

СТАДИЙНОСТЬ И ДЛИТЕЛЬНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНОЙ
МИНЕРАЛИЗАЦИИ НА МЕДНО-СКАРНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ
(Алтае-Саянская складчатая область)

И.В. Гаськов, А.С. Борисенко, В.В. Бабич, Е.А. Наумов

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

Золоторудная минерализация на медно-скарновых месторождениях Алтае-Саянской складчатой области (Тарданское, Мурзинское, Синюхинское, Чойское) связана с разнотипными гидротермально-метасоматическими образованиями, имеет сложное многостадийное формирование и охватывает период 5—6 млн лет. Образование золоторудной минерализации происходило при температурах 400—150 °С, что определило многообразие минеральных ассоциаций ее проявления. Золоторудная минерализация, ассоциирующая с магнетитовыми телами, имеет пространственную корреляцию с магниезальными и известковыми скарнами, а 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. На разных месторождениях отдельные стадии проявились с различной интенсивностью. Так, на Синюхинском месторождении преимущественное развитие имеют ранние более высокотемпературные стадии рудообразования, а на Чойском — напротив, более широко развиты низкотемпературные минеральные ассоциации. На Тарданском и Мурзинском месторождениях широко проявлены и ранние, и поздние образования.

Формирование промышленного золотого оруденения на разных медно-скарновых месторождениях обязано совмещению разнотипной золоторудной минерализации, проявившейся в связи со становлением сложных по составу магматических комплексов (таннуольского, усть-беловского и югалинского), представленных дифференцированным рядом пород, начиная с габбро и кончая гранитами.

Золотое оруденение, скарны, медно-скарновые месторождения, гидротермально-метасоматические образования.

THE STAGES AND DURATION OF FORMATION OF GOLD MINERALIZATION
AT COPPER-SKARN DEPOSITS (*Altai-Sayan folded area*)

I.V. Gas'kov, A.S. Borisenko, V.V. Babich, and E.A. Naumov

Gold mineralization at copper-skarn deposits (Tardanskoe, Murzinskoe, Sinyukhinskoe, Choiskoe) in the Altai-Sayan folded area is related to different hydrothermal-metasomatic formations. It was produced at 400–150°C in several stages spanning 5–6 Myr, which determined the diversity of its mineral assemblages. Gold mineralization associated with magnetite bodies is spatially correlated with magnesian and calcareous skarns, whereas gold mineralization in crushing zones and along fault sutures in moderate- and low-temperature hydrothermal-metasomatic rocks (propylites, beresites, serpentinites, and argillizites) is of post-skarn formation. Different stages were manifested with different intensities at gold deposits. For example, the Sinyukhinskoe deposit abounds in early high-temperature mineral assemblages; the Choiskoe deposit, in low-temperature ones; and the Tardanskoe and Murzinskoe deposits are rich in both early and late gold minerals.

Formation of commercial gold mineralization at different copper-skarn deposits is due to the combination of gold mineralization produced at different stages as a result of formation of intricate igneous complexes (Tannu-Ola, Ust'-Belaya, and Yugala) composed of differentiated rocks from gabbros to granites.

Gold mineralization, skarns, copper-skarn deposits, hydrothermal-metasomatic formations

ВВЕДЕНИЕ

Полученные в последние десятилетия материалы по изотопной геохимии и геохронологии пород и руд, а также геологические данные о перерывах в процессах рудогенеза позволили получить убедительные доказательства о значительно большей, чем ранее предполагалось, длительности формирова-



Рис. 1. Схема размещения золотосодержащих медно-скарновых месторождений в Алтае-Саянской складчатой области:

1 — Мурзинское, 2 — Синюхинское, 3 — Чойское, 4 — Майско-Лебедское, 5 — Федоровское, 6 — Натальевское, 7 — Тарданское, 8 — Копто.

ния рудных месторождений [Рундквист, 1997]. Это в полной мере относится и к образованию промышленного золотого оруденения на многих медно-скарновых месторождениях Алтае-Саянской складчатой области.

Золотосодержащие медно-скарновые месторождения Алтае-Саянской складчатой области достаточно широко развиты во многих рудных районах — Горном Алтае (Синюхинское, Мурзинское, Чойское), Кузнецком Алатау (Натальевское, Федоровское), Горной Шории (Майско-Лебедское), Туве (Тарданское, Копто), большинство из них имеют промышленное значение (рис. 1).

Процессы скарнообразования на этих месторождениях связаны со становлением гранитоидного магматизма нижне- и среднепалеозойского возраста в составе таннуольского (Восточная Тува), югалинского (синюхинского) (Северо-Восточный Алтай) и усть-беловского (Северо-Западный Алтай) интрузивных комплексов [Шокальский и др., 2000; Гусев, 2007]. Формирование же промышленного золотого оруденения имеет более сложный и длительный характер [Гаськов, 2008]. На большей части этих месторождений золоторудная минерализация представлена продуктами многостадийного рудного процесса, различающимися как по минеральному составу, так и по их пространственному положению. Практически на всех этих месторождениях выделяется золоторудная минерализация, пространственно и генетически связанная со скарновыми и апоскарновыми образованиями в ассоциации с магнетитом и сульфидами [Вахрушев, 1972; Коробейников, Мацюшевский, 1976; Коробейников и др., 1987; Коробейников, Зотов, 2006], и золоторудная минерализация, обособленная от скарнов и представленная сульфидсодержащими (пирит, халькопирит, борнит, халькозин) гидротермальными продуктами среднетемпературной ассоциации в зонах дробления [Щербаков, 1974]. Нередко также проявляется эпитермальная золотосодержащая ассоциация с низкотемпературными сульфидами, теллуридами и селенидами, развивающаяся, как правило, на заключительной стадии минералообразования в различных по составу породах, включая осадочные, магматические и скарновые [Гаськов и др., 2005; Гаськов, 2008].

Полученные в последние годы по ряду этих месторождений возрастные датировки продуктов рудного процесса и магматических образований [Шокальский и др., 2000; Руднев и др., 2004, 2006; Гаськов, 2008] позволяют по-новому представить последовательность рудообразования, его длительность и связь с развитием многофазного магматизма.

Остановимся кратко на особенностях проявления золотого оруденения в конкретных месторождениях.

ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА МЕДНО-СКАРНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

Тарданское месторождение приурочено к зоне Каа-Хемского глубинного разлома и локализуется в экзоконтактовой части Копто-Байсютского габбро-диорит-плагиогранитного массива (рис. 2) [Коробейников и др., 1987; Коробейников, Зотов, 2006]. На контакте этого массива вмещающие вулканогенно-карбонатные отложения нижнего кембрия преобразованы в магнезиальные и известковые скарны, детально описанные в работах [Коробейников, Мацюшевский, 1976; Коробейников и др., 1997; Коробейников,

