

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

Кужугет Р. В., Анкушева Н. Н., Прокопьев И. Р., Редина А. А.

Аннотация

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 золото (918—904 ‰) → среднепробное золото (896—809 ‰) → низкопробное золото (798—756 ‰) ± гессит Ag_2Te ± вольнскит $AgBiTe_2$, в третью продуктивную золото-сульфосольно-сульфидно-кварцевую стадию — среднепробное золото (897—802 ‰) → низкопробное золото (799—717 ‰) → электрум (691—612 ‰) → ртутистый электрум (471—451 ‰) ± гессит Ag_2Te ± акантит Ag_2S ± матильдит $AgBiS_2$. 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 солёностью 6.1—12.9 мас. % NaCl экв. на фоне снижения температур минералообразования в интервале 380—150°C, при вариациях fO_2 , fS_2 , fSe_2 и fTe_2 .

Ключевые слова:

Самородное золото, минералы и минеральные ассоциации, гидротермальные месторождения золота, флюидные включения, Тува.

**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, Республика Тыва, Кызыл, ул. Интернациональная, 117а, Россия

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

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

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

⁵Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 1,
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 (O_1tn). 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 золото (918—904 ‰) → среднепробное золото (896—809 ‰) → низкопробное золото (798—756 ‰) ± гессит Ag_2Te ± вольнскит $AgBiTe_2$, в третью продуктивную золото-сульфосольно-сульфидно-кварцевую стадию — среднепробное золото (897—802 ‰) → низкопробное золото (799—717 ‰) → электрум (691—612 ‰) → ртутистый электрум (471—451 ‰) ± гессит Ag_2Te ± акантит Ag_2S ± матильдит $AgBiS_2$. 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 солёностью 6.1—12.9 мас. % NaCl экв. на фоне снижения температур минералообразования в интервале 380—150°C, при вариациях fO_2 , fS_2 , fSe_2 и fTe_2 .

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

MINERALOGICAL-GEOCHEMICAL FEATURES AND FORMATION CONDITIONS OF THE TARDAN GOLD-SULFIDE-QUARTZ DEPOSIT (NORTH-EASTERN TUVA)

R.V. Kuzhuget, N.N. Ankusheva, I.R. Prokopyev, A.A. Redina

We studied the mineralogical-geochemical features and formation conditions of productive mineral associations of the Tardan gold-sulfide-quartz deposit located in the endo- and exo-contact zone with the Kopto–Bai-Syut gabbro-diorite-plagiogranite massif of the Early Tannuolsky complex (O_1tn). The post-skarn mineralization of vein-disseminated type in skarns, quartz-diorites and carbonate rocks is limited by tectonic crushing zones and with beresitization and listwänitization processes of ore-bearing rocks.

The mineralogical-geochemical data established that gold was formed in the 1st gold-quartz-calcite productive substage with ultrahigh-fineness (986—952 ‰) and high-fineness gold (947—918 ‰), the 2nd gold-telluride-sulfide-quartz-carbonate productive substage is characterized by high-fineness gold (918—904 ‰) → medium-fineness gold (896—809 ‰) → low-fineness gold (798—756 ‰) ± hessite Ag_2Te ± volynskite $AgBiTe_2$, and medium-fineness gold (897—802 ‰) → low-fineness gold (799—717 ‰) → electrum (691—612 ‰) → mercurian electrum (471—451 ‰) ± hessite Ag_2Te ± acanthite Ag_2S ± matildite $AgBiS_2$ is formed in the 3rd gold-sulfosalt-sulfide-quartz productive substage. High- and medium-fineness gold on ores is quantitatively prevailed over ultrahigh- and low-fineness gold, less in electrum and mercurian electrum. The fineness of native gold from the mentioned ores varies from 451 to 986 ‰ (858 ‰, in average). The productive mineral associations of the Tardan deposit is formed due to aqueous fluids with Mg, Na and K chlorides with a salinity of 6.1—12.9 wt. % NaCl-equiv. at the temperature-fall of the mineral formation within 380—150 °C and variations in fO_2 , fS_2 , fSe_2 , and fTe_2 .

Native gold, hydrothermal gold deposits, fluid inclusions, Tuva.

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы на месторождениях, традиционно относимых к золото-скарновой формации, России (Мурзинское, Синюхинское, Тардан), Афганистана (Заркашан), Казахстана (Хантауское, Баксинское) установлено, что золотоносные минеральные ассоциации являются постскарновыми и сопряжены со среднетемпературными метасоматитами березит-лиственитовой формации, развивающимися за счёт 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-порфировый, золото-кварцевый (золото-сульфидно-кварцевый) березит-лиственитовый, эпитермальный золото-серебряный [Рафаилович, Шевчук, 2010; Рафаилович, 2013; и др.].

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 отделён 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 стадий 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 твёрдых 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 ‰), а также 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 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 $\log fS_2 - 1/T$ °К [Тулмин, Бартон, 1968]. Области стабильностей основных рудных минералов месторождения в координатах $fS_2 - fTe_2$ 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], которые отвечают 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) вендраннекембрийских островодужных комплексов Ондумской подзоны Таннуольско-Хамсаринской островодужной зоны; б) среднекембрийско-ордовикских коллизийных интрузивных, преимущественно гранитоидных комплексов; и 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], предполагает то, 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-плагиогранитного массива раннетаннуольского комплекса ордовика (O_1tn) с вулканогенно-карбонатными породами туматтайгинской ($R—E_1tt$) и тапсинской свит (E_1tp). Возраст плагиогранитов Копто-Байсютского массива определённый по биотиту, Ar/Ag методом, составляет 485.7 ± 4.4 млн лет [Гаськов, 2008], по цирконам $U-Pb$ методом — 479 ± 2 млн лет [Руднев и др., 2013, 2015].

Тарданское месторождение открыто в 1964 г. при проведении поисковых работ на Ау. Месторождение локализовано в зоне экзо-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. 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 трём 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-плагиогранитного 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 (воластонитовые, 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, 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 определён 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 выразились 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 (ϵ_{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—0.1 (80 %), 0.5—0.25 мм (10 %) и < 0.1 мм (9 %), и, в меньшей степени, 1.0—0.5 мм (0.90 %), 3.0—1.0 мм < 0.10 % [Коробейников, Мацюшевский, 1976].

ПРОДУКТИВНЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ

С учётом работ предшественников [Коробейников, Зотов, 2006; Гусев, 2014] и собственных наблюдений, установлено, что формирование Тарданского месторождения происходило в течение 6 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 углекислые 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.

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 хризоколла, малахит, азурит, смитсонит, гётит, гидрогётит, церуссит, ковеллин, халькозин, дигенит, куприт, тенорит, джирит, бисмутит и самородная медь.

Золотоносные продуктивные стадии имеют следующий минеральный 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 Bi_2Te_2S , 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 $CoFeAs_2S_2$).

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 гнёздами (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 кальцита первой генерации характерен состав $Ca_{0.99}Mn_{0.01}CO_{3.00}$, для второй генерации — $Ca_{0.97-0.99}Fe_{0.01-0.02}Mn_{0.00-0.01}CO_{3.00}$.

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-жёлтый. Самородное золото по содержанию Ag представлено:

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

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

Золото-теллуридно-сульфидно-кварц-карбонатная минерализация второй продуктивной стадии рассекает минеральные агрегаты первой продуктивной стадии, а также наложена на катаклазированные скарны, гематит-магнетитовые руды, вулканогенно-осадочные, магматические и лиственитизированные 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 ламелей 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 растворён поверхностными водами либо замещён 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 Vi-Te минерализацией тяготеют к трещинам спайности и интерстициям зёрен 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, уплощённой, трещинно-прожилковой, интерстициальной, лепёшковидной, комковидной, комковидно-ветвистой, каплевидной, дендритовидной (плоские, трёхмерные) формы и сростания кристаллов с комбинациями ромбододекаэдра с кубом и октаэдра, а также имеет смешанную морфологию (рис. 6). Сростания разных по форме кристаллов напоминают дружки с разноориентированными кристаллами (рис. 6ж). Идиоморфные зерна золота с преобладающим октаэдрическим и кубо-октаэдрическим обликом часто отмечаются в халькопирите или лимоните. Также часто наблюдаются выделения тонкомозаичного золота с размерами блоков 0.5—7 мкм, которые сростаются с более крупными (до 15 мкм) идиоморфными кристаллами золота (см. рис. 6б). В мозаично-блоковых выделениях границы блоков четкие. Цвет золота золотисто-жёлтый до ярко-жёлтого.

