

Изотопно-геохимические и генетические модели золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных толщах

С.Г.КРЯЖЕВ (Федеральное государственное унитарное предприятие Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ФГУП ЦНИГРИ); 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1).

Рассмотрен изотопный состав серы в рудах и вмещающих породах золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных толщах. Подтверждены представления о гидротермальной миграции золота в форме гидросульфидных комплексов. Показано, что формирование месторождений данного типа соответствует моделям гидротермально-осадочного или магматогенно-гидротермального рудообразования, при этом на размещение месторождений в рудных полях существенное влияние оказывали конседиментационные структуры.

Ключевые слова: золоторудные месторождения, Сухой Лог, Мурунтау, Кумтор, изотопы серы, генетические модели.



Кряжев Сергей Гаврилович

s34@mail.ru

Isotope-geochemical and genetic models of gold deposits in carbonaceous-terrigenous strata

S.G.KRYAZHEV

The isotopic composition of sulfur in ores and host rocks of large gold deposits was analyzed. The hydrothermal migration of gold in the form of hydrosulfide complexes was confirmed. It is shown that the gold deposits in carbonaceous-terrigenous strata had the sedimentary exhalative or intrusion-related origin. The location of deposits in the ore fields depended on syn-sedimentary faults pattern.

Key words: gold deposits, Sukhoi Log, Muruntau, Kumtor, sulfur isotopes, genetic models.

В углеродисто-карбонатно-терригенных толщах локализованы крупнейшие золоторудные месторождения нашей страны (Сухой Лог, Олимпиадинское, Нежданинское, Майское и др.). Перспективы расширения минерально-сырьевой базы золота во многом связаны с вероятностью обнаружения аналогичных рудных объектов на обширных площадях распространения потенциально продуктивных отложений. Поэтому решение вопросов генезиса месторождений данного типа и научное обоснование обстановок их локализации весьма актуальны, поскольку выбор адекватного комплекса прогнозно-поисковых критериев и методов их выявления существенно влияет на результативность поисковых работ.

Происхождение крупных и сверхкрупных концентраций золота в терригенных толщах остается предметом постоянных дискуссий, что в первую очередь связано с неоднозначностью оценки роли конседиментационных и эпигенетических процессов в рудообразовании. Предложенные для одного и того же месторождения генетические модели часто охватывают весь возможный диапазон мнений, от ортодоксальной плутоногенно-гидротермальной с признанием колли-

зионных гранитоидов как единственной рудогенерирующей формации, до осадочно-метаморфогенной при полном отрицании рудогенерирующей роли магматизма. В определенной мере это обусловлено двойственным характером размещения рудных концентраций, которые в большинстве случаев приурочены к определенным литолого-стратиграфическим уровням, но при этом обнаруживают тесную пространственно-временную связь с гранитными массивами и дайками пестрого состава. Поэтому большинством исследователей принята модель полигенно-полихронного рудообразования, включающая первичное накопление золотоносных осадков и последующее перераспределение и концентрирование металла в магматогенно-метаморфогенных системах. Эта модель устраняет существующие противоречия, однако не дает ответ на главные вопросы: насколько важна роль конседиментационных процессов в формировании крупных месторождений, как искать области первичного рудонакопления на огромных территориях развития черносланцевых толщ, каковы масштабы и условия эффективного перераспределения и концентрирования золота метаморфическими и магматическими процессами.

Все сказанное в равной мере относится и к рассмотренным далее месторождениям Мурунтау и Сухой Лог. К настоящему моменту вопросы взаимоотношения оруденения с магматизмом для этих золоторудных гигантов в целом решены. Коллективами отечественных и зарубежных геологов в результате многолетних исследований получены прецизионные геохронологические данные, которые в полной мере согласуются как между собой, так и со всеми известными геологическими и минералого-геохимическими особенностями оруденения [7, 12]. Для месторождения Сухой Лог доказан синскладчатый возраст прожилково-вкрапленных сульфидных руд и сингранитный возраст более поздних кварцевых жил. Последние золотоносны только в контуре развития раннего оруденения и не имеют промышленного значения. Неопределенной остается природа источников золота в метаморфогенных (или метаморфизованных осадочных?) сульфидных рудах. Предполагается концентрирование рассеянного в большом объеме пород рудного вещества в замках складок при метаморфизме [1, 17], присутствие на глубине гипотетического рудоносного гранитного интрузива соответствующего возраста [12], поступление золота с эндогенными флюидами по проницаемым зонам интенсивного расщепления [7]. Для месторождения Мурунтау, наоборот, при всей очевидности связи оруденения с герцинским гранитоидным магматизмом в качестве источника золота предполагаются гипотетические скопления золотоносных осадочных сульфидов во вмещающих породах [10].