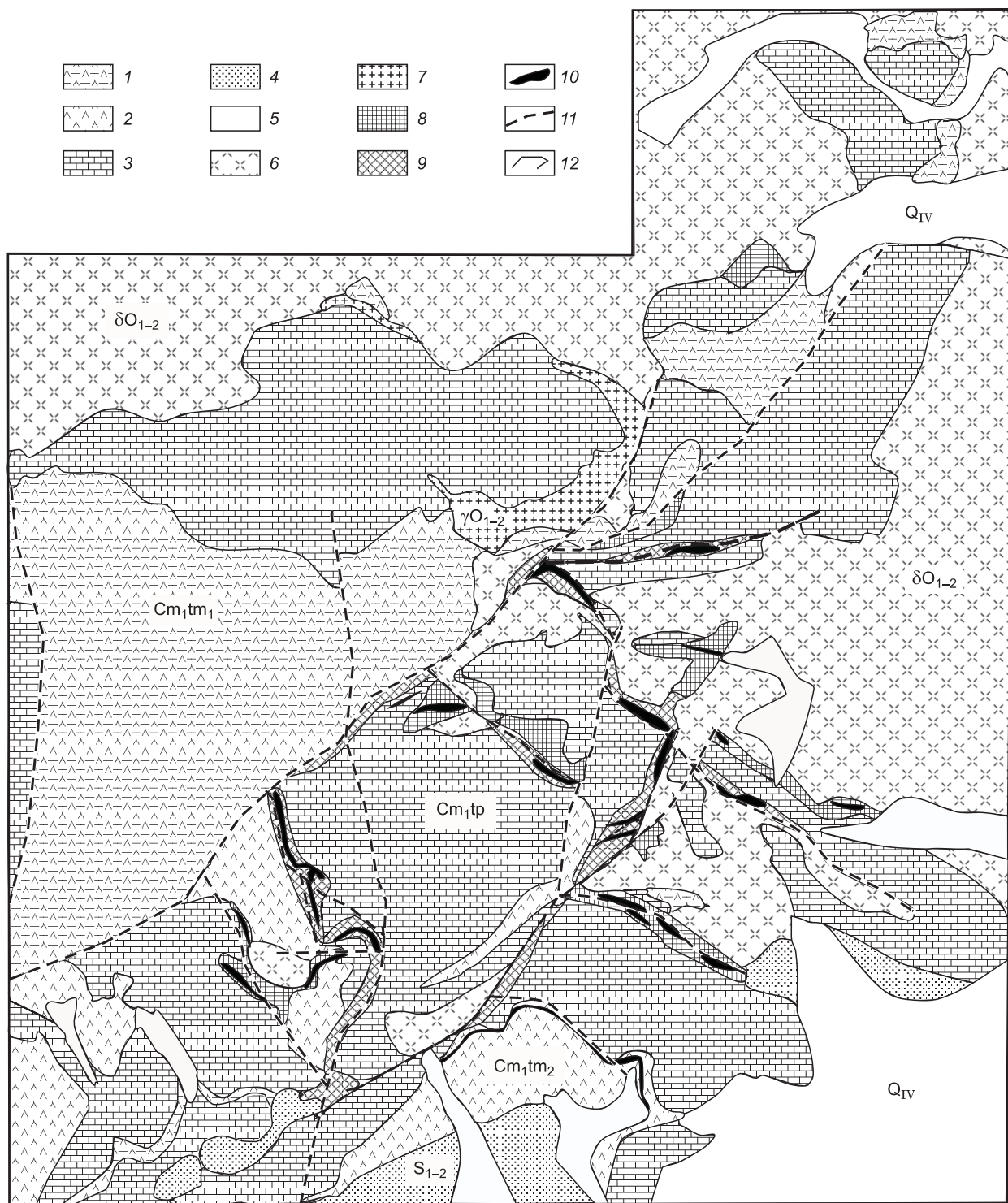


Рис. 2. Схема геологического строения Тарданского месторождения. Составлена по материалам К.М. Кильчичакова и Л.В. Копыловой с использованием новых данных авторов.

1—4 — нижнепалеозойские отложения: 1 — андезитовые порфиры и туфы с прослоями алевролитов и песчаников нижней части туматтайгинской свиты (Cm_1tm_1), 2 — кварцевые порфиры с прослоями андезитовых порфиритов 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 отделов 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-плагногранитная формация, 7 — малые тела гранит-порфир и кварцевых диоритов; 8 — известковые и магниезиальные скарны; 9 — гидротермально-метасоматические породы минерализованных зон дробления; 10 — золоторудные тела; 11 — тектонические зоны; 12 — геологические границы.

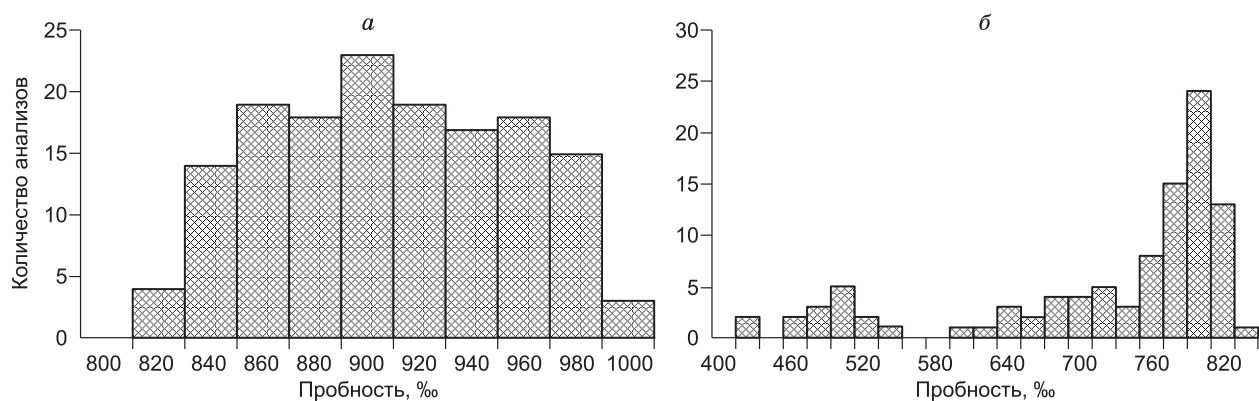


Рис. 3. Вариации пробности золота в золотосодержащих рудах скарново-магнетитовых тел (а) и в рудах минерализованных зон дробления (б) Гарданского месторождения.

1999]. В пространственной близости со скарновыми телами развиты апоскарновые метасоматиты, главными минералами которых являются актинолит, тремолит, эпидот, серпентин, хлорит, тальк, кварц, карбонат, магнетит и гематит.

Золоторудная минерализация на этом месторождении представлена двумя разными типами: связанная со скарново-магнетитовыми образованиями и в метасоматитах линейных зон дробления. Эти два типа золоторудной минерализации характеризуются своими специфическими минералого-геохимическими особенностями.

Золоторудная минерализация, связанная со скарново-магнетитовыми рудами, на месторождении имеет довольно широкое распространение и описана в работах многих исследователей [Кудрявцева, 1969; Коробейников, Мацюшевский, 1976; Коробейников и др., 1987; Коробейников, Зотов, 2006]. Золото имеет пространственную связь с областями распространения сульфидной минерализации, а его содержания — прямую корреляцию с количеством сульфидных минералов. Золото-сульфидная минерализация имеет крайне неравномерное распределение и развивается в катаклазированных участках магнетитовых руд, в микротрещинах и межзерновом пространстве магнетита. Общее количество сульфидов (пирит, халькопирит, борнит и меньше сфалерит, пирротин, арсенопирит) составляет первые проценты (1—3 %). Золото образует мелкие и тонкие (0.3—0.01 мм) самородные выделения. Это преимущественно высокопробное золото (820—990 ‰) (рис. 3, а) с содержанием примеси серебра (до 13.6 %) и меди (до 5.07 %).

Температуры образования магнетитовых руд, по данным А.Ф. Коробейникова [1976, 1999], составляли 430—550 °С, а формирование золото-сульфидной ассоциации и вмещающих ее метасоматитов (актинолит, тремолит, серпентин, тальк), по данным многих исследователей [Вахрушев, 1972; Гаськов и др., 2005], колеблется в пределах 250—320 °С.

