

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СООТНОШЕНИИ СКАРНОВОЙ И ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ НА ТАРДАНСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ (Северо-Восточная Тува)

И.В. Гаськов

Институт геологии и минералогии СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия

Золоторудная минерализация на Тарданском месторождении имеет различное пространственное положение и связана с разнотипными гидротермально-метасоматическими образованиями, среди которых главными являются: скарново-магнетитовые тела; метасоматиты минерализованных зон дробления и метасоматиты аргиллизитовой формации. Формирование золотого оруденения имеет длительный многостадийный характер и связано с многоактным проявлением магматизма таннуольского комплекса. Образование золоторудной минерализации происходило в достаточно широком интервале температур (400—150 °С), что определило многообразие минеральных ассоциаций ее проявления. Золоторудная минерализация, ассоциирующая с магнетитовыми телами, имеет пространственную корреляцию с магнезиальными и известковыми скарнами, ее формирование связано с плаггиогранитами и габбро-диоритами таннуольского комплекса, внедрившегося в позднеордовикское время. Золотое оруденение, проявленное в зонах дробления и вдоль швов разломов в средне- и низкотемпературных гидротермально-метасоматических породах (пропилиты, березиты, серпентиниты и аргиллизиты), имеет постскарновое образование и сформировалось с некоторым временным отрывом в связи с внедрением гранитных дайковых тел. Сравнительный анализ различных типов золоторудной минерализации показывает, что наряду с изменением минеральных ассоциаций золотого оруденения в процессе рудообразования отмечается также некоторое различие по геохимии самого золота и руд в целом. В самородном золоте от ранних его образований к поздним наблюдается снижение пробности и соответственно увеличение содержания элементов-примесей, а также изменение их состава. На раннем более высокотемпературном этапе в золоте в больших количествах содержится медь (до 17%), а с уменьшением температуры увеличивается серебро и ртуть.

Золоторудная минерализация, месторождение, руда, метасоматиты, магматический комплекс.

NEW DATA ON THE CORRELATION OF SKARN AND GOLD MINERALIZATION AT THE TARDANSKOE DEPOSIT (northeastern Tuva)

I.V. Gas'kov

Gold mineralization of the Tardan deposit is of different spatial occurrences and is related to different hydrothermal-metasomatic formations, the main ones being skarn-magnetite bodies, metasomatites of mineralized crush zones, and metasomatites of argillizitic-rock association. The formation of gold mineralization was a multistage process related to the repeated magmatism of the Tannu-Ola complex. It took place in a wide temperature range (400–150°C), which determined the diversity of produced mineral assemblages. The gold mineralization associated with magnetite bodies shows a spatial correlation with magnesian and calcareous skarns and is localized in plagiogranites and gabbro-diorites of the Tannu-Ola complex intruded in the Late Ordovician. Gold mineralization that occurs in crush zones and along the fault sutures in moderate- and low-temperature hydrothermal-metasomatic rocks (propylites, beresites, serpentinites, and argillizites) formed somewhat later than skarns as a result of the intrusion of granite dike bodies. Comparative analysis of different types of gold mineralization showed both a change of mineral assemblages of the gold mineralization during the ore formation and some geochemical difference between gold and gold-bearing ores. In passing from early to late occurrences of native gold, its fineness decreases, the contents of admixtures correspondingly increase, and the gold composition changes. Gold of high-temperature rocks is rich in Cu (up to 17%), and gold of low-temperatures rocks has higher contents of Ag and Hg.

Gold mineralization, deposit, ore, metasomatites, igneous complex

ВВЕДЕНИЕ

Тарданское золоторудное месторождение в Северо-Восточной Туве известно с начала 1960-х годов и является одним из наиболее значимых золоторудных объектов на этой территории. Ранние исследователи [Хазагаров и др., 1966; Кудрявцева, 1969; Вахрушев, 1972; Коробейников, Мацюшевский, 1976; Коробейников и др., 1997; Коробейников, 1999] данное месторождение относили к скарново-золоторудной формации, а формирование золотого оруденения связывали с процессом скарнообразования. Однако поисково-разведочные работы, проводимые на месторождении в последние годы, и наши исследования показали более сложную картину его формирования [Гаськов и др., 2006]. На месторождении

наряду с золоторудной минерализацией, пространственно связанной с продуктами скарнового процесса, выделяются постскарновые минерализованные зоны дробления с повышенной золотоносностью. Они сложены низко- и среднетемпературными гидротермально-измененными породами и имеют достаточно широкое развитие. В связи с этим настоящая работа ставит своей целью на основании детального минералого-геохимического исследования разных типов золоторудной минерализации и определения возрастных характеристик рудной минерализации и магматических образований, развитых в пределах Тарданского рудного поля, уточнить связь оруденения с магматизмом, показать особенности развития рудного процесса на Тарданском месторождении и обосновать его стадийность. Полученные данные о развитии процесса золотого рудообразования на Тарданском месторождении и уточнение его связи с каким-либо типом магматизма позволят в дальнейшем более достоверно оценить перспективы Тарданского рудного узла и Северо-Восточной Тувы в целом.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ТАРДАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Тарданское золоторудное месторождение приурочено к зоне Каа-Хемского глубинного разлома и локализуется в его оперяющей структуре в краевой части Каа-Хемского полихронного батолита (рис. 1) [Геология..., 1996, Коробейников и др., 1987; Коробейников, Зотов, 2006]. Вмещающими породами являются вулканогенно-карбонатные отложения нижнего кембрия, представленные в нижней части отложениями тумматайгинской свиты (E_1tm), сложенными кварцевыми порфирами, диабазовыми порфи-

