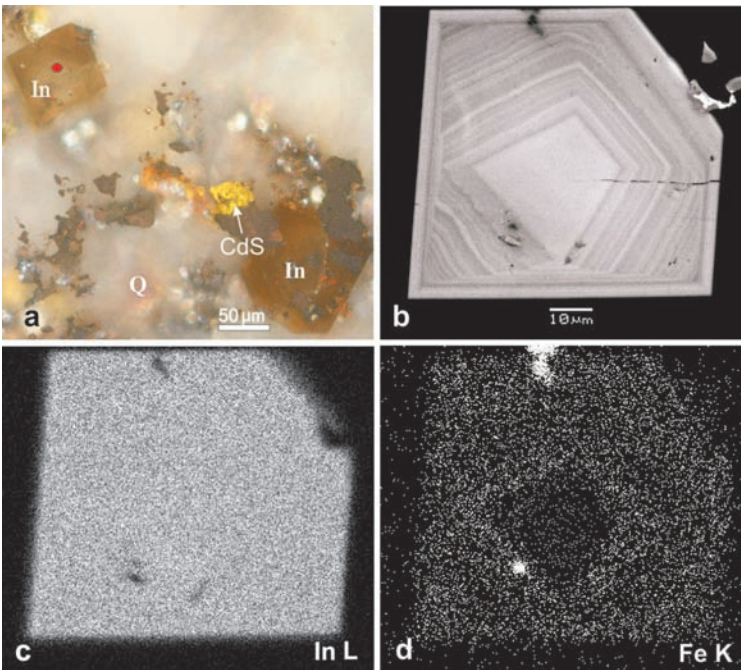


Рис. 2. Железистая разновидность джалиндита и распределение In и Fe в нем:



а – коричневые кристаллы джалиндита в кварце; на один из кристаллов джалиндита (в нижней правой части снимка) нарастают минералы системы $CuS-Cu_2S$; желтый минерал – гринокит, полир. шлиф, николи скрещены, при сильном освещении; б – кристалл джалиндита (отмечен красной точкой на снимке «а») в отраженных электронах; в – распределение In в этом кристалле; д – распределение Fe (заметна зональность – более низкое содержание Fe во внутренней части кристалла).

лов устанавливаются ковеллин, а также фазы ($\text{Cu}_{1.79}\text{S}$ - $\text{Cu}_{1.82}\text{S}$), близкие по составу и оптическим свойствам к халькозину. Нестехиометрия состава, возможно, вызвана тонкими примесями ковеллина в халькозине, но не исключено также присутствие таких минералов системы CuS - Cu_2S , как джарлеит, анилит и др. Особенностью этих минералов является наличие в них повышенных содержаниях Ag (1.1–1.7 мас. %). Серебро либо является изоморфным с одновалентной медью, либо связано с тонкими включениями Ag -содержащих минералов. Кроме этих минералов нередко в оторочках встречаются гринокит (рис. 1а, b, d) и галенит II. Примечательно развитие галенита II по ковеллину, внедрение тонких прожилковидных его образований, как правило, не превышающих первых десятков мкм, в промежутки между зернами гринокита и халькозина.

В кварце, содержащем джалиндит, установлены также сфалерит II, гринокит, пирит, самородное серебро и электрум. Сфалерит II встречается в небольшом количестве вблизи обломков сфалерита I в виде идиоморфных, изометричных или слабоудлиненных кристаллов с несколько округлыми очертаниями, размером в первые десятки микрон. При этом он, в отличие от сфалерита I, имеет сильные буровато-желтые рефлексы, не содержит включений халькопирита, каемки нарастания других минералов на нем крайне редки.

Пирит встречен в малом количестве в виде цепочек очень мелких (4–5 мкм), хорошо образованных кубических кристаллов. Отмечено нарастание таких цепочек на кристаллы джалиндита.

Самородное серебро в относительно небольшом количестве локализовано только в кварце, вмещающем джалиндит, обычно в виде сростков изогнутых проволокообразных кристаллов, размером по длинной оси до 80 мкм, реже в виде комковатых выделений с неровными заливообразными очертаниями, размером от нескольких до первых десятков мкм. Состав самородного серебра (8 анализов) отличается присутствием незначительных количеств (десятые доли мас. %) цинка, меди, серы, в половине анализов отмечаются также Te (0.04–0.3 мас. %) и Au (0.2–0.43 мас. %).