Золоторудная минерализация зон дробления приурочена к крутопадающим линейным тектоническим структурам северо-западного, северо-восточного и субмеридионального простирания (см. рис. 2), которые развиваются по самым разным породам, включая вулканогенно-осадочные, магматические и скарновые. Протяженность таких зон достигает нескольких сотен метров при ширине в первые десятки метров. Петрографический состав этих зон не выдержан и зависит в большей части от состава исходных пород, подверженных преобразованию. Здесь выделяются метасоматические породы, близкие по составу пропилитам, листвениты, тальк-серпентинсодержащие и серицит-кварцевые метасоматиты, а также березитоподобные породы. 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 не выдержан и представлен часто разными промежуточными фазами непрерывных минеральных рядов, например, аллоклазит (CoAsS)—арсенопирит (FeAsS) или зигенит (CoNi_2S_4)—виоларит (FeNi_2S_4).

Золото выделяется 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. Пробность золота изменяется в широком диапазоне — от 440 до 820 ‰ (см. рис. 3, б).

Таблица 1. Минеральные парагенетические ассоциации золотоносных руд различных стадий и состав вмещающих пород на Au-Cu-скарновых месторождениях

Месторождение	Ранняя апоскарновая Au-сульфидная минерализация в магнетит-скарновых образованиях			Поздняя Au-теллуридно-сульфидная минерализация в наложенных зонах дробления	
	Рудные парагенезисы	Вмещающие породы	Рудные парагенезисы	Вмещающие породы	
Тарданское	Магнетит (Fe ₃ O ₄) Пирит (FeS ₂) Халькопирит (CuFeS ₂) Борнит (Cu ₅ FeS ₄) Сфалерит (ZnS) Пирротин (FeS) Арсенопирит (FeAsS) Золото (Au)	Магнезиальные скарны (пироксен + фassaит + флогопит + паргасит + форстерит + шпинель). Известковые скарны (пироксен + гранат + эпидот + волластонит + скаполит) Апоскарновые серпентиновые и серпентин-хлоритовые породы	Кобальтин (CoFe)AsS Глаукодол (Co,Fe)AsS Зигенит (CoNi ₂ S ₄) Виолагрит (FeNi ₂ S ₄) Гессит (Ag ₂ Te) Золото (Au)	Пропилиты, листвениты, тальк-серпентинсодержащие и серпигит-кварцевые метасоматиты, аргиллитизированные породы	
Мурзинское	Магнетит (Fe ₃ O ₄) Халькопирит (CuFeS ₂) Пирит (FeS ₂) Борнит (Cu ₅ FeS ₄) Сфалерит (ZnS) Галенит (PbS) Блеклая руда Арсенопирит (FeAsS) Клинобисваннит (BiVO ₄) Золото (Au)	Известковые скарны (гранат + пироксен + волластонит) Апоскарновые метасоматические породы (кварц + эпидот + хлорит + актинолит)	Киноварь (HgS) Метациннабарит (HgS) Висмутин (Bi ₂ S ₃) Айкинит (CuPbBiS ₃) Эмлектит (CuBiS ₂) Берриит [Pb ₂ (Cu,Ag) ₃ Bi ₃ S ₁₁] Науманнит (Ag ₂ Se) Полибазит (Ag ₁₆ Sb ₂ S ₁₁) Барит (BaSO ₄) Золото (Au)	Кварцевые, кварц-карбонатные жилы и окольные метасоматиты кварц-хлорит-карбонатного состава Аргиллитизированные породы	
Синюхинское	Магнетит (Fe ₃ O ₄) Пирит (FeS ₂) Халькопирит (CuFeS ₂) Борнит (Cu ₅ FeS ₄) Халькозин (Cu ₂ S) Сфалерит (ZnS) Пирротин (FeS) Кубанит (CuFe ₂ S ₃) Золото (Au)	Волластонитовые, гранат-воластонитовые, гранат-пироксеновые и пироксеновые скарны Апоскарновые метасоматические породы (хлорит + актинолит + кальцит)	Тетрадимит (Bi ₂ TeS) Зигенит (CoNi ₂ S ₄) Кобальтин ((CoNi Fe)AsS) Мелонит (NiTe ₂) Виттихенит (Cu ₃ BiS ₃) Гессит (Ag ₂ Te) Петцит (AuAg ₃ Te ₂) Алтаит (PbTe) Клаусталит (PbSe) Золото (Au)	Локальные зоны актинолит-хлорит-кальцит-кварцевого состава	
Чойское	Магнетит (Fe ₃ O ₄) Пирит (FeS ₂) Халькопирит (CuFeS ₂) Золото (Au)	Гранатовые, гранат-пироксеновые, гранат-воластонитовые и пироксен-эпидотовые скарны	Тетрадимит (BiTeS) Инголит (Bi ₂ TeS) Жозенит (Bi ₄ TeS ₂) Хедлейит (Bi ₂ Te) Теллуровисмутит (Bi ₂ Te ₃), висмутин (Bi ₂ S ₃), Самородный висмут (Bi) Золото (Au)	Кварцевые, кварцево-карбонатные жилы и кварц-карбонат-хлоритовые метасоматиты	

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 аргиллитизированными породами хлорит-каолинит-карбонат-гидрослюдистого состава. 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 %. Температуры образования сульфидно-теллуридных ассоциаций и золотого оруденения в метасоматитах и аргиллитизированных породах показывают величины, изменяющиеся в диапазоне 200—75 °С.

Мурзинское месторождение пространственно связано с контактовой частью небольшого штокообразного тела гранодиоритов, относящегося к усть-беловскому габбро-диорит-гранитному комплексу (рис. 4). В зоне экзоконтакта массива по известковистым песчаникам мурзинской свиты (D_{1-2}) развиваются известковые скарны, сложенные гранатом, пироксеном, волластонитом и магнетитом. В локальных зонах отмечаются апоскарновые метасоматические породы, состоящие из кварца, эпидота, кальцита, хлорита, актинолита и реже турмалина, апатита, родонита.

Золоторудная минерализация Мурзинского месторождения традиционно относилась к золото-скарновому типу. Однако полученные в последние годы данные свидетельствуют о том, что к этому типу можно отнести лишь незначительную часть руд в виде слабопроявленной постскарновой сульфидной минерализации, пространственно связанной со скарно-магнетитовыми образованиями. Основная же часть промышленных руд месторождения локализуется в минерализованных зонах дробления и представлена золото-сульфидным оруденением в кварцевых и кварц-карбонатных жилах и околожильных метасоматитах, которые развиты в зоне шириной 300—400 м, протягивающейся в ССЗ направлении более 3.0 км (см. рис. 4). На месторождении также широко развита кора выветривания, характеризующаяся развитием гипергенных минералов меди — малахита, хризоколлы, азурита, халькозина, ковелина и высокопробного золота.

Золотосульфидная минерализация, пространственно ассоциирующая со скарно-магнетитовыми телами, имеет наложенный характер по отношению к скарным образованиям. Формирование этого типа оруденения происходило либо на регрессивной стадии скарного процесса, либо в постскарновый гидротермально-метасоматический этап и сопровождалось развитием средне-, низкотемпературных метасоматических минералов — хлорита, актинолита, эпидота, кварца. Сульфидная минерализация имеет неравномерное распределение и представлена жилково-вкрапленными выделениями халькопирита, пирита, борнита и сфалерита. В целом ее количество составляет первые проценты. Золото образует мелкие и тонкие (0.5—0.01 мм) самородные выделения. Это преимущественно высокопробное золото (840—994 ‰) (рис. 5, а).



Рис. 4. Схема геологического строения Мурзинского месторождения.