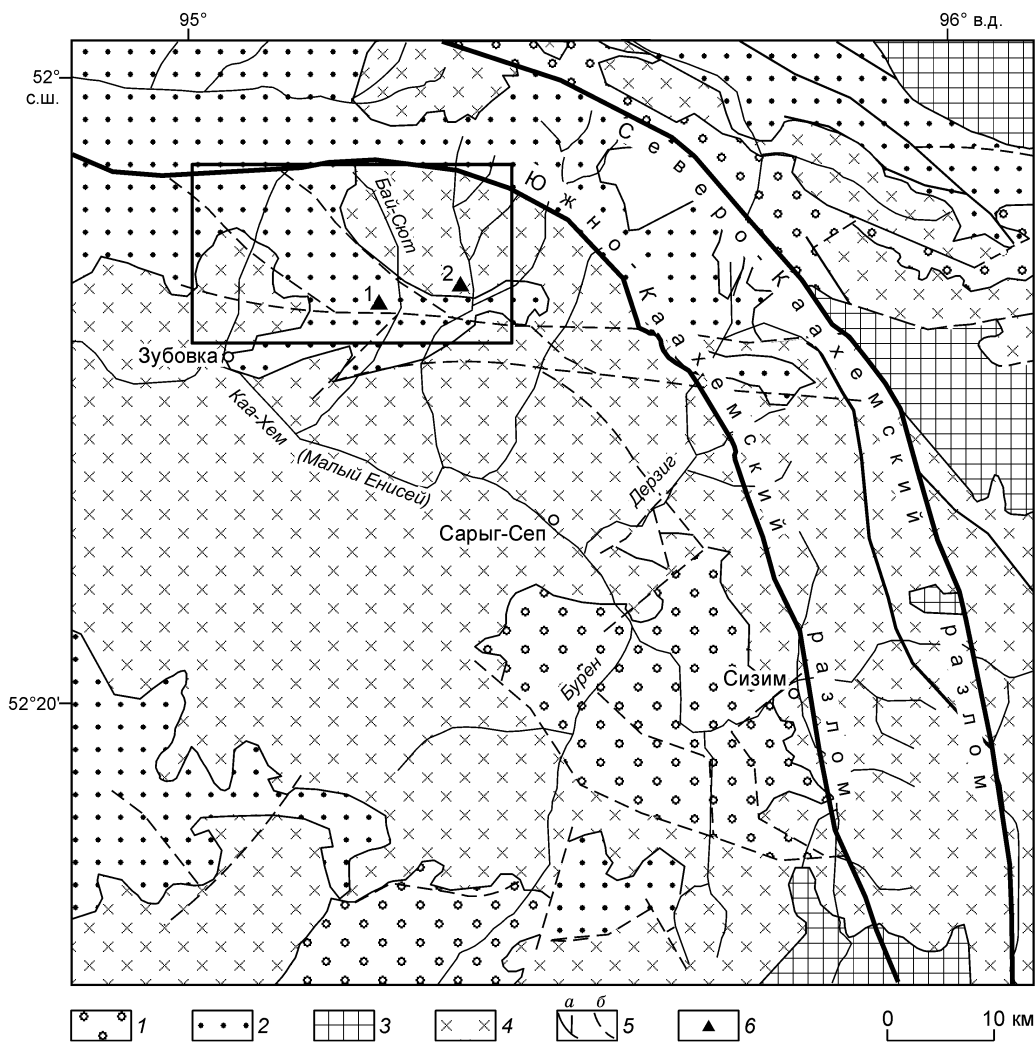


Рис. 1. Положение золоторудных месторождений в геологических структурах Восточной Тувы.

1, 2 — осадочно-вулканогенные отложения: 1 — D-C, 2 — C-S; 3 — вулканогенно-терригенно-карбонатные отложения Тувино-Монгольского массива, V-C; 4 — интрузивные породы Каа-Хемского батолита; тектонические нарушения: а — Каа-Хемской зоны глубинных разломов, б — Таннуольско-Ондумской зоны; б — золоторудные месторождения: 1 — Тарданское, 2 — Коптинское.

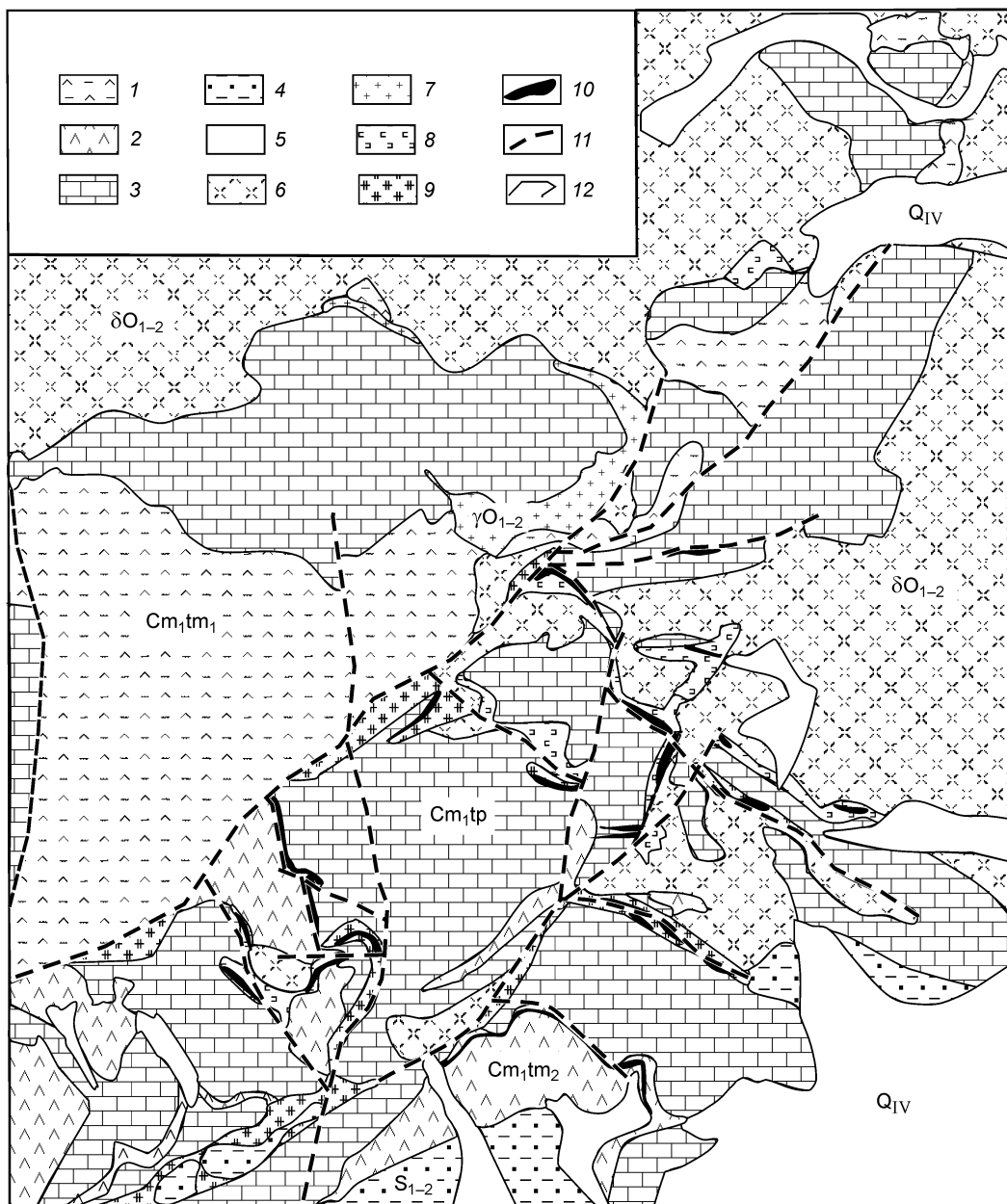


Рис. 2. Схема геологического строения Тарданского золоторудного месторождения. Составлена по материалам Кильчицакова К.М. и Копыловой Л.В. с использованием новых собственных данных.

