

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНО-КВАРЦЕВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТАРДАН (Северо-Восточная Тува)

Р.В. Кужугет¹, Н.Н. Анкушева^{2,3}, И.Р. Прокопьев^{4,5}, А.А. Редина⁴

¹Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН,
667007, Кызыл, ул. Интернациональная, 117а, Россия

²Институт минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 456317, Миасс, Ильменский заповедник, 1, Россия

³Южно-Уральский государственный университет, филиал в г. Миасс, 456316, ул. 8 июля, 10, Россия

⁴Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

⁵Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

Изучены минералого-геохимические особенности и условия образования продуктивных минеральных ассоциаций золото-сульфидно-кварцевого месторождения Тардан, локализованного в эндо- и экзоконтакте Копто-Байсютского габбро-диорит-плагиогранитного массива раннетаннуольского комплекса ордовика (O₁tn). На месторождении постскарновое оруденение прожилково-вкрапленного типа в скарнах, кварцевых диоритах и карбонатных породах контролируется тектоническими зонами дробления и сопряжено с процессами березитизации и лиственитизации рудовмещающих пород.

Минералого-геохимическими исследованиями установлено, что в первую продуктивную золото-кварц-кальцитовую стадию образовалось весьма высокопробное (986—952 ‰) и высокопробное (947—918 ‰) золото, во вторую продуктивную золото-теллуридно-сульфидно-кварц-карбонатную стадию — высокопробное (918—904 ‰) → среднепробное (896—809 ‰) → низкопробное золото (798—756 ‰) ± гессит Ag₂Te ± вольтскит AgBiTe₂, в третью продуктивную золото-сульфосолено-сульфидно-кварцевую стадию — среднепробное (897—802 ‰) → низкопробное золото (799—717 ‰) → электрум (691—612 ‰) → ртутистый электрум (471—451 ‰) ± гессит Ag₂Te ± акантит Ag₂S ± матильдит AgBiS₂. В рудах количественно преобладает высоко- и среднепробное золото и, в меньшей степени, весьма высокопробное и низкопробное золото, реже электрум и ртутистый электрум. Средняя пробность золота составляет 858 ‰ при вариациях от 451 до 986 ‰. Продуктивные минеральные ассоциации месторождения отлагались из водных растворов с хлоридами Mg, Na и K и соленостью 6.1—12.9 мас. % NaCl-экв. на фоне снижения температур минералообразования в интервале 380—150 °С, при вариациях f_{O_2} , f_{S_2} , f_{Se_2} и f_{Te_2} .

Самородное золото, гидротермальные месторождения золота, флюидные включения, Тува.

MINERALOGICAL AND GEOCHEMICAL FEATURES AND FORMATION CONDITIONS OF THE TARDAN GOLD-SULFIDE-QUARTZ DEPOSIT (northeastern Tuva)

R.V. Kuzhuget, N.N. Ankusheva, I.R. Prokop'ev, and A.A. Redina

We studied the mineralogical and geochemical features and formation conditions of productive mineral assemblages of the Tardan gold-sulfide-quartz deposit located in the endo- and exocontact zone of the Kopto-Bai-Syut gabbro-diorite-plagiogranite massif of the Ordovician Early Tannu-Ola complex (O₁tn). Postskarn mineralization of vein-dissemination type in skarns, quartz diorites, and carbonate rocks is limited by tectonic crushing zones and conjugated with beresitization and listwaenitization of the ore-bearing rocks.

Mineralogical and geochemical research has shown the formation of ultrahigh-fineness (986–952‰) and high-fineness (947–918‰) gold at the first productive gold-quartz-calcite substage, of high-fineness gold (918–904‰) → medium-fineness gold (896–809‰) → low-fineness gold (798–756‰) ± hessite Ag₂Te ± volynskite AgBiTe₂ at the second productive gold-telluride-sulfide-quartz-carbonate substage, and of medium-fineness gold (897–802‰) → low-fineness gold (799–717‰) → electrum (691–612‰) → mercurian electrum (471–451 ‰) ± hessite Ag₂Te ± acanthite Ag₂S ± matildite AgBiS₂ at the third productive gold-sulfosalt-sulfide-quartz substage. High- and medium-fineness gold prevails in the ores, ultrahigh- and low-fineness gold is subordinate, and electrum and mercurian electrum are scarce. The fineness of native gold in the ores varies from 451 to 986‰, averaging 858‰. The productive mineral assemblages of the Tardan deposit formed from aqueous fluids containing Mg, Na, and K chlorides (salinity is 6.1–12.9 wt.% NaCl eq.), with a decrease in the mineral formation temperature from 380 to 150 °C and variations in f_{O_2} , f_{S_2} , f_{Se_2} , and f_{Te_2} .

Native gold, hydrothermal gold deposits, fluid inclusions, Tuva

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы на месторождениях, традиционно относимых к золото-скарновой формации, Мурзинское, Синюхинское, Тардан (Россия), Заркашан (Афганистан), Хантауское, Баксинское (Казахстан) установлено, что золотоносные минеральные ассоциации являются постскарновыми и сопряжены со среднетемпературными метасоматитами березит-лиственитовой формации, развивающимися за счет магнезиальных и известковых скарнов, вулканитов, гранитоидов и сланцев в брекчированных и тектонических зонах [Коробейников, Зотов, 2006; Гаськов, 2008; Рафаилович, Шевчук, 2010; Рафаилович, 2013; и др.]. Известковые и магнезиальные скарны содержат существенные количества Au только в тех участках, где они лиственитизированы [Спиридонов, 2010]. Также установлено, что в золоторудных объектах, относимых к золото-скарновой формации, пространственно совмещены несколько рудно-формационных типов, в том числе золото-медно-порфиновый, золото-кварцевый (золото-сульфидно-кварцевый) березит-лиственитовый, эпitherмальный золото-серебряный [Рафаилович, Шевчук, 2010; Рафаилович, 2013].

Золоторудные объекты в скарнах широко распространены в геологических структурах Тувы, но их промышленная оценка сопряжена со значительными трудностями из-за слабой изученности и ограниченности сведений о минералогических, геохимических и петрографических особенностях руд. Генезис этих объектов также однозначно не определен. Их рудные тела, как правило, характеризуются высокими концентрациями хорошо извлекаемого золота, но имеют очень сложную морфологию и небольшие размеры.

На площади Тарданского рудного узла поисковыми работами 1963—1971 гг. выявлены золоторудные объекты в скарнах (Тардан, Соруглуг-Хем, Барсучий, Копто, Правобережное) и березитах (Тардан-2), а также ряд мелких проявлений и многочисленные точки минерализации золота. Ранее месторождения данного рудного узла в скарнах были отнесены к золото-скарновой формации, которой предписывалось промышленное значение [Кильчицаков и др., 1966]. В настоящее время получены новые данные о генетических особенностях золота Тарданского рудного узла. Установлено, что на золоторудных месторождениях этого рудного узла гидротермальный золоторудный процесс наложен на контактово-метасоматические породы и отделен от скарнов деформационным перерывом, который выразился в дроблении ранних образований скарновой формации, их цементации и замещении гидротермальными парагенезисами [Гаськов, 2008]. Более подробно исследованы магматизм и рудовмещающие магнезиальные и известковые скарны, апоскарновые метасоматиты и магнетитовые руды Тарданского месторождения, а собственно наложенная гидротермальная минерализация золота в скарнах и постскарновых метасоматитах изучена недостаточно.

Цель работы заключалась в определении минералого-геохимических особенностей и условий образования продуктивных минеральных ассоциаций наиболее крупного эталонного объекта Тарданского рудного узла — месторождения Тардан.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Образцы руд (штуфные и протолочные пробы) отобраны из коренных выходов месторождения в горных выработках. При детальном минералогическом исследовании руд в качестве критериев для установления последовательности минералообразования руд использовались различные онтогенетические признаки (состав, строение, зональность минералов, индукционные поверхности), включая пересечение агрегатов ранних стадий минералообразования поздними, а также наличие обломков образований ранних стадий в минеральных агрегатах поздних и т.д. Химический состав минералов определен в ИГМ СО РАН (Новосибирск) на сканирующем электронном микроскопе MIRA 3 LMU (Tescan Orsay Holding) с системами микроанализа INCA Energy 450+XMax 80 и INCA Wave 500 (Oxford Instruments Nanoanalysis Ltd). Для характеристики золота и минералов (кубических твердых растворов) системы Au—Ag использована терминология, принятая в ранних работах [Вернадский, 1914; Петровская, 1973; Спиридонов, 2010]: самородное золото (1000—700 ‰: весьма высокопробное — 1000—950 ‰, высокопробное — 950—900 ‰, среднепробное — 900—800 ‰, низкопробное — 800—700 ‰), электрум (700—300 ‰) и кюстелит (300—100 ‰) и Au-содержащее серебро с пробностью < 100 ‰. Физико-химические условия отложения минеральных ассоциаций изучены методом термометрии, а также с помощью геотермометров, геофугометров и по минеральным парагенезисам.

Исследования флюидных включений проведены в лаборатории термобарогеохимии геологического факультета ЮУрГУ (г. Миасс) и Аналитическом центре ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) методом микротермометрии. Термометрические измерения осуществлялись при помощи термокамеры TMS-600 фирмы Linkam с программным обеспечением LinkSystem 32 DV-NC и микроскопом Olympus BX51. Интерпретация температур эвтектики флюидных включений проведена с использованием работ А.С. Борисенко [1977, 1982]. Концентрация солей в растворах включений определялась по температуре плавления

ния льда [Bodnar, Vityk, 1994]. Обработка результатов измерений выполнена в программе Statistica 6.1. Для получения данных о температуре образования минеральных ассоциаций привлечен также пирит-пирротинный геотермометр, который, кроме того, дает возможность оценить летучесть серы. При использовании данного геотермометра температура и летучесть серы определяются по положению точек пересечения изоплет состава пирротина с линией пирит-пирротинного сольвуса на диаграммах $\lg f_{S_2}$ — $1/T$ К [Тулмин, Бартон, 1968]. Области стабильностей основных рудных минералов месторождения в координатах f_{S_2} — f_{Te_2} определены с использованием данных из [Barton, Skinner, 1979; Afifi et al., 1988a,b].

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Территория Тувы является частью Центрально-Азиатского складчатого пояса, возникшего в связи с геодинамической эволюцией и закрытием Палеоазиатского океана, который представляет собой аккреционно-коллизийную структуру [Зоненшайн и др., 1990; Берзин и др., 1994; Ярмолюк и др., 2003]. Эволюция геолого-тектонических структур региона имела длительный характер и происходила многоэтапно с последовательной сменой геодинамических режимов (островодужный 562—518 млн лет, аккреционно-коллизийный 510—450 млн лет и т.д.) [Руднев и др., 2015], отвечающих этапам геодинамического развития Алтае-Саянской складчатой области (АССО), составной частью которой является Тува, имея при этом ряд отличительных особенностей [Дистанов, Оболенский, 1994].

Тарданский золоторудный узел приурочен к зоне проявления: а) венд-раннекембрийских островодужных комплексов Ондумской подзоны Таннуольско-Хамсаринской островодужной зоны; б) среднекембрийско-ордовикских коллизийных интрузивных, преимущественно гранитоидных комплексов; в) силурийских осадочных отложений остаточного прогиба [Берзин, Кунгурцев, 1996; Монгуш, 2016].

Раннеордовикский возраст золотого оруденения месторождения Тардан (481 ± 6.1 млн лет) и интрузивных пород (484—479 млн лет) раннетаннуольского комплекса (O_1tn), парагенетически связанных с минерализацией золота [Гаськов, 2008; Руднев и др., 2015], может означать, что месторождение Тардан образовалось после завершения активной фазы кембрийско-ордовикских аккреционно-коллизийных событий в регионе.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В региональном плане Тарданский рудный узел расположен на юге АССО в пределах Каахемской подзоны Восточно-Тувинской структурно-фациальной зоны и одноименного глубинного разлома в краевой части Каахемского полихронного батолита, представленного Копто-Байсютским массивом. Золотое оруденение рудного узла контролируется опережающими разрывными нарушениями Каахемского глубинного разлома [Кудрявцева, 1969; Коробейников и др., 1987; Коробейников, Зотов, 2006].

Золоторудные объекты приурочены к зоне контакта Копто-Байсютского габбро-диорит-плагиигранитного массива раннетаннуольского комплекса ордовика (O_1tn) с вулканогенно-карбонатными породами туматтайгинской ($R-E_1tt$) и тапсинской (E_1tp) свит. Возраст плагиигранитов Копто-Байсютского массива, определенный по биотиту Ar/Ag методом, составляет 485.7 ± 4.4 млн лет [Гаськов, 2008], по циркону $U-Pb$ методом — 479 ± 2 млн лет [Руднев и др., 2015].

Тарданское месторождение открыто в 1964 г. при проведении поисковых работ на Au. Месторождение локализовано в зоне экзо- и эндоконтакта Копто-Байсютского массива (O_1tn) с вулканогенно-осадочными образованиями позднего рифея—раннего кембрия, представленными породами туматтайгинской свиты ($R-E_1tt$) — кварцевыми порфирами, диабазовыми порфиритами и туфами с прослоями доломитов, и выше по разрезу — тапсинской свитой (E_1tp), состоящей из карбонатных пород с прослоями кислых эффузивов (рис. 1). Контакт имеет в плане сложную конфигурацию и сопровождается многочисленными апофизами. В структурном отношении оруденение контролируется разломами СВ и СЗ простирания. Многочисленные мелкие разрывные нарушения по отношению к трем основным — Чангысскому, Восточному и Безымянному разломам, по-видимому, являются опережающими сколовыми и отрывными [Вахрушев, 1972; Коробейников, Мацюшевский, 1976; Гаськов, 2008; Совлук, 2010].

