

М.С. РАФАИЛОВИЧ¹, А.Г. ШЕВКУНОВ², С.М. КОЛОСКОВА³, Ю.Б. ЕЖКОВ³

ВОЛЬФРАМ КАК ИНДИКАТОР КРУПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА В ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩАХ

¹Казахстан, 050008, г. Алматы, ул. Шевченко, 162Ж, Институт природных ресурсов ЮГГЕО

²Кыргызстан, 720001, г. Бишкек, ул. Льва Толстого, 3, Кыргызский институт минерального сырья

³Узбекистан, 100060, г. Ташкент, ул. Шевченко, 11а, Институт минеральных ресурсов

Обсуждаются геологическая позиция, структурно-морфологические и минералогические особенности и геохимическая зональность крупных вольфрамсодержащих месторождений золота черносланцевого типа. Охарактеризованы типоморфные признаки шеелита золото-кварцевых (Мурунтау), золото-сульфидных (Кумтор), золото-сульфидно-кварцевых (Нежданинское) месторождений. Рекомендуются комплексное изучение золото-редкометалльных объектов и нетрадиционных источников минерального сырья.

The geological setting, structural, morphological, mineralogical characteristics and geochemical zonality of large tungsten-bearing gold deposits of black shale type are examined. The typical features of scheelite of the gold-quartz (Muruntau), gold-sulphide (Kumtor) and gold-quartz-sulphide (Nezhdaninskoye) deposits are characterized. The complex exploration of the gold-rare metal deposits and non-traditional sources of mineral raw materials is recommended.

Вольфрамовая минерализация с различной полнотой проявлена на многих крупных месторождениях золота в углеродисто-терригенных толщах Центральной и Северной Азии (Мурунтау и Кокпатас в Узбекистане, Кумтор в Кыргызстане, Бакырчик и Суздальское в Казахстане, Олимпиада, Нежданинское, Майское, Наталкинское в России и др.). Месторождения формируются в заключительные стадии тектонических циклов позднего протерозоя и фанерозоя, ассоциируя с проявлениями орогенного или внутримитного диорит-гранодиорит-гранит-лейкогранитового магматизма.

По соотношению золота, сульфидов и кварца месторождения подразделяются на три геолого-промышленных типа: 1) золото-(вольфрам)-кварцевый мегаштокверковый с резко подчиненной ролью сульфидов (представительные объекты – Мурунтау, Мютенбай, Триада в Узбекистане), 2) золото-(вольфрам)-сульфидный прожилково-вкрапленный и вкрапленный с отсутствием или незначительной долей кварца (Олимпиада, Кумтор, Бакырчик, Кокпатас и др.), 3) комбинированный золото-сульфидно-кварцевый жильно-прожилковый и прожилково-вкрапленный с попутным вольфрамом (Нежданинское) [11, 29, 34 и др.]. На золото-редкометалльно-сульфидном месторождении Олимпиада эндогенная минерализация ассоциирует с рудоносной корой выветривания. В настоящей статье в сравнительном плане рассмотрим эталонные золоторудные вольфрамсодержащие объекты: в первом протипе объектами внимания являются месторождения Мурунтауского поля, во втором протипе – Олимпиада, Кумтор, Бакырчик, в третьем – Нежданинское (рис. 1).

Золото-(вольфрам)-кварцевый мегаштокверковый тип. Представительные *месторождения Мурунтау, Мютенбай, Триада* сконцентрированы в Западном Узбекистане, Центральных Кызылкумах, в Мурунтауском рудное поле [7, 14, 16, 34, 42].

Мурунтауское поле – объект мирового уровня, образец крупнообъемного золото-вольфрамового оруденения в углеродистых осадках нижнего палеозоя. Рудовмещающей для Мурунтау является косманачинская толща $\text{C}_3\text{-O}_2$ возраста (ранее выделялась как третья подсвита бесапанской свиты под названием «пестрый бесапан») – тектоническое тело типа межформационного шарьяжа, сложенное фрагментами метаморфизованных разнофациальных и разновозрастных осадочных образований, образующих повторяющиеся в разрезе тектонические пакеты, чешуи, линзы пестрого состава [36]. Преобладают сланцы полевошпат-кварц-слюдистого, углеродисто-кварц-слюдистого состава, филлитовидные

сланцы, аргиллиты с прослоями полевошпат-кварцевых песчаников, кремней, известковистых алевролитов, глинистых известняков, среди которых хаотически расположены блоки кремнистых и карбонатных пород. Для рудовмещающих отложений косманачинской толщи характерны: слабовыраженная гранулометрическая сортировка и низкая окатанность обломков; зерна фельзитов, спилитов, андезитов; осадочно-диагенетический, кластогенный пирит (от 0,1 до 3,0 %, в отдельных прослоях до 15-20 %) с микровключениями самородного Au, арсенопирита, сфалерита, блеклых руд; керит-антракосолит-шунгит-битумоиды (до 3-5 %, в тонкообломочных породах до 8-10 % и более), зеленосланцевая фация метаморфизма; повышенный фон Au десятки мг/т, W 7-10 г/т и более, Mo 8-10 г/т, As 40-50 г/т [16].

Мурунтау – мезотермальный золоторудный объект надинтрузивной зоны [16, 34, 42 и др.]. Магматические образования верхнепалеозойского возраста представлены дайками сиенито-диоритовых порфиритов мурунтауского комплекса, Мурунтауским скрытым интрузивом лейкогранитов и сопровождающими его дайками пегматитов, аплитов и лейкогранитов. Интрузивные породы специализированы на Au, Ag, As, W, Bi, Mo, Sn и др.

Гидротермальные изменения подразделяются на: додайковые биотит-полевошпат-кварцевые и последайковые кварц-хлорит-альбитовые, кварц-серицитовые, углеродистые и аргиллизитовые. С додайковыми площадными кремнещелочными изменениями связана максимально продуктивная золото-шеелит-карбонат-калишпат-кварцевая минеральная ассоциация (самородное золото, шеелит, молибденит, минералы Bi, арсенопирит). С последайковыми метасоматитами сопряжены менее продуктивные золото-пирит-арсенопирит-кварцевая, полиметаллическая карбонат-кварцевая, серебро-адуляр-карбонат-кварцевая, антимонит-пирит-карбонат-кварцевая, антимонит-пирит-кальцитовая, киноварь-кварц-диккитовая ассоциации.

Золото-редкометалльный мегаштокверк Мурунтау – сложная комбинация стержневых и оперяющих кварцевых жил, рудных столбов, прожилково-вкрапленных и вкрапленных минерализованных зон с ярко выраженным зональным строением (рис. 2). Общая площадь штокверка на поверхности около 3 кв. км, по вертикали он прослежен на 1200 м. Рудные пересечения с содержаниями Au от 2.0 до 15.2 г/т отмечены до глубины почти 4000 м (скважина СГ-10). Среднее содержание золота в карьере Мурунтау 3.72 г/т. Содержания WO₃ в технологических пробах от 0.003 % до 0.6 % [16, 42].

Мурунтау – золоторудный гигант и одновременно значительное месторождение вольфрама. Запасы WO₃ составляют 65 тысяч тонн, что на порядок превышает запасы в традиционных вольфрамоносных штокверках Узбекистана [30, 47]. Золото-шеелит-карбонат-калишпат-кварцевая ассоциация локализована в «каркасе» рудоносного мегаштокверка, тяготея к круто- и пологопадающим плитообразным и линзовидным жилам и системам прожилков, секущим слоистость, сланцеватость, метаморфогенные кварцевые тела. В центральной части месторождения, в ядре кварц-полевошпатовых метасоматитов, в большей степени развиты крутопадающие золото-вольфрамоносные залежи (системы жил и ветвящихся прожилков). По периферии штокверка, в полях биотит-кварц-полевошпатовых изменений, преобладают пологозалегающие кварцевожилные образования.

Вольфрамовая минерализация Мурунтауского поля изучалась разными авторами. По Ч.Х. Арифулову [16], в составе золото-шеелит-карбонат-калишпат-кварцевой ассоциации выделяются три минеральные разновидности: золото-кварцевая, золото-шеелит-кварцевая с арсенопиритом и золото-арсенопирит-кварцевая. Промышленные скопления шеелита «вписываются» в контур золотого оруденения. Окраска шеелита от коричневатой-оранжевой до полупрозрачной, бесцветной. Минерал концентрируется в кварцевых жилах и прожилках и в обрамляющих их метасоматитах. Выделения его достигают 1.0-5.0 см, отдельные жилы и линзы кварца содержат шеелита до 10-30 %. В брекчированных породах шеелит приурочен к сферолит-зернистым агрегатам светлоокрашенных слюд, полевого шпата и кварца. Характерны срастания шеелита с самородным золотом, молибденитом, пирротинном, пиритом. Золото образует прожилки в шеелите, каймы вокруг зерен шеелита, просечки в

арсенопирите. Преобладающий размер золотин в шеелитсодержащих кварцевых телах 0.05-0.3 мм. Микропарагенезисы и формы выделения золота, шеелита и арсенопирита на месторождении Мютенбай показаны на рис. 3.