Как видно, генезис любого месторождения в терригенных толщах остается дискуссионным без определения основных источников золота. Поскольку в природе существует только один стабильный изотоп этого элемента, однозначное решение данной проблемы в принципе неосуществимо. Однако мы можем максимально приблизиться к ее решению путем изучения изотопов серы – элемента, без которого в среде углеродисто-терригенных пород невозможен эффективный транспорт благородного металла в гидротермальных системах [16]. Рассмотрим кратко научно-методические аспекты предлагаемого подхода [2, 6, 11].

Изотопный состав серы выражают величиной $\delta^{34}\text{S}$, которая показывает степень его отклонения от серы метеоритов, в которой отношение $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}=22,22$. Поскольку изотопный состав серы в мантии (в мафических магматических породах) близко соответствует метеоритному, величина $\delta^{34}\text{S}$ данного образца серы может служить в качестве меры изменений ее изотопного состава, произошедших со времени первоначального поступления ювенильной серы с $\delta^{34}\text{S}=0\%$ в земную кору. Точность определения величины $\delta^{34}\text{S}$ составляет $\pm 0,2\%$, а геохимически значимыми считаются вариации, превышающие 1% [2].

Главной причиной вариаций изотопного состава серы в природе является восстановление сульфатных

ионов анаэробными бактериями, живущими в морских отложениях. Эти бактерии выделяют H_2S , сильно обогащенный ^{32}S относительно сульфата. В результате осадочно-диагенетические сульфиды, генетически связанные с этим сероводородом, характеризуются отрицательными значениями $\delta^{34}\text{S}$ (часто до -30%), а в морской воде и в эвапоритах накапливается тяжелый изотоп ^{34}S (рис. 1). Морской сульфат может восстанавливаться до H_2S термохимическим путем в гидротермально-осадочных системах с обогащением пород изотопно-тяжелыми сульфидами. Сера из всех перечисленных источников в совершенно различных пропорциях может поступать в рудообразующие гидротермальные системы путем ее заимствования из осадочных толщ магматических или флюидов на путях их миграции.

Поскольку процессы смешения могут породить серу самого разнообразного изотопного состава, сами по себе измеренные значения $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ (и величина $\delta^{34}\text{S}$), как и любые другие типоморфные отношения элементов (Rb/Sr , Co/Ni и др.), не дают достаточных оснований для генетических выводов без информации о происхождении проанализированного минерала и его окружении. Поэтому при изучении процессов рудообразования важны не столько абсолютные значения $\delta^{34}\text{S}$ в образце, сколько закономерности изменения этой величины в пространстве-времени, то есть параметры изотопно-геохимической зональности рудных тел, месторождений и рудных полей.

В аспекте данной статьи важно отметить следующие особенности.

1. В восстановительной среде углеродистых пород, когда $f\text{O}_2$ соответствует области устойчивости ассоциации пирит+арсенопирит±пирротин, вся сера находится в форме H_2S . Поэтому измеряемые значения $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов отражают изотопный состав серы гидротермальных растворов и могут служить характеристикой изотопного состава источника серы [11].

2. ^{34}S и ^{32}S являются стабильными изотопами, отношение их концентраций $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ в закрытой системе является постоянной величиной. Любое изменение $\delta^{34}\text{S}$ (то есть изменение $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$) всегда является исключительно следствием привноса–выноса вещества. Другими словами, поступление «инородной» серы и золота из внешнего источника, отличающегося по изотопному составу серы, неизбежно должно отражаться на вариациях $\delta^{34}\text{S}$ кристаллизующихся золотоносных сульфидов.