Электрум в кварце встречен в несколько меньшем количестве, чем самородное серебро. Он образует мелкие комковатые выделения и изометричные зерна с несовершенной огранкой, размером от 2 до 70 мкм. В сфалерите I выделения электрума значительно

крупнее (до 176 мкм), имеют изометричные или несколько вытянутые формы и ровные, чаще округлые очертания. Пробность электрума в этой ассоциации (среднее из 40 анализов), как и обычно, в целом, в богатых рудах месторождения, несколько ниже (около 710 ‰), чем в среднем по месторождению (около 730 ‰).

Все эти пространственно ассоциирующие с джалиндитом минералы не образуют с ним сростания и расположены на расстоянии не более десятков микрон от него. В единичном случае в джалиндите встречено тонкое, размером 4 мкм, включение электрума с примерно равным весовым соотношением Au и Ag .

Оптические и физические свойства. Джалиндит диагностирован на основании сходства его химического состава, оптических свойств и сингонии с синтетической фазой $\text{In}(\text{OH})_3$, полученной при действии щелочей на соли индия при кипячении (Fricke, Seitz, 1947), и джалиндитом, впервые описанным как новый минерал А.Д. Генкиным (Генкин, Муравьева, 1963). Рентгенометрическое подтверждение параметров кристаллической решетки минерала провести пока не удалось вследствие малых размеров его выделений.

Джалиндит в отраженном свете имеет темно-серый цвет. Он существенно светлее кварца, но темнее шеелита. Величина отражения джалиндита составляет примерно 8–9%, что согласуется с замерами при $\lambda = 589$ нм (желтый свет) – 8.2% (Генкин, Муравьева, 1963). Внутренние рефлексы слабые, чаще белесые или желтоватые, со слабым просвечиванием по краям кристаллов.

При наблюдении в скрещенных николях при максимальном освещении срезы кубиков джалиндита выглядят прозрачными и полупрозрачными, с желтовато-медовым (до светло-коричневого) оттенком (рис. 2а), местами розовато-желтоватыми или практически бесцветными. Между этими разновидностями джалиндита существуют все переходные различия с преобладанием почти бесцветных прозрачных кристаллов (рис. 1b). Рельеф значительно ниже, чем у кварца и несколько ниже, чем у сфалерита. Джалиндит хорошо поддается полировке – поверхность кристаллов гладкая, без дефектов.

В строении всех кристаллов джалиндита при внимательном оптическом изучении наблюдается зональность – чередование более темных и более светлых зон. Это контрастно проявляется в отраженных электронах (рис. 1с, 2b) при изучении на аналитических сканирующих электронных микроскопах JSM-5610 и JSM-5300. Изучение поверхности

кристаллов в отраженных электронах показало, что зональность проявляется и в рельефе, что, очевидно, свидетельствует о различной плотности и твердости зон. Установленная зональность обусловлена отличием зон по химическому составу (рис. 2 d).

Зоны имеют различную, убывающую к краю кристаллов мощность (от долей микрон до 4 мкм). Промежуточные зоны имеют сглаженные вершины (ребра) с нарастанием степени сглаживания к краю кристалла, что может свидетельствовать о некотором растворении кристаллов в период роста. Некоторые грани промежуточных зон волнисто изогнуты. Внешняя зона кристаллов во всех случаях сравнима по плотности с внутренней их частью и почти всегда имеет идеальную кубическую форму. Во многих случаях эти внешние зоны (как и грани кристалла) ориентированы уже под углом примерно в 45° по отношению к ранее сформированным внутренним зонам. В более мелких кристаллах обычно наблюдается нормальная ритмичная зональность без кристаллографического переориентирования внешней зоны и окончательной огранки. В таких кристаллах не наблюдается признаков растворения (сглаживания вершин, включений других минералов, неровностей граней промежуточных зон и пр.) во время их роста.