Редкометалльно-редкоземельный профиль золотого оруденения Мурунтауского поля и достаточно контрастная специализация шеелитов на редкоземельные элементы (РЗЭ) подчеркиваются в работах [13, 14]. По данным Ю.Б. Ежкова, Ю.Ф. Баскакова (1974), суммарное значение РЗЭ в шеелите составляет 854 г/т – это более чем в 4 раза превосходит сумму РЗЭ в валовых золотых рудах. По уровню концентрации редких земель шеелиты Мурунтау располагаются между шеелитами редкометалльных (грейзены, альбититы, апограниты) и некоторых высокотемпературных золоторудных месторождений (сумма РЗЭ 1000-1500 г/т) и шеелитами стратиформных и средне-низкотемпературных гидротермальных объектов (70-140 г/т). Содержания РЗЭ в шеелитах Мурунтау (в скобках среднее значение элементов), г/т: Y 303-350 (334.1), Ce 190-285 (227.6), Nd 145-178 (165.3), La 58-96 (75.2), Pr 22-41 (33.1), Yb 6-10 (7.9), Er 6-9 (7.3), Dy 2-5 (3.5). Высокая доля Y в сумме редких земель (39 %) позволяет вольфрамат кальция характеризовать как иттрошеелит. Средние содержания Sr, Mo, Pb, Bi в шеелите невысоки, соответственно, г/т: 149.0; 83.9; 41.9; 40.3.

В жилах молочно-белого кварца Мурунтау присутствует тунгстенит WS_2 [38]. Минерал серовато-черного цвета, чешуйчатого строения, образует тонкие прерывистые просечки протяженностью до 0.7 м, примазки по стенкам трещин и зеркалам скольжения, редко плотные сажистые скопления, проникающие в кварц по тончайшим трещинкам и микропорам. Тунгстенит, по Р.И. Конееву, содержит W 73.3 %, S 25.9 % (микроанализатор MS-46 «Самеса»). Минерал ассоциирует с мелкими метакристаллами пирита (пентагондодекаэдры), ромбододекаэдрами карбоната, зернами шеелита и переотложенными выделениями самородного Au (до 0.5 мм). На скоплениях тунгстенита местами отмечаются зеленовато-желтые корочки гипергенного тунгстита $WO_2(OH)_2$ толщиной до 0.1 мм. Изучение тунгстенита имеет важное диагностическое и прикладное значение. На глубоких горизонтах Мурунтауского поля среднее содержание WO_3 в рудных пробах составляет 0.051 % (максимально 0.15 %), в то время как содержания шеелита не превышают 0.016-0.024 %. Не исключено, значительная часть W в отдельных залежах Мурунтау присутствует в форме тунгстенита, заполняющего дефекты кристаллов, межзерновые пространства и микротрещинки (подобно тунгстениту Тамватнейского вольфрамового и Майского золоторудного месторождений на Чукотке).

Шеелиты Мурунтау подразделяются на две разновидности, различающиеся геологической позицией и минералого-геохимическими параметрами (рис. 4) [44]. Интенсивно деформированный шеелит 1 в виде мелких неравномерно рассеянных зерен отмечается в пологозалегающих субогласных кварцевых жилах. Цвет его от коричневатого до белого. В некоторых случаях наблюдались кристаллические агрегаты шеелита 1 диаметром до 1-2 см. Минерал ассоциирует с пиритом, пирротинном, калишпатом, апатитом, хлоритом, кальцитом, характеризуется голубовато-белой люминесценцией. Предполагается, что мелкие вкрапления шеелита образовались в результате сдвиговых деформаций и разрушения более крупных кристаллов. Примеси в шеелите 1, г/т: Sr 200-260, La 15-140, Ce 30-250, Nd 30-60, Sm 5-15, Eu 2-7, Tb 1-3, Lu 0.5-4.0. Шеелит 1 обеднен Mo (менее 1.0 г/т).

Шеелит 2 коричневатого и коричневатого-оранжевого оттенков распространен в крутозалегающих кварцевых жилах секущего типа в ассоциации с мусковитом, пиритом, халькопиритом, молибденитом, ортитом. Минерал рассекается поздними карбонатными прожилками. Формы выделения шеелита 2: вкрапления, округлые мелкие зерна, трещиноватые кристаллы размером до нескольких см. Особенности шеелита 2: желтоватая фотолюминесценция, зоны роста колебательной природы, локализация в участках с богатыми рудами Au, контрастная позитивная аномалия Eu. Шеелит 2, в сравнении с шеелитом 1, характеризуется более высокими содержаниями большинства примесей, г/т: Sr 400-1100, La 15-80, Ce 60-350, Nd 65-250, Sm 20-90, Eu 9-130, Tb 3-75, Lu 0.2-3.0, Mo 0.1-2.2.

Вольфрам играет значительную роль в геохимическом спектре Мурунтау, входя в индикаторную триаду Au-W-As (до 95 % и более от суммы привнесенных рудогенных элементов). Элементы триады и сопровождающие их спутники (Mo, Bi, Ni, Co, Cr, Cu, Zn, Pb, Ag, B, Sb, Ba и др.) занимают закономерную позицию в геохимических полях, геохимических моделях и рядах геохимической зональности.

Мурунтауское поле фиксируется контрастными и обширными вторичными ореолами Au, W и As. Максимально продуктивные ореолы Au и W сосредоточены в «ядре» рудного поля – области развития биотит-полевошпат-кварцевых метасоматитов. Вторичные ореолы As преимущественно развиты на флангах [16].

В месторождениях Мурунтау и Мютенбай проявлен стандартный ряд геохимических парагенезисов золота: Au-W, Au-As, Au-Te, Au-Ag, Au-Sb, Au-Hg [7, 18]. Основные объемы Au и W сосредоточены в первом парагенезисе.

Геохимическая модель Мурунтау имеет высокоупорядоченную объемно-концентрическую структуру, что видно на примере разреза через центральную часть месторождения (см. рис. 2). Ядерная зона штокверка, сложенная калишпат-кварцевыми метасоматитами, трассируется дифференцированными полями W и Mo (высокопродуктивная ранняя ассоциация). Содержания W и Mo возрастают с глубиной. Повышенные концентрации As и Sb (индикаторов поздних и заключительных стадий минерализации) тяготеют к средним и верхним горизонтам и апикальным частям рудных залежей. Хром, петрогенный когерентный элемент метасоматитов, концентрируется в периферической зоне.

Закономерные соотношения геохимических полей Au, W и As отмечены Э.Б. Бертманом в поперечных сечениях третьей рудной залежи (восточный фланг Мурунтау). Рудная залежь (совокупность субсогласных и субпараллельных кварцевых жил, разделенных минерализованными метасоматитами) приурочена к антиклинальной складке с относительно крутым южным и пологим северным крыльями. Рудовмещающий разрез характеризуется частым чередованием литологически разнородных углеродисто-терригенных образований косманачинской толщи. Эшелонированное распределение геохимических ореолов контролируется мелкой складчатостью и флексурными изгибами пластов. Ореолы W развиваются в границах геохимического поля Au, ореолы As повышенной интенсивности (0.01-0.05 %) смещены в висячий бок рудной залежи (рис. 5).

По С.В. Григоряну, осевая вертикальная геохимическая зональность Мурунтау выглядит следующим образом: W, Mo, Co, Ag₁, Au – Bi – As – Cu, Zn, Pb, Ag₂. По Э.Б. Бертману, ряд зональности эндогенных ореолов: W₁ – (W₂-Bi-Au₁) – (Mo-Cu-As-Co-Ni-Au₂) – (Zn-Pb₁) – (Pb₂-Sb-Ag). Пологозалегающие субсогласные рудные залежи с ранним золото-кварц-редкометалльным парагенезисом имеют фациальную зональность: Mn, Ni, Mo, Cu, Ag (тыловая зона) – W, Au, Mo, Bi, As (стволовая зона) – As, Ba, Ag, B (фронтальная зона). Крутопадающие, секущие рудные тела с поздними минеральными комплексами характеризуются развитием W, Au, Mo, Co и As на нижних и средних уровнях, ореолов Cu, Pb, Bi, As, Ag, Sb на верхних (Ю.И. Петров, Е.В. Янишевский).

Золото-(вольфрам)-сульфидный прожилково-вкрапленный и вкрапленный тип. Особенности золото-вольфрамовой минерализации данного типа рассмотрим на примере месторождений Олимпиада, Кумтор и Бақырчк.

Крупное золоторудное (с W и Sb) месторождение Олимпиада находится в России, Красноярском крае, в северо-западной части Енисейского кряжа. Рудное поле, по [29], сложено углеродисто-терригенно-карбонатными и кварц-слюдистыми сланцами кординской свиты среднего протерозоя, обрамленными древними (верхний протерозой, рифей) орогенными интрузивами гранитов и гранито-гнейсов (татарско-аяхтинский и тейский комплексы). Золоторудные, золото-вольфрамовые и золото-вольфрам-сурьмяные сульфидсодержащие месторождения приурочены к горизонту углеродистых терригенно-карбонатных осадков, претерпевших региональные изменения эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Широко проявлены смятие и брекчирование пород, кливаж, запрокинутые складки северо-восточного простирания. Гидротермальные изменения пород:

окварцевание, карбонатизация, серицитизация, березитизация (серицит, мусковит, кварц, хлорит, декарбонизация углеродистого вещества). Рудные залежи приурочены к замкам и периклинальным замыканиям складчатых структур. Протяженность Основного рудного тела до 800 м, мощность до 400 м, вертикальных размахов более 700 м (рис. 6).

Выделяются пять стадий минералообразования: эндогенные дорудная I, раннерудная II, позднерудная III, пострудная IV и гипергенная V [4]. В дорудную стадию (480-380 °C) отложились мусковит-кварц-карбонатные, мусковит-кварц-цоизитовые метасоматиты с кварцевыми, кварц-кальцитовыми, кальцитовыми гнездами и прожилками с шеелитом. В раннерудную стадию сформировались тонковкрапленная золото-арсенопирит-пирротинная (380-280 °C) и прожилково-вкрапленная полисульфидная (280-220 °C) минерализация. Позднерудная золото-шеелит-антимонит-бертьеритовая минерализация возникла после образования аргиллизитов. Эндогенный процесс завершился при 230-200 °C отложением пострудных кварц-кальцит-флюоритовых и кварц-калишпатовых прожилков.