На раннем этапе (магнетит-скарновая формация) в связи с внедрением интрузий раннетаннуольского диорит-тоналит-плагиигранитного комплекса (O_1tn), на контакте диоритов и карбонатных пород позднего рифея—раннего кембрия, сформировались магнезиальные (шпинель-пироксеновые, шпинель-пироксен-паргасит-флогопитовые, шпинель-пироксен-геленитовые) и известковые (волластонитовые, пироксеновые, пироксен-гранатовые) скарны, детально описанные во многих работах [Вахрушев, 1972; Коробейников, Мацюшевский, 1976; Коробейников, Зотов, 2006; и др.].

Магнезиальные скарны рассекаются и замещаются известковыми скарнами. В этих случаях они проявляются в виде реликтов замещения диопсид-гранатовыми ассоциациями. С понижением температуры скарнового процесса формировались магнетитовые руды, которые являются сопутствующим оруденением. Магнетитовые руды сопровождаются апоскарновыми тремолит-актинолит-хлоритовыми,

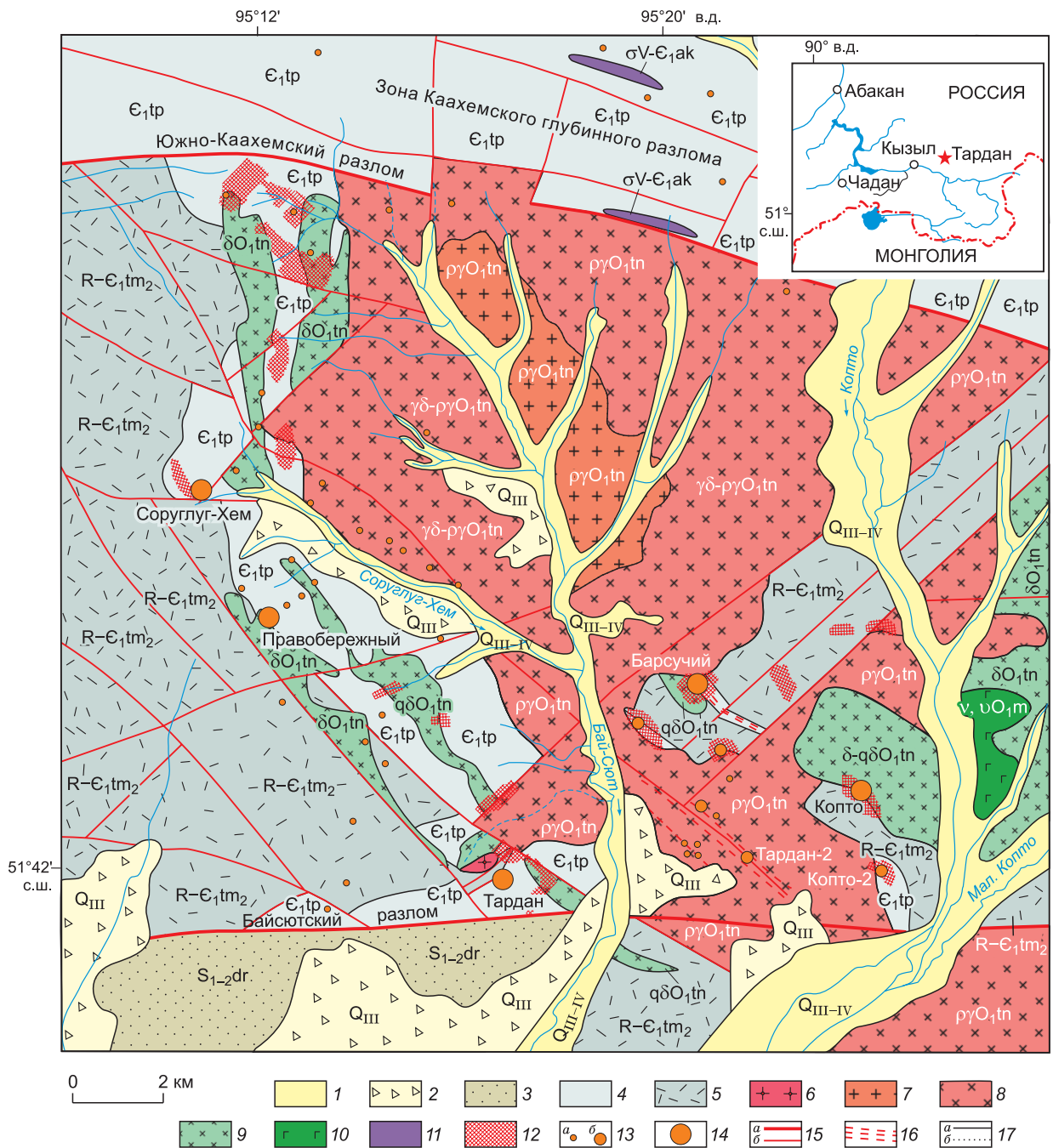


Рис. 1. Схема геологического строения Тарданского золоторудного узла (по данным [Кильчичаков и др., 1966; Руднев и др., 2006, 2015] с изменениями авторов).

1 — аллювиальные отложения пойм (Q_{III-IV}); 2 — делювиально-пролювиальные отложения (Q_{III}); 3 — красноцветные песчаники, гравелиты, конгломераты с прослоями известняков дерзигской свиты (S_{1-2dr}); 4 — песчаники, туфопесчаники, туфогравелиты, алевролиты, конгломераты, кристаллические сланцы, амфибол-хлоритовые сланцы и известняки тапсинской свиты ($\epsilon_1 tp$); 5 — базальтовые, андезитовые порфиры с прослоями известняков верхней подсвиты туматайгинской свиты ($R-\epsilon_1 tm_2$); 6–9 — раннетаннуольский диорит-тоналит-плагиигранитный комплекс (O_{1tn}): 6 — гранит-порфиры порфиры ($\gamma\tau$); 7 — плагииграниты ($\rho\gamma$); 8 — нерасчлененные плагииграниты ($\rho\gamma$) и тоналиты ($\gamma\delta$); 9 — диориты (δ), кварцевые диориты ($q\delta$); 10 — габброиды мажальского перидотит-пироксенит-габброноритового комплекса ($v, \nu O_{1m}$); 11 — серпентиниты, перидотиты, пироксениты и связанные с ними габброиды и диориты офиолитового акдовракского комплекса ($\sigma V-\epsilon_1 ak$); 12 — скарны; 13 — точки минерализации (a) и рудопроявления золота (б); 14 — месторождения золота; 15 — региональные (a) и локальные (б) разломы; 16 — зоны дробления; 17 — границы геологические: установленные (a), предполагаемые (б).

магнетит-актинолит-тремолитовыми, серпентиновыми, кварц-гематитовыми метасоматитами, которые появляются на участках магнезиальных и известковых скарнов, подвергшихся дроблению. Апоскарновые метасоматиты встречаются совместно, слагая зоны переработанных гидротермальными растворами скарнов. Во многих случаях скарны почти полностью замещены апоскарновыми ассоциациями. Это обстоятельство обуславливает зональность апоскарновых метасоматических тел. В центре зон находятся мелкие магнетитовые линзы (длиной до 10—70 м, мощностью 1—4 м) с тремолит-актинолитовыми и хлорит-серпентин-карбонатными оторочками мощностью до 10—15 м и более.

Гидротермальный золоторудный этап сопровождается интенсивным тектоническим дроблением скарнов, апоскарновых магнетит-тремолитовых метасоматитов и внедрением даек аплитов, гранит-порфиров и кварцевых порфиров раннетаннуольского комплекса (O_1tn), с которыми связан постмагматический рудоносный гидротермальный процесс, т. е. золотое оруденение является постскарновым и пространственно связано со скарновой формацией. На рудном поле месторождения возраст небольших тел (штоков, даек) гранит-порфиров раннетаннуольского комплекса (O_1tn), парагенетически связанных с золоторудной минерализацией, был определен Ar/Ar методом по биотиту и составил 484.2 ± 4.3 млн лет, а возраст золотого оруденения по серициту кварцевых прожилков минерализованных зон дробления был определен как 481 ± 6.1 млн лет, что соответствует раннему ордовику [Гаськов, 2008].

Наложенная гидротермальная минерализация золота в скарнах и апоскарновых метасоматитах локализуется в зонах дробления скарнов вдоль контактов интрузивных пород и известняков, а также в зонах дробления в известняках. Околорудные процессы выражены в лиственитизации скарнов и, в меньшей степени, березитизации гранит-порфиров (до 20—40 см). Последние сопровождаются серицит-кварцевыми метасоматитами с хлоритом, карбонатом и пиритом. Размеры ореолов околорудно-измененных скарнов в несколько раз превышают размеры золоторудных столбов.

В настоящее время на месторождении Тардан известно 16 рудных зон, в составе которых выявлено 41 рудное тело. Протяженность рудных зон по простиранию составляет 100—300 м при мощности от 10 до 50—80 м. Рудные тела прослеживаются на 50—200 м при мощности от первых метров до 13 м. Практически все рудные зоны приурочены к контакту диоритов раннетаннуольского комплекса (O_1tn) и известняков тапсинской свиты (C_1tp). Ориентировка рудных зон и тел северо-восточная, северо-западная, редко субмеридиональная и субширотная. Рудные тела в скарнах представлены зонами лиственитизации в магнезиальных и известковых скарнах с вкрапленно-прожилковыми, гнездовыми кварц-карбонатно-золото-сульфидными выделениями. Форма рудных тел определяется пространственным размещением продуктивных минеральных ассоциаций в рудовмещающих породах и контролируется трещиноватостью пород. Рудные тела, как правило, конформны по отношению к вмещающим скарнам. При общем неравномерном распределении Au более высокие его концентрации наблюдаются в кварцево-прожилковых штокверках, цементирующих раздробленные скарны, образовавшиеся по известнякам. Органическое вещество известняков и инфильтрационных скарнов среди известняков служило геохимическим барьером для осаждения Au, что подтверждается геологическими данными: в рудных столбах промышленные содержания Au отмечаются в участках (интервалах), где рудовмещающими являются породы с органическим веществом.

Количество сульфидов в рудах колеблется от 1 до 7 %, в среднем составляя 3 %. Преобладающими сульфидными минералами являются халькопирит, борнит и пирит. Руды характеризуются Ag/Au от 0.10 до 50 (в среднем меньше 1, реже 10). Гранулометрический состав золота в рудах варьирует незначительно, количественно преобладают фракции 0.25—0.10 (80 %), 0.50—0.25 мм (10 %) и < 0.1 мм (9 %) и, в меньшей степени, 1.0—0.5 мм (0.9 %), 3.0—1.0 мм (< 0.1 %) [Коробейников, Мацюшевский, 1976].

ПРОДУКТИВНЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ

С учетом работ предшественников [Коробейников, Зотов, 2006; Гусев, 2014] и собственных наблюдений установлено, что формирование Тарданского месторождения происходило в течение шести стадий: дорудная лиственит-березитовая (1); продуктивные золото-кварц-кальцитовая (2), золото-теллуридно-сульфидно-кварц-карбонатная (3) и золото-сульфосольно-сульфидно-кварцевая (4); пострудные кварц-карбонатная (5) и хлорит-гематит-кварцевая (6) (табл. 1).

Дорудные среднетемпературные метасоматиты лиственит-березитового ряда с кварцем, пиритом, серицитом, фукситом и анкеритом образовались при лиственитизации скарнов и апоскарновых метасоматитов в тектонических зонах дробления. Зоны лиственитизации образуют линейные линзовидные тела в магнезиально-известковых скарнах и магнетит-актинолит-тремолит-хлоритовых метасоматитах и несут прожилково-вкрапленную продуктивную минерализацию. Пострудные кварц-карбонатные (кальцит, анкерит, кварц) и хлорит-гематит-кварцевые (кварц, хлорит, гематит, альбит) прожилки мощностью до 4 мм рассекают минеральные агрегаты предыдущих стадий.

Таблица 1. Схема последовательности минералообразования месторождения Тардан

Минерал	Гидротермальный золото-сульфидно-кварцевый этап						Гипергенный этап
	1	2	3	4	5	6	
Кварц	████████	████████	████████	████████	██	██	
Кальцит	██	████████	████████	██			
Доломит	██						
Сидерит	██				██		
Анкерит	████████				██		
Серицит	██						
Фуксит	██						
Пирит	████████	██	██	██			
Хлорит	██					██	
Альбит	██						
Пирротин		██					
Арсенопирит		██		██			
Халькопирит			████████	████████			
Борнит			████████				
Галенит			██	██			
Se-галенит				██			
Сфалерит			██	██			
Виттихенит			██				
Вольфскит			██				
Теллуросмугит			██				
Тетрадимит			██				
Se-тетрадимит			██				
Золото		██	██	██			
Электрум				██			
Hg-электрум					██		
Гессит			██	██			
Акантит				██			
Теннантит				██			
Висмутин				██			
Самородный Bi				██			
Цумоит				██			
Пильзенит				██			
Матильдит				██			
Кобальтин							
Зигенит				██			
Глаукоdot				██			
Барит				██			
Гематит						██	
Ковеллин							██
Халькозин							██
Дигенит							██
Джирит							██
Малахит							██
Азурит							██
Хризоколла							██
Смитсонит							██
Церуссит							██
Тенорит							██
Бисмутит							██
Бисмит							██
Гётит							██
Куприт							██
Самородная Cu							██

Примечание. Толщина линий указывает на относительную степень распространенности минерала. 1—6 — стадии формирования.