Химический состав минерала изучен на аналитическом сканирующем электронном микроскопе JSM-5300 с энергодисперсионным спектрометром. В почти бесцветной прозрачной разновидности джалиндита анализы показали присутствие (мас. %): In 63.27, O 34.68 и небольшой примеси Fe. При этом во внутренней однородной части кристаллов и внешней переориентированной зоне содержание Fe наименьшее (0.61 мас. %). Состав одной из более темных (при наблюдении в отраженных электронах) промежуточных зон характеризуется несколько большим содержанием Fe (1.08 мас. %). Для сравнения была проанализирована светло-коричневая полупрозрачная разновидность джалиндита (рис. 2). Внутренняя часть кристалла этой разновидности так же, как и в первом случае, содержала минимальное, хотя и несколько большее количество Fe (0.9 мас. %). В наиболее темной из промежуточных зон содержание Fe оказалось в 4 раза выше (3.6 мас. %). Таким образом, наблюдаемая зональность джалиндита обусловлена колеблющимся содержанием Fe в кристаллах. Следует отметить, что в джалиндите из мест его первых находок содержание Fe значительно выше (In/Fe = 4), что легко объяснить иным спо-

собом его образования — псевдоморфным замещением индита, в состав которого входит Fe.

Форма вхождения Fe в джалиндит пока не установлена. Появление светло-коричневых оттенков в минерале, может свидетельствовать о вхождении Fe в него в трехвалентной форме, а в таком случае, вероятнее всего, Fe присутствует в виде тонкодисперсных соединений, а не входит изоморфно в состав минерала, так как достаточно велика разница ионных радиусов (нм, при координационном числе равным 6): Fe³⁺ — 0.076 и In³⁺ — 0.094. Присутствие железа в виде тонких примесей соединения Fe³⁺ подтверждается и непостоянством окраски минерала, обусловленным, очевидно, локальным обогащением Fe³⁺ минералообразующих растворов.

По данным (Roy, Shafer, 1954), которые приводятся А.Д. Генкиным (Генкин, Муравьева, 1963), именно In(OH)₃ является устойчивой фазой при температуре 245°С и ниже (давление 703 кг/см²). При температурах выше 245°С (при том же давлении) In(OH)₃ переходит в InOOH. Выше 435°С устойчива только фаза In₂O₃. О температуре образования изученного джалиндита пока можно судить только косвенно, поскольку флюидные включения вмещающего джалиндит кварца и самого джалиндита еще не исследовались. Однако изучение нами флюидных включений в золотоносном кварце подобных кварц-полиметаллических жил Бугдаинского месторождения (Коваленкер и др., 2007) показало, что температура гомогенизации в нем колеблется от 225° до 205°С. Для клейофана из этих жил она составляет 217 — 140°С. Анионный состав растворов сульфатно-гидрокарбонатный с высокой степенью окисленности (CO₂/CH₄) > 100. Приведенные результаты в совокупности с тем фактом, что джалиндит установлен в пространственной ассоциации с низкотемпературными минералами (золото-серебряная минерализация, сфалерит II, гринокит, галенит II), вероятнее всего, свидетельствуют о температуре его образования, не превышающей 225°С. Все эти данные, хотя и косвенно, могут указывать на то, что установленный на Бугдаинском месторождении джалиндит, в отличие от гипергенного джалиндита из месторождений Джалинда и Верхнее, возможно, образовался в гипогенных условиях, однако для более определенных выводов об условиях его образования требуются дополнительные исследования. Однозначности в вопросе генезиса джалиндита нет и в работах Л.К. Яхонтовой (Яхонтова и Зверева, 2000), подчеркивающей, что ус-

ловия образования джалиндита неясны, и Дж. К. Сатерлэнда (Sutherland, 1971), констатирующего лишь факт пересечения джалиндитом сфалерита.

Гринокит

Условия нахождения и минеральные ассоциации. Гринокит постоянно сопутствует джалиндиту и встречен только в тех же шлифах, что и джалиндит. Он более распространен, чем сфалерит II. Гринокит образует в позднем кварце скопления зерен неправильной, чаще несколько удлиненной округлой формы, размером до 50 мкм, обычно в непосредственной близости от джалиндита. Небольшие количества минерала отмечаются и на некотором удалении от него. Весьма характерно также нахождение гринокита в виде каемок вокруг сфалерита I (рис. 1d), мощность которых варьируется от нескольких микрон до 10 мкм. Вдоль контакта сфалерита I и гринокита иногда развивается халькозин, прорастая в оба этих минерала. В промежутках между халькозином и гринокитом местами встречается галенит поздней генерации, который внедряется тонкими заливами в межзерновое пространство этих минералов. Срастаний гринокита с другими рудными минералами не установлено.