Первичные золото-сульфидные руды содержат: самородное Au, ауристобит, пирротин, пирит, арсенопирит, антимонит, бертьерит, самородную Sb, шеелит, ильменит, магнетит. Редко встречаются халькопирит, пентландит, кубанит, виоларит, висмутин, молибденит, сфалерит, блеклая руда, брейтгауптит, бурнонит, джемсонит, ульманит, гудмундит, киноварь. Количество сульфидов до 3-5 % (вкрапленность, прожилки, гнезда). Нерудные минералы представлены карбонатами (30-40 %), кварцем (30-35 %), слюдами (биотит, мусковит, серицит, 13-18 %), хлоритом, цоизитом, каолинитом. Золото двух генераций. Раннее тонкодисперсное Au-I заключено в пирите и арсенопирите, размер выделений 1-10 мкм, пробность 910-997%. Игольчатый арсенопирит содержит Au 40-1850 г/т. Свободное крупное золото-II (до 1 мм) ассоциирует с антимонитом; пробность его 647-757%, примеси – Ag 15-22 вес. %, Hg 8.9-12.9 вес. %.

Шеелитовая минерализация размещается в скарноидах, скарнированных известняках, кварц-цоизитовых, углеродисто-серицит-кварцевых, слюдисто-кварц-карбонатных и карбонатных метасоматитах [3, 4]. Шеелитоносные скарноиды (гроссуляр, андрадит, салит, тремолит, цоизит, кварц, кальцит, сфен, хлорит) и кварц-цоизитовые метасоматиты развиты на Западном участке (рудное тело № 1). Шеелит (гнезда и полосовидные скопления кристаллов размером от 0.01 до 1.0 мм) ассоциирует с пирротинном и арсенопиритом, содержит микровключения кварца, кальцита, бертьерита размером 30-50 мкм. Углеродистые серицит-кварцевые метасоматиты характерны для Основной рудной залежи (Восточный участок). Кристаллы шеелита размером до 1.0 мм образуют здесь послойную вкрапленность, а также прожилки совместно с кварцем и карбонатом. В слюдисто-кварц-карбонатных метасоматитах отмечаются более крупные кристаллы шеелита (до 2-3 мм) с микрофазами кварца, кальцита и бертьерита.

Минералогический анализ позволяет в эндогенных рудах выделить две генерации шеелита. Ранняя генерация (шеелит 1) в виде вкрапленников в метасоматитах, кварцевых, кварц-кальцитовых гнездах и прожилках, ассоциирует преимущественно с пирротинном и арсенопиритом. Поздняя генерация (шеелит 2) образует сростки с антимонитом и бертьеритом. Основная масса шеелита связана с вкрапленно-прожилковым золото-сурьмяным комплексом. Обе генерации шеелита содержат примесь Au до 0.4 г/т; шеелит 2 дополнительно включает Sb до 107 г/т [3]. Средняя концентрация W в первичных рудах составляет 56 г/т, что в 2.5-3.0 раза превышает фон данного элемента во вмещающих углеродистых сланцах. Сульфидные минералы обогащены Au, Ag и W, г/т: арсенопирит содержит Au 225, Ag 20, W 4.5; пирит – Au 9.2, Ag 6.0; пирротин – Au 11.2, Ag 50, W 65; антимонит – Au 5.1, Ag 14, W 45. В гравитационных концентратах золото-сульфидных руд выявлены высокие содержания шеелита (среднее 2.92 %). При использовании методов магнитной сепарации и электросепарации из такого сырья ежегодно можно получать свыше 400 тонн шеелитового концентрата.

В золотых и Au-W рудах присутствуют платиноиды. В первичных рудах Основного тела содержания Pt от 0.005 до 24.0 г/т (среднее 1.41 г/т), Pd от 0.001 до 1.9 г/т (среднее 17.5

мг/т). Платина концентрируется в арсенипиритсодержащих метасоматитах; палладий – в метасоматитах, обогащенных пиритом и антимонитом [19].

На месторождении проявлена линейная золото-вольфрам-сурьмяноносная кора выветривания мел-палеогенового возраста, приуроченная к дислоцированным контактам рудоносных углеродисто-терригенных и углеродисто-терригенно-карбонатных пород [17, 29]. Кора гидрослюдисто-каолинитового профиля с зоной дезинтеграции и начальными глинистыми изменениями пород. Глубина распространения коры выветривания в зонах разрывных нарушений до 350-400 м (Главный разлом).

Руды коры выветривания представлены пористыми, супесчано-суглинистыми желто-бурыми образованиями, сохранившими текстурно-структурный рисунок метасоматитов и сланцев. Реликтовые гипогенные минералы – кварц и слюды, среди гипергенных минералов преобладают каолинит, гиббсит и гидрослюды. Широко развиты оксиды и гидроксиды Fe, Mn, Sb, вторичные карбонаты, фосфаты и вольфраматы [35]. Невидимое золото (78-95 %) связано с гидроксидами Fe и оксидами Sb. В коре выветривания Au высвобождается из сульфидов, руды становятся легкообогатимыми. В гипергенных рудах, по сравнению с эндогенными, содержания Au в два раза выше. Преобладает весьма высокопробное легко извлекаемое золото; размеры частиц от 1-10 мкм до 250-500 мкм, редко 1.0-1.5 мм. Видимое самородное Au на 64-92 % относится к классу -0.074 мм, оно подразделяется на эндогенное остаточного типа (до 70 %) и новообразованное гипергенное (до 30 %). Гипергенное золото, по А.Д. Генкину, Г.В. Нестеренко, представлено тонкопористыми микроэмульсионными скоплениями ("горчичное" Au) и ветвисто-друзовидными, колломорфно-губчатыми и округло-удлиненными выделениями. Агрегаты тонкопористого золота размерностью 50-100 мкм, широко распространенные на месторождении, при травлении выявляют структуры рекристаллизации [41]. Переотложенное вторичное золото (глобули, пластинчатые кристаллы) часто концентрируется в натечных метаколлоидных агрегатах вольфрамсодержащего трипугиита FeSbO_6 [17]. Основной объем промышленной вольфрамовой минерализации (остаточный и переотложенный шеелит, гидроокислы W – тунгститы) ассоциирует со слюдами и оксидами Fe, Mn и Sb. Вторичный (гипергенный) игольчатый шеелит пронизывает оксиды Fe-Sb, содержит примесь Au до 0.5 г/т и Sb 0.04-2.9 %. Среднее содержание вольфрама в одной из залежей коры выветривания 0.16 %.

Окисленные руды содержат Pt и Pd (средние значения 1.82 г/т и 19.0 мг/т). Платиноносные участки приурочены к пересечениям разрывов и мелкоблоковой тектонической нарушенности пород [19]. В аккумуляции полезных минералов значительная роль отводится коллоидным растворам [41]. В коре выветривания Основного рудного тела концентрируются Au, W, Sb, Co, Pb (средние содержания соответственно более 5.0 г/т, 500 г/т, 0.14 %, 0.004 % и 0.004 %). Такие элементы, как Zn, V, Ni, Mo, Ba, выносятся из рудного тела, концентрируясь в периферийной зоне.

Золото-(вольфрам)-сульфидное месторождение Кумтор находится на территории Срединного Тянь-Шаня, вблизи «линии Николаева» – сuture Кыргызско-Казахстанского палеоконтинента субширотно-северо-восточного простирания. Протяженность её составляет сотни километров. Рудные залежи локализованы в Кумторской зоне смятия длиной более 7 км и мощностью 300-400 м [2, 5, 12, 27, 37 и др.]. При описании месторождения использованы опубликованные материалы В.Н. Богдецкого, Б.А. Трифонова, В.В. Никонорова, Н.К. Курбанова, В.Г. Дзялошинского, Ю.И. Новожилова, С.И. Аникина, А.В. Никифорова и др.

Рудовмещающая зона смятия месторождения Кумтор имеет надвиговую природу и выполнена дислоцированными породами вендского и нижнепалеозойского возраста [5]. Выделяются три литологических комплекса пород: подстилающий вулканогенно-кремнисто-терригенный, рудовмещающий углеродисто-карбонатно-терригенный и перекрывающий терригенный. Отложения рудовмещающего комплекса (джетымтауская серия) отличаются повышенной углеродистостью (до 1.5-3.0 % и более), син-, диагенетической рассеянной минерализацией пирита, повышенным геохимическим фоном Au, Ag, Te, W, Zn, As, РЗЭ, Ga,

Th [2, 15, 32, 39 и др.]. Рудоносная структура северо-восточного простирания погружается на юго-восток под углами 25-55°. По [21], месторождение располагается на 1.5-2.0 км выше кровли скрытого массива гранитоидов верхнепалеозойского возраста. Связь оруденения с магматизмом предполагается также в работах [20, 45 и др.]. За пределами рудоносной структуры встречаются редкие дайки кислого и щелочного состава [37]; сама структура амагматична.

Золото-(вольфрам)-сульфидные тела Центрального участка (Штокверковое, Южное, Северное, Северо-Восточное) размещаются в зонах гидротермального преобразования углеродистых филлонитов (рис. 7) [28]. Преобладающие метасоматические изменения: калишпатизация, альбитизация, карбонатизация и пиритизация. Руды представлены метасоматически изменёнными породами, пронизанными штокверком пирит-кварц-полевошпат-карбонатных прожилков. Штокверки обычно слагают периферийные части, полнопроявленные метасоматиты – “ядра” рудных тел. Рудные тела преимущественно линзо-, пластообразные, мощностью от первых десятков метров до 100-150 м и протяженностью 600-1000 м и более. Текстуры руд – вкрапленные, прожилково-вкрапленные, сетчато-прожилковые, полосчатые, пятнистые, брекчиевидные.