Зона окисления на месторождении проявлена широко, особенно на площадях развития разрывов и зон повышенной трещиноватости пород (до глубины 50—100 м и более). В коре выветривания развиты хризоколл, малахит, азурит, смитсонит, гетит, гидрогетит, церуссит, ковеллин, халькозин, дигенит, куприт, тенорит, джирит, бисмутит и самородная медь.

Золотоносные продуктивные минеральные ассоциации имеют следующий состав: 1) золото-кварц-кальцитовая (кварц, кальцит, золото ± пирит ± пирротин ± халькопирит ± арсенопирит); 2) золото-теллуридно-сульфидно-кварц-карбонатная (кальцит, кварц, халькопирит, борнит, пирит, золото, виттихенит Cu_3BiS_3 , вольтинит AgBiTe_2 , теллуровисмутит, тетрадимит $\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$, Se-содержащий тетрадимит (Se до 4.4 мас. %), галенит, сфалерит (Fe до 0.5 мас. %, Cd до 0.61 мас. %) ± кобальтин) и 3) золото-сульфосольно-сульфидно-кварцевая (кварц, кальцит, халькопирит, пирит, галенит, Se-галенит (Se до 5 мас. %), сфалерит (Fe до 7.45 мас. %), арсенопирит, золото, электрум, ртутистый электрум ± гессит ± ± акантит ± висмутин ± барит ± самородный висмут ± пильзенит Bi_4Te_3 ± матильдит AgBiS_2 ± цумоит BiTe ± зигенит CoNi_2S_4 ± глауколот $\text{CoFeAs}_2\text{S}_2$).

Ранняя золото-кварц-кальцитовая минерализация с редкими выделениями пирита, пирротина, арсенопирита и халькопирита проявляется в катаклазированных участках гематит-магнетитовых руд и магнетит-актинолит-тремолитовых метасоматитов, в микротрещинах и межзерновом пространстве магнетита. Она имеет крайне неравномерное распределение и представлена мелкими гнездами (до 0.8 мм) и прожилками (до 0.5 см, редко 2 см) золото-кварц-кальцитового состава (рис. 2). Для кальцита характерны две генерации: для первой — характерен состав $\text{Ca}_{0.99}\text{Mn}_{0.01}\text{CO}_{3.00}$, для второй — $\text{Ca}_{0.97-0.99}\text{Fe}_{0.01-0.02}\text{Mn}_{0.00-0.01}\text{CO}_{3.00}$.

Золото образует мелкие и тонкие (0.001–0.5 мм) выделения интерстициальной, комковатой, комковато-ветвистой формы, реже отмечаются кристаллы октаэдрического и кубооктаэдрического габитуса (рис. 3). Цвет золотисто-желтый. Самородное золото по содержанию Ag представлено:

1) весьма высокопробным золотом с содержанием Ag до 5 мас. % ($\text{Au} = 93.97\text{—}99.73$; $\text{Ag} = 0.93\text{—}4.80$; $\text{Cu} = 0.00\text{—}0.89$; $\text{Fe} = 0.00\text{—}0.88$ мас. %);

2) высокопробным золотом с Ag до 8 мас. % ($\text{Au} = 91.26\text{—}94.58$; $\text{Ag} = 5.08\text{—}7.87$; $\text{Cu} = 0.00\text{—}0.62$; $\text{Hg} = 0.00\text{—}0.04$ мас. %).

Золото-теллуридно-сульфидно-кварц-карбонатная минерализация второй продуктивной стадии рассекает минеральные агрегаты предыдущей стадии, а также наложена на катаклазированные скарны, гематит-магнетитовые руды, вулканогенно-осадочные, магматические и листовенитизированные породы, приуроченные к тектоническим зонам дробления. Она наиболее широко распространена на месторождении и образует прожилково-вкрапленные и прожилковые выделения кварцевого и кварц-карбонат-сульфидного состава, а также единичные маломощные кварцевые жилы (до 50 см) с пиритом, борнитом и т.д. Для данной стадии характерны две генерации халькопирита. Халькопирит-I образует ксеноморфные выделения (до 5 см), зернистые и вкрапленные агрегаты, халькопирит-II развит в борните в виде тонких ламелл распада (до 0.002 мм). Содержания сульфидов в рудах не превышают 3–5 %. Кальцит $\text{Ca}_{0.97}\text{Fe}_{0.02}\text{Mn}_{0.01}\text{CO}_{3.00}$ в коре выветривания растворен поверхностными водами либо замещен малахитом, смитсонитом и др. Самородное золото образует мелкие и тонкие (0.002—1.2 мм) выделения в микротрещинах пород (скарнов и апоскарновых метасоматитов), а также в пирите, халькопирите и борните. Часто отмечаются сростания золота с халькопиритом, борнитом, виттихенитом, тетрадимитом и пиритом (рис. 4, 5). В минералах скарнов золото с халькопиритом, борнитом и Bi-Te минерализацией тяготеет к трещинам спайности и интерстициям зерен пироксена, амфибола и хлорита, фиксируя более позднее отложение продуктивной ассоциации (см. рис. 4, *д*, *е*).

Золото образует мелкие и тонкие (0.003—0.9 мм) выделения тонкопластинчатой, уплощенной, трещинно-прожилковой, интерстициальной, лепешковидной, комковидной, комковидно-ветвистой, каплевидной, дендритовидной (плоские, трехмерные) формы и сростания кристаллов с комбинациями ромбододекаэдра с кубом и октаэдра, а также имеет смешанную морфологию (рис. 6). Сростания разных по форме кристаллов напоминают друзы с различно-ориентированными кристаллами (рис. 6, *ж*). Идиоморфные зерна золота с преобладающим октаэдрическим и кубооктаэдрическим обликом часто отмечаются в халькопирите или лимоните. Также часто наблюдаются выделения тонкомозаичного золота с размерами блоков 0.5—7.0 мкм, которые сростаются с более крупными (до 15 мкм) идиоморфными кристаллами золота (см. рис. 6, *б*). В мозаично-блоковых выделениях границы блоков четкие. Цвет золота от золотисто-желтого до ярко-желтого.

Самородное золото золото-теллуридно-сульфидно-кварц-карбонатной стадии по содержанию Ag представлено:

1) высокопробным золотом с содержанием Ag до 10 мас. % ($\text{Au} = 89.58\text{—}92.04$; $\text{Ag} = 7.91\text{—}9.66$; $\text{Cu} = 0.00\text{—}0.26$; $\text{Hg} = 0.00\text{—}0.05$ мас. %);

2) среднепробным золотом с Ag до 19 мас. % ($\text{Au} = 79.03\text{—}89.93$; $\text{Ag} = 9.91\text{—}19.05$; $\text{Cu} = 0.00\text{—}0.69$; $\text{Hg} = 0.00\text{—}0.75$ мас. %);

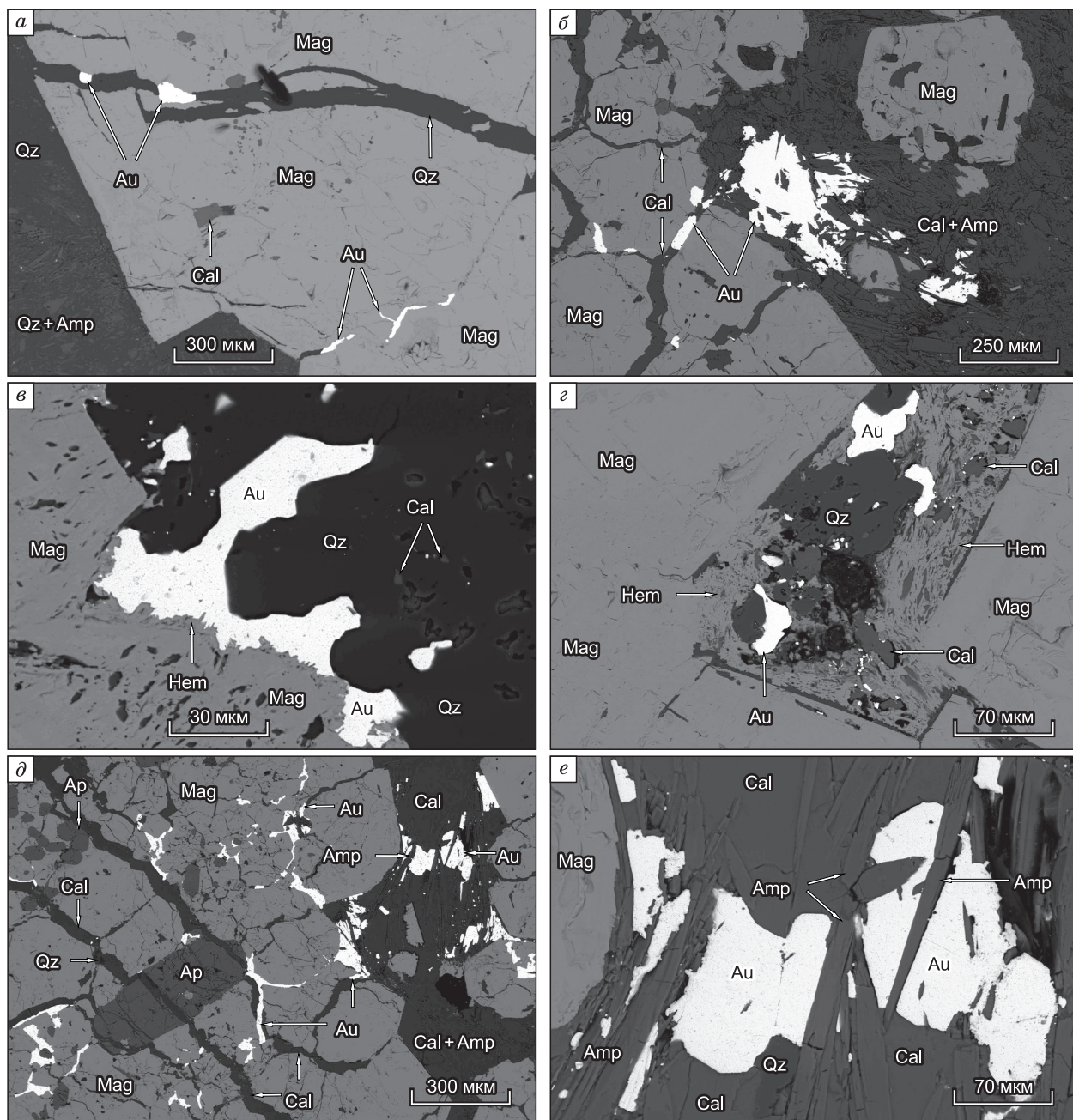


Рис. 2. Минеральные ассоциации ранней золото-кварц-кальцитовый стадии с золотом (Au), кварцем (Qz) и кальцитом (Cal) в катаклазированных участках магнетит-актинолит-тремолитовых метасоматитов.

Hem — гематит, Mag — магнетит, Ap — апатит, Amp — минералы ряда тремолит-актинолит. Здесь и рисунках 2—8 BSE-фото.

3) низкопробным золотом с Ag до 24 мас. % (Au = 75.00—79.33; Ag = 20.24—24.14; Cu = 0.00—0.15; Hg = 0.00—0.10 мас. %).

Зерна виттихенита Cu_3BiS_3 различной формы (от 10 до 60 мкм) установлены в сростаниях с золотом на контакте борнита с ламеллями распада халькопирита-II (см. рис. 4, д; 5, а, б).

Тетрадимит Bi_2Te_2S находится в виде мелких включений (от 1 до 40 мкм) в борните в ассоциации с виттихенитом. В составе тетрадимита присутствует примесь Se от 1.25 до 4.45 мас. %, в составе часто наблюдаются повышенные содержания Te (табл. 2).