1 — слюдисто-кремнистые сланцы (O_1); 2 — песчаники, алевролиты и алевропелиты (S_1); 3 — терригенно-карбонатные отложения (D_{1-2}): а — конгломераты, б — известняки, в — песчаники; 4 — гранодиориты усть-беловского комплекса (D_3). 5 — измененные породы и метасоматиты: а — роговики, б — скарны, в — кварц-турмалиновые метасоматиты; 6 — минерализованные зоны дробления; 7 — разрывные нарушения: а — установленные, б — предполагаемые; 8 — другие проявления оруденения: а — Мурзинка-3 (Au); б — скарное железорудное.

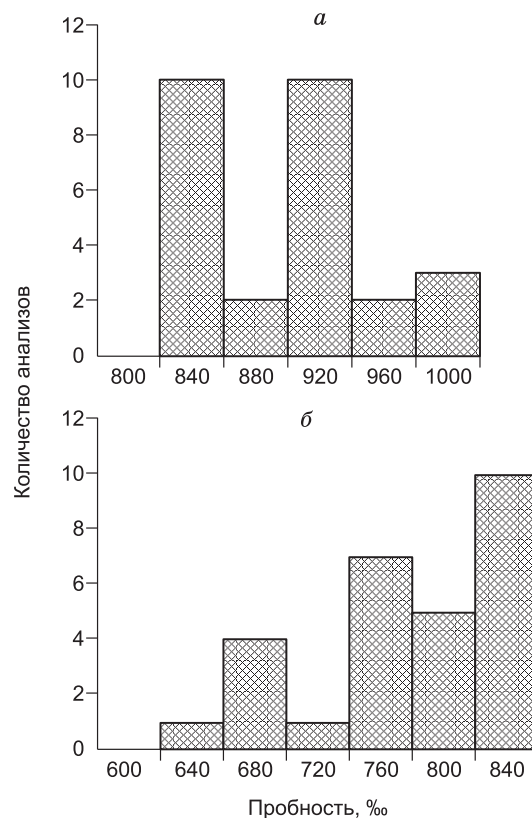
Рис. 5. Вариации пробности золота, ассоциирующего со скарново-магнетитовыми телами (а) и золота из руд минерализованных зон дробления (б) Мурзинского месторождения.

Золоторудная минерализация зон дробления (см. рис. 4) представлена кварц-карбонатно-сульфидными прожилками и жилами в гидротермально-метасоматических породах кварц-хлорит-карбонатного состава с каолинитом, гидрослюдой и адуляром (аргиллизитовая формация), которые развиваются по разным типам пород — скарнам, роговикам, сланцам, алевролитам и известнякам, часто вне зон скарнирования и ороговикования. Мощность кварцевых жил колеблется от 0.1 до 2.0 м (среднее — 0.40 м), простирание жил субмеридиональное, падение восточное. Минеральный состав этого типа оруденения, в отличие от первого золото-скарново-магнетитового типа, более сложный. Помимо традиционных для скарновых месторождений минералов — халькопирита, пирита, борнита, сфалерита, галенита — здесь установлены блеклая руда, арсенопирит (FeAsS), киноварь (HgS), метациннабарит (HgS), висмутин (Bi_2S_3), айкинит (CuPbBiS_3), эмплектит (CuBiS_2), беррит ($\text{Pb}_2(\text{Cu,Ag})_3\text{Bi}_5\text{S}_{11}$), науманнит (Ag_2Se), полибазит ($\text{Ag}_{16}\text{Sb}_2\text{S}_{11}$), шеелит (Ca_3WO_4), гематит (Fe_2O_3), клинобисванит (BiVO_4), барит (BaSO_4), золото (см. табл. 1). Содержание золота в рудах чрезвычайно неравномерное и колеблется от 0.1 до 232 г/т. Оно выделяется в виде тонких и мелких (<0.1 мм) образований в ассоциации с сульфидами. По составу золота изменяется в широком диапазоне (640—840 ‰), однако по сравнению с первым типом руд здесь преобладает более низкопробное золото (см. рис. 5, б).

Присутствие в этих рудах киновари, сульфидов и сульфосолей Bi, Se, Sb, барита, преимущественное развитие низкопробного золота и электрума, а также низкотемпературного окolorудного изменения вмещающих пород (развитие каолинита, гидрослюды и адуляра) показывает их отличие от более ранних руд, связанных со скарново-магнетитовыми телами, и свидетельствует о его самостоятельности. На временной разрыв этих руд со скарновым процессом указывает внедрение даек базитов, секущих скарны, но содержащих наложенную золоторудную минерализацию этого типа. В то же время наличие сростаний золота и киновари и тонкой вкрапленности золота в киновари, присутствие в рудах минералов ртути (киноварь, Hg-сфалерит, сауковит), повышенное содержание As, Sb и Tl — типовых элементов многих золото-ртутных месторождений дают основание отнести эту минерализацию к эпitherмальному золото-ртутному типу [Борисенко и др., 2006]. Термометрические исследования показали, что температуры гомогенизации флюидных включений в кварцевых жилах в северной и центральной частях минерализованной зоны составляют 215—200 °С, а в южной ее части заметно падают до 160—130 °С.

Синюхинское месторождение расположено в Северо-Восточном Алтае и локализуется в контактовой части крупного (600 км²) сложнопостроенного Сараккокшинского плутона и кембрийской вулканогенно-осадочной толщи усть-семинской свиты [Щербаков, 1967; Вахрушев, 1972] (рис. 6). По данным С.П. Шокальского с соавторами [2000] и А.И. Гусева [2007], в настоящее время в пределах этого массива выделяют нижнекембрийский диорит-тоналит-плагиигранитный сараккокшинский комплекс и нижнедевонский югалинский габбро-диорит-гранитный комплекс (синюхинский, по А.И. Гусеву, [2003]), с которым собственно и связано промышленное оруденение Синюхинского рудного поля. В контактовой зоне Синюхинского массива по горизонтам карбонатных пород и туфов развиваются скарны различного состава. Наиболее широкое развитие имеют волластонитовые и гранат-волластонитовые разновидности и в меньшей мере отмечаются гранат-пироксеновые и пироксеновые разновидности. Среди гранат-пироксеновых скарнов вблизи контакта с основными эффузивами установлены небольшие тела магнетитовых руд.

Золотое оруденение локализуется в основном среди скарнов волластонитового, гранат- и пироксен-волластонитового составов и тесно связано с ассоциацией сульфидных минералов. Главными сульфидными минералами являются борнит, халькозин, халькопирит и пирит, которые слагают в этих породах рудные зоны с гнездово-вкрапленным и штокверковым распределением. В локальных зонах актинолит-хлорит-кальцит-кварцевого состава в небольших количествах установлены сфалерит, пирротин, кубанит



