

УДК 553.463:553.411

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗНОВИДНОСТЕЙ ПИРИТА ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КУМТОР, КЫРГЫЗСТАН

А.Г. Шевкунов¹, В.В. Масленников², Р.Р. Ларж³, С.П. Масленникова¹, Л.В. Данюшевский³

¹Кыргызский институт минерального сырья, пр. Мира 66, г. Бишкек, 720001 Кыргызстан

²Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс, Челябинская обл., 456317 Россия; mas@mineralogy.ru

³Тасманийский университет, г. Хобарт, 7001 Австралия

GEOCHEMICAL FEATURES OF PYRITE TYPES OF THE KUMTOR GOLD DEPOSIT, KYRGYZSTAN

A.G. Shevkunov¹, V.V. Maslennikov², R.R. Large³, S.P. Maslennikova¹, L.V. Danyushevsky³

¹Kyrgystan Institute for Mineral Resources, pr. Mira 66, Bishkek, 720001 Kyrgyzstan

²Institute of Mineralogy UB RAS, Miass, Chelyabinsk district, 456317 Russia; mas@mineralogy.ru

³University of Tasmania, Hobart, 7001 Australia

В черносланцевой толще золоторудного месторождения Кумтор (Срединный Тянь-Шань) установлены последовательно образующиеся разновидности осадочно-диагенетического (Py1), метаморфического (Py2) и гидротермального (Py3) пирита, каждый из которых по данным масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой и лазерной абляцией (ЛА-ИСП-МС) характеризуется своими геохимическими особенностями, отражающими изменение условий эволюции осадочной системы. Осадочно-диагенетический пирит отличается повышенными медианными значениями содержаний Mn, Tl, Co, Ni, As, Sb, Pb и Mo. Содержания этих элементов, а также Au, Ag, Te и W постепенно уменьшаются в ряду от фрамбоидального до кристаллически-зернистого пирита. Минимальные содержания большинства элементов-примесей установлены в метаморфическом пирите и пирротине. Гидротермальный пирит характеризуется сильными вариациями содержаний Cu, Se, Zn, Pb, Sb, Au, Ag, Te, Ti и W за счет микровключений халькопирита, сфалерита, тетраэдрита, самородного золота, галенита, алтаита, теллуридов Au-Ag, рутила и шеелита. Установлена корреляция содержаний Au с содержаниями W и Ti. Полученные данные согласуются с мультистадийной моделью (Large и др., 2011), рассматривающей осадочно-диагенетический пирит в качестве источника большинства химических элементов, которые мобилизуются в раствор на стадии пирротинизации и переотлагаются на гидротермальной стадии в виде собственных минералов.

Илл. 10. Табл. 2. Библ. 25.

Ключевые слова: золото, микроэлементы, ЛА-ИСП-МС, пирит, Кумтор

Successively forming sedimentary-diagenetic (Py1), metamorphic (Py2) and hydrothermal (Py3) pyrite types are recognized in black shales of the Kumtor gold deposit (Central Tien Shan). According to LA-ICP-MS analysis, each type exhibits specific geochemical features. Sedimentary-diagenetic pyrite is characterized by higher median Mn, Tl, Co, Ni, As, Sb, Pb and Mo contents. The contents of these elements, as well as Au, Ag, Te and W, gradually decrease from framboidal to crystalline-grained pyrite. The minimum contents of most trace elements are typical of metamorphic pyrite and pyrrhotite. Hydrothermal pyrite is characterized by strongly variable Cu, Se, Zn, Pb, Sb, Au, Ag, Te, Ti, W contents due to microinclusions of chalcopyrite, sphalerite, tetrahedrite, native gold, galena, altaite, Au-Ag tellurides, rutile and scheelite. The correlation between Au, W and Ti contents is established. Our data are in line with a multistage model of (Large et al., 2011), who considers sedimentary-diagenetic sources of most chemical elements, which are mobilized to the fluid during formation of pyrrhotite and form their minerals during hydrothermal stage.

Figures 10. Tables 2. References 25.

Key words: gold, trace elements, LA-ICP-MS, pyrite, Kumtor

Введение

В последние годы сотрудниками Института минералогии УрО РАН и Международного центра по изучению рудных месторождений (CODES, Университет Тасмании) проводятся совместные исследования эволюции элементов-примесей в последовательно формирующихся разнородностях пирита золоторудных и колчеданных месторождений. Эти исследования направлены на решение проблемы источников золота в золоторудных месторождениях, относящихся, главным образом, к карлинскому или сухоложскому типам. Несмотря на значительный прогресс в создании генетических моделей золоторудных месторождений, приуроченных к черносланцевым формациям, все еще остается много нерешенных вопросов (Large et al., 2011). В настоящее время доминируют три позиции в модели накопления золота: 1) богатые золотом флюиды формировались при глубинном метаморфизме или поступали из коровых гранитов или из мантии; 2) богатые органическим веществом осадочные породы являются ловушками, осаждающими золото из гидротермальных флюидов; 3) золото привносится позже – в синтетектоническую или посттектоническую стадии (Maslennikov et al., 2011; Large et al., 2011).

Однако еще в 1866 г. Р. Дантри (Dantree, 1866) высказал идею о поступлении золота из органического вещества осадочных пород. Впоследствии ряд исследователей предположили, что золото освобождается из богатых органическим веществом и диагенетическим пиритом черных сланцев во время диагенеза и метаморфизма (Буряк, 1982). В последние годы получены дополнительные доказательства в пользу этой модели (Large et al., 2007, 2009, 2011; Meffre et al., 2008; Chang et al., 2008; Maslennikov et al., 2011; Thomas et al., 2011). В данной работе описываются особенности распределения микроэлементов в разнородностях пирита, что позволило оценить соответствие геохимических данных современной модели накопления золота и других элементов в черносланцевых формациях.

Геологическая позиция и состав месторождения

Золото-(вольфрам)-сульфидное месторождение Кумтор находится на территории Среднего Тянь-Шаня, вблизи «линии Николаева» – сuture Кыргызско-Казахстанского палеоконтинента. Руд-

ные залежи локализованы в Кумторской зоне смятия длиной более 7 км и мощностью 300–400 м. Рудовмещающая зона смятия месторождения имеет надвиговую природу и выполнена дислоцированными породами вендского и нижнепалеозойского возраста (Дзялошинский и др., 1988; Shevkunov, 2013; Trifonov, Solomovich, 2018).

Золото-(вольфрам)-сульфидные тела Центрального участка месторождения находятся в зонах гидротермального преобразования углеродистых филлитов (рис. 1). Преобладающие метасоматические изменения: калишпатизация, альбитизация, карбонатизация и пиритизация. Руды представлены метасоматически измененными породами, пронизанными штокверком пирит-кварц-полевошпат-карбонатных прожилков. Штокверки обычно слагают периферийные части, а полно проявленные метасоматиты – «ядра» рудных тел. Рудные тела преимущественно линзо-, пластообразные, мощностью от первых десятков метров до 100–150 м протяженностью 600–1000 м и более. Текстуры руд – вкрапленные, прожилково-вкрапленные, сетчато-прожилковые, полосчатые, пятнистые, брекчиевидные (Шевкунов, 2012).

Основные рудные минералы – пирит, гематит, шеелит. Содержание пирита в руде составляет до 10–20 %. Второстепенные рудные минералы: халькопирит, сфалерит, самородное золото, теллуриды, блеклые руды (тетраэдрит, теннантит), галенит, висмутин, тетрадимит, самородное серебро и др. Нерудные минералы – карбонаты (анкерит, доломит, кальцит, сидерит), микроклин, альбит, кварц, серицит, целестино-барит, антраксолит-графит. Главный промышленный компонент руд Кумтора – золото (средние содержания в рядовых рудах 2–10 г/т, в богатых – десятки г/т). Серебро – попутно извлекаемый элемент.

Начиная с 1981 г. в процессе выполнения геологоразведочных работ в рудах месторождения Кумтор определены следующие минералы, содержащие золото: самородное золото (пробность 920–986 ‰ и 704–876 ‰); интерметаллиды Au–Ag – электрум (пробность 600–700 ‰), кюстелит (пробность 400–600 ‰), «белесое золото» (пробность < 400 ‰); теллуриды – калаверит AuTe_2 , сильванит AuAgTe_4 , петцит Ag_3AuTe_2 , креннерит $(\text{Au}, \text{Ag})_2\text{Te}_4$, мутманнит $(\text{Ag}, \text{Au})\text{Te}$, монтбрейит $(\text{Au}_2\text{Te}_3)\text{Au}_2(\text{Te}, \text{Sb})_3$, безсмертновит $\text{Au}_4\text{Cu}(\text{Te}, \text{Pb})$. На долю теллуридов Au–Ag в рудах месторождения Кумтор приходится около 50 % всего золота, а остальные 50 % связаны с самородным золотом

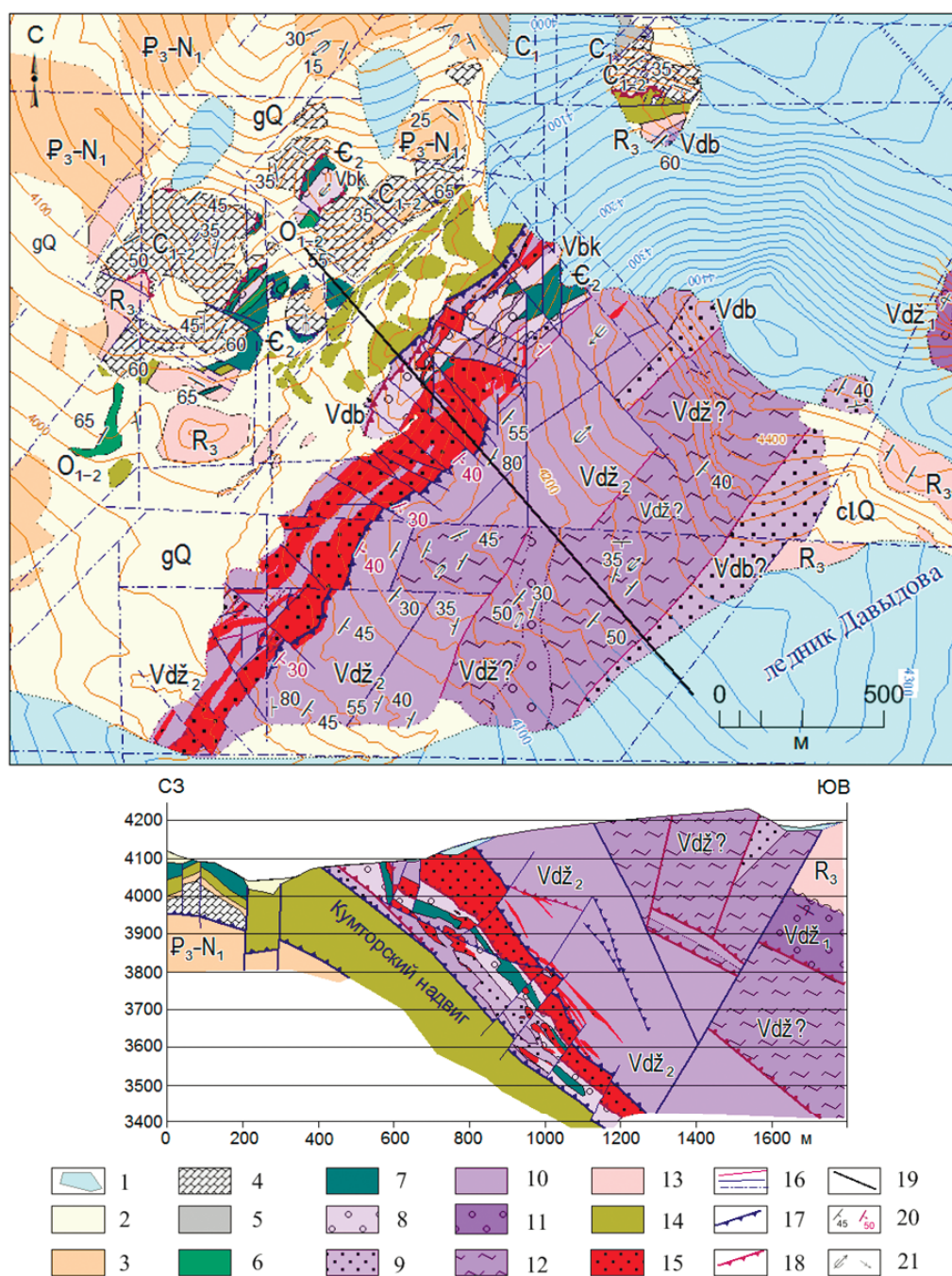


Рис. 1. Геологическая карта и разрез Центрального участка месторождения Кумтор.