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

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

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

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).

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

Тетрадимит $\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$ 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).

Теллуrowимутит Vi_2Te_3 (от 5 до 100 мкм) находится в виде мономинеральных включений в халькопирите и борните, а также ассоциирует с тетрадимитом, гесситом и волинскитом, иногда образуя каемки вокруг последнего (рис. 5 д–ж). В составе некоторых индивидов присутствует примесь Sb до 0.36 мас. % (табл. 2, ан. 16—17).

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

Волинскит AgViTe_2 наблюдается в сростаниях с теллуrowисмутитом и гесситом. Химические составы минералов Te и Vi стехиометричны или имеют небольшие отклонения от стехиометрии (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 пильзенитом, гесситом, цумоитом и др. (рис. 7). Минералы данной стадии пересекают и цементируют минеральные агрегаты золото-теллуrowидно-сульфидно-кварц-карбонатной стадии.

Золото поздней продуктивной стадии образует мелкие (0.005—1.0 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 фиксируются ступени роста (рис. 8 м–н). Цвет золота варьирует от золотисто-жёлтого до светло-жёлтого (серебристо-жёлтого). Для некоторых золотин 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);
- 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);
- 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);
- 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).

Гессит Ag_2Te (от 3 до 25 мкм) золото-сульфосольно-сульфидно-кварцевой стадии развит в кварце, халькопирите, пильзените, находится в сростании с золотом, цумоитом, Se-галенитом ($\text{Pb}_{0.97-1.01}\text{Ag}_{0.00-0.01}\text{S}_{0.89-0.90}\text{Se}_{0.10-0.13}$) и ассоциирует с висмутином, акантитом, матильдитом и баритом и др.

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

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

Пильзениит Vl_4Te_3 (до 70 мкм) и матильдит AgBiS_2 (до 20 мкм) ассоциирует 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 Тардан 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 Тарданского 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 содержаний 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 Ag_2Te ± вольтинскит AgBiTe_2 ; 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 Ag_2Te ± акантит Ag_2S ± матильдит AgBiS_2 .

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 образования первой продуктивной золото-кварц-кальцитовый стадии по пирит-пирротиновому сольвусу соответствует температуре 380 °С, при фугитивности серы ($f\text{S}_2$) $10^{-7.6}$ [Тулмин, Бартон, 1968]. По данным А.И. Гусева [2015], 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 прожилков (мощностью до 1.5 см) золото-кварц-кальцитовый стадии. Включения имеют размеры порядка 10–15 мкм, изометричные, округлые и четкие границы вакуолей, с элементами кристаллографических граней; образуют группы по 2—3 включения или располагаются одиночно в центральных частях зёрен кварца или по зонам роста, без видимой связи с трещинами. Согласно классификации Э. Реддера [1978], такие включения являются первичными. Включения содержат растворы с температурами эвтектик -33,5...-31,7 °С, что указывает на присутствие солей MgCl_2 , NaCl и KCl в системе. Температуры плавления

последнего кристалла льда во включениях составляют $-6,8...-5,4$ °С. В соответствии с ними солёность варьирует от 8.5 до 10.2 мас. % NaCl-экв. Включения гомогенизировались в жидкую фазу при температурах от 270 до 300 °С.

Кварц второй продуктивной золото-теллуридно-сульфидно-кварц-карбонатной стадии — серый, полупрозрачный, сильно катаклазированный, встречается в виде отдельных зёрен 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—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 зёрнами, или тонкими прожилками в мелкозернистой массе кальцита. Флюидные включения в кальците анализировались в крупных прозрачных зёрнах. Двухфазные (VL) флюидные включения имеют размер 10—15, реже до 20 мкм, образуют изолированные группы по 2—3 включения в центральных частях зёрен 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 солёность 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 происходило 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 Гарданского месторождения является прожилково-вкрапленной, прожилковой штокверкового типа, а также слагает единичные жилы кварцевого и сульфидно-кварцевого состава. Генетически золоторудная минерализация связана с дорудными среднетемпературными углекислыми 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 Гарданского месторождения происходило в течение трёх стадий минералообразования. В продуктивных минеральных ассоциациях в серпентинитах и метасоматитах, образовавшихся за счёт основных пород рифея – раннего кембрия, наблюдаются кобальтин, зигенит и глаукоdot, не характерные для

гидротермальных месторождений золота, что обусловлено составом рудовмещающей среды.

В процессах рудоотложения продуктивных минеральных ассоциаций на Тарданском месторождении участвовали среднетемпературные (380—270°C, 360—275°C) и более низкотемпературные (255—150°C) 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 о том, что минералообразование первой продуктивной стадии происходило при температурах 380—270 °C из растворов с соленостью от 8.5 до 10.2 мас. % NaCl-экв. Парагенезис пирита, пирротина, халькопирита и арсенопирита с самородным золотом предполагает fS_2 от $10^{-14.3}$ до $10^{-7.6}$ при 300°C [Barton and Skinner, 1979; Afifi et al., 1988a,b].

Минералообразование второй продуктивной стадии происходило при температурах 360—275 °C из растворов с соленостью от 8 до 12.9 мас. % NaCl-экв. Парагенезис теллуридов и сульфидов с сульфотеллуридами висмута контролировался параметрами среды вблизи поля стабильности пирротина при фугитивности теллура (fTe_2) от 10^{-11} до $10^{-10.2}$, fS_2 — $10^{-11.3}$ — $10^{-6.7}$ при 300 °C. Соответственно, fTe_2 находилась ниже предела устойчивости калаверита, но в пределах поля стабильности теллуровисмутита и гессита. Обрастание вольтинскита теллуровисмутитом, вероятно, свидетельствует о возрастании fS_2 .

Отложение минеральных ассоциаций третьей продуктивной стадии происходило при температурах 255—150 °C 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 , т.к. экспериментально установлено [Пальянова и др., 2012], что осаждение Ag_2S происходит при отношении $Ag: Au > 10$. Рудоотложение поздней продуктивной стадии происходило при вариациях fS_2 , о чем свидетельствует замещение раннего пирротина марказитом и пиритом, а на заключительной стадии минералы отлагались при очень низкой fS_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 свидетельствуют об изменении окислительно-восстановительного потенциала рудоносных растворов третьей продуктивной стадии при вариациях fS_2 от $10^{-17.8}$ до $10^{-10.7}$ и fTe_2 — 10^{-17} — $10^{-11.4}$ при 200°C [Barton and Skinner, 1979; Afifi et al., 1988].