1—4 — нижнепалеозойские отложения: 1 — андезитовые порфириды и туфы с прослоями алевролитов и песчаников нижней части туматтайгинской свиты (Cm_1tm_1); 2 — кварцевые порфиры с прослоями андезитовых порфиридов и известняков верхней части туматтайгинской свиты (Cm_1tm_2); 3 — известняки и известковистые сланцы тапсинской свиты (Cm_1tp); 4 — конгломераты и песчаники нижнего и среднего отдела силура (S_{1-2}); 5 — четвертичные отложения (Q_{IV}); 6, 7 — изверженные породы таннуольского комплекса нижнепалеозойского возраста ($\gamma\delta O_{1-2}$): 6 — габбро-диорит-плаггиогранитная формация, 7 — малые тела гранит-порфиридов и кварцевых диоритов; 8 — известковые и магнезиальные скарны; 9 — гидротермально-метасоматические породы минерализованных зон дробления; 10 — золоторудные тела; 11 — тектонические зоны; 12 — геологические границы.

ритами и туфами с прослоями доломитов, и выше — тапсинской свитой (C_1tp), состоящей в основном из карбонатных отложений с прослоями кислых эффузивов (рис. 2). Породы смяты в антиклинальные складки субширотного простирания и разбиты разрывными нарушениями северо-восточного, северо-западного и субмеридионального простирания.

Магматические образования Каа-Хемского батолита, относимые ранее [Рудные формации..., 1981] к таннуольскому комплексу нижнепалеозойского возраста (E_3), представлены в пределах рудного поля Копто-Байсютским массивом, в составе которого развиты породы габбро-диорит-плаггиогранитной фор-

мации и небольшие тела (штоки, дайки) гранит-порфиров и кварцевых диоритов. Полученные в последние годы данные по абсолютному возрасту различных составляющих Каа-Хемского полихронного батолита с помощью U-Pb метода по цирконам и Ar-Ar изотопного метода [Руднев и др., 2004] показали широкий возрастной диапазон формирования магматических пород Каа-Хемского батолита. В составе выделенного ранее таннуольского комплекса эти авторы выделяют четыре новых разновозрастных комплекса: байсютский плагиигранитный (535.7 ± 3.7 млн лет); зубовский монцогранодиоритовый (512.4 ± 2.1 млн лет); мажалькский расслоенных основных пород (484.2 ± 2.3 млн лет) и таннуольский гранитоидный (451 ± 5.7 млн лет).

В экзоконтактовой части Копто-Байсютского габбро-диорит-плагиигранитного массива сформировались магнезиальные и известковые скарны, детально описанные во многих работах А.Ф. Коробейникова [Коробейников, Мацюшевский, 1976; Коробейников и др., 1997; Коробейников, 1999]. Наибольшая мощность скарновых тел (до 50 м) образуется в зонах контактов с интенсивным развитием зон разрывов и тектонических трещин. Магнезиальные скарны образуют маломощные неправильной формы тела, сложенные в основном магнезийсодержащими минералами — форстерит, фассаит, шпинель, паргасит, флогопит и реже мелилит, периклаз и некоторые другие. Известковые скарны слагают крупные тела протяженностью до нескольких сот метров и мощностью до первых десятков метров. Состав этих пород непостоянен и включает следующий основной набор минералов: пироксен, гранат, эпидот, волластонит и скаполит. Также в пространственной близости со скарновыми телами обоих типов развиты послескарновые метасоматиты, которые часто накладываются на более высокотемпературные минеральные ассоциации скарнов, преобразуя их. Главными минералами таких образований являются актинолит, тремолит, эпидот, серпентин, хлорит, тальк, кварц, карбонат, магнетит, гематит и др. [Коробейников, Зотов, 2006].

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ТАРДАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Анализ современных данных, полученных в последние годы при поисково-разведочных работах на Тарданском месторождении, показывает, что золоторудная минерализация на этом месторождении представлена разными типами, которые имеют различное пространственное положение и разный минеральный состав. В целом их можно выделить в два типа минерализации: золоторудная минерализация, связанная со скарново-магнетитовыми образованиями, и золоторудная минерализация в метасоматитах линейных зон дробления. Эти два типа золоторудной минерализации слагают промышленные золотосодержащие руды Тарданского месторождения. Они характеризуются своими специфическими минералого-геохимическими особенностями и имеют различное образование. Остановимся на их характеристике более подробно.

Золоторудная минерализация, связанная со скарново-магнетитовыми рудами, имеет достаточно широкое распространение на месторождении и достаточно подробно описана в работах многих исследователей [Кудрявцева, 1969; Коробейников, Мацюшевский, 1976; Коробейников и др., 1987; Коробейников, Зотов, 2006]. Магнетитовые руды слагают небольшие линзовидные тела в пределах магнезиальных и известковых скарнов. Выделяются массивные и прожилково-вкрапленные текстурные разновидности магнетитовых руд, которые часто имеют обособленное развитие. Массивные руды образуют небольшие линзообразные залежи в основном в приконтактовой части плагиигранитного массива и приурочены к скарновым телам, а вкрапленные руды в большей части приурочены к зонам гидротермально-метасоматического изменения преимущественно серпентинитового и серпентин-хлоритового составов. Иногда незначительная вкрапленность магнетита развивается в гидротермально измененных туфах, роговиках и кальцифирах.

По составу магнетитовые руды представлены в основном магнетитом, в подчиненном количестве присутствуют гематит и ряд сульфидных минералов. Мощность рудных тел изменяется от десятков сантиметров до первых десятков метров. Золото имеет пространственную связь с распространением сульфидной минерализации, а его содержания — прямую корреляцию с количеством сульфидных минералов. Золото-сульфидная минерализация развивается в катаклазированных участках магнетитовых руд, в микротрещинах и межзерновом пространстве магнетита (рис. 3). Она имеет крайне неравномерное распределение и представлена мелкими гнездами, жилками и рассеянной вкрапленностью пирита, халькопирита, борнита и в меньшей мере сфалерита, пирротина, арсенопирита. Общее количество сульфидов составляет первые проценты (1—3 %), а главными из них являются пирит и халькопирит. Содержание золота в рудах этого типа в среднем составляет около 7 г/т, и лишь в отдельных участках его величины достигают нескольких десятков грамм на тонну. Золото образует мелкие и тонкие (0.3—0.01 мм) самородные выделения. Это преимущественно высокопробное золото (820—990 ‰) с содержанием примеси серебра (до 13.6 %) и меди (до 5.07 %) (рис. 4, а).