1 – ледники; 2 – морены (gQ), коллювий (clQ); 3 – глины палеогена-неогена; 4 – известняки (C_{1-2}); 5 – песчаники (C_1); 6 – алевролиты (O_{1-2}); 7 – черные кремни и известняки (v2); 8 – верхние диамиктиты (Vbk); 9 – углистые филлиты с пиритом (Vdb); 10 – филлиты, карбонатно-терригенные ритмиты ($Vdž_2$); 11 – нижние диамиктиты ($Vdž_1$); 12 – кристаллические сланцы (V?) с зонами пирротинизации; 13 – метариолиты (R_3); 14 – зона альпийских тектонитов; 15 – рудоносная зона; 16 – разломы; 17 – альпийские надвиги; 18 – палеозойские надвиги; 19 – линия разреза; 20 – элементы залегания; 21 – положение шарниров складок.

Fig. 1. Geological map and cross section of the central area of the Kumtor deposit.

1 – glaciers; 2 – moraines (gQ), colluvium (clQ); 3 – Paleogene-Neogene clays; 4 – limestones (C_{1-2}); 5 – sandstones (C_1); 6 – siltstones (O_{1-2}); 7 – black cherts and limestones (v2); 8 – upper diamictites (Vbk); 9 – carbonaceous phyllites with pyrite (Vdb); 10 – phyllites, carbonate terrigenous rhythmites ($Vdž_2$); 11 – lower diamictites ($Vdž_1$); 12 – crystalline schists (V?) with pyrrhotite-rich zones; 13 – metarhyolites (R_3); 14 – zone of Alpine tectonites; 15 – ore-bearing zone; 16 – faults; 17 – Alpine thrusts; 18 – Paleozoic thrusts; 19 – cross-section line; 20 – bedding elements; 21 – position of fold hinges.

и интерметаллидами Au–Ag (Аникин, 1992). До 90 % всех золотосодержащих минералов и минеральных ассоциаций так или иначе связаны с «рудным» пиритом. Средние содержания золота в «рудном» пирите колеблются от 0.05 до 280 г/т.

Руды характеризуются разнообразием форм нахождения золота (Миколайчук и др., 2010). Среди самородного золота преобладает высокопробное (920–986 ‰). Основная его примесь – Ag (2.1–8.3 мас. %); другие элементы-примеси (Te, Sb, Se, Cu) составляют в сумме не более 1.0 мас. %. Золото наблюдается в виде округлых и полигональных включений (1–50 мкм) внутри зерен «рудного» пирита, на гранях кристаллов пирита и в виде пластинчатых зерен в микротрещинах. Высокопробное золото также отмечается в карбонатном матриксе рудных брекчий в виде скоплений мельчайших кристаллов в интерстициях зерен Mn-Fe карбонатов (Mn-Fe доломита, анкерита, сидерита, Mn-Fe кальцита). В ассоциации с ним чаще всего встречаются калаверит и теллуриды Au–Ag (петцит, креннерит), теллурид Pb (алтаит), халькопирит, блеклые руды (Zn тетраэдрит), реже галенит, сфалерит, теллуриды Ni (мелонит) и Hg (колорадоит), тетрадимит, висмутин, гематит, шеелит. Все вышеперечисленные рудные минералы также образуют зерна размером первые микрометры (Рафаилович и др., 2013).

Низкопробное золото (704–876 ‰) встречается реже, в виде зерен размером 10–50 мкм на гранях кристаллов пирита, в кавернах и микротрещинах. Обычно оно отмечается в ассоциации с целестино-баритом, теллуридами Ni (мелонитом) и Sb (теллурантимомом). Это золото ртутистое (0.12–5.28 мас. % Hg); другими элементами-примесями являются Ag (4.6–11.7 мас. %), Cu (до 8.6 мас. %), Sb (до 1.1 мас. %), Te (до 4.2 мас. %), Pb (до 2 мас. %), Zn (до 1.2 мас. %). Еще реже встречаются интерметаллиды Au–Ag (< 700 ‰). Часто при высоких содержаниях золота в пирит-карбонатных метасоматитах видимое самородное золото и теллуриды золота не наблюдаются. Возможно, это золото находится в виде субмикронных и наночастиц в составе более низкотемпературных разновидностей «рудного» пирита (Аникин, 1992; Рафаилович и др., 2013).

В рудных зонах золото имеет существенную положительную корреляцию с Te, Ag, Cu, Hg, Sb, As, Sr и Zn и слабую с Bi, Pb, W. Ключевой геохимической ассоциацией руд является группа элементов Au + Te + Hg + Ag + W при содержаниях

золота 1–10 (до 320) г/т, Te 1–20 (до 250) г/т, Hg 0.1–6 г/т, Ag 1–5 (до 40) г/т и W 0.005–0.1 %. Все эти элементы образуют как собственные минеральные формы, так и микропримеси в других минералах. Мышьяк на месторождении не образует значимых концентраций (< 50 г/т) и присутствует лишь в составе блеклых руд (тетраэдрита и теннантита), а также в виде примеси в некоторых разновидностях пирита. Очень редко наблюдаются микровключения арсенопирита в мышьяковистом пирите. Наибольшие средние содержания золота характерны для пирит-карбонатных метасоматитов; более низкие – для пирит-карбонат-альбитовых и пирит-карбонат-калишпатовых метасоматитов (Рафаилович и др., 2013).

Карбонатный метасоматоз и золото-теллурид-пиритовые руды, локализованные в черных сланцах, наблюдаются и на месторождении Сухой Лог (Рундквист и др., 1993). Это месторождение наиболее сходно с месторождением Кумтор (Large et al., 2007). Главными отличительными особенностями последнего в ряду золоторудных объектов, локализованных в черносланцевых толщах, являются: 1) преобладание руд пирит-(полевошпат)-карбонатного состава; 2) отсутствие в рудах практически значимых количеств мышьяка, и особенно в форме арсенопирита. Среди Тянь-шаньских месторождений (Конеев, 2007) месторождение Кумтор занимает промежуточное положение между известными месторождениями золота Мурунтау и Кочбулак. Как известно, богатые золоторудные тела Мурунтау – калишпат-кварцевые метасоматиты с самородным золотом – приурочены к «линзе» пород, претерпевших преобразования хлорит-биотитовой субфации зеленосланцевого метаморфизма, вплоть до начала амфиболитовой фации (Проценко, 2008). Также, как и на многих других золоторудных месторождениях черносланцевой ассоциации, на месторождении Кумтор выявлены мощные (> 100 м) зоны пирротинизации филлитов-кристаллических сланцев в висячем боку рудоносной структуры. Мощные зоны пирротинизации описаны и на месторождении Мурунтау, только ниже позиции рудоносных зон (Проценко, 2008).

Ag/Ar возраст серицита серицитолитов месторождения Кумтор 284–288 млн лет (Mao et al., 2004), что примерно соответствует возрасту внедрения постколлизийных гранитоидов (C₃–P₁) Срединного и Южного Тянь-Шаня. Все геолого-структурные особенности указывают на принадлежность месторождения Кумтор к орогенным месторождениям

черносланцевой ассоциации (Groves et al., 2003), классификация которых пока окончательно не разработана (Large et al., 2011).

Методы исследований

Поставленная задача решалась на основе парагенетического анализа минеральных ассоциаций с последующим анализом элементов-примесей методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой и лазерной абляцией (ЛА-ИСП-МС). Подробно методика анализов описана в работах (Large et al., 2009; Danyushevsky et al., 2011).

Ниже приведены результаты исследования состава микропримесей некоторых типов пирита месторождения Кумтор. Разные типы пирита, пирротин и некоторые рудные минералы (сфалерит, калаверит, халькопирит, тетраэдрит) были проанализированы в семи образцах из вмещающих пород и в двух – из руд месторождения Кумтор на 30 элементов (Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, As, Se, Zr, Mo, Ag, Cd, Sn, Sb, Te, Ba, La, W, Pt, Au, Hg, Tl, Pb, Bi, Th, U, Fe, S) в Центре по изучению генезиса рудных месторождений (CODES) Тасманийского Университета (г. Хобарт, Тасмания, Австралия). Всего выполнено 192 анализа зерен пиритов и 7 анализов зерен пирротина. На рис. 2 показаны образцы пиритовых вмещающих пород и пирит-карбонатных руд месторождения Кумтор, которые были изучены в CODES (2009). Результаты представлены в виде «box&whiskers» диаграмм для отдельно взятого элемента. На каждой из диаграмм показаны квантили встречаемости содержаний, медианные значения, аномальные и ураганные содержания элемента по каждой из изученных разновидностей пирита.

Разновидности пирита

Пирит характеризуется различными текстурно-структурными особенностями. Наиболее часто он образует полосчатые или слоистые текстуры. Отдельные полосы в углеродистых филлитах сложены крупнозернистым пиритом (см. рис. 2а). Нередко по простиранию они сменяются пятнистыми текстурами (см. рис. 2б). Для месторождения характерно широкое распространение пиритовых конкреций, включающих фрамбоидальные, радиально-лучистые и зернистые разновидности (см. рис. 2в). Некоторые полосчатые слои, сложенные сплошными мелко- и тонкозернистыми агрегатами

пирита, напоминают серноколчеданные руды. В таких слоях наблюдается еле уловимая слойчатость или полосчатость (см. рис. 2г). Слои сплошного пирита переслаиваются с углеродистыми филлитами (см. рис. 2д). По простиранию каждый слой может сменяться конкреционными стяжениями. Конкрекции по структуре не отличаются от пирита в слоях (см. рис. 2е). Наряду с карбонатными конкрециями в филлитах встречаются тонкие линзы пирротина (см. рис. 2ж). Рудными являются тектоно-метасоматические брекчии пиритовых углеродистых филлитов, обломки которых сцементированы золотоносными пирит-карбонатными жилами, образующими плотный штокверк (см. рис. 2з). Часто золоторудные интервалы сложены линзами углеродисто-пирит-карбонатных метасоматитов (см. рис. 2и).

На месторождении Кумтор выделяется три главных генетических типа пирита: осадочно-диагенетический (Py1), метаморфический (Py2) и гидротермальный (Py3). В каждом типе пирита выделяется несколько морфогенетических разновидностей.

Осадочно-диагенетический пирит подразделяется на фрамбоидальный (Py1f), обломковидный крипто-, микро- и мелкозернистый (Py1c), слоистый и конкреционный мелкозернистый (Py1s). Нередко встречаются тесные сращения этих разновидностей, поэтому выделены также переходные разновидности: Py1cf – обломковидный мелкозернистый пирит с фрамбоидами, Py1sfp – фрамбоидальный, частично перекристаллизованный. Все разновидности пирита сформировались до стадии метаморфической пирротинизации. С пирротинном (Pomt) ассоциируют порфириовидные эвгедральные кристаллы метаморфического пирита (Py2ms). Среди «рудного» пирита выделены сильно корродированные зерна (Py3ms1), эвгедральные кристаллы (Py3ms2), дырчатые эвгедральные кристаллы (Py3ms3), субгедральные зерна (Py3ms4).

