

**ЗОЛОТО-КВАРЦЕВАЯ И СУРЬМЯНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ МАЛТАН
(СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)**

В.Ю. Фридовский¹, Г.Н. Гамянин^{2,3}, Л.И. Полуфунтикова¹

¹ФГАОУ ВПО Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, ул.Белинского 58, г. Якутск, 677000; e-mail: pli07@list.ru, 710933@list.ru

²ФГБУН Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Старомонетный пер. 35, г. Москва, 109017; e-mail: gamgen@mail.ru

³ФГБУН Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, пр. Ленина 39, г. Якутск; 677980;

Поступила в редакцию 8 октября 2013 г.

Рассмотрены взаимоотношения золото-кварцевой и сурьмяной минерализации в длительно развивающихся тектонических зонах на примере месторождения Малтан (Северо-Восток России). Показано, что орогенная золото-кварцевая минерализация локализуется в межслоевых продольных надвигах, оперяющих их зонах, кварцевых жилах и прожилках. Сурьмяное оруденение, как и золотое, формировалось в тех же повторно активизированных структурах, но в сдвиговом поле тектонических напряжений. Описаны индикаторные микроструктурные маркеры, характерные для многоэтапных деформационных процессов, которые проявлены в сурьмяных рудах и вмещающих породах. Изучены минеральные ассоциации и типоморфные особенности минералов золотого и сурьмяного этапов рудообразования. Установлено сходство месторождения Малтан с классическим крупным золото-сурьмяным месторождением Сарылах Адыча-Тарынской зоны, показано объемное и интенсивное воздействие минералообразующего флюида сурьмяного этапа оруденения на раннюю минеральную матрицу малосульфидного золото-кварцевого.

Ключевые слова: структурный анализ, деформации, рудные зоны, золото-кварцевое оруденение, сурьмяное оруденение, минеральные ассоциации, этапы рудообразования, условия локализации, Северо-Восток России.

ВВЕДЕНИЕ

Систематическое изучение золото-сурьмяной минерализации на Северо-Востоке России началось после открытия в 1966 г. крупных Сарылахского и Сентачанского месторождений [1, 4, 12, 15]. С начала освоения в 1976 г. и до настоящего времени на этих месторождениях добывается значительный объем сурьмы в Российской Федерации. Установлена [1] локализация этих месторождений в участках пересечения продольных северо-западных и поперечных разрывных нарушений, осложненных близширотной складчатостью. Широко проявлен динамометаморфизм руд.

Существуют разные представления о происхождении золотой и сурьмяной минерализации региона. Одни исследователи полагают, что золотое и сурьмяное оруденение формируются в один этап при метаморфогенного-гидротермальной мобилизации ком-

понентов из вмещающих пород [2, 3] в период завершения образования плутогенных золото-кварцевых месторождений [11] из единого глубинного источника [16]. Другие [4, 12] исследователи предполагают образование месторождений в два этапа, когда первой формируется малосульфидная золото-кварцевая минерализация, а затем сурьмяная, разделенные значительным временным интервалом, но совмещенные в длительно развивающихся тектонических зонах. В этом случае обосновывается разный источник флюидов этих руд [4, 7].

Формирование поздней антимонитовой минерализации, наложенной на золото-кварцевую, характерно также и для других складчатых поясов [4, 14]. Так, К.Р. Ковалев с соавторами [13] показали, что продуктивный высокозолотоносный тонкоиглольчатый арсенопирит руд Суздальского золото-сульфидного месторождения в Восточном Казахстане отложился не

менее чем на 33 млн лет раньше формирования золото-полиметаллических и кварц-антимонитовых руд.

Золото-сурьмяное месторождение Малтан расположено в геолого-структурной обстановке, сходной с обстановкой месторождений Сарылах и Сентачан. Однако здесь золото-кварцевая минерализация не только совмещена с сурьмяным оруденением в общих тектонических зонах, но образует и самостоятельные рудные тела, что позволяет исследовать многоэтапные деформации, эволюцию длительно развивающихся рудоконтролирующих разломов и полигенного оруденения.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождение Малтан расположено в Сана-Малтанском рудном поле на северо-западном фланге Тарынского рудно-россыпного узла, включающего также Мало-Тарынского и Дора-Пильское рудные поля (рис. 1). Сана-Малтанское рудное поле ограничено

сближенными Мало- и Большетарынской ветвями Адыча-Тарынского разлома, отделяющего зону хинтерланда Верхоянского складчато-надвигового пояса от Кулар-Нерского сланцевого пояса. Рудные зоны характеризуются длительным развитием, пространственным совмещением орогенной золото-кварцевой и посторогенной сурьмяной минерализации. В Сана-Малтанском рудном поле известны золото-кварцевые рудопроявления (Аппа, Сана, Пшениный) и золото-сурьмяное месторождение (Малтан).

Сана-Малтанское рудное поле сложено морскими осадками норийского яруса верхнего триаса (алевролиты с прослоями песчаников и конгломератов). Магматические образования представлены немногочисленными дайками андезитовых порфиритов ($апJ_3$), известных на рудопроявлениях Пшениный и Малтан (зоны Новая, Восточная). Гранитные массивы Тас-Кыстабыкского магматического пояса (Нельканский, Самырский, Курдатский, Эргелях-

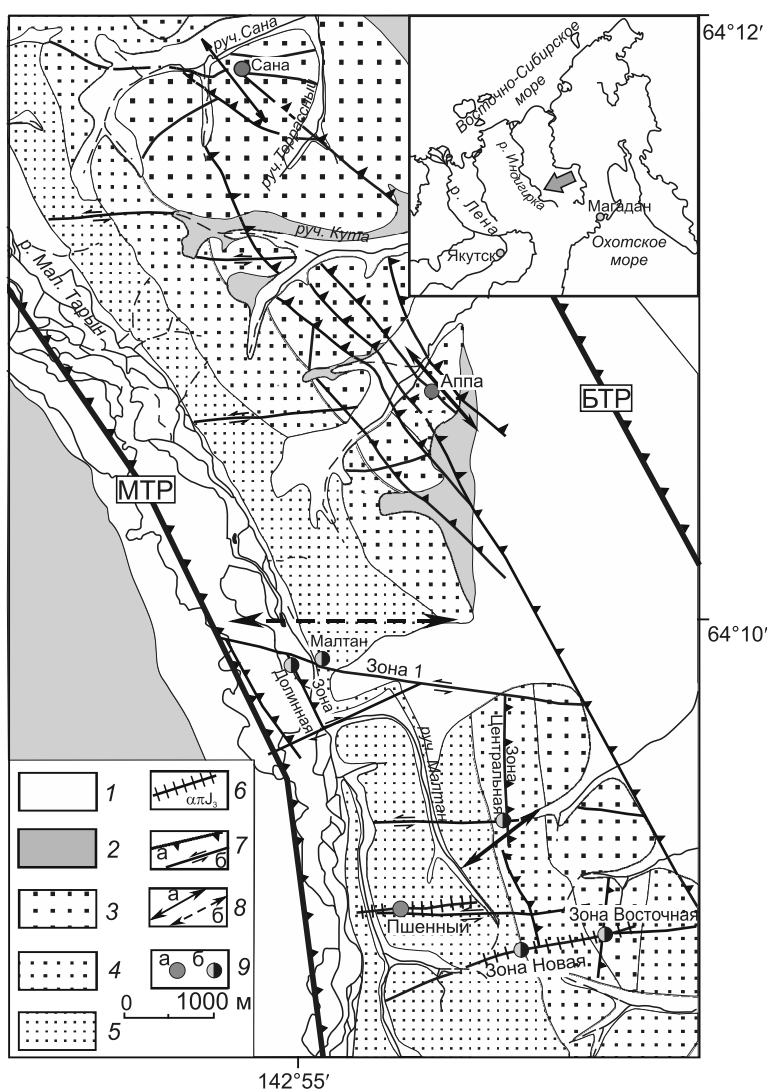


Рис. 1. Схема геологического строения Сана-Малтанского рудного поля (по данным А.В. Крючкова, Н.Н. Крючковой, 2007 г., с изменениями и дополнениями).