3. Золото в гидротермальных растворах количественно является резко подчиненным компонентом и транспорт его значительных масс должен быть связан с перемещением огромного количества серы. Поэтому можно ожидать, что подобный процесс неминуемо найдет свое отражение в изотопно-геохимических особенностях оруденения.

На рис. 1 показаны диапазоны вариаций $\delta^{34}\text{S}$ для некоторых наиболее полно изученных месторождений

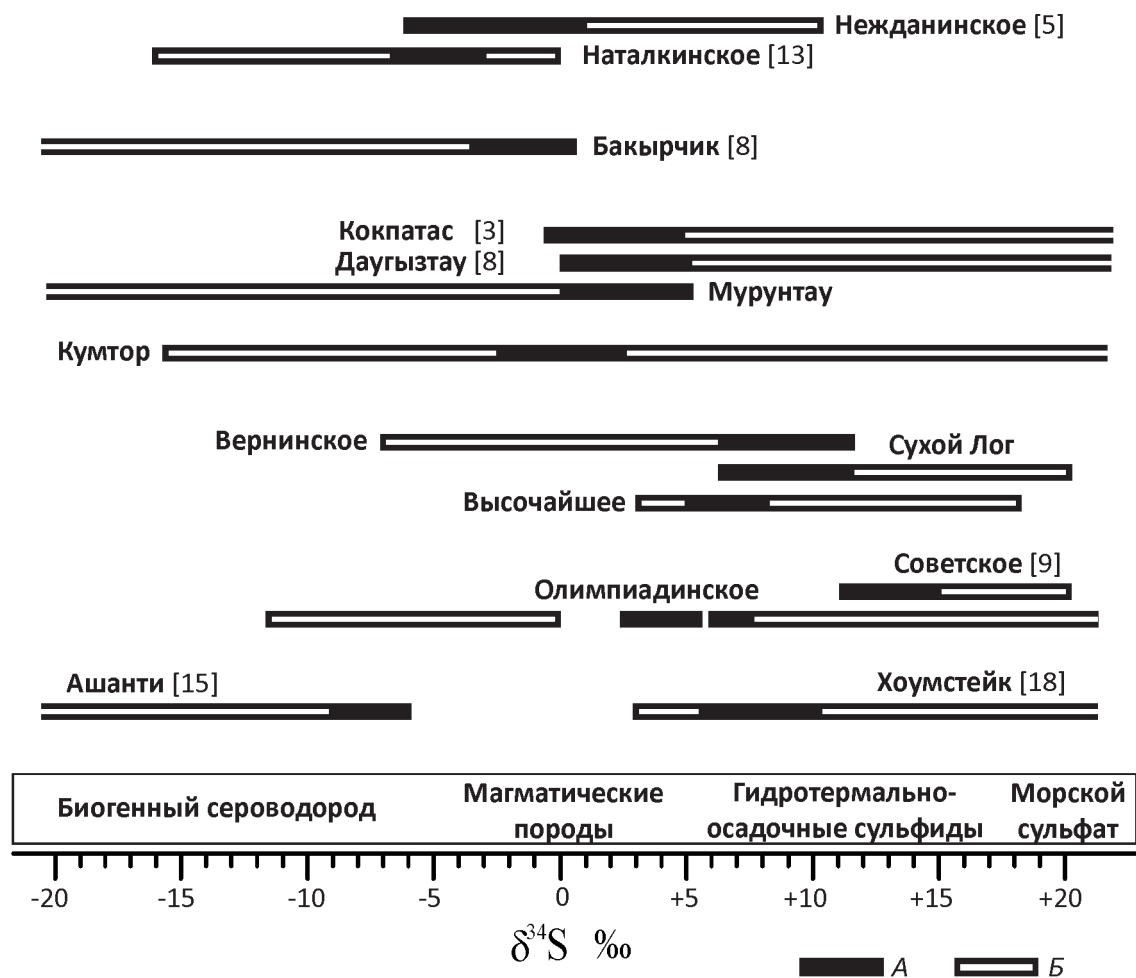


Рис. 1. Диапазоны вариаций изотопного состава серы сульфидов в рудах (А) и во вмещающих породах (Б) золоторудных месторождений в углеродисто-карбонатно-терригенных толщах