Среди осадочно-диагенетического пирита наиболее ранними являются обломковидные обособления криптозернистого пирита (Py1c), заключенные, как правило, в зернистые агрегаты пирита (рис. 3а). Во многих прослоях или конкрециях доминирует ранний фрамбоидальный пирит (Py1f) (см. рис. 3б), а также его частично перекристаллизованные разновидности (Py1sfp) (см. рис. 3в). Фрамбоидальный пирит и его скопления в некоторых случаях окаймляются радиально-лучистым или радиально-зернистым пиритом, образуя смешанную разновидность (Py1sf) агрегатов фрамбоидально-го, конкреционного, сфероидального, радиально-

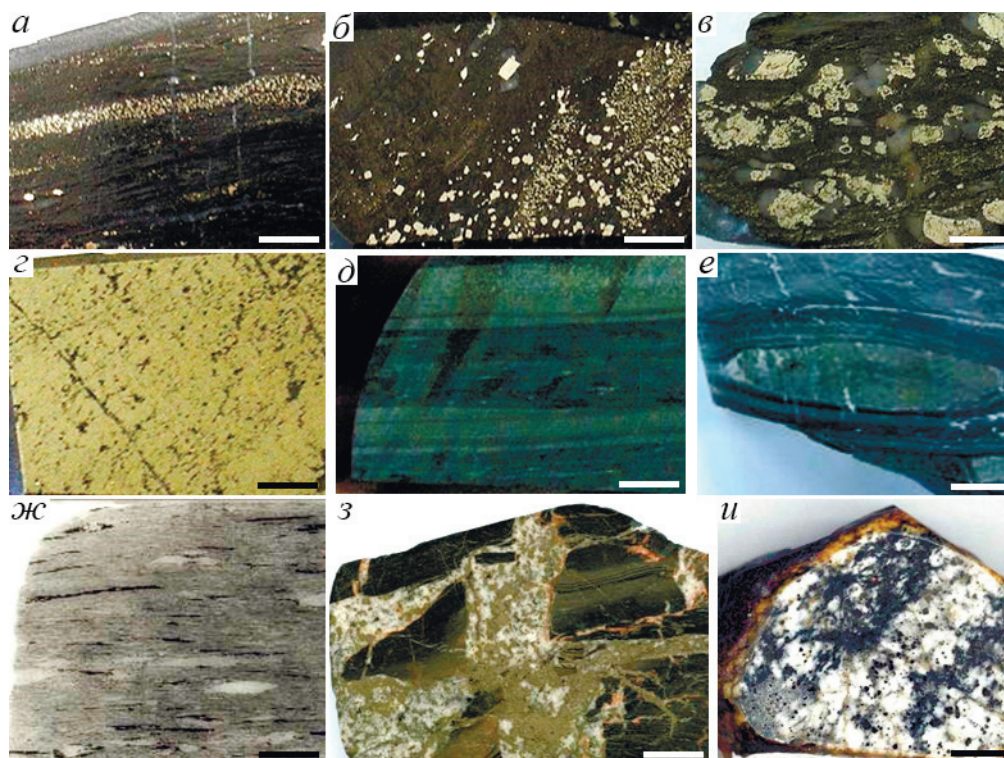


Рис. 2. Вмещающие породы и некоторые типы руд месторождения Кумтор.

a–e – текстуры агрегатов осадочно-диагенетического пирита в углеродистых филлитах: *a, d* – полосчатая; *б* – пятнистая; *в, e* – конкреционная; *з* – массивная полосчатая; *ж* – линзовидно-полосчатая пирротиновая и карбонатная минерализация в филлитах; *з* – брекчия сульфидно-углеродистых филлитов, сцементированная золотоносным пирит-карбонатным штокверком; *и* – золоторудный углеродисто-пирит-карбонатный метасоматит. Масштаб 1 см.

Fig. 2. Host rocks and some ore types of the Kumtor deposit.

a–e – structures of sedimentary-diagenetic pyrite aggregates in carbonaceous phyllites: *a, d* – banded; *б* – spotted; *в, e* – nodular; *з* – massive banded; *ж* – lenticular-banded pyrrhotite and carbonates in phyllites; *з* – breccias of sulfide-bearing carbonaceous phyllites cemented by gold-bearing pyrite-carbonate stockwork; *и* – gold-bearing carbonaceous pyrite-carbonate metasomatite. Scale bar is 1 cm.

лучистого, и, возможно, биоморфного пирита (см. рис. 3г). Примером смешанных агрегатов (Py1sf) могут быть конкреции фрамбоидального пирита, внешняя кайма которых частично перекристаллизована (см. рис. 3д). Еще более сложное строение имеют конкреции, напоминающие биоморфозы: их ядро сложено криптозернистым и фрамбоидальным пиритом, затем следует инкрустация радиально-лучистым пиритом, который покрыт каймой кварца и субгедрального пирита (см. рис. 3е).

Пирротин (Pomt) является поздним минералом не только по отношению к осадочно-диагенетическому пириту. Типичным является замещение пирротинном и кварцем ядер конкреций, сложенных фрамбоидальным и критозернистыми разновидностями ранне-диагенетического пирита (рис. 4а). Нередко наблюдается частичное замещение кристаллов и кристаллически-зернистых агрегатов

пирротинном и кварцем (см. рис. 4б, в). Пирротин появился в постдиагенетические стадии, поскольку формирование его прожилков возможно лишь в литифицированной породе (см. рис. 4г). В пирротине нередко присутствуют эвгедральные кристаллы пирита (Py2ms) (см. рис. 4д). Иногда они содержат редкие включения пирротина, халькопирита и сфалерита. В матриксе углеродистых филлитов нередко присутствуют многочисленные эвгедральные кристаллы пирита (Py2ms), содержащие многочисленные пойкилиты нерудных минералов, рутила и реже сульфидов (см. рис. 4е).

В кварц-карбонатном штокверке, тяготеющему к висячему боку рудоносной зоны, доминируют субгедральные кристаллы пирита (Py3ms) с многочисленными включениями рутила, калаверита и самородного золота (рис. 5а). Более поздними являются включения самородного золота в халькопи-

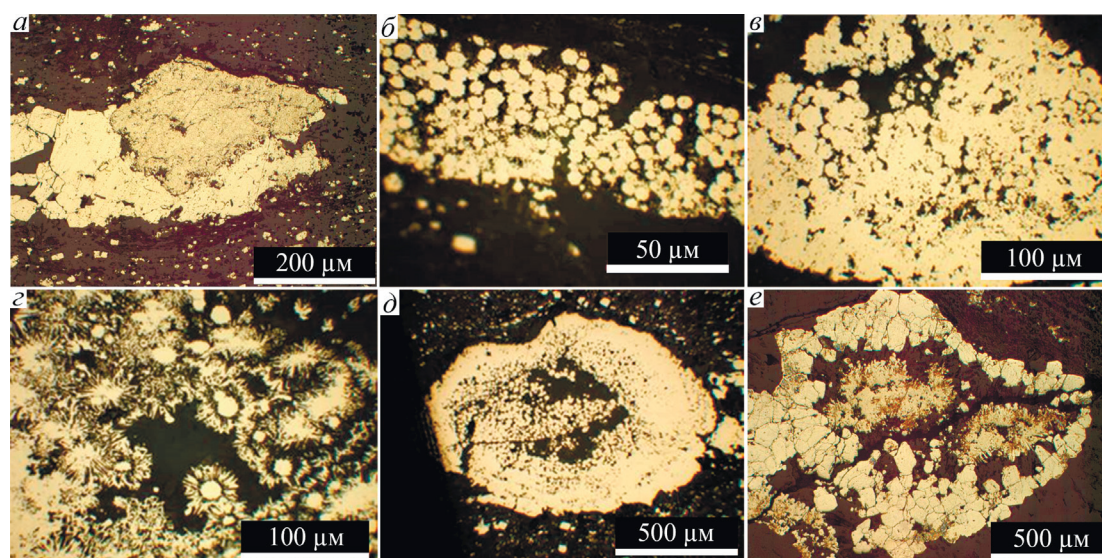


Рис. 3. Морфологические разновидности осадочно-диагенетического пирита месторождения Кумтор.

a – обломковидный криптозернистый пирит в кристаллически-зернистом пирите; *б* – прослой фрамбоидального пирита; *в* – частично перекристаллизованная конкреция фрамбоидального пирита; *г* – обрастание фрамбоидов радиально-лучистым пиритом (параморфозы пирита по марказиту); *д* – конкреция фрамбоидального пирита с кристаллически-зернистой каймой; *е* – сложная конкреция с реликтовым ядром фрамбоидального пирита, последовательно обросшим радиально-лучистым пиритом (параморфоза по марказиту), кварцем и кристаллически-зернистым пиритом. Отражённый свет.

Fig. 3. Morphological types of sedimentary-diagenetic pyrite of the Kumtor deposit.

a – clastic-like cryptocrystalline pyrite in crystalline granular pyrite; *б* – layer of framboidal pyrite; *в* – partially recrystallized pyrite nodule; *г* – framboid overgrown by radial pyrite (paramorphosis of pyrite after marcasite); *д* – nodule of framboidal pyrite with crystalline granular rim; *е* – complex nodule with relict core of framboidal pyrite overgrown by radial pyrite (paramorphosis of marcasite), quartz, and crystalline granular pyrite. Reflected light.

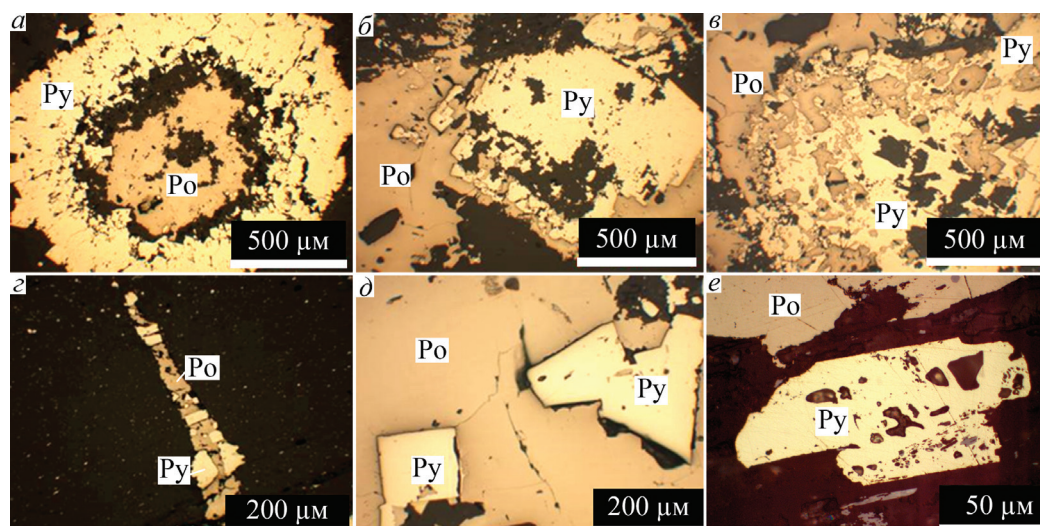


Рис. 4. Пирит-пирротиновая ассоциация в висячем боку месторождения Кумтор.

a – замещение ядра пиритовой конкреции пирротинном и кварцем; *б* – частичное замещение кристаллов пирита пирротинном; *в* – реликты пирита в пирротине; *г* – пирротин-пиритовый прожилок с эвгдральными кристаллами пирита (Py2ms); *д* – эвгдральные кристаллы пирита (Py2ms) в пирротине; *е* – пойкилитовые включения кварца, сульфидов и рутила в эвгдральном кристалле пирита (Py2ms). Отраженный свет.

Fig. 4. Pyrite-pyrrhotite assemblage in a hanging wall of the Kumtor deposit.

a – replacement of pyrite nodule core by pyrrhotite and quartz; *б* – partial replacement of pyrite crystals by pyrrhotite; *в* – pyrite relicts in pyrrhotite; *г* – pyrrhotite-pyrite vein with euhedral pyrite crystals (Py2ms); *д* – euhedral pyrite crystals (Py2ms) in pyrrhotite; *е* – poikilite inclusions of quartz, sulfides, and rutile in euhedral pyrite crystal (Py2ms). Reflected light.

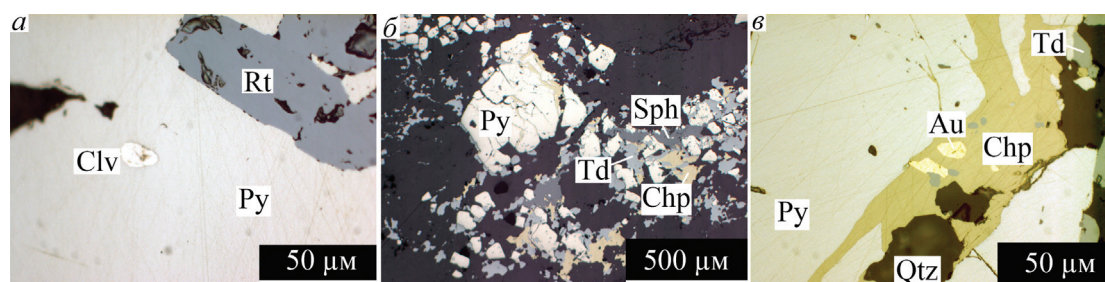


Рис. 5. Метаморфогенно-гидротермальный кристаллически-зернистый субгедральный пирит (Py3ms4) в кварц-карбонат-золоторудной жильной ассоциации месторождения Кумтор.

a – включения калаверита и рутила в пирите Py3ms; *b* – признаки растрескивания кристаллов пирита (Py3ms4) и замещения его халькопиритом в ассоциации с тетраэдритом и сфалеритом; *v* – деталь строения: включения самородного золота и сфалерита в халькопиритовом прожилке в пирите, справа – тетраэдрит в кварце. Отраженный свет.

Fig. 5. Metamorphic-hydrothermal crystalline-grained subhedral pyrite (Py3ms4) of quartz-carbonate-gold vein assemblage of the Kumtor deposit.

a – inclusion of calaverite and rutile in pyrite (Py3ms); *b* – cracking of pyrite crystals (Py3ms4) and its replacement by chalcopyrite in assemblage with tetrahedrite and sphalerite; *v* – detail of the structure: inclusions of native gold and sphalerite in chalcopyrite vein in pyrite; right, tetrahedrite in quartz. Reflected light.