1–5 – отложения: 1 – современные речные (Q_{IV}), 2 – верхнечетвертичные (Q_{III}), 3–5 – верхнетриасовые: 3–4 – средненорийские: 3 – верхняя толща ($T_3n_2^2$), 4 – нижняя толща ($T_3n_2^1$), 5 – нижненорийские, верхняя толща ($T_3n_1^3$); 6 – дайки андезитовых порфиритов; 7 – разломы: а – надвиги, б – сдвиги; 8 – оси складок: а – антиклинальных, б – синклинальных; 9 – проявления: а – золотые, б – золото-сурьмяные; БТР – Большетарынский разлом, МТР – Малотарынский разлом.

ский) находятся за пределами рассматриваемого рудного поля.

Сана-Малтанское рудное поле расположено в западном крыле щелевидной Мало-Тарынской синклинали Тарыно-Эльгинского синклинория. Генеральное падение пород к северо-востоку под углами 30–60° осложняется интенсивной складчатостью высоких порядков и наложенной складчатостью F_3 , F_4 и F_5 , поперечной к простиранию основных структур. Складки высоких порядков F_1 отмечаются на проявлениях Аппа, Сана, месторождении Малтан. Закартрированная протяженность складок – первые километры, ширина – первые сотни метров. Они развиваются в связи с контролирующими золото-кварцевое оруденение надвигами северо-западного простирания и парагенетически связанными с ними поперечными тектоническими зонами. Складки F_3 и F_4 северо-восточного и близширотного простирания, а F_5 – юго-восточного простирания. Поперечные складки широко развиты и в других золоторудных узлах и полях (Курунг-Агылкский, Эльгинский, Бадранский, Дора-Пильский) Мугурдах-Селириканской, Ольчан-Нерской и Адыча-Тарынской зон [17–20]. Поперечная складчатость является одним из критериев возможного выявления золото-сурьмяных месторождений [1].

МОРФОЛОГИЯ И СТРОЕНИЕ РУДНЫХ ЗОН

Месторождение Малтан включает серию рудных зон с золотым (Пшанный) и золото-сурьмяным (Долинная, Центральная, Восточная, Новая и № 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7) оруденением (рис. 1). Рудные зоны локализируются в двух системах разрывных нарушений – северо-западного и близширотного простираний. Зоны Долинная, Центральная, Восточная согласны с простиранием неоднократно активизированного Адыча-Тарынского разлома и представляют его ветви, субсогласные вмещающим породам. Парагенетически связанные с ними зоны № 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7 близширотного простирания развиты в долине и в правом борту р. Малый Тарын. Золото-сурьмяные рудные зоны представлены линзовидными кварц-антимонитовыми телами, сопровождающимися кварц-анкерит-пиритовым прожилкованием и метасоматитами с вкрапленностью пирита и арсенопирита. По минеральному составу они аналогичны известным в регионе крупным месторождениям Сарылах и Сентачан, осваиваемых недропользователями [1, 4, 12].

Строение рудных линз в поперечном разрезе зональное и обусловлено тектонической проработкой структуры, количественными соотношениями кварца и антимонита и их агрегатным состоянием. Обычно на контакте с вмещающими породами располагается зона с глиной трения, достигающая мощности

2–5 см. Нередко эта зона обрамляется прожилковым чехлом с одного или обоих зальбандов, характерным также для флангов рудных линз. В различных участках кварцевых линз располагаются прожилково-гнездовые обособления антимонита разного агрегатного состояния – от крупнозернистого до мелкозернистого чугуноподобного и струйчатого динамометаморфизованного. Динамометаморфизованный антимонит содержит многочисленные мелкие обломки кварца. В безантимонитовых участках рудного тела, прилегающих к зонам тектонитов, кварцевая составляющая нередко превращена в «муку». ореол прожилково-вкрапленной минерализации (как и на месторождениях Сарылах и Сентачан) представлен кварц-карбонатными прожилками, иногда с пиритом [4]. Обращают на себя внимание взаимоотношения кварца и карбоната в ветвящейся системе прожилков. Встречаются участки с поздними просечками кварца, секущими кварц-карбонатные прожилки, а также поздние секущие просечки, выполненные карбонатом.

На месторождении Малтан развиты поперечные складки близширотного и северо-восточного простирания. Обычно они быстро затухают при удалении от разломных зон. Наиболее амплитудная из известных поперечная синклинали складка вскрывается в береговых обнажениях правого борта р. М. Тарын ниже устья руч. Малтан (рис. 2). Крылья складки падают под углами 30–45°; ширина складки не менее 1.5 км; шарнир погружается к востоку под углом 20°.

Устанавливается два типа кливажа: 1 – региональный кливаж северо-западной ориентировки, согласный складчатости F_1 , 2 – поперечный кливаж плитчатый и скорлуповато-плитчатый близширотного простирания, ассоциирующий со складками F_4 (рис. 2 А). Обычно в обнажениях развивается один из кливажей, реже можно наблюдать два взаимно перпендикулярных кливажа.

Наиболее изученными являются рудные зоны №1 и Центральная. Рудная зона №1 простирается по азимуту 80–110° и падает под углом 80–85° к северу. Разведочными работами установлено сложное строение зоны. Ее центральная часть состоит из окварцованных милонитов, включающих разобщенные линзовидные жилы кварцевого и кварц-антимонитового состава. Протяженность жил от 20 до 200 м по простиранию и до 100 м по падению. Богатые руды приурочены к жильным образованиям. На восточном фланге рудная зона 1 представлена минерализованным тектоническим нарушением. Здесь проявлены в различных соотношениях минеральные ассоциации как золотого, так и антимонитового этапов минералообразования, образующие тонкопрожилковый ореол не только в зоне, но и во вмещающих породах. Сохра-



Рис. 2. Поперечная синклиальная складка F_4 , правый борт р. Малый Тарын.

A – незалитые квадраты – полюса слоистости, незалитые треугольники – полюса близширотного кливажа, залитые треугольники – полюса кливажа северо-западного простирания, b_4 – шарнир складки. Здесь и далее используется верхняя полусфера сетки Вульфа.

нились поздние эшелонированные кварц-карбонатные прожилки, падающие (35°) к юго-западу. Вмещающие породы зоны и продукты разновозрастных минеральных ассоциаций были подвержены интенсивным разнонаправленным тектоническими деформациям. По анализу трещинных структур и особенностям строения наблюдаемых кварц-карбонатных прожилков устанавливаются два разнонаправленных перемещения вдоль зоны № 1. Раннее сдвиговое движение связано с коллизивно-аккреционным этапом развития. Разломы близширотного простирания в этот этап представляли косые ramпы надвигов северо-западного простирания, секущие слоистость и кливаж. Ранее они установлены на месторождении Базовский [19]. В поздний этап деформаций (формирование антимонитового оруденения) по зонам близширотной ориентировки предполагаются вертикальные перемещения.

Рудная зона Центральная расположена южнее зоны 1. Она представляет собой межпластовые кулисообразные линейные участки дробления и расщепления пород с линзовидными кварц-антимонитовыми и мономинеральными антимонитовыми жилами. Зона разведана канавами, траншеями, скважинами, подземными горными выработками (рис. 3). Она сформирована в процессе ранних межслоевых надвиговых движений и наложенных на них разнонаправленных сдвиговых дислокаций. В результате левосдвиговых перемещений в крыльях зоны формируются хрупко-пластичные shear-зоны, малоамплитудные приразломные опрокинутые складки близширотного и северо-восточного простирания с шарнирами, погружающимися под углом $30\text{--}35^\circ$, золото-сурьмяные рудные тела (рис. 3). Shear-зоны представлены системой эшелонированных линзовидных кварц и кварц-сурьмяных прожилков и разломом крутого юго-западного падения (аз. пад. $255 \angle 70$), несущим ту же мине-

рализацию (рис. 3 Б). Формирование серий эшелонированных кварц-сурьмяных и сурьмяных прожилков происходило при правосдвиговых перемещениях с взбросовой составляющей по разломам северо-восточной вергентности (рис. 3 Д). Вектор смещения I_4 склоняется под углом 30° к югу. По сопряженным с ним межпластовым разломам происходили левосдвиговые движения.