Теллуровисмутит Bi_2Te_3 (от 5 до 100 мкм) находится в виде мономинеральных включений в халькопирите и борните, а также ассоциирует с тетрадимитом, гесситом и вольтинским, иногда образуя

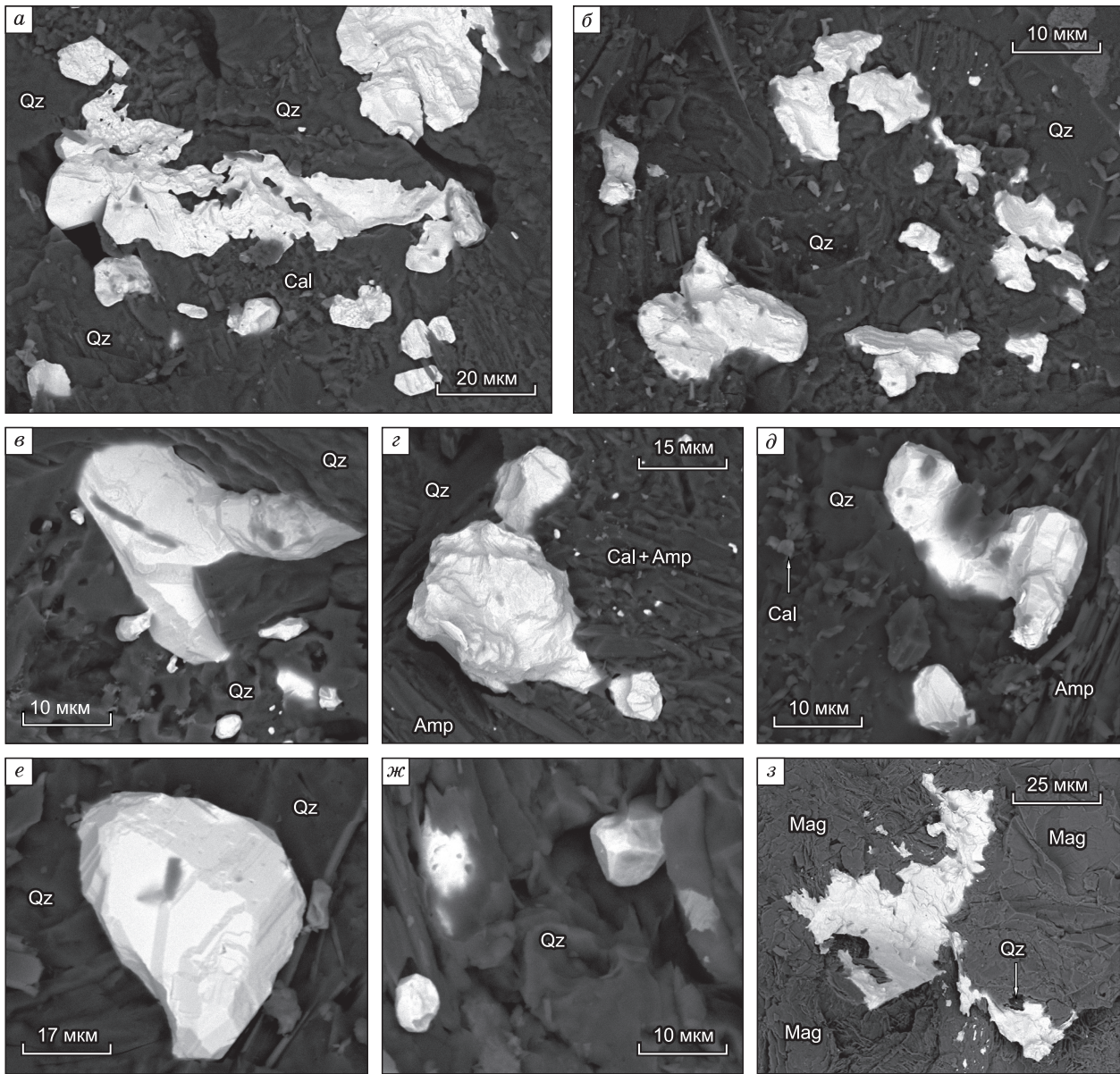


Рис. 3. Формы выделения золота золото-кварц-кальцитовой стадии в кварце (Qz), кальците (Cal), магнетите (Mag) и минералах ряда тремолит—актинолит (Amp) магнетит-актинолит-тремолитовых метасоматитов.

каемки вокруг последнего (см. рис. 5, д–ж). В составе некоторых индивидов присутствует примесь Sb до 0.36 мас. % (см. табл. 2, ан. 16, 17).

Гессит Ag_2Te (от 5 до 15 мкм) второй продуктивной стадии установлен в сростаниях с теллуросмугитом, вольтскитом и борнитом в халькопирите.

Вольтскит $AgBiTe_2$ наблюдается в сростаниях с теллуросмугитом и гесситом. Химические составы минералов Te и Bi стехиометричны или имеют небольшие отклонения от стехиометрии (см. табл. 2, 3).

Минерализация поздней золото-сульфосольно-сульфидно-кварцевой стадии на месторождении развита ограниченно и представлена маломощными прожилками от 0.02 до 5 см в скарнах, амфибол-хлоритовых и серицит-кварцевых метасоматитах. Рудная минерализация не превышает 1–2 % и представлена халькопиритом, пиритом и сфалеритом, которые образуют тесные сростания с пилзенитом, гесситом, цумоитом и др. (рис. 7). Минералы данной стадии рассекают и цементируют минеральные агрегаты золото-теллуридно-сульфидно-кварц-карбонатной стадии.

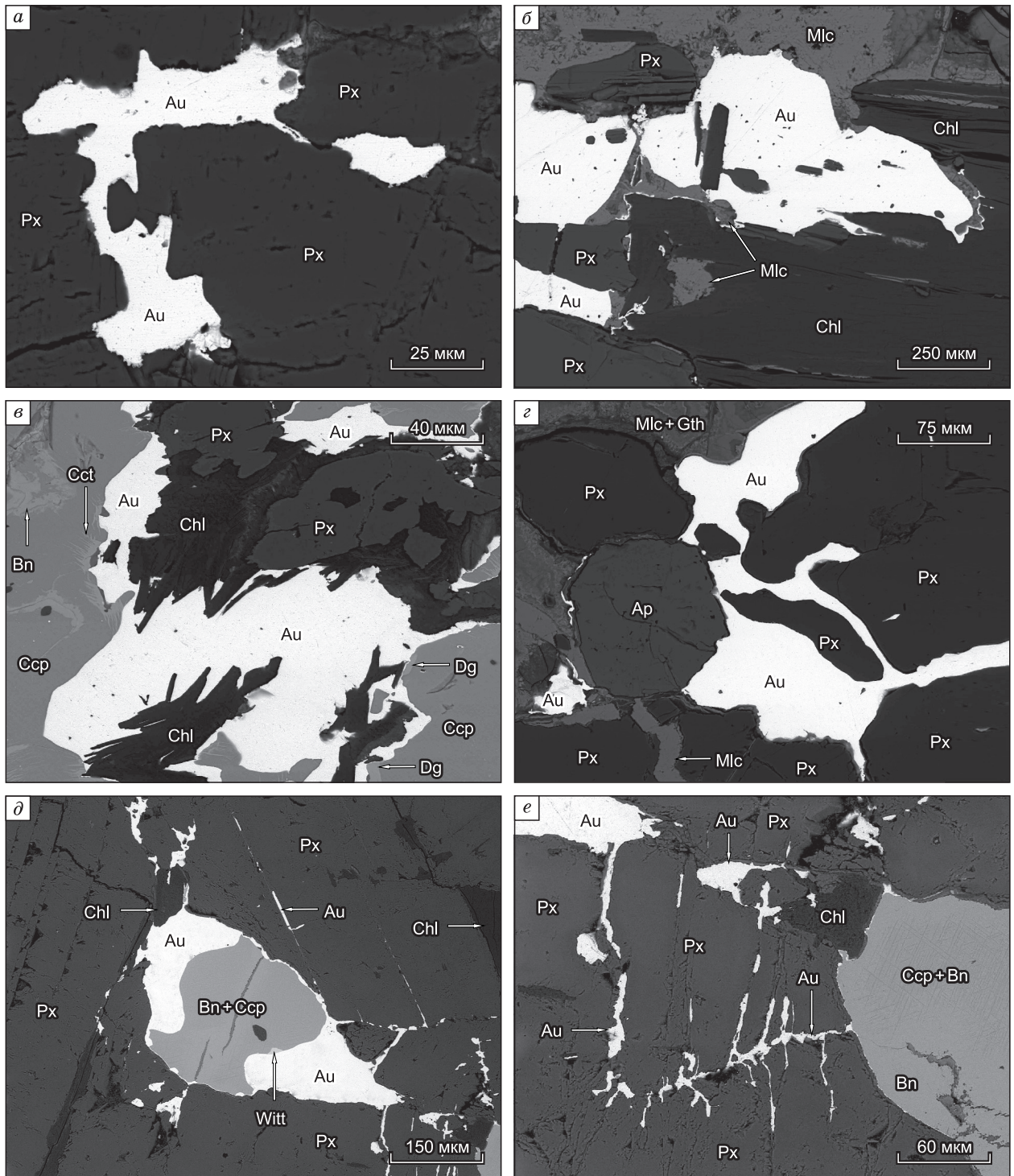


Рис. 4. Выделения золота (Au), борнита (Bn), халькопирита (Ccp) золото-теллуридно-сульфидно-кварц-карбонатной (второй продуктивной) стадии в микротрещинах пироксеновых скарнов.

Px — пироксен, Chl — хлорит, Ap — апатит, Cct — халькозин, Dg — дигенит.

Золото поздней продуктивной стадии образует мелкие (0.005—1.000 мм) неравномерные выделения интерстициальной, комковатой, комковато-ветвистой, комковато-ячеистой формы и округлые или слабоограниченные зерна, реже отмечаются кристаллы гексагонального, пентагон-додекаэдрического облика, а также с развитием комбинации форм куба и октаэдра (рис. 8). Для некоторых кристаллов золота

Таблица 2. Химический состав виттихенита, матильдита и минералов группы тетрадимита (мас. %)

№ анализа	Bi	Te	Cu	S	Se	Sb	Сумма	Формула
Вторая продуктивная стадия								
1	41.87	—	38.23	19.55	—	—	99.65	$Cu_{2,98}Bi_{1,00}S_{3,02}$
2	40.91	—	39.09	19.71	—	—	99.71	$Cu_{3,02}Bi_{0,96}S_{3,02}$
3	41.14	—	38.54	19.52	—	—	99.20	$Cu_{3,01}Bi_{0,97}S_{3,02}$
4	40.67	—	39.02	19.52	—	—	99.21	$Cu_{3,03}Bi_{0,96}S_{3,01}$
5	41.89	—	38.40	19.51	—	—	99.80	$Cu_{2,99}Bi_{0,99}S_{3,02}$
6	57.17	36.14	—	3.14	3.02	—	99.47	$Bi_{1,97}Te_{2,04}(S_{0,71}Se_{0,28})_{0,99}$
7	56.59	35.49	—	2.62	4.41	—	99.11	$Bi_{1,97}Te_{2,03}(S_{0,59}Se_{0,41})_{1,00}$
8	58.67	36.5	—	3.54	1.25	—	99.96	$Bi_{2,03}Te_{2,06}(S_{0,80}Se_{0,11})_{0,91}$
9	58.10	35.59	—	3.21	3.05	—	99.95	$Bi_{2,00}Te_{2,00}(S_{0,72}Se_{0,28})_{1,00}$
10	58.44	35.48	—	3.56	2.12	—	99.60	$Bi_{2,01}Te_{2,00}(S_{0,80}Se_{0,19})_{0,99}$
11	58.60	35.48	—	3.77	1.73	—	99.58	$Bi_{2,01}Te_{1,99}(S_{0,84}Se_{0,16})_{1,00}$
12	56.72	38.49	—	2.62	1.86	—	99.69	$Bi_{2,00}(Te_{2,22}S_{0,60}Se_{0,18})_{3,00}$
13	51.47	47.56	—	—	—	—	99.03	$Bi_{1,99}Te_{3,01}$
14	51.89	47.56	—	—	—	—	99.45	$Bi_{2,00}Te_{3,00}$
15	52.14	47.25	—	—	—	—	99.39	$Bi_{2,01}Te_{2,99}$
16	52.38	46.90	—	—	—	0.32	99.60	$(Bi_{2,02}Sb_{0,02}Te_{2,04})_{2,96}$
17	52.05	46.89	—	—	—	0.36	99.30	$(Bi_{2,01}Sb_{0,02}Te_{2,03})_{2,97}$
18	52.12	47.58	—	—	—	—	99.70	$Bi_{2,00}Te_{3,00}$
19	52.42	47.56	—	—	—	—	99.98	$Bi_{2,01}Te_{2,99}$
Третья продуктивная стадия								
20	62.51	37.39	—	—	—	—	99.90	$Bi_{1,01}Te_{0,99}$
21	63.06	36.74	—	—	—	—	99.80	$Bi_{1,02}Te_{0,98}$
22	62.47	37.13	—	—	—	—	99.60	$Bi_{1,01}Te_{0,99}$
23	63.14	36.64	—	—	—	—	99.78	$Bi_{1,03}Te_{0,97}$
24	63.03	36.91	—	—	—	—	99.94	$Bi_{1,02}Te_{0,98}$
25	62.11	37.84	—	—	—	—	99.95	$Bi_{1,00}Te_{1,00}$
26	54.74	28.92	—	16.41	—	—	100.7	$Ag_{1,03}Bi_{1,01}S_{1,96}$
27	68.51	31.42	—	—	—	—	99.93	$Bi_{4,00}Te_{3,00}$

Примечание. Анализы выполнены на сканирующем электронном микроскопе MIRA 3 LMU (аналитик Н.С. Карманов, ИГМ СО РАН). 1—5 — виттихенит, 6—12 — Se-тетрадимит, 13—19 — теллурависмутит, 20—25 — цумоит, 26 — матильдит, 27 — пильзенит. Прочерк — ниже предела обнаружения.

фиксируются ступени роста (см. рис. 8, м, н). Цвет золота варьирует от золотисто-желтого до светло-желтого (серебристо-желтого). Для некоторых зерен золота характерна выраженная зональность, когда содержание Au от центра зерна к периферии, как правило, закономерно уменьшается на 5—10 мас. %, а содержание Ag увеличивается (Au = 89.85 и Ag = 9.52 мас. % в центре зерна; Au = 76.07 и Ag = 23.08 мас. % в кайме зерна). Иногда наблюдается уменьшение количества Au от центра зерен к периферии (от 65.02 до 45.13 мас. %), при увеличении содержания Ag (от 33.77 до 50.69 мас. %) и Hg (от 0.06 до 4.12 мас. %).