ритовых прожилках, пересекающих растрескавшиеся кристаллы пирита (см. рис. 5б, в). Самородное золото встречается в сростках с маложелезистым сфалеритом, иногда в ассоциации с тетраэдритом и галенитом.

Типохимизм разновидностей пирита

Каждая разновидность пирита и пирротин характеризуются своими геохимическими особенностями, которые выявлены методом ЛА-ИСП-МС (табл. 1, 2).

Марганец. Распределение марганца в разновидностях пирита очень контрастное (рис. 6а). Широкие вариации содержаний характерны для пирита осадочно-диагенетической группы (Py1). Аномально высокие содержания свойственны фрамбоидальному пириту – 0.25% в среднем. Высокие содержания наблюдаются также во всех комбинациях форм пирита, где содержатся фрамбоиды. В кристаллически-зернистых агрегатах пирита содержания Mn низкие (медианные содержания 1–3 г/т). Эвгедральные кристаллы пирита (Py2), ассоциирующие с пирротинном, также как и пирротин, характеризуются минимальными содержаниями и вариациями содержаний Mn. В гидротермальных разновидностях пирита (Py3) вариации содержаний Mn немного выше, чем в Py2.

Таллий. Несмотря на низкие содержания в целом, осадочно-диагенетический пирит (Py1) резко отличается от метаморфического (Py2) и гидротермального (Py3) пирита и пирротина по содержанию Tl (см. рис. 6б): 0.3–0.88 г/т Tl (до 1.67 г/т во фрамбоидальном пирите) по сравнению с 0.001–0.063 г/т

Tl в метаморфическом пирите и еще более низкими содержаниями в Py3.

Кобальт. Криптозернистые и фрамбоидальные разновидности пирита Py1, исключая обломковидные зернистые обособления, характеризуются повышенными содержаниями Co (170–250 г/т) (см. рис. 6а). Максимальные средние содержания (~1000 г/т) характерны для фрамбоидального пирита. В перекристаллизованном фрамбоидальном пирите, в среднем, содержания Co снижаются до 35 г/т. В более поздних разновидностях пирита содержания Co составляют до 30–50 г/т.

Никель. Картина распределения никеля в разных пиритах (см. рис. 6г) подобна тренду содержаний Co, за исключением пирита Py2ms, однако средние содержания Ni всегда выше, чем таковые Co. Это хорошо видно на графиках отношений Co/Ni (см. рис. 6). Для большинства разновидностей осадочно-диагенетического пирита значения этого отношения составляют 0.1–0.5, т.е. абсолютные содержания Ni в пирите в 2–10 раз выше, чем содержания Co. Сильно отличается метаморфогенный пирит (Py2ms), в котором значения Co/Ni достигают 30 за счет резкого снижения содержаний Ni. По высоким значениям Co/Ni значительная часть гидротермальных разновидностей пирита уступает ему (см. рис. 6г).

Ванадий. Наибольшие средние (45.2 г/т) и медианные (7.9 г/т) содержания V наблюдаются во фрамбоидальном пирите или в тех разновидностях осадочно-диагенетического пирита, где он присутствует. В гидротермальном пирите содержания V сильно варьируют (рис. 7а).

Таблица 1
Table 1

Содержание элементов-примесей в разнородностях осадочно-диагенетического пирита (PY1) месторождения Кумтор (г/т)

Trace element content of sedimentary-diagenetic pyrite (PY1) of the Kumtor deposit (ppm)

Эле- мент	Py1c (37)			Py1cf (14)			Py1f (15)			Py1s (23)			Py1sf (23)			Py1sfb (10)		
	мин.	макс.	мед.	мин.	макс.	мед.	мин.	макс.	мед.	мин.	макс.	мед.	мин.	макс.	мед.	мин.	макс.	мед.
Ti	1.370	981.96	68.89	3.985	1081.44	148.76	4.606	75.13	18.65	1.670	756.08	57.80	3.798	2951.83	69.76	10.910	1024.61	366.15
V	0.001	6.22	0.48	0.087	6.88	2.44	0.690	35.66	5.72	0.001	100.15	0.90	0.113	482.56	7.91	0.426	54.32	5.53
Cr	0.001	37.94	1.37	0.001	23.61	7.44	0.882	188.87	8.14	0.001	16.06	2.31	0.858	77.05	9.39	0.254	22.06	10.95
Mn	0.001	319.93	2.95	1.140	5791.25	153.64	673.774	3437.22	2750.29	0.001	3176.79	1.25	0.824	4316.32	1144.95	2.070	391.33	138.59
Co	0.440	2343.29	56.39	16.783	407.97	173.23	150.464	1476.04	239.67	0.432	1733.70	196.56	114.320	3723.26	930.25	3.142	193.65	30.25
Ni	9.967	2685.65	322.61	171.611	1798.86	892.97	871.943	4101.21	1071.77	6.668	4739.04	470.05	322.495	8764.38	2466.47	30.074	900.29	125.88
Co/Ni	0.000	4.90	0.11	0.046	0.46	0.24	0.155	0.42	0.24	0.065	2.17	0.33	0.161	1.20	0.46	0.073	0.36	0.24
Cu	0.010	3054.76	85.55	170.477	2191.72	357.89	143.727	286.82	251.40	0.513	2739.70	111.95	36.033	1143.16	157.15	46.036	178.80	82.48
Zn	0.100	636.42	7.00	4.596	300.09	116.21	46.486	127.31	95.52	0.100	95.16	4.68	1.376	73.56	27.81	6.645	116.14	28.20
As	6.307	1458.47	371.88	290.454	2667.98	972.21	1288.610	3145.10	1759.65	5.629	29.87	271.49	192.652	5354.61	1717.48	154.751	1687.03	300.33
Se	0.384	84.53	6.47	2.241	42.09	6.81	12.839	49.76	22.68	0.428	52.46	2.07	0.441	37.24	19.43	0.159	2.61	1.60
Zr	0.001	44.69	0.99	0.045	45.86	13.25	0.025	1.36	0.25	0.001	24.44	1.32	0.021	26.07	2.04	0.086	103.90	29.55
Mo	0.001	26.35	0.19	0.001	66.52	2.78	6.973	155.45	69.12	0.001	35.77	0.02	0.001	132.66	21.25	0.019	45.74	1.14
Ag	0.001	13.49	0.95	0.818	47.99	4.92	8.166	41.93	34.28	0.001	9.34	0.57	0.064	34.80	5.49	0.434	4.07	2.67
Cd	0.001	4.49	0.09	0.048	1.87	0.53	0.053	0.51	0.23	0.001	0.66	0.13	0.001	0.66	0.16	0.001	0.46	0.20
Sn	0.104	6.72	0.69	0.734	5.47	1.73	0.297	11.33	1.21	0.033	1.50	0.55	0.138	21.00	0.39	0.136	5.69	1.92
Sb	0.011	46.15	2.12	3.279	310.78	45.09	79.441	263.35	233.82	0.037	98.62	4.84	1.634	282.60	76.75	4.766	75.89	30.71
Te	0.001	1.56	0.07	0.073	11.50	2.13	4.497	68.26	6.24	0.001	33.97	0.13	0.143	56.68	13.01	0.001	1.61	0.15
Ba	0.001	37.62	3.58	0.452	92.73	18.66	8.982	288.92	75.63	0.001	129.06	4.13	1.187	689.86	35.17	8.492	75.11	35.88
La	0.001	8.32	0.02	0.011	12.72	0.60	0.008	0.35	0.04	0.001	3.86	0.01	0.001	12.82	0.07	0.011	20.34	1.24
W	0.001	0.63	0.04	0.006	0.65	0.12	0.032	0.30	0.12	0.001	0.24	0.06	0.036	1.25	0.20	0.009	0.75	0.07
Pt	0.001	0.01	0.00	0.001	0.02	0.00	0.001	0.06	0.01	0.001	0.03	0.00	0.001	0.06	0.02	0.001	0.011	0.00
Au	0.001	0.28	0.01	0.006	1.30	0.49	0.438	2.89	0.58	0.001	1.48	0.01	0.001	3.09	0.81	0.001	0.10	0.04
Hg	0.001	0.70	0.17	0.058	1.00	0.26	0.324	0.79	0.49	0.006	1.69	0.10	0.074	1.13	0.45	0.050	0.16	0.09
Tl	0.001	4.68	0.03	0.001	3.93	0.68	0.266	1.77	0.79	0.001	2.58	0.29	0.006	2.21	0.50	0.727	4.30	1.67
Pb	0.074	231.18	11.49	20.279	1191.60	262.53	140.715	1403.36	1124.21	0.277	247.02	18.96	12.409	1457.59	203.62	30.309	392.16	143.56
Bi	0.001	3.02	0.06	0.220	7.28	3.01	5.518	17.73	6.15	0.001	9.58	0.05	0.100	15.79	4.16	0.032	4.64	0.34
Th	0.001	1.56	0.07	0.001	2.55	0.39	0.001	0.29	0.02	0.001	1.06	0.06	0.001	4.38	0.04	0.006	6.48	1.26
U	0.000	2.04	0.04	0.001	0.95	0.18	0.050	0.23	0.12	0.000	1.00	0.03	0.005	0.87	0.11	0.012	3.98	0.50

Таблица 2

Содержание элементов-примесей в пирротине (Pomt), метаморфогенном (Py2ms) и «рудном» пирите (Py3ms) месторождении Кумтор

Table 2

Trace element content of pyrrhotite (Pomt), metamorphic (Py2ms) and «ore» pyrite (Py3ms) of the Kumtor deposit

Элемент	Pomt (7)			Py2ms (12)			Py3ms (51)		
	мин.	макс.	мед.	мин.	макс.	мед.	мин.	макс.	мед.
Ti	7.002	989.34	290.76	0.711	1177.51	73.51	1.436	6761.92	4.05
V	0.100	4.72	1.09	0.001	21.38	2.04	0.001	1058.09	0.05
Cr	0.001	8.81	1.61	0.001	40.92	4.06	0.001	305.63	0.35
Mn	0.001	53.39	0.07	0.001	32.40	0.44	0.001	236.82	0.31
Co	219.516	415.36	255.95	2.367	884.10	244.24	0.009	305.58	33.30
Ni	781.020	1082.61	849.92	0.498	744.59	15.86	0.001	377.49	23.71
Co/Ni	0.235	0.45	0.32	0.262	120.09	21.50	0.000	32.98	0.89
Cu	0.010	0.09	0.01	0.010	13.40	2.56	0.010	42707.49	6.02
Zn	0.100	1.95	1.12	0.100	100.46	1.08	0.100	102587.58	1.26
As	0.100	0.60	0.10	0.100	1909.79	1114.17	0.667	1844.51	59.12
Se	11.471	22.27	15.07	7.850	14.05	12.26	0.332	271.47	11.52
Zr	0.058	27.37	7.06	0.001	159.56	3.93	0.001	7.72	0.00
Mo	0.001	0.18	0.04	0.001	0.07	0.01	0.001	0.48	0.01
Ag	0.248	2.53	0.97	0.016	0.76	0.36	0.001	1867.95	1.70
Cd	0.001	0.25	0.07	0.001	0.54	0.01	0.001	456.12	0.04
Sn	0.015	16.22	0.73	0.208	3.50	1.03	0.001	11.29	0.10
Sb	1.386	10.11	2.53	0.001	34.35	4.42	0.000	35951.56	1.31
Te	0.173	1.02	0.39	0.001	7.38	1.18	0.087	3727.44	60.22
Ba	2.708	372.92	22.08	0.022	828.02	22.16	0.001	1066.44	0.04
La	0.001	0.05	0.01	0.001	118.68	0.04	0.001	1.91	0.02
W	0.001	0.12	0.06	0.001	0.22	0.02	0.001	2414.57	0.04
Pt	0.001	0.03	0.00	0.001	0.01	0.00	0.001	0.08	0.00
Au	0.001	0.06	0.00	0.001	0.04	0.01	0.001	1907.76	1.20
Hg	0.177	0.40	0.31	0.097	0.36	0.20	0.001	54.49	0.22
Tl	0.001	0.17	0.06	0.001	0.11	0.01	0.001	0.05	0.00
Pb	7.053	103.84	26.76	0.364	137.00	32.40	0.001	1767.32	5.33
Bi	0.563	4.56	2.23	0.040	25.57	2.83	0.001	51.62	0.22
Th	0.001	0.60	0.09	0.001	8.72	0.12	0.001	1.49	0.00
U	0.001	0.22	0.07	0.000	1.35	0.04	0.000	2.96	0.00

Уран. Средние содержания U в осадочно-диагенетическом и метаморфическом пирите, также как и в пирротине, низкие (0.04–0.28 г/т). Максимальные содержания (4 г/т) установлены в разновидностях, содержащих фрамбоидальный пирит. В «рудном» пирите отмечены наименьшие средние содержания U (0.003–0.12 г/т) (см. рис.7б).