различного возраста, локализованных в терригенных комплексах (по каждому месторождению выполнены десятки и сотни определений). Независимо от взглядов на генезис оруденения для всех объектов характерна общая закономерность, которая служит экспериментальным подтверждением изложенных выше теоретических положений. По сравнению с вмещающими породами руды содержат более изотопно-гомогенную серу, вариации $\delta^{34}\text{S}$ золотоносных сульфидов не превышают 5% даже при наличии нескольких этапов оруденения. Эта особенность может являться следствием поступления серы и золота в руды из общего гомогенного источника (например, магматического очага), либо следствием гомогенизации серы в процессе масштабной миграции рудоносных флюидов при отсутствии процессов изотопного фракционирования. В породах же, как видно, сохраняются первично-осадочные изотопно-геохимические неоднородности. Причем эти

неоднородности присутствуют и в многочисленных реликтах неизмененных пород в рудных телах, что исключает предположения о наложенном характере золотой минерализации по отношению к сульфидам продуктивных ассоциаций.

Следует также отметить, что в большинстве случаев по изотопным данным сера в рудах не могла быть получена путем усреднения серы из вмещающих пород. Следовательно, она была привнесена из внешних по отношению к месторождениям источников. Судя по близости значений $\delta^{34}\text{S}$ к «магматическому» уровню – из источников преимущественно эндогенной природы.

Рассмотрим более детально особенности распределения изотопов серы в породах и рудах месторождений Сухой Лог и Мурунтау как два крайних случая взаимоотношений оруденения с магматизмом, а затем месторождение Кумтор как пример полигенно-полихронного объекта.

Месторождение Сухой Лог и его аналоги (Вернинское, Высочайшее) расположены в Ленском золотоносном районе в пределах Байкало-Патомского нагорья и представляют собой протяженные зоны золотоносной прожилково-вкрапленной сульфидной и кварц-сульфидной минерализации в дислоцированных углеродисто-карбонатно-терригенных толщах верхнего протерозоя. Месторождения детально разведаны, хорошо изучены в геологическом и минералого-геохимическом отношении [1, 4, 7] и являются эталонными представителями золоторудных объектов «сухоложского» типа.

Морфологические особенности, золотоносность и последовательность формирования сульфидной минерализации на месторождениях Сухой Лог и Вернинское были всесторонне и весьма детально изучены коллективом ЦНИГРИ под руководством С.Д.Шера в 1970–1980-х годах (С.Д.Шер и др., 1984). Выделены два главных генетических типа сульфидов. К ранним образованиям отнесены рассеянная вкрапленность, «глазковые» выделения, послойные и «облачные» скопления пирита. Главные признаки ранней пиритовой минерализации – четкая связь со слоистыми структурами, широкое развитие фрамбоидальных и глобулярных форм – позволяют связывать ее отложение с осадочными процессами. При метаморфизме осадочные сульфиды в той или иной мере были перекристаллизованы. Метакристаллы кубического пирита, гнездовидные кварц-пиритовые скопления и кварц-пиритовые прожилки разнообразной морфологии являются более поздними образованиями.

Рассеянная вкрапленность глобулярного пирита, видимая только под микроскопом, постоянно присутствует в темных углеродистых породах. Размерность выделений пирита – тысячные и сотые, редко – десятые доли мм, его содержания в породах колеблются преимущественно от 0,5 до 4% (судя по содержаниям серы).

В ритмично переслаивающихся толщах местами наблюдаются послойные скопления пирита разной густоты – вплоть до массивных, мощностью преимущественно до 2 см. Такие послойные скопления в горных выработках иногда прослеживаются на десятки метров, мало изменяясь по мощности и густоте насыщения. В зонах смятия послойные скопления изгибаются вместе с вмещающими их слоями в мелкие сжатые складки. Они часто оказываются разорванными и будинированными. Пирит, слагающий послойные скопления, представлен глобулярными и мелкокристаллическими выделениями. Глобулярные имеют размерность тысячные и сотые доли миллиметра, соответствующую размерности зерен вмещающей матрицы. Кристаллические – немного крупнее и имеют разную степень идиоморфизма.