Самородное золото этой стадии по содержаниям Ag и Hg представлено:

1) среднепробным золотом с содержанием Ag до 20 мас. % (Au = 80.49—89.09; Ag = 9.96—19.93; Cu = 0.00—0.78; Hg = 0.00—0.87 мас. %);

2) низкопробным золотом с Ag до 28 мас. % (Au = 71.53—80.13; Ag = 19.30—28.21; Cu = 0.00—0.80; Hg = 0.00—0.13 мас. %);

3) электрумом с Ag до 38 мас. % (Au = 60.96—69.01; Ag = 30.92—37.74; Cu = 0.00—0.03; Hg = 0.00—0.81 мас. %);

4) ртутистым электрумом с Ag до 50 мас. % (Au = 45.13—47.44; Ag = 49.14—50.69; Hg = 3.03—4.12; Cu = 0.00—0.01 мас. %).

Гессит Ag_2Te (от 3 до 25 мкм) золото-сульфосолюно-сульфидно-кварцевой стадии развит в кварце, халькопирите, пильзените, находится в сростании с золотом, цумоитом, Se-галенитом ($Pb_{0,97-1,01}Ag_{0,00-0,01}S_{0,89-0,90}Se_{0,10-0,13}$) и ассоциирует с висмутином, акантитом, матильдитом, баритом и др.

Акантит Ag_2S (до 30 мкм) развит в кварце, халькопирите и пирите. Составы акантита и гессита показаны в табл. 3.

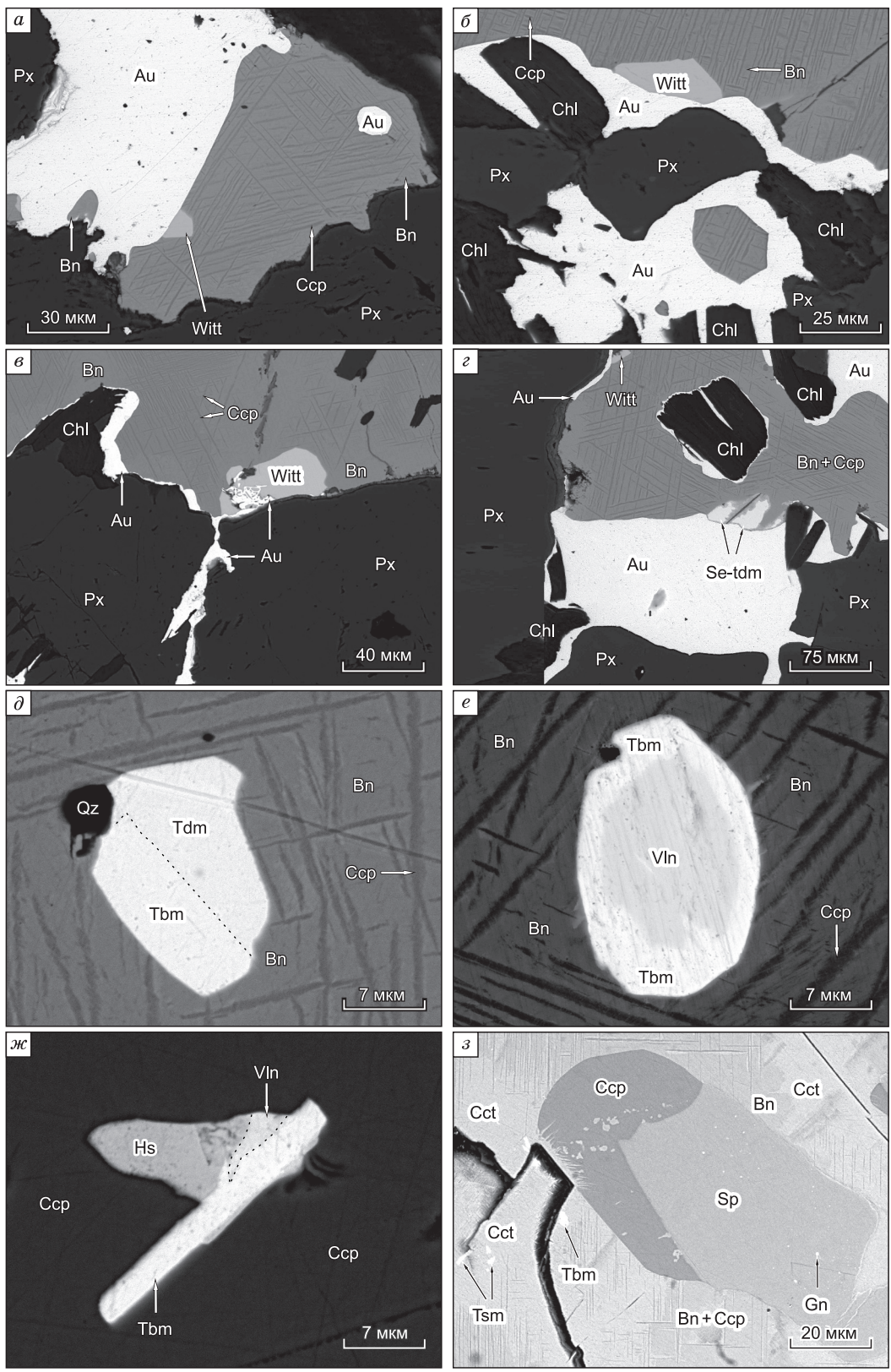


Рис. 5. Выделения золота (Au), борнита (Bn), халькопирита (Ccp), виттихенита (Witt), тетрадимита (Tdm), Se-содержащего тетрадимита (Se-tdm), вольтинскита (Vln), теллуросмудита (Tbm), гессита (Hs), сфалерита (Sp), галенита (Gn) и цумоита (Tsm) золото-теллуридно-сульфидно-кварц-карбонатной стадии в пироксеновых скарнах.

Px — пироксен, Chl — хлорит, Cct — халькозин.

Таблица 3.

Химический состав вольнскита, гессита и акантита (мас. %)

№ анализа	Ag	Bi	Te	S	Сумма	Формула
Вторая продуктивная стадия						
1	18.89	36.28	44.29	—	99.46	Ag _{1.01} Bi _{1.00} Te _{1.99}
2	19.42	35.32	44.80	—	99.54	Ag _{1.03} Bi _{0.97} Te _{2.00}
3	61.75	—	38.25	—	99.99	Ag _{1.97} Te _{1.03}
4	62.40	—	37.57	—	99.97	Ag _{1.99} Te _{1.01}
Третья продуктивная стадия						
5	62.67	—	37.05	—	99.42	Ag _{2.00} Te _{1.00}
6	62.36	—	36.87	—	99.23	Ag _{2.00} Te _{1.00}
7	62.76	—	36.81	—	99.57	Ag _{2.01} Te _{0.99}
8	61.98	—	37.32	—	99.30	Ag _{1.98} Te _{1.01}
9	86.92	—	—	12.91	99.83	Ag _{2.00} S _{1.00}
10	87.54	—	—	12.30	99.84	Ag _{2.04} S _{0.96}

Примечание. Анализы выполнены на сканирующем электронном микроскопе MIRA 3 LMU (аналитик Н.С. Карманов, ИГМ СО РАН). 1, 2 — вольнскит, 3—8 — гессит, 9, 10 — акантит. Прочерк — ниже предела обнаружения.

Цумоит BiTe (до 50 мкм) установлен в сростаниях с халькопиритом, гесситом и пильзенитом в кварце.

Пильзенит Bi₄Te₃ (до 70 мкм) и матильдит AgBiS₂ (до 20 мкм) ассоциируют с вышеуказанными минералами в кварце и халькопирите (см. рис. 7).

Самородный висмут находится в кварце в виде вкрапленников округлой формы.

Таким образом, установлено, что в рудах месторождения Гардан золото находится в свободной (самородной) форме, количественно преобладает высоко- и среднепробное золото и, в меньшей степени, весьма высокопробное и низкопробное золото, реже электрум и ртутистый электрум. На гистограмме распределения пробности золота хорошо выделяются три модуля, которые соответствуют выделенным продуктивным минеральным ассоциациям (рис. 9). Общая средняя пробность золота Гарданского месторождения составляет 858 ‰ (284 ан.) при вариациях от 451 до 986 ‰. При этом средняя пробность золотин первой продуктивной стадии составляет 964 ‰ при вариациях от 918 до 986 ‰, второй продуктивной стадии — 856 ‰ (756—918 ‰), третьей продуктивной стадии — 756 ‰ (452—897 ‰). Для всех зерен золота продуктивных стадий месторождения характерна прямая зональность. Зональность, обусловленная увеличением содержания Ag, иногда Hg от центра зерна к периферии, проявляется гораздо значительнее и контрастнее от ранних генераций к поздним.

Тренд самородного золота золото-кварц-кальцитовый стадии следующий: весьма высокопробное золото (Ag до 4.80 мас. %, Hg до 0.13 мас. %) → высокопробное золото (Ag до 7.87 мас. %, Hg до 0.04 мас. %); золото-теллуридно-сульфидно-кварц-карбонатной стадии: высокопробное золото (Ag до 9.66 мас. %, Hg до 0.15 мас. %) → среднепробное золото (Ag до 19.05 мас. %, Hg до 0.75 мас. %) → низкопробное золото (Ag до 24.14 мас. %, Hg до 0.10 мас. %) ± гессит Ag₂Te ± вольнскит AgBiTe₂; золото-сульфосольно-сульфидно-кварцевой стадии: среднепробное золото (Ag до 19.93 мас. %, Hg до 0.87 мас. %) → низкопробное золото (Ag до 28.21 мас. %, Hg до 0.13 мас. %) ± электрум (Ag до 37.74 мас. %, Hg до 0.81 мас. %) → ртутистый электрум (Ag до 50.69 мас. %, Hg до 4.12 мас. %) ± гессит Ag₂Te ± акантит Ag₂S ± матильдит AgBiS₂.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ПРОДУКТИВНЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ

Ранее И.В. Гасковым [2008] установлено, что на месторождении образование золоторудной минерализации происходило в широком интервале температур (400—150 °С). Начальная температура первой продуктивной золото-кварц-кальцитовый стадии по пирит-пирротиновому сольвусу соответствует температуре 380 °С, при фугитивности серы (f_{S_2}) $10^{-7.6}$ [Тулмин, Баргон, 1968]. По данным А.И. Гусева [2014], гомогенизация флюидных включений в кварце ранней золото-кварц-кальцитовый стадии с пиритом, пирротином и арсенопиритом происходила в интервале от 285 до 320 °С.

Методами термометрии были проанализированы двухфазные (VL) флюидные включения в изометричных зернах кварца (размером 1—2 мм) из жилков (мощностью до 1.5 см) золото-кварц-кальцитовый стадии. Включения имеют размеры порядка 10—15 мкм, изометричные, округлые формы и четкие границы вакуолей, с элементами кристаллографических граней; образуют группы по 2—3 включения или располагаются одиночно в центральных частях зерен кварца или по зонам роста, без видимой связи с трещинами. Согласно классификации Э. Реддера [1987], такие включения являются первичны-

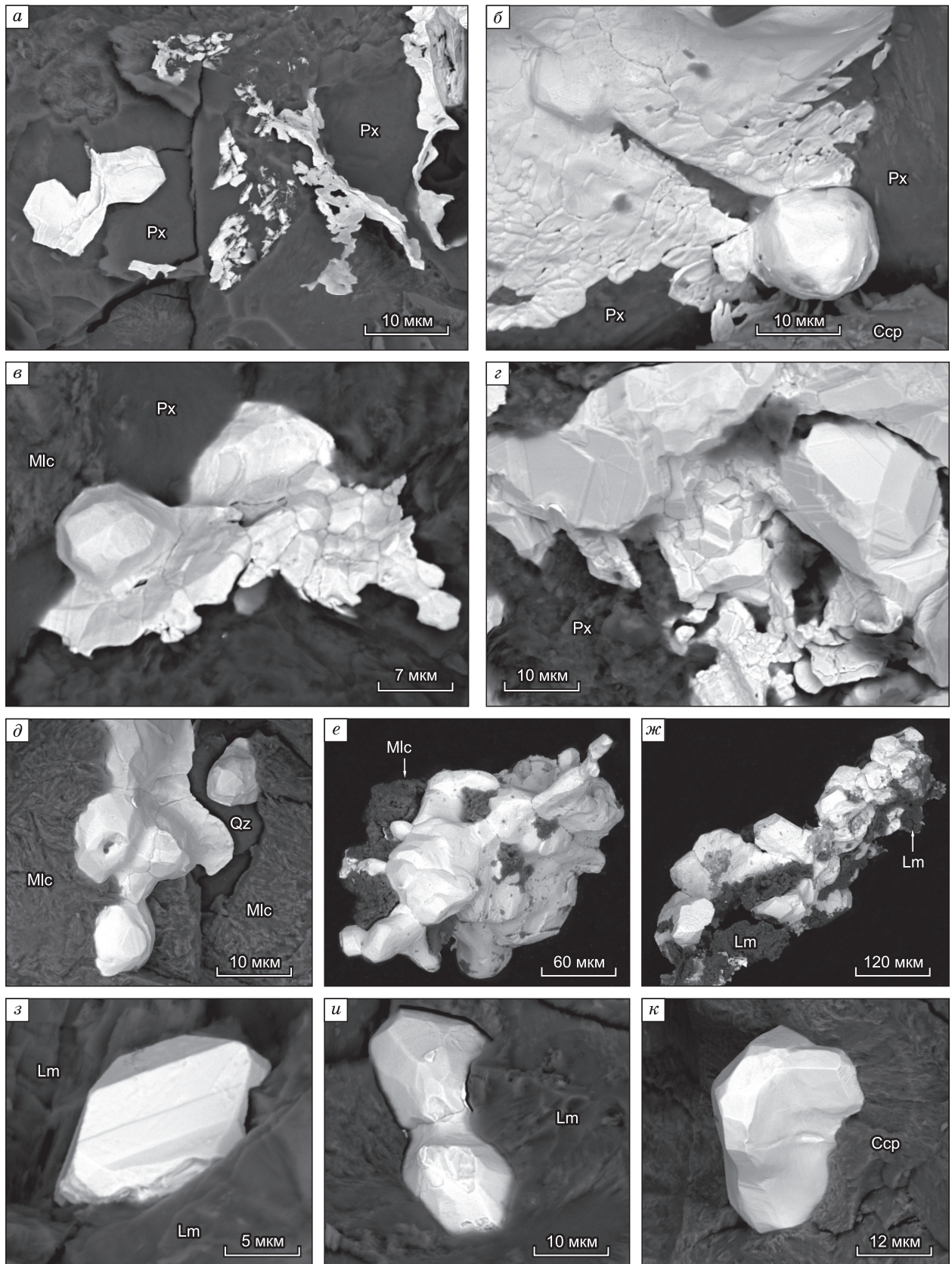


Рис. 6. Формы выделения золота (Au) золото-теллуридно-сульфидно-кварц-карбонатной стадии.