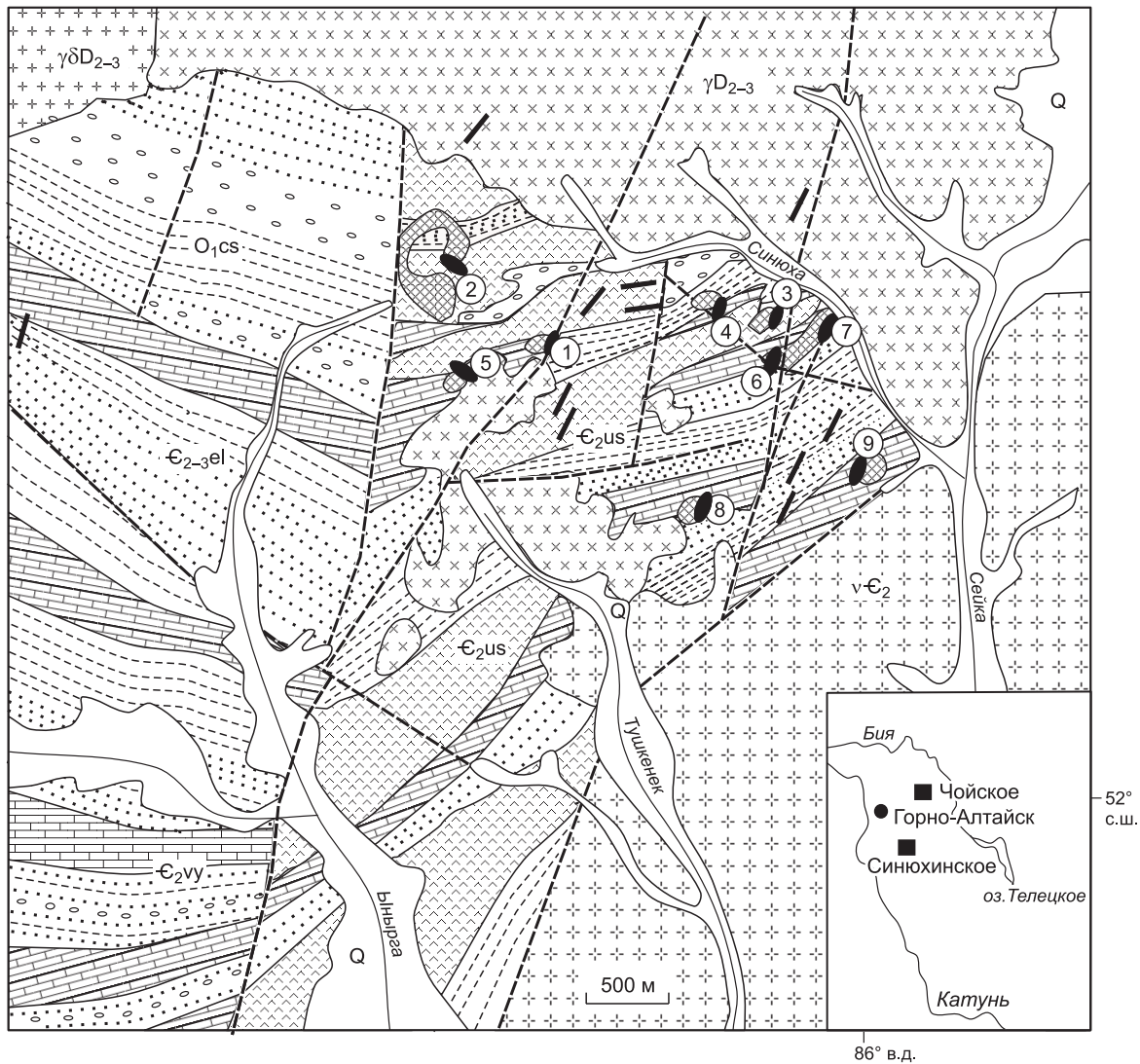


Рис. 6. Схема геологического строения Синоухинского месторождения, по [Гусев, 2007] с добавлениями авторов.

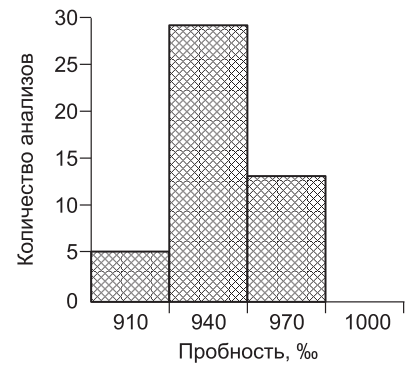
1 — рыхлые четвертичные отложения; 2—6 — породы чойской (O_{1cs}), еландинской ($E_{2,3el}$), усть-семиной (E_{2us}), верхнеынгурской (E_{2vy}) свит; 2 — конгломераты, 3 — алевролиты, 4 — песчаники, 5 — известняки, 6 — андезитобазальтовые порфириды; 7—9 породы югалинского (синуухинского) комплекса ($\gamma D_{2,3}$): 7 — граниты и гранодиориты ранней фазы ($\gamma D_{2,3}$), 8 — граниты поздней фазы ($\gamma D_{2,3}$), 9 — дайки долеритов, габбро-долеритов; 10 — плагииграниты саракошинского комплекса (vE_2); 11 — скарны; 12 — участки золоторудной минерализации (1 — Первый Рудный, 2 — Западный, 3 — Файфановский, 4 — Западно-Файфановский, 5 — Ыныргинский, 6 — Новый, 7 — Нижний, 8 — Тушкенекский, 9 — Горбуновский); 13 — тектонические нарушения.

и тетрадимит и в единичных случаях отмечаются такие редкие минералы, как зигенит ($CoNi_2S_4$), кобальтин ($(CoNi Fe) AsS$), мелонит ($NiTe_2$), виттихенит (Cu_3BiS_3), гессит (Ag_2Te), петцит ($AuAg_3Te_2$), алтаит ($PbTe$), клаусталит ($PbSe$) (см. табл. 1). Общее содержание сульфидов не превышает первые проценты (5—10 %) и имеет крайне неравномерное распределение — от единичных вкраплений до густо вкрапленных, практически массивных руд. Отмечается также некоторое изменение состава сульфидной минерализации на глубину, выраженное в смене золото-халькозин-борнитовой ассоциации на золото-халькопиритовую. Отложение золото-сульфидной минерализации сопровождалось гидротермально-метасоматическим изменением вмещающих скарнов с образованием вблизи рудных жил и гнезд актиноли-

Рис. 7. Вариации пробности золота в рудах Синюхинского месторождения.

та, хлорита, кальцита. В меньшей степени золото концентрируется в магнетитовых рудах и очень редко отмечается в бессульфидных породах — мраморах, дайках диорит-порфиров и гранит-порфиров.

Золото в рудах часто образует самородные выделения в виде крючков, проволочек, комковатых выделений и пластинок в тесном сростании с борнитом, халькозином и халькопиритом. Иногда самородные выделения золота в виде мелких включений наблюдаются в трещинах и межзерновых полостях скарновых минералов, чаще волластонита. Величина золотин в большей части не превышает сотых долей миллиметра. По составу золото первичных руд Синюхинского месторождения является высокопробным и имеет узкий диапазон вариаций пробности (911—964 ‰) (рис. 7). Лишь иногда в ассоциации с теллуридами, селенидами и редкими сульфидными минералами пробность золота уменьшается до 860—870 ‰ [Рослякова и др., 1999]. Главными примесями в золоте являются серебро до 19 % и медь до 1.7 %. Содержание ртути не превышает 0.1 %. По условиям образования эти руды относятся к постскарновым гидротермальным с температурами отложения, не превышающими 350 °С [Щербаков и др., 1972; Рослякова и др., 1999].



Чойское месторождение находится в 20 км северо-восточнее Синюхинского рудного поля и локализуется в зоне контакта верхнекембрийских терригенно-карбонатных отложений ишпинской свиты и Чойского гранитоидного массива, относимого к югалинскому габбро-диорит-гранитному комплексу нижнедевонского возраста (рис. 8). Чойский гранитоидный массив имеет на поверхности небольшие размеры (1 × 5 км) и вытянут в широтном направлении, трассируя одноименный разлом [Гусев, 2007].