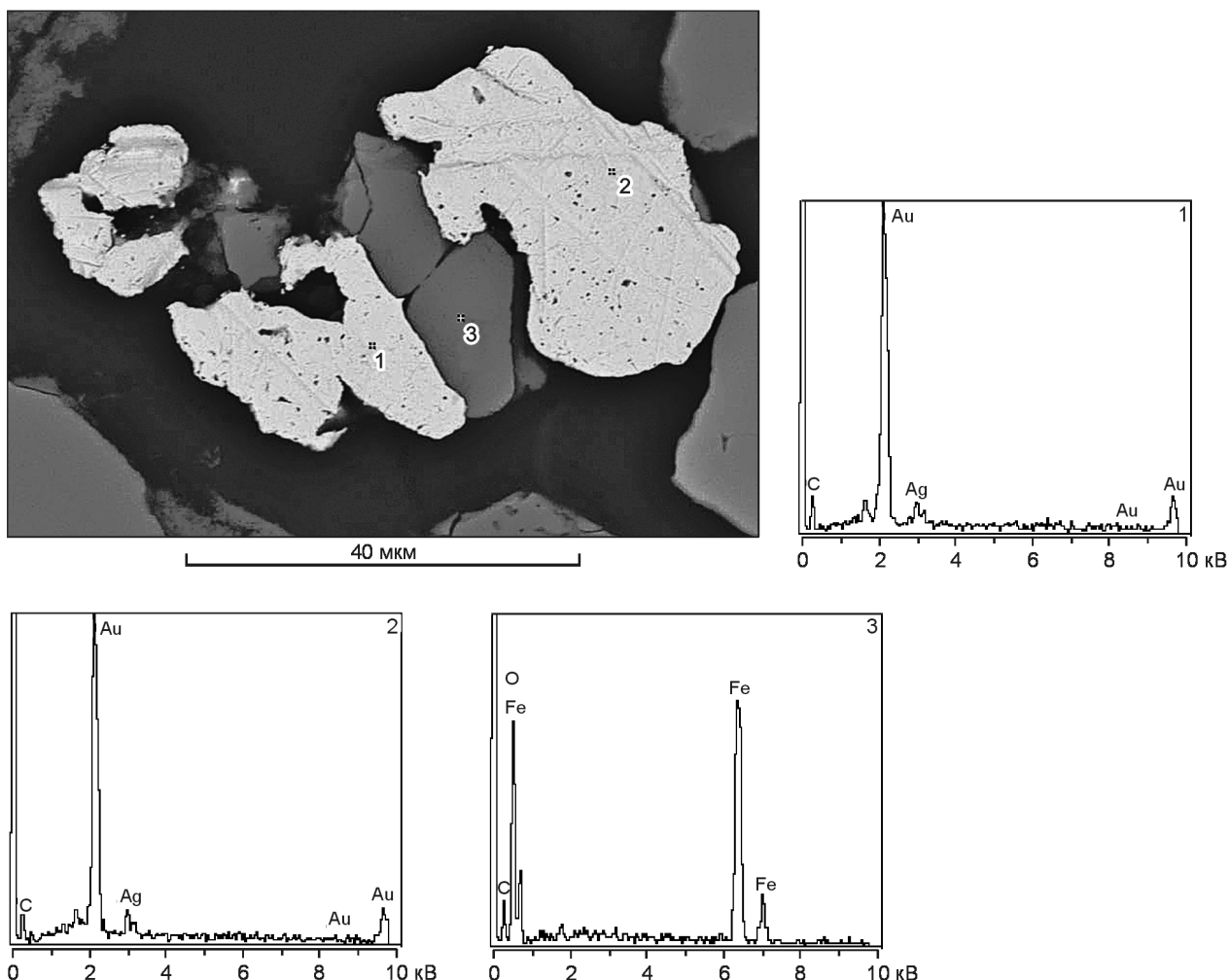


Рис. 3. Выделения золота (1, 2) в межзерновом пространстве и по трещинам в магнетите (3).

На графиках показаны составы зерен 1—3 по данным электронного сканирующего микроскопа.

Золоторудная минерализация зон дробления, как показывает анализ современных данных, имеет широкое распространение и может быть отнесена к промышленному типу золотого оруденения на Тарданском месторождении. Эти минерализованные зоны приурочены к крутопадающим линейным тектоническим структурам северо-западного, субмеридионального и реже северо-восточного простирания (см. рис. 2), которые развиваются по самым разным породам, включая вулканогенно-осадочные, магматические и скарновые. Протяженность таких зон достигает нескольких сот метров при ширине в первые десятки метров и глубиной более 100 м. Они сложены средне- и низкотемпературными гидротермально-метасоматическими образованиями, которые образуются по исходным породам самого разного типа и состава — вулканогенным и карбонатным отложениям, магматическим образованиям (габбро, диориты, граниты), магнезиальным и известковым скарнам и т.д. Петрографический состав этих зон невыдержан и зависит в большей части от состава исходных пород, подверженных преобразованию. Так, по основным породам развиваются преимущественно метасоматические породы эпидот-альбит-хлорит-карбонатного и эпидот-актинолит-хлорит-карбонатного составов, близкие по составу пропилизитированным породам. При развитии метасоматитов по магнезиальным скарнам шпинель-фассаит-форстеритового состава образуется магнетит-эпидот-талък-серпентиновая ассоциация, близкая по составу апоскарновым метасоматическим образованиям. Кроме того, по магнезиальным скарнам, основным и ультраосновным породам также развиваются хлорит-, серпентинсодержащие метасоматиты, а по серпентинизированным апоскарновым породам — листвениты, включающие минеральные ассоциации карбонат-серпентин-хлоритового и карбонат-талък-хлорит-магнетитового состава с золото-сульфидной минерализацией.

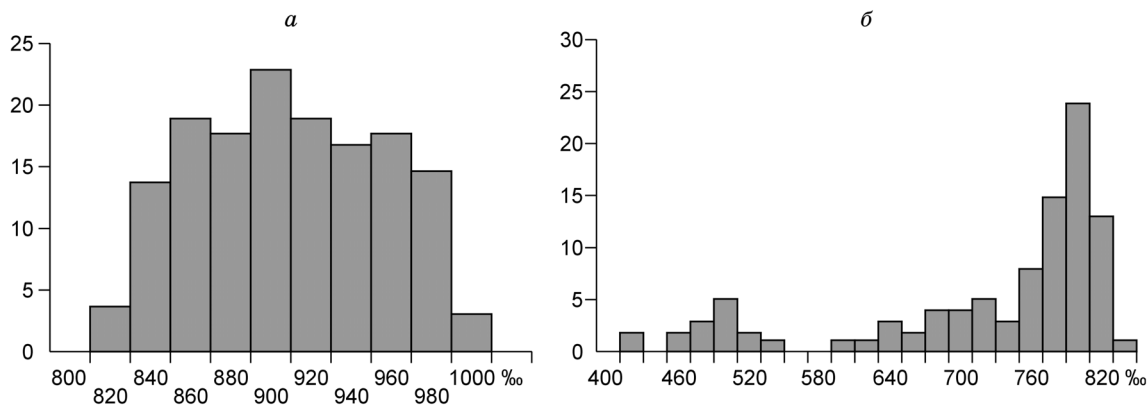


Рис. 4. Вариации пробности золота в золотосодержащих рудах скарново-магнетитовых тел (а) и минерализованных зон дробления (б) Тарданского месторождения.