Px — пироксен, Ccp — халькопирит, Mlc — малахит, Qz — кварц, Lm — лимонит.

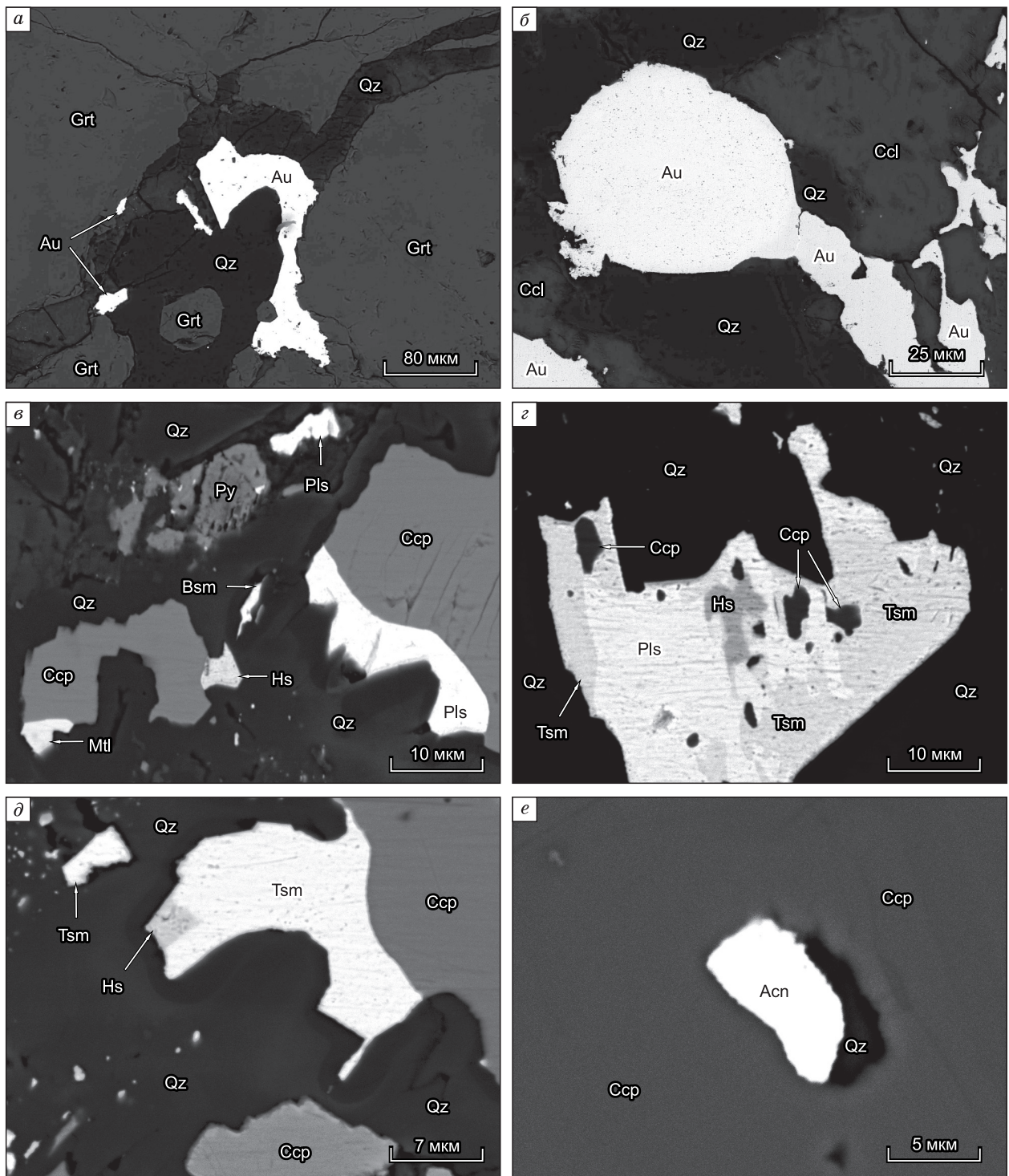


Рис. 7. Выделения золота (Au), халькопирита (Ccp), пирита (Py), пильзенита (Pls), гессита (Hs), висмутина (Bsm), матильдита (Mtl), цумоита (Smt), акантита (Acn) и кварца (Qz) поздней золото-сульфидно-кварцевой стадии с гранатом (Grt) и хризокolloй (Ccl).

ми. Включения содержат растворы с температурами эвтектик $-33.5...-31.7$ °C, что указывает на присутствие хлоридов Na, K и Mg в растворе. Температуры плавления последнего кристалла льда во включениях составляют $-6.8...-5.4$ °C. В соответствии с ними соленость варьирует от 8.5 до 10.2 мас. % NaCl-экв. Включения гомогенизировались в жидкую фазу при температурах от 270 до 300 °C.

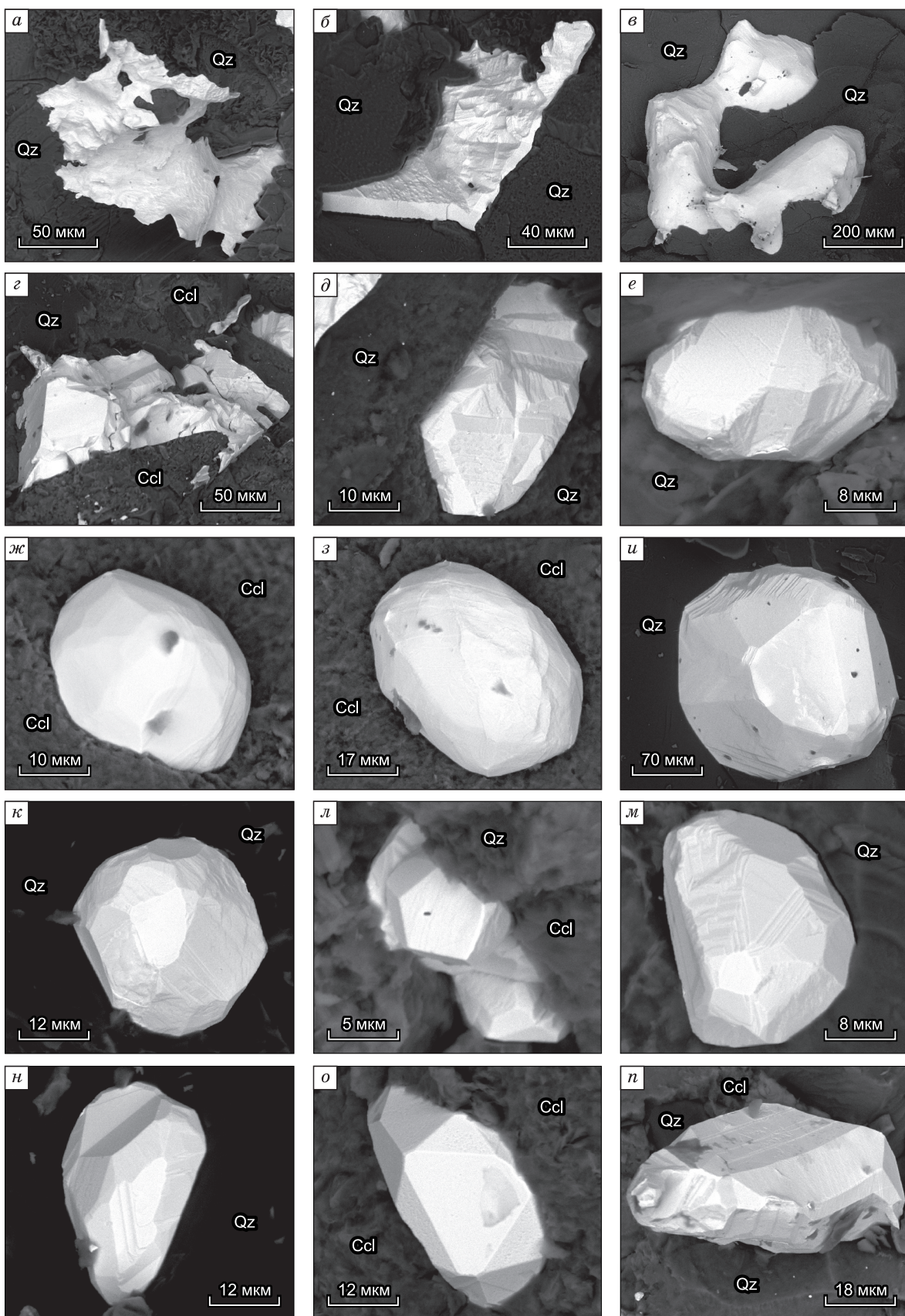


Рис. 8. Формы выделения золота в кварце (Qz) и хризколле (Ccl) золото-сульфосолюно-сульфидно-кварцевой стадии.

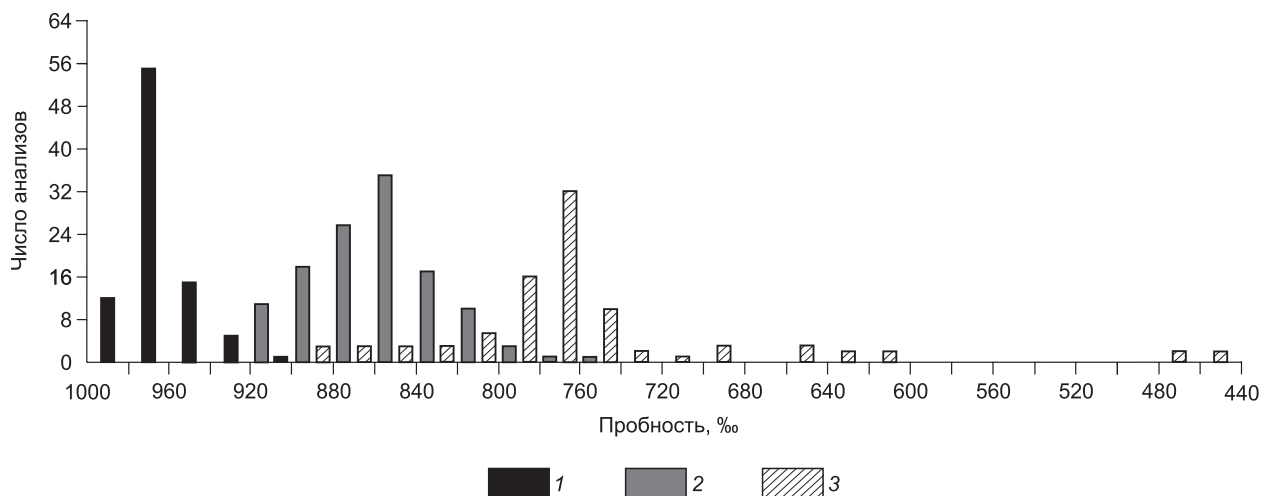


Рис. 9. Частота встречаемости пробностей самородного золота первой (1), второй (2) и третьей (3) продуктивных стадий Тарданского месторождения.

Кварц второй продуктивной золото-теллуридно-сульфидно-кварц-карбонатной стадии — серый, полупрозрачный, сильно катаклазированный, встречается в виде отдельных зерен и обломков размером 1—2 мм. В кварце этой стадии при комнатной температуре диагностированы синрудные двухфазные (VL) флюидные включения. Они встречаются изолированно и не имеют закономерного распределения, обладают изометричной формой и размерами от 8 до 14 мкм. Состав газовой фазы включений не был установлен ввиду крайне низкой плотности газа. Для данного типа включений получены температуры гомогенизации в интервале 275—360 °С. Температуры эвтектики составляют диапазон –32...–30 °С, что указывает на раствор с хлоридами Na и Mg. Концентрации солей по температурам плавления льда включений (–9...–7 °С) составили 8.0—12.9 мас. % NaCl-экв.

Также проанализированы первичные флюидные включения в кварце и кальците третьей продуктивной золото-сульфосольно-сульфидно-кварцевой стадии. Кварц представлен мелкими изометричными прозрачными или полупрозрачными зернами, или тонкими прожилками в мелкозернистой массе кальцита. Флюидные включения в кальците анализировались в крупных прозрачных зернах. Двухфазные (VL) флюидные включения имеют размер 10—15, реже до 20 мкм, образуют изолированные группы по 2—3 включения в центральных частях зерен и не имеют видимой связи с трещинами в минералах. Включения в кварце и кальците имеют сходные термобарогеохимические параметры и содержат растворы с температурами эвтектики –37.8...–31.0 °С, что указывает на раствор с хлоридами Na, K и Mg. Температуры плавления последнего кристалла льда во включениях составляют интервал –6.0...–3.8 °С. В соответствии с ними соленость варьирует от 6.1 до 9.2 мас. % NaCl-экв. Включения гомогенизировались в жидкую фазу при температурах от 220 до 255 °С.