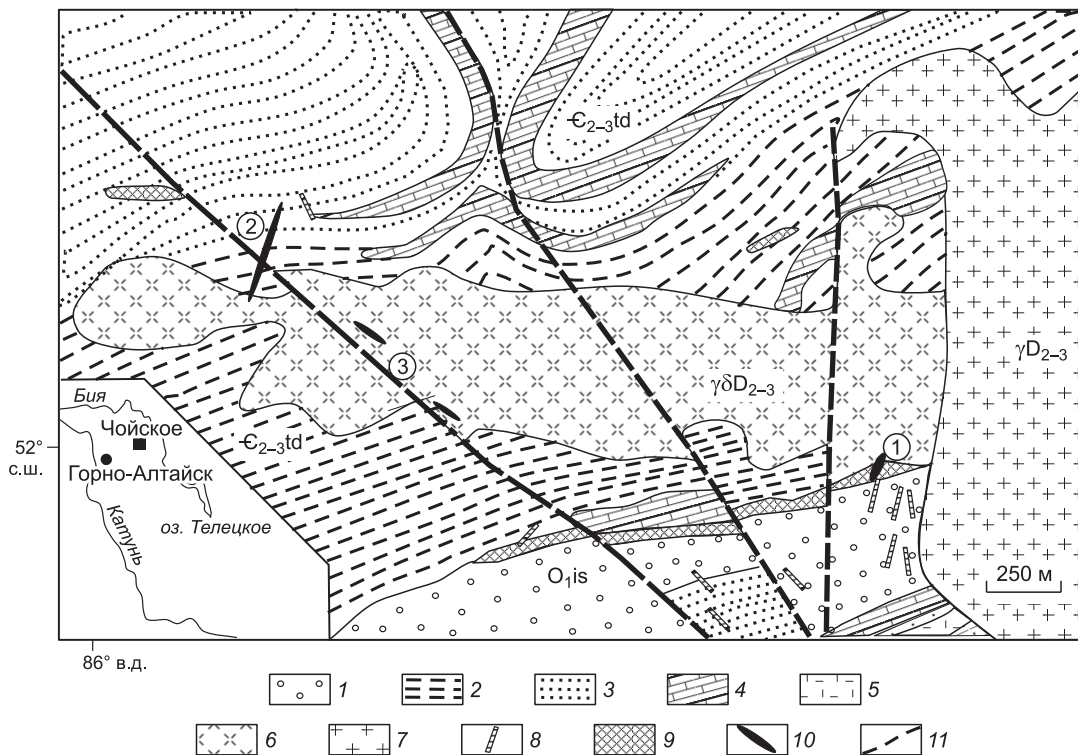


Рис. 8. Схема геологического строения Чойского месторождения, по [Гусев, Гусев, 1998] с добавлениями авторов.

1—5 — породы ишпинской (O_{1is}) и тандошинской (E₂₋₃td) свит: 1 — конгломераты; 2 — алевролиты; 3 — песчаники; 4 — известняки; 5 — туфы кислого состава; 6, 7 — гранитоиды югалинского комплекса: 6 — граниты и гранодиориты ранней фазы (γD₂₋₃); 7 — лейкократовые граниты поздней фазы (γD₂₋₃); 8 — дайки гранит-порфиров, диоритов и лампрофиров (γD₂₋₃); 9 — скарны; 10 — проявления золоторудной минерализации: 1 — Центральной скарновой залежи, 2 — Пихтовый, 3 — Смородиновый; 11 — тектонические нарушения.

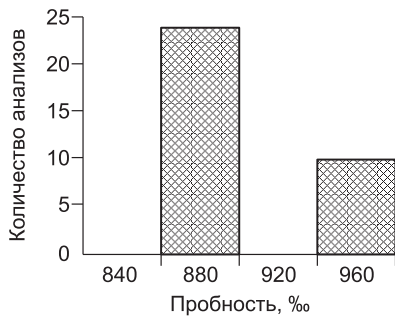


Рис. 9. Вариации пробности золота в рудах Чойского месторождения.

Кроме того, на месторождении широко распространены дайки долеритовых порфириров, диоритов, гранит-порфиры, а также породы лампрофирового ряда — керсантиты, минетты и спессартиты. В зоне контакта гранитоидов Чойского массива и горизонтов известняков и терригенно-карбонатных пород развиваются скарны. Они образуют линейные зоны, вытянутые в северо-восточном направлении согласно с общим простираем пород. Мощность основной части тел выдержанная и составляет около 100 м. По составу среди скарнов выделяются зоны мономинеральных гранатовых, гранат-пироксеновых, пироксеновых, гранат-волластонитовых и пироксен-эпидотовых скарнов. В зонах развития скарновых образований и в пределах пространственной близости тел лампрофиров установлена бедная шеелит-молибденитовая минерализация, связанная с кварцевыми жилками [Гусев, 1998].

Золотое оруденение на Чойском месторождении приурочено к линейным тектоническим зонам и не имеет четкой пространственной связи со скарнами. Оно развивается по зонам дробления и брекчирования как в самих скарнах, так и в гранитоидах Чойского массива в виде кварцевых жил, кварц-карбонатных и кварц-карбонат-хлоритовых прожилков и гнезд с золото-сульфидной минерализацией (см. рис. 8).

Минеральный состав этих образований близок между собой и представлен преимущественно низкотемпературными золото-сульфидными и золото-теллуридными парагенезисами. Среди минералов руд Чойского месторождения выявлен целый ряд редких теллуридов: тетрадимит (BiTe_2S), ингодит (Bi_2TeS), жозеит (Bi_4TeS_2), хедлейит (Bi_2Te), теллурувисмутит (Bi_2Te_3), а также висмутин (Bi_2S_3), самородный висмут (см. табл. 1) при крайне ограниченном развитии традиционных минералов для медно-скарновых месторождений, таких как магнетит, пирит и халькопирит. Общее содержание сульфидов не превышает первые проценты. Они выделяются в основном в виде рассеянной мелкой и тонкой вкрапленности и не образуют крупных скоплений и гнезд. Золото в рудах Чойского месторождения выделяется в виде мелких включений в сульфидных и теллуридных минералах в кварцевых прожилках, а также в сростании с рудными минералами. Размер выделений составляет сотые и десятые доли миллиметра. По химическому составу золото разделяется на две дискретные группы: золото средней пробности с диапазоном вариации от 843 до 880 ‰ и более высокопробное (940—959 ‰), обогащенное, вероятно, в экзогенных условиях (рис. 9). Из элементов-примесей в нем установлено серебро с вариациями от 3 до 12,5 мас.%, ртуть от 0 до 0,48 мас.% и следы меди.

Термометрические исследования показали, что гомогенизация первичных газово-жидких включений в кварце из рудоносных жил происходит в жидкую фазу при температурах 126—150 °С; в кальците — при 105—128 °С.

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ И ДЛИТЕЛЬНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ И ЕГО СООТНОШЕНИЕ С МАГМАТИЗМОМ

Как видно из представленного материала, золоторудная минерализация на всех рассмотренных медно-скарновых месторождениях имеет сложное многостадийное формирование. В то же время на разных месторождениях отдельные стадии проявились с различной интенсивностью. Так, на Синюхинском месторождении преимущественное развитие имеют ранние более высокотемпературные стадии рудообразования, а на Чойском месторождении, напротив, широко распространены низкотемпературные минеральные ассоциации. На Тарданском и Мурзинском месторождениях проявлены и ранние, и поздние образования. Для выявления этих особенностей развития золоторудного процесса, установления связи различных типов золоторудной минерализации с проявлениями магматизма и оценки длительности рудообразования были проведены методами Ar-Ar и U-Pb датирования определения возрастов разных типов оруденения и магматических образований на примере Тарданского и Мурзинского месторождений.

