

УДК 553.4+553.261 (574.2)

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО МИНЕРАЛОГИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПЛУТОНОГЕННОЙ ЗОЛОТО-КВАРЦЕВОЙ ФОРМАЦИИ СЕВЕРА ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА. I.

Э.М. Спиридонов

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

Представлена история формирования минерального состава плутоногенных золото-кварцевых месторождений Степнякской группы на севере Центрального Казахстана. Описаны минеральные фации глубинности формирования месторождений, минеральные признаки рудных столбов, природа рудоносных флюидов, светлые слюды, кварц, карбонаты, шеелит, пирит, арсениопирит, пирротин, герсдорфит, сфалерит, бертьерит, аргентотеннантит, аргентотетраэдрит, рощинит, теллуриды и сульфотеллуриды Vi , маттагамит, кобальтистые фробергит и мелонит, монтбрейит, калаверит, креннерит, сильванит, петцит, твёрдый раствор петцит-гессит, гессит. Уточнены последовательность образования теллуридов (от существенно золотых к серебряным) и ряд родства с теллуром: $\text{Co} > \text{Fe}, \text{Ni} > \text{Bi}, \text{Sb} > \text{Pb} > \text{Ag}, \text{Hg} > \text{Au}, \text{Cu}$.

В статье 8 таблиц, 10 рисунков, список литературы из 60 названий.

Ключевые слова: шеелит, маттагамит, фробергит, мелонит, монтбрейит, калаверит, креннерит, сильванит, твёрдый раствор петцит-гессит, родство к теллуру.

Несмотря на массу сводок по золотым месторождениям, современное состояние геологии диктует необходимость генетической типизации месторождений золота. Один из способов её видится в детальном изучении конкретных золоторудных формаций, отдельных рудных провинций и месторождений.

Гидротермальные месторождения золота часто объединяют в 3 формации — малых глубин (с обилием сульфидов, с низкопробным золотом, с сульфосолями Ag), средних глубин (умеренносульфидные, с относительно низкопробным золотом), больших глубин (малосульфидные, с высокопробным золотом) (Петровская и др., 1976). Эта почти общепринятая в нашей стране классификация не вполне отвечает современному уровню геологии. Так, среди месторождений больших глубин масса богатых сульфидами, среди месторождений малых глубин немало убогосульфидных с высокопробным золотом; ряд месторождений со всеми признаками приповерхностных формировались на глубинах 1.5–2 км; на тех же глубинах возникли месторождения золота с характерными признаками месторождений больших глубин. Классификация гидротермальных месторождений Au по характеру рудовмещающих толщ (многие американские авторы) или на основе представлений о базовых формациях (групп крупнообъёмных месторождений сульфидных руд) малоубедительны. Более аргументированы классификации В. Линдгрена (Lindgren, 1933), Г. Шнейдерхена (Schneiderhöhn, 1941), Ю.А. Билибина (1947), П. Рамдора (Ramdohr, 1980), В.И. Смирнова (Смирнов, 1982) и близкие к ним (Ивенсен, Левин, 1975;

Спиридонов, 1995, 2010; и др.), которые учитывают геологические особенности месторождений Au и особенно магматические образования, с которыми сопряжено оруденение. По типу магматических образований, которые непосредственно предшествуют или сопровождают Au оруденение, выделены гидротермальные плутоногенные формации складчатых областей, вулканогенные формации складчатых областей, островных дуг и срединно-океанских хребтов, вулканогенно-плутоногенные формации, а также амагматичные формации.

Плутоногенная гидротермальная золото-кварцевая формация. Месторождения плутоногенной золото-кварцевой березитлиственитовой формации парагенетически связаны с тоналит-гранодиорит-плагиогранитными, адамеллитовыми и монцитит-гранитными интрузивными комплексами складчатых областей. Эти месторождения формируются в условиях закрытой системы при повышенном давлении (P). Величина P определялась положением верхней кромки гидротермальной системы, расположенной как правило близ кровли интрузивов или несколько выше. Самые низкие оценки P по газовой-жидким включениям (ГЖВ) в ранних кварце и карбонатах руд — 0.3–0.6 кб (Спиридонов, 1995; Trumbull *et al.*, 1996), что отвечает минимальным глубинам формирования 1–1.5 км; максимальные оценки до 3.5–4 кб (~12–15 км) (Спиридонов, 1995; Hagemann, Brown, 1996; Mishra, Panigrahi, 1999; Jia *et al.*, 2000). Оценки $P > 4$ кб отвечают метаморфизованным рудам. Плутоногенные месторождения с возрастом от раннего архея до кайно-

зою формировались в условиях относительно устойчивого давления на фоне плавного снижения температуры. Характерна слабо контрастная (до исчезновения) вертикальная геохимическая и минеральная зональность (Smith, 1948; Назьмова и др., 1978; Спиридонов, 1995; и др.). Типична большая протяженность Au оруденения по вертикали: 4.5 км, около 5 км с учетом эрозионного среза — Колар (Индия), около 3 км — Морро-Велью (Бразилия), около 2.5 км — Ашанти (Гана), около 2 км — десятки месторождений Канады, Африки, Австралии, Казахстана.

Североказахстанская золоторудная провинция. Североказахстанская золоторудная провинция приурочена к западному мегаблоку каледонид севера Центрального Казахстана (Богданов, 1959, 1965; Шульга, Булыго, 1969; Геология..., 1971). Это Степнякский мегасинклинорий (Восточно-Кокчетавский прогиб) и прилегающие районы. В западном мегаблоке широко развиты гранитоиды и метаморфические толщи протерозоя со структурами гранито-гнейсовых куполов (Спиридонов, 1982), мало гипербазитов и олистостромовых толщ, золотое оруденение в основном плутоногенное. Метаморфические толщи PR образуют «гранитный слой» земной коры, который местами подстилает AR гранулитовый, судя по ксенолитам в Степнякском интрузиве. Контур древней континентальной массы фиксированы цепочками палеороссыпей циркона и рутила в кварцито-песчаниках позднего рифея — венда Кокчетавского, Ишкеольмесского и Еременьтауского поднятий (Шлыгин, 1962; Спиридонов, 1987, 1991). Во время каледонского этапа земная кора региона претерпела существенные изменения. Так, в Кокчетавском поднятии (срединном массиве) среди метаморфических толщ с $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr} = 0.716$ возник Зерендинский батолит гранодиоритов — адамелитов с $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr} = 0.703_5$ (Шатагин, 1994), возрастной и формационный аналог крыккудукского комплекса Степнякского прогиба.

В восточном Примаикаинском мегаблоке масса гипербазитов и олистостромовых толщ, мало гранитоидов, Au оруденение колчеданного типа (Геология..., 1971); область развита на коре океанского типа.

Каледонский Степнякский мегасинклинорий образуют Степнякский и Селетинский прогибы (синклинории) и Ишкеольмесское поднятие (антиклинорий) (Шульга, Булыго, 1969). Месторождения Au размещены во всех этих структурах, тяготея к границам между ними. Как и во всём мире (Nesbitt, 1988), «мезотермальные» золото-кварцевые месторож-

дения Степнякской группы размещены в верхней части континентальной земной коры, в зоне хрупких деформаций, выше изотермы 400°C.

Золоторудные месторождения Степнякской группы

Почему эта группа плутоногенных месторождений золота представляет большой интерес? Потому, что они размещены в нелинейной складчатой области и почти не захвачены послерудными тектонизацией и метаморфизмом; размещены в каледонских складчатых структурах. Здесь присутствуют разновозрастные месторождения от крайне малоглубинных до весьма глубинных, чего практически не бывает в мезо-кайнозойских и допалеозойских складчатых областях. Все сколько-нибудь значащие объекты вскрыты шахтами и глубокими скважинами, очевидно, потому что, в отличие от Узбекистана, здесь нет гигантских месторождений Au. Кроме того, эти месторождения детально изучены геологически и минералогически, в том числе в процессе геолого-петрографического и минерально-геохимического картирования масштаба 1:4000 — 1:1000: до глубин 300 м — Степняк (Спиридонов, 1986), до глубин 600 м — Бестюбе и Жолымбета (Спиридонов и др., 1986), объёмного геолого-геофизического и минерально-геохимического картирования масштаба 1:25.000 — 1:10.000 до глубин 900 м — рудное поле Аксу, включая месторождения Кварцитовые Горки, Южное и Северное Аксу, Будёновское (Спиридонов и др., 2002).

Геологическая позиция месторождений. Крупнейшее месторождение Степнякской группы — Бестюбе — тяготеет к стыку Ишкеольмесского антиклинория и Селетинского синклинория. Крупные месторождения — Жолымбет, Кварцитовые Горки, Аксу — расположены на стыке Степнякского синклинория и Ишкеольмесского антиклинория в зоне влияния долготного трансрегионального глубинного Омско-Целиноградского разлома, там его пересекали разломы СЗ простирания — Атансорский и иные. Крупные месторождения размещены в участках развития самых мелких по размеру интрузивов гранодиоритовой формации, на удалении от крупных интрузивов.

Главные месторождения золота в каледонидах Северного Казахстана приурочены к мелким интрузивам типа Степнякского, которые Ю.А. Билибин (1945) выделил в степнякский комплекс (послебатолитовая формация золотоносных малых диоритовых интрузивов).

живов), более молодой, чем крыккудукский комплекс (тоналит-гранодиоритовая формация). Сейчас доказано, что к производным позднеордовикского крыккудукского комплекса принадлежат и интрузивы степнякского типа и главные месторождения золота (Спиридонов, 1968, 1986, 1995; Спиридонов и др., 1986₁, 1986₃, 2002). Малые золотоносные интрузивы и дайки, с которыми парагенетически связаны месторождения, принадлежат инверсионной степнякит-тоналит-гранодиоритовой формации с возрастом 445 ± 5 млн. лет. Мало- и убогосульфидные месторождения Степнякской группы — позднеордовикская плутоогенная золото-кварцевая формация с возрастом $445 \pm 3 - 5$ млн. лет — Бестюбе, Жолымбет, Кварцитовые Горки, Степняк, Аксу, вскрыты шахтами до глубин 450 — 1100 м и скважинами глубиной до 1200 — 1700 м. В этих месторождениях слабо развиты иные гидротермально-метасоматические образования. Существует обратная связь между размерами рудоносных интрузивов и сопряжённых рудных концентраций, что свидетельствует о глубинном источнике рудного золота (Спиридонов, 1995).

Характеристика плутоогенной золото-кварцевой формации. Рудную формацию образуют кварцевые и карбонат-кварцевые жилы и их штокверки, оруденелые березитизированные и лиственинитизированные породы, в их числе скарны и брекчии трубчатых тел газо-гидротермального взрыва. Строение месторождений от простого (единичные жилы или линзовидные штокверки) до весьма сложного (многочисленные системы рудных жил, зон штокверков и оруденелых метасоматитов). Все месторождения корневые, характерны структуры разрывных нарушений сжатия и сопряжённые с ними малоамплитудные раздвиговые структуры, обычны многосистемные трещинные структуры. Трещины, выполненные рудными жилами, обычно сколовые, с движениями по ним взбросового типа. Главные рудные жилы нередко следуют вдоль даек микродиоритов и спессартитов. Рудные штокверки развиты как вдоль контактов, так и в объёме дайкообразных интрузивов и даек гранитоид-порфиоров, в телах брекчий газо-гидротермального взрыва, в тектонизированных и лиственинитизированных участках скарнов, вдоль крупноамплитудных разрывов, оперяющих глубинный Целиноградский разлом. Крутопадающие ответвления этого разлома — яркая черта геологического строения Кварцитовых Горок. В этих разломах, секущих отложения ордовика, находятся клинья метаморфитов раннего

протерозоя и рифея, блоки терригенно-черносланцевых пород венда и кембрия.

На Кварцитовых Горках, как и на знаменитом Калгурли, почти всё Au оруденение размещено в жёстких породах — локализаторах трещин (на Кварцитовых Горках это кремнистые породы — фтаниты, на Калгурли — габбро-долериты); расположенные рядом чёрные сланцы — углеродистые аргиллиты и алевролиты — вмещают бедные руды.

Запасы месторождений не зависят от сложности их строения. Месторождения штокверковые и типа оруденелых метасоматитов содержат около 2/3 запасов Au, жильные — около 1/3. Месторождения имеют сравнительно небольшие размеры по латерали ($< 2 \times 2$ км) и протяжённости по вертикали ($> 0.5 - > 2$ км).