Вопрос о золотоносности сульфидов, сингенетичных осадконакоплению, решался исследователями на основании определения содержаний золота в послойных скоплениях пирита, «глазковой» и тонкой рассредоточенной вкрапленности. Порядок содержаний

золота в рассеянном глобулярном пирите определялся путем расчета по содержаниям золота и серы в породах с вкрапленностью этого пирита. Для всех перечисленных форм установлена общая закономерность: максимальной золотоносностью характеризуются осадочные сульфиды, развитые в центральных частях рудных полей (десятки–первые сотни г/т), на флангах содержания золота в них снижаются (в среднем 0,5–2 г/т). Авторы допускают вероятность дополнительного привноса золота в сульфиды при эпигенетических процессах, однако не исключают и связи высокой золотоносности ранних сульфидов со специфическими условиями осадконакопления.

О высоких содержаниях золота в пиритовых конкрециях на месторождении Сухой Лог (до 350 г/т) сообщается в работе [1]. Позже наличие сингенетичного золота в осадочно-диагенетических сульфидах было подтверждено современным ICP-MS анализом с лазерным отбором пробы [17]. По устному сообщению В.В.Масленикова, в разрезе скважины № 1 был отмечен 10-метровый интервал практически сплошных тонкослоистых пиритовых руд с субмикроскопическим золотом. При первичной документации керна в 1962 г. порода была описана как слоистый коричневый алевролит, содержания Au при опробовании достигали 4,5 г/т.

В пробах раннего пирита, отобранных автором на месторождениях Сухой Лог и Вернинское, методом ICP MS установлены содержания Au до 330 г/т.

На рис. 2 представлены типичные проявления осадочного (по С.Д.Шеру с соавторами) пирита. Облачное скопление имеет отчетливо диагенетическую природу (видны следы слоистости) и по данным радиохимического анализа точечных проб содержит равномерно распределенную примесь золота в количестве до 2 г/т. Видимые в оптический микроскоп (>1мкм) выделения самородного золота (а также других рудных фаз) в пирите автор не обнаружил. Вмещающая порода сложена кварцем (25%), калиевой диоктаэдрической слюдой (35%) и карбонатом анкерит-доломитового ряда (40%). Присутствует примесь органического вещества (до 1%). В слоистых рудах пирит-карбонатные прослои перемежаются с углеродистыми (массовая доля $C_{орг}$ 2,3%) кварц-слюдистыми сланцами с небольшой примесью карбоната. Самородное золото образует сингенетичные микровключения в центральных зонах кристаллов пирита, содержание Au в слое по данным ICP MS составило 305,5 г/т.

По изотопному составу серы (см. рис. 2) обе разновидности пирита не различаются. Одинаковыми оказались и изотопно-геохимические характеристики карбоната ($\delta^{13}C = -5\%$, $\delta^{18}O = +19,0\%$). Очевидно, что в рассматриваемом случае прослои и «облачные» стяжения мышьяковистого пирита формировались на границе вода–осадок, а также в толще нелитифицированного осадка при участии единого золотоносного