Таким образом, отложение продуктивных минеральных ассоциаций Тарданского месторождения происходило при понижении температур от ранних стадий к поздним. Повышенные концентрации солей (до 13 мас. %) и присутствие хлоридов Mg во флюиде косвенно свидетельствуют об участии 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 связано с гранитоидами раннетаннуольского комплекса (O_{1tn}), т.к. 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 продуктивным стадиям месторождения Барсучий Тарданского рудного узла. 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, твёрдые растворы минералов ряда теллуrowисмутит-теллурантимон, золото (Ag от 6.73 до 21.92 мас. %), сфалерит, калаверит, ± петцит ± гессит ± галенит ± Co-содержащий арсенопирит (Co до 4 мас. %) ± кобальтин) продуктивные стадии месторождения Барсучий, как и на Тардане, развиты в метасоматитах лиственит-березитового ряда, а также в скарнах и кварцевых диоритах, которые осложнены тектоническими нарушениями и вторичными изменениями. По термобарогеохимическим данным, первая продуктивная стадия месторождения Барсучий отлагалась при температурах 360—280 °C из хлоридных Na-K-растворов с солёностью 1.7—10.5 мас. % NaCl-экв., содержащих углекислоту и метан; вторая продуктивная стадия — при температурах 334—240 °C из растворов с хлоридами Mg, Na и K и солёностью 5–8.8 мас. % NaCl-экв. В процессе минералообразования происходило снижение температуры рудоносного флюида от ранних стадий к поздним. Значение $\delta^{34}\text{S}$ пирита месторождения Барсучий попадает в узкий интервал от -4.3 до +1.4 ‰ (среднее -1.4 ‰), что указывает на магматический (мантийный) источник серы (0 ± 3 ‰) [Ohmoto, 1986], и незначительное отклонение $\delta^{34}\text{S}$ в сторону отрицательных значений позволяет предполагать частичное заимствование коровой серы.

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 $\text{Cu}_3\text{Ag}_2\text{Pb}_3\text{Bi}_7\text{S}_{16}$, пирротин, висмутин и самородный висмут, золото (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 (O_1tn) [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 ($P \sim 0.73—0.98$ кбар; $\sim 2.1—3.0$ км) при температурах 280—120 °C из растворов состава NaCl-KCl-H₂O и MgCl₂-H₂O с солёностью 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 продуктивной ассоциацией ~ 70 % Au, и с третьей ~ 5 % Au. На месторождении Барсучий проявлены только ранние продуктивные ассоциации (первая и вторая), а на рудопроявлении Тардан-2 — только третья продуктивная ассоциация. 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 мас. %, 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, теллуровисмутит, 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 ± Vi-теллурантимон ± самородный висмут).

По минералого-геохимическим особенностям объекты Тарданского рудного узла близки месторождениям золото-висмутового геохимического типа [Гамянин и др., 1998; Гамянин и др., 2003; Горячев, Гамянин, 2006], которые, согласно зарубежной классификации [Lang, Baker, 2001], отвечают к классу месторождений, 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 Лево-Дыбинское, 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., 2016]. 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 fO_2 — fS_2 [Гамянин и др., 2017; Vikent'eva et al., 2018].

ВЫВОДЫ

Таким образом, отложение самородного золота Тарданского гидротермального месторождения происходило в течение трёх стадий минералообразования и по составу продуктивных минеральных ассоциаций данный объект отвечает золото-сульфидному типу с теллуридами и сульфотеллуридами Bi и Ag. Для поздних стадий характерна Bi-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 солёностью 6.1—12.9 мас.% экв. NaCl на фоне снижения температур 380—150°C, при вариациях fO_2 , fS_2 , fSe_2 и fTe_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 углекислыми метасоматитами листовенит-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. Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (№ 17-45-170970 p_a) и проектом НИР ИГМ СО РАН 0330-2016-0002.

ЛИТЕРАТУРА

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.

Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика, 1996, т. 37, № 1, с. 63—81.

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 термобарогеохимии при поисках и изучении рудных месторождений. Ред.: Лаверов Н.П. 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.

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

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. Минералогическо-геохимические особенности и РТХ-условия формирования золото-сульфидно-кварцевого рудопоявления Тардан-2 (Северо-Восточная Тува) // Геология, магматизм и металлогения Центра Азии. 2018: Рудно-магматические системы Сангилены (щелочные интрузивы, карбонатиты): Мат. I Всерос. полевого конф. с междунар. участием. Кызыл, ТувИКОПР СО РАН, 2018, с. 72—76.

Лавров О. Б., Кулешевич Л. В. Золоторудная минерализация Койкарской структуры, Центральная Карелия // Труды Карельского научного центра РАН, 2012, № 3, с. 87—99.

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.

Прудников С.Г., Прудникова Т.Н. Копто-Байсютский горно-металлургический район древней Тувы // Успехи современного естествознания, 2015, № 12, с. 164—168.

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

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.

Реддер Э. Флюидные включения в минералах. М.: Мир, 1978, т. 1, 360 с.

Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А. и др. Каахемский полихронный гранитоидный батолит (Восточная Тува): состав, возрасты, источники и геодинамическая позиция // Литосфера, 2006, № 2, с. 30—42.

Руднев С.Н., Серов П.А., Киселёва 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: Мат. 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, посвящённой 80-летию Кольского НЦ РАН (26—29 сентября 2010, Апатиты). Апатиты: Изд-во К&М, 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.

Ярмлюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Геодинамика формирования каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. РАН, 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. *Economic Geology*, 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. *Economic Geology*, 1988b, v. 83. p. 395—404.

Barton P.B., Skinner B.J. Sulfide mineral stabilities // *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits* / Ed. by H.L. Barnes. – New York: John Wiley 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, 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 // *Mineralium Deposita*, 2001, v. 36, p. 477—489.

Massone H.J., Schreyer W.S. Phengite geobarometry based on the limiting assemblage Kfeldsparphlogopite and quartz // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1987, v. 96, № 2, p. 212—224.

Ohmoto H. Stable isotope geochemistry of ore deposits // *Review Mineralogy*, 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.

ПОДПИСИ К РИСУНКАМ

Рис. 1. Схема геологического строения Тарданского золоторудного узла (по данным [Руднев и др., 2006, 2015; Прудников, Прудникова, 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 ($S_{1-2}dr$); 4 — песчаники, туфопесчаники, туфогравелиты, алевролиты, конгломераты, кристаллические сланцы, амфибол-хлоритовые сланцы и известняки тапсинской свиты (E_1tp); 5 — базальтовые, андезитовые порфириты с прослоями известняков верхней подсвиты туматтайгинской свиты ($R-E_1tm_2$); 6—9 — раннетаннуольский диорит-тоналит-плагиогранитный комплекс (O_1tn): 6 — гранит-порфиры порфиры ($\gamma\tau$); 7 — плагиограниты ($\rho\gamma$); 8 — нерасчлененные плагиограниты ($\rho\gamma$) и тоналиты ($\gamma\delta$); 9 — диориты (δ), кварцевые диориты ($q\delta$); 10 — габброиды мажалькского перидотит-пироксенит-габброноритового комплекса (v,uO_1m); 11 — серпентиниты, перидотиты, пироксениты и связанные с ними габброиды и диориты офиолитового акдовракского комплекса ($\sigma V-E_1ak$); 12 — скарны; 13 — точки минерализации (а) и рудопроявления золота (б); 14 — месторождения золота; 15 — региональные (а) и локальные (б) разломы; 16 — зоны дробления; 17 — границы геологические: установленные (а), предполагаемые (б).

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

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

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.

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

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

Рис. 5. Выделения золота (Au), борнита (Bn), халькопирита (Ccp), виттихенита (Witt), тетрадимита (Tdm), Se-содержащего тетрадимита (Se-tdm), вольтскита (Vln), теллуриовисмутита (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.

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 (Acp) и кварца (Qz) поздней золото-сульфидно-кварцевой стадии с гранатом (Grt) и хризоколлой (Ccl).

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

Рис. 9. Частота встречаемости пробностей самородного золота первой (а), второй (б) и третьей (в) продуктивных стадий Тарданского месторождения.