Основные рудные минералы – пирит, гематит, шеелит. Содержание пирита в руде (кубы, октаэдры, пентагондодекаэдры, губчатые выделения) до 10-20 %. Средние значения золота в пирите 0.05-280.0 г/т и более. Второстепенные рудные минералы: халькопирит, сфалерит, самородное золото, теллуриды, блёклые руды (тетраэдрит, теннантит), галенит, висмутин, тетрадимит, самородное Ag и др. Нерудные минералы – карбонаты (анкерит, доломит, кальцит, сидерит), микроклин, альбит, кварц, серицит, целестино-барит, антракосолит-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. Потенциальный интерес представляют W, Te, S.

Руды характеризуются разнообразием форм нахождения золота [24]. Разными методами достоверно определены следующие минералы, содержащие Au: самородное золото (пробность 920-986 и 704-876‰); интерметаллиды Au-Ag: электрум (пробность 600-700‰), кюстелит (400-600‰), “белёное золото” (<400‰); теллуриды: калаверит AuTe_2 , сальванит 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 приходится около 50 % всего золота, остальные 50 % связаны с самородным золотом и интерметаллидами Au-Ag [1]. До 90 % всех золотосодержащих минералов и минеральных ассоциаций связано с “рудным” пиритом [27, 37].

Кумтор – крупнообъёмный вольфрамсодержащий объект [2, 28, 43]. Вольфрам, наряду с Te и Ag, является типоморфным элементом золотых руд. Он образует широкий и устойчивый ореол, выходящий за контуры золоторудных тел. Содержания WO_3 в рудных пробах от 0.005 до 1.0 %, в рядовых рудах они чаще всего составляют 0.027-0.11 % [27]. В Штокверковой и Южной зонах содержания WO_3 местами достигали 0.2-0.5 %, что позволило при разведке месторождения выделить тела бедных вольфрамовых руд [37].

Основной минерал вольфрама – тонкозернистый шеелит, тесно ассоциирующий с карбонатами. Шеелит встречается в составе пирит-карбонатных прожилков, а также в виде густой вкрапленности в телах полевошпат-карбонатных метасоматитов (см. рис. 7). Прожилки с вкрапленностью шеелита наблюдаются в разных структурных позициях: 1) выполняют одинаково ориентированные трещины скола; 2) слагают плёочно-сетчатые образования в разноориентированных зонах дробления и брекчирования; 3) концентрируются вдоль тектонических нарушений, ограничивающих зоны смятия и будинажа; 4) трассируют мелкие складки и моноклинально залегающие блоки метасоматически преобразованных углистых пород; зоны таких прожилков субсогласны с первичной слоистостью или рассланцеванием вмещающих осадков [40].

Состав шеелитсодержащих прожилков от пирит-кварц-полевошпат-карбонатных до шеелит-карбонатных и моношеелитовых. Мощность прожилков – от тончайших просечек до

1-2 см. Реже шеелит концентрируется в карбонат-полевошпат-кварцевых и полевошпат-карбонатных жилах, слагающих секущие линзовидные тела мощностью от 0.2 м до 1-2 м. Здесь он тяготеет к одному из контактов жил, образуя струйчато-полосчатые вкрапленные скопления, параллельные этому контакту.

Наибольшие концентрации шеелита связаны с телами пирит-карбонатных метасоматитов. Это массивные серые альбит-карбонатные разности с равномерной тонкой вкрапленностью пирита и шеелита (Северная рудная зона) и белые, существенно карбонатные тела с вкрапленностью шеелита по полосчатости (Южная рудная зона). Мощность их от 0.5-5.0 м до 10 м и более. Тела ограничены с обеих сторон тектоническими зонами или характеризуются постепенным переходом в углистые карбонатные филлиты, с которыми часто смяты в мелкие складки.

Во всех случаях шеелит образует сгущения светло-серых изометричных выделений размером от 0.01-0.05 мм до 1-2 мм, редко кристаллы медово-коричневого цвета до 0.5-0.7 см. По формам и взаимоотношению с окружающими минералами выделяются три основные генерации: 1) шеелит 1 – изометричные зёрна с ровными кристаллизованными гранями в карбонатах и кварц-полевошпатовых метасоматитах; 2) шеелит 2 – изометричные лапчатые выделения, образующие аллотриоморфные срастания с пирит-карбонатным агрегатом, развивающиеся по кварц-полевошпатовой или карбонатной основе метасоматитов, а также в жилах и в цементе тектонических брекчий; 3) шеелит 3 – отдельные кристаллы, их скопления и сростки в ассоциации с кальцитом (манганокальцитом); в эту генерацию входит шеелит, слагающий мономинеральные шеелитовые и кальцит-шеелитовые прожилки, секущие ранние ассоциации с шеелитами 1 и 2.

К ранней генерации также отнесены катаклазированные, обломочные зёрна шеелита с затёртыми гранями, наблюдаемые в микробрекчиево-полосчатых пирит-карбонатных метасоматитах (милонитах). Большинство выделений шеелита в таких разностях сконцентрированы по полосчатости (первичной слоистости) пород. В центральных частях пирит-карбонатных тел сохранились фрагменты тонкозернистых неизменённых песчанистых известняков, в которых шеелит образует скопления по слойкам “запесоченности”. Зёрна шеелита здесь также имеют округлую (окатанную) форму, разбиты трещинками, заполненными тонкозернистым карбонатом. Они корродированы поздним метасоматическим золотоносным пиритом. Возможно, это “сингенетичная” вмещающим породам разновидность россыпеобразующего шеелита, отложившаяся при перемыве продуктов разрушения древних рудопоявлений вольфрама (подобно заметным скоплениям рутила и ильменита в рудовмещающих филлитах месторождения).

Содержания W в неизменённых углеродистых филлитах Кумторского рудного поля составляют 3-17 г/т (в среднем 8 г/т), что в 4 раза и более превышает кларк осадочных пород [39]. Наряду с шеелитом, вольфрам сконцентрирован в углеродисто-серицитовой массе [15]; высокие его содержания определены в акцессорных минералах – ильмените, рутиле и цирконе [26]. Пара “W-Ti” имеет строгую корреляцию как в составе первичных, так и рудных пиритов [46]. Повышенные концентрации W в диагенетическом и метасоматическом пиритах связаны с включениями обломочного рутила и ильменита. Первичные породообразующие и акцессорные минералы-концентраторы вовлекаются в процесс предрудного метасоматоза, обогащают вольфрамом рудоносные растворы.

Элементы-примеси в шеелитах, г/т: Si, Mg, Fe, Al, Cu, Ni, Ba, Sr, Sc, La, Y, Yb, Mn, Mo и др. Первые четыре элемента обусловлены микроксенолитами вмещающих силикатов и карбонатов, захваченных при метасоматическом росте зёрен шеелита. С микропрожилками и вкрапленностью сульфидов и барита связано присутствие Cu, Ni и Ba в вольфрамате кальция. В матрицу шеелита входят изоморфно или в виде одновременно кристаллизовавшихся микрофаз следующие элементы, г/т: Sc 20-300, La 11-3000, Y 10-6000, Yb 10-400, Mn 10-300, Mo 10-1000. По вариации содержаний последней группы примесей шеелиты Кумтора подразделяются на три разновидности. Самая многочисленная выборка характеризуется ярко-голубой люминесценцией в ультрафиолетовых лучах, полным набором

элементов-индикаторов (Mo, Mn, Sc, Y, Yb) и незначительными колебаниями их содержаний. Для ограниченной части зёрен шеелита (4 %) определена повышенная концентрация Mo (до 1000 г/т); эта разновидность имеет зеленовато-желтовато-белую люминесценцию. Около 15 % исследованных зёрен шеелита имеет голубовато-белую люминесценцию и Yb-Y специализацию. Все шеелиты месторождения характеризуются высоким содержанием Sr (до 3.0 вес. %), что связано с частичной ассоциацией шеелита и барито-целестина.

По спектрам фото- и рентгеновской люминесценции выделяются два вида шеелита: 1) с выраженными пиками Dy^{3+} , Tb^{3+} , Er^{3+} , Eu^{3+} , Pr^{3+} и Sm^{3+} ; 2) с отдельными мало выразительными всплесками Dy^{3+} и Pr^{3+} [40]. Ярко голубая фотолюминесценция шеелита возбуждается излучением с длиной волны 350-600 нм при максимуме 450 нм, связанным со свечением центров $[WO_4]^{2-}$. Спектры люминесценции шеелитов Кумтора подобны таковым месторождения Мурунтау и резко отличаются от спектров шеелитов скарновых объектов (Кенсу в Кыргызстане и др.). Контрастность содержаний РЗЭ в шеелитах Кумтора связана со средой отложения: шеелиты в кварц-полевошпатовой основе существенно обогащены РЗЭ; в шеелитах, заключенных в карбонатной матрице, концентрации редких земель пониженные.

По результатам фазового химического анализа, в пробах с высокими содержаниями вольфрама и в групповых пробах, кроме шеелита, установлены фазы “вольфрамит” $(Fe,Mn)WO_4$, “тунгстенит” WS_2 и др. Доля фазы “вольфрамит” колеблется от 0.0 до 30.4%. Вольфрамит наблюдался в пирит-карбонат-полевошпат-кварцевом агрегате зёрен как реликтовый минерал в относительно крупных (до 7 мм) изометричных выделениях шеелита [40]. Редкие кристаллы вольфрамита (0.08x0.14 мм), образующие сростки с пиритом и кварцем, и отдельные зёрна гюбнерита отмечались ранее [5, 27]. Доля фазы “тунгстенит” от 0.0 до 38.8% (минерал пока не диагностирован). Среднее содержание W в золотоносных пиритах составляет 78 г/т при экстремально большой вариации содержаний от 0.001 до 3000 г/т [46]. Высокие значения W в пирите связаны с микровключениями шеелита, а также с пока неопределёнными микрофазами W (предположительно с вольфрамитом и тунгстенитом) [15, 40].