В зоне Центральная наблюдаются системы пологих и крутозалегающих кварцевых и кварц-сурьмяных прожилков, расположенных перпендикулярно слоистости, а также межпластовая кварц-сурьмяная минерализация (рис. 3). Выделяется несколько систем прожилков: межпластовые, мощностью до 5 см, внутрипластовые прожилки, мощностью от нитевидных до первых сантиметров, с раздувами до 10 см (рис. 3 В). Внутрипластовые прожилки сформировались как в трещинах отрыва, перпендикулярно слоистости (аз. пад. $265 \angle 35$), так и в трещинах скола, расположенных под углом к напластованию породы (аз. пад. $106 \angle 70$) (рис. 3 В, Е). Анализ полей локальных напряжений золото-сурьмяного этапа показал, что ось максимальных сжимающих напряжений σ_3 погружается в юго-западном направлении под углом 34° , ось минимальных сжимающих напряжений σ_1 погружается на юго-восток ($146 \angle 26$), а положение промежуточной оси σ_2 совпадает с положением шарнира приразломной складки F_4 ($60 \angle 40$) (рис. 3 Ж).

МИКРОДЕФОРМАЦИОННЫЕ СТРУКТУРЫ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД И РУД

Постседиментационные преобразования рудо-вмещающих пород достигли уровня глубокого катагенеза – начала метагенеза. В результате уплотнения и химического растворения обломочных зерен в породе сформировались структуры гравитационной

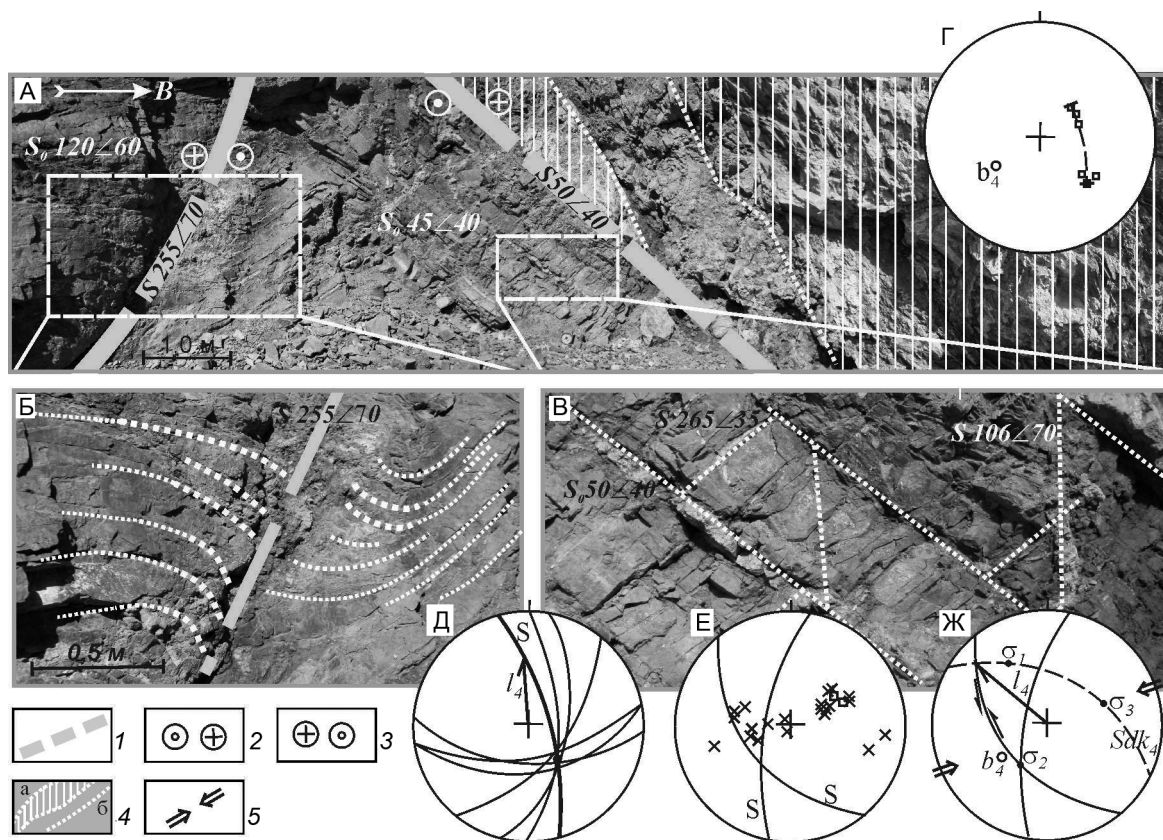


Рис. 3. Строение рудной зоны Центральная.

А – зона дробления с кварц-антимонитовой минерализацией; Б – хрупко-пластичная shear-зона, синхронная формированию сурьмяного оруденения; В – внутри- и межпластовые кварц-антимонитовые прожилки; Г – полюса слоистости и шарнир опрокинутой приразломной складки b_4 ; Д – кварц-антимонитовые прожилки shear-зоны (S – положение рудоконтролирующего разлома, l_4 – направление смещения); Е – полюса кварц-сурьмяных прожилков (крестики), S – минерализованные сопряженные сколы; Ж – реконструкция полей напряжений в этап формирования сурьмяного оруденения, σ_3 – ось сжатия, σ_1 – ось растяжения, σ_2 – промежуточная ось, Sdk – динамокинематическая плоскость.

l – рудоконтролирующие разломы; 2–3 – сдвиги: 2 – левосторонние, 3 – правосторонние; 4 – кварц-антимонитовые руды: а – минерализованные зоны смятия и дробления, б – прожилки; 5 – направление сжатия.

коррозии и аутигенного минералообразования. На обломочных зернах кварца образуются аутигенные каемки регенерационного кварца, в межзерновом пространстве наблюдается кристаллически-зернистый кварц-серицитовый агрегат гипидиоморфной микроструктуры с характерным «шахматным» погасанием [21]. В условиях стресса аутигенные слюды и хлориты внедряются в кварцевые и полевошпатовые зерна, образуя шиповидные или бородатые структуры вставания. Более глубокие постседиментационные преобразования связаны с процессами кристаллобластеза и проявляются в виде мелкозернистых мозаичных кварцевых агрегатов, образующихся по внешним частям обломочных зерен, иногда полностью замещая их.

Дальнейшие динамометаморфические преобразования развиты в зоне влияния разрывных нарушений, характеризуются стадийностью проявления и

наблюдаются как в изменении структуры вмещающей породы, так и в виде структурных дефектов отдельных минералов.

В алевролитовых пачках, в области развития околорудного метасоматоза, фиксируются разномаштабные хрупкопластичные и пластичные зоны скалывания (brittle-ductile shear zone), сопровождающиеся тектоническим течением пород и образованием индикаторных микроструктур: кливажа агрегатного типа, межзернового кливажа, деформационных волокон и теней давления, которые в совокупности образуют сдвигово-катакластический морфологический тип структур течения (рис. 4 А). В кливажированных породах обломочные зерна имеют разную степень окатанности, нестрогую директивную ориентировку и сопровождаются тенями давления. Стрейн-анализ, проведенный методом Фрая, показал, что коэффициент деформированности пород колеблется в пределах

1.24–2.47, а величина сокращения D не превышает 50–55 %. Анализ соотношений осей зерен ($x_0/x_{\max} = 1:1.5$; $z_0/z_{\max} = 1:2$) показал, что образование кливажа происходило комбинированным путем. А именно,

обломочное зерно служило материалом как для новообразований в тыловых частях зерна, так и для развития кливажных зон, что повышало пластичность породы в целом.