Процессы формирования золото-кварцевой формации. Формация порождена процессами березитизации-лиственитизации — среднетемпературного углекислового метасоматоза (Коржинский, 1953; Зарайский, 1989), одного из наиболее поздних эпизодов послепостинтрузивной гидротермальной деятельности (Спиридонов, 1995). Повсеместно березиты и листвениниты содержат $n.10$ мг/т Au (в сравнении с первыми мг/т Au в исходных породах), что однозначно указывает на привнос золота березитизирующими растворами (как и As, Sb, Ag, Hg, Te; например, содержание Hg в исходных породах < 0.04 г/т, в березитах — $0.06 - 0.17$ г/т и более). Максимальные параметры рудоотложения 375°C , 3.6 кбар, солёность растворов NaCl-KCl-MgCl₂ 17%, C_{CO_2} 7 и C_{CH_4} 2.5 моль/кг раствора (Спиридонов, 1992; Спиридонов и др., 2002). Сингенетичные H₂O-CO₂ и CO₂-H₂O включения в кварце, карбонате и шеелите, а также наличие в них включений с жидкой CO₂ свидетельствуют, что процессы рудоотложения сопровождались гетерогенизацией растворов, их вскипанием и дегазацией при тектонических подвижках. Значительная часть CO₂ фиксирована в карбонатах березитов, лиственинитов и рудных жил. В рудных жилах среди интрузивных пород жидкая CO₂ во включениях в кварце и шеелите практически чистая, а для локализованных среди осадочных толщ рудных тел в ней содержится примесь метана. По результатам исследования индивидуальных ГЖВ максимальная C_{CH_4} достигала 2.5 моль/кг раствора (Бестюбе). Наличие в сингенетичных включениях в кварце, шеелите и карбонатах метана и лёгких и средних битумов (причина оранжево-красной окраски шеелита) свидетельствуют о миграции углеводородов в рудоносные трещинные зоны, что в дальнейшем явилось ведущей причиной кон-

Таблица 1. Минеральные типы Степнякской группы месторождений по составу продуктивной минеральной ассоциации

| Фашии глубин формирования м-ний | Оценка глубин формирования | Продуктивные минеральные ассоциации | Месторождения |
|---------------------------------|----------------------------|--|----------------------|
| Гипабиссальная | -1 км | Золото-антимонит-серебросульфосольная | Кварцитовая Горка-IV |
| | -1 – 2 км | Золото-галенит-серебросульфосольная | Кварцитовая Горка-I |
| | -2 – 3 км | Золото-галенит-сульфоантимонидная | Бестюбе |
| Мезоабиссальная | -3 – 7 км | Золото-галенит-сульфоантимонидная с теллуридами | Будённовское |
| | | | Караул-Тюбе |
| | | | Степняк |
| Абиссальная | -7 – >10 км | Золото-галенит-теллуридная до золото-теллуридной | Восточный Жолымбет |
| | | | Жана-Тюбе |
| | | | Жолымбет |
| | | | Южное Аксу |
| | | | Северное Аксу |

центрированного осаждения в них Au. Такую же роль играл и H_2S : кварц и карбонаты ряда месторождений содержат включения с жидкой H_2S .

Слабокислые (H_2CO_3) золотоносные гидротермы с низкими fO_2 и fS_2 выщелачивали из рудовмещающих и подстилающих толщ SiO_2 , Fe, Cu, Zn, Pb, Ni, Co и W, но не Mn, Mo. Руды бедны Mn, Ba и Mo, крайне бедны F, Sn, Ge, Be. Концентрированное осаждение Au обеспечили легкие углеводороды (метан) и битумоиды, мигрировавшие в трещинные зоны при процессах дорудного кислотного метасоматоза. Самые богатые руды (> 2 кг/т Au), в том числе оруденелые черносланцевые породы, содержат менее 20 мг/т Pt и Pd.

Ранее считалось, что значительная часть Au в рудах «растворена» в сульфидах. Подсчёты показали, что даже в пиритоносных чёрных сланцах Кварцитовых Горок с прожилково-вкрапленным оруденением 80 – 90% массы Au содержится в самородной форме (Спирidonov и др., 1986). Для богатых руд Кварцитовых Горок эта цифра близка к 100%, как и для руд малосульфидных месторождений Степнякской группы.

Золоторудные тела любого типа сложены следующими ассоциациями: реликтовых минералов; шеелит-кварцевой (\pm хлорит, карбонат, серицит, графитоид) ($T \sim 375 - 305^\circ C$, обычно $330 - 315^\circ$); ранних сульфидов (пирит, арсенопирит \pm пирротин) ($T \sim 290 - 270^\circ C$); карбонат-полисульфидной (As-пирит, арсенопирит, сфалерит, халькопирит, галенит, пирротин, кубанит, борнит, бурнонит, теннантит, тетраэдрит) ($T \sim 270 - 210^\circ C$); продуктивной (золото \pm сульфиды и сложные сульфиды Pb, Sb, Ag, Bi или теллуриды Bi, Pb, Ag, Ni, Fe-Co, Au-Ag, Au) ($T \sim 210 - 155^\circ C$). На некоторых месторождениях проявлена позднерудовая послезолоторудная сульфидная минерализация. Минералы ранней

шеелит-кварцевой ассоциации постоянно содержат включения с жидкой CO_2 и отлагались из растворов $NaCl-KCl-MgCl_2$ с солёностью 9 – 17%, богатых углекислотой. Минералы карбонат-полисульфидной и продуктивной ассоциаций отлагались из растворов того же состава с солёностью 2 – 11, чаще 4 – 9%; в них включения с жидкой CO_2 отсутствуют, то есть процесс рудоотложения шёл при дегазации растворов с потерей CO_2 , что могло быть причиной увеличения pH растворов и одной из причин осаждения золота. Минералы карбонат-полисульфидной и продуктивной ассоциаций развивались метасоматически. Золотоносность рудных тел и околорудных метасоматитов практически целиком обусловлена развитием минералов продуктивной ассоциации, температура образования которой обычно $190 - 170^\circ C$. По этой причине месторождения тяготеют к разновозрастным малым интрузивам и дайкам, так как те и другие успевали остыть до нужной температуры. В противном случае золото рассеивалось!

Фашии глубинности формирования месторождений. По геологическим данным, месторождения формировались на глубинах от 1 до 10 км и более. Эти плутоногенные месторождения возникли в условиях относительно закрытой системы на фоне постепенного снижения температуры, чем обусловлены устойчивый состав руд и рудных минералов по вертикали конкретных месторождений и дифференциация рудного вещества по уровням глубинности формирования месторождений. С ростом глубинности в рудах снижаются количества Sb, Hg, Tl и увеличиваются – Te, W, соотношения Au/Ag, Te/Se (от 1 – 2 до 100 – 3000), Au/Hg (от 1 до 200 – 6500). Фашиям глубинности месторождений соответствуют их минеральные типы по составу продуктивной минеральной ассоциации (табл. 1):

гипабиссальной фации (давление P и температура T при начальном минералообразовании $0.3 - 0.9$ кбар и $310 - 305^\circ\text{C}$; C_{CO_2} $2 - 2.5$ моль/кг раствора) — золото-серебросульфосольно-антимонитовая с α -амальгамой золота и золото-галенит-сульфоантимонидная; мезоабиссальной фации (P $1.0 - 1.8$ кбар и T $330 - 315^\circ\text{C}$; C_{CO_2} $2.5 - 4.5$ моль/кг раствора) — золото-галенит-сульфоантимонидная и золото-галенитовая с теллуридами; абиссальной фации (P $2.1 - 3.6$ кбар и T $375 - 325^\circ\text{C}$; C_{CO_2} $4 - 7$ моль/кг раствора) — золото-галенит-теллуридная и золото-теллуридная (Спиридонов, 1985, 1992, 1995, 2010). Вероятная причина фиксации теллуридов в глубинных месторождениях обусловлена тем, что температура диссоциации H_2Te выше, а устойчивость заметно ниже, чем у H_2S . Ширина и интенсивность ореолов привноса Hg резко различны: от сотен метров и $0.n - n$ г/т — в гипабиссальных до первых метров и $0.0n$ г/т — в абиссальных месторождениях.

Давление не является функцией только глубины рудообразования. Но общая тенденция увеличения давления гидротерм от золото-антимонитовых месторождений к золото-галенитовым и далее к золото-теллуридным для позднеордовикской золото-кварцевой формации севера Центрального Казахстана очевидна. Термобарический градиент для месторождений данной формации специфичен — около 9.5 бар/град.

Минеральная и геохимическая зональность месторождений. Для всех месторождений слабо проявлена вертикальная минеральная и геохимическая зональность (Назьмова и др., 1978; Спиридонов, 1995). Тем не менее, продуктивная минерализация сосредоточена в их центре, поскольку процесс рудоотложения центростремительный. К периферическим частям рудных тел и месторождений снижаются величины соотношений Au/Ag , Pb/Zn , Te/Se . В конкретных месторождениях с глубиной несколько снижаются концентрации Sb , Hg , Ag и увеличиваются концентрации Bi , W , величины Au/Ag (жила Январская, Южное Аксу — от 2.1 до 3.3), Au/Hg , As/Sb ; уменьшается ширина ореолов привноса Sb и Hg , растёт пробность золота и снижается количество Hg в нём, снижается количество Hg , Cd и Se в сфалерите. Жильные зоны верхних горизонтов месторождений относительно обогащены минералами с сурьмой, нижних горизонтов — арсенопиритом и шеелитом. Верхние горизонты многих рудных жил обогащены тетраэдритом и золотом, промежуточные — теннантитом, нижние — халькопиритом. На флангах и пе-

риферии рудных тел зачастую сохранились от замещения более ранние минеральные агрегаты. Их изучение для Кварцитовых Горк помогло расшифровать особенности распределения в промышленных рудах бертьерита (заместил пирротин), халькостибита (заместил халькопирит), цинкениита (заместил галенит).

Минеральные фации руд по составу рудовмещающей среды. Минеральные фации руд и метасоматитов в значительной мере обусловлены составом рудовмещающих толщ, концентрацией в них серы (Спиридонов, 1998). Зависимость проявлена по содержанию карбонатов, хлорита, пирротина (и по его составу), минералов Cu , Co и Ni , ассоциациям сульфосолей, теллуридов. Рудные тела среди черносланцевых толщ обогащены углеродистым веществом, S , As , Se . Руды среди базитов содержат пирротин, ильменит, минералы Ni и Co , обогащены минералами Cu (халькопирит, борнит, кубанит, блеклые руды, бурнонит), причем содержания Cu нередко достигают $1 - 2\%$, то есть представляют промышленный интерес. Рудные тела среди гранитоидов содержат галенит, сульфосоли Pb . Рудные тела среди Na габброидов, кварцевых диоритов, тоналитов, плагиогранитов бедны Bi (Спиридонов, 1985, 1998). Руды среди калийных гранитоидов — адамеллитов обогащены Bi (Спиридонов, 1982, Спиридонов и др., 2002).

Минеральные и геохимические признаки золоторудных столбов. В рудных столбах сосредоточена значительная часть ресурсов золота. Рудные столбы развиты в участках рудных тел, где проявлено внутрирудное брекчирование. Жильные кварц и карбонаты в их пределах содержат заметное количество метана, битумоидов и графитоида, а выделения золота крупнее, чем в рядовых рудах. Рудные столбы и особенно их верхние части обогащены Ag и Hg относительно Au : для Кварцитовой Горки I величина Au/Ag и Au/Hg в рядовых рудах в среднем 0.8 и 1.5 , в рудных столбах — 0.5 и 0.7 , в верхних частях рудных столбов — $0.2 - 0.3$ и $0.5 - 0.6$ соответственно. Минеральные признаки рудных столбов гипабиссальных месторождений — наличие антимонита, сульфидов Pb-Sb и Ag-Pb-Sb , Hg -содержащего золота, графитоида; отрицательные признаки — наличие пирротина, халькопирита, кубанита, борнита. Положительные признаки для мезоабиссальных месторождений — наличие сложных сульфидов Pb-Sb и Ag-Pb-Sb , тетраэдрита, теллуридов, графитоида; для абиссальных месторожде-

ний — наличие теллуридов, блёклых руд, пирротина, борнита.