Оптические и физические свойства. Гринокит в отраженном свете имеет серый цвет со слабым зеленоватым оттенком. Величина его отражения чуть выше, чем у сфалерита. В скрещенных николях при максимальном освещении гринокит имеет яркий лимонно-желтый или желтый цвет, прозрачен или полупрозрачен (рис. 1b, 2a). Анизотропия затушевана сильными рефлексами. Рельеф несколько ниже, чем у сфалерита. Полируется хорошо: поверхность минерала гладкая, без дефектов. Спайность во встреченных мелких выделениях гринокита не выражена.

Химический состав. Гринокит исследовался с помощью аналитического сканирующего электронного микроскопа JSM-5300 с энергодисперсионным спектрометром. Его химический состав (2 определения) близок к стехиометрическому ($Cd = 74.08 - 76.5$, $S = 21.93 - 23.5$ мас. %) при теоретическом составе $Cd = 77.81$, $S = 22.19$ %. Небольшой дефицит Cd объясняется присутствием примесей Zn (до 2.19 мас. %) и Cu (до 1.71 мас. %).

Условия образования. В природных условиях гринокит, по данным большинства

публикаций, образуется только в низкотемпературных условиях. При этом его генезис может быть как гипергенным, так и гипогенным. Точно определить генезис минерала часто бывает очень трудно. Это связано с морфологическим сходством гипергенных и низкотемпературных гипогенных образований (например, как в нашем случае: присутствие каемчатых форм), а также с набором ассоциирующих с гринокитом минералов, отложение которых возможно в обеих обстановках. В последнее время появляется все больше работ, с достаточно высокой степенью обоснованности относящих гринокит к гипогенным образованиям. К гипогенному отнесен гринокит в исследованиях П.А. Плетнева (1998). Гринокит присутствует в сублиматах самого низкотемпературного (300–600°C) из фумарольных полей вулкана Кудрявый (Чаплыгин, 2008). По данным изучения флюидных включений Томбросом с соавторами (Tombras *et al.*, 2005), температура кристаллизации эпитепимальной $Ag-Au-Te$ -минерализации, с которой ассоциирует гринокит, определена как 215°C, что укладывается в приведенный при описании джалиндита температурный интервал образования позднего кварца и клеофана — 225–140°C.

Источником кадмия при формировании гринокита, очевидно, послужили микропримеси в таких минералах, как сфалерит (до десятых долей мас. % Cd) и тетраэдрит, содержащий в богатых рудах до 2.97–3.64 мас. % Cd . Кадмий, очевидно, высвобождается при растворении, перекристаллизации этих минералов в поздней части гидротермального процесса.

Молибденсодержащий штольцит («чиллагит»¹)

Название редкого минерала «чиллагит» просуществовало почти весь прошлый век, начиная со времени первой находки в 1912 г. на месторождении Кристмас Гифт, Чиллага, Австралия (Ullman, 1912). Минерал по химическому составу оказался промежуточным в серии твердых растворов $PbWO_4$ (штольцит) — $PbMoO_4$ (вульфенит), имеющих идентичную пространственную группу — $I4_1/a$. Более поздние исследования минерала этого же месторождения показали, что его следует рассматривать как богатый вольфрамом вульфенит, который в отличие от чистой его разновидности кристаллизуется в простран-

¹ — минерал дискредитирован Комиссией по новым минералам, номенклатуре и классификации (КНМНК) ММА. Установленный нами минерал из-за резкого преобладания W над Mo , очевидно, следует называть молибденсодержащим штольцитом.