По кислым породам (граниты, гранодиориты, плагиограниты) образуются серицит-кварцевые метасоматиты, а также березитоподобные породы, состоящие из кварца, серицита, хлорита, карбоната и пирита. Для этих пород характерна микрогранобластовая структура и прожилково-вкрапленная текстура, обусловленная наличием вкраплений и прожилков карбоната, рудных минералов и кварца.

Преобразование карбонатных пород в зонах дробления сопровождается их перекристаллизацией с образованием мраморов, частичным окварцеванием и интенсивным развитием кварц-карбонатных прожилков. Практически с каждым типом гидротермально-метасоматических пород тесно ассоциируют рудные минералы. Хотя общий объем их не превышает 3—5 %, однако, они имеют чрезвычайно разнообразный состав и крайне неравномерное развитие. Наряду с традиционными для медно-скарновых месторождений сульфидными минералами — халькопирит, пирит, борнит, халькозин, дигенит, сфалерит, галенит в минерализованных зонах месторождения широко развиты разные теллуриды — гессит (Ag_2Te), теллурувисмутит (Bi_2Te_3), тетрадимит ($\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$), а также низкотемпературные сульфиды и сульфоарсениды кобальта и никеля (табл. 1). Состав последних невыдержан и представлен часто разными промежуточными фазами непрерывных минеральных рядов, например, аллоклазит (CoAsS)—арсенопирит (FeAsS) или зигенит (CoNi_2S_4)—виоларит (FeNi_2S_4).

Золото в минерализованных зонах дробления имеет неравномерное распределение и образует обогащенные участки в виде линз, гнезд мощностью до 15 м и протяженностью до 120 м. Средние содержания золота на разных участках изменяются от 3 до 10 г/т, а в отдельных пробах достигают 80 г/т. Выделяется золото преимущественно в самородном виде, образуя мелкие и тонкие (0.01—0.5 мм) вкрапления, приуроченные к микротрещинам в породе, а также в виде включений в пирите, халькопирите и борните. Наибольшие концентрации тонкодисперсного золота установлены в халькопирите (табл. 2). Пробность золота изменяется в широком диапазоне от 440 до 820 ‰ (см. рис. 4, б). Наиболее низкопробные выделения золота близки по составу электруму и характеризуются наряду с высоким содержанием серебра (до 54.78 %) повышенной примесью ртути (до 3.65 %).

На фланговых участках минерализованных зон дробления иногда отмечается золоторудная минерализация, связанная с низкотемпературными метасоматитами хлорит-каолинит-карбонат-гидрослюдистого состава. На гидротермальное образование этих пород указывает развитие в ней тонких вкраплений свежего (неокисленного) пирита в ассоциации с прожилками низкотемпературного халцедоновидного кварца, кальцита и галлуазита. Наличие в составе этих метасоматитов каолинита подтверждено рентгенофазовым анализом в Аналитическом центре ИГМ СО РАН. Золото в этих образованиях имеет невысокое содержание (около 1 г/т), неравномерное распределение и образует мелкие и тонкие выделения размером менее 0.1 мм. Это золото отличается низкой пробностью, не превышающей 600 ‰. Главными примесями в нем являются серебро, содержание которого изменяется от 20 до 66 %, и ртуть с содержанием до 5.47 %, что характерно для низкотемпературных Au—Hg месторождений [Борисенко и др., 2006].

Как видим, представленные разновидности золота на Тарданском месторождении имеют обособленное пространственное положение, отличаются составом минеральных парагенезисов и характерной для каждой разновидности пробностью, которая определяется различными содержаниями примесей Ag, Cu, Hg. Золото выделяется преимущественно в самородном виде. По составу различают высокопробное золото с небольшими содержаниями Ag (до 20 %), Cu, Hg; электрум с содержанием Ag (30—56 %); медистое золото с содержанием Cu (2—5.07 %) золото с повышенным содержанием Hg (0.1—5.47 %).

Сравнительный анализ различных типов золоторудной минерализации показывает, что наряду с изменением минеральных ассоциаций золотого оруденения в процессе рудообразования отмечается также

Таблица 1. Химический состав редких рудных минералов, развитых в минерализованных зонах дробления Тарданского месторождения (мас.%)

Минерал	Fe	Cu	Co	Ni	Ag	Bi	As	Sb	Te	S	Se
Кобальтин (CoFe)AsS	11.16	6.96	26.25	0.45	—	—	30.27	0.54	—	23.76	—
Глаукодол (Co,Fe)AsS (3 пробы)	11.71 – 13.91 11.55	13.19 – 18.12 16.74	14.22 – 18.07 16.19	2.48 – 4.53 3.54	—	—	17.82 – 24.42 21.34	1.01 – 2.96 2.09	—	25.54 – 26.10 25.78	—
Зигенит (CoNi ₂ S ₄)– Виоларит (FeNi ₂ S ₄) (4 пробы)	7.58 – 10.21 8.92	3.78 – 7.46 4.80	21.56 – 22.41 21.95	18.28 – 23.32 21.39	—	—	—	0.03 – 0.07 0.04	—	39.16 – 40.37 39.97	—
Гессит Ag ₂ Te (3 пробы)	0.17 – 0.28 0.22	0.03 – 0.05 0.04	—	—	60.69 – 62.36 61.53	—	—	0.21 – 0.24 0.23	33.09 – 36.87 35.35	0.01 – 0.12 0.05	0.06 – 0.08 0.07
Теллуриовисмутит Bi ₂ Te ₃ (6 проб)	0.03 – 0.56 0.34	0.06 – 1.10 0.71	—	—	0.00 – 0.02 0.01	51.11 – 52.85 51.45	—	0.28 – 0.36 0.31	45.80 – 46.43 46.21	0.00 – 0.02 0.01	0.40 – 0.80 0.57
Тетрадимит Bi ₂ Te ₂ S (4 пробы)	0.14 – 1.18 0.65	0.06 – 0.29 0.16	—	—	0.00 – 0.04 0.03	56.96 – 58.48 57.68	—	0.20 – 0.26 0.24	31.21 – 35.41 34.16	2.97 – 3.76 3.35	1.22 – 2.99 2.01

Примечание. Здесь и в табл. 2, 3: анализы выполнены в Аналитическом центре ИГМ СО РАН на микроанализаторе Camebax-Micro. Значения над чертой — пределы вариаций содержания элементов в минерале; под чертой — средние содержания. Значения, выделенные жирным шрифтом, — главные компоненты минеральных групп. Прочерк — не обнаружено.