Таблица 1. Схема последовательности минералообразования месторождения Тардан

Этапы	Гидротермальный золото-сульфидно-кварцевый						Гипергенный
	Стадии	1	2	3	4	5	
Кварц	■	■	■	■	■	■	
Кальцит	■	■	■	■			
Доломит	—						
Сидерит	—					■	
Анкерит	■					■	
Серицит	■						
Фуксит	■						
Пирит	■	■	■	■			
Хлорит	■						■
Альбит	■						
Пирротин		■					
Арсенопирит		■			■		
Халькопирит			■	■			
Борнит			■	■			
Галенит			■	■			
Se-галенит				■			
Сфалерит			■	■			
Витихенит			■				
Вольнскит			■				
Теллуровисмутит			■				
Тетрадимит			■				
Se-тетрадимит			■				
Золото		■	■	■			
Электрум				■			
Hg-электрум					■		
Гессит			■	■			
Акантит				■			
Теннантит				■			
Висмутин				■			
Самородный Bi				■			
Цумоит				■			
Пильзенит				■			
Матильдит				■			
Кобальтин							
Зигенит				■			
Глаукодот				■			
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.

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

Анализ	Bi	Te	Cu	S	Se	Sb	Сумма	Формула
вторая продуктивная стадия								
1	41.87	—	38.23	19.55	—	—	99.65	$\text{Cu}_{2.98}\text{Bi}_{1.00}\text{S}_{3.02}$
2	40.91	—	39.09	19.71	—	—	99.71	$\text{Cu}_{3.02}\text{Bi}_{0.96}\text{S}_{3.02}$
3	41.14	—	38.54	19.52	—	—	99.20	$(\text{Cu}_{3.01}\text{Bi}_{0.97}\text{S}_{3.02})$
4	40.67	—	39.02	19.52	—	—	99.21	$\text{Cu}_{3.03}\text{Bi}_{0.96}\text{S}_{3.01}$
5	41.89	—	38.40	19.51	—	—	99.80	$\text{Cu}_{2.99}\text{Bi}_{0.99}\text{S}_{3.02}$
6	57.17	36.14	—	3.14	3.02	—	99.47	$\text{Bi}_{1.97}\text{Te}_{2.04}(\text{S}_{0.71}\text{Se}_{0.28})_{0.99}$
7	56.59	35.49	—	2.62	4.41	—	99.11	$\text{Bi}_{1.97}\text{Te}_{2.03}(\text{S}_{0.59}\text{Se}_{0.41})_{1.00}$
8	58.67	36.5	—	3.54	1.25	—	99.96	$\text{Bi}_{2.03}\text{Te}_{2.06}(\text{S}_{0.80}\text{Se}_{0.11})_{0.91}$
9	58.10	35.59	—	3.21	3.05	—	99.95	$\text{Bi}_{2.00}\text{Te}_{2.00}(\text{S}_{0.72}\text{Se}_{0.28})_{1.00}$
10	58.44	35.48	—	3.56	2.12	—	99.60	$\text{Bi}_{2.01}\text{Te}_{2.00}(\text{S}_{0.80}\text{Se}_{0.19})_{0.99}$
11	58.60	35.48	—	3.77	1.73	—	99.58	$\text{Bi}_{2.01}\text{Te}_{1.99}(\text{S}_{0.84}\text{Se}_{0.16})_{1.00}$
12	56.72	38.49	—	2.62	1.86	—	99.69	$\text{Bi}_{2.00}(\text{Te}_{2.22}\text{S}_{0.60}\text{Se}_{0.18})_{3.00}$
13	51.47	47.56	—	—	—	—	99.03	$\text{Bi}_{1.99}\text{Te}_{3.01}$
14	51.89	47.56	—	—	—	—	99.45	$\text{Bi}_{2.00}\text{Te}_{3.00}$
15	52.14	47.25	—	—	—	—	99.39	$\text{Bi}_{2.01}\text{Te}_{2.99}$
16	52.38	46.90	—	—	—	0.32	99.60	$(\text{Bi}_{2.02}\text{Sb}_{0.02})_{2.04}\text{Te}_{2.96}$
17	52.05	46.89	—	—	—	0.36	99.30	$(\text{Bi}_{2.01}\text{Sb}_{0.02})_{2.03}\text{Te}_{2.97}$
18	52.12	47.58	—	—	—	—	99.70	$\text{Bi}_{2.00}\text{Te}_{3.00}$
19	52.42	47.56	—	—	—	—	99.98	$\text{Bi}_{2.01}\text{Te}_{2.99}$
третья продуктивная стадия								
20	62.51	37.39	—	—	—	—	99.90	$\text{Bi}_{1.01}\text{Te}_{0.99}$
21	63.06	36.74	—	—	—	—	99.80	$\text{Bi}_{1.02}\text{Te}_{0.98}$
22	62.47	37.13	—	—	—	—	99.60	$\text{Bi}_{1.01}\text{Te}_{0.99}$
23	63.14	36.64	—	—	—	—	99.78	$\text{Bi}_{1.03}\text{Te}_{0.97}$
24	63.03	36.91	—	—	—	—	99.94	$\text{Bi}_{1.02}\text{Te}_{0.98}$
25	62.11	37.84	—	—	—	—	99.95	$\text{Bi}_{1.00}\text{Te}_{1.00}$
26	54.74	28.92	—	16.41	—	—	100.7	$\text{Ag}_{1.03}\text{Bi}_{1.01}\text{S}_{1.96}$
27	68.51	31.42	—	—	—	—	99.93	$\text{Bi}_{4.00}\text{Te}_{3.00}$

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 — теллурувисмутит, 20—25 — цумоит, 26 — матильдит, 27 — пильзенит. Прочерк — ниже предела обнаружения.

Таблица 3. Химический состав вольтинскита, гессита и акантита (мас. %)

Анализа	Ag	Bi	Te	S	Сумма	Формула
вторая продуктивная стадия						
1	18.89	36.28	44.29	—	99.46	$\text{Ag}_{1.01}\text{Bi}_{1.00}\text{Te}_{1.99}$
2	19.42	35.32	44.80	—	99.54	$\text{Ag}_{1.03}\text{Bi}_{0.97}\text{Te}_{2.00}$
3	61.75	—	38.25	—	99.99	$\text{Ag}_{1.97}\text{Te}_{1.03}$
4	62.40	—	37.57	—	99.97	$\text{Ag}_{1.99}\text{Te}_{1.01}$
третья продуктивная стадия						
5	62.67	—	37.05	—	99.42	$\text{Ag}_{2.00}\text{Te}_{1.00}$
6	62.36	—	36.87	—	99.23	$\text{Ag}_{2.00}\text{Te}_{1.00}$
7	62.76	—	36.81	—	99.57	$\text{Ag}_{2.01}\text{Te}_{0.99}$
8	61.98	—	37.32	—	99.30	$\text{Ag}_{1.98}\text{Te}_{1.01}$
9	86.92	—	—	12.91	99.83	$\text{Ag}_{2.00}\text{S}_{1.00}$
10	87.54	—	—	12.30	99.84	$\text{Ag}_{2.04}\text{S}_{0.96}$