О природе рудоносных флюидов. Изотопный состав кислорода шеелита, минерала, устойчивого к эпигенетичному изотопному обмену, почти постоянен в месторождениях Степнякской группы: $\delta^{18}\text{O} = +4 \div +6\%$ SMOW. Это, как и изотопный состав кислорода и углерода карбонатов рудных жил, свидетельствует о глубинной метаморфогенной природе $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ флюидов, которые сопровождали становление инверсионной степнякит-тоналит-гранодиоритовой формации (Спиридонов, 1995).

Минералогия месторождений Степнякской группы

Светлые слюды березитов, лиственитов и кварцевых жил. Светлые слюды малоглубинных месторождений — преимущественно фенгит, более глубинных — мусковит. Те и другие крайне бедны F и NH_4^+ .

В Кварцитовых Горках березиты и руды, замесившие кремнистые породы с примесью пепла ультраосновного состава, содержат зелёный фенгит — алюминоселадонит 2M_1 с 1–2 мас.% хрома; в березитах-кварцитах, замесивших ванадиеносные углеродисто-кремнистые породы, развит фенгит с 1–2.5 мас.% ванадия; березиты, замесившие кремнисто-глинистые и углисто-глинистые сланцы с каолинитом, наряду с фенгитом содержат пирофиллит. Желтоватый пирофиллит Кварцитовых Горк содержит 0.4–0.6 мас.% Fe, по рентгенометрическим данным, это моноклинный пирофиллит (табл. 2). В березитах — кварцитах, замесивших кварцитогорские яшмоиды, изредка развиты агрегатные псевдоморфозы по таблица барита, сложенные тонкочешуйчатыми мусковитом — фенгитом с 4–9 мас.% Ва и 1–2% Na, и менее парагонитом с 1–2% Ва.

Хлориты березитов, лиственитов и кварцевых жил. Хлориты широко развиты в апобазитовых лиственитах и карбонат-кварцевых жилах среди них (Жана-Тюбе, Южное Аксу, Квацитовые Горки), менее в березитах и кварцевых жилах среди них. По результатам микрозондовых и рентгенометрических анализов наиболее распространён зелёный рипидолит. Корундофиллит шире развит в более глубинных месторождениях. Во внешних зонах зональных ореолов березитов и лиственитов распространён низкоглинозёмистый железистый диабантит ($\text{Al}_{\text{а.ф.}}$ 0.8–1.1) (низкотемпературное образование), в промежуточных зонах — клинохлор и шерида-

Таблица 2. Рентгенограмма (дифрактограмма) моноклинного пирофиллита Кварцитовый Горки-IV (шахта Фланговая, гор. — 270 м)

| <i>hkl</i> | <i>I/I₁</i> | <i>d</i> , Å | <i>hkl</i> | <i>I/I₁</i> | <i>d</i> , Å |
|------------|------------------------|--------------|------------|------------------------|--------------|
| 001 | 30 | 18.4 | 134 | 4 | 2.163 |
| 002 | 39 | 9.20 | 20-6 | 5 | 2.149 |
| 004 | 40 | 4.60 | 222 | 5 | 2.088 |
| 020 | 18 | 4.46 | 13-6 | 5 | 2.063 |
| 110 | 16 | 4.43 | 028 | 2 | 2.046 |
| 021 | 14 | 4.395 | 136 | 3 | 1.896 |
| 111 | 11 | 4.178 | 20-8 | 1 | 1.870 |
| 022 | 9 | 4.020 | 0.0.10 | 12 | 1.840 |
| 006 | 100 | 3.065 | 31-2 | 1 | 1.692 |
| 20-2 | 9 | 2.563 | 150 | 2 | 1.688 |
| 200 | 10 | 2.548 | 24-2 | 2 | 1.685 |
| 13-2 | 10 | 2.536 | 240 | 2 | 1.679 |
| 132 | 12 | 2.422 | 310 | 4 | 1.668 |
| 20-4 | 12 | 2.416 | 334 | 5 | 1.646 |
| 202 | 2 | 2.352 | 152 | 5 | 1.642 |
| 13-4 | 2 | 2.340 | 2.0.-10 | 6 | 1.630 |
| 008 | 6 | 2.299 | 1.1.10 | 2 | 1.609 |

Примечание. Дифрактометр ДРОН-1.5; Со-антикатод. Аналитик Э.М. Спиридонов.

нит, во внутренних (тыловых) зонах — высокоглинозёмистый рипидолит ($\text{Al}_{\text{а.ф.}}$ 1.3–1.6) (среднетемпературное образование). Следовательно, рудоносные гидротермы реагировали с остывшими породами. С хлоритами более глубинных месторождений нередко ассоциирует пирротин и/или ильменит, реже рутил, менее глубинных — пирротин или анатаз.

Карбонаты березитов, лиственитов и кварцевых жил. В ультрагипабиссальных Кварцитовых Горках преобладает железистый доломит; в лиственитах наряду с ним нередок сидерит, часто в парагенезе с железистым пирротинном.

В гипабиссальных месторождениях развиты ферродоломит — анкерит — доломит. В метасоматитах и рудах менее глубинного Центрального участка Бестюбе вариации катионного состава карбонатов в березитах и лиственитах $\text{Ca}_{50}\text{Mg}_{16-44}\text{Fe}_{6-32}\text{Mn}_{1-3}$, средний состав — $\text{Ca}_{50}\text{Mg}_{35}\text{Fe}_{13}\text{Mn}_2$; в золоторудных жилах — $\text{Ca}_{50}\text{Mg}_{24-46}\text{Fe}_{4-24}\text{Mn}_{1-4}$, средний состав — $\text{Ca}_{50}\text{Mg}_{37}\text{Fe}_{11}\text{Mn}_2$. В метасоматитах и рудах несколько более глубинного Западного участка Бестюбе карбонаты менее железистые и беднее Mn; вариации состава карбонатов в березитах и лиственитах $\text{Ca}_{50}\text{Mg}_{26-44}\text{Fe}_{6-24}\text{Mn}_{0-3}$, средний состав — $\text{Ca}_{50}\text{Mg}_{37}\text{Fe}_{12}\text{Mn}_1$; в золоторудных жилах — $\text{Ca}_{50}\text{Mg}_{24-44}\text{Fe}_{5-24}\text{Mn}_{0-2}$, средний состав — $\text{Ca}_{50}\text{Mg}_{38}\text{Fe}_{11}\text{Mn}_1$. Для Бестюбе



Рис. 1. Вкрапленность ярко окрашенного шеелита в кальцит-кварцевой жиле. 103 × 84 мм. Центральный участок месторождения Жолымбет.

Рис. 2. Гнёзда светлого окрашенного шеелита в золотоносной кварцевой жиле. 77 × 77 мм. Центральный участок месторождения Бестюбе.

установлена вертикальная зональность по составу карбонатов: прямая по составу доломита березитов и лиственитов (по восстанию колонны рудных тел его железистость растёт) и обратная по составу доломита рудных жил. Сочетание березитов с ферродоломитом и золоторудных жил с маложелезистым доломитом — свидетельство незначительной величины эрозийного среза гипабиссальных плутогенных месторождений (Спиридонов и др., 1995,). Отсутствие кальцита отличает березиты Бестюбе от классической колонки березитов (Зарайский, 1989). Эволюция карбонат-полисульфидной ассоциации Бестюбе обычно следующая: железистый доломит (f 49–19) → железистый доломит (f 34–15) + арсенипирит → доломит (f 20–16) + халькопирит + галенит → доломит + бурнонит + джемсонит → доломит (f 18–9) + тетраэдрит + буланжерит.

В мезоабиссальных месторождениях наряду с доломитом и анкеритом развит кальцит. В метасоматитах и рудах абиссальных месторождений кальцит преобладает. Свообразны карбонаты лиственитов Южного Аксу, заместивших магнезиальные скарны: матрица — кальцит, включения — доломит (по фассаиту), магнезит (по форстериту).

Все типы карбонатов золото-кварцевой формации бедны Mn.

Жильный кварц. Это молочно-белый кварц с множеством мельчайших включений слабо солёных растворов и жидкой CO_2 . Их наличие — причина молочной окраски кварца. По данным ЭПР, концентрация Al-центров в жильном кварце отвечает содержанию

13–24 г/т изоморфного алюминия; концентрация изоморфного титана не превышает 1 г/т, изоморфного германия — 0.1 г/т. Эти особенности обусловлены невысокими температурами образования кварца при участии умеренно кислых флюидов, бедных F.

Шеелит. Шеелит — характерный минерал плутогенных золото-кварцевых месторождений, поскольку W подвижен при березитизации. Шеелит слагает гнёзда с поперечником до 40 см в жильном кварце. В золото-кварцевых жилах Жолымбета среднее содержание шеелита 0.5%, иногда до 5% их объёма (Спиридонов и др., 1986,).

Красновато-оранжевая окраска шеелита (рис. 1) обусловлена микровключениями битумоидов (до 0.5 мас.%). При наложении золотой минерализации битумоиды в шеелите «выгорали», окраска постепенно исчезала (рис. 2). В богатых золотом кварцевых жилах шеелит мало отличим от кварца. Окраска шеелита — индикатор степени золотоносности.

Особенность состава шеелита — обилие европия, количество которого иногда превышает содержания иных лантанидов. Так, шеелит одного из образцов Степнякского рудного поля содержит, г/т: Eu 153, Ce 99, La 58, Nd 37. Спектроскопические исследования показали, что > 90% Eu — это Eu^{2+} , что соответствует восстановительной обстановке рудоотложения Au. Редкоэлементный состав шеелита различен в месторождениях разных фаций глубинности: гипабиссальные (Бестюбинское рудное поле, 10 анализов) — мезоабиссальные (Степнякское рудное поле, 8 анализов) — абиссальные (Жолымбетское руд-

ное поле, 15 анализов), средние содержания, г/т: Sr 7050–3200–650; Mo 3–152–240; Y 22–231–275; сумма REE 122–619–1016; La 12–47–65; Ce 20–52–127; Nd 18–152–240; Sm 25–98–150; Eu 26–59–103; Gd 10–76–120; Dy 5–52–94; Ho 1–14–26; Er 2–11–20; Yb 2–12–21 (Спиридонов и др., 1998). Итак, содержания Sr, Mo, Eu, Y, Nd, Sm, Gd в шеелите могут быть индикаторами глубинности формирования месторождений Au. Показательная величина Sr/Mo, которая превышает 2000 в шеелите из гипабиссальных, около 20 – из мезоабиссальных, 3–6 – из абиссальных месторождений золота.

Ранние сульфиды – пирит, арсенопирит, пирротин – березитов, ливственитов и карбонат-кварцевых жил. Как правило, это стехиометричный пирит с электронным типом проводимости. Размер кристаллов до 35 мм, обычно менее 10 мм. Распределение его в кварцевых жилах нередко крайне неравномерное. Так, во многих протяжённых жилах Бестюбе мощностью 50–120 см чередуются отрезки длиной до 40–60 м, где содержание пирита от следов до 0.5%, с отрезками длиной до 2.5 м, где почти вся жила сложена крупнокристаллическим пиритом, содержащим менее 1–3 г/т Au; по этой причине ни одно из таких гнёзд не отрабатывалось.

Пирит обычно сопровождает количественно подчинённый сернистый арсенопирит, который часто вырос на кристаллы пирита. В березитах и ливственитах по черносланцевым породам, а также в кварцевых жилах и березитах по гранитоид-порфирам даек среди этих же пород количества пирита и арсенопирита примерно равны, нередко арсенопирит преобладает (рис. 3а). На Восточном участке Бестюбе размер кристаллов арсенопирита достигает 13 мм, обычно менее 3 мм. Кристаллы арсенопирита повсеместно тонко зональные, с варьирующей величиной S:As, их внешние зоны обычно более сернистые (прямая зональность). В большинстве месторождений распространён сернистый арсено-

пирит с величиной S:As = 1.08–1.10. На Кварцитовых Горках развит арсенопирит с обратной зональностью, внешние зоны его кристаллов по составу более мышьяковистые и содержат до 0.4–1 мас.% Sb.