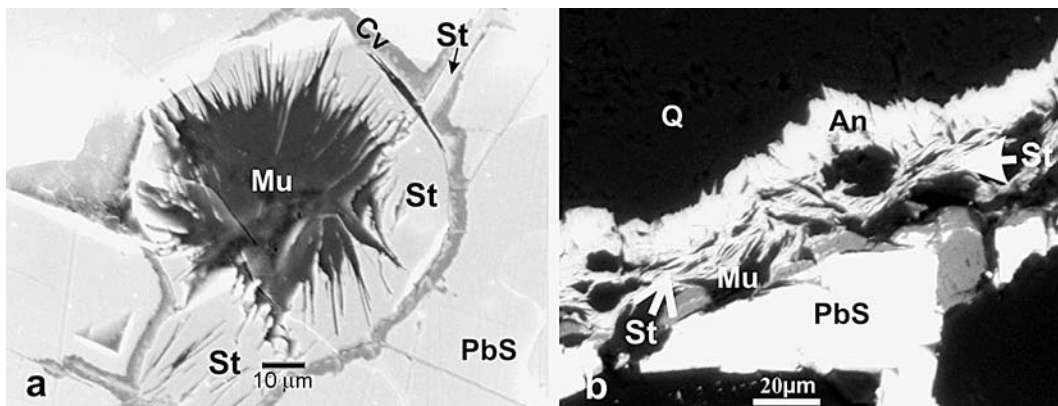


Рис. 3. Формы выделения минерала ряда штольцит-вульфенит: а – розетковидная форма Мо-содержащего штольцита (St) в галените (PbS), в верхней части снимка видно, что минерал выполняет трещину в галените, вокруг него – кайма ковеллина (Cv), в центре выделения Мо-содержащего штольцита – серицит-мусковит (Mu), белое в верхней части снимка – дефект напыления; б – прожилковидное выделение Мо-содержащего штольцита в сростании с англезитом (An) на контакте галенита и кварца (Q), в Мо-содержащем штольците видны лейсты серицита (Mu), на которые он нарастает.

ственной группе $I\bar{4}$ вследствие W-Mo упорядочения (Jury *et al.*, 2001).

Сходные по составу фазы, называемые «чиллагитом», отмечались в рудах нескольких месторождений Восточного Забайкалья (Сырицо и др., 1964), в том числе на территории Шахтаминской группы приисков в Газимуро-Заводском районе (Чурева, 1948) и Джидинском вольфрамовом месторождении (Коржинский и др., 1959). Известен он в месторождениях и других регионах (Смолянинова и др., 1963, Юшкин и др., 1972).

Условия нахождения и минеральные ассоциации. Минерал установлен в ареале наложения жильной золото-полиметаллической минерализации на более раннюю штокверковую вольфрам-молибденовую, в результате чего сформировалось комплексное Au-Ag-Mo-W-Pb-Zn-Bi оруденение. Кроме того, вследствие гипергенных преобразований (глубина отбора образца – 50 м от современной поверхности) минеральный состав оруденения еще более усложнился, и наряду с проявлением обычных ферримолибдита и, реже, ильземанита, развивающихся по молибдениту, в галените и некоторых других минералах золото-полиметаллических жил по трещинам и в пустотах кристаллизуется эта редкая фаза изоморфного ряда молибдато-вольфрамовых свинца.

Образец, содержащий молибденосодержащий штольцит, представляет собой интенсивно сульфидизированный, богатый золотом участок жилы с содержанием сульфидов около 75%. Среди сульфидов преобладают: практически неизменный пирит двух генераций, халькопирит и галенит, по кото-

рым в виде тонких оторочек, реже по микротрещинам, развиты ковеллин и незначительное халькозин. Остальные минералы – сфалерит, различные сульфосоли, в том числе тетраэдрит и кадмийсодержащий тетраэдрит, теллурсодержащий полибазит (с содержанием теллура в среднем около 4%), матильдит, виттихенит и другие – присутствуют в подчиненном количестве. Из жильных минералов резко преобладает кварц, кроме того, присутствуют калиевые слюды серицит-мусковитового ряда (не более 2%) и англезит (не более 1%), преимущественно выполняющий трещины в кварце и галените. В образце встречено аномально высокое для этого месторождения количество выделений самородного золота и электрума с широким диапазоном пробности от 962 до 504 ‰, среди которых выделено три генерации. Самая низкая пробность у золото-серебряных фаз, рассекающих ковеллин в виде тонких (1–3 мкм) прожилков.