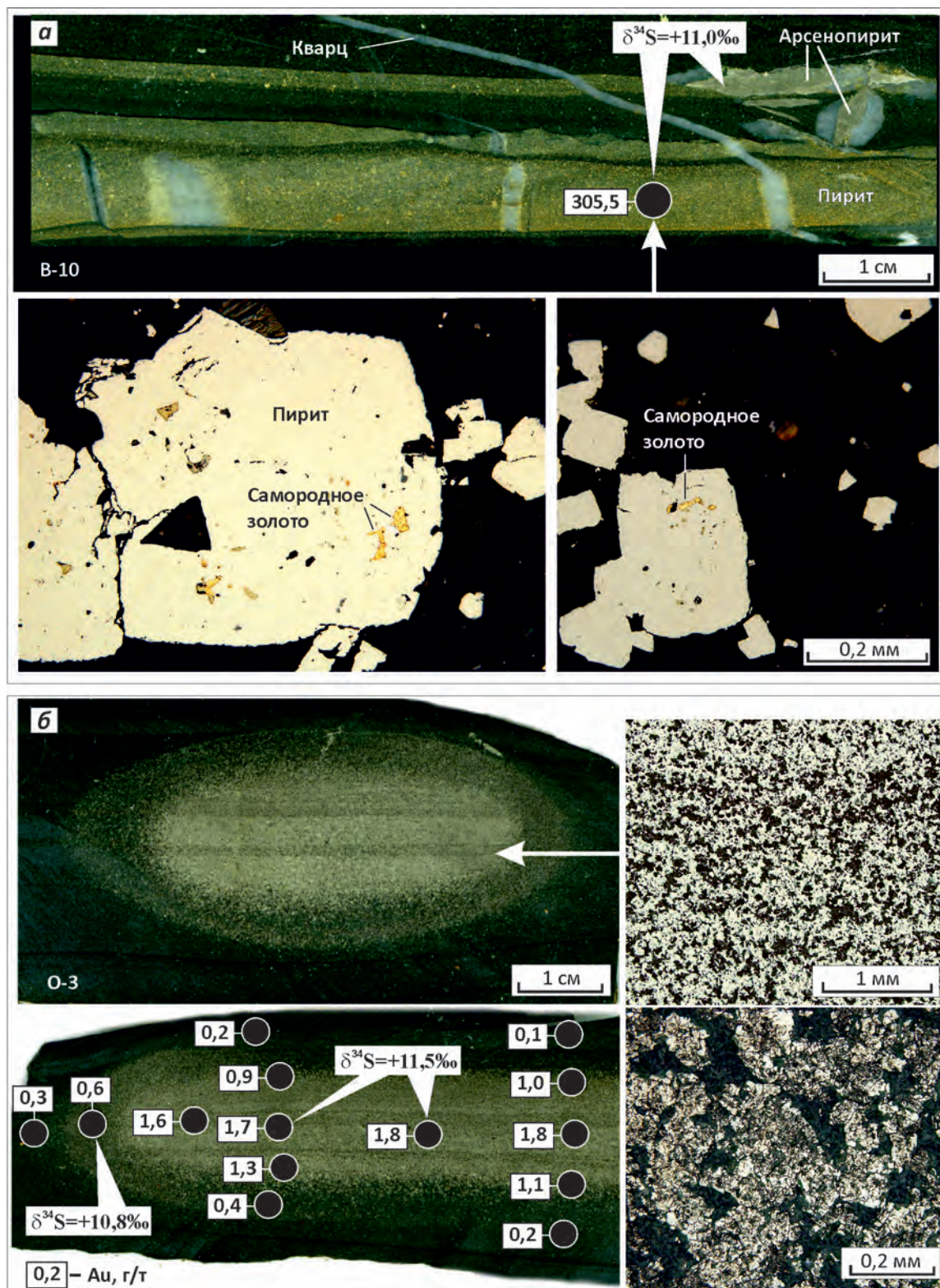


Рис. 2. Золотоносная сульфидная минерализация месторождения Вернинское:

а – пересечение слоистых золотопиритовых руд кварцевыми прожилками; *б* – конкреционное стяжение пирита с субмикроскопическим сингенетичным золотом; кружками отмечены места отбора точечных проб, рядом указаны полученные содержания Au; образцы из коллекции Г.Б.Ганжи

гидротермального раствора с $\delta^{34}\text{S}=+11\pm 0,5\%$. Обогащение слоистых руд золотом теоретически можно связать с дополнительным привнесом металла при образовании кварцевых прожилков. Однако при этом придется допустить, что золото в значительном количестве транспортировалось без участия воды (не изменился изотопный состав кислорода карбоната), углекислоты (не изменился изотопный состав углерода карбоната) и серы (не изменился изотопный состав перекристаллизованного пирита и новообразованного арсенопирита). Следует также отметить полное отсутствие каких-либо метасоматических изменений в образце. Поэтому в данном конкретном случае с учетом приведенных выше сведений по золотоносности осадочных сульфидов первично высокие концентрации сингенетического Au в слоистых рудах, по мнению автора, являются наиболее вероятными.