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

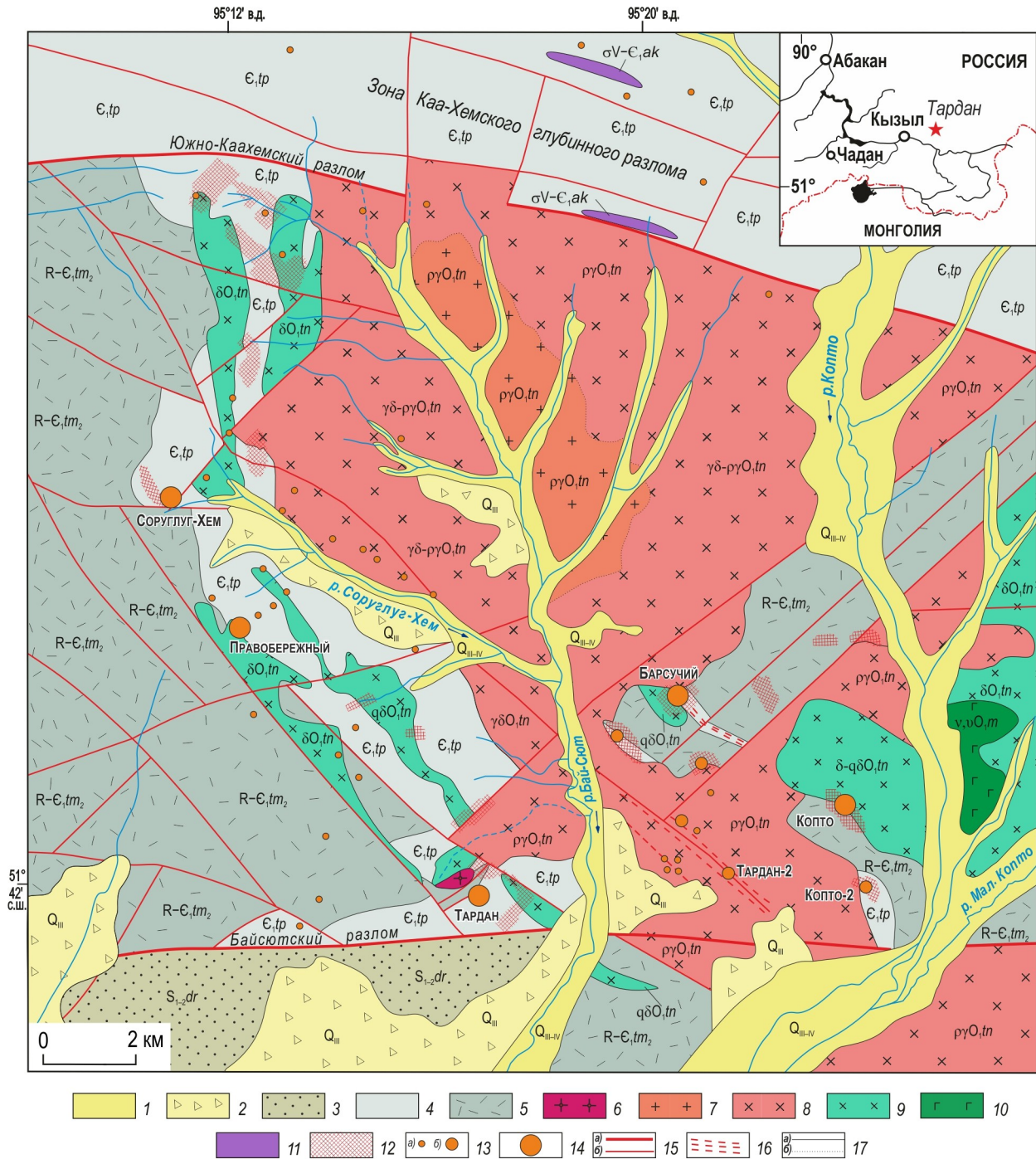


Рис. 1

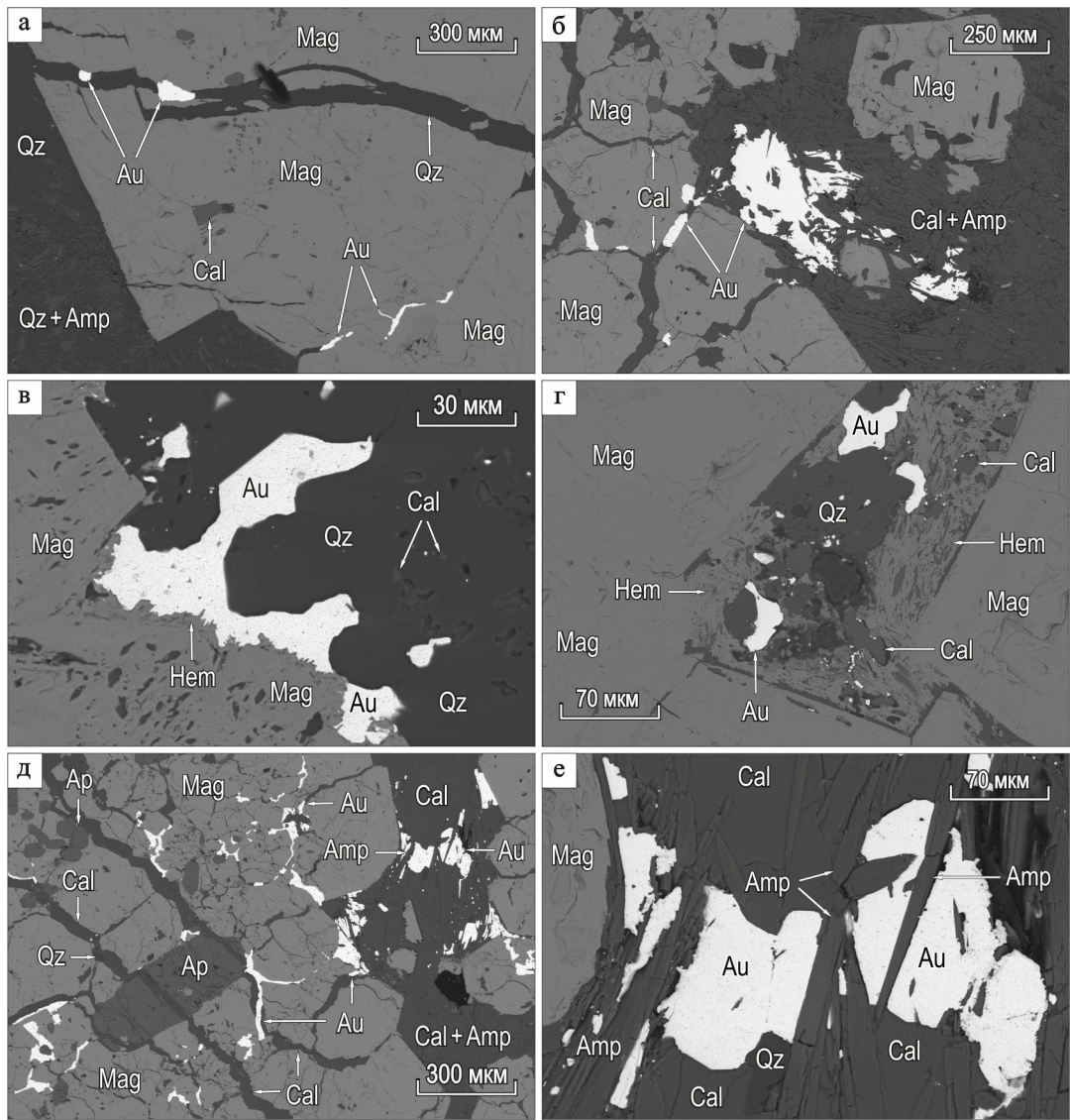