В рудных жилах и ливственитах среди базитов – кварцевых габбро и габбро-анортозитов (Центральный участок Жолымбета), магнезиальных скарнов (Южное Аксу), оливиновых базальтов (Кварцитовые Горки) и их туфов (Жана-Тюбе) вместе с пиритом или вместо пирита развит железистый пирротин, нередко в ассоциации с кубанитом и ильменитом (Спиридонов и др., 1974; Спиридонов, Шапур Хамид, 1978). В кварц-хлорит-кальцитовых жилах и ливственитах Южного Аксу и Жана-Тюбе развиты тонкопластинчатые сростания пирротина различного состава (от Fe₉S₁₀ до Fe₁₆S₁₇), и наблюдаются структуры распада железистого пирротина на троилит FeS и моноклинный пирротин Fe₇S₈. Состав железистого пирротина в ливственитах западного фланга Кварцитовых Горок в ассоциации с сидеритом, кубанитом и магнетитом варьирует от Fe₈S₉ до Fe₂₀S₂₁, в среднем отвечает формуле Fe₁₁S₁₂. В хлорит-кальцит-кварцевых жилах и ливственитах Центрального участка Жолымбета развит пирротин состава от Fe₉S₁₀ до Fe₁₀S₁₁.

Пирит карбонат-полисульфидной ассоциации. Это мелкокристаллический пирит нестехиометричного состава, с дырочным типом проводимости, осадитель Au. В метасоматитах и небольших кварцевых жилах гипабиссальных Кварцитовых Горок слагает тонкозернистые расщеплённые, сферолитовые агрегаты; содержит 4–9% As и 1–5% Sb. В более глубоких месторождениях он содержит ~0.5% As, в ассоциации с герсдорфитом – до 2% Ni и 1% Co.

Арсенопирит карбонат-полисульфидной ассоциации. Обычно это сернистый арсенопирит с дырочным типом проводимости, хороший осадитель Au. В оруденелых метасоматитах и небольших кварцевых жилах

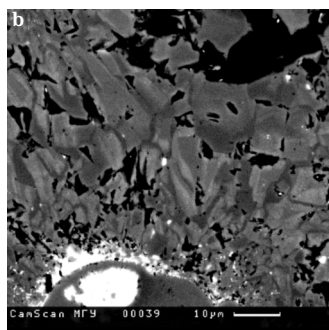
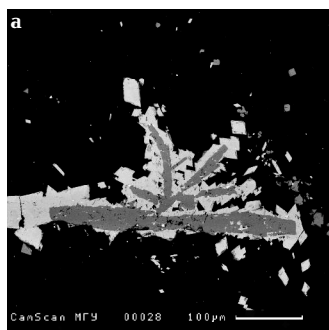


Рис. 3. Арсенопирит. Кварцитовые Горки: а – каймы и обособленные кристаллы арсенопирита (светло-серый) вокруг пластины пирита (серый) в ливственитах; пирит, вероятно, заместил пластины пирротина;

б – агрегат мелких сложно зональных кристаллов арсенопирита, внешние зоны которых обогащены мышьяком (более светлые). Внизу снимка сферолит пирита, проросший поздним жемсонитом (белый). В отражённых электронах.

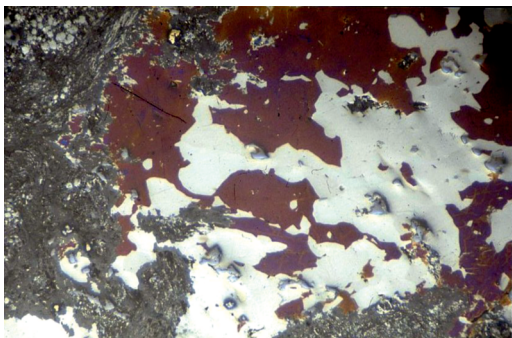
Кварцитовых Горках образует агрегаты мелких кристаллов с обратной зональностью (рис. 3b).

Герсдорфит карбонат-полисульфидной ассоциации. В рудных жилах и лиственитах среди базитов Жолымбета, Южного Аксу, Кварцитовых Горок с поздним пиритом и халькопиритом ассоциируют мелкие зональные кристаллы герсдорфита. Они обычно размещены в краевых частях выделений халькопирита. Состав герсдорфита отвечает формуле $(\text{Ni}_{0.56-0.97}\text{Fe}_{0.07-0.31}\text{Co}_{0.01-0.04}\text{Cu}_{0.01-0.03})_{0.97-1.08}\text{As}_{0.98-1.09}\text{S}_{0.88-0.97}$. В центре кристаллов минерал существенно никелистый, во внешних зонах — железистый. Некоторые его кристаллы окружены оторочкой никелистого арсенопирита — $(\text{Ni}_{0.15}\text{Fe}_{0.89}\text{Co}_{0.01}\text{Cu}_{0.03})_{1.07}\text{As}_{1.03}\text{S}_{0.90}$.

Пирротин карбонат-полисульфидной ассоциации в малых количествах широко распространён в виде метасоматических вростков в кристаллах пирита. По составу это сернистый моноклинный пирротин устойчивого состава Fe_7S_8 . Этот пирротин охотно замещало самородное золото, создавая ложное впечатление включений золота в пирите.

Сфалерит карбонат-полисульфидной ассоциации — распространённый минерал, размер его гнезд достигает 15 см, но обычно представлен мелкой вкрапленностью. Повсеместно выделяются не менее трёх его зарождений — ранний тёмно-коричневый до чёрного $(\text{Zn}_{0.82-0.90}\text{Fe}_{0.10-0.18})\text{S}$ с ~ 0.05% Cd, более поздний — коричневого цвета $(\text{Zn}_{0.94-0.96}\text{Fe}_{0.04-0.06})\text{S}$ с ~ 0.2% Cd, наиболее поздний — светло-коричневый $(\text{Zn}_{0.96-0.98}\text{Fe}_{0.02-0.04})\text{S}$ с ~ 0.3–0.4% Cd. В абиссальном Южном Аксу ранний сфалерит содержит 100–200 г/т In и лишь следы Hg и Se. В гипабиссальных Кварцитовых Горках In в этом минерале не обнаружен, он содержит Hg и Se: в позднем сфалерите до 0.6–1% Hg и 0.4% Se.

Рис. 4. Агрегат бертьерита (покрыт красной плёнкой воздушного травления) и антимонита (светлый) в лиственитах. Кварцитовая Горка IV. Ширина поля зрения 6 мм. В отражённом свете при 1 никеле.



Сульфиды и сложные сульфиды свинца и сурьмы. Руды ультрагипабиссальных Кварцитовых Горок богаты Sb. В составе продуктивной минерализации масса антимонита там, где не было более ранних минералов с реакционно-способными Fe, Cu, Pb. При воздействии Sb растворов на такие минералы возникли: не содержащий Mn бертьерит за счёт пирротина, джемсонит за счёт пирротина и галенита, цинкениит за счёт галенита, бурнонит за счёт халькопирита и галенита, халькостибит и тетраэдрит за счёт халькопирита и борнита, халькостибит и пирит за счёт кубанита. По этой причине в рудных столбах Кварцитовых Горок отсутствуют пирротин, халькопирит, борнит и кубанит. В их отдельных участках содержание бертьерита сопоставимо с антимонитом (рис. 4), в иных — широко развиты цинкениит, джемсонит или Ag-тетраэдрит.

В рудах более глубоких месторождений Бестюбе и Степняк при воздействии Sb-содержащих растворов возникли следующие ряды: среди кремнекислых пород (плаггиограниты, аркозы) — исходный галенит → буланжерит + галенит → буланжерит + семсейит → джемсонит + цинкениит; среди пород среднего состава (кварцевые диориты, тоналиты, полимикты) — исходные халькопирит + галенит I → бурнонит + теннантит-тетраэдрит I → тетраэдрит II + галенит II ± буланжерит → Ag-тетраэдрит III + джемсонит; среди пород основного состава (граувакки, габброиды) — исходный халькопирит → теннантит-тетраэдрит I → тетраэдрит II → Ag-тетраэдрит III. В ходе эволюции соотношения Pb:Cu, заданные составом вмещающей среды, не менялись, сменялись минералы Pb и Cu.

В рудах наиболее глубоких Жолымбета и Аксу при воздействии Sb-содержащих растворов возникло небольшое количество тетраэдрита за счёт халькопирита.

Сложные сульфиды свинца и висмута. Руды месторождения Ичке-Ульмес представлены скарнами, которые лиственитизированы и содержат наложенную прожилково-вкрапленную Au минерализацию. Месторождение сопряжено с Селетинским интрузивом калийных гранитоидов — адалелитов, и по этой причине богато Bi. В рудах широко развит богатый Bi минерал группы айкинита — гладит $\text{CuPbBi}_3\text{S}_9$, размер его выделений до 9 мм (Спиридонов, 1982).

Минералы группы блёклых руд. Наименование минералов группы блёклых руд дано по систематике автора (Спиридонов, 1984). Блёклые руды $(\text{Cu}^{1+}, \text{Ag}, \text{Tl})_{10}(\text{Zn}, \text{Fe}, \text{Cu}^{2+}, \text{Hg},$

$Cd)_2(As,Sb,Bi,Te)_4(S,Se)_{13}$ — чуткие индикаторы рудогенеза, основные минералы-носители Ag и Hg во многих гидротермальных месторождениях. Их характеристики — сурьмянистость $Sb/(As + Sb)$, медистость $Cu^{2+}/(Zn + Fe + Cu^{2+} + Hg + Cd)$. Большой интерес представляют блёклые руды продуктивной ассоциации. Они бедны Te, Bi, крайне низко медистые. Кристаллы повсеместно зональные по составу, с плавной зональностью (Спиридонов и др., 2009).

В ультрагипабиссальных Кварцитовых Горках их ранние зарождения — цинкистые As-тетраэдрит и Sb-теннантит, содержащие до 5% Ag. В наименее глубинной Кварцитовой Горке IV они содержат (мас.%) до 7% Hg, 0.9% Se, 0.4% Cd, 0.2% Tl. В ходе рудообразования содержание Hg в блёклых рудах снижалось, Hg перераспределялась в ртутистое золото. Более позднее зарождение блёклых руд — бедный As фрайбергит (Ag-тетраэдрит, содержащий до 25 мас.% Ag), наиболее позднее — бедный As аргентотетраэдрит, содержащий следы Hg (Спиридонов, 1984, 1987₂; Филимонов, Спиридонов, 2005). Все эти блёклые руды ассоциируют с минералами, богатыми Sb: от антимонита, цинкениита, джемсонита до андорита, роцинита, миаргирита.

В глубоко проникающем рудном теле Кварцитовой Горки I от ранних зарождений блёклых руд к поздним содержания Ag росли, сурьмянистость в целом снижалась, наиболее позднее зарождение представлено Sb-аргентотеннантитом и As-аргентотетраэдритом (до 39 мас.% Ag) (Спиридонов и др., 1986₂; Спиридонов, 1987₂).

В Бестюбе и мезоабиссальных Степняке, Будёновском и Восточном Жолымбете раннее зарождение блёклых руд — цинкистые тетраэдрит и теннантит, содержащие < 1.5% Hg и до 3% Ag; позднее зарождение — тетраэдрит (до 10 мас.% Ag), изредка фрайбергит (до 21 мас.% Ag и до 1% Cd) (Спиридонов и др., 1996, 2002, 2009). В абиссальных Жолымбете и Аксу блёклые руды — железистые теннантит и тетраэдрит, бедные Ag (< 0.5%) и Hg (< 0.01%) (Спиридонов, 1985). Итак, состав блёклых руд продуктивной ассоциации плутоногенных месторождений золота может быть дополнительным критерием оценки глубинности их формирования.

Сульфиды и сложные сульфиды серебра и сурьмы. Руды ультрагипабиссальных Кварцитовых Горок обогащены Ag и Sb. Продуктивная ассоциация здесь содержит ряд их минералов со стандартным накоплением серебра: фрайбергит (Ag-тетраэдрит) → андорит $AgPbSb_3S_6$ → роцинит $Ag_{19}Pb_{10}Sb_{51}S_{96}$ → миар-

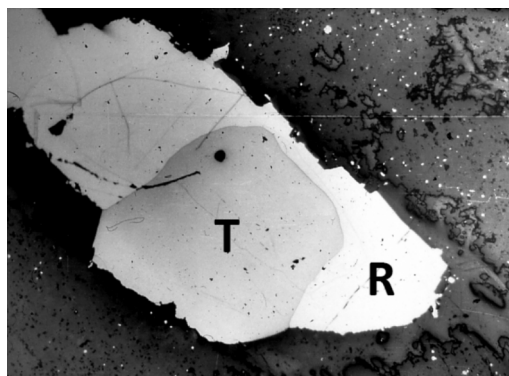


Рис. 5. Срастание роцинита (R) и Ag-тетраэдрита (T) в гнезде карбоната в кварцевой жиле. Кварцитовая Горка IV. Ширина поля зрения 3 мм. В отражённом свете при 1 никеле.