некоторое различие по геохимии самого золота и руд в целом. В самородном золоте от ранних его образований к поздним наблюдается снижение пробности и соответственно увеличение содержания элементов-примесей, а также изменение их состава. На раннем более высокотемпературном этапе в золоте в больших количествах содержится медь (до 5.07%), а с уменьшением температуры увеличивается серебро и ртуть. Повышенные содержания меди обусловлены медной спецификой скарнового процесса рудообразования. В этих условиях, как подметил Ю.Г. Щербаков [1967, 1974], при более высоких температурах в золоте концентрируются элементы с более высокой ионной плотностью (в данном случае Cu), а при меньших температурах серебро и ртуть, обладающее меньшей ионной плотностью, чем Au. Однако механизм формирования золота различной пробности и с содержанием разных элементов-примесей достаточно сложен и зависит не только от температуры, но и от состава гидротермальных растворов (хлоридный, сульфидный), их кислотности—щелочности, соотношения концентраций сульфидной и сульфатной серы, окислительно-восстановительного потенциала и др. [Boyle, 1979; Gammons, Williams-Jones, 1995]. Кроме того, состав золота определяется различной устойчивостью хлоридных и гидросульфидных комплексов золота и серебра при разных температурах [Колонин, Пальянова, 2000]. Также увеличение содержания Hg в поздней стадии обусловлено устойчивостью растворимых форм ртути и золота в низкотемпературных гидротермальных растворах с последующим их совместным выпадением с образованием амальгам, характерных для Au-Hg низкотемпературных месторождений [Гущина и др., 1993].

Геохимическая характеристика золотосодержащих руд в целом, формирующихся на различных стадиях рудного процесса, также показывает их некоторую специфику. В ранних рудах, сложенных более высокотемпературными минеральными ассоциациями, отмечается более широкий спектр элементов-примесей, имеющих повышенные содержания. К таким элементам здесь наряду с Au и Ag относятся Cu, Zn, Co, Ni. С понижением температур формирования руд спектр элементов-примесей изменяется, и в рудах минерализованных зон дробления главными элементами-примесями являются As, Pb, а в низкотемпературных хлорит-каолинит-карбонат-гидрослюдистых метасоматитах — Ba, Tl (табл. 3).

Таблица 2. Содержание золота и серебра (г/т) в пиритах и халькопиритах Тарданского месторождения

№ образца	Пирит		№ образца	Халькопирит	
	Au	Ag		Au	Ag
ТРД-10/1	3.6	1.1	РТ-26	25	38.2
ТРД-10/6	0.52	1.3	ТРД-4/2	263	22.6
ТРД-10/7	6.8	3.2	ТРД-10/3	1366	189.2
ТРД-7/3	13.4	2.8	ТРД-11/2	132	38.5

Таблица 3. Содержания элементов-примесей в золотоносных рудах Тарданского месторождения (г/т)

Тип золотоносной руды	Au	Ag	Cu	Zn	Pb	Mo	As	Co	Ni	Ba	Tl
Золотосодержащая руда в скарново-магнетитовых телах (30 проб)	$\frac{0.01 - 55}{7}$	$\frac{0 - 80}{5}$	$\frac{0.2 - 1002}{407}$	$\frac{1 - 500}{38}$	$\frac{0.2 - 0.4}{0.3}$	$\frac{0.03 - 15}{0.4}$	$\frac{0 - 5}{2}$	$\frac{0.2 - 15}{3.4}$	$\frac{0.1 - 20}{2.5}$	$\frac{5 - 1000}{38}$	$\frac{0.05 - 0.2}{0.09}$
Золотосодержащая руда в минерализованных зонах дробления (16 проб)	$\frac{0.01 - 17}{3}$	$\frac{0.1 - 15}{2.7}$	$\frac{1 - 1002}{285}$	$\frac{1 - 150}{14}$	$\frac{0.2 - 3}{1}$	$\frac{0.03 - 0.5}{0.1}$	$\frac{2 - 50}{6}$	$\frac{0.3 - 5}{1.4}$	$\frac{0.2 - 2}{0.8}$	$\frac{5 - 200}{25}$	$\frac{0.05 - 0.15}{0.08}$
Золотосодержащая руда в ассоциации с халцедоновидным кварцем (4 пробы)	$\frac{0.15 - 2}{0.8}$	$\frac{0.1 - 6}{2}$	$\frac{3 - 1001}{253}$	$\frac{5 - 15}{10}$	$\frac{0.3 - 0.6}{0.5}$	$\frac{0.03 - 0.2}{0.08}$	$\frac{2 - 5}{3}$	$\frac{1 - 4}{2}$	$\frac{0.2 - 2}{1}$	$\frac{10 - 600}{160}$	$\frac{0.05 - 0.25}{0.1}$

ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ТАРДАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Полученные результаты исследований, в том числе данные возрастных датировок по Тарданскому месторождению, а также анализ литературных данных по магматизму и металлогении Северо-Восточной Тувы показывают, что формирование золоторудной минерализации на этом месторождении происходило в более длительный период, чем представлялось ранее. Промышленные запасы золотого оруденения являются результатом совмещения продуктов многоэтапного образования в различных геологических и физико-химических условиях.

Проведенное нами возрастное датирование золотоносных руд с помощью Ag-Ag метода по серицитам в золотосодержащих кварцевых выделениях в березитах минерализованных зон дробления ($481 \pm \pm 6.1$ млн лет) имеет близкое значение величинам, полученным по биотитам плагиогранитов Копто-Байсютского массива (485.7 ± 4.4 млн лет) и биотитам гранитных даек тел (484.2 ± 4.3 млн лет), развитых в пределах рудного поля. Все это свидетельствует о связи оруденения с формированием гранитоидного магматизма, проявленного в виде Копто-Байсютского массива и его дайковых тел (рис. 5).

На первом этапе, в связи с внедрением ордовикских интрузий габро-диорит-плагиогранитного комплекса (Копто-Байсютский массив), на контакте диоритов и карбонатных пород тапсинской свиты сформировались магнезиальные и известковые скарны. На раннем этапе взаимодействия магматических пород (магмы) и карбонатных отложений образовались магнезиальные скарны, представленные форстерит-шпинель-фассаитовым минеральным парагенезисом. Известковые скарны, сложенные известково-железистыми минералами — пироксен, гранат, эпидот, волластонит, скаполит, формировались при реакционном взаимодействии (в присутствии гидротермальных растворов) интрузивных и известковых пород при температурах, оцененных с помощью амфибол-клинопироксенового геотермометра в $450\text{—}670$ °C [Перчук, 1970]. Формирование скарнов на Тарданском месторождении отвечает классической схеме их образования, описанной В.А. Жариковым [1985]. С понижением температуры скарного процесса формировались магнетитовые руды, которые находятся в тесной пространственной связи со скарновыми телами. Температуры их образования, по данным А.Ф. Коробейникова [Коробейников, Мацюшевский, 1976; Коробейников, 1999], составляли $430\text{—}550$ °C. На заключительной стадии этого процесса, в связи с развитием постмагматической гидротермальной деятельности, формировались апоскарновые метасоматические породы разного состава, и происходило отложение сульфидов (пирит, халькопирит, пирротин, борнит) и золота повышенной пробности ($820\text{—}990$ ‰). Минерализация отлагалась в зонах трещиноватости магнетитовых и реже скарновых тел и апоскарновых метасоматитов. Прямая корреляция содержания золота и сульфидов (особенно халькопирита), а также захват включений золота сульфидами свидетельствуют о близком либо одновременном их формировании. На этом этапе отлагалось достаточно высокопробное золото с повышенной примесью меди.