В распределении изотопного состава серы осадочно-пирита в объеме месторождений установлена отчетливая зональность (рис. 3). В центральной их части $\delta^{34}\text{S}$ варьирует в достаточно узком интервале от +6 до +12‰. Выше по разрезу в пирите увеличивается доля тяжелого изотопа серы (вплоть до +20‰ на месторождении Сухой Лог). Далее фиксируется резкая инверсия и $\delta^{34}\text{S}$ приобретает отрицательные значения. Одновременно снижается золотоносность сульфидов. Изотопно-геохимическая зональность в плане и разрезе подчинена складкам, что однозначно свидетельствует о ее конседиментационной природе.

Наблюдаемое распределение изотопов серы весьма характерно для колчеданных месторождений различного возраста [6], а также для современных эксгальциционно-осадочных систем [2]. Эта в целом фундаментальная закономерность главным образом обусловлена снижением температуры гидротермальных растворов по мере их удаления от подводящих каналов (и по мере затухания эндогенной активности во времени), что приводит к резкому росту доли изотопно-легкого биогенного сероводорода в осадках. Примечательно, что по изотопно-геохимическим признакам месторождения сухоложского типа практически не отличаются от золоторудного месторождения Хоумстейк (см. рис. 1), которое служит эталоном метаморфизованных эксгальциционно-осадочных залежей [18].

По данным автора, которые хорошо согласуются с результатами других исследователей [14], поздние сульфиды, входящие в состав золотоносных кварцевых прожилков и кварцевых жил, в целом унаследовали изотопный состав серы осадочного пирита, за счет которого эти сульфиды, вероятнее всего, и образовались. Масштабы перераспределения рудного вещества на этапах диагенеза, катагенеза и линейного складкообразования оценить сложно. На участке западного замыкания сухоложской антиклинали поздний золотоносный пирит отмечается в перекрывающей толще на расстоянии 150–200 м от залежи слоистых руд. Если принять

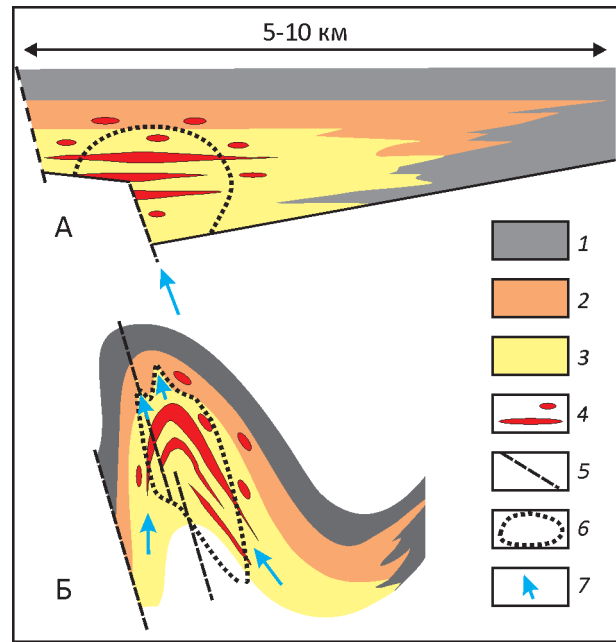


Рис. 3. Изотопно-геохимическая модель золоторудных месторождений «сухоложского» типа:

этапы: А – конседиментационный, Б – коллизийный; 1–3 – изотопный состав сульфидной серы ($\delta^{34}\text{S}$), в ‰: 1 – <0; 2 – > +12; 3 – +5...+12; 4 – линзовидные слоистые залежи и конкреционные стяжения пирита; 5 – разломы; 6 – области максимальной золотоносности сульфидов; 7 – направление движения золотоносных флюидов

во внимание время, прошедшее с момента осадконакопления (700–600 млн. лет) до образования складки (440–450 млн. лет) и составляющее около 200 млн. лет, скорость перемещения серы и золота оценивается в 0,001мм/год. Для столь медленного движения вещества достаточно градиента давления. В то же время при наличии флюидов можно допустить и более масштабную миграцию золота вдоль проницаемых зон расланцевания с образованием обширных геохимических аномалий над залежами гидротермально-осадочных руд [7].