гирит $AgSbS_2$ (Спиридонов и др., 1990, 2002; Спиридонов, 2010), и редкие наиболее поздние — пираргирит Ag_3SbS_3 → аргентит Ag_2S . Во многих гидротермальных месторождениях, богатых Ag и Sb, развиты минералы группы андорита Me_5S_6 , или $Me_{20}S_{24}$, и прежде всего андорит (Свешникова, 1975; Моёло, 1983; Моёло *et al.*, 1989). Особенностью руд плутоногенных малоглубинных Кварцитовых Горок является развитие наряду с обычным андоритом своеобразного минерала группы андорита — роцинита (рис. 5). Состав роцинита $(Ag,Cu)_{19}Pb_{10}(Sb,As)_{51}S_{96}$ (рис. 6) фиксирует специфические условия поздних стадий рудоотложения Кварцитовой Горки IV: обилие Sb и Ag, относительный дефицит Pb. Структура роцинита отлична от структур минералов группы андорита и представляет особый тип (рис. 7).

Руды Бестюбе и Степняка содержат немного овихита $Ag_3Pb_{10}Sb_{11}S_{28}$. В более глубинных месторождениях сульфосоли Ag-Sb отсутствуют.

Теллуриды. Судя по постоянной ассоциации теллуридов и самородного золота, те и другие возникли при реакции Au-Te растворов с более ранними минералами рудных жил. Так, в богатых пирротином рудах Жана-Тюбе, залегающих в породах базитового состава, в пирротине масса метакристаллов фробергита с включениями золота (рис. 8а). Вероятная реакция: $2FeS + Au_{p-p} + 2Te_{p-p} \rightarrow FeTe_2$ (фробергит) + Au + FeS_2 . В данном случае практически всё количество Te связано во фробергите, поэтому развито самородное золото, а не теллуриды Au. В кварцевых жилах Жана-Тюбе без пирротина, залегающих среди кремнекислых пород, фробергита и мелонита нет. Нет в них и самородного зо-

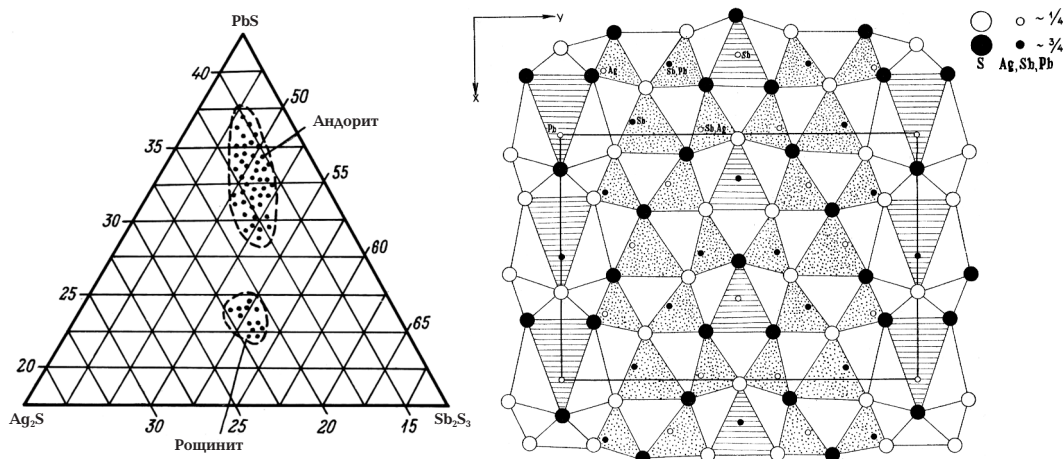


Рис. 6. Поля состава рощинита Кварцитовых Горок и андорита на диаграмме $Ag_2S - Sb_2S_3 - PbS$. Состав рощинита – по данным автора, андорита – по данным О.Л. Свешниковой (Свешникова, 1975) и Ива Моело (Možlo, 1983; Možlo et al., 1989). Рис. 7. Кристаллическая структура рощинита, проекция вдоль оси «с», по данным И.В. Петровой.

лота, поскольку вся масса золота связана в теллуридах.

Теллуровисмутит, сурьмянистый теллу-
ровисмутит и иные теллуриды Bi. Наиболее
распространены сростания золота и теллури-
дов Bi – теллуровисмутита и/или тетрадимит-
та, реже цумоита и иных. Теллуриды Bi в мес-
торождениях Степнякской группы, как и во
всём мире, нередко содержат изоморфные
примеси Pb и лишь следы Sb (Спиридонов и
др., 1978₂), поскольку Sb фиксирована в более
ранних блёклых рудах.

При воздействии Au-Te растворов мало
устойчивы галенит и блёклые руды. Показа-
тель интенсивности такого воздействия – со-
отношение в рудах количеств галенита и за-
мещающего его алтаита PbTe. В большинстве
рудных жил Жолымбета и Южного Аксу га-
ленит преобладает. В отдельных богатых Au
жилах преобладает алтаит, в них же развит не
обычный, а сурьмянистый теллуровисмутит,
в составе которого фиксирована Sb – про-
дукт деструкции блёклой руды. Таков сурь-
мянистый теллуровисмутит Южного Аксу,

содержащий до 8% Sb (табл. 3). Руды неболь-
шого, но очень богатого Au месторождения
Жана-Тюбе отличаются обилием теллуридов,
в том числе сурьмянистого теллуровисмутита
(до 11% Sb, табл. 4), отсутствием галенита и
блёклых руд, наличием позднего арсенопирит-
та в парагенезе с теллуридами. Эти отличия
обусловлены воздействием обильных Au-Te
растворов. При этом галенит был замещён ал-
таитом, блёклые руды – сурьмянистым тел-
луровисмутитом, халькопиритом, арсенопир-
итом: $PbS + Cu_{10}Fe_2SbAs_3S_{13} + 13FeS + 7Te_{p-p} + 3Bi_{p-p} \rightarrow PbTe + 2(Bi_{1.5}Sb_{0.5})_2Te_3 + 3FeAsS + 10CuFeS_2 + 2FeS_2$.

Рудные тела Южного Аксу среди интрузивных пород, бедных серой, содержат в основном теллуриды – теллуровисмутит, цумоит и иные. В них встречается полиминеральные сростания теллуридов: более ранние – пильзенит Bi_3Te_2 и верлит Bi_4Te_3 , более поздний – цумоит Bi_2Te_2 , далее теллуровисмутит Bi_2Te_3 , в конце возник сульфотеллурид – тетрадимит Bi_2Te_2S (табл. 5). В рудных телах Южного Аксу среди роговиков по черносланце-

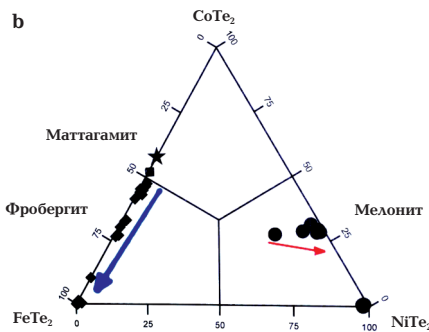
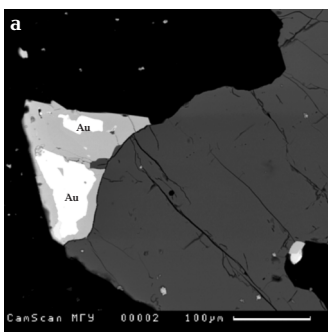


Рис. 8. Дителлуриды Жана-Тюбе: а – метакристалл фробергита (серый) с включениями золота (Au), матрица – пирротин (тёмно-серый), жильный кварц (чёрный); в отражённых электронах;

б – состав дителлуридов Fe-Co-Ni (стрелками показана эволюция состава зональных кристаллов фробергита и мелонита).

Таблица 3. Химический состав (мас.%) зонально-го Sb-содержащего теллурувисмутита (ан. 1–3) жилы Январской и Pb-Sb-содержащего теллурувисмутита (ан. 4–6) из сростаний с золотом в пирите жилы Весенней, месторождение Южное Аксу

| Комп. | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|-----------------------------|-------|--------|--------|-------|--------|--------|
| | центр | пром. | край | | | |
| Bi | 41.86 | 47.71 | 50.59 | 46.05 | 46.13 | 42.64 |
| Sb | 7.60 | 3.20 | 1.65 | 1.62 | 1.66 | 1.36 |
| Pb | нпо | нпо | нпо | 3.49 | 4.88 | 6.97 |
| Cu | нпо | нпо | нпо | 0.12 | нпо | нпо |
| Ag | нпо | нпо | нпо | нпо | 0.17 | 0.15 |
| Au | нпо | нпо | нпо | нпо | 0.44 | 0.41 |
| Te | 49.62 | 49.65 | 48.93 | 47.71 | 47.37 | 46.48 |
| Se | нпо | нпо | следы | нпо | нпо | нпо |
| S | 0.65 | нпо | нпо | нпо | 0.47 | 0.32 |
| Сумма | 99.73 | 100.56 | 101.17 | 98.99 | 101.13 | 100.43 |
| Количество атомов в формуле | | | | | | |
| Bi | 1.49 | 1.78 | 1.89 | 1.76 | 1.70 | 1.62 |
| Sb | 0.46 | 0.20 | 0.11 | 0.11 | 0.11 | 0.09 |
| Pb | – | – | – | 0.13 | 0.18 | 0.27 |
| Cu | – | – | – | 0.01 | – | – |
| Ag | – | – | – | – | 0.01 | 0.01 |
| Au | – | – | – | – | 0.02 | 0.02 |
| Сумма | 1.96 | 1.98 | 2.00 | 2.01 | 2.02 | 2.01 |
| Te | 2.89 | 3.02 | 3.00 | 2.99 | 2.87 | 2.89 |
| S | 0.15 | – | – | – | 0.11 | 0.10 |
| Сумма | 3.04 | 3.02 | 3.00 | 2.99 | 2.98 | 2.99 |

Примечание. Электронный микрозонд Cameca SX-50. Аналитик Э.М. Спиридонов. нпо – здесь и далее – ниже предела обнаружения.

Таблица 4. Химический состав (мас.%) Sb-содержащего теллурувисмутита в пирротиновых рудах месторождения Жана-Тюбе

| Комп. | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 |
|-----------------------------|-------|--------|-------|-------|-------|
| | Bi | 42.04 | 41.14 | 37.99 | 36.56 |
| Sb | 7.50 | 8.80 | 8.94 | 10.14 | 10.95 |
| Pb | 0.21 | 0.01 | 0.02 | 0.08 | 0.14 |
| Ag | 0.17 | 0.43 | 0.41 | 0.66 | 0.61 |
| Te | 49.91 | 52.33 | 50.41 | 50.32 | 50.26 |
| Se | 0.12 | следы | 0.04 | 0.11 | 0.09 |
| Сумма | 99.95 | 102.71 | 97.81 | 97.87 | 97.97 |
| Количество атомов в формуле | | | | | |
| Bi | 1.53 | 1.44 | 1.39 | 1.32 | 1.29 |
| Sb | 0.47 | 0.53 | 0.56 | 0.63 | 0.68 |
| Pb | 0.01 | – | – | – | 0.01 |
| Ag | 0.01 | 0.03 | 0.03 | 0.05 | 0.04 |
| Сумма | 2.02 | 2.00 | 1.98 | 2.00 | 2.02 |
| Te | 2.97 | 3.00 | 3.02 | 2.99 | 2.97 |
| Se | 0.01 | – | – | 0.01 | 0.01 |
| Сумма | 2.98 | 3.00 | 3.02 | 3.00 | 2.98 |

Примечание. Электронный микрозонд Cameca SX-50. Аналитик Н.Н. Кононкова.

вым породам, обогащённых серой, развит тетрадимит.

Теллуриды Fe-Co-Ni – фробергит, маттагамит, мелонит. Впервые в рудах Жана-Тюбе фробергит установила Н.П. Крикунова (Вейц и др., 1971). Автором данной статьи было установлено, что в отдельных участках халькопирит-пирротин-хлорит-кальцит-кварцевых жил Жана-Тюбе среди лиственизированных туфов меланобазальтов с известняковым цементом содержания фробергита достигают 1–3 об.%, и был обнаружен фробергит, обогащённый кобальтом (Спиридонов и др., 1974, 1978). По составу минерал стехиометричен, примеси Sb и Se – до 0.5%, Ni – до 0.2–1%; Co, Cu, Ag, Au – 0.0n%.