И.В. Гаськовым [2008] установлено, что на заключительной стадии минералообразования в связи с понижением температуры гидротермальных растворов шло отложение халцедоновидного кварца в ассоциации с низкопробным золотом и ртутистым электрумом. Гомогенизация флюидных включений в халцедоновидном кварце происходила при температурах от 150 до 200 °С.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Гидротермальная минерализация золота Тарданского месторождения является прожилково-вкрапленной, прожилковой штокверкового типа, а также слагает единичные жилы кварцевого и сульфидно-кварцевого состава. Генетически золоторудная минерализация связана с дорудными среднетемпературными метасоматитами лиственит-березитового ряда, которые образуются по скарнам и интрузивным породам. Среднетемпературный метасоматоз выразился прежде всего в лиственитизации скарнов в тектонических зонах дробления.

Отложение самородного золота Тарданского месторождения происходило в течение трех стадий минералообразования. В продуктивных минеральных ассоциациях в серпентинитах и метасоматитах, образовавшихся за счет основных пород рифея—раннего кембрия, наблюдаются кобальтин, зигенит и глаукот, не характерные для гидротермальных месторождений золота, что обусловлено составом рудовмещающей среды.

В процессах рудоотложения продуктивных минеральных ассоциаций на Тарданском месторождении участвовали среднетемпературные (380—270, 360—275 °С) и более низкотемпературные (255—150 °С) среднесоленые (от 6.1 до 12.9 мас. % NaCl-экв.) растворы состава $MgCl_2-NaCl-KCl-H_2O$. При этом минералогические и термобарогеохимические данные свидетельствуют, что минералообразование первой продуктивной стадии происходило при температурах 380—270 °С из растворов с соленостью от 8.5 до 10.2 мас. % NaCl-экв. Парагенезис пирита, пирротина, халькопирита и арсенопирита с самородным золотом предполагает f_{S_2} от $10^{-14.3}$ до $10^{-7.6}$ при 300 °С [Barton, Skinner, 1979; Afifi et al., 1988a,b].

Минералообразование второй продуктивной стадии протекало при температурах 360—275 °С из растворов с соленостью от 8.0 до 12.9 мас. % NaCl-экв. Парагенезис теллуридов и сульфидов с сульфотеллуридами висмута контролировался параметрами среды вблизи поля стабильности пирротина при фугитивности теллура (f_{Te_2}) от 10^{-11} до $10^{-10.2}$, f_{S_2} — $10^{-11.3}$ — $10^{-6.7}$ при 300 °С. Соответственно, f_{Te_2} находилась ниже предела устойчивости калаверита, но в пределах поля стабильности теллуровисмутита и гессита. Обрастание вольфскита теллуровисмутитом, вероятно, говорит о возрастании f_{S_2} .

Отложение минеральных ассоциаций третьей продуктивной стадии происходило при температурах 255—150 °С из растворов с соленостью от 6.1 до 9.2 мас. % NaCl-экв. На заключительной стадии минералообразования рудоносные растворы третьей стадии были обогащены Ag и Hg, о чем свидетельствует эволюция самородного золота от среднепробного золота до ртутистого электрума и широкое развитие минералов Ag (Ag_2Te , Ag_2S и $AgBiS_2$). Высокое Ag/Au отношение в рудоносных растворах подтверждается наличием Ag_2S , так как экспериментально установлено [Пальянова и др., 2012], что осаждение Ag_2S происходит при отношении Ag:Au > 10. Рудоотложение поздней продуктивной стадии шло при вариациях f_{S_2} , на что указывает замещение раннего пирротина марказитом и пиритом, а на заключительной стадии минералы отлагались при очень низкой f_{S_2} . Этим объясняется отсутствие киновари и наличие Hg в металлической форме в виде ртутистого электрума, а также присутствие пирротина, самородного висмута и мальдонита. Парагенезис пирротина, самородного висмута, матильдита, акантита и других сульфидов свидетельствует об изменении окислительно-восстановительного потенциала рудоносных растворов третьей продуктивной стадии при вариациях f_{S_2} от $10^{-17.8}$ до $10^{-10.7}$ и f_{Te_2} от 10^{-17} до $10^{-11.4}$ при 200 °С [Barton, Skinner, 1979; Afifi et al., 1988a,b].

Таким образом, отложение продуктивных минеральных ассоциаций Тарданского месторождения происходило при понижении температур от ранних стадий к поздним. Повышенные концентрации солей (до 13 мас. % NaCl-экв.) и присутствие хлоридов Mg во флюиде косвенно указывают на участие в рудообразующем процессе флюидов магматического происхождения [Wilkinson, 2001]. Наличие минералов ртути также указывает на участие магматических флюидов в процессе минералообразования, что подтверждает факт ртутной дегазации мантии [Озерова, 1986; Степанов, Моисеенко, 1993]. Широкое развитие минералов висмута в рудах предполагает связь оруденения с гранитоидами, и привнос висмута в данном случае, видимо, связан с гранитоидами раннетаннуольского комплекса (O_1tn), так как, по мнению ряда исследователей [Савва, 2006; Горячев, Гамянин, 2010], висмут относится к гранитогенным элементам.

По минералого-геохимическим особенностям первая и вторая продуктивные стадии Тарданского месторождения близки к продуктивным стадиям месторождения Барсучий Тарданского рудного узла [Кужугет и др., 2019]. Первая золото-пирротин-халькопирит-пирит-кварцевая (кварц, пирит, халькопирит, пирротин, арсенопирит, золото (Ag от 2.76 до 6.40 мас. %, Cu = 0.00—0.09 мас. %), кальцит ± марказит) и вторая золото-теллуридно-пирротин-халькопирит-пирит-кварцевая (кварц, сидерит, пирит, халькопирит, пирротин, арсенопирит, твердые растворы минералов ряда теллуровисмутит—теллурантимон, золото (Ag от 6.73 до 21.92 мас. %), сфалерит, калаверит, ± петцит ± гессит ± галенит ± Со-содержащий арсенопирит (Со до 4 мас. %) ± кобальтин) продуктивные стадии месторождения Барсучий, как и на Тардане, развиты в метасоматитах листовит-березитового ряда, а также в скарнах и кварцевых диоритах, которые осложнены тектоническими нарушениями и вторичными изменениями. По термобарогеохимическим данным, минералы первой продуктивной стадии месторождения Барсучий отлагались при температурах 360—280 °С из хлоридных Na-K-растворов с соленостью 1.7—10.5 мас. % NaCl-экв., содержащих углекислоту и метан; второй продуктивной стадии — при температурах 330—240 °С из растворов с хлоридами Mg, Na и K и соленостью 5.0—8.8 мас. % NaCl-экв. В процессе минералообразования понижалась температура рудоносного флюида от ранних стадий к поздним. Значение $\delta^{34}S$ пирита месторождения Барсучий попадает в узкий интервал от +1.4 до +4.6 ‰, и значение $\delta^{34}S_{H_2S}$ равновесного с ним флюида, рассчитанное в соответствии с уравнением фракционирования [Li, Liu, 2006], изменяется от +0.1 до +3.2 ‰, что указывает на участие серы магматического (0 ± 5 ‰) либо мантийного (0 ± 3 ‰) происхождения [Ohmoto, 1986].

Третья продуктивная минеральная ассоциация месторождения Тардан близка золото-сульфосольно-сульфидно-кварцевой стадии (кварц, халькопирит, пирит, барит, галенит (Ag до 1.18 мас. %), Bi-содержащий Zn-теннантит-тетраэдрит, матильдит $AgBiS_2$, айкинит $CuPbBiS_3$, берриит $Cu_3Ag_2Pb_3Bi_7S_{16}$,

пирротин, висмутин и самородный висмут, золото (Ag от 15.51 до 29.41 мас. %), электрум (Ag = 31.13—62.20 мас. %), ртутистый электрум (Ag = 32.11—65.74 мас. %; Hg = 1.10—8.45 мас. %), кюстелит и ртутистый кюстелит (Ag = 68.16—72.42 мас. %; Hg = 0.00—7.47 мас. %) рудопроявления Тардан-2 в березитизированных плагиогранитах раннетаннуольского комплекса (O₁tn) [Кужугет и др., 2018]. Для золота рудопроявления Тардан-2 также характерна выраженная зональность зерен, обусловленная уменьшением содержания Au от центра зерна к периферии на 5—50 мас. % при увеличении содержания Ag и Hg. При этом концентрации Hg и Ag обнаруживают прямую корреляционную связь. Для некоторых зерен золота рудопроявления Тардан-2 от центра к периферии наблюдается изменение состава (мас. %): 1) среднепробное золото (Au = 80.45; Ag = 20.09) → ртутистый электрум (Ag = 65.74; Au = 32.80; Hg = 2.17) → ртутистый кюстелит (Au = 71.86; Ag = 27.47; Hg = 1.29); 2) электрум (Ag = 68.12; Au = 26.99) → ртутистый кюстелит (Ag = 72.42; Au = 20.99; Hg = 7.47). Кристаллизация минеральных ассоциаций продуктивной стадии рудопроявления Тардан-2 происходила в условиях гипабиссальной фации глубинности ($P \sim 0.73\text{—}0.98$ кбар; $\sim 2.1\text{—}3.0$ км) при температурах 280—120 °С из растворов состава NaCl–KCl–H₂O и MgCl₂–H₂O с соленостью 1.7—8.7 мас. % NaCl-экв.

Минералого-геохимические особенности руд месторождений Тардан, Барсучий и рудопроявления Тардан-2 указывают на то, что эти объекты являются производными единой рудно-магматической системы. В Тарданском рудном узле гидротермальная золоторудная минерализация штокверкового типа с единичными жилами представлена тремя продуктивными ассоциациями. Однако их масштабы на разных объектах проявлены с различной полнотой. На месторождении Тардан с ранней продуктивной ассоциацией связано ~ 25 % Au, со второй ~ 70 % Au, с третьей ~ 5 % Au. На месторождении Барсучий проявлены только ранние продуктивные ассоциации (первая и вторая), а на рудопроявлении Тардан-2 — только третья. Соответственно, на месторождениях Тардан и Барсучий развиты ранние среднетемпературные минеральные ассоциации с золотом, на Тардан-2 — низкотемпературная поздняя минеральная ассоциация с баритом, самородным висмутом и золотом с широкими вариациями пробности (Ag до 72.42, Hg до 8.45 мас. %). В рудном узле наблюдается следующая последовательность минеральных парагенезисов золота: ранние (кварц, кальцит, пирит, пирротин, арсенопирит, весьма высокопробное и высокопробное золото ± халькопирит ± сфалерит ± марказит) → промежуточные (кварц, кальцит, халькопирит, галенит ± борнит, пирит, виттихенит, волинскит, теллуrowисмутит, тетрадимит, сфалерит, высокопробное, среднепробное и низкопробное золото ± кобальтин) → поздние (кварц, кальцит, халькопирит, пирит, барит, галенит, Zn-теннантит-тетраэдрит, матильдит, акантит, среднепробное и низкопробное золото, электрум, ртутистый электрум ± кюстелит ± ртутистый кюстелит ± айкинит ± берриит ± висмутин ± Вi-теллурантимон ± самородный висмут).

По минералого-геохимическим особенностям объекты Тарданского рудного узла близки к месторождениям золото-висмутового геохимического типа [Гамянин и др., 1998, 2003; Горячев, Гамянин, 2006], которые, согласно зарубежной классификации [Lang, Baker, 2001], относятся к классу месторождений золота, парагенетически связанных с интрузиями («intrusion related deposits»), т. е. плутоногенно-гидротермальному генетическому классу золоторудных месторождений [Спиридонов, 2010].

Представителями золото-висмутового геохимического типа в России являются Пограничное (Восточный Саян), Эргелях, Курумское, Тугучак, Басагуньинское, Чугулук, Неннели и Галечное (СВ России) жильные и Леводыбинское, Тэутеджак (СВ России) штокверковые месторождения, которые приурочены к апикальным приконтактовым зонам гранитоидных плутонов либо к их краевым приконтактовым зонам, осложненным разломами [Гамянин и др., 1998; Goryachev et al., 2004; Дамдинов и др., 2009; Гармаев и др., 2013; Vikent'eva et al., 2018]. В мире наиболее известные представители данного типа на Аляске (Форт-Нокс, Пого, Голден Хорн, Никсон Форк) относятся к классу месторождений «intrusion related gold deposits» [Гамянин и др., 2017].

Для вышеуказанных золото-висмутовых месторождений России характерен малосульфидный (не более 3 %) состав руд и широкое разнообразие минеральных форм висмута (самородный висмут, теллуриды и сульфотеллуриды висмута, висмутин, икунолит, мальдонит и др.). Ранние продуктивные стадии этих месторождений представлены арсенид-сульфарсенидными комплексами, которые содержат минералы Co и Ni с широким изоморфизмом Fe-Co-Ni, поздние продуктивные стадии — золото-висмутовыми ассоциациями, и по минеральному составу они отнесены к висмут-сульфотеллурид-кварцевому минеральному типу [Горячев, Гамянин, 2006; Гамянин и др., 2017]. Образование золото-висмутовых месторождений происходит в широком интервале температур (437—155 °С, в основном при 400—250 °С) и давлений (1700—90 бар) из водных растворов с хлоридами Na и K, в широком диапазоне концентраций (46.0—1.1 мас. %), при вариациях f_{O_2} — f_{S_2} [Гамянин и др., 2017; Vikent'eva et al., 2018].