Важный прогнозно-поисковый признак – комплексные геохимические поля Au и W. Ореолы вольфрама развиты гораздо шире ореолов золота; они наблюдаются в осевой зоне, кровле и подошве рудообразующей структуры [1, 12, 27, 37]. В рудных телах относительно простого состава (участки Юго-Западный, Сарытор) W имеет положительную корреляцию с Au, Te, Hg (коэффициент 0.73). В рудоносных блоках с чередованием или наложением разных типов метасоматитов (Центральный участок) корреляция W с Au и другими элементами ослабевает, становится незначимой. С глубиной ореолы W увеличивают свои размеры (ширину). Наибольшими средними содержаниями W характеризуются пирит-карбонатные и пирит-альбит-карбонатные тела (соответственно 260 и 118 г/т); в пирит-карбонат-калишпатовых и пирит-карбонат-альбитовых разностях они равны 72 и 23 г/т [27, 28]. Концентрация W нарастает с усложнением состава (наложением) разных типов метасоматитов – от 191,5 г/т в простых комбинациях серицит-карбонатных и альбит-карбонатных рудоносных пород до 774 г/т в композиции всех известных метасоматитов.

Золото-вольфрам-сульфидные залежи сопровождаются контрастными эндогенными ореолами Te, Hg, Sb, Sr, Ag, Ba, Cu, Pb, Zn и других элементов. Морфология ореолов в целом согласуется с формой и условиями залегания рудных залежей. Контурные ореолы Au и Te повторяют друг друга. С глубиной, по падению рудоносной зоны, снижается интенсивность ореолов Hg, Sr и Ba, а концентрации Ag и Sb нарастают (указатель возможности обнаружения новых залежей на глубоких уровнях месторождения). В осевой части рудной зоны, в местах проявления пирит-карбонатных метасоматитов, развиты слабые ореолы Pb. Из рудной зоны выносятся As, Cu и Zn, образующие слабоконтрастные аномальные ореолы в висячем и лежащем боках. Геохимическая зональность в целом контрастная, дифференцированная, нередко деформированная процессами альпийской тектоники (надвигами, сдвигами).

Кумтор – эталон безмышьяковистых золото-редкометалльных месторождений в черносланцевых толщах. Золотая и вольфрамовая минерализация Кумтора локализована в древних, геохимически разносторонне специализированных углеродисто-карбонатно-терригенных отложениях джетымтауской серии и связана с орогенным метаморфогенно-гидротермально-метасоматическим этапом (поздний палеозой). Основная масса руд отложилась в структурно благоприятном участке в условиях стрессовых деформаций надвигового типа, при отсутствии видимых интрузивных образований. Глубинным высокотемпературным флюидом из зоны ультраметаморфизма в рудолокализирующую структуру привнесены важнейшие петрохимические компоненты CaO, MnO, SrO, CO₂, CO и S, а также Au, W, Te. Предполагается, что значительная часть петрогенных, рудообразующих и рудных элементов была заимствована из вмещающих филлитов при их преобразовании в разнообразные метасоматиты.

Крупное золото-(вольфрам)-сульфидное месторождение Бакырчик находится в Восточном Казахстане, Западно-Калбинской металлогенической зоне, Кызыловской зоне смятия широтного направления. Важнейшие рудоконтролирующие структурные элементы Кызыловской зоны – надвиговые швы, тектонические линзы, кливаж, милонитизация, развальцевание пород, внутриформационные отслоения. При характеристике месторождения использованы опубликованные материалы [6, 23, 25, 29, 31, 34 и др.].

Руды Бакырчика залегают в углеродисто-терригенных породах буконьской свиты среднекаменноугольного возраста (алевролиты, песчаники, гравелиты, конгломераты). Отложения свиты, формировавшиеся в застойных лимнических и флювиальных условиях, накапливали пирит-пирротиную, карбонатно-железистую (сидерит, анкерит), фосфатную, седиментогенную золотую (хемогенное и кластогенное Au) минерализацию. Диагенетические и ранние метаморфические изменения относятся к цеолитовой фации. Углеродистое вещество керит-антракосолит-шунгит-графит-битумоидного ряда.

Интрузивные образования, с которыми парагенетически сопряжены руды бакырчикского типа, представлены малыми штокообразными телами и дайками пестрого состава. Это диорит-гранодиорит-плагиогранитовая формация кунушского коллизионного С₃ комплекса, имеющая золото-мышьяково-редкометалльную специализацию (Au, As, Sb, W, Mo и др.). Дифференциаты данного комплекса на Бакырчике размещены ярусно: гранитоидный очаг залегает на глубине 3.0-3.5 км, дайковые породы локализуются на верхнем горизонте в зоне рудоносного надвига.

На месторождении развиты углеродисто-серицитолитовая, каолинит-гидрослюдистая, кварц-серицитовая, серицит-флогопит-карбонатная, хлорит-альбитовая и другие метасоматические ассоциации (Л.Г. Марченко, М.М. Старова, М.С. Рафаилович, В.Б. Чекваидзе и др.). Метасоматическая модель выглядит следующим образом (рис. 8). Углеродисто-каолинит-гидрослюдистые метасоматиты проявлены на верхних горизонтах, углеродисто-серицитолитовые изменения имеют “сквозное” распространение (максимально выражены в центральной части), серицит-флогопит-карбонатная с апатитом и турмалином ассоциация занимает нижние уровни. На глубоких горизонтах развиты метасоматические карбонаты: брейнерит, анкерит, доломит. В надрудной и верхнерудной зонах распространены альбитовые и альбит-хлоритовые изменения (10-20 %), распространяющиеся вдоль трещинных зон на сотни метров.

Минералогия Бакырчика освещена во многих публикациях (М.М. Старова, В.С. Шибко, В.С. Зенкова, В.Н. Матвиенко, В.А. Нарсеев, М.С. Рафаилович, В.Д. Борцов и др.). Рудные минералы образуют пять парагенетических ассоциаций: раннюю мельниковит-пирит-пирротин-марказитовую (с никелином, пентландитом); рудные золото-пирит-арсенопиритовую (с кубанитом, герсдорфитом), золото-кварц-полиметаллическую (с блеклой рудой, халькопиритом, галенитом, сфалеритом) и золото-арсенопирит-кварц-карбонат-шеелит-халькопирит-молибденитовую с брейнеритом, доломитом, анкеритом, айкинитом; позднюю кварц-карбонат-антимонит-тетраэдритовую. Золото-пирит-

арсенопиритовая ассоциация имеет "транзитное" развитие, мельниковит-пирит-пирротин-марказитовая и золото-арсенопирит-кварц-карбонат-шеелит-халькопирит-молибденитовая отмечаются на средних и больших глубинах, золото-кварц-полиметаллическая и кварц-карбонат-антимонит-тетраэдритовая тяготеют к верхнему горизонту [31].

В суммарном балансе Au ведущую роль играет прожилково-вкрапленная золото-пирит-арсенопиритовая ассоциация. По Л.Г. Марченко, значительная часть золота Бакырчика (до 10-30 %) концентрируется в углеродистом веществе. Самородное золото имеет пленочную, капельную, шаровую, амeboобразную, комковую, дендритовую, прожилковую формы. Превалируют субмикроскопические (менее 10 мкм) пыле- и амeboвидные выделения Au, локализованные в пирите и арсенопирите. Менее развито золото в микротрещинах сульфидов, находящееся в ассоциации с блеклой рудой, сфалеритом, галенитом, халькопиритом, кварцем и карбонатом, и золото, входящее в кварц-серицит-карбонатные оторочки, обрамляющие зерна пирита и арсенопирита. Свободное преимущественно комковое Au отмечается в кварц-полиметаллическом и кварц-карбонат-арсенопирит-шеелит-халькопирит-молибденитовом парагенезисах. Мелкое переотложенное Au ассоциирует с поздними минералами – кварцем, антимонитом, тетраэдритом. Пробность тонкого Au в сульфидах верхнего горизонта равна 760‰, свободного самородного (средний и глубокий горизонты) – 960‰ [25].

Парагенезис золота и редких металлов, чрезвычайно важный как в теоретическом, так и в прикладном аспектах, изучен недостаточно. Первичным источником благородной и редкометалльной минерализации могли быть подверженные метатамофизму литологически и геохимически неоднородные осадки буконьской свиты. На средних и глубоких горизонтах Бакырчика в прожилково-вкрапленных золото-пирит-арсенопиритовых рудах и в их лежащем и висячем боках (основной тип руд) отмечаются гидротермально-метасоматические проявления золото-арсенопирит-кварц-карбонат-шеелит-халькопирит-молибденитовой ассоциации. Показательны линзовидные и прожилково-гнездовые скопления железисто-марганцевых карбонатов и кварца, содержащие свободное Au, арсенопирит, шеелит, молибденит, халькопирит, пирит, сфалерит, айкинит. Золото локализуется в кварце, карбонате, арсенопирите, пирите в виде комков (преобладающая форма), октаэдров, пленок, дендритов, остроугольных выделений размером от 10-20 мкм до десятых долей мм. В золотоносном арсенопирите присутствуют примеси W (до 0.2 %), Mo, Bi, Sn (М.М. Старова, В.А. Нарсеев и др.). Содержания элементов в таких участках составляют: Au первые г/т и более, W до 0.1 %, Cu и As до 0.1-1.0 %, Mo и Bi десятки г/т. Масштабы развития золото-арсенопирит-кварц-карбонат-шеелит-халькопирит-молибденитовой минеральной ассоциации не исследованы.