Как показывают наши исследования, формирование золоторудной минерализации Тарданского месторождения охватывает более длительный период, чем представлялось ранее. Скарновая минерализация сформировалась на контакте диоритов и карбонатных пород в связи с внедрением Копто-Байсютского массива. Возрастное датирование массива с помощью Ar-Ar метода по биотитам показало величину 485.7 ± 4.4 млн лет, отвечающую нижнему ордовика (табл. 2). Близкий к этому значению возраст имеют скарны, образовавшиеся на контакте этого массива, а также магнетитовые руды и золото-суль-

Таблица 2.

**Абсолютные возрасты формирования рудоносных интрузивных пород
и связанных с ними скарнов и золотого оруденения**

Аu-Cu-скарновое месторождение, источник	Возраст гранитоидных интрузий, млн лет	Возраст скарнов, млн лет	Возраст кислых дайковых образований, млн лет	Возраст поздней Au-теллуридно-сульфидной минерализации, млн лет
Тарданское (Восточная Тува), [Гаськов и др., 2008] [Руднев и др., 2006]	Копто-Байсютский массив, 485.7 ± 4.4 (Ar-Ar по биотиту) 473.9 ± 4.5 (U-Pb)	—	484.2 ± 4.3 (Ar-Ar по биотиту)	481 ± 6.1 (Ar-Ar по серициту)
Мурзинское (Рудный Алтай), [Шокальский и др., 2000]	Усть-Беловский массив, 364 ± 8 (U-Pb)	—	—	358.3 ± 8 (Ar-Ar по серициту) (Наши данные)
Синюхинское (Горный Алтай), [Руднев и др., 2004]	Югалинский массив, 400 ± 28 (U-Pb)	—	—	—
Чойское (Горный Алтай), [Руднев и др., 2004]	Югалинский массив, 400 ± 28 (U-Pb)	—	—	—
Эль-Валье-Боинас (Иберийский пояс, Испания), [Martin-Izard et al., 2000, Cepedal et al., 2000]	Монцограниты 303 ± 6 (U-Pb)	302 ± 9 (U-Pb)	285 ± 4 (U-Pb)	<285 ± 4
Эргсберг (Папуа, Индонезия), [Pollard et al., 2005]	Массив Грасберг 3.41 ± 0.03 (Ar-Ar по флогопиту)	—	Диориты (2.71 ± 0.04 (Ar-Ar по флогопиту)	2.59 ± 15 (Ar-Ar)
Лысогорское (Ольховско-Чибжекская зона), [Дашенко, 2006] [Поляков, 1971]	Ольховский массив 544—515 (U-Pb) Шиндинский массив 537 (K-Ar)	—	—	512 ± 2 (Ar-Ar по серициту) [Борисенко и др., 2003]

фидная минерализация (пирит, халькопирит, пирротин, борнит, золото), пространственно и генетически связанная со скарново-магнетитовыми телами. Золото отлагалось совместно с сульфидами, на что указывают прямая корреляция содержаний золота и сульфидов (особенно халькопирита), а также включения золота в сульфидах. После формирования скарновой и апоскарновой минерализации с некоторым отрывом происходит внедрение дайковых и штокообразных малых тел гранитоидов, о чем свидетельствуют их секущее положение по отношению к скарновым и магнетитовым телам с сульфидной минерализацией. Ar-Ag датирование этих гранитных образований показывает их возраст в 484.2 ± 4.3 млн лет (см. табл. 2).

Следующий этап золотого оруденения проявился со значительным отрывом от скарнового процесса. Золото-сульфидная минерализация локализуется в линейных тектонических зонах дробления, наложенных на все типы скарнов и магматических пород, включая дайки. В этих зонах совместно с золото-сульфидным оруденением формировался широкий спектр метасоматитов (березиты, пропилиты, аргиллизиты). Ar-Ag определение возраста этого оруденения по серициту, включенному в виде тонких вкраплений в зернах золотоносного кварца, показывает 481 ± 6.1 млн лет (см. табл. 2). На заключительном этапе этого процесса в связи с понижением температуры гидротермальных растворов на флангах зон дробления формировались низкотемпературные метасоматиты хлорит-каолинит-карбонат-гидро-слюдистого состава. Золото в этих образованиях отлагалось в ассоциации с прожилками низкотемпературного халцедоновидного кварца, кальцита, галлуазита и единичных вкраплений рудных минералов. По результатам изучения газово-жидких включений в халцедоновидном кварце температуры формирования этой минеральной ассоциации оцениваются в 200—75 °С.

Сходная картина формирования золоторудной минерализации установлена и на Мурзинском месторождении. Его скарновая минерализация формируется на контакте тела гранодиоритов, относящегося к усть-беловскому габбро-диорит-гранитному комплексу. В образовании золотого оруденения Мурзинского рудного поля выделяются следующие эндогенные стадии: скарновый, апоскарновый Au-Cu, кварц-турмалиновый, гидротермальный золото-сульфидно-кварцевый и эпитеpmальный золото-ртутный.

Возраст Усть-Беловского массива, определенный U-Pb методом, составляет 364 ± 8 млн лет [Шокальский и др., 2000]. Близок к этой величине и возраст скарновой и апоскарновой золото-меднорудной минерализации Мурзинского месторождения. В постскарновый гидротермальный этап происходило формирование прожилково-вкрапленной золото-сульфидной минерализации (халькопирит, пирит, борнит, сфалерит, золото), которая сопровождалась близкосовершенным развитием гидротермально-ме-

тасоматических минералов — хлорита, актинолита, эпидота, кварца, а также мощных и протяженных зон кварц-турмалиновых метасоматитов. После отложения постскарновых гидротермально-метасоматических образований по системе крутопадающих субширотных трещин происходит внедрение даек диабазов и диабазовых порфиров, секущих эти ранние образования. Формирование минерализованных зон дробления происходило с некоторым отрывом от скарнового процесса и внедрения даек, о чем свидетельствует их наложение на эти породы. На это же указывает возраст серицита из кварц-карбонатных жил с сульфидами и золотом из минерализованной зоны дробления, полученный Ag-Ag методом и равный 358.3 ± 8 млн лет (см. табл. 2), что на 5.7 млн лет позднее внедрения массива и соответственно образования скарнов. Формирование на заключительном этапе эндогенного рудного процесса низкотемпературной теллуридно-сульфидной и золото-ртутной минерализации с кварц-карбонатными жилами и определило промышленную значимость Мурзинского месторождения. Отложение этой золоторудной минерализации сопровождалось низкотемпературным гидротермальным изменением вмещающих пород (аргиллизация, адуляризация, пропилитизация). Полученные данные свидетельствуют о достаточно длительном периоде формирования промышленных руд Мурзинского месторождения, включающем последовательное формирование скарнов и роговиков, кварц-турмалиновых метасоматитов, апоскарнового гидротермального медно-золотого и эпитермального золото-ртутного оруденения. Все эти образования связаны с внедрением и развитием магматизма усть-беловского комплекса и являются продуктами единой рудно-магматической системы со смешанными мантийно-коровыми источниками как самих магматических образований, так и рудных компонентов.