В рудах Жана-Тюбе нередки зональные кристаллы фробергита. Ядерные части таких кристаллов сложены богатым Co фробергитом ($Fe_{0.6-0.5}Co_{0.4-0.5}Te_2$). В единичных случаях в центре таких кристаллов $Co > Fe$, эти малые участки с составом ($Fe_{0.48-0.49}Co_{0.52-0.51}Te_2$) отвечают маттагамиту. Это первая находка маттагамита в плутоногенных месторождениях золота. Промежуточные части зональных кристаллов сложены фробергитом с 1–6% Co. Иногда зоны Co-содержащего фробергита чередуются с зонами фробергита без Co. Внешние зоны сложены фробергитом с 0.0n% Co. Состав минералов ряда маттагамит – фробергит приведен в табл. 6 и на рисунке 8.

Таблица 5. Химический состав (мас.%) теллуридов Bi в зональном сростании: верлит (центр) (ан. 12) – пильзенит (ан. 13) – цумоит (ан. 14) – теллурувисмутит (ан. 15) – тетрадимит (внешняя зона) (ан. 16), жила Январская, месторождение Южное Аксу

| Комп. | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 |
|-----------------------------|-------|-------|--------|-------|-------|
| | Bi | 69.87 | 67.21 | 63.30 | 50.75 |
| Sb | 0.46 | 0.46 | 0.45 | 1.50 | 0.475 |
| Te | 27.73 | 30.62 | 36.21 | 46.71 | 35.56 |
| S | 0.14 | 0.14 | 0.15 | 0.07 | 4.66 |
| Сумма | 98.20 | 98.24 | 101.11 | 99.12 | 98.51 |
| Количество атомов в формуле | | | | | |
| Bi | 2.99 | 3.95 | 2.01 | 1.94 | 1.96 |
| Sb | 0.03 | 0.05 | 0.03 | 0.10 | 0.03 |
| Сумма | 3.02 | 4.00 | 2.04 | 2.04 | 1.99 |
| Te | 1.94 | 2.95 | 1.93 | 2.94 | 1.98 |
| S | 0.04 | 0.05 | 0.03 | 0.02 | 1.03 |
| Сумма | 1.98 | 3.00 | 1.96 | 2.96 | 3.01 |

Примечание. Электронный микрозонд Cameca SX-50. Аналитик Э.М. Спиридонов. Содержания Pb, Hg, Ag, Cu, Au, Se – ниже предела обнаружения.

Таблица 6. Химический состав (мас.%) зональных кристаллов маттагамита (ан. 17) – Со-содержащего фробергита – фробергита из пирротиновых руд месторождения Жана-Тюбе

| Комп. | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 | 24 | 25 |
|-----------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| | центр | пром. | край | центр | пром. | край | центр | пром. | край |
| Fe | 8.57 | 16.10 | 17.97 | 12.28 | 13.07 | 18.05 | 17.79 | 11.03 | 17.91 |
| Co | 9.80 | 2.12 | 0.09 | 6.05 | 5.10 | 0.12 | 0.61 | 7.50 | 0.05 |
| Ni | нпо | 0.37 | 3.21 | – | нпо | 0.19 | нпо | 0.01 | 0.07 |
| Cu | нпо | 0.11 | 0.08 | – | нпо | нпо | нпо | нпо | 0.09 |
| Te | 81.53 | 81.88 | 81.79 | 81.52 | 81.69 | 82.01 | 82.05 | 81.41 | 82.07 |
| Sb | 0.21 | 0.15 | 0.19 | 0.11 | 0.17 | нпо | 0.08 | 0.18 | 0.10 |
| Bi | нпо | 0.14 | 0.11 | нпо | 0.14 | нпо | нпо | 0.14 | нпо |
| Se | нпо | 0.10 | 0.03 | 0.22 | 0.11 | 0.06 | 0.09 | 0.11 | 0.10 |
| Сумма | 100.11 | 100.56 | 100.30 | 100.24 | 100.28 | 100.53 | 100.62 | 100.45 | 100.28 |
| Количество атомов в формуле | | | | | | | | | |
| Fe | 0.48 | 0.89 | 1.00 | 0.68 | 0.73 | 0.995 | 0.98 | 0.62 | 0.99 |
| Co | 0.52 | 0.11 | 0.01 | 0.32 | 0.27 | 0.005 | 0.03 | 0.39 | 0.01 |
| Ni | – | – | – | – | – | 0.01 | – | – | – |
| Сумма | 1.00 | 1.00 | 1.01 | 1.00 | 1.00 | 1.01 | 1.01 | 1.01 | 1.00 |
| Te | 1.99 | 1.98 | 1.99 | 1.99 | 1.99 | 1.985 | 1.99 | 1.98 | 1.995 |
| Sb | 0.01 | 0.01 | – | – | 0.005 | – | – | 0.01 | – |
| Se | – | 0.01 | – | 0.01 | 0.005 | 0.005 | – | – | 0.005 |
| Сумма | 2.00 | 2.00 | 1.99 | 2.00 | 2.00 | 1.99 | 1.99 | 1.99 | 2.000 |

Примечание. Электронный микрозонд Cameca SX-50. Аналитик Н.Н. Кортаева.

Таблица 7. Химический состав (мас.%) зональных (ан. 26–29) и неональных кристаллов (ан. 30–32) мелонита из пирротиновых руд месторождения Жана-Тюбе

| Комп. | 26 | 27 | 28 | 29 | 30 | 31 | 32 |
|-----------------------------|--------|--------------|--------------|-------|-------|-------|-------|
| | центр | промеж. зона | промеж. зона | край | | | |
| Ni | 12.72 | 13.27 | 10.67 | 17.97 | 18.38 | 18.41 | 18.14 |
| Co | 5.08 | 5.07 | 4.71 | 0.31 | нпо | нпо | нпо |
| Fe | 0.89 | 0.37 | 3.21 | 0.19 | 0.02 | 0.01 | 0.07 |
| Cu | нпо | 0.11 | 0.08 | нпо | 0.01 | нпо | 0.09 |
| Te | 81.32 | 81.29 | 81.42 | 80.98 | 80.17 | 80.19 | 80.27 |
| Sb | 0.06 | 0.10 | 0.09 | 0.41 | 0.35 | 0.39 | 0.50 |
| Bi | нпо | 0.05 | 0.07 | нпо | нпо | 0.06 | 0.04 |
| Se | 0.05 | 0.03 | 0.06 | нпо | 0.11 | 0.09 | 0.12 |
| Сумма | 100.12 | 100.29 | 100.31 | 99.86 | 99.04 | 99.15 | 99.23 |
| Количество атомов в формуле | | | | | | | |
| Ni | 0.68 | 0.71 | 0.57 | 0.965 | 0.995 | 0.995 | 0.98 |
| Co | 0.27 | 0.27 | 0.25 | 0.015 | – | – | – |
| Fe | 0.05 | 0.02 | 0.18 | 0.01 | – | – | 0.005 |
| Cu | – | 0.01 | 0.005 | – | – | – | 0.005 |
| Сумма | 1.00 | 1.01 | 1.005 | 0.99 | 0.995 | 0.995 | 0.99 |
| Te | 2.00 | 1.99 | 1.995 | 2.00 | 1.99 | 1.99 | 1.995 |
| Sb | – | – | – | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 |
| Se | – | – | – | – | 0.005 | 0.005 | 0.005 |
| Сумма | 2.00 | 1.99 | 1.995 | 2.01 | 2.005 | 2.005 | 2.01 |

Примечание. Электронный микрозонд Cameca SX-50. Аналитик Н.Н. Кортаева.

Мелонит и ассоциирующий с ним алтаит установили в рудах Жолымбета С.С. Боршанская (1952) и Г.Н. Назьмова (Назьмова и др., 1978). В рудах Жана-Тюбе мелонит впервые установили Н.П. Крикунова (Вейц и др.,

Таблица 8. Химический состав (мас.%) теллуридов из сростаний с золотом: Рb-содержащий монтбрейт (ан. 33–34) из жилы Январской месторождения Южное Аксу и калаверит (ан. 35–38) из жилы Пологой месторождения Северное Аксу

| Комп. | 33 | 34 | 35 | 36 | 37 | 38 |
|-----------------------------|--------|-------|--------|--------|--------|--------|
| | Au | 46.75 | 44.95 | 44.11 | 43.74 | 43.59 |
| Ag | 3.13 | 3.32 | 0.10 | 0.22 | 0.17 | 0.16 |
| Cu | следы | следы | следы | следы | следы | следы |
| Hg | следы | следы | следы | следы | следы | следы |
| Te | 45.00 | 44.75 | 56.03 | 55.44 | 56.22 | 56.65 |
| Se | нпо | нпо | 0.57 | 0.69 | 0.58 | 0.48 |
| Sb | 1.41 | 1.69 | нпо | нпо | нпо | нпо |
| Pb | 4.41 | 4.45 | нпо | нпо | нпо | нпо |
| Сумма | 100.70 | 99.17 | 100.81 | 100.09 | 100.56 | 102.50 |
| Количество атомов в формуле | | | | | | |
| Au | 1.82 | 1.77 | 1.00 | 1.00 | 0.99 | 1.01 |
| Ag | 0.22 | 0.24 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 |
| Сумма | 2.04 | 2.01 | 1.01 | 1.01 | 1.00 | 1.02 |
| Te | 2.71 | 2.72 | 1.96 | 1.95 | 1.97 | 1.95 |
| Se | – | – | 0.03 | 0.04 | 0.03 | 0.03 |
| Sb | 0.09 | 0.10 | – | – | – | – |
| Pb | 0.16 | 0.17 | – | – | – | – |
| Сумма | 2.96 | 2.99 | 1.99 | 1.99 | 2.00 | 1.98 |

Примечание. Электронный микрозонд Cameca SX-50. Аналитик Э.М. Спирионов. Содержания Fe, Bi, S – ниже предела обнаружения.

1971). Автором было установлено широкое развитие мелонита в пирротиновых рудах Жана-Тюбе и наличие в них богатого Со мелонита. Размер гнезд мелонита в сростаниях с фробергитом достигает 6 мм. Мелонит Жа-

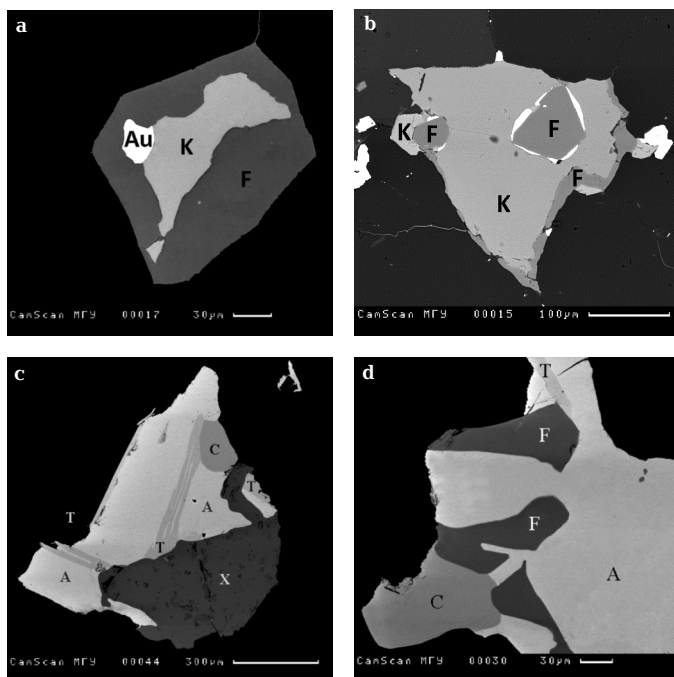


Рис. 9. Срастания теллуридов в рудах
Жана-Тюбе:

a, b — метасоматические вросстки креннерита (K), фробергита (F) и золота (белое) в пирротине;

c — алмаит (A) с включениями пластин сурьмянистого теллуровисмутита (T) и силванит (C) корродируют халькопирит (X);

d — срастание силванита (C), алмаита (A), фробергита (F) и теллуровисмутита (T). Чёрное — жильный кварц. В отражённых электронах.