Золото, вольфрам и сопутствующие компоненты (Cu, Sb, Pb, Zn, Mo, Ni, Co) занимают определенные места в геохимической модели (см. рис. 8). В вертикальной плоскости по геохимическим данным выделяются следующие зоны: верхняя Sb-Au-As, первая промежуточная Au-As-Sb (с W), вторая промежуточная Au-As-W и нижняя Au-W-As-Cu-Mo [30]. Осевая зональность руд и эндогенных ореолов Бакырчика: V, Ni, Co, Cr – Mo, W, Sn, Cu – As, Au – Zn, Pb, Ag – Sr, Ba – Sb, Hg [29]. Содержания Au в околорудных ореолах 0.01-1.0 г/т, в рудных телах первые г/т-20-25 г/т (среднее по месторождению 8-10 г/т). Концентрации W от 0.001-0.01 % на верхнем горизонте до 0.1-0.5 % на среднем и глубоком. Содержания As в ореолах 0.005-0.6 %, во вкрапленных рудах 0.7-1.5 %. Для Sb характерны концентрации 0.001 %, редко 0.2-0.3 %. Устойчивые связи в корреляционных графиках образуют блоки Au-As-W, Au-As-Sb, Au-As, Cu-W, W-Cu-Zn, Co-V-Ni.

Исследованиями, проведенными с использованием сканирующего электронного микроскопа, в антраксолит-шунгитах и сульфидных минералах Бакырчикского рудного поля установлены фуллерены и фуллеренообразные выделения, микро- и наночастицы, нанотрубки, содержащие благородные металлы (Au, Ag, Pt, Pd), черные и цветные металлы (Mn, Fe, Ni, Co, Al, Pb, Cu, Zn), редкие металлы и редкие земли (W, Mo, Sn, Y, Ce, Ga, In, Ta, Yb, Er, La и др.) [23]. Перечень свободных элементов, интерметаллидов и химических

соединений (сульфиды, оксиды, карбиды, вольфраматы, арсениды) разнообразен: Au, Ag, Pt, Au, Ag+Cu, Au+Ni, Au+Ag, Au+Pd, MoC, AlYC_{0,5}, WS₂, PtAs₂, PdAs₂, ErNd₂S₄, Co₃W, PtY, Ni₃Mo₂, Au₃Er, CeNdPd₂, EuMn₂Pr, Nd₂O₃, ErFe₅O₁₂, LiWO₄, Ce+La+TR, Ce+Ca+F+TR, Yb+Lu, Y+P+TR, Ta+Mn, W+Mo+Mn+Fe, Ga+In+Sn и др. [22, 23]. Реален выход на неизвестные, во многом экзотические источники металлов, которые могут существенно изменить стратегию поисков, оценки и освоения месторождений золота в углеродисто-терригенных толщах.

Золото-сульфидно-кварцевый (с вольфрамом) жильно-прожилковый и жильный тип. Представительное *месторождение Нежданинское* находится на территории республики Саха (Россия), в восточном борту Сибирской платформы, в Южно-Верхоянском синклинии. Описание геологии месторождения, его золотой и вольфрамовой минерализации приводится по материалам Г.Н. Гамянина, Ю.И. Новожилова, А.М. Гаврилова, М.М. Константинова, В.М. Яновского, В.В. Алпатов и др.

Южно-Верхоянский синклиний глубинными разломами северо-восточного и субширотного направлений разделен на ряд поперечных блоков. Нежданинский рудоносный блок, расположенный в северной части региона, имеет малый уровень эрозионного среза. Месторождение Нежданинское приурочено к стыку Верхне-Юдомской и Аллах-Юньской металлогенических зон субмеридионального направления.

Регион сложен породами верхоянского осадочного комплекса мощностью 10-13 км. Выделяются формации: ниже-верхнекаменноугольная карбонатно-терригенная лагунно-морская, верхнекаменноугольно-нижнепермская ритмично-песчаниково-глинисто-сланцевая морская, верхнепермская туфогенно-осадочная флишеидная. Значительный объем верхней части земной коры занимают нескрытые эрозией интрузивные массивы гранит-гранодиоритовой и гранитовой формаций мелового возраста. На эрозионном уровне магматизм наблюдается в виде небольших штокообразных тел и даек [9, 29].

Нежданинское рудное поле сложено толщей переслаивающихся углеродистых алевролитов, алевропесчаников, песчаников и песчано-глинистых сланцев, относящихся к нижнепермской кукканской и ниже-верхнепермской дыбинской свитам общей мощностью около 2.0 км. Породы рудовмещающей кукканской свиты содержат органическое вещество первые % и карбонаты 5-10 %. Характерны конкреционные выделения пирита и диагенетические стяжения редкоземельных фосфорсодержащих минералов (рабдафанит-черчит). В кровле свиты прослеживается маркирующий горизонт песчаников с текстурами взмучивания. Залегающая выше дыбинская свита содержит частые прослои углистых аргиллитов (экран при формировании золотого оруденения). Метаморфизм пород относится к низшим ступеням зеленосланцевой фации.

Углеродистые осадки дислоцированы (кливаж, сланцеватость, будинаж, межформационные срывы, насыщенность трещинами различных направлений). Субмеридиональные разломы и зоны смятия имеют вертикальное или крутое западное или восточное падение. Они контролируют размещение даек диоритовых порфиров и лампрофиров. В тектонитах присутствуют гуминит, витринит, лейптинит, нафтениты, кериты, антраксолиты, графитит, редко графит. Кериты и антраксолиты образуют прожилки и срастания с разновозрастными жильными и рудными минералами. Нередко скопления углеродистого вещества избирательно замещены сульфидами.

Самая крупная рудолокализирующая структура месторождения – рудная зона № 1. Азимут простирания зоны 350°, протяженность около 10 км, вертикальный размах 1.9 км без признаков выклинивания, мощность 2-40 м (средняя 14.0 м), падение крутое 70-80° преимущественно на запад. Параллельно ей развита серия менее крупных минерализованных зон дробления, смятия и рассланцевания. Во всех зонах ведущая золоторудная прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация совмещена с золото-сульфидно-кварцевыми жилами и системами кварцевых прожилков, характеризующимися небольшой мощностью и протяженностью не более первых сотен метров.

Гидротермальные изменения пород – окварцевание, серицитизация, карбонатизация, альбитизация, пиритизация, графитизация. По В.В. Алпатову, околорудные метасоматиты

представлены двумя фациями березитов: кварц-карбонат-серицитовый и кварц-карбонат-альбит-серицитовый (с пиритом, арсенопиритом). Метасоматический пирит содержит Au десятки г/т, Ag до 100-200 г/т, Cu 0.02-0.04 %, Pb и Zn до 0.2 %, Sb до 200-300 г/т; метасоматический арсенопирит – Au десятки-первые сотни г/т, Ag десятки г/т, Sb сотни г/т. Дайки диоритовых порфиров и лампрофиров лиственизированы. Ареал метасоматического карбоната соответствует площади Нежданинского месторождения.

Выделяются минеральные парагенезисы околожильного метасоматоза и жильного выполнения. Последовательный ряд минеральных ассоциаций таков: шеелит-пирит-арсенопирит-доломит-кварцевая – золото-халькопирит-галенит-сфалеритовая – золото-сульфосольно-анкеритовая – халькостибит-антимонитовая. Регенерированные (новообразованные) ассоциации: шеелит-пирит-арсенопирит-кварцевая, золото-полиметаллически-серебро-сульфосольно-магносидеритовая, гидрослюдисто-диккитовая.

Рудные минералы – арсенопирит, пирит, самородное золото, сфалерит, халькопирит, блеклая руда, галенит, буланжерит, шеелит. Реже встречаются антимонит, джемсонит, бурнонит, сульфосоли Ag (пираргирит, миаргирит, свихит, андорит, фрейбергит и др.), геокронит, пирротин, аргентит, гудмундит, арсеносульфанин, германит, фаматинит, иорданит [9]. Нерудные минералы представлены кварцем разных видов (метасоматический, жильного выполнения, регенерированный), карбонатами (кальцит, анкерит, доломит) и серицитом, меньше полевыми шпатами, хлоритом, гидрослюдой.

Золото двух генераций: 1) тонкодисперсное, связанное с ранними пиритом и арсенопиритом, 2) более крупное, свободное и в сростках с сульфидами, ассоциирующее с поздними кварцем, сфалеритом, галенитом, блеклой рудой, буланжеритом. Формы самородного Au: комки, жилки, пластинки, дендриты, кристаллы (октаэдры и кубооктаэдры), каркасные, ажурные, ветвистые выделения. Размер зерен от первых мкм до нескольких десятых долей мм, иногда 2.0-2.5 мм. Основная масса золотин имеет размеры десятки мкм. Структура выделений Au монокристаллическая гомогенная, пробность 550-925%. Преобладает Au пробности 725-775%. Относительно высокопробное золото (800-925%) составляет около 10 % общего числа золотин; оно ассоциирует с блеклыми рудами и сульфоантимонитами. Примеси в золоте – Ag (от 7-10 до 30-35 вес. %), As, Sb, Pb, Hg (десятки-сотни г/т).

Оруденение характеризуется тесной связью Au с As и Ag. Специфична повышенная сереброносность минеральных ассоциаций. Содержания Au в рудах 2.5-19 г/т (среднее 9.2 г/т), Ag 14.2-230 г/т (среднее 44.7 г/т), As 0.8-1.4 %. В геохимический спектр входят W, Bi, Sn, платиноиды, Co, Ni, Mn, Sb, Cu, Pb, Zn, Hg, Ba и др. Ряд геохимической зональности, по А.Г. Бахареву (снизу вверх): Ni, Co – Au – As – Pb, Cu, Zn – W – Ba – Sb – Ag.