О достаточно длительном периоде развития рудно-магматических систем свидетельствуют данные и по другим Au-Cu-скарновым месторождениям различных регионов, которые сформировались в различные геологические эпохи, начиная с плейстоцена до кембрия (см. табл. 2). Диапазон формирования оруденения на Au-Cu месторождении Эль-Валье-Боинас (Испания, Иберийский пояс), связанного с известковыми и магнезиальными скарнами (возраст 302 ± 9 млн лет), составляет не менее 15 млн лет, о чем говорит наложение низкотемпературной минерализации (кварц, карбонат, адуляр, дигенит, висмутин, самородный Вi и электрум) на дайки с возрастом 285 ± 4 млн лет (см. табл. 2). В Ольховско-Чибихевской зоне на Лысогорском месторождении возраст формирования низкотемпературного золотого оруденения по серициту (Ag-Ag метод) составляет 512 ± 2 млн лет [Борисенко и др., 2003], а гранитодных рудоносных массивов ольховского комплекса по разным оценкам — 544—515 млн лет (см. табл. 2).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные результаты по ряду золоторудных медно-скарновых месторождений показывают, что образование промышленного золоторудного оруденения обязано пространственному совмещению многостадийной золоторудной минерализации, формировавшейся на протяжении длительного периода (по нашим данным 5—6 млн лет) в связи со становлением сложных по составу магматических комплексов (см. табл. 2). Как мы видим, в составе всех трех комплексов таннуольского, усть-беловского и югалинского (синюхинского) отмечается дифференцированный ряд пород, начиная с габбро и кончая гранитами, с которыми связано большинство золото-медно-скарновых месторождений. Намечается связь золоторудных месторождений медно-скарнового типа с магматическими комплексами, характеризующимися сложной историей мантийно-корового развития (рис. 10). На связь с глубинными мантийными очагами также указывает практически постоянная при-

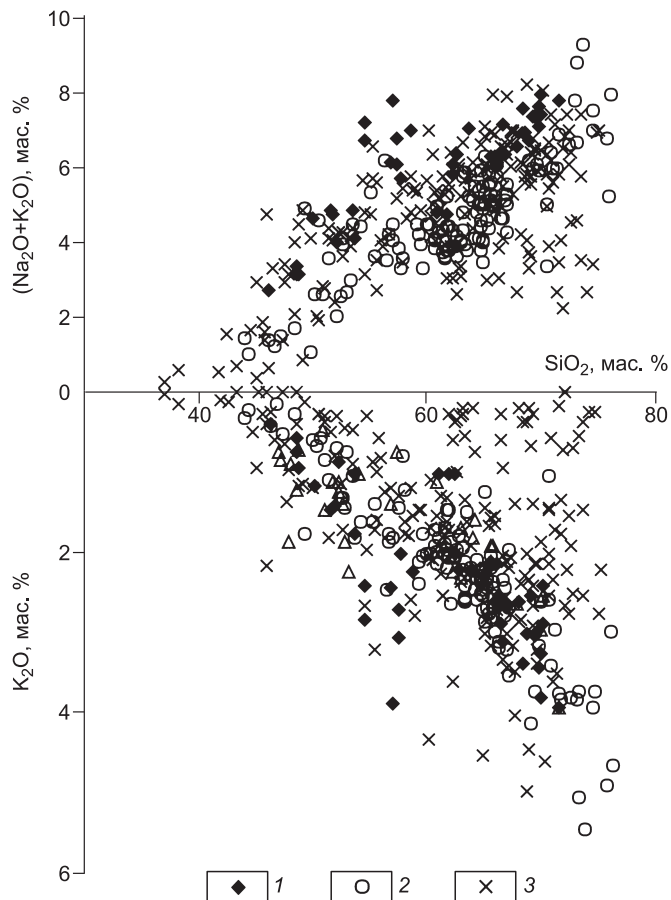


Рис. 10. Петрохимический состав рудоносных магматических пород различных комплексов:

1 — синюхинского, 2 — усть-беловского, 3 — таннуольского.

мель в рудах Co-Ni содержащих минералов (зигенит (CoNi_2S_4)—виоларит (FeNi_2S_4), глаукоdot (Co,FeAsS), кобальтин (CoFeAsS).

Характерной особенностью всех этих магматических образований является увеличение общей щелочности пород и, в частности, их калиевости по мере возрастания их кислотности. Формирование же рудообразующих систем тесно связано с коровыми очагами зарождения гранитоидного магматизма, а их реализация проявляется в постмагматический период становления того или иного магматического образования (массивов, дайковых тел).

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 09-05-00295).

ЛИТЕРАТУРА

Борисенко А.С., Оболенский А.А., Говердовский В.А., Пономарчук В.А., Павлова Г.Г., Наумов Е.А. Геодинамические обстановки и возрастные рубежи проявления ртутной и ртути содержащей минерализации в Алтае-Саянской области // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса. Иркутск, Ин-т географии СО РАН, 2003, с. 27—31.

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

Гаськов И.В., Акимцев В.А., Ковалев К.Р., Задорожный В.М. Золотоносные минеральные ассоциации медно-скарновых месторождений Алтае-Саянской складчатой области // Скарны, их генезис и рудоносность. Материалы конференции. Екатеринбург, Изд-во ИГГ УрО РАН, 2005, с. 170—178.

Гусев А.И. Металлогения золота Горного Алтая и южной части Горной Шории. Томск, Изд-во ТПУ, 2003, 307 с.

Гусев А.И. Эталон габбро-гранитоидного комплекса (Горный Алтай). Новосибирск, Академ. изд-во «Гео», 2007, 209 с.

Гусев А.И., Гусев Н.И. Геологическое строение Чойского рудного поля Горного Алтая // Руды и металлы, 1998, № 2, с. 90—99.

Даценко В.М. Металлогения раннепалеозойской островодужной системы Палеоазиатского океана // Актуальные проблемы рудообразования и металлогении. Новосибирск, Академ. изд-во «Гео», 2006, с. 75—77.

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.

Поляков Г.В. Палеозойский магматизм и железооруденение юга Сибири. М., Наука, 1971, 310 с.

Рослякова Н.В., Щербаков Ю.Г. Состав золота в скарнах Синюхинского рудного поля, Алтай // Геохимия, 1999, № 1, с. 25—33.

Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А., Бибикина 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.

Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А., Бибикина Е.В., Сергеев С.А., Матуков Д.И., Плоткина Ю.В., Баянова Т.Б. Каа-Хемский полихронный гранитоидный батолит (Восточная Тува): состав, возраст, источники и геодинамическая позиция // Литология, 2006, № 2, с. 3—33.

Рундквист Д.В. Фактор времени при формировании гидротермальных месторождений: периоды, эпохи, этапы и стадии рудообразования // Геология рудных месторождений, 1997, т. 39, № 1, с. 11—24.

Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Борисов С.М. Корреляция магматических и метаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000, 187 с.

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

Щербаков Ю.Г. Золоторудные столбы в скарнах Синюхинского месторождения // Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск, Наука, 1972, с. 160—165.

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

Martin-Izard A., Fuertes-Fuente M., Cepedal A., Moreiras D., Nieto J.G., Maldonado C., Pevida L. R. The Rio Narcea gold belt intrusions: geology, petrology, geochemistry and timing // J. Geochem. Explor., 2000, v. 71, № 2, p. 103—117.

Cepedal A., Martin-Izard A., Reguilon R., Rodriguez-Pevida L., Spiering E., Gonzalez-Nistal S. Origin and evolution of the calcic and magnesian skarns hosting the El Valle-Boinas copper-gold deposit, Asturias (Spain) // J. Geochem. Explor., 2000, v. 71, № 2, p. 119—151.

Pollard P.J., Taylor R.G., Peters L. Ages of intrusion, alteration, and mineralization at the Grasberg Cu-Au deposit, Papua, Indonesia // Econ. Geol., 2005, v. 100, № 5, p. 1005—1020.

*Рекомендована к печати 16 ноября 2009 г.
А.Э. Изохом*

*Поступила в редакцию
20 марта 2009 г.*