Молибденосодержащий штольцит развивается преимущественно в полостях и по трещинам спайности в галените, реже на контактах галенита с кварцем, мусковитом и другими минералами золото-полиметаллических жил (рис. 3). Поэтому галенит, а иногда и другие сульфиды руд Бугдаинского месторождения, часто обогащены молибденом и особенно вольфрамом (до 4125 г/т W) при отсутствии в них включений первичных минералов этих элементов. Отмечено нарастание молибденосодержащего штольцита на лейсты калиевых слюд в тех случаях, когда они развиты внутри галенита или на контакте с ним. Агрегаты молибденосодержащего штольцита мес-

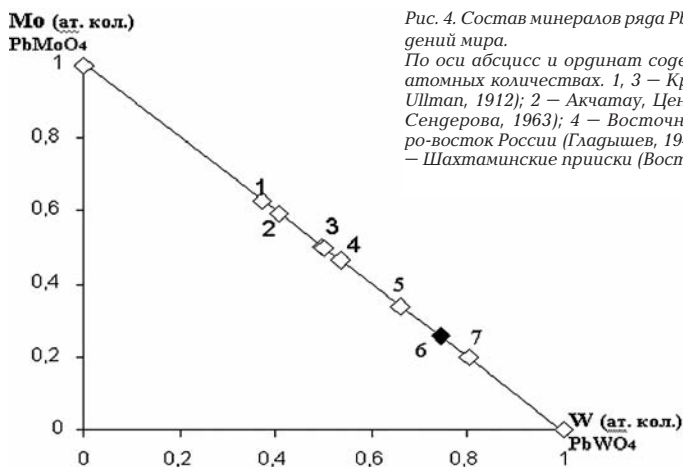


Рис. 4. Состав минералов ряда $PbMoO_4$ - $PbWO_4$ из различных месторождений мира.

По оси абсцисс и ординат содержания W и Mo (соответственно) в атомных количествах. 1, 3 – Кристмас Гифт (1 – Mingaye, 1916; 3 – Ullman, 1912); 2 – Акчатау, Центральный Казахстан (Смолянинова, Сендерова, 1963); 4 – Восточное Забайкалье (Зуев, 1959); 5 – северо-восток России (Гладышев, 1949); 6 – Бугдаинское месторождение; 7 – Шахтаминские прииски (Восточное Забайкалье) (Чурева, 1948).

тами окаймляются ковеллином (рис. 3а). Молибденосодержащий штольцит встречается также в сростаниях с англезитом в виде совместных прожилков (рис. 3б).

Оптические и физические свойства. Размер выделений молибденосодержащего штольцита не превышает сотых долей миллиметра. Он образует кристаллы вытянутой вдоль спайности копьевидной (или даже лейстовидной) формы, иногда несколько изогнутых. Соотношение длины к ширине кристаллов колеблется в интервале 6–10:1. В полостях он образует розетчатые радиально-лучистые сростки (рис. 3а). В отраженном свете имеет светло-серый цвет, его отражательная способность заметно выше, чем у англезита и близка к сфалериту. Ясно анизотропен с заметным двуотражением, что несколько нивелируется очень сильными желтоватыми внутренними рефлексами. Минерал в электронном пучке микронзонда светится голубовато-зеленоватым свечением с интенсивностью, близкой к флюориту или шеелиту.

Химический состав минерала, определенный на электронно-зондовом микроанализаторе MS-46 «САМЕСА», отвечает формуле $Pb(W_{0.74}Mo_{0.26})O_4$. Присутствуют также незначительные примеси Fe и Ca, в одном случае – Sr. Соотношение W:Mo «чиллагитов» более ранних находок колеблется в широких пределах – от 0.59:1 до 4.03:1. (рис. 4). Химический состав исследуемого минерала с существенным преобладанием W (W:Mo = 2.9:1) наиболее близок к составу «чиллагита» Шахтаминских приисков. Малый размер выделений не позволил провести более подробное изучение минерала, в частности, его кристаллической структуры. Тесная ассоциация изученного молибденосодержащего штольцита с ковеллином и англезитом –

характерными минералами зоны окисления – свидетельствует о его гипергенном происхождении.

Заключение

1. Образованию редких и экзотических минералов на Бугдаинском месторождении способствовали следующие факторы: 1) эволюция рудоформирующих флюидов – от высокотемпературных до средне-низкотемпературных и гипергенных; 2) совмещение (телескопированность) разностадийных минеральных ассоциаций в отдельных структурах; 3) неоднократное дробление руд, коррозия, растворение минералов с высвобождением элементов-примесей и фиксации их в виде новых соединений на локальных геохимических барьерах.