Вольфрамовая минерализация (шеелит) – информативный признак Нежданинского месторождения. Шеелит в виде акцессорного минерала (в ассоциации с апатитом, сфеном, рутилом, цирконом) присутствует в магматических телах (Курумский, Яманский гранитоидные массивы) и вмещающих терригенно-осадочных породах. Вольфрамат кальция, по Г.Н. Гамянину, Н.А. Горячеву, отчетливо проявлен в разновозрастных кварцевожильных образованиях, где образует две генерации. Шеелит 1 отлагался близко одновременно с ранним метасоматическим кварцем. Минерал имеет желтовато-белый или желтовато-серый оттенок, формирует мелкую вкрапленность и гнезда до 1-2 см в зальбандах кварцевых жил. Он встречается во всех рудных зонах в ассоциации с арсенопиритом, галенитом и сфалеритом. В участках деформационных процессов и переотложения вещества зерна шеелита 1 сопровождаются каемками позднего мелкокристаллического арсенопирита.

Шеелит 2 формировался следом за регенерированным кварцем. Минерал отмечается практически во всех рудных телах. Он образует мелкокристаллические агрегаты оранжевого цвета в ассоциации с кварцем и гребенчатым карбонатом доломит-сидеритового ряда. В пустотах регенерированного кварца встречаются октаэдрические кристаллы шеелита. В отдельных случаях наблюдается нарастание шеелита 2 на доломит. Отмечаются полосовидные и прожилковые выделения шеелита, совместно с анкеритом, в массе

крупнозернистого арсенопирита и кварца. Средние содержания W составляют, г/т: в кварце рудных зон – 11.7, в кварце рудных жил – 29.6 (максимально 0.п %, иногда более), в безрудных жилах 6.2, в регенерированном кварце – 4.0.

Шеелиты месторождения Нежданинское различаются по составу примесей. Ранний шеелит 1 содержит, г/т: Ce 5000, Fe 15500, Ti 750, Pb 416. Шеелит 2 в большей степени концентрирует, г/т: Sr 13900, La 505, Ag 15.0, Mn 210. Содержания Y и Yb в шеелитах 1 и 2 сопоставимы (соответственно 110 и 125; 3 и 3) [9]. По [8], в шеелите 1 сумма РЗЭ составляет 1101-1642 г/т (минерал обогащен Ce и Eu), шеелит 2 обеднен редкими землями.

Обсуждение результатов. Ассоциация «золото-вольфрам» – типоморфная черта многих крупных месторождений золота в углеродисто-терригенных толщах. Подобные месторождения локализуются на стыке разнородных блоков земной коры, в офиолитовых поясах, тектонических зонах смятия. Золото является главным рудным компонентом. Вольфрам выступает в качестве сопутствующего полезного компонента или в роли индикатора минералообразующего процесса и важного прогнозно-поискового признака.

Золото и вольфрамовая минерализация образуют следующие уровни концентрирования: 1) первично-осадочные накопления в углеродистых породах (повышенный или высокий кларк элементов, кластогенное Au, акцессорный шеелит и т.д.); углеродистые осадки, претерпевшие метаморфизм и флюидно-гидротермальные преобразования, активно участвуют в рудоподготовительном и рудоформирующем процессах (донорская формация, геохимический барьер); 2) в числе ранних источников особое место занимает вольфрамовая минерализация кумторского типа – тонкополосчатые скопления шеелита в «запесоченных» известняках; предположительно это продукты перемыва древних проявлений вольфрама и других металлов; данные образования высокоперспективны, но изучены и обоснованы недостаточно; 3) проявления Au и W в зонах контактового метаморфизма углеродисто-карбонатных толщ (скарноиды месторождения Олимпиада); 4) слабоконтрастная Au-W минерализация в метаморфогенном дорудном кварце (Нежданинское, Кумтор); 5) широкий спектр золото-вольфрамоносных метасоматитов (кварц-биотит-полевошпатовые, мусковит-кварц-кальцитовые, углеродисто-серицит-кварцевые, пирит-карбонатные и т.д.) с системами минерализованных кварцевых, кварц-калишпатовых, кварц-карбонатных и карбонатных прожилков (Мурунтау, Олимпиада, Кумтор и др.); 6) высокопродуктивная Au-редкометалльная минерализация штокверковой и жильной морфологии (крупнотоннажный штокверк Мурунтау, богатые кварцевые жилы месторождения Нежданинское); 7) вкрапленные золото-пирит-пирротин-арсенопиритовые руды с шеелитом (Олимпиада, Бакырчик); 8) поздняя (переотложенная) золото-кварц-карбонат-шеелит-халькопирит-молибденитовая жильно-прожилковая минерализация (Бакырчик); 9) заключительная золото-шеелит-бертьерит-антимонитовая продуктивная ассоциация (Олимпиада); 10) золото-вольфрамоносная кора выветривания (Олимпиада).

Минералы-концентраторы W в углеродисто-терригенных образованиях – пороодообразующие серицит, плагиоклаз, углеродистое вещество, акцессорные шеелит, ильменит, рутил, циркон. В гидротермалитах, эндогенных вкрапленных и жильно-прожилковых рудах с различной интенсивностью проявлены: шеелит (преобладает), вольфрамит, гюбнерит, тунгстенил; вольфрам также концентрируется в золотоносных пирите, арсенопирите, пирротине. Для гипергенных руд свойственны остаточный и переотложенный шеелит, тунгстит, вольфрамсодержащий трипугит. Источником вольфрама могут служить продукты металлургического передела (гравитационные концентраты золото-сульфидных руд).

Природный шеелит образует несколько генераций с характерным набором типоморфных признаков (форма, размерность, окраска, люминесценция, геохимическая нагрузка). Шеелитовый концентрат может рассматриваться как сырье для получения не только вольфрама, но и других химических элементов (РЗЭ, Mo, Bi и др.). Максимальные содержания примесей в вольфрамате кальция составляют, г/т: Ce 1000-5000 (Мютенбай, Нежданинское), La 500-1100 (Кумтор, Нежданинское), Sr 30000 (Кумтор), Mo 1000 (Кумтор),

Y 100-6000 (Кумтор, Мютенбай, Мурунтау, Нежданинское), Yb 400 (Кумтор), Nd 250 (Мурунтау). Шеелиты Мурунтауского поля (золото-вольфрам-кварцевый мегаштокверковый тип) имеют Y-Ce-Nd-Eu специализацию; шеелиты Кумтора (золото-вольфрам-сульфидный протип) – Sr-La-Y-Yb; Нежданинское (золото-сульфидно-кварцевый комбинированный протип с попутным вольфрамом) – Ce-La-Y-Eu.

На поисковой и оценочной стадиях работ особого внимания заслуживают пространственные соотношения и масштабы развития золотой и вольфрамовой минерализации. В кварцевом мегаштокверке Мурунтау основной объем промышленно ценных Au и W связан с золото-шеелит-карбонат-калишпат-кварцевой ассоциацией; элементы образуют тесные парагенезисы в первичных и вторичных геохимических полях, характеризуются сближенными (часто соседними) позициями в моделях геохимической зональности. На золото-(вольфрам)-сульфидных месторождениях Кумтор и Бакырчик рассматриваемые элементы концентрируются в единых минерализованных зонах, но их «центры тяжести» смещены относительно друг друга: на золото максимально продуктивны средние-верхние горизонты, роль вольфрама растет с глубиной. На месторождении Олимпиада (вертикальный размах оруденения до 0,8-1,0 км) наиболее богатые Au-W руды размещаются в приповерхностной зоне – в мезозой-кайнозойской коре выветривания; рядовые первичные Au-W-Sb руды локализованы гипсометрически ниже, в кварц-карбонатных метасоматитах верхней части рудоносного горизонта. На месторождении Нежданинское вольфрамовая минерализация (золото-кварцевые жилы с шеелитом) формировалась позднее и гипсометрически выше основной массы вкрапленных золото-сульфидных руд – это отразилось в непривычно высокой позиции W в ряду геохимической зональности (W «выше» Au). Перечисленные минералого-геохимические особенности, индивидуальные для конкретных месторождений, должны учитываться при работах на аналогичных объектах (определение эрозионного среза рудоносной структуры, локализация рудных залежей, оценка качества руды и т.д.).

Золотая и вольфрамовая минерализация заслуживает совместного изучения и оценки промышленной значимости с учетом современной конъюнктуры. При изменении (снижении) существующих кондиций и усовершенствовании технологических схем переработки руд, вольфрам ряда месторождений (Кумтор и др.) может быть переведен в число полезных компонентов. Выделим первоочередные направления на пути укрепления сырьевой базы золото-редкометалльных месторождений в черных сланцах: 1) ревизия известных объектов и традиционных типов руд золота на редкие металлы и редкие земли, возобновление геологоразведочных работ на законсервированных месторождениях; 2) углубленное изучение геохимического профиля шеелита и других минералов вольфрама как концентраторов большой группы ценных металлов; 3) микро- и наноисследования антраксолит-шунгитов и сульфидных минералов как нетрадиционного вида минерального сырья (золото, серебро, платиноиды, вольфрам, редкие земли); 4) технико-экономические обоснования комплексного освоения месторождений, разработка новых технологий извлечения полезных компонентов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аникин С.И. Геология и минералого-геохимические особенности золото-теллур-редкометалльного оруденения в углеродистых толщах венда Кумторского рудного поля (Срединный Тянь-Шань) // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Бишкек, 1992. 20 с.
2. Асаналиев У.А. и др. Закономерности распределения золота и сопутствующих элементов в вендских углеродистых отложениях Тянь-Шаня // Металлогения Киргизии. Фрунзе: ФПИ, 1985. С. 77-99.
3. Афанасьева З.Б., Иванова Г.Ф., Миклишанский А.З. Геохимическая характеристика вольфрамового оруденения Олимпиадинского золото-сульфидного месторождения (Енисейский кряж) // Геохимия. 1995. № 1. С. 29-47.