Молибден. Бесспорным лидером по содержаниям Mo является фрамбоидальный пирит: среднее содержание приближается к 75 г/т при большой дисперсии значений. Только 25 % анализов фрамбоидального пирита показывают уровень содержания молибдена менее 55 г/т. Наименьшими содержаниями Mo характеризуются метаморфический пирит и пирротин (см. рис. 7в).

Свинец. Максимальные содержания Pb определены во фрамбоидальном пирите (см. рис. 7г): 1015–

1124 г/т (среднее). Повышенные содержания Pb наблюдаются также во всех типах седиментогенного пирита, где присутствуют фрамбоиды пирита. Гораздо меньше Pb содержится в кристаллическо-зернистом пирите. В редких случаях в гидротермальном пирите отмечены аномально высокие содержания Pb (до 1767 г/т) за счет микровключений галенита и алтаита. В метаморфическом пирите и пирротине вариации низких содержания Pb незначительны (см. рис. 7г).

Медь. В осадочно-диагенетическом пирите средние содержания Cu составляют 83–358 г/т (рис. 8а). Резкое снижение ее содержания наблюдается в пирротине и позднем метаморфогенном пирите (Py2ms). В «рудном» пирите медианное содержание Cu также низкое (6 г/т), однако максимальные содержания иногда достигают 4.27 %

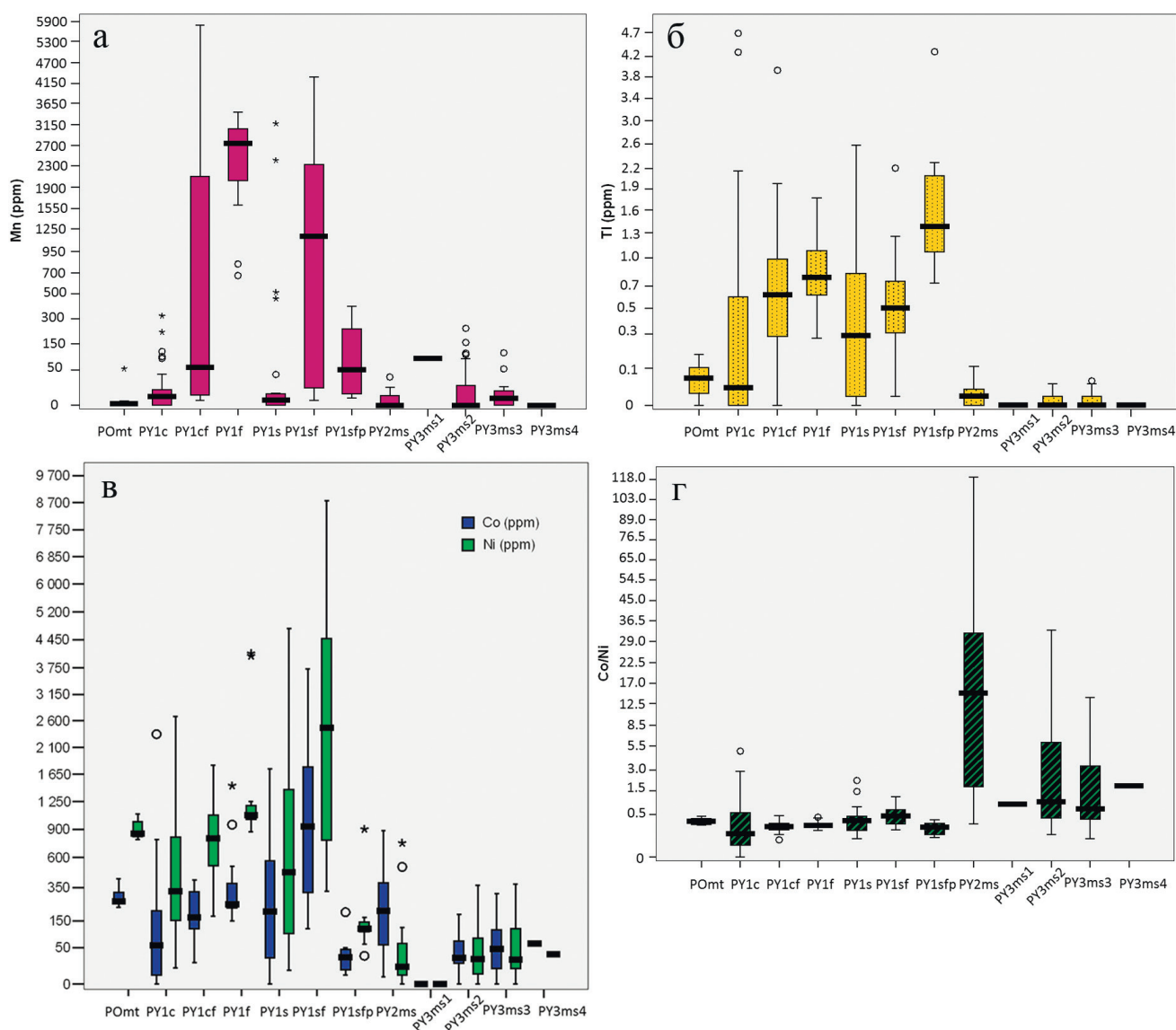


Рис. 6. Распределение Mn, Tl, Co и Ni в разновидностях пирита и пирротине месторождения Кумтор.

Здесь и далее: Pomt – пирротин (n = 7); пирит: Py1c – обломковидный крипто- и микрозернистый (n = 37); Py1cf – обломковидный, конкреционный микрозернистый и фрамбоидальный (n = 14); Py1f – фрамбоидальный (n = 15); Py1s – криптозернистый и микрозернистый слоистый конкреционный пирит (n = 23); Py1sf – конкреционный фрамбоидальный (n = 23); Py1sfp – перекристаллизованные агрегаты фрамбоидов (n = 10); Py2ms – кристаллически-зернистый метаморфогенный (n = 12); Py3ms1 – корродированные зерна кристаллически-зернистого рудного пирита; Py3ms2 – идиоморфные кристаллы рудного пирита; Py3ms3 – идиоморфные кристаллы пирита с многочисленными пойкиллитами нерудных минералов и сульфидов; Py3ms4 – гипидиоморфные зерна-кристаллы в кварц-карбонатных жилах.

Fig. 6. Distribution of Mn, Tl, Co and Ni in different types of pyrite and pyrrhotite of the Kumtor deposit.

Here and hereafter: Pomt – pyrrhotite (n = 7); pyrite: Py1c – clastic-like crypto- and micrograined (n = 37); Py1cf – clastic-like, nodular micrograined and framboidal (n = 14); Py1f – framboidal (n = 15); Py1s – crypto- and micrograined layered nodule of pyrite (n = 23); Py1sf – nodule of framboidal pyrite (n = 23); Py1sfp – recrystallized framboidal aggregates (n = 10); Py2ms – crystalline-grained metamorphic pyrite (n = 12); Py3ms1 – corroded crystalline grains of crystalline-grained «ore» pyrite; Py3ms2 – euhedral crystals of «ore» pyrite; Py3ms3 – euhedral crystals of pyrite with numerous inclusions of gangue mineral and sulfides; Py3ms4 – subhedral grain crystals in the quartz-carbonate veins.

за счет микровключений халькопирита и тетраэдрита.

Селен. Все разновидности пирита месторождения характеризуются низкими средними содержа-

ниями Se – от 1.6 до 24 г/т. Наиболее обогащены Se скопления фрамбоидов пирита (23–24 г/т). При пирротинизации пород большая часть Se остается в пирротине и Py2ms. В «рудном» пирите содержа-

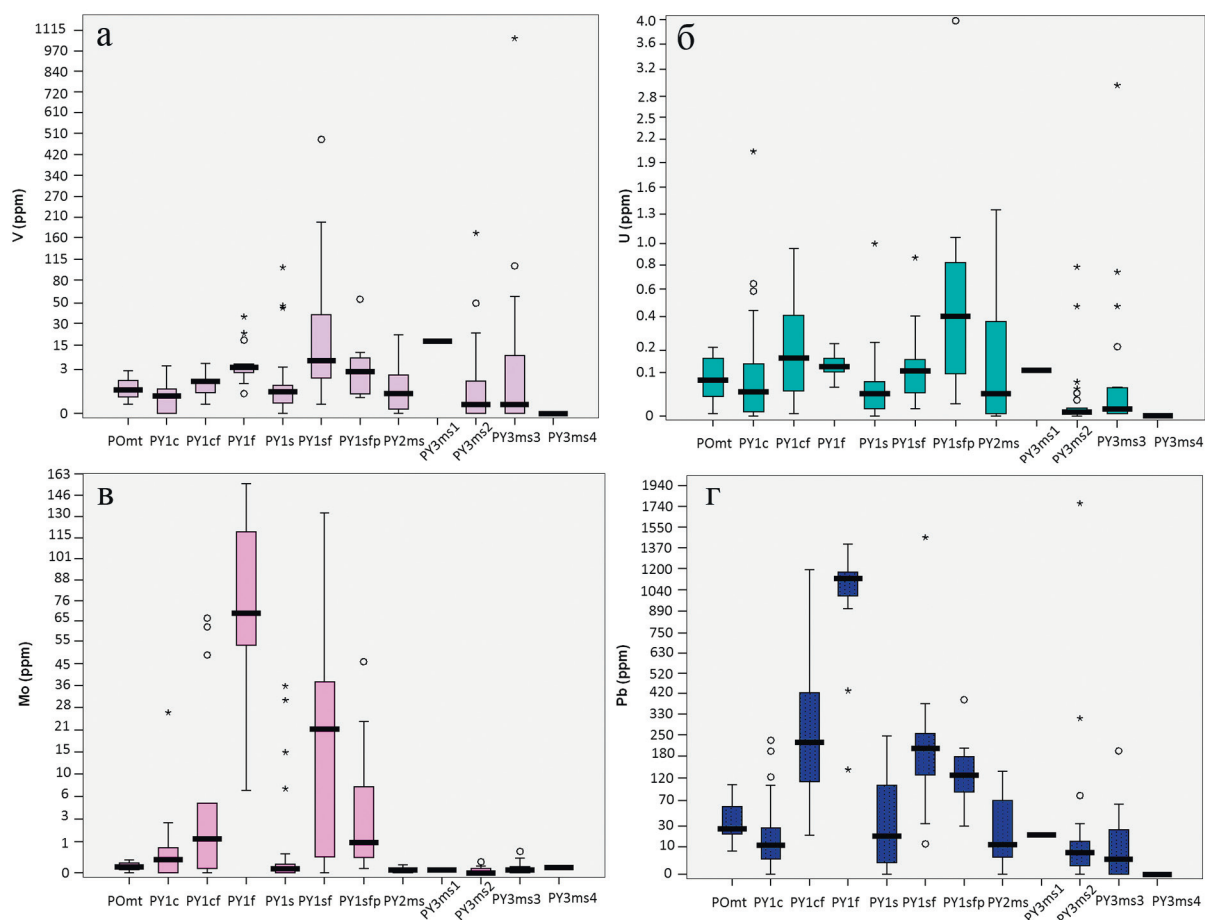


Рис. 7. Распределение V, U, Mo и Pb в разновидностях пирита и пирротине месторождения Кумтор.
Fig. 7. Distribution of V, U, Mo and Pb in different types of pyrite and pyrrhotite of the Kumtor deposit.

ние Se составляет 12 г/т. Большая дисперсия его содержания может указывать на наличие некоторой доли селенидов в рудах, пока достоверно не установленных (см. рис. 8б). Скорее всего, повышенные содержания Se связаны с микровключениями халькопирита, в котором он изоморфно замещает серу (Auclair et al., 1987).

Сурьма. Наибольшие средние концентрации Sb (30–233 г/т) наблюдаются во фрамбоидальном пирите и разностях, его содержащих. Содержания Sb гораздо ниже в кристаллически-зернистом пирите и пирротине. Экстремально высокие содержания Sb (до 35952 г/т) отмечены в «рудном» пирите за счет микровключений тетраэдрита. Однако другие участки одних и тех же кристаллов пирита определяют очень низкомедианные значения содержания этого элемента (1.3 г/т) (см. рис. 8в).