на-Тюбе в парагенезе с Со-содержащим фробергитом содержит следы Со; в составе мелонита обособленных выделений обычно 0.5% Со, изредка до 5.5% Со. Богатый Со мелонит слагает ядра кристаллов, он также включает до 3% Fe (табл. 7, рис. 8b). Итак, сродство Со к Те выше, чем сродство Fe и Ni к Те.

Теллуриды Au-Ag — монтбрейшит, калаверит, креннерит, силванит и иные. Монтбрейшит $Au_2(Te, Sb, Pb, Bi)_3$, редкий ранний теллурид, развит в рудах пирротинового состава с мелонитом, фробергитом, высокопробным золотом (Жана-Тюбе, Южное Аксу, Центральный участок Жолымбета). Содержит до 3% Ag, до 0.5% Cu, 1.5% Sb и до 4.5% Pb (табл. 8). Калаверит $AuTe_2$, относительно редкий ранний теллурид, развит в центральных частях и на глубоких горизонтах золоторудных жил и штокверков. Ассоциирует с высокопробным золотом (970–995), алмаитом и мелонитом (Жолымбет), крайне высокопробным золотом (990–1000) и теллуровисмутитом (Северное Аксу), цумоитом (Южное Аксу). Содержит от следов до 3% (обычно < 0.5%) Ag; около 0.5% Se; 0.0л% Hg, Sb, Cu, Bi. Очевидно, что появление крайне высокопробного золота в рудах Северного Аксу обусловлено наличием в том же парагенезе калаверита (табл. 8), который вообрал в свой состав последние крохи серебра из рудоносных флюидов.

Креннерит $Au_3(Au, Ag, Cu)Te_8$, распространенный относительно ранний теллурид,

развит в центральных частях и на глубоких горизонтах рудных жил и штокверков. В Жана-Тюбе — третий по значимости носитель Au, обилен в пирротиновых рудах, где обычно размещён внутри вростков фробергита в пирротине (рис. 9a) или образует совместные с фробергитом вростки в пирротине (рис. 9b); к ним часто присоединяются золото или петцит. Не мало креннерита и в пирит-кварцевых жилах Жана-Тюбе, где он образует мелкие срастания с алмаитом, петцитом и сурьмянистым теллуровисмутитом. Состав креннерита варьирует от $AuTe_2$ до Au_3AgTe_8 , содержания Ag — от 0.5 до 6.5%, обычно 3–5%. Постоянно включает 0.л% Sb, 0.0л% Hg и Cu. Креннерит Южного участка Жолымбета, заместивший борнит, содержит до 1.5–2% Cu. Минерал часто развит в парагенезе с высокопробным золотом (945–960) (Спиридонов, 1985). В пирит-кварцевых рудах Жана-Тюбе он замещается силванитом.

Петцит $AuAg_3Te_2$ — распространенный теллурид с гранатоподобной структурой (Шапур Хамид и др., 1978). В пирротиновых рудах с фробергитом тесно ассоциирует с креннеритом, между ними развиты индукционные поверхности совместного роста. Пробность золота в этом парагенезе 930–880. В пиритовых рудах без фробергита петцит ассоциирует с силванитом и алмаитом. Петцит по составу стехиометричен, типична примесь

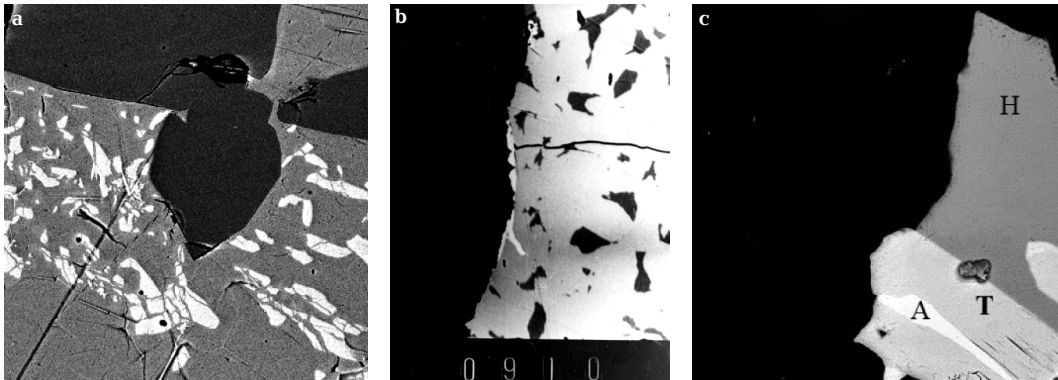


Рис. 10. Агрегаты теллуридов в кварцевых жилах Жана-Тюбе: а — реликты сильванита (белый) в петцитте (светло-серый), их замещает гессит (серый); б — сростания петцита (матрица) и гессита (тельца распада твёрдого раствора) с каймой серебристого золота (белое) в жильном кварце (чёрный), ширина поля зрения 80 микрон; в — сростание гессита (H), алтаита (A) и сурьмянистого теллуровисмутита (T) в жильном кварце (чёрный). В отражённых электронах.

0.0п-0.п% Hg. Состав петцита Жана-Тюбе отвечает формуле $(\text{Au}_{0.98-1.02}\text{Ag}_{2.96-3.01}\text{Hg}_{0-0.01})_4(\text{Te}_{1.98-2.00}\text{Sb}_{0.01-0.02}\text{Bi}_{0-0.01}\text{Se}_{0-0.01})_2$.

Сильванит $\text{Au}(\text{Ag},\text{Au})\text{Te}_4$ — широко распространенный поздний теллурид, в Жана-Тюбе основной носитель Au в рудах. В жилах и штокверках глубоко проникающего Центрального участка Жолымбета развит до глубины 1450 м. В Жана-Тюбе сильванит развит в жилах существенно кварцевого состава, лишённых самородного золота, размер его гнезд до 6 см; ассоциирует с алтаитом, сурьмянистым теллуровисмутитом (рис. 9с), редко с фробергитом (рис. 9д); его формула $(\text{Au}_{1.00-1.03}\text{Ag}_{0.94-0.98}\text{Cu}_{0.01}\text{Hg}_{0-0.01})_{1.97-2}(\text{Te}_{3.97-4.00}\text{Sb}_{0.02-0.03}\text{Se}_{0-0.01})_{4-4.03}$ (Спиридонов и др., 1976). В составе минерала постоянно присутствует около 0.1% Hg. Сильванит Южного Аксу, заместивший кубанит, содержит до 1% Cu. В сильваните Жана-Тюбе около 0.5% Cu, источником ее были замещенные блёклые руды. Таким образом, очевидно, в природе существует изоморфный ряд сильванит AuAgTe_4 — костовит AuCuTe_4 . В Центральном, Южном и Северном участках Жолымбета и в Южном Аксу сильванит ассоциирует с золотом умеренно высокой пробы (910—890). Состав сильванита плутоногенных месторождений Северного Казахстана отвечает формуле AuAgTe_4 , что коррелирует с температурами образования < 200°C по диаграмме Л. Кабри (Cabri, 1965). Сильванит замещают петцит и гессит (рис. 10а).

В рудах Жана-Тюбе распространены мелкозернистые сростания петцита и гессита с рисунком, типичным для структур распада твёрдого раствора (рис. 10б). Очевидно, что это продукты распада твёрдого раствора, промежуточного по составу между петцитом

и гесситом. Его средний состав $(\text{Ag}_{1.54-1.69}\text{Au}_{0.31-0.46}\text{Cu}_{0-0.01})_2(\text{Te}_{0.99}\text{Sb}_{0-0.01}\text{Bi}_{0-0.01})_1$. Эти образования образуют выделения сильванита, креннерита, фробергита. На них выросли гомогенные (без телец распада) петцит и гессит, а также серебристое золото с пробностью 860—840 (рис. 10б).

Гессит Ag_2Te , широко распространённый наиболее поздний теллурид, слагает обособленные выделения, сростания с теллуровисмутитом и алтаитом (рис. 10с), каймы обрастания и замещения на сильваните и петцитте, метасоматические вроски в пирите, халькопирите, пирротине. Выделения гессита представляют мозаику мельчайших зерен — продуктов перекристаллизации двойников полиморфного перехода кубический → моноклинный гессит. Состав гессита Жана-Тюбе отвечает формуле $(\text{Ag}_{1.99-2.00}\text{Au}_{0-0.01}\text{Cu}_{0-0.01})_{2-2.01}(\text{Te}_{0.98-1.00}\text{Sb}_{0-0.01})_{0.99-1}$, что соответствует низкой температуре его формирования. С гесситом иногда ассоциирует серебристое золото с пробностью 780—810.

Итак, последовательность образования теллуридов Au-Ag такова: более ранние — существенно золотые (монтбрейит → калаверит → креннерит), более поздние — золото-серебряные (сильванит, петцит), наиболее поздние — серебряные (гессит).

Теллуриды — индикаторы зональности месторождений. Теллуриды Au-Ag являются индикаторами зональности рудных тел: в их центральных частях и на глубине преимущественно развиты теллуриды, богатые золотом (калаверит и креннерит), во внешних зонах — теллуриды золота и серебра (сильванит и петцит), на периферии — теллуриды с преобладанием серебра (гессит и твёрдый раствор петцит-гессит).

Контрастные типы руд Жана-Тюбе, пиритовые среди пород кремнекислого состава и богатые пирротином среди базитов, содержат примерно одинаковые количества Au, Ag, Te. Минеральные формы этих элементов существенно различны. В пирротиновых рудах главный теллурид — фробергит, второстепенные — креннерит и петцит, их количественные соотношения близки к 5:1:1 ($5\text{FeTe}_2 + \text{Au}_3\text{AgTe}_8 + \text{AuAg}_3\text{Te}_2$, то есть соотношения элементов — $20\text{Te}:4\text{Au}:4\text{Ag}$). В пиритовых рудах главные теллуриды алтаит и сylvанит, их количества почти равны ($4\text{PbTe} + 4\text{AuAgTe}_4$, то есть соотношения элементов те же — $20\text{Te}:4\text{Au}:4\text{Ag}$). Месторождение Жана-Тюбе — яркий пример минеральной зональности руд по составу рудовмещающей среды.

Ряд сродства химических элементов к теллуру. Судя по природным парагенезам, ряд сродства к теллуру таков: $\text{Co} > \text{Fe}, \text{Ni} > \text{Bi}, \text{Sb} > \text{Pb} > \text{Ag}, \text{Hg} > \text{Au}, \text{Cu}$.

Самородное золото и его наноструктурные характеристики, а также гипергенные образования будут описаны во второй статье, посвященной этой группе месторождений.

Автор благодарен Г.Н. Назьмовой, Ю.С. Шалаеву и Н.Ф. Соколовой за многократное обсуждение проблем формирования золотых месторождений севера Центрального Казахстана, Н.Н. Коротаевой и Н.Н. Кононковой за высокое качество фотографий и анализов, выполненных с помощью электронного микронзонда в лабораториях геологического факультета МГУ.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 13-05-00839).

Литература

- Билибин Ю.А. О роли батолитов в золотом оруденении СССР // Докл. АН СССР. **1945**. Т. 50. С. 357–370.
- Билибин Ю.А. О некоторых чертах металлогении золота // Зап. ВМО. **1947**. Ч. 76. Вып. 1. С. 77–91.
- Богданов А.А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана // Бюлл. МОИП. Отдел геол. **1959**. Т. 39. Вып. 1. С. 3–33.
- Богданов А.А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. Статья 2 // Бюлл. МОИП. Отдел геол. **1965**. Т. 40. Вып. 6. С. 8–42.
- Боришанская С.С. Теллуриды в золоторудном месторождении Джеламбет // Тр. ЦНИГ-РИ. **1952**. Вып. 19. С. 74–77.
- Вейц Б.И., Крикунова Н.П., Слюсарёв А.П. Редкие минералы золоторудного месторождения Жанатюбе (С. Казахстан) // Тр. ИГН Казах. ССР. **1971**. Вып. 31. С. 16–34. Геология СССР. Т. XX. Центральный Казахстан. М.: Недра. **1971**. Кн. 1. 532 с. Кн. 2. 380 с.
- Зарайский Г.П. Зональность и условия образования метасоматических горных пород. М.: Наука. **1989**. 342 с.
- 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.
- Коптев-Дворников В.С. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов (на примере Центрального Казахстана) // Изв. АН СССР. Сер. геол. **1952**. № 4. С. 63–80.
- Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: АН СССР. **1953**. С. 334–456.
- Назьмова Г.Н., Спиригонов Э.М., Шалаев Ю.С. Минеральная и геохимическая зональность золоторудных месторождений ранних каледонид Северного Казахстана // Вестн. МГУ. Серия геология. **1978**. № 1. С. 66–73.
- Петровская Н.В., Сафонов Ю.Г., Шер С.Д. Формации золоторудных месторождений // Рудные формации эндогенных месторождений. Т. 2. М.: Наука. **1976**. С. 3–110.
- Свешникова О.Л. Минеральные ассоциации сульфантимонитов Pb и Ag в различных типах месторождений // Новые данные о минералах СССР. Тр. Минерал. музея им. А.Е. Ферсмана. М.: Наука. **1978**. Вып. 27. С. 128–131.
- Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра. **1982**. 688 с.
- Спиригонов Э.М. Геологическое строение Степнякского золотоносного интрузива // Вестн. МГУ. Сер. геол. **1968**. № 4. С. 97–104.
- Спиригонов Э.М. Новые данные о раннем докембрии Ишкеольмесского антиклинория в Северном Казахстане // Докл. АН СССР. **1982**₁. Т. 267. С. 920–925.
- Спиригонов Э.М. Минералогия скарнового месторождения меди Ичкеульмес (Северный Казахстан) // Новые данные о минералах. **1982**₂. Вып. 30. С. 208–226.
- Спиригонов Э.М. Виды и разновидности блёклых руд и их рациональная номенклатура // Докл. АН СССР. **1984**. Т. 279. С. 447–453.