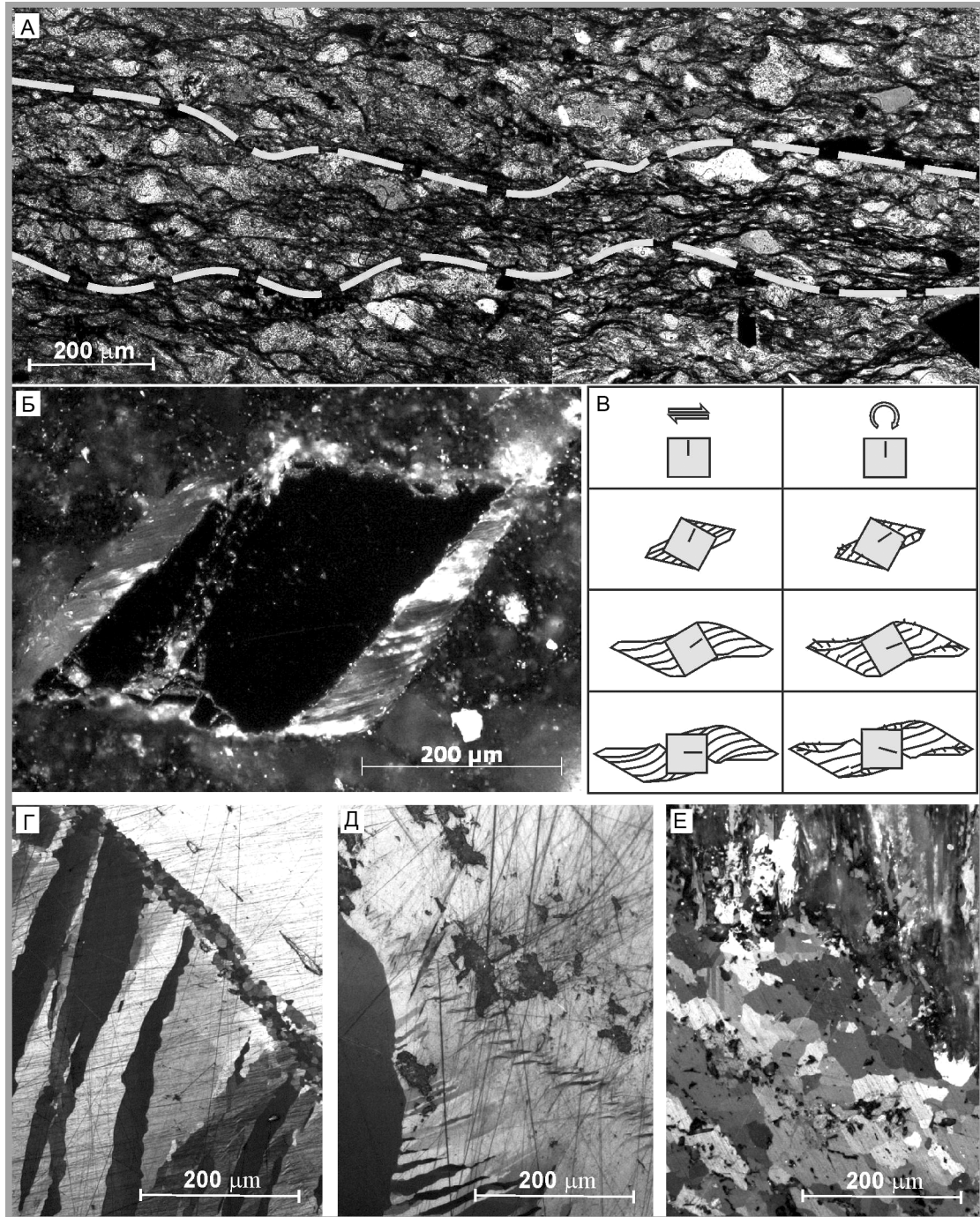


Рис. 4. Микродеформационные структуры вмещающих пород и руд.

А – сдвигово-катакластический морфологический тип структур течения вмещающих пород в зоне околорудного метасоматоза (пунктирной линией показаны плоскости кливажа); Б – кварц-карбонатные и кварц-кальцитовые тени давления вокруг зерна арсенопирита, деформированные в результате сдвига или (и) ротации; В – типы волокон зерен, развивающиеся при разной скорости вращения ядра относительно периферии [22]; Г – ориентированно-бластическая структура на границе зерен антимонита и разноориентированные двойники давления; Д – кулисообразные новообразования; Е – гранобластическая структура антимонита.

Развитие порфиробластических систем с признаками ротации и транспозиции также контролируются стрессовыми напряжениями. Так, кварц-карбонатные и кварц-кальцитовые оторочки первоначально формировались перпендикулярно к граням зерен пирита и арсенопирита. В результате стрессовых (сдвиговых) деформаций дальнейший рост продолжался ортогонально направлению поворота зерна, что привело к образованию шестоватых выделений, расположенных под углом к ядру системы (рис. 4 Б, В) [22].

В рудных зонах для зерен кварца ранних генераций характерно прерывистое волнистое погасание, в зернах и агрегатах ранних сульфидных минералов широко проявлены процессы катаклаза с образованием структур дробления и смятия. Возникновение многократных деформаций привело к образованию микротрещин, залеченных более поздними минералами. Для антимонита золото-сурьмянных руд характерны ориентированно-бластические структуры и структуры смятия, сформировавшиеся в результате внутрирудных и пострудных деформаций. Повсеместно как в главных жилах, так и в оперяющих прожилках наблюдаются ориентированно-бластические и гранобластические структуры. На начальной стадии грануляции проявлялась вдоль границ зерен и блоков, а затем формировался гранобластовый агрегат (рис. 4 Г, Е). Подобные структуры широко распространены в рудах на Сарылахском и Сентачанском золото-сурьмянных месторождениях [1]. С перекристаллизацией при однонаправленном давлении связано формирование разноориентированных двойников давления. Изгиб двойников и кулисообразные новообразования антимонита Z-образной формы зерен указывают на пластический характер наложенных деформаций (рис. 4 Г, Д).

Наличие вышеописанных микроструктурных маркеров свидетельствует о многоэтапности деформационных процессов, в результате которых осуществлялось перераспределение полезных компонентов в терригенных толщах и дальнейшая локализация золото-антимонитовой минерализации. На начальных стадиях формировались хрупкопластичные зоны скалывания, для которых характерны структурные дефекты зерен, структуры дробления и смятия, развитие кливажа агрегатного типа. Развитие пластичных зон скалывания сопровождается формированием межзернового кливажа, развитием порфиробластических систем и широким распространением ориентированно-бластических структур.

МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ И ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОВ

На месторождении выделяются минеральные ассоциации двух этапов минералообразования – золоторудного и сурьмяного [7].

В золоторудный этап начало рудного процесса связано с метасоматической проработкой вмещающих пород и формированием **кварц-карбонат-серицит-пирит-арсенопиритовой** минеральной ассоциации. Масштаб метасоматического преобразования зависит от степени тектонической проработки пород и имеет отчетливо выраженную минералого-геохимическую зональность. По мере удаления от контакта со стержневой жилой в метасоматически преобразованных породах (20–70 см) наблюдается снижение роли SiO_2 (с 80 до 65 %) и увеличение роли Al_2O_3 и K_2O (с 11 и 1.5 % до 15 и 6 %, соответственно), а далее (70–170 см) и CO_2 (с 0 до 6 %), а также CaO и MgO , что выражается в смене зоны окварцевания зоной серицитизации, а затем и карбонатизации. В метасоматических породах широко распространена вкрапленность метакристаллов пирита и арсенопирита. В наиболее интенсивно сульфидизированных метасоматитах призальбандовой зоны содержание пирита и арсенопирита достигает 20–30 % (6–9 % S). Видимая мощность зон сульфидизированных пород – до 1.5 м. Метасоматический пирит представлен кубическими кристаллами мышьяковистого пирита и их сростками (табл. 1, ан. 1–3). Характерно обогащение As центральных частей метакристаллов пирита (табл. 1, ан. 2). В призальбандовых частях метасоматитов (0–15 см), в зоне окварцевания, нередко встречаются изометрично-ромбовидные кристаллы арсенопирита с преобладанием серы над мышьяком, что отражается на S/As отношении (табл. 1, ан. 6). Метакристаллы арсенопирита этого габитуса постепенно сменяются призматическими индивидами. Последние приурочены к серицитовой зоне метасоматоза. К внешним зонам его количественная роль заметно снижается. По всей вероятности, смена габитуса кристаллов арсенопирита связана с условиями их кристаллизации в разных зонах метасоматитов, поэтому целесообразно считать их разновидностями, а не генерациями. На отдельных гранях метакристаллов арсенопирита наблюдаются вроски более мелких призматических кристаллов, наклоненных к плоскости грани под углом 10–15°. В отличие от ромбовидных кристаллов, призматический арсенопирит более сернистый (табл. 1, ан. 7) и содержит незначительную примесь Sb (табл. 1, ан. 7).