Мышьяк. В осадочно-диагенетических разновидностях пирита средние содержания As составляют 270–1800 г/т. Наибольшие содержания As характерны для фрамбоидального пирита. По-

добно Cu, содержания As в пирротине падают до минимума (0.1–0.2 г/т), однако As сохраняется (до 114 г/т) в метаморфическом пирите (PY2ms) пирротиновой ассоциации. В «рудном» пирите (PY3ms) содержания As низкие (60–240 г/т). Он связан с микровключениями тетраэдрита и более редкого арсенопирита. Там, где микровключения этих минералов отсутствуют, содержания As, особенно в поздних гидротермальных разновидностях пирита, минимальны (см. рис. 8г).

Золото. Наиболее высокие медианные содержания этого элемента наблюдаются в группе «рудного» пирита (1.2 г/т). В осадочно-диагенетических разновидностях пирита эти содержания гораздо ниже (0.01–0.81 г/т). Единственной разновидностью, которая по медианным значениям может соперничать с гидротермальным пиритом – это фрамбоидальный пирит. Большая дисперсия содержания золота (0.01–1907 г/т) в «рудном» пирите объясняется присутствием микровключений калаверита, сиванита и самородного золота.

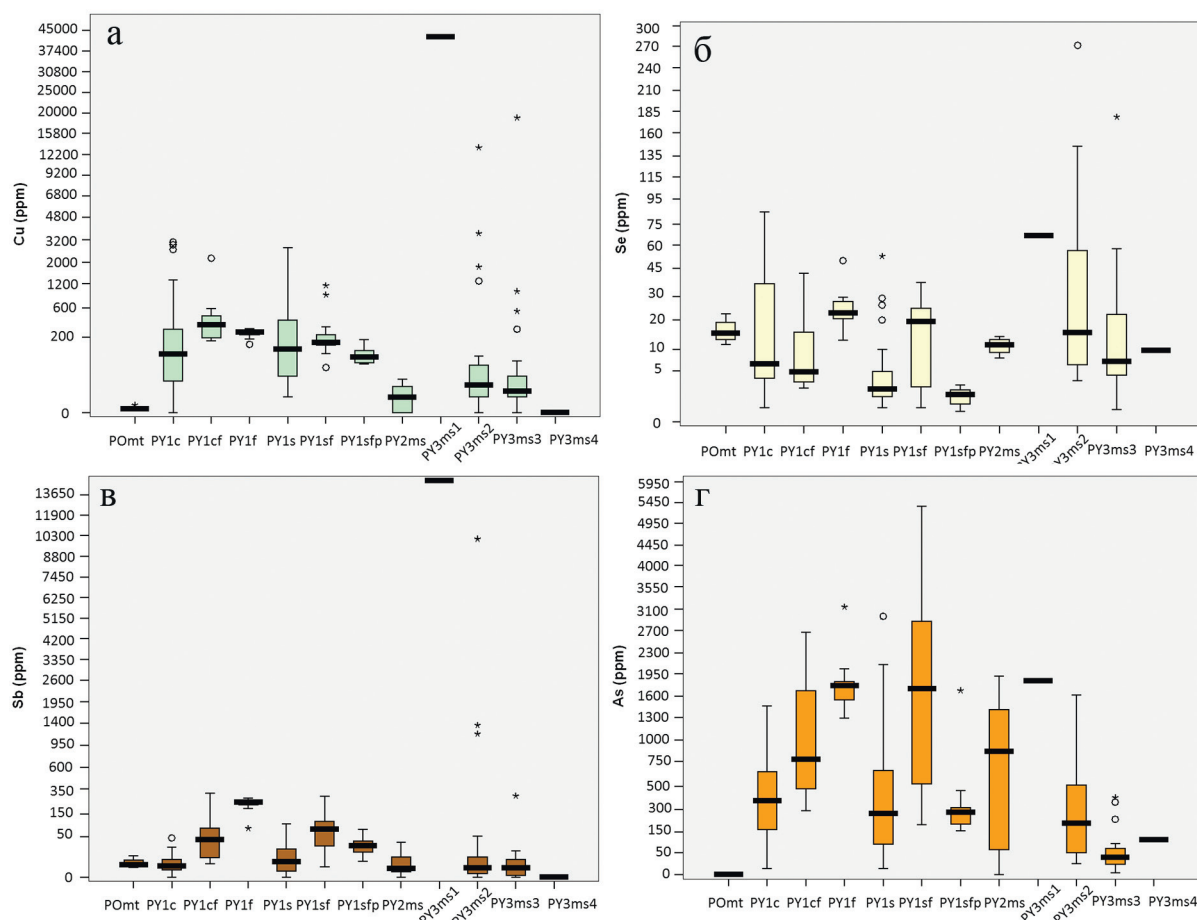


Рис. 8. Распределение Cu, Se, Sb и As в разновидностях пирита и пирротине месторождения Кумтор.
Fig. 8. Distribution of Cu, Se, Sb and As in different types of pyrite and pyrrhotite of the Kumtor deposit.

Средние содержания Au (и максимальные) падают до уровня (0.001–0.1 г/т) в метаморфическом пирите и пирротине (рис. 9а).

Серебро. Высокие содержания Ag установлены во фрамбоидальном пирите (24–25 г/т). В остальных разновидностях осадочно-диагенетического пирита, особенно содержащих кристаллически-зернистые агрегаты, средние содержания Ag крайне низкие (0.6–1.9 г/т). «Аномальные» содержания Ag (до 1868 г/т) в пирите Py3ms и сильная дисперсия содержаний связана с микровключениям теллуридов Ag и Au-Ag, самородного золота, электрума, кюстелита и самородного серебра, а также маккинстрита и штроймерита. Медианные содержания Ag в Py3ms низкие (1.7 г/т) (см. рис. 9б).

Теллур. В группе осадочно-диагенетического пирита наибольшие средние содержания Те характерны для разновидностей, содержащих фрамбоидальные структуры. Минимальные средние содержания наблюдаются в кристаллически-зернистых разновидностях (0.1–0.2.7 г/т). В пирротине содер-

жания Те низкие (0.4–0.6 г/т), в метаморфическом пирите (Py2ms) они немного выше (1.2–2.2 г/т). Теллур является одним из типоморфных рудных элементов месторождения и поэтому не удивительно, что наибольшее среднее содержание теллура (258 г/т) характерно для «рудного» пирита. Для группы «рудного» пирита более 75 % анализов показывают содержания Те более 25 г/т при очень большой дисперсии значений (мин = 0.087 г/т, макс = 3724 г/т) за счет микровключений теллуридов (см. рис. 9в).

Титан. Содержания Ti во всех типах пирита сильно варьируют: 0.7–6762 г/т, т.к. вмещающие породы характеризуются повышенными содержаниями как обломочных, так и метаморофогенных разновидностей рутила. Рутил захватывается кристаллами пирита, особенно в условиях их гидротермального роста. Минимальные содержания Ti (около 20 г/т) характерны для фрамбоидального пирита, в котором редко отмечаются включения рутила (см. рис. 9г).

Цинк. Средние содержания Zn в разновидностях пирита составляют 7–116 г/т (см. рис. 9д). Та-

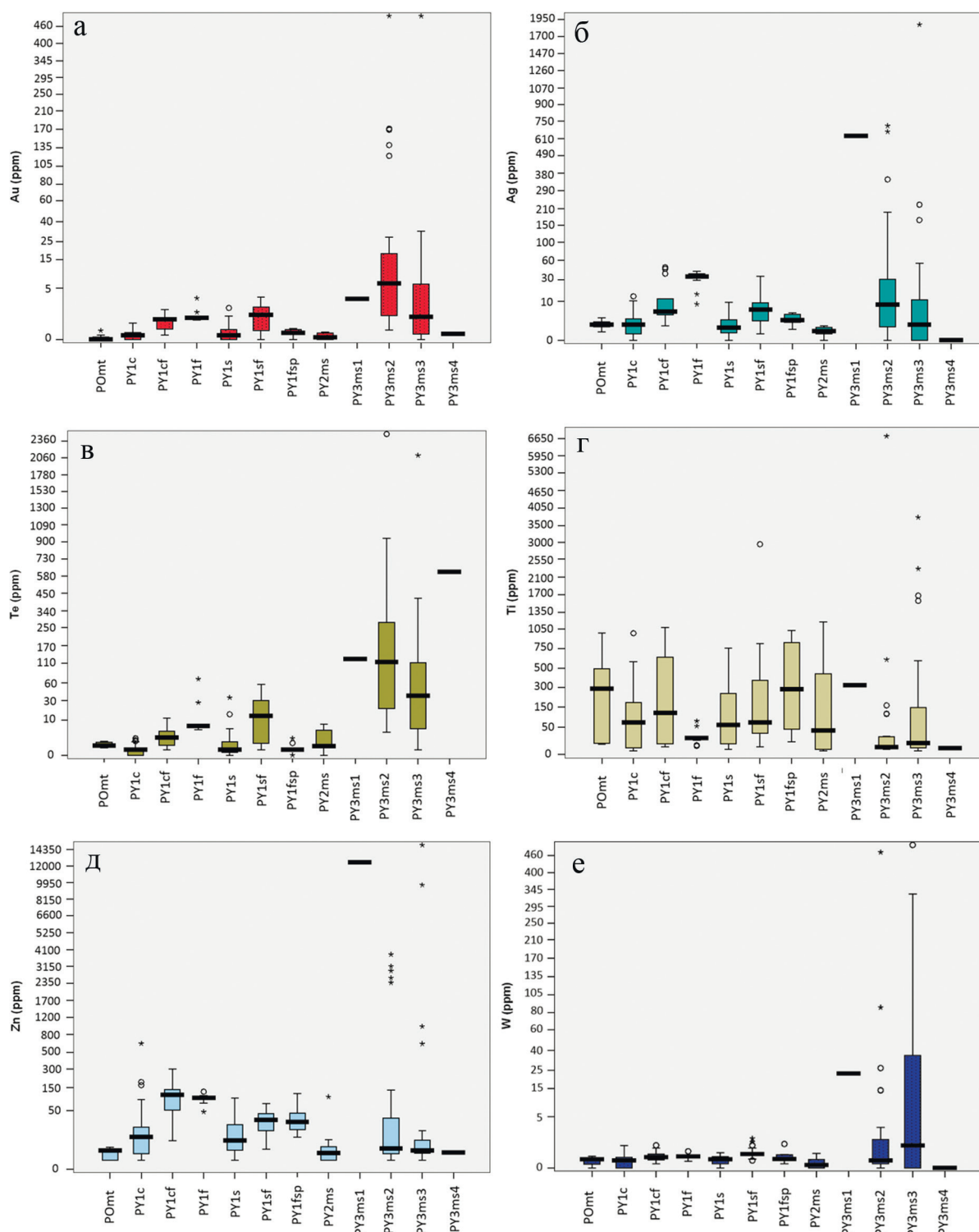


Рис. 9. Распределение Au, Ag, Te, Ti, Zn и W в разновидностях пирита и пирротине месторождения Кумтор.
Fig. 9. Distribution of Au, Ag, Te, Ti, Zn and W in different types of pyrite and pyrrhotite of the Kumtor deposit.

кое обеднение трудно объяснимо, поскольку вмещающие их филлиты характеризуются повышенным геохимическим фоном Zn. Микровключения сфалерита чаще всего встречаются в кристаллически-зернистом пирите (Zn до 636 г/т). Подобно Cu,

в пирротине наблюдается резкое снижение содержания Zn (в среднем, до 1 г/т). Сфалерит концентрируется лишь на границах агрегатов пирротина. В PY3ms медианные содержания Zn в «дырчатом» пирите также стабильны (1.3 г/т), но его макси-

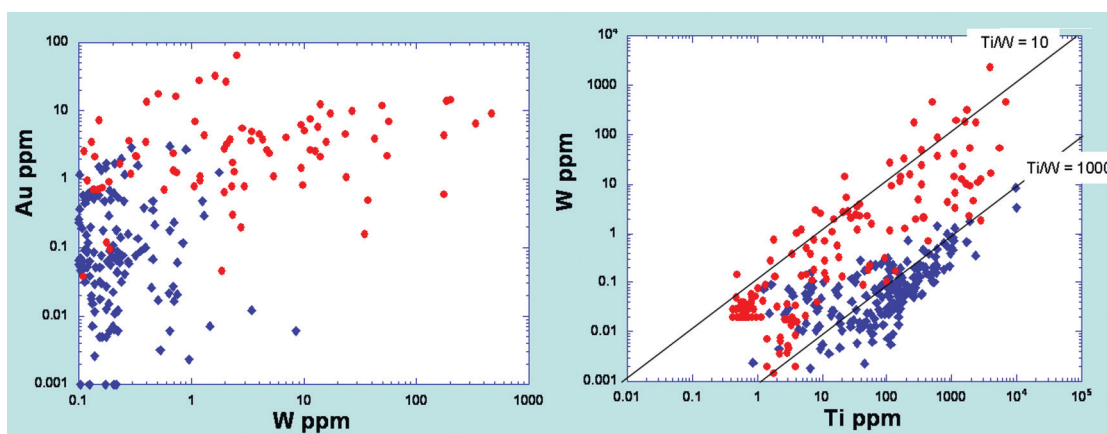


Рис. 10. Корреляция содержаний W с содержаниями Au и Ti в осадочно-диагенетических (синие) и гидротермальных разновидностях пирита (красное) месторождения Кумтор.