- Спиридонов Э.М.* Минеральные ассоциации золото-теллуридного месторождения Южное Аксу в Северном Казахстане // Зап. Узбек. отд. ВМО. **1985**. Вып. 38. С. 90–95.
- Спиридонов Э.М.* Месторождение Степняк. Месторождение Южное Аксу // Геология золоторудных месторождений СССР. Т. II. Месторождения Средней Азии и Казахстана. М.: ЦНИГРИ. **1986**. С. 57–65. С. 66–74.
- Спиридонов Э.М.* О толщах кварцитов среднего и верхнего рифея Северного Казахстана // Бюлл. МОИП. Отд. геол. **1987**, Т. 62. Вып. 2. С. 71–78.
- Спиридонов Э.М.* Типоморфные особенности блёклых руд некоторых плутогенных, вулканогенных, телетермальных месторождений золота // Геол. рудн. месторожд. **1987**, Т. 29. № 1. С. 83–91.
- Спиридонов Э.М.* Каледонские магматические комплексы, некоторые аспекты эволюции земной коры и металлогения Северного Казахстана // Магматизм и рудоносность Казахстана. Алма-Ата: Гылым. **1991**. С. 114–122.
- Спиридонов Э.М.* Фации глубинности месторождений инверсионной плутогенной золото-кварцевой формации С. Казахстана // Докл. АН СССР. **1992**. Т. 324. С. 1076–1080.
- Спиридонов Э.М.* Инверсионная плутогенная золото-кварцевая формация каледонид севера Центрального Казахстана // Геол. рудн. месторожд. **1995**. Т. 37. № 3. С. 179–207.
- Спиридонов Э.М.* Зависимость минерального состава плутогенных гидротермальных месторождений золота от состава вмещающей среды // Докл. РАН. **1998**. Т. 363. С. 1–3.
- Спиридонов Э.М.* О последовательности образования и типохимизме теллуридов золота-серебра в месторождениях плутогенной золото-кварцевой формации (С. Казахстан) // Традиционные и новые направления в минералогических исследованиях. М.: ИГЕМ РАН. **2001**. С. 149–151.
- Спиридонов Э.М.* Обзор минералогии золота в ведущих типах Au минерализации // Золото Кольского полуострова и сопредельных регионов. Апатиты: **2010**. С. 143–171.
- Спиридонов Э.М., Бакшеев И.А., Захаров Д.В.* Эволюция блёклых руд плутогенного гипабиссального золото-галенит-сульфоантимонидового месторождения Бестюбе в Северном Казахстане // Изв. вузов. Сер. геол. и разв. **1996**. № 2. С. 73–78.
- Спиридонов Э.М., Бакшеев И.А., Устинов В.И.* Карбонаты березитов, лиственитов и сопутствующих золоторудных жил – индикаторы зональности плутогенного месторождения Бестюбе, Северный Казахстан // Докл. РАН. **1995**, Т. 345. С. 1–6.
- Спиридонов Э.М., Бакшеев И.А., Устинов В.И.* Изотопно-геохимические критерии условий формирования гидротермальных плутогенных Au и W месторождений березитовой и гумбеитовой формаций // Мат. XIV Симпоз. по геохимии изотопов. М.: ГЕОХИ. **1995**, С. 217–218.
- Спиридонов Э.М., Демент Т.Н., Минервин О.В., Архангельский Д.Н., Соколова Н.Ф., Борисёнок В.И., Демидов В.Н., Фролов Д.К.* Золоторудное поле Аксу, Северный Казахстан: реальное геологическое строение и реальная минерально-геохимическая зональность Au-Sb, Au-Cu, Au-Te, Au-Bi-Te месторождений (по результатам объёмного геолого-геофизического, минералогического и геохимического картирования масштаба 1:25000 до глубин 900–1200 м) // Геология, генезис и вопросы освоения месторождений благородных металлов. М.: ИГЕМ РАН. **2002**. С. 240–244.
- Спиридонов Э.М., Назьмова Г.Н., Шалаев Ю.С., Шавкин Г.Н.* Месторождение Бестюбе. Месторождение Жолымбет // Геология золоторудных месторождений СССР. Т. II. Месторождения Средней Азии и Казахстана. М.: ЦНИГРИ. **1986**, С. 32–43. С. 44–56.
- Спиридонов Э.М., Петрова И.В., Дашевская Д.М., Балашов Е.П., Климова Л.М.* Рошинит $Ag_{19}Pb_{10}Sb_{51}S_{96}$ – новый минерал группы андорита // Зап. ВМО. **1990**. Ч. 119. Вып. 5. С. 24–32.
- Спиридонов Э.М., Соколова Н.Ф., Гапеев А.К.* Минеральные ассоциации золото-теллуридного месторождения Жана-Тюбе (Северный Казахстан) // Геол. рудн. месторожд. **1974**. Т. 16. № 1. С. 54–65.
- Спиридонов Э.М., Соколова Н.Ф., Гапеев А.К.* Кобальтфробергит месторождения Жана-Тюбе в Казахстане // Новые данные о минералах СССР. Тр. Минерал. музея им. А.Е. Ферсмана. **1978**, М.: Наука. Вып. 26. С. 140–145.
- Спиридонов Э.М., Соколова Н.Ф., Дашевская Д.М., Евстигнеева Т.Л., Гапеев А.К., Чвилёва Т.Н., Демидов В.Г., Шульга В.И.* Новый минерал – аргентеннантит // Докл. АН СССР. **1986**, Т. 290. С. 206–211.

- Спиридонов Э.М., Соколова Н.Ф., Назьмова Г.Н., Шалаев Ю.С.* Типохимизм шеелита разноглубинных плутоногенных золото-кварцевых месторождений Северного Казахстана // Докл. РАН. **1998**. Т. 364. № 3. С. 363–365.
- Спиридонов Э.М., Соколова Н.Ф., Чвилёва Т.Н., Шумкова Н.Г.* Теллуровисмутит и тетрадимит Северного Казахстана // Новые данные о минералах СССР. Тр. Минерал. музея им. А.Е. Ферсмана. М.: Наука. **1978**, Вып. 26. С. 120–139.
- Спиридонов Э.М., Соколова Н.Ф., Шумкова Н.Г., Чвилёва Т.Н.* Сильванит из золоторудного месторождения Жана-Тюбе в Северном Казахстане // Минералы и парагенезисы минералов эндогенных месторождений. Л.: Наука. **1976**. С. 117–121.
- Спиридонов Э.М., Филлимонов С.В., Брызгалов И.А., Гусева Е.В., Коротаева Н.Н., Кривицкая Н.Н., Япаскурт В.О.* Особенности зонального строения минералов группы блёклых руд — один из критериев отличия гидротермальных месторождений золота: плутоногенных, вулканогенно-плутоногенных и вулканогенных // Онтогенная минералогия и её значение для решения геол. прикладных и научных задач. СПб: РМО. **2009**. С. 135–136.
- Спиридонов Э.М., Филиппьев М.П., Балашов Е.П., Соколова Н.Ф.* Месторождение Кварцитовые Горки // Геология золоторудных месторождений СССР. Т. II. Месторождения Средней Азии и Казахстана. М.: ЦНИГРИ. **1986**, С. 75–86.
- Спиридонов Э.М., Шапур Хамид.* Пирротин позднеордовикских месторождений Северного Казахстана // Новые данные о минералах СССР. Тр. Минерал. музея им. А.Е. Ферсмана АН СССР. М.: Наука. **1978**. Вып. 27. С. 161–182.
- Филимонов С.В., Спиридонов Э.М.* Блёклые руды плутоногенного гипабиссального золото-антимонитового месторождения Кварцитовые Горки (север Центрального Казахстана) // Новые данные о минералах. **2005**. Вып. 40. С. 96–104.
- Шапур Хамид, Победимская Е.А., Спиридонов Э.М., Белов Н.В.* Уточнённая структура петцита AuAg_3Te_2 // Кристаллография. **1978**. Т. 23. С. 483–486.
- Шатагин К.Н.* Возраст и происхождение гранитоидов Зерендинского батолита в Северном Казахстане по результатам Rb/Sr изотопного исследования // Докл. РАН. **1994**. Т. 336. С. 674–676.
- Шлыгин Е.Д.* О докембрии Кокчетавской глыбы и о термине Кокчетавская глыба // Вестник АН КазССР. **1962**. № 8. С. 17–31.
- Шульга В.М., Бульго Л.В.* Общие закономерности тектоно-магматического развития и основные черты тектонического строения восточной части Северного Казахстана // Геология Центрального Казахстана. Алма-Ата: Наука. **1969**. Вып. 3. С. 14–25.
- Hagemann S.G., Brown Ph.E.* Geobarometry in Archean lode-gold deposits // Eur. J. Mineral. **1996**. Vol. 8. P. 937–960.
- Jia Y., Li X., Kerrich R.* A fluid inclusion study of Au-bearing quartz vein systems in the Central and North Deboran deposits of the Bendigo gold field, Central Victoria, Australia // Econ. Geol. **2000**. Vol. 95. P. 467–494.
- Lindgren W.* Mineral deposits, 4th ed. New York-London: McGraw-Hill Book Company. **1933**. 930 p.
- Mishra B., Panigrahi M.K.* Fluid evolution in the Kolar Gold Field: evidence from fluid inclusion studies // Mineral. Deposita. **1999**. Vol. 34. P. 173–181.
- Moëlo Y.* Contribution à l'étude des conditions naturelles de formation des sulfures complexes d'antimoine et plomb. Sulfosels de Pb/Sb. Signification métallogénique // Document BRGM. **1983**. № 55. 624 p. (на фр. яз.).
- Moëlo Y., Makovicky E., Karup-Møller S.* Sulfures complexes plomboargentiferes: mineralogy et crystallochemie de la serie andorite — fizelyite, $(\text{Pb}, \text{Mn}, \text{Fe}, \text{Cd}, \text{Sn})_{3-2x}(\text{Ag}, \text{Cu})_x(\text{Sb}, \text{Bi}, \text{As})_{2+x}(\text{S}, \text{Se})_6$ // Document BRGM. **1989**. № 167. 107 p. (на фр. яз.).
- Nesbitt B.E.* Gold deposit continuum: a genetic model for lode Au mineralization in the continental crust // Geology. **1988**. Vol. 16. P. 1044–1048.
- Ramdohr P.* The ore minerals and their intergrowths. Toronto: Pergamon Press. **1980**. 2 vol. 1205 p.
- Schneiderhöhn H.* Lehrbuch der Erzlager Stättenkunde. Berlin. **1941**. 858 s. (на нем. яз.).
- Smith F.G.* The ore deposition temperature and pressure at the McIntyre mine, Ontario // Econ. Geol. **1948**. Vol. 43. P. 627–636.
- Trumbull R.B., Hua L., Lehrberger G.* Granitoid-hosted gold deposits in the Anjiayingzi district of Inner Mongolia, People's Republic of China // Econ. Geol. **1996**. Vol. 91. P. 875–895.