Взаимоотношения метасоматических пирита и арсенопирита обеих разновидностей свидетельствуют о совместной близкоодновременной их кристал-

Таблица 1. Состав пирита и арсенопирита месторождения Малтан, мас. %.

№ ан.	n	Fe	Co	Ni	As	Sb	S	S/As	Сумма
1	3	$\frac{45.60}{0.988}$	0	0	$\frac{0.53}{0.009}$	0	$\frac{53.13}{2.004}$		99.26
2	1, ц	$\frac{45.46}{0.991}$	0	0	$\frac{1.68}{0.027}$	0	$\frac{52.22}{0.981}$		99.36
3	1, к	$\frac{45.06}{0.977}$	0	0	$\frac{0.12}{0.002}$	0	$\frac{53.57}{2.021}$		98.75
4	3	$\frac{45.51}{0.981}$	0	0	$\frac{0.18}{0.003}$	0	$\frac{53.67}{2.016}$		99.36
5	2	$\frac{45.42}{1.010}$	$\frac{0.07}{0.002}$	$\frac{0.39}{0.008}$	$\frac{1.31}{0.022}$	$\frac{2.85}{0.029}$	$\frac{49.82}{1.930}$		99.86
6	2, ромб	$\frac{35.29}{1.020}$	0	0	$\frac{42.94}{0.924}$	0	$\frac{21.01}{1.057}$	1.144	99.24
7	4, призм	$\frac{35.44}{1.009}$	0	0	$\frac{41.20}{0.875}$	$\frac{0.10}{0.001}$	$\frac{22.53}{1.117}$	1.277	99.27
8	3	$\frac{34.99}{1.012}$	0	0	$\frac{43.04}{0.926}$	$\frac{0.16}{0.002}$	$\frac{21.07}{1.062}$	1.147	99.26
9	5	$\frac{35.18}{1.004}$	$\frac{0.15}{0.004}$	$\frac{0.66}{0.018}$	$\frac{41.80}{0.889}$	$\frac{0.69}{0.009}$	$\frac{21.66}{1.076}$	1.210	100.14
10	1, к	$\frac{33.78}{0.962}$	$\frac{0.04}{0.001}$	$\frac{0.33}{0.009}$	$\frac{41.16}{0.874}$	$\frac{1.13}{0.015}$	$\frac{22.97}{1.139}$	1.303	99.41
11	1, ц	$\frac{33.02}{0.965}$	$\frac{0.01}{0.000}$	$\frac{0.01}{0.000}$	$\frac{41.38}{0.901}$	$\frac{0.88}{0.012}$	$\frac{22.03}{1.121}$	1.244	97.33
12	1, к	$\frac{33.18}{0.964}$	$\frac{0.03}{0.001}$	$\frac{0.44}{0.012}$	$\frac{40.03}{0.867}$	$\frac{1.29}{0.017}$	$\frac{22.48}{1.138}$	1.133	97.45
13	1, ц	$\frac{33.89}{0.988}$	$\frac{0.06}{0.002}$	0	$\frac{41.15}{0.894}$	$\frac{1.02}{0.014}$	$\frac{21.71}{1.102}$	1.233	97.84

Примечание. Анализы: n – количество анализов; в числителе – содержание компонента, в знаменателе – формульные коэффициенты; 1–5 – пирит: 1–3 – из метасоматических пород, 4 – из рудных тел, 5 – регенерированный; 6–13 – арсенопирит: 6–7 – из метасоматических пород, 8 – из рудных тел, 9–13 – регенерированный; ц – центральная часть кристалла, к – краевая часть; ромб – ромбовидный; призм – призматический арсенопирит. Анализы, здесь и далее, выполнены в ИГАБМ СО РАН на сканирующем электронном микроскопе фирмы JEOL JSM-6480LV, аналитики Н.В. Лескова, С.К. Попова.

лизации, подтверждением чему являются взаимные включения кристаллов одного минерала в другом. В зоне метасоматитов нередко распространены вкрапленники метакристаллов пирита и арсенопирита, окаймленных кварцевыми или кварц-карбонатными шестоватыми оторочками. По данными количественного спектрального анализа, в арсенопиритах метасоматитов в большем количестве, чем в пирите, присутствует (г/т): Sb (560–1850), Co (460–890), Au (120–440) – в призматическом арсенопирите и в несколько меньшем количестве в ромбовидном – Sb (250–550), Co (200–380), Au (50–140). В пирите в большей степени накапливаются Pb (670–950), Zn (1100–2300), Ni (480–960).

Пирит-арсенопирит-кварцевая ассоциация преобладает во всех рудных телах. Сульфиды, по мнению Н.А. Горячева [8], являются сокварцевыми, что

отражает близкоодновременный диапазон их кристаллизации. Меньшая часть из них образует рассеянную вкрапленность в кварце, тяготеющую к зальбандовым частям жил и прожилков. Основное их количество формирует гнездовые скопления в кварце. Ведущим (до 98 %) минералом ассоциации является молочно-белый кварц жильного выполнения. Он представлен крупнозернистыми, преимущественно аллотриоморфнозернистыми агрегатами, которые начинают свой рост с геометрического отбора от зальбандов рудных тел. В центральных частях жил он нередко формирует друзовые полости различного размера и конфигурации. По своим типоморфным свойствам (содержание Li_2O – 5–12 г/т; объем элементарной ячейки – $V_{\text{э.я.}} \cdot 10^3$ – 0.112998; степень кристаллического совершенства СКС – 50–75 %) он полностью соответствует кварцу малосульфидной золото-кварце-

вой формации [7]. При этом золотоносный кварц верховьев руч. Малтан по эти параметрам соответствует кварцу полиметаллического, а кварц рудной зоны 3 – кварцу сульфантимонитового типа [7].

Арсенопирит рудных тел наблюдается в виде разрозненных выделений и мелких (до 5 мм) гнезд обычно в интерстициях между зернами кварца. В целом его содержание в рудных телах не превышает 1 %. Местами встречаются сростания арсенопирита с пиритом, имеющие характер взаимных границ, что свидетельствует о близком времени их кристаллизации. В редких случаях наблюдалось пересечение зерен арсенопирита микропросечками галенита и включения в зернах арсенопирита самородного золота. Жильный арсенопирит по своему составу (табл. 1, ан. 8) явно более мышьяковистый, чем призматический арсенопирит метасоматитов, но близок к месоматическому арсенопириту ромбовидного габитуса. Лишь в одном из анализов жильного арсенопирита выявлена сурьма. В арсенопирите выявлено присутствие (г/т) Cu (120–480), Sb (610–1160), содержание которых выше в арсенопирите из участков рудных тел зоны 3 с сульфосольной ассоциацией, а Co (180–570), Ni (150–620), Pb (340–710), Au (20–410) – в арсенопирите из рудных тел с полиметаллической ассоциацией в верховьях руч. Малтан.

Пирит встречается чаще арсенопирита, но характер его распределения такой же, как и у арсенопирита – выполнение межзернового пространства среди кварца. За исключением сростаний с арсенопиритом и просечек в нем антимонита, взаимоотношений с другими минералами не отмечалось. По составу пирит достаточно стабилен (табл. 1, ан. 4), с небольшим содержанием мышьяка, значительно меньшим, чем в пиритах из метасоматитов. Содержание других элементов-примесей в жильном пирите близко к таковым в метапирите.