Рис. 2

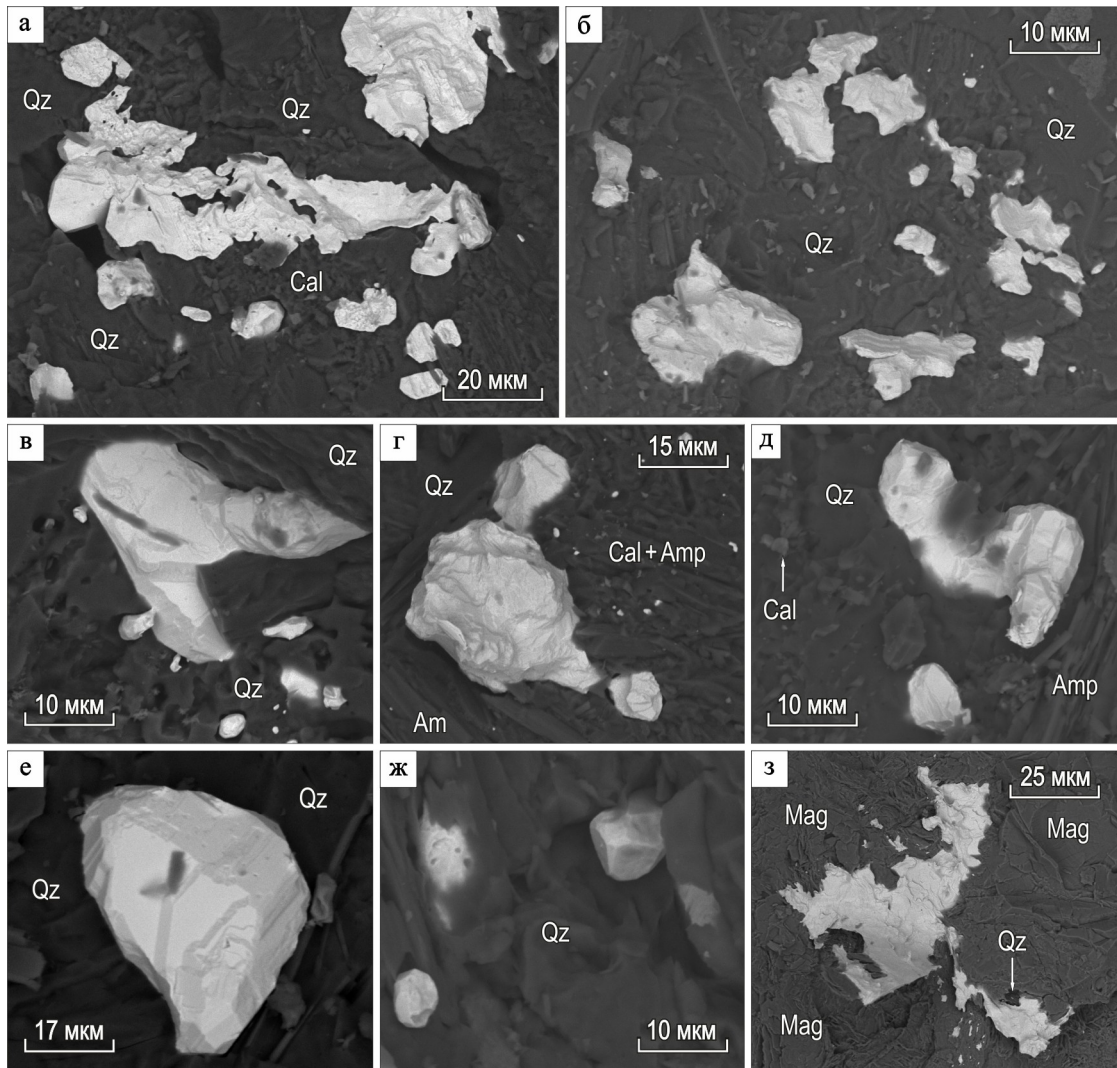


Рис. 3

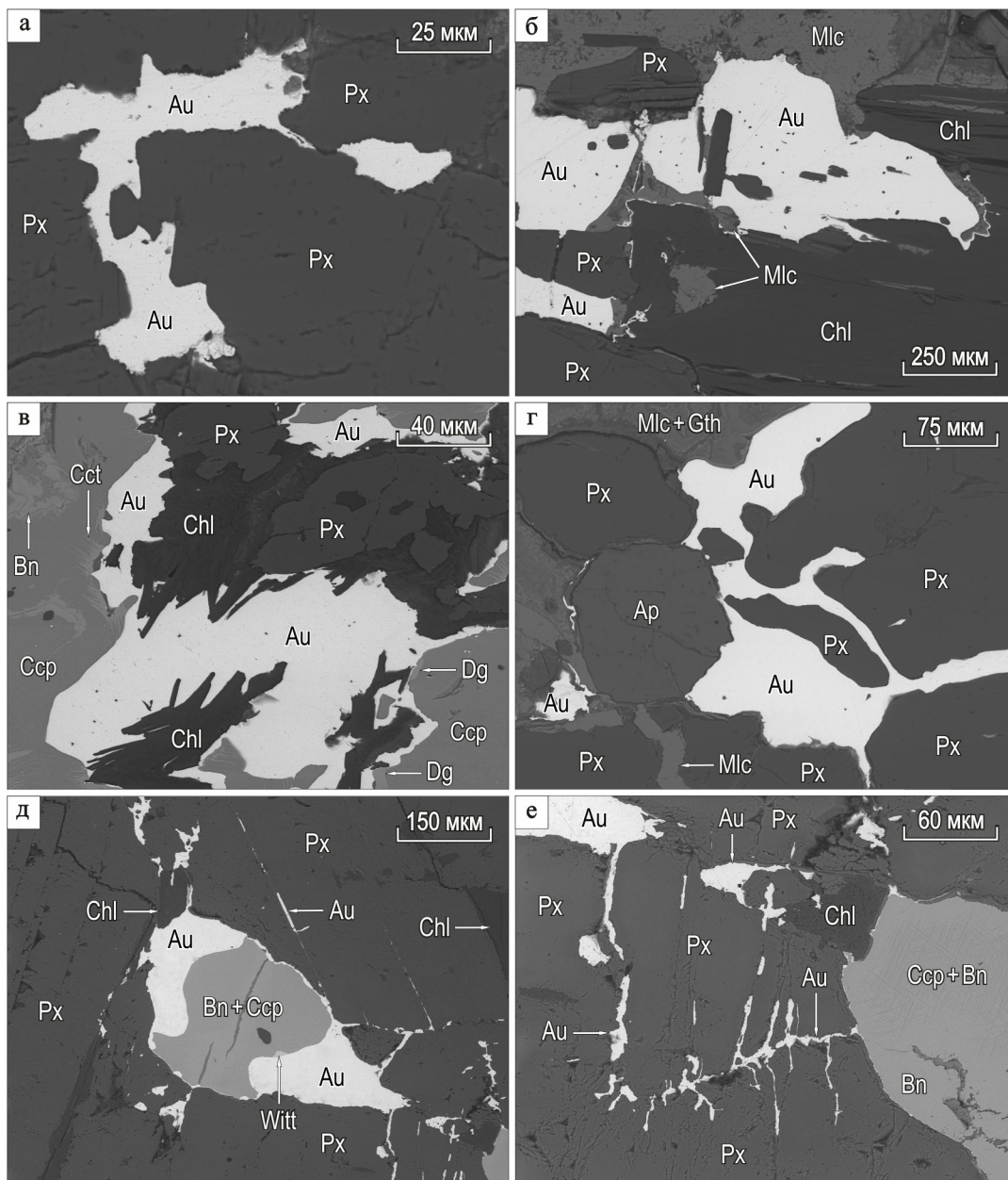


Рис. 4