2. Появление минералов индия и кадмия обязано в первую очередь растворению и перекристаллизации одного из главных минералов руд – раннего сфалерита, судя по их пространственной ассоциации именно с этим минералом.

Индиенность раннего сфалерита характерна для многих месторождений Восточного Забайкалья, хотя содержания индия в этом минерале редко достигают десятых долей процента и тесно коррелируют с присутствием минералов олова на этих месторождениях. В связи с этим не исключено, что минералы олова могут быть найдены и на Бугдаинском месторождении. Это тем более вероятно, что на соседнем Шахтаминском Мо-порфировом месторождении, где в минералах полиметаллических руд (валовый анализ) присутствует индий (до 50 г/т), обнаружен и станнин (Сотников и др., 1995).

Характер кристаллизации джалиндита и сходство его морфологии и состава с синте-

тической фазой, полученной при воздействии аммиака на соли индия при кипячении, а также состав минеральных ассоциаций позволяют предполагать, что джалиндит Бугдаинского месторождения, возможно, образовался при нейтрализации термальных растворов, корродирующих сфалерит и содержащих экстрагированный из него индий. Температура образования джалиндита, возможно, была близка к температуре образования позднего сфалерита-клеофана (около 140°C). Планируемое изучение флюидных включений непосредственно в джалиндите позволит более обосновано судить о генезисе этого минерала.

3. Гриноцит — редкость для полиметаллических руд Восточного Забайкалья, хотя он был обнаружен на урановых месторождениях этого региона. Возможно, отсутствие находок гриноцита в рудах полиметаллических месторождений Восточного Забайкалья, пик детального изучения которых приходится на середину прошлого столетия, связано с недостаточной локальностью аналитического оборудования для исследования состава минералов. Следует добавить, что некоторые генерации сфалерита большинства месторождений региона содержат Cd в количествах, сопоставимых со сфалеритом Бугдаинского месторождения.

Сонахождение гриноцита с джалиндитом в рудах Бугдаинского месторождения может указывать на общность процессов, приведших к образованию этих минералов.

4. Пространственная совмещенность поздней Au-полиметаллической с более ранней высокотемпературной Mo-W минерализацией и трещиноватость руд способствовали образованию в приповерхностных частях месторождения редкого гипергенного минерала ряда $PbWO_4$ - $PbMoO_4$, отвечающего формуле $Pb(W_{0.74}Mo_{0.26})O_4$ и сходного по составу с таковым на Шахтаминских приисках.

5. Приуроченность изученных минералов именно к участкам богатого золотого оруденения, для которых характерна повышенная трещиноватость и совмещенность разностадийных минеральных ассоциаций, имеет важное генетическое значение, поскольку свидетельствует о неоднократной переработке данных участков рудных тел и указывает на уникальность условий, приведших к образованию таких редких минералов.

Благодарности

Считаем приятной возможностью выразить признательность и благодарность за

консультации и помощь в подготовке этой статьи сотрудникам нашего института кандидатам геол.-мин. наук Ольге Юрьевне Плотинской и Сергею Владимировичу Юдинцеву.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ, грант № 07-05-00517.