Минералы полиметаллической (**халькопирит-сфалерит-золото-галенитовой**) ассоциации на месторождении встречаются в кварцевых жилах локально. Один из наиболее богатых участков располагается в верховьях руч. Малтан. Здесь минералы данной ас-

социации находятся в тесных сростаниях с золотом. Халькопирит в виде мелкой эмульсионной вкрапленности присутствует в краевых частях и вдоль двойниковых границ зерен сфалерита. Галенит встречается как в ассоциации со сфалеритом, в сростках с золотом, так и обособленно. По своему составу минералы ассоциации достаточно стабильны. Умеренно железистый сфалерит и галенит изредка обнаруживают примесь Sb (табл. 2, ан. 1–3), а в сфалерите отмечается примесь меди. Самородное золото в данной ассоциации по морфологии преимущественно «лапчатое». Пробы его варьирует в пределах 890–930 ‰.

Ведущим минералом **анкерит-блеклорудно-золото-сульфантимонитовой ассоциации** является анкерит, преимущественная локализация которого отмечается в зальбандах кварцевых прожилков ореола. Непосредственно в рудной зоне он присутствует в виде гнездовых обособлений в кварце, где ассоциирует, главным образом, с игольчатыми сульфантимонитами. Следует отметить, что анкерит кварцевых оторочек в прожилковом ореоле характеризуется близостью содержаний (11–13 %) FeO и MgO, тогда как анкерит из гнезд в рудной зоне существенно более магнезиален (17–18 % MgO). Это вполне объяснимо с позиций эволюции рудоносного флюида, который в начальные моменты кристаллизации был обогащен Fe, что и обусловило отложение ассоциации ранних железосодержащих сульфидов – пирита, арсенопирита.

Минералы группы сульфосолей представлены наиболее широко распространенным тетраэдритом, а также джемсонитом и халькостибитом. Данные минералы встречаются как в кварц-карбонатных прожилках прожилкового ореола, так и в карбонатной составляющей рудных зон. Карбонат насыщен преимущественно игольчатыми сульфосолями, тогда как тетраэдрит располагается как в кварцевых пустотках, так и среди выделений карбоната. В первом случае он редко содержит включения игольчатых сульфосолей, тогда как при локализации среди карбоната он может содержать их до 30 % объема. Тетраэдрит относится к цинкистой разновидности с весьма незначительной примесью серебра (до 0.5 %) (табл. 2, ан. 4). Для

Таблица 2. Состав минералов полиметаллической и сульфантимонитовой ассоциаций месторождения Малтан, мас. %.

№ пп	Минерал	n	S	Ag	Fe	Pb	Sb	Cu	Bi	Zn	Σ
1	халькопирит	2	32.80	0	32.40	0	0	34.07	0	0.05	99.29
2	сфалерит	3	32.79	0	4.77	0	0.32	0.81	0	61.99	99.93
3	галенит	2	86.94	0	0	13.01	0.14	0	0	0	100.01
4	тетраэдрит	4	24.49	0.39	2.47	0.25	29.04	38.00		4.95	99.46
5	джемсонит	4	20.84	0	2.64	41.51	33.67	0.70	0.35	0	99.18
6	халькостибит	4	24.96	0	0	0	47.94	26.08	0	0	98.97

жемсонита свойственна устойчивая примесь висмута (0.26–0.41 %) и иногда меди, а халькостибит практически стехиометричен (табл. 2, ан. 6). В тетраэдри-те наблюдаются мельчайшие изометричные выделения самородного золота, а около жемсонита развиты его удлиненные выделения. Золото в ассоциации с сульфантимонитами высокопробное – 950–980‰. В золоте месторождения Малтан атомно-абсорбционным анализом постоянно обнаруживаются (г/т) As – 80–140; Fe – 130–320; Cu – 170–290. В 80 % случаев выявляется Pb (460–870). Редко присутствуют Sb – 210–470; Ni – 20–35 и Pt – 10–25.

Антимонитовый этап минералообразования, как и предшествующий золоторудный, начинается с метасоматической проработки вмещающих пород, представленных уже золотоносными березитами. Особенностью метасоматитов золото-сурьмяных месторождений является присутствие среди березитов наложенного позднего, широко проявленного **карбонат-парагонит-пирофиллит-диккитового парагенезиса**. При этом парагонит (% SiO₂ – 64.7; Al₂O₃ – 38.0; Na₂O – 5.5; K₂O – 1.8; H₂O – 5.94; n = 2) совместно с пирофиллитом (SiO₂ – 67.0; Al₂O₃ – 28.9; Na₂O – 0.5; H₂O – 4.9; n = 4) развиваются по кислую плагиоклазу, начиная с его периферических частей и вплоть до образования полных псевдоморфоз. Но чаще отмечается развитие пирофиллита по серицитовому агрегату березитов. Ориентированные вдоль плоскостей контакта листоватые агрегаты пирофиллита нередко «обтекают» зерна замещенного парагонитом плагиоклаза и метасоматического кварца. В пирофиллит-парагонитовом агрегате по анкериту в ассоциации с ними отмечались редкие новообразования сидерита (FeO – 58.5; MgO – 2.1; CO₂расч. – 39.1). Диккит (SiO₂ – 47.2; Al₂O₃ – 46.1; H₂O – 14.2; n = 5) наблюдается в виде мелких скоплений, выполняющих микропустотки выщелачивания. В рудах также нередко присутствуют прожилки (до 2 см) и микропросечки диккита, секущего все предшествующие минеральные образования. По составу он абсолютно аналогичен диккиту из метасоматитов. По всей вероятности, это самый поздний минерал сурьмяного этапа. Следует отметить, что диккит-пирофиллитовый парагенезис является типоморфным для малоглубинного эпитермального серебро-сурьмяного оруденения, а диккит-парагонит-пирофиллитовая ассоциация и новообразования сидерита являются характерными для всех золото-сурьмяных месторождений [4, 8]. Кроме того, в кварц-серицитовых метасоматитах наблюдаются не свойственные им новообразования антимонита, эпидота, вторичного окварцевания. Наиболее часто отмечается замещение шестоватых кварц-серицитовых оторочек на

метакристаллах пирита или арсенопирита антимонитом, также имеющим шестоватое строение. Иногда метакристаллы пирита и арсенопирита в березитах замещаются смесью антимонита и пирофиллита. Нередко на месте выщелоченных метакристаллов пирита и арсенопирита отлагаются вторичный кварц, диккит, хлорит и эпидот, но при этом сохраняется свойственная метакристаллам шестоватая кварцевая или кварц-карбонатная оторочка.

Объяснить присутствие вышеупомянутых минеральных новообразований во внутренних частях метасоматической колонки явлениями регрессивного метасоматоза, как это имеет место во вторичных кварцитах, вряд ли возможно. Появление их связано с процессами выщелачивания и замещения вещества ранних метасоматитов при наложении антимонитовой минерализации на малосульфидную золото-кварцевую.

Непосредственно в рудных зонах рудоотложение начинается с интенсивной сурьмяной минерализации, которая представлена бертьеритом и антимонитом.

Бертьерит на месторождении Малтан, в отличие от месторождения Сарылах, встречается спорадически, преимущественно в маломощных прожилках, где слагает их призальбандовые части. Основная часть прожилков в таких случаях сложена среднезернистым антимонитом. Состав бертьерита достаточно устойчив: Fe – 13.53; Sb – 55.05; S – 30.46; Σ – 99.04 (n = 5) и близок к стехиометрии минерала.

Антимонит является главным минералом сурьмяного этапа минералообразования. Его положение в рудных зонах разнообразно. Он образует линзовидные разномасштабные мономинеральные обособления в кварцевой матрице, многочисленные прожилки и просечки в молочно-белом кварце и цементирует его разновеликие обломки, формируя зоны брекчий. Существенно изменчива и зернистость его агрегатов – от весьма крупных лентовидных обособлений (2–3×10–15 см) до весьма микрозернистых. В зонах, прилегающих к тектоническим нарушениям, нередко его мелкозернистые струйчатые агрегаты. Состав антимонита постоянный и беспримесный на уровне чувствительности микрозондового анализа [крупнозернистый антимонит: Sb – 71.28; S – 28.61, Σ 99.89 (n = 5); среднезернистый антимонит: Sb – 71.05, S – 28.74, Σ 99.79 (n = 4); струйчатый антимонит: Sb – 71.45, S – 28.43, Σ 99.88 (n = 7)].