ВЫВОДЫ

Таким образом, отложение самородного золота Тарданского гидротермального месторождения происходило в течение трех стадий минералообразования, и по составу продуктивных минеральных

ассоциаций данный объект отвечает золото-сульфидному типу с теллуридами и сульфотеллуридами Вi и Ag. Для поздних стадий характерна Вi-Te специализация.

Минералого-геохимическими исследованиями установлено, что в рудах месторождения Тардан золото находится в свободной (самородной) форме с преобладанием высоко- и среднепробного золота. В меньшей степени проявлено весьма высокопробное и низкопробное золото, реже электрум и ртутистый электрум. Общая средняя пробность золота Тарданского месторождения составляет 858 ‰ при вариациях от 451 до 986 ‰.

Кристаллизация минеральных ассоциаций месторождения происходила из растворов состава $MgCl_2-NaCl-KCl-H_2O$ с соленостью 6.1—12.9 мас.% NaCl-экв. на фоне снижения температур 380—150 °С, при вариациях f_{O_2} , f_{S_2} , f_{Se_2} и f_{Te_2} , которые отразились на химическом составе золота и минеральном составе руд (присутствием таких минеральных фаз, как пирротин, самородный висмут, мальдонит, ртутистый электрум и т.д.).

Повышенные концентрации солей (до 13 мас. %), присутствие солей магния в составе рудообразующих и наличие минералов ртути косвенно предполагают участие магматических флюидов в процессе минералообразования.

Генетически гидротермальная минерализация золота месторождения Тардан связана с дорудными среднетемпературными метасоматитами листовит-березитовой формации, что предполагает принадлежность данного объекта к штокверковому типу плутоногенно-гидротермальной малосульфидной золото-кварцевой формации. По геохимической типизации рассматриваемый объект близок золото-висмутовому типу орогенных месторождений, генетически связанных с интрузиями («intrusion related deposits»).

Авторы благодарны Е.К. Дружковой за помощь в петрографических исследованиях. Минералого-геохимические исследования поддержаны РФФИ (грант 17-45-170970 p_a), исследования флюидных включений выполнены по государственным заданиям ИГМ СО РАН (0330-2016-0002) и ИМиНЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН (2019—2021 гг.), экспедиционные работы — по государственному заданию ТувИКОПР СО РАН (0384-2016-0012).

ЛИТЕРАТУРА

Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (1), с. 63—81.

Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Сяо Сючань, Чанг Э.З. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), с. 8—28.

Борисенко А.С. Изучение солевого состава растворов газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика, 1977 (8), с. 16—28.

Борисенко А.С. Анализ солевого состава растворов газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Использование методов термобаргеохимии при поисках и изучении рудных месторождений / Ред. Н.П. Лаверов. М., Недра, 1982, с. 37—46.

Вахрушев В.А. Минералогия, геохимия и образование месторождений скарново-золоторудной формации. Новосибирск, Наука, 1972, 237 с.

Вернадский В.И. Опыт описательной минералогии. Петроград., Изд-во Имп. АН, 1914, 780 с.

Гамянин Г.Н., Гончаров В.И., Горячев Н.А. Золото-редкометалльные месторождения Северо-Востока России // Тихоокеанская геология, 1998, т. 17, № 3, с. 94—103.

Гамянин Г.Н., Горячев Н.А., Бахарев А.Г., Колесниченко П.П., Зайцев А.И., Диман Е.Н., Бердников Н.В. Условия зарождения и эволюции гранитоидных золоторудно-магматических систем в мезозоидах Северо-Востока Азии. Магадан, 2003, СВКНИИ ДВО РАН, 196 с.

Гамянин Г.Н., Викентьева О.В., Прокофьев В.Ю. Изотопно-геохимические особенности рудообразующего флюида золото-висмутовых месторождений Северо-Востока России // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы VII Всерос. научн.-практ. конф., посвящ. 60-летию Института геологии алмаза и благородных металлов СО РАН (5—7.04, 2017, Якутск). Якутск, Издательский дом СВФУ, 2017, т. I, с. 46—51.

Гармаев Б.Л., Дамдинов Б.Б., Миронов А.Г. Золото-висмутовое проявление пограничное (Восточный Саян): состав и связь с магматизмом // Геология рудных месторождений, 2013, т. 55, № 6, с. 533—545.

Гасков И.В. Новые данные о соотношении скарновой и золоторудной минерализации на Тарданском месторождении (Северо-Восточная Тува) // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (12), с. 1227—1237.

Горячев Н.А., Гамянин Г.Н. Золото-висмутовые (золото-редкометалльные) месторождения Северо-Востока России: типы и перспективы промышленного освоения // Золоторудные месторождения Востока России. Магадан, СВНЦ ДВО РАН, 2006, с. 50—62.

Горячев Н.А., Гамянин Г.Н. Висмут в орогенных золоторудных месторождениях Северо-Востока Азии // Самородное золото: типоморфизм минеральных ассоциаций, условия образования месторождений, задачи прикладных исследований. Материалы Всерос. конф. (с междунар. участием) памяти Н.В. Петровской (1910—1991 гг.). М., ИГЕМ РАН, 2010, т. 1, с. 159—161.

Гусев А.И. Золотое оруденение Тарданского рудного узла Восточной Тувы // Современные наукоемкие технологии, 2014, № 3, с. 77—81.

Дамдинов Б.Б., Гармаев Б.Л., Миронов А.Г., Дашинимаев З.Б. Золото-висмутовый тип оруденения в юго-восточной части Восточного Саяна // ДАН, 2009, т. 425, № 2, с. 208—212.

Дистанов Э.Г., Оболенский А.А. Металлогеническое развитие Центрально-Азиатского подвижного пояса в связи с его геодинамической эволюцией // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), с. 252—269.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М., Недра, 1990, кн. 1, 326 с.

Кильчичаков К.М., Токунов В.Ф., Плеханов А.И. Результаты оценки Тарданского золоторудного месторождения и поисков золота в бассейне р. Бай-Сют. Кызыл, Изд-во TGRE, 1966, 150 с.

Коробейников А.Ф., Мацюшевский А.В. Золото в интрузивных и контактово-метасоматических породах Тарданского скарнового поля Тувы // Геохимия, 1976, № 9, с. 1409—1416.

Коробейников А.Ф., Зотов И.А. Закономерности формирования месторождений золото-скарновой формации. Томск, Изд-во ТПУ, 2006, 234 с.

Коробейников А.Ф., Номоконова Г.Г., Ерофеев Л.Я. Закономерности проявления золотого оруденения в геолого-геохимических и физических полях контактовых ореолов гранитных интрузий // Геология рудных месторождений, 1987, т. 29, № 2, с. 58—70.

Коробейников А.Ф., Ананьев Ю.С., Гусев А.И., Ворошилов В.Г. Рудно-метасоматическая и геохимическая зональность золоторудных полей и месторождений складчатых поясов Сибири. Томск, Изд-во Томского политехнического университета, 2013, 458 с.

Кудрявцева А.И. Некоторые закономерности распределения золота в минералах скарнов Тарданского месторождения // Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып. 1. Кызыл, Тув. кн. изд-во, 1969, с. 68—72.

Кужугет Р.В., Прокопьев И.Р., Редина А.А., Ооржак Ш.Н. Минералого-геохимические особенности и *PTX*-условия формирования золото-сульфидно-кварцевого рудопроявления Тардан-2 (Северо-Восточная Тува) // Геология, магматизм и металлогения центра Азии, 2018: Рудно-магматические системы Сангилена (щелочные интрузивы, карбонатиты): материалы I Всерос. полевой конф. с междунар. участием. Кызыл, ТувИКОПР СО РАН, 2018, с. 72—76.

Кужугет Р.В., Прокопьев И.Р., Редина А.А., Анкушева Н.Н. Золото-сульфидно-кварцевое месторождение Барсучий (Северо-Восточная Тува): минералого-геохимические особенности и условия образования // Изв. Томск. политех. ун-та. Инжиниринг георесурсов, 2019, т. 330, № 10, с. 181—196.

Монгуш А.А. Базальтовые комплексы Саяно-Тувинской преддуговой зоны: геологическое положение, геохимия, геодинамика // Состояние и освоение природных ресурсов Тувы и сопредельных регионов Центральной Азии. Эколого-экономические проблемы природопользования. Кызыл, ТувИКОПР СО РАН, 2016, вып. 14, с. 74—94.

Озерова Н.А. Ртуть и эндогенное рудообразование. М., Наука, 1986, 231 с.

Пальянова Г.А., Кох К.А., Сереткин Ю.В. Сульфидные и самородные формы золота и серебра в системе Fe—Au—Ag—S // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (4), с. 450—460.

Петровская Н.В. Самородное золото. М., Наука, 1973, 348 с.

Рафаилович М.С. Месторождения золото-скарновой формации Центральной Азии: геологическая позиция, вещественный состав, перспективы // Известия Национальной академии наук Республики Казахстан. Серия геологии и технических наук, 2013, № 1 (397), с. 1—28.

Рафаилович М.С., Шевчук С.И. Золотоносные скарны Центральной Азии // Геология и охрана недр, 2010, № 1, с. 23—34.

Реддер Э. Флюидные включения в минералах. М., Мир, 1987, т. 1, 360 с.

Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А., Бибилова Е.В., Сергеев С.А., Матуков Д.И., Плоткина Ю.В., Баянова Т.Б. Каахемский полихронный гранитоидный батолит (Восточная Тува): состав, возраст, источники и геодинамическая позиция // Литосфера, 2006, № 2, с. 30—42.

Руднев С.Н., Серов П.А., Киселева В.Ю. Венд-раннепалеозойский гранитоидный магматизм Восточной Тувы // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (9), с. 1572—1600.

Савва Н.Е. Золото-редкометалльная формация Северо-Востока России: источники вещества // Рудогенез и металлогения Востока Азии: материалы конф. к 100-летию Б.Л. Флерова. Якутск, ЯГУ, 2006, с. 157—159.

Совлук А.В. Тектоническая структура месторождения золота Тардан в Республике Тыва как основа прогноза промышленного оруденения на его флангах // *Наука и современность*, 2010, № 1, с. 80—83.

Спиридонов Э.М. Обзор минералогии золота в ведущих типах Au минерализации // *Золото Кольского полуострова и сопредельных регионов: труды Всероссийской (с международным участием) научной конференции, посвященной 80-летию Кольского НЦ РАН (26—29 сентября 2010, Апатиты)*. Апатиты, Изд-во K&M, 2010, с. 143—171.

Степанов В.А., Моисеенко В.Г. Геология золота, серебра и ртути. Ч. 1. Золото-ртутные месторождения. Владивосток, Дальнаука, 1993, 227 с.

Тулмин П., Бартон П.Б. Термодинамическое исследование пирита и пирротина // *Термодинамика постмагматических процессов*. М., Мир, 1968, с. 182—229.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Геодинамика формирования каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса // *ДАН*, 2003, т. 389, № 3, с. 354—359.

Afifi A.M., Kelly W.C., Essene E.J. Phase relations among tellurides, sulfides, and oxides: I. Thermochemical data and calculated equilibria // *Econ. Geol.*, 1988a, v. 83, p. 377—394.

Afifi A.M., Kelly W.C., Essene E.J. Phase relations among tellurides, sulfides, and oxides: II. Applications to telluride-bearing ore deposits // *Econ. Geol.*, 1988b, v. 83, p. 395—404.

Barton P.B., Skinner B.J. Sulfide mineral stabilities // *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits* / Ed. H.L. Barnes. New York, John Willey and Sons, 1979, p. 278—403.

Bodnar R.J., Vityk M.O. Interpretation of microthermometric data for H₂O–NaCl fluid inclusions // *Fluid inclusions in minerals: methods and applications*. Pontignana-Siena, Virginia Polytechnic Institute and State University, 1994, p. 117—130.

Goryachev N.A., Newberry R.J., Gamyandin G.N., Layer P.W., McCoy D.T., Church S.E. Granitoid-related gold lode deposits over the Northern Pacific marginal areas // *Metallogeny of the Pacific Northwest. Tectonics, magmatism and metallogeny of active continental margins. Proceedings of the Interim IAGOD Conference (1—20 September, 2004)*. Vladivostok, Dalnauka, 2004, p. 199—201.

Lang J.R., Baker T. Intrusion related gold systems: the present level of understanding // *Miner. Deposita*, 2001, v. 36, p. 477—489.

Li Y., Liu J. Calculation of sulfur isotope fractionation in sulfides // *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 2006, v. 70, p. 1789—1795.

Ohmoto H. Stable isotope geochemistry of ore deposits // *Rev. Miner.*, 1986, v. 16, p. 491—560.

Vikent'eva O.V., Prokofiev V.Yu., Gamyandin G.N., Goryachev N.A., Bortnikov N.S. Intrusion-related gold-bismuth deposits of North-East Russia: *PTX* parameters and sources of hydrothermal fluids // *Ore Geology Reviews*, 2018, v. 100, p. 240—259.

Wilkinson J.J. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits // *Lithos*, 2001, v. 55, p. 229—272.

*Рекомендована к печати 21 марта 2019 г.
А.С. Борисенко*

*Поступила в редакцию 15 августа 2018 г.,
после доработки — 25 декабря 2018 г.*