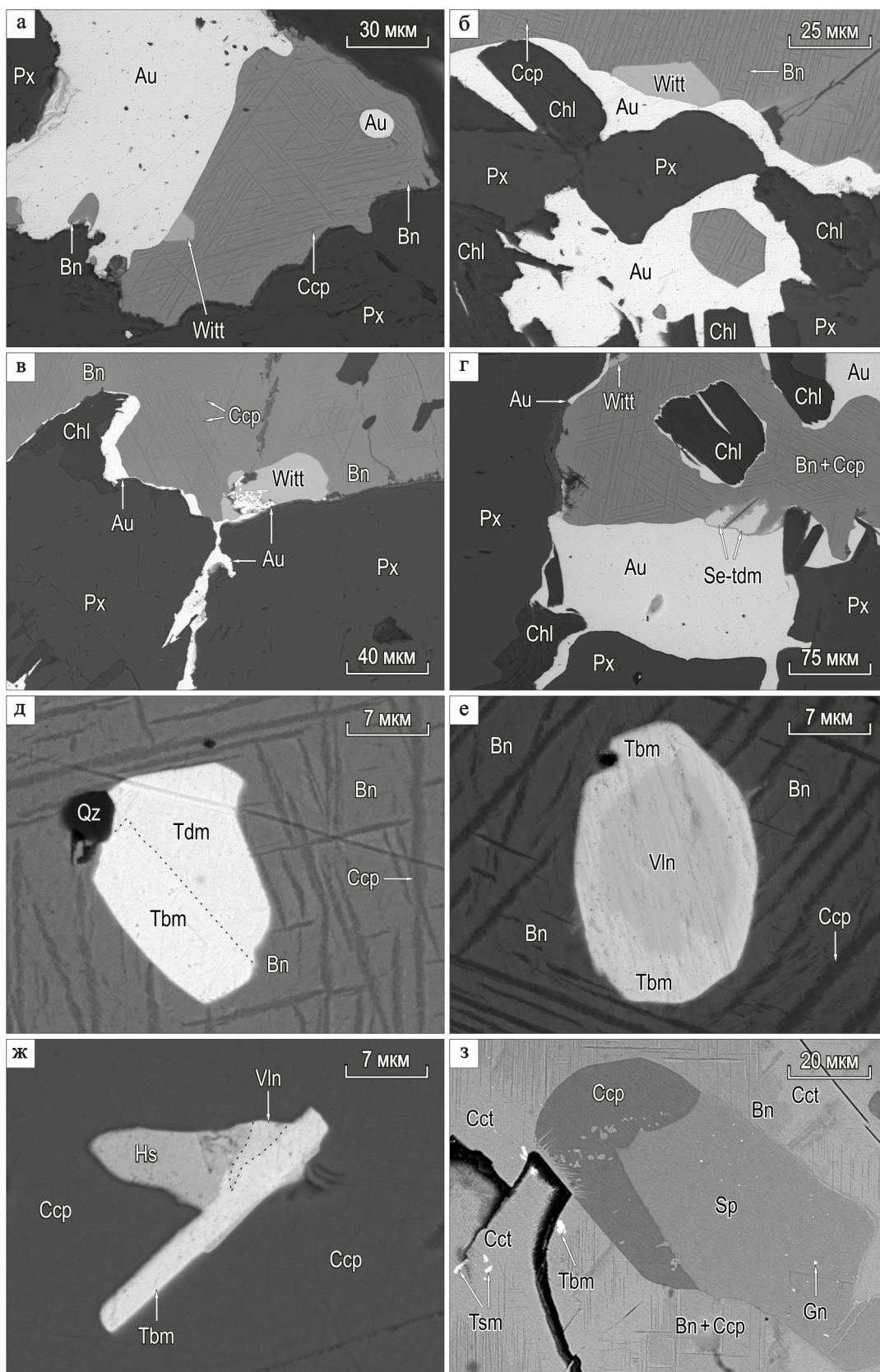


Рис. 5

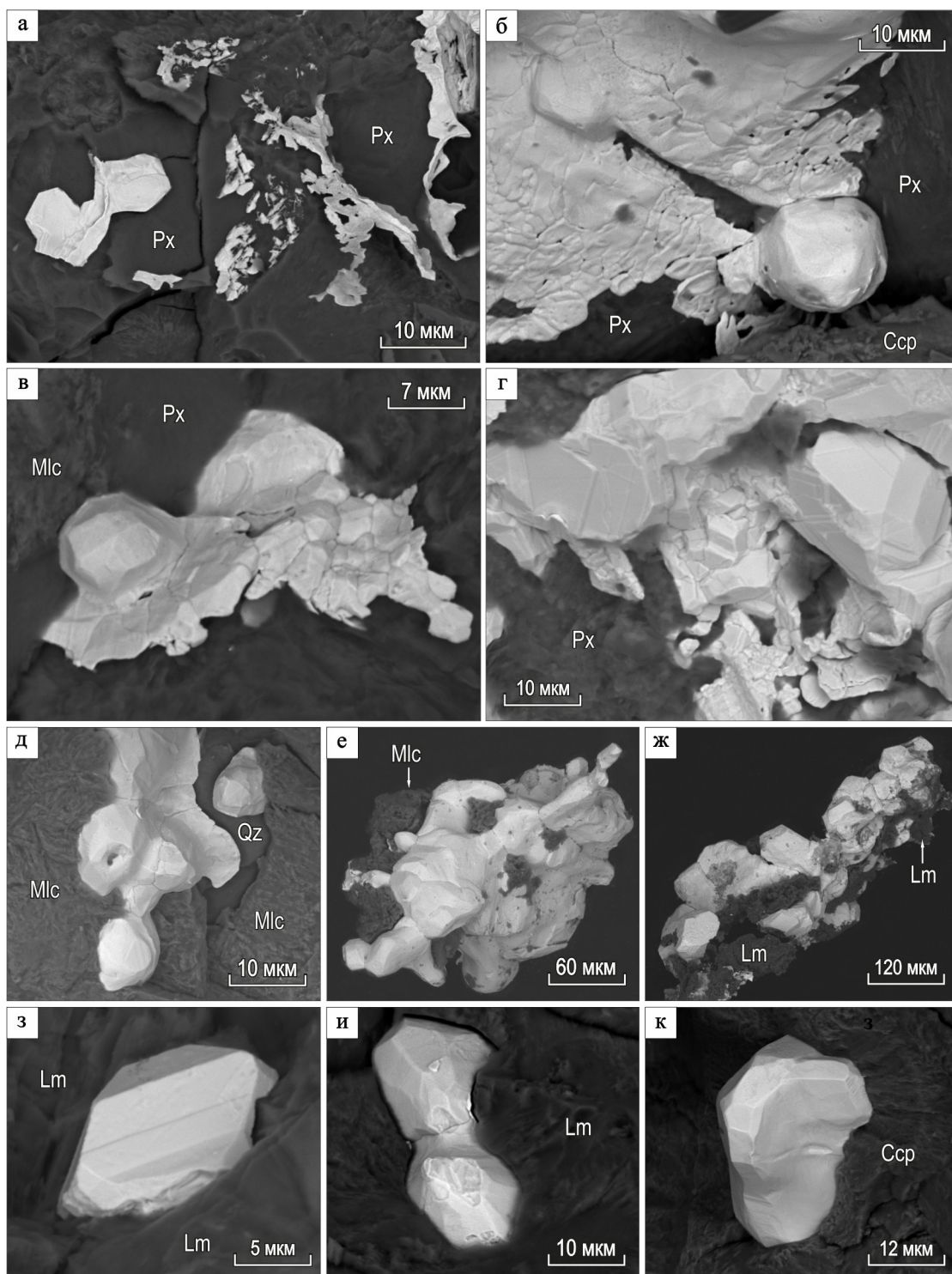


Рис. 6

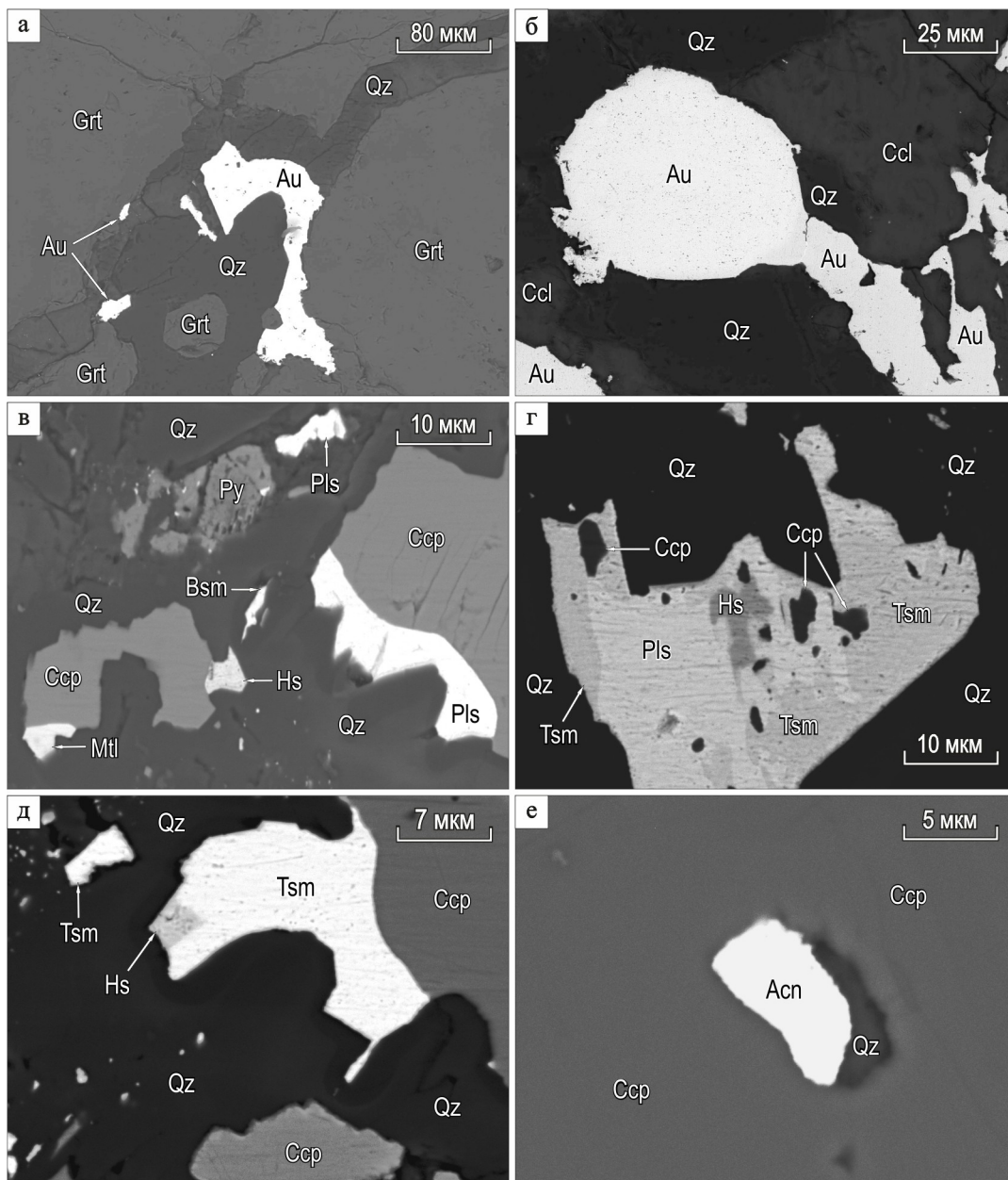