При наложении антимонитовой минерализации на катаклазированный молочно-белый кварц последний осветляется и очищается от примесей вдоль тончайших флюидопроводников. Судя по границам зерен (коррозионные структуры разъедания), проис-

ходило объемное растворение его по границам зерен. Поэтому на реликтовых зернах появляются новообразованные кварцевые каемки, а переотложенные новообразования его представлены рисовидными агрегатами мелких (до 1–2 мм) двухголовчатых дипирамидально-призматических кристаллов. Прожилки прозрачного регенерированного кварца рассекают ранний молочно-белый как в виде мельчайших паутинобразных просечек, так и более крупных прожилков. Нередко в таких прожилках присутствуют тонкоигльчатый антимонит и дикцит. В его кристаллах встречаются своеобразные овальные выделения антимонита, никель- и сурьмосодержащие пирит и арсенопирит, аурустибит, регенерированное золото и его колломорфные горчичного оттенка окисные и гидроокисные соединения [6, 7, 9], подобно тем, что встречены на месторождении Сарылах [4]. Регенерированный кварц по своим типоморфным признакам и их параметрам (содержания Li_2O – 280–320 г/т; объем элементарной ячейки – $V_{\text{я.}} \cdot 10^3$ – 0.113109; степень кристаллического совершенства СКС – 45–50 %) сопоставим с таковым кварца малоглубинных серебро-сурьмяных или монометалльных сурьмяных месторождений данной металлогенической зоны [7, 9]. Эти данные свидетельствуют о существенно разных условиях кристаллизации описываемых разновидностей кварца.

Преобразование ранних сульфидов, сульфосолей и золота рудных тел в целом сходно с преобразованиями кварца: интенсивная коррозия, выщелачивание и переотложение, что приводит к формированию микроассоциации регенерированных минералов. В антимонит-бертьеритовых рудах появляются скелетные новообразования арсенопирита, широко развитые на месторождении Сарылах [4]. Они содержат значимую примесь Sb (до 1.46 %) и никеля (до 1.3 %), наиболее высокие концентрации которых приурочены к краевым частям кристаллов (табл. 1, ан. 9–13). Новообразования пирита также обогащены сурьмой (табл. 1, ан. 5), что характерно для золото-сурьмяных месторождений, в которых обнаружен стибипирит [10]. Среди динамометаморфизованного антимонита нередко встречаются мелкие (до 0.1 мм) округлые монозерна маложелезистого (до 0.6 % Fe) сфалерита. Джемсонит замещается антимонитом в парагенезисе с сидеритом (58 % – FeO, 1% – MgO), новообразования которого представлены либо пластинчатыми, либо ромбовидно-четковидными агрегатами. Относительно крупные (0.1–0.3 мм) выделения существенно цинкистой блеклой руды окаймляются тончайшей смесью мirmekитоподобного агрегата новообразованной блеклой руды с халькопиритом и сфалеритом в мелкозернистом антимоните.

Более яркие картины преобразования наблюдаются при наложении сурьмяной минерализации на раннее золото. Своеобразие золота из золото-сурьмяных месторождений Сарылах и Сентачан уже описывалось [6, 7, 12]. Здесь следует лишь подчеркнуть, что, помимо микрокристаллов регенерированного высокопробного (990–1000 ‰) золота, значительное количество массивных золотин окружено реакционными каймами аурустибита и “горчичного” золота различных оттенков, которое представлено как сурьмянистым золотом (Sb до 8 %), так и разнообразными по составу оксидами и гидроксидами Au и Sb (рис. 5). Нередко наблюдается зонально-концентрическое строение каемок с трещинами усыхания, характерными для коллоидного минералообразования. В существенно антимонитовых рудах аурустибит неустойчив и распадается с образованием субграфического агрегата золото+антимонит [5]. При окислении антимонита такие агрегаты приобретают губчатую структуру, которая вошла в минералогический обиход как «губчатое» золото (рис. 5).

Приведенные данные свидетельствуют о весьма интенсивном воздействии сурьманосного флюида на минеральный комплекс раннего золотого оруденения, что привело к объемной перегруппировке вещества с образованием минеральных парагенезисов и минеральных ассоциаций, не свойственных месторождениям «чистой» формационной линии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований установлено проявление на месторождении Малтан раннего золото-кварцевого и позднего кварц-антимонитового оруденения, локализующегося в длительно развивающихся тектонических зонах, представляющих собой ветви Адыча-Тарынского разлома. Оrogenная золото-кварцевая минерализация локализуется в межслоевых продольных надвигах, опережающих их зонах, кварцевых жилах и прожилках. С надвигами ассоциируют близширотные косые ramпы. На начальных стадиях формировались хрупкопластичные зоны скальвания, для которых характерны структурные дефекты зерен, структуры дробления и смятия, развитие кливажа агрегатного типа. В золоторудный этап начало рудного процесса связано с метасоматической проработкой вмещающих пород и формированием кварц-карбонат-серицит-пирит-арсенопиритовой минеральной ассоциации. В рудных телах выделяется ряд минеральных ассоциаций, последовательно сменяющих друг друга: пирит-арсенопирит-кварцевая жильная, полиметаллическая (халькопирит-сфалерит-золото-галенитовая) и анкерит-блеклорудно-золото-сульфоантимонитовая.

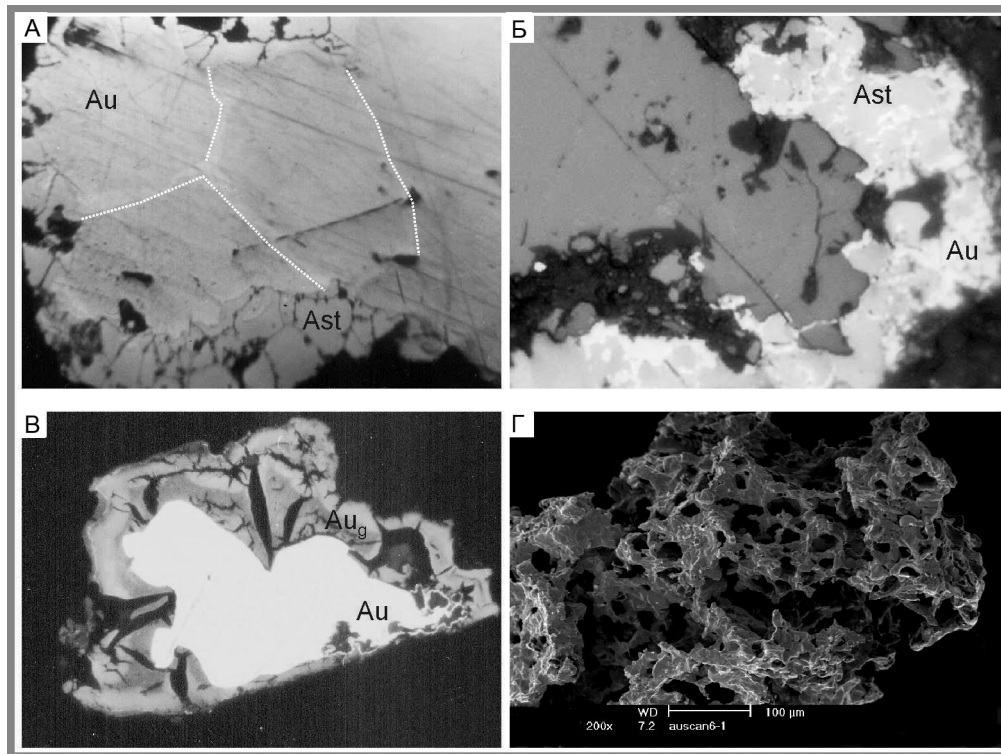


Рис. 5. Микроструктуры сурьмяной минерализации, наложенные на раннее золото.