Fig. 10. Correlation of W, Au and Ti contents of sedimentary-diagenetic (blue) and hydrothermal (red) pyrite of the Kumtor deposit.

мальные содержания достигают 10 %, а дисперсия содержаний резко возрастает. Это связано с наличием в составе «рудного» пирита многочисленных микровключений сфалерита или цинксоодержащего тетраэдрита (до 110521 г/т Zn) в ассоциации с самородным золотом и теллуридами.

Вольфрам. Все разновидности осадочно-диагенетического пирита, также как пирротин и метаморфический пирит Pu_{2ms} , характеризуются минимальными средними содержаниями и вариациями содержаний W (0.02–0.29 г/т) (см. рис. 9е). Наблюдается слабая положительная корреляция между содержаниями Au и W в пиритес (рис. 10). Судя по положительной корреляции содержаний W и Ti оба эти элемента концентрируются либо в ильмените, либо в рутиле. Высокое среднее содержание W в «рудном» пирите (78 г/т) и его экстремальные значения (до 2415 г/т) частично связаны с микро- и макровключениями шеелита.

Обсуждение

Применение метода ЛА-ИСП-МС позволило существенно уточнить модель Р. Дантри (Dantree, 1866) и последующих исследователей: 1) золото поступает в осадочный бассейн с реками и экстрагируется бактериями или абсорбируется органическим веществом, глинами и сульфидами железа; 2) богатые органикой металлоносные осадки – отличный источник Au и других элементов (As, Zn, V, Mo, Ag, Ni, Se, Te) по сравнению с магматическими породами; 3) золото концентрируется в поровых флюидах уже на стадиях диагенеза и катагенеза

или раннего метаморфизма, а затем переотлагается локально в синектоническую стадию. В золоторудных месторождениях, залегающих в черносланцевых формациях, золото может быть рассеяно в раннем мышьяковистом пирите или арсенопирите, а также представлено в виде крупных включений и прожилков самородного золота и теллуридов в метаморфогенно-гидротермальном пирите. Золото концентрировалось при преобразованиях органических илов от стадии диагенеза до стадии раннего (зеленосланцевого) метаморфизма. Месторождения, испытавшие метаморфизм амфиболитовой и гранулитовой фации, показывают черты пострудного преобразования (Large et al., 2011).

В современной модели предполагается, что основное количество Au и As привносилось реками и сорбировалось на органическом веществе из морской воды окраинно-океанических бассейнов или внутренних эксинных морей (Large et al., 2011). На месторождении Кумтор, по данным А.Г. Шевкунова, существует вероятность обоснования гидротермально-осадочной природы некоторых пиритовых прослоев и продуктов их разрушения, однако этот вопрос требует дальнейших исследований. Некоторые исследователи предполагают, что для обогащения морской воды и, соответственно, диагенетического пирита Au, As и другими элементами, типичными для золоторудных месторождений, необходимы гидротермальные эксгаляции (Emsbo, 2000).

Во время диагенеза органических илов некоторые элементы-примеси, связанные с органическим веществом (As, Au, Mo, Se, Te, Ni, Pb, Cu и Tl),

концентрировались в структуре растущего диагенетического пирита. Осадителями золота и других элементов-примесей могли быть исходные моносulfиды железа (Large et al., 2014). ЛА-ИСП-МС анализ тонкозернистого и фрамбоидального диагенетического пирита, сформированного на нескольких золоторудных месторождениях черносланцевой ассоциации, показывает максимальные содержания элементов-примесей (г/т): As (20400), Au (152), Mo (2700), V (4500), Zn (3400), Cu (4200), Se (4200), Ni (9600), Pb (4100), Co (3100), Sb (1200), Ba (670), Tl (440), Ag (340), Bi (68), Te (68), U (35), W (27). Большинство этих элементов присутствует в структуре пирита, другие (V, Cr, Ba, U и W) связаны с микровключениями оксидов и силикатов в пирите. Многие данные показывают, что содержания золота в диагенетическом пирите золоторудных месторождений обычно находятся в интервале 0.1–12 г/т (Large et al., 2011).

Ранее была показана корреляция между содержаниями Au и As в диагенетическом пирите (Large et al., 2009). На месторождении Сухой Лог, например, маломышьяковистый диагенетический пирит (As 580 г/т) содержит мало Au (0.6 г/т). На этом же месторождении высокомышьяковистый пирит (As 3600 г/т) концентрирует 6 г/т Au. Сингенетическая аккумуляция золотоносного органического вещества и диагенетического пирита в органических илах редко приводит к формированию экономически значимых месторождений. У многих исследователей не вызывает сомнений, что к промышленным концентрациям Au (1–50 г/т) приводят последующие процессы преобразования органического вещества и раннедиагенетического пирита. В стадию позднего диагенеза и катагенеза тонкозернистый золотоносный мышьяковистый пирит может перекристаллизоваться с образованием субгедрального пирита или марказита вокруг конкреций фрамбоидального пирита или в виде мелкозернистого эвгедрального пирита, образующего слои согласные с общей слоистостью. Уже на этой стадии начинается миграция золота с образованием мелких обособленных включений самородного золота (Large et al., 2007, 2009).

Таким образом, по текстурно-структурным и морфологическим признакам типы пирита месторождения Кумтор обладают специфическими геохимическими особенностями. В группе седиментогенного пирита по наибольшим содержаниям Au и целому комплексу других элементов (Ni, Co, As, Mn, Pb, Sb, Ba, Mo, Ag, Cu, Te, Se, Bi, Cd, Tl, Hg)

выделяются Py1f и Py1sf. Их формирование так или иначе было связано с биогенными процессами при седиментогенезе, и можно предполагать, что высокие концентрации элементов являются продуктом биохимических процессов. С другой стороны, аномальное накопление химических элементов во фрамбоидальном пирите связано с сорбционными процессами, сопровождающими переход моносulfидов железа в дисulfид (Large et al., 2014). При преобразовании пород на месторождении Кумтор происходят значительные структурные перестройки в первичном «пирите», и элементы при этом ведут себя по-разному. Уже при перекристаллизации фрамбоидов в «сотовый» пирит происходит резкое уменьшение содержаний практически всех элементов-примесей и перестройка внутренних связей микроэлементов в матрице пирита Py1sf.

На месторождении широко представлены псевдоморфозы пирротина по осадочно-диагенетическому пириту. Предполагается, что при наращивании степени метаморфизма, выше температуры 400 °C начинается пирротинизация пирита с высвобождением серы, мышьяка и рудных элементов (Проценко, 2008), содержащихся в Py1. На этапе пирротинизации из состава Py1sf и других типов Py1 вместе с серой высвобождаются также Mn, As, Zn, Pb, Cu, Mo, Ag, Cd, Sb, Tl, Au, Th и U. Здесь же, за счет освобожденной серы, происходит образование позднего метаморфогенного пирита (Py2ms) в ассоциации с пирротинном. Пирротин связывает большую часть Ni, а Py2ms – почти весь высвободившийся As. В результате образуется Py2ms со специфическим значением отношения Co/Ni (23 : 1). Связанный в этом пирите As выпадает из дальнейшей миграции. В то же время, при пирротинизации происходит мобилизация, вероятно, из вмещающих пород таких микроэлементов как Co, Se, Bi, Hg до уровня, наблюдавшегося в Py1f и Py1sf. В зонах пирротинизации Zn и Cu связываются преимущественно в виде сфалерита и халькопирита.

На месторождениях карлинского типа, также как и на месторождении Кумтор, псевдоморфный пирротин характеризуется минимальными содержаниями Au и других элементов-примесей по сравнению с исходным пиритом (Thomas et al., 2011), а дальнейшие деформации и сопутствующий метаморфизм сопровождаются перекристаллизацией исходного пирита с образованием крупных кристаллов эвгедрального пирита, содержащих включения

самородного золота, халькопирита, сфалерита, галенита и пирротина, например, на месторождении Сухой Лог (Large et al., 2007). Все эти включения, кроме самородного золота, обнаружены в пористом метаморфическом пирите (Py₂ms), сопровождающем пирротин филлитов месторождения Кумтор. Микровключения самородного золота, теллуридов и рутила пока обнаружены в гидротермальных разновидностях пирита в ассоциации с карбонатами и шеелитом. Последняя ассоциация не встречается на месторождениях Сухой Лог и Бендиго (Large et al., 2007; Thomas et al., 2011) и, скорее всего, является особенностью месторождения Кумтор.

На месторождении фоновые содержания Au и других элементов примесей в более поздних «очищенных» гидротермальных разновидностях пирита обычно на несколько порядков ниже, достигая аномально высоких концентраций при попадании во включения самородного золота или теллуридов. Отложению самородного золота, теллуридов, шеелита, блеклых руд способствует снятие тектонических напряжений с образованием трещин кливажа, заполняющихся прожилками альпийского типа. В этот же период в рудоносной зоне месторождения Кумтор появляются обильные карбонаты, шеелит и гематит, свидетельствующие о нарастании окислительных условий минералообразования. Интрузивные магматические массивы, встречающиеся в районе месторождения, могли быть лишь дополнительным благоприятным фактором, обеспечивающим циркуляцию флюидов, в том числе магматического происхождения.

Заключение

В черносланцевой толще месторождения золота Кумтор (Срединный Тянь-Шань) установлены последовательно образующиеся ассоциации осадочно-диагнетического (Py₁), метаморфического (Py₂) и гидротермального (Py₃) пирита, каждый из которых характеризуется своими геохимическими особенностями. Осадочно-диагнетические разновидности пирита характеризуются повышенными значениями медианных содержаний Mn, Tl, Co, Ni, As, Sb, Pb и Mo. Содержания этих элементов, а также Au, Ag, Te, W, постепенно уменьшаются в ряду от криптозернистых и фрамбоидальных разновидностей пирита до кристаллически-зернистых, вплоть до метаморфических эвгедральных кристаллов пирита, ассоциирующих с пирротином. Минимальные содержания большинства элементов-примесей

установлены в метаморфическом пирротине. Гидротермальные разновидности пирита характеризуются высокими вариациями содержаний Cu, Se, Zn, Pb, Sb, Au, Ag, Te, Ti, W за счет микровключений халькопирита, сфалерита, тетраэдрита, самородного золота, галенита, алтаита, теллуридов Au-Ag, рутила и шеелита. Установлена корреляция содержаний Au с содержаниями W и Ti. Полученные данные согласуются с мультистадийной моделью (Large и др., 2011), рассматривающей осадочно-диагнетические разновидности в качестве источника большинства химических элементов, которые мобилизуются в раствор на стадии пирротинизации и переотлагаются на гидротермальной стадии в виде собственных минералов. Таким образом, в результате совокупности явлений, вызванных нарастанием степени зеленосланцевого метаморфизма до биотитовой субфации, теоретически в свободную миграцию должны были перейти S, Au, Ag, Te, Pb, Sb, Mn, Mo и Tl и др. Большинство из этих элементов определяют геохимический спектр руд месторождения.

Работы проводились в соответствии с договором о сотрудничестве между Институтом минералогии УрО РАН (гос. бюджетная тема № А-016-116021010244-0) и Международным центром по изучению рудных месторождений (CODES, Университет Тасмании). Авторы благодарят к. г.-м. н. Е.В. Медведеву за содействие в организации полевых работ.