Литература

- Генкин А.Д., Мурavyева И.В. Индит и джалиндит — новые минералы индия // Зап. ВМО. 1963. Серия 2. Ч. 92. Вып. 4. С. 445 — 458.
- Гореликова Н.В., Крылова Т.Л., Магазина Л.О. Фазовый состав колломорфного касситерита из руд глубоких горизонтов месторождения Верхнее, Приморье // Проблемы геологии рудных месторождений, минералогии, петрологии и геохимии. Мат. науч. конф. Москва: ИГЕМ РАН. 2008. С. 269 — 273.
- Зуев В.Н. Парагенезис ванадиевых минералов в одном из месторождений Восточного Забайкалья // Тр. Минер. Музея АН СССР. 1959. Вып. 9. С. 179.
- Коваленкер В.А., Крылова Т.Л., Киселева Г.Д., Кига́й И.Н. Условия формирования Au-Mo(W)-Pb-Zn руд Бугдаинского месторождения (Восточное Забайкалье, Россия) // Доклады РАН. 2007. Т. 416. № 1. С. 96 — 99.
- Коржинский А.Ф., Васильев Е.К. О находке чиллагита в вольфрамоносных жилах Джидинского месторождения // Геология рудн. месторождений. 1959. № 1. С. 107 — 108.
- Плетнев П.А. Гипогенный гриноцит месторождения Золотая Гора // Минералогия Урала. Миасс: ИМин УрО РАН. 1998. Т. 2. С. 62 — 63.
- Смолянинова Н.Н., Сенгерова В.М. Находка чиллагита на месторождении Акчатау // Зап. ВМО. 1963. Серия 2. Ч. 92. Вып. 5. С. 588 — 593.
- Сотников В. И., Берзина А.П., Берзина А.Н., Гимон В.О. Шахтаминское молибденовое месторождение // Месторождения Забайкалья. Чита-Москва: Читинский ин-т природных ресурсов СО РАН. 1995. Т. 1. Кн. 1. С. 187 — 192.
- Сырицо А.Ф., Чуенко Л.И. Чиллагит из месторождения Спокойное (Восточное Забайкалье) // Вестник ЛГУ. Серия геологии и географии. 1964. № 12. Вып. 2. С. 162 — 165.
- Харитонов Ю.Ф., Чечеткин В.Е., Шевчук Г.А. и др. Минерально-сырьевые ресурсы Читинской области. Чита: Агенство РИП. 2003. 133 с.

- Чаплыгин И.В. Минералообразующая система вулкана Кудрявый (о. Итуруп) // Проблемы геологии рудных месторождений, минералогии, петрологии и геохимии. Мат. науч. конф. Москва: ИГЕМ РАН. **2008**. С. 269–273.
- Чурева М.Н. Чиллагит из Восточного Забайкалья // Зап. ВМО. **1948**. Серия 2. Ч. 77. Вып. 1. С. 103–104.
- Юшкин Н.П., Фишман М.В., Голдин Б.А., Калинин Е.П., Охотников В.Н., Буканов В.В. Металлогенический очерк вольфрамовой минерализации Севера Урала. Ленинград: Наука. **1972**. 195 с.
- Яхонтова Л.К., Зверева В.П. Основы минералогии гипергенеза. Владивосток: Дальнаука. **2000**. 330 с.
- Fricke R., Seits A. Kristalline Hydroxide des Indiums und Scandiums // Zeitschr. anorg. Chem. **1947**. Bd. 255. H. 1–3. P. 13–15.
- Jansa J., Novak F., Paulis P., Scharmova M. Supergenni mineraly Sn-W loziska Cinovec v Krusnych horach (Ceska republika) // Bulletin mineralogicko-petrografickeho oddeleni Narodniho muzea v Praze. **1998**. Roc. 6. P. 83–101.
- Jury C.M., Leverett P., Williams P.A., Plimer I.R., Hibbs D.E. Mineralogical note: The status of «chillagite» // Australian Journal of Mineralogy. **2001**. V. 7. № 1. P. 39.
- Roy R., Shafer M.W. Phases present and phase equilibrium in the system $\text{In}_2\text{O}_3\text{-H}_2\text{O}$ // Phys. Chem. **1954**. V. 58. P. 372.
- Mingaye J.C.H. Notes on chillagite // Rec. Geol. Sur. New South Wales. **1916**. V. 9. P. 3., P. 171.
- Moura M.A., Francisquinibotelho N. The topaz-albite granite and related rocks from the Sn-In mineralized zone of Mangabeira granitic massif (Go, Brasil) // Revista Brasileira de Geociencias. **2000**. V. 30. № 2. P. 270–273.
- Sutherland J.K. A second occurrence of dzhalindite // Can. Min. **1971**. V. 10. № 5. P. 781–786.
- Tombros S., Seymour St.K., Spry, P.G., Williams-Jones A. Greenockite and zincian greenockite in epithermal polymetallic Ag-Au-Te mineralization, Tinos Island, Helas: Descriptions and conditions of formation // Neues Jahrb. Mineral. Abhandlungen. **2005**. V. 182. № 1. P. 1–9.
- Ullman A.T. A new mineral // Journ. Proc. Roy. Soc. of New South Wales. **1912**. V. 46. P. 86.