А – кайма аурастибита (Ast) и прожилковидные выделения низкопробного золота в крупной золотине (Au). Ув. 300; Б – субграфическая структура распада аурастибита (Ast) на самородное золото (Au) и антимонит. Ув. 200; В – трещины «усыхания» в разноокрашенном «горчичном» золоте (Au_g). Ув. 400; Г – мелкогубчатое золото.

Сурьмяное оруденение формировалось в тех же, что и золотое, но повторно активизированных структурах, в сдвиговом поле тектонических напряжений. Для метасоматической проработки вмещающих пород характерно присутствие наложенного карбонат-парагонит-пиррофиллит-диккитового парагенезиса, образование пластичных зон скалывания с межзерновым кливажем, порфиробластическими системами и ориентированно-бластическими структурами. Непосредственно в рудных зонах рудоотложение начинается с интенсивной сурьмяной минерализации, которая представлена бертьеритом и антимонитом. Вдоль разломов северо-западного простирания происходили сдвиговые, со взбросовой составляющей перемещения, а вдоль широтных – вертикальные. Отмеченное позволяет предполагать развитие сдвигового дуплекса, контролирующего размещение золото-сурьмяного оруденения. В дуплексе выделяются три сектора: юго-восточный, представленный зоной Центральной, северо-западный, прогнозируемый в долине р. Малый Тарын ниже устья руч. Малтан, и расположенный между ними участок свободного изгиба, ограничивающий ромбовидные блоки.

В кварцевой матрице зоны Центральной и в сопровождающих ее кварцевых жилах преобладает полиметаллическая золотоносная ассоциация, тогда как в зоне 1, находящейся гипсометрически выше зоны Центральной, превалирует золотоносная сульфоантимонитовая ассоциация. Это свидетельствует о меньшем эрозионном срезе рудной зоны 1. Подобная зональность установлена для всех месторождений малосульфидной золото-кварцевой формации Верхояно-Колымской золотоносной провинции.

Минералогические данные свидетельствуют об аналогии месторождения Малтан классическими крупным золото-сурьмяными объектам Адыча-Тарынской зоны [1, 4, 6] и объемном и интенсивном воздействии минералообразующего флюида сурьмяного этапа оруденения на раннюю минеральную матрицу малосульфидного золото-кварцевого оруденения. При этом на одном гипсометрическом уровне в настоящий момент присутствуют минералы, отражающие разный уровень глубинности их образования, что дает основание считать месторождение Малтан полигенным, сформированным в два этапа минерализации из разноспециализированных рудоносных флюидов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Амузинский В.А., Анисимова Г.С., Жданов Ю.Я. и др. Сарылахское и Сентачанское золото-сурьмяные месторождения: геология, минералогия и геохимия. М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. 218 с.
2. Бергер В.И. Региональные и локальные закономерности размещения сурьмяных месторождений. Л.: Недра, 1977. 132 с.
3. Бергер В.И. Сурьмяные месторождения. Л.: Недра, 1978. 276 с.
4. Бортников Н.С., Гамянин Г.Н., Викентьева О.В., Прокофьев В.Ю., Прокопьев А.В. Золото-сурьмяные месторождения Сарылах и Сентачан (Саха-Якутия): пример совмещения мезотермальных золото-кварцевых и эпitherмальных антимонитовых руд // Геология руд. месторождений. 2010. Т. 52, № 5. С. 381–417.
5. Гамянин Г.Н., Некрасов И.Я., Жданов Ю.Я. и др. Условия нахождения и образования аурустибита // Зап. ВМО. 1984. № 4. С. 196–205.
6. Гамянин Г.Н., Жданов Ю.Я., Некрасов И.Я., Лескова Н.В. “Горчичное” золото из золото-сурьмяных руд Восточной Якутии // Новые данные о минералах. 1987. № 34. С. 13–20.
7. Гамянин Г.Н. Минералого-генетические аспекты золотого оруденения Верхояно-Колымских мезозоид. М.: ГЕОС, 2001. 221 с.
8. Горячев Н.А. Жильный кварц золоторудных месторождений Яно-Колымского пояса. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1992. 136 с.
9. Горячев Н.А., Гамянин Г.Н., Прокофьев В.Ю., Веливецкая Т.А., Игнатьев А.В., Лескова Н.В. Серебро-сурьмяная минерализация Яно-Колымского пояса (Северо-восток России) // Тихоокеан. геология. 2011. Т. 30, № 2. С. 12–26.
10. Груздев В.С., Прушинская Э.Я., Спиридонов Э.М. Сурьмянистый пирит // Докл. АН СССР. 1982. Т. 264, № 2. С. 45–451.
11. Ивенсен Ю.П., Левин В.И. Генетические типы золотого оруденения и золоторудные формации // Золоторудные формации и геохимия золота Верхояно-Чукотской складчатой области. М.: Наука, 1975. С. 5–120.
12. Индолев Л.Н., Жданов Ю.Я., Суплецов В.М. Сурьмяное оруденение Верхояно-Колымской провинции. Новосибирск: Наука, 1980. 232 с.
13. Ковалев К.Р., Калинин Ю.А., Полинов В.И., Кыдырбенков Е.Л., Борисенко А.С., Наумов Е.А., Нетесов М.И., Клименко А.Г., Колесникова М.К. Суздальское золото-сульфидное месторождение в черносланцевых толщах Восточного Казахстана // Геология руд. месторождений. 2012. Т. 54, № 4. С. 305–328.
14. Неволько П.А., Борисенко А.С. Сурьмяная минерализация на золото-сульфидных месторождениях Енисейского кряжа // Разведка и охрана недр. 2009. № 2. С. 11–14.
15. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. 571 с.
16. Федорчук В.П. Геология сурьмы. М.: Недра, 1985. 267 с.
17. Фридовский В.Ю. Сдвиговые дуплексы месторождения Бадран // Изв. вузов. Геология и разведка. 1999. № 1. С. 60–65.
18. Фридовский В.Ю., Полуфунтикова Л.И., Соловьев Е.Э. Динамика формирования и структуры юго-восточного сектора Адыча-Нерской металлогенической зоны (северо-восточная Якутия) // Отеч. геология. 2003. № 3. С. 16–21.
19. Фридовский В.Ю. Анализ деформационных структур Эльгинского рудного узла (Восточная Якутия) // Отеч. геология. 2010. № 4. С. 39–45.
20. Фридовский В.Ю., Гамянин Г.Н., Полуфунтикова Л.И. Дора-Пильское рудное поле: строение, минералогия и геохимия среды рудообразования // Руды и металлы. 2012. № 5. С. 7–21.
21. Япаскурт О.В. Генетическая минералогия и стадийный анализ процессов осадочного породо- и рудообразования. М.: ЭСЛАН, 2008. 356 с.
22. Cees W. Passchier, Rudolph A.J. Trouw. Microtectonics. Berlin: Springer, 2005. 366 p.

Рекомендована к печати Н.А. Горячевым

V.Yu. Fridovsky, G.N. Gamyarin, L. I. Polufuntikova

Gold-quartz and antimony mineralization of the Maltan deposit (NE Russian)

The relationships between gold-quartz and antimony mineralization of the Maltan Deposit was considered in long-developing tectonic zones. It is shown that orogenic gold-quartz mineralization is localized in the interlayer longitudinal thrusts, feathering its zones, quartz veins and veinlets. Just as gold mineralization, antimony mineralization was formed in the same but reactivated structures, in the shear field of tectonic stresses. The paper describes indicator microstructural markers typical of multi-stage deformation processes which have been expressed in antimony ores and enclosing rocks. Mineral associations and the typomorphic features of the minerals of gold and antimony mineralization stages are analyzed. It has been established that the Maltan deposit is similar to the classic large gold-antimony objects of the Adycha-Tarynskaya zone, the extensive and intensive influence of the mineral-forming fluid of antimony mineralization stage on the early mineral matrix of low-sulfide gold-quartz mineralization.

Key words: structural analysis, deformation, ore zones, Gold-quartz and antimony mineralization, mineral associations, mineralization stages, localization conditions, NE Russian.