Литература

- Аникин С.И. (1992) Геология и минералого-геохимические особенности золото-теллур-редкометального оруденения в углеродистых толщах венда Кумторского рудного поля (Срединный Тянь-Шань). Автореф. дис. на соиск. степ. канд. геол.-мин. наук. БПИ. Бишкек, 19 с.
- Буряк В.А. (1982) Метаморфические процессы и рудообразование. Москва, Недра, 212 с.
- Дзялошинский В.Г., Емельянов С.И., Романов В.И. (1988) Роль гидротермального и дислокационного метаморфизма в формировании вольфрам-золото-сульфидных месторождений Срединного Тянь-Шаня и особенности их поисков. *Труды ЦНИГРИ*, 53–57.
- Конеев Р.И. (2007) Парагенезисы теллуридов и селенидов в золоторудных месторождениях Узбекистана. *Материалы годичной сессии МО РМО «Роль минералогии в познании процессов рудообразования»*. Москва, ИГЕМ РАН, 202–206.
- Миколайчук Г.А., Усманов И.А., Шевкунов А.Г. (2010) Золото месторождения Кумтор (Срединный Тянь-Шань). *Материалы Всероссийской конференции «Самородное золото: типоморфизм минеральных ассоциаций,*

условия образования, задачи прикладных исследований». Москва, ИГЕМ РАН, 2010. Т. 2, 52–54.

Проценко В.Ф. (2008) Метаморфизм и рудогенез в черносланцевых толщах Средней Азии. Ташкент, ГПИМР, 116 с.

Рафаилович М.С., Шевкунов А.Г., Колоскова С.М., Ежков Ю.Б. (2013) Вольфрамовая минерализация в крупных месторождениях золота в углеродисто-терригенных толщах Средней Азии. *Геология и минеральные ресурсы*, (3), 16–28.

Рундквист И.К., Бобров В.А., Смирнова Т.Н. и др. (1992) Этапы формирования Бодайбинского золоторудного района. *Геология рудных месторождений*, 34(6), 3–15.

Шевкунов А.Г. (2012) Состав и условия образования вольфрамовой минерализации месторождения Кумтор. *Труды Кыргызского института минерального сырья*. Бишкек, КИМС, 46–51.

Auclair G., Fouquet Y., Bohn M. (1987). Distribution of selenium in high-temperature hydrothermal sulfide deposits at 13° North, East Pacific Rise. *Canadian Mineralogist*, 87, 577–587.

Chang Z., Large R.R., Maslennikov V.V. (2008) Sulfur isotopes in sediment-hosted orogenic gold deposits: Evidence for an early timing and a seawater sulfur source. *Geology*, 36(12), 971–974.

Dantree R. (1866) Report on geology of the District of Ballan, including remarks on age and origin of Gold. *Victorian Geological Survey Reports*, 11 p.

Danyushevsky L.V., Robinson R., Gilbert S., Norman M., Large R., McGoldrick P., Shelley J.M.G. (2011) Routine quantitative multielement analysis of sulfide minerals by laser ablation ICP-MS: standard development and consideration of matrix effects. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analytics*, 11, 51–60.

Emsbo P. (2000) Gold in Sedex deposits. *Reviews in Economic Geology*, 13, 427–437.

Groves D.I., Goldfarb R.J., Robert F., Hart C.J.R. (2003) Gold deposits in metamorphic belts. Overview of current understanding, outstanding problems, future research, and significance. *Economic Geology*, 98, 1–29.

Large R.R., Bull S.W., Maslennikov V.V. (2011) A carbonaceous sedimentary source-rock model for Carlin-type and orogenic gold deposits. *Economic Geology*, 106, 331–358.

Large R.R., Danyushevsky L., Hillit H., Maslennikov V., Meffere S., Gilbert S., Bull S., Scott R., Emsbo P., Thomas H., Singh B., Foster J. (2009) Gold and trace element zonation in pyrite using a laser imaging technique: implications for the timing of gold in orogenic and Carlin-style sediment-hosted deposits. *Economic Geology*, 104, 635–668.

Large R.R., Halpin A.J., Danyushevsky L.V., Maslennikov V.V., Bull S.W., Long J.A., Gregory D.D., Lounnejeva E., Lyons T.W., Sack P.J., McGoldrick P.J.

(2014) Trace element content of sedimentary pyrite as a new proxy for deep-time ocean-atmosphere evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, 389, 209–220.

Large R.R., Maslennikov V.V., Robert F., Danyushevsky L.V., Chang Z. (2007) Multistage sedimentary and metamorphic origin of pyrite and gold in the giant Sukhoi Log deposit, Lena gold province, Russia. *Economic Geology*, 102, 1233–1267.

Maslennikov V.V., Large R.R., Shevkunov A.G., Simonov V.A. (2011) Evolution of the Sukhoi Log and Kumtor gold ore giants. *Abstract of CERCAMS14 & MDSG's34 Annual Meeting, Section XIII*, 4–5.

Mao J., Konopelko D., Seltmann R., Lehmann B., Chen W., Wang Y., Eklund O., Usabaliev T. (2004) Postcollisional age of the Kumtor gold deposit and timing of Hercynian events in the Tien Shan, Kyrgyzstan. *Economic Geology*, 99, 1771–1780.

Meffere S., Large R.R., Scott R., Woodhead J., Chang Z., Gilbert S.E., Danyushevsky L.V., Maslennikov V.V., Hergt J.M. (2008) Age and pyrite Pb isotopic composition of the Giant Sukhoi Log Sediment-hosted gold deposit, Russia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72, 2377–2391.

Shevkunov A.G. (2013) Formation conditions and dynamic of the development of the orogenic ore-forming system of the Kumtor gold deposit, Central Tien Shan. *Proceeding Papers of International Conference Ore Genesis*. Miass, IMin UB RAS, 89–92.

Thomas H.V., Large R.R., Bull S.W., Maslennikov V.V., Berry R.F., Fraser R., Froud S., Moye R. (2011) Pyrite and pyrrhotite textures and composition in sediments, laminated quartz veins, and reefs at Bendigo gold mine, Australia: Insights for ore genesis. *Economic Geology*, 106, 1–31.

Trifonov B.A., Solomovich L.I. (2018) Metallogeny of the Saryjaz ore district, eastern Kyrgyz Tien Shan. *Ore Geology Reviews*, 99, 380–397.

References

Anikin S.I. (1992) [Geology and mineralogical and geochemical features of gold-tellurium-rare metal mineralization of carbonaceous strata of the Vendian Kumtor ore field (Central Tien-Shan)]. *Abstract of Dissertation of Candidate of Geological-Mineralogical Science*. Bishkek, 19 c. (in Russian)

Auclair G., Fouquet Y., Bohn M. (1987). Distribution of selenium in high-temperature hydrothermal sulfide deposits at 13° North, East Pacific Rise. *Canadian Mineralogist*, 87, 577–587.

Buryak V.A. (1982) Metamorphic processes and ore formation. Moscow, Nedra, 212 p. (in Russian)

Chang Z., Large R.R., Maslennikov V.V. (2008) Sulfur isotopes in sediment-hosted orogenic gold deposits: Evidence for an early timing and a seawater sulfur source. *Geology*, 36(12), 971–974.

Dantree R. (1866) Report on geology of the District of Ballan, including remarks on age and origin of Gold. *Victorian Geological Survey Reports*, 11 p.

Danyushevsky L.V., Robinson R., Gilbert S., Norman M., Large R., McGoldrick P., Shelley J.M.G. (2011) Routine quantitative multielement analysis of sulfide minerals by laser ablation ICP-MS: standard development and consideration of matrix effects. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analytics*, **11**, 51–60.

Dzyaloshinsky V.G., Emel'yanov S.I., Romanov V.I. (1988) [The role of hydrothermal and dislocation metamorphism in the formation of the tungsten-gold-sulfide deposits of the Central Tien Shan and the features of their exploration]. *Trudy TsNIGRI [Transactions of TsNIGRI]*, 53–57. (in Russian)

Emsbo P. (2000) Gold in Sedex deposits. *Reviews in Economic Geology*, **13**, 427–437.

Groves D.I., Goldfarb R.J., Robert F., Hart C.J.R. (2003) Gold deposits in metamorphic belts. Overview of current understanding, outstanding problems, future research, and significance. *Economic Geology*, **98**, 1–29.

Koneev R.I. (2007) [Assemblage of tellurides and selenides in gold deposits of Uzbekistan]. *Materialy godichnoi sessii MO RMO «Rol mineralogii poznaniya processov rudoobrazovaniya» [Materials of annual session of MB RMS «The role of mineralogy in the knowledge of ore formation processes»]*. Moscow, IGM RAS, 202–206. (in Russian)

Large R.R., Bull S.W., Maslennikov V.V. (2011) A carbonaceous sedimentary source-rock model for Carlin-type and orogenic gold deposits. *Economic Geology*, **106**, 331–358.

Large R.R., Danyushevsky L., Hillit H., Maslennikov V., Meffere S., Gilbert S., Bull S., Scott R., Emsbo P., Thomas H., Singh B., Foster J. (2009) Gold and trace element zonation in pyrite using a laser imaging technique: implications for the timing of gold in orogenic and Carlin-style sediment-hosted deposits. *Economic Geology*, **104**, 635–668.

Large R.R., Halpin A.J., Danyushevsky L.V., Maslennikov V.V., Bull S.W., Long J.A., Gregory D.D., Lounnejeva E., Lyons T.W., Sack P.J., McGoldrick P.J. (2014) Trace element content of sedimentary pyrite as a new proxy for deep-time ocean-atmosphere evolution. *Earth and Planetary Sciences Letters*, **389**, 209–220.

Large R.R., Maslennikov V.V., Robert F., Danyushevsky L.V., Chang Z. (2007) Multistage sedimentary and metamorphic origin of pyrite and gold in the giant Sukhoi Log deposit, Lena gold province, Russia. *Economic Geology*, **102**, 1233–1267.

Maslennikov V.V., Large R.R., Shevkunov A.G., Simonov V.A. (2011) Evolution of the Sukhoi Log and Kumtor gold ore giants. *Abstract of CERCAMS14 & MDSG's34 Annual Meeting, Section XIII*, 4–5.

Mao J., Konopelko D., Seltmann R., Lehmann B., Chen W., Wang Y., Eklund O., Usualiev T. (2004)

Postcollisional age of the Kumtor gold deposit and timing of Hercynian events in the Tien Shan, Kyrgyzstan. *Economic Geology*, **99**, 1771–1780.

Meffere S., Large R.R., Scott R., Woodhead J., Chang Z., Gilbert S.E., Danyushevsky L.V., Maslennikov V.V., Hergt J.M. (2008) Age and pyrite Pb isotopic composition of the Giant Sukhoi Log Sediment-hosted gold deposit, Russia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **72**, 2377–2391.

Mikolaychuk G.A., Usmanov I.A., Shevkunov A.G. (2010) Gold of the Kumtor deposit (Central Tien Shan). *Materialy vserossiiskoi konferentsii «Samorodnoe zoloto: tipomorfizm mineral'nykh assotsiatsii, usloviya obrazovaniya, zadachi prikladnykh issledovaniy» [Materials of All-Russian conference «Native gold: typomorphism of mineral assemblages, formation conditions, and tasks of applied studies»]*. Moscow, IGM RAS, 2010, **2**, 52–54. (in Russian)

Protsenko V.F. (2008) [Metamorphism and ore genesis of black shale strata of Central Asia]. Tashkent, GP IMR, 116 p. (in Russian)

Rafailovich M.S., Shevkunov A.G., Koloskova S.M., Yezhkov Yu.B. (2013) [W mineralization of large gold deposits in carbon-terrigenous strata of Central Asia]. *Geologiya i mineral'nye resursy [Geology and Mineral Resources]*. (3), 16–28. (in Russian)

Rundkvist I.K., Bobrov V.A., Smirnova T.N. et al. (1992) Formation stages of the Bodaibo gold region. *Geologiya rudnykh mestorozhdeniy [Geology of Ore Deposits]*, **34**(6), 3–15. (in Russian).

Shevkunov A.G. (2012) [Composition and formation conditions of W mineralization of the Kumtor deposit]. *Trudy Kyrgyzskogo instituta mineral'nogo syr'ya [Proceedings of the Kyrgyz Institute for Mineral Resources]*. Bishkek, KIMS, 46–51. (in Russian)

Shevkunov A.G. (2013) Formation conditions and dynamic of the development of orogenic ore-forming system of the Kumtor gold deposit, Central Tien Shan. *Proceeding Papers of International Conference «Ore Genesis»*. Miass, IMin UB RAS, 89–92.

Thomas H.V., Large R.R., Bull S.W., Maslennikov V.V., Berry R.F., Fraser R., Froud S., Moye R. (2011) Pyrite and pyrrhotite textures and composition in sediments, laminated quartz veins, and reefs at Bendigo gold mine, Australia: Insights for ore genesis. *Economic Geology*, **106**, 1–31.

Trifonov B.A., Solomovich L.I. (2018) Metallogeny of the Saryjaz ore district, eastern Kyrgyz Tien Shan. *Ore Geology Reviews*, **99**, 380–397.

Статья поступила в редакцию 12 декабря 2018 г.