Второй этап рудообразования на Тарданском месторождении проявился со значительным отрывом от первого (около 4 млн лет), о чем свидетельствуют данные взаимоотношений этого типа оруденения со

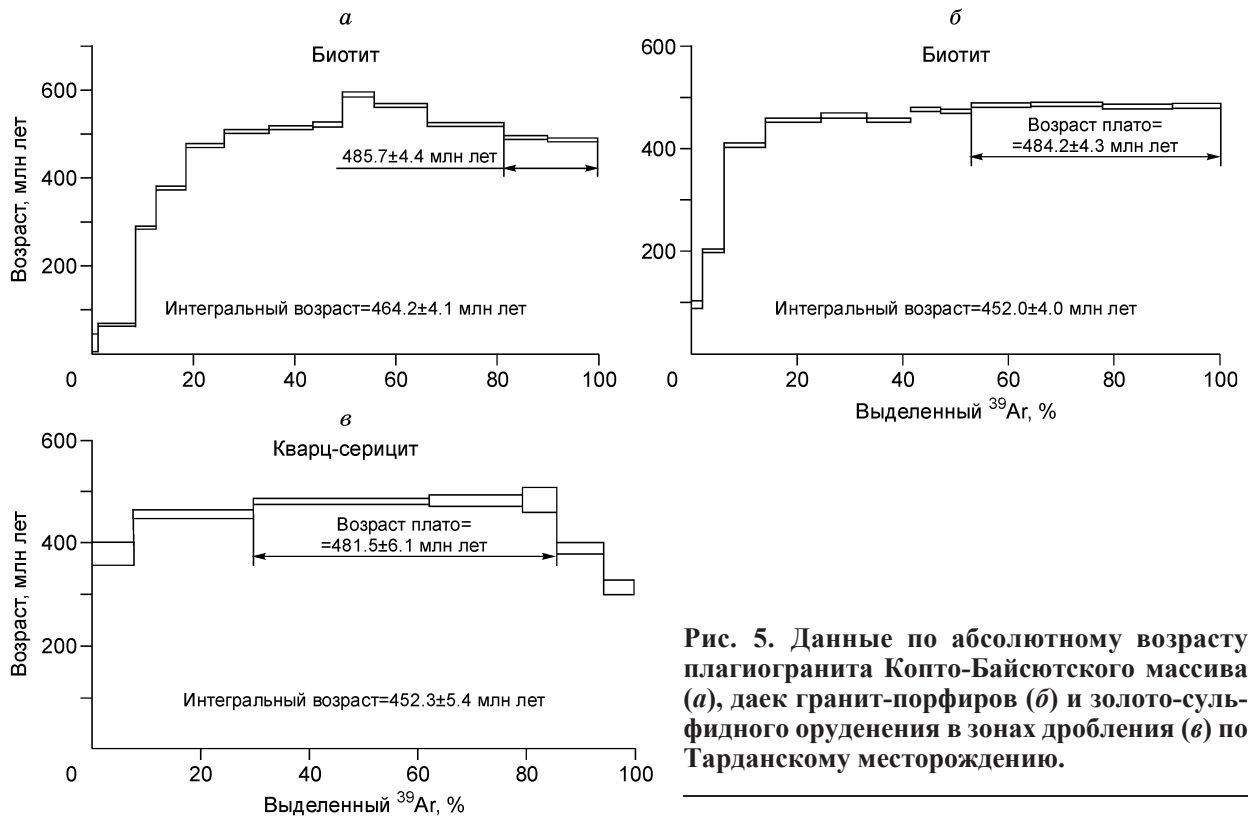


Рис. 5. Данные по абсолютному возрасту плагиогранита Копто-Байсютского массива (а), даек гранит-порфиров (б) и золото-сульфидного оруденения в зонах дробления (в) по Тарданскому месторождению.

скарнами, а также результаты определений абсолютного возраста (см. рис. 5). Этот тип минерализации локализуется в линейных тектонических зонах дробления, которые, в свою очередь, накладываются на все типы скарнов и магматических образований и являются рудоподводящими и рудо локализирующими структурами для гидротермально-метасоматических процессов второго этапа. Источником рудоносных гидротермальных растворов, на наш взгляд, является долгоживущий глубинный очаг, с которым связано предшествующее внедрение дайковых и штокообразных малых тел гранитоидов. В тектонических зонах дробления под воздействием гидротермальных растворов на породы разного состава происходило формирование широкого спектра метасоматитов (березиты, пропилитов и др.) и связанного с ними золото-сульфидного оруденения. Такого типа метасоматиты образуются в условиях средних и низких температур ($450\text{—}200\text{ }^\circ\text{C}$) и невысоких pH $6.5\text{—}4$ [Русинов, 1989; Метасоматизм..., 1986, 1998]. Температуры образования пропилитов варьируют в пределах $500\text{—}300\text{ }^\circ\text{C}$, pH $6.5\text{—}4.5$ при повышенной активности $\text{CO}_2 > 0.1$ (неустойчивость пренита, пумпеллита). Березиты образуются на стадии кислотного выщелачивания $400\text{—}200\text{ }^\circ\text{C}$, pH $5\text{—}4$. Температура формирования лиственитов оценивается $320\text{—}180\text{ }^\circ\text{C}$. Близко по времени с формированием метасоматитов в этих зонах отлагалось золото-сульфидное оруденение. Соответственно оценка температуры образования сульфидного оруденения по ассоциации с породообразующими метасоматическими минералами (актинолит, тремолит, серпентин, тальк) дает величины $320\text{—}250\text{ }^\circ\text{C}$, а температуры гомогенизации газовой-жидких включений в прожилках кварца в березитоподобных породах показывают еще более низкие температуры их образования ($< 250\text{ }^\circ\text{C}$). Для золота этого этапа характерны довольно широкие вариации пробности $440\text{—}820\text{ }^\circ\text{‰}$. Из примесей в нем установлены Cu ($0.05\text{—}2\text{ }^\circ\text{‰}$), Ag ($8\text{—}45\text{ }^\circ\text{‰}$) и Hg ($0.3\text{—}3.65\text{ }^\circ\text{‰}$). На заключительном этапе этого процесса в связи с понижением температуры гидротермальных растворов на флангах зон дробления формировались низкотемпературные метасоматиты хлорит-каолинит-карбонат-гидрослюдистого состава. Золото в этих образованиях отлагалось в ассоциации с прожилками низкотемпературного халцедоновидного кварца, кальцита, галлуазита и единичных вкраплений рудных минералов. По результатам изучения газовой-жидких включений в халцедоновидном кварце, температуры формирования этой минеральной ассоциации оцениваются в $200\text{—}75\text{ }^\circ\text{C}$. Для золота из низкотемпературной ассоциации характерна низкая пробность (до $600\text{ }^\circ\text{‰}$). Из примесей в золоте установлены Cu — $0.01\text{—}0.07$, Ag — $20\text{—}70$ и Hg — до $5.47\text{ }^\circ\text{‰}$.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, проведенные исследования показывают, что формирование золотого оруденения на Тарданском месторождении имеет длительный многостадийный характер и связано с многоактным