4. Баранова Н.Н., Афанасьева З.Б., Иванова Г.Ф. и др. Характеристика процессов рудообразования на Au-(Sb-W) месторождении Олимпиада (по данным изучения минеральных парагенезисов и флюидных включений) // Геохимия. 1997. № 3. С. 282-293.
5. Богдецкий В.Н. и др. Геологическая позиция золото-вольфрамового оруденения в углеродистых сланцах на примере одного месторождения Тянь-Шаня // Стратиформные месторождения цветных и редких металлов в черносланцевых формациях. Фрунзе: ФПИ, 1981. С. 101-105.
6. Большой Алтай. Кн. 2. Металлогения / Г.Н. Щерба, Х.А. Беспяев, Б.А. Дьячков и др. Алматы, 2000. 400 с.
7. Василевский Б.Б., Конеев Р.И., Рустамов А.И. и др. Новые данные о вещественном составе золотых руд Мурунтау // Руды и металлы. 2004. № 4. С. 67-78.
8. Викентьева О.В. Распределение РЗЭ в шеелите золоторудных месторождений // Тезисы докл. годичного собрания РМО. Санкт-Петербург, 2006. С. 123-124.
9. Гамянин Г.Н., Бортников Н.С., Алпатов В.В. Нежданинское золоторудное месторождение – уникальное месторождение Северо-Востока России. М.: ГЕОС, 2001. 230 с.
10. Геолого-генетические модели золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных комплексах. Атлас // Отв. ред. Н.К. Курбанов. М.: ЦНИГРИ, 1993. 37 с.
11. Геология золоторудных месторождений СССР. Т. 5. Формации, закономерности размещения, перспективная оценка. М.: ЦНИГРИ. 1990. 172 с.
12. Дзялошинский В.Г., Емельянов С.И., Романов В.И. Роль гидротермального и дислокационного метаморфизма в формировании вольфрам-золото-сульфидных месторождений Срединного Тянь-Шаня и особенности их поисков // Труды ЦНИГРИ, 1988. С. 53-57
13. Дунин-Барковская Э.А. Редкоземельные элементы в золоторудных месторождениях Западного Узбекистана как индикаторы физико-химических условий рудоотложения // Условия формирования, закономерности размещения и прогнозирование месторождений полезных ископаемых. Ташкент, 2006. С. 105-107.
14. Ежков Ю.Б., Рахимов Р.Р., Василевский Б.Б. и др. Перспективы расширения Мурунтау-Косманачинского рудного узла (Центральные Кызылкумы, Узбекистан) // Руды и металлы. 2009. № 2. С. 28-45.
15. Ермолаев Н.П., Чиненов В.А., Хорошилов В.Л. Платиноиды в черных сланцах Средней Азии // Отечественная геология. 1994. № 4. С. 3-11.
16. Золоторудное месторождение Мурунтау. Ташкент: ФАН АН Республики Узбекистан, 1998. 540 с.
17. Калинин Ю.А., Росляков Н.А., Прудников С.Г. Золотоносные коры выветривания юга Сибири. Новосибирск, 2006. 399 с.
18. Конеев Р.И., Халматов Р.А., Мун Ю.С. Золоторудные месторождения Узбекистана: минералого-геохимический стиль, закономерности размещения и формирования // Геология и минеральные ресурсы. 2009. № 4. С. 11-24.
19. Коробейников А.Ф. Комплексные месторождения благородных и редких металлов. Томск: ТПУ, 2006. 327 с.
20. Кудрин В.С., Соловьёв С.Г., Ставинский В.А., Кабардин Л.Л. Золото-медно-молибден-вольфрамовый рудный пояс Тянь-Шаня // Геология рудных месторождений. 1990. № 4. С. 13-26.
21. Курбанов Н.К. Геолого-генетические модели формирования золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных комплексах // Рудоносность осадочных комплексов. Л., 1988. С. 138-147.
22. Марченко Л.Г. Микро-наноминералогия золота и платиноидов в черных сланцах. Алматы: Интерпресс-Казахстан, 2010. 146 с.
23. Марченко Л.Г. Генезис и минеральные ассоциации золота и платиноидов в месторождениях «черносланцевого» типа Казахстана. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 2012. 53 с.
24. Миколайчук Г.А., Усманов И.А., Шевкунов А.Г. Золото месторождения Кумтор (Срединный Тянь-Шань) // Самородное золото: типоморфизм минеральных ассоциаций, условия образования, задачи прикладных исследований (материалы Всероссийской конференции). М: ИГЕМ РАН, 2010. Т. 2. С. 52-54.
25. Нарсеев В.А., Гостев Ю.В., Захаров А.В. и др. Бакырчик (геология, геохимия, оруденение). М.: ЦНИГРИ, 2001. 174 с.
26. Никифоров А.В. Геолого-минералогическая характеристика многокомпонентных сульфидно-вкрапленных руд золота в углеродистых сланцах (на примере месторождения Кумтор) // Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1993. 20 с.

27. *Никоноров В.В.* Новый тип золотого оруденения в Кыргызстане // Геология рудных месторождений. 1993. № 5. С. 450-454.
28. *Никоноров В.В.* Рудные месторождения Кыргызстана. Бишкек, 2009. 482 с.
29. *Новожилов Ю.И., Гаврилов А.М.* Золото-сульфидные месторождения в углеродисто-терригенных толщах. М.: ЦНИГРИ, 1999. 175 с.
30. Рудные месторождения Узбекистана. Ташкент: ГИДРОИНГЕО, 2001. 611 с.
31. *Рафаилович М.С.* Золото недр Казахстана: геология, металлогения, прогноз-поисковые модели. Алматы, 2009. 304 с.
32. *Рафаилович М.С.* Крупное золото-сульфидное месторождение Бакырчик в Казахстане: геологическое строение, прогноз-поисковая модель // Геология и минеральные ресурсы. 2009. № 4. С. 31-38.
33. *Рафаилович М.С., Голованов И.М., Федоренко О.А., Никоноров В.В.* Геолого-геохимические особенности гигантских месторождений золота в черных сланцах Центральной Азии // Поисковая геохимия: теоретические основы, технологии, результаты. Алматы, 2004. С. 67-83.
34. *Рафаилович М.С., Мизерная М.А., Дьячков Б.А.* Крупные месторождения золота в черносланцевых толщах: условия формирования, признаки сходства. Алматы, 2011. 272 с.
35. *Сергеев Н.Б.* Минералого-геохимические особенности золотоносных кор выветривания Енисейского кряжа (на примере Олимпиадинского месторождения) // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1990. 17 с.
36. Стратиграфический словарь Узбекистана // Отв. ред. *З.М. Абдуазимова*. Ташкент: ГИДРОИНГЕО, 2001. 580 с.
37. *Трифонов Б.А., Гончаренко А.В., Перельман И.М.* Новый тип вольфрам-золоторудного оруденения в вендских углеродистых отложениях // Комплексное использование вольфрамовых месторождений в СССР. Ленинград, 1986. С. 36-37.
38. *Чеботарев Г.М.* Тунгстениит // Новые данные о минералах Узбекистана. Ташкент: Фан, 1989. С. 46-47.
39. *Шевкунов А.Г.* Вольфрамовое оруденение в стратифицированных толщах Киргизии (типы, особенности формирования и критерии поисков) // Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Фрунзе, 1990. 17 с.
40. *Шевкунов А.Г.* Состав и условия образования вольфрамовой минерализации месторождения Кумтор // Труды Кыргызского института минерального сырья. Бишкек: КИМС, 2002. С. 46-51.
41. *Яблокова С.В., Коновалова М.С., Сандомирская С.М.* Минералогия золотоносной коры выветривания на месторождении прожилково-вкрапленных сульфидных руд в терригенно-карбонатных толщах докембрия // Минералогия зон окисления и кор выветривания месторождений благородных металлов. М.: ЦНИГРИ, 1986. С. 10-19.
42. Gold, silver and copper deposits of Uzbekistan. Excursion guidebook / *T. Shayakubov, F. Islamov, A. Kremenetsky, R. Seltmann* (Eds.). Potsdam, 1999. 112 p.
43. *Jenchuraeva R.J., Nikonov V.V., Litvinov P.* The Kumtor gold deposit // Paleozoic geodynamics and gold deposits in the Kyrgyz Tien Shan: IGCP-373 Field Conference. Excursion guidebook. London, 2001. P. 139-152.
44. *Kempe U., Belyavsky B.V., Krymsky R.S., Kremenetsky A.A., Ivanov P.A.* Sm-Nd and Sr isotope systematics of scheelite from the giant Au(-W) deposit Muruntau (Uzbekistan): implications for the age and sources of Au mineralization // Mineralium Deposita. 2001. V. 36. P. 379-392.
45. *Mao J., Konopelko D., Seltmann R., Lehmann B. et al.* Postcollisional age of the Kumtor gold deposit and timing of Hercynian events in the Tien Shan, Kyrgyzstan // Economic Geology. 2004. V. 99. P. 1771-1780.
46. *Maslennikov V.V., Large R.R., Shevkunov A.G., Simonov V.A.* Evolution of the Sukhoi Log and Kumtor gold ore giants // Abstract of CERCAMS-14 and MDSG's-34 Annual Meeting. 2011. Section xiii, P. 4-5.
47. *Yakubchuk A.S., Cole A., Seltmann R., Shatov V.V.* Tectonic setting, characteristics and regional exploration criteria for gold mineralization in the Altai orogenic collage: the Tien Shan province as a key example // Society of Economic Geologists. Special Publication. 2002. № 9. P. 177-201.