Рис. 7

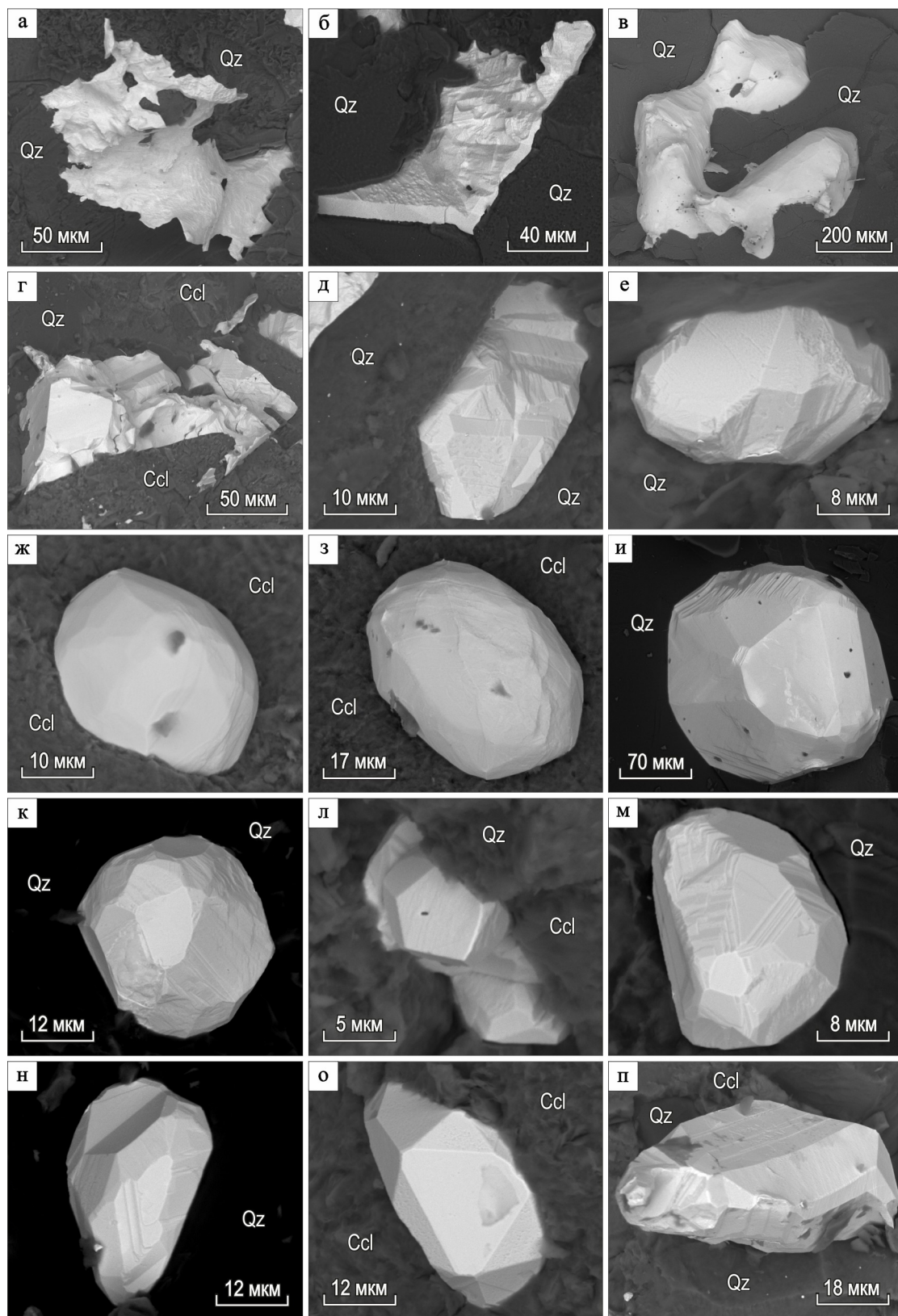


Рис. 8

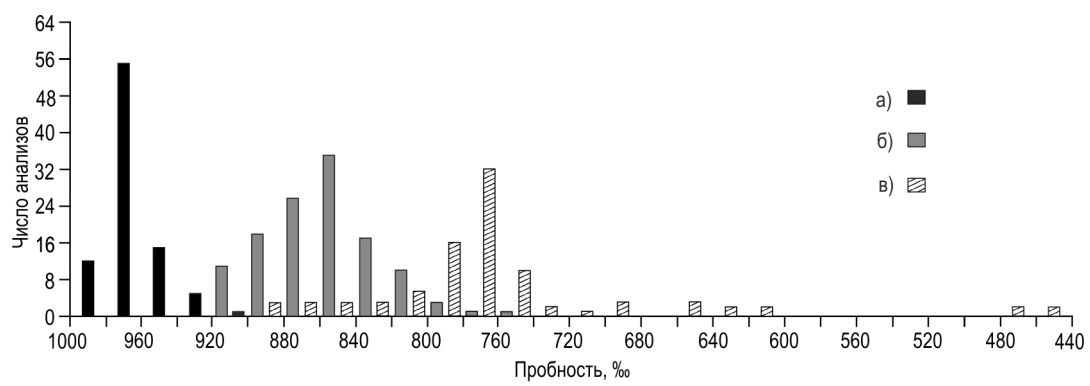


Рис. 9