проявлением магматизма таннуольского комплекса. Образование золоторудной минерализации происходило в достаточно широком интервале температур (400—150 °С), что определило многообразие минеральных ассоциаций ее проявления. Золоторудная минерализация, ассоциирующая с магнетитовыми телами, имеет пространственную корреляцию с магнезиальными и известковыми скарнами, и ее формирование связано с плагиигранитами и габбро-диоритами таннуольского комплекса, внедрившегося в позднеордовикское время. Золотое оруденение, проявленное в зонах дробления и вдоль швов разломов в средне- и низкотемпературных гидротермально-метасоматических породах (березиты, листовениты, пропилиты), имеет постскарновое образование и сформировалось с некоторым временным отрывом после внедрения гранитных дайковых тел. В целом формирование промышленных концентраций золота на Тарданском месторождении обязано пространственному совмещению золоторудной минерализации, сформированной в постскарновый этап в ассоциации с магнетитовыми рудами, и золотого оруденения, образовавшегося в связи с проявлением гидротермально-метасоматической деятельности, связанной с внедрением малых гранитных интрузий.

Учитывая полученные данные по Тарданскому месторождению, несколько меняется оценка перспектив на выявление новых золоторудных месторождений как в Тарданском рудном районе, так и в Восточной Туве в целом. В отличие от предыдущих исследователей (Вахрушев, Кильчицаков, Коробейников), которые связывали формирование золотого оруденения в Восточной Туве во взаимосвязи с процессами скарнообразования, нами показана более сложная многоэтапная картина образования промышленных руд. Установлено, что золотое оруденение Тарданского рудного поля в значительной своей части не относится к скарновому типу, а связано со средне-, низкотемпературными гидротермально-метасоматическими образованиями, развитыми в связи с внедрением малых гранитных интрузий. Такой же тип оруденения вне связи со скарнами (золоторудная минерализация в березитах) установлен в гранитоидах таннуольского комплекса (Тардан 2). Все это меняет подход при оценке перспектив этого региона и показывает существенную роль в формировании золотого оруденения дайкового кислого магматизма. По оценкам С.Н. Руднева с соавторами [2004], ареалы развития этого магматизма достаточно широко развиты на северо-востоке от Тарданского рудного поля в верховьях р. Дерзиг, где они приурочены к северо-восточной ветви Каа-Хемского разлома. Здесь же фиксируются аномальные магнитные поля, характерные также для рудного поля. Все это дает основание говорить о перспективах обнаружения в этом районе нового золоторудного оруденения, связанного с средне-, низкотемпературными гидротермально-метасоматическими образованиями.

ЛИТЕРАТУРА

Борисенко А.С., Наумов Е.А., Оболенский А.А. Типы золото-ртутных месторождений и условия их образования // Геология и геофизика, 2006, т. 47(3), с. 342—354.

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

Гаськов И.В., Акимцев В.А., Ковалев К.Р., Сотников В.И. Золотоносные минеральные ассоциации месторождений меднорудного профиля Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (9), с. 996—1004.

Геология СССР. Т. XXIX. Тувинская АССР. М., Недра, 1966, 459 с.

Гущина Л.В., Белеванцев В.И., Оболенский А.А. Оценка возможной роли Hg_{aq}^0 в переносе ртути некоторыми гидротермальными растворами // Геохимия, 1993, № 6, с. 862—867.

Жариков В.А. Общая характеристика скарнов и скарновых месторождений // Скарновые месторождения. М., Наука, 1985, с. 4—24.

Колонин Г.Р., Пальянова Г.А. Пробность самородного золота как возможный индикатор состава и температуры рудообразующего раствора // Докл. РАН, 2000, т. 373, № 4, с. 527—531.

Коробейников А.Ф. Нетрадиционные комплексные золото-платиноидные месторождения складчатых поясов. Новосибирск, Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1999, 236 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., Ворошилов В.Г., Пшеничкин А.Я., Зыков Ю.А., Колпакова Н.А. Платиноносность месторождений золото-скарновой формации Сибири // Руды и металлы, 1997, № 3, с. 39—49.

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.

Метасоматизм, минералогия и вопросы генезиса золотых и серебрянных месторождений в вулканогенных толщах / Ред. Д.С. Коржинский. М., Наука, 1986, с. 179.

Метасоматизм и метасоматические породы / Под ред. В.А. Жарикова, В.Л. Русинова. М., Научный мир, 1998, 492 с.

Перчук Л.Л. Равновесия породообразующих минералов. М., Наука, 1970, с. 392.

Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А., Бибикова Е.В., Владимиров В.Г., Шинтяпин Б.Н. Возрастные рубежи и геодинамическая природа Каа-Хемского полихронного батолита (Восточная Тува) // Докл. РАН, 2004, т. 399, № 4, с. 506—512.

Рудные формации Тувы. Новосибирск, Наука, 1981, с. 200.

Русинов В.Л. Метасоматические процессы в вулканических толщах. М., Наука, 1989, 214 с.

Хазгаров А.М., Неймарк А.И., Кильчичаков К.М. Золотое оруденение в скарнах Тапса-Каахемского междуречья (Восточно-Тувинское нагорье) // Материалы геологической конференции. Красноярск, 1966, с. 45—48.

Щербаков Ю.Г. Распределение и условия концентрации золота в рудных провинциях. М., Наука, 1967, с. 267.

Щербаков Ю.Г. Геохимия золоторудных месторождений в Кузнецком Алатау и Горном Алтае. Новосибирск, Наука, 1974, с. 278.

Boyle R.W. The geochemistry of gold and its deposits. Ottawa: Geol. Surv. Canada, 1979, 584 p.

Gammons C.H., Williams-Jones A.E. Hydrothermal geochemistry of electrum: thermodynamic constraints // Econ. Geol., 1995, v. 95, p. 420—432.

*Рекомендована к печати 31 января 2008 г.
В.Н. Шаратовым*

*Поступила в редакцию
2 октября 2007 г.*