Таким образом, по своему происхождению месторождения «сухоложского» типа соответствуют модели гидротермально-осадочного рудообразования и приурочены к участкам накопления золотоносных сульфидных осадков в конседиментационных впадинах. Такие палеодепрессии как потенциальные рудные поля могут быть выделены среди фоновых углеродисто-терригенных отложений по характерному «тяжелому» изотопному составу сульфидной серы.

Локализацию месторождений на разных стратиграфических уровнях разреза при гидротермально-осадочном их происхождении следует трактовать как ярусное размещение оруденения в пределах единой рудоносной углеродисто-карбонатно-терригенной формации.

Необходимо отметить, что не все залежи осадочных сульфидов золотоносны [7]. Максимальные содержания Au отмечаются на тех участках, где залежи слоистых руд имеют повышенную мощность – вблизи рудо-подводящих каналов. Однако определяющее значение, очевидно, имеет золотоносность самих растворов, то есть наличие источника золота на глубине. В качестве последнего могут выступать многокилометровые толщи осадков (в том числе с кластогенным металлом) на пути подъема гидротерм. Но при этом совершенно не исключается и вероятность поступления металлоносных флюидов по разломам фундамента. Для решения этого вопроса требуются дальнейшие исследования.

Длительность функционирования субмаринных гидротермальных систем на фоне продолжающейся седиментации (не менее 50 млн. лет, [12]) обеспечивает формирование весьма крупных скоплений золотоносных сульфидов. При этом зоны первичного обогащения осадков серой и золотом пересекают литологические границы (см. рис. 3) и при оконтуривании по бортовому содержанию будут выделены как секущие рудные тела.

Процессы дислокационного метаморфизма сыграли немаловажную роль в рудообразовании, так как в результате перекристаллизации сульфидов привели к укрупнению выделений золота, его перераспределению с образованием обогащенных участков в зонах расщепления и ядрах складок [1]. Очевидно, что в областях высоких ступеней метаморфизма и особенно при гранитизации имели место более интенсивные процессы регенерации ранних руд, вплоть до их полной деструкции и переотложения. Можно предположить, что первичные гидротермально-осадочные концентрации золота послужили главным (если не единственным) источником металла некоторых золото-кварцевых месторождений, расположенных по периферии Ленского района.

В заключение следует отметить, что при отсутствии генетической связи между прожилково-вкрапленными рудами и значительно более поздними кварцевыми жилами высокая концентрация последних наблюдается исключительно в пределах месторождений. Единственно приемлемым объяснением этой закономерности может служить контроль разновозрастных процессов общими структурами, а именно – конседиментационными разломами фундамента [7].

Месторождение Мурунтау расположено в Южно-Тамдытауском рудном районе, входящем в состав Кызылкумско-Нуратинского отрезка золоторудной провинции Южного Тянь-Шаня. По запасам (5 тыс. т Au) месторождение на порядок превосходит близкие по геологическому строению аналоги и считается крупнейшим в мире объектом гидротермального класса. На протяжении десятков лет месторождение привлекает внимание исследователей и служит основой для разработки моделей формирования крупных рудных концентраций. Основные сведения о его геологическом строении, истории формирования, составе руд, а также

основные библиографические ссылки можно найти в монографии автора [10]. Здесь же рассмотрим только факты, относящиеся к проблеме источников золота.

По морфологическим признакам месторождение Мурунтау представляет собой весьма крупный по размерам секущий штокверк, локализованный в толще переслаивающихся углеродистых песчаников, алевролитов и сланцев ордовик-силурийского возраста. Основной объем руд связан с объемными калишпат-кварцевыми метасоматитами, содержащими сульфидно-кварцевые прожилки и вкрапленную сульфидную минерализацию (рис. 4). Руды визуально выделяются на фоне вмещающих пород за счет «выгорания» углеродистого вещества при рудообразовании. Они сложены кварцем, полевыми шпатами и слюдами. Из рудных минералов присутствуют арсенопирит, пирит, пирротин и шеелит, в небольших количествах – молибденит, висмутин и тетрадимит. Золото выделяется главным образом в самородном виде.

Процессы гидротермального минералообразования в рудном поле протекали синхронно с эволюцией герцинского постколлизийного магматизма и оторваны во времени от регионального метаморфизма на 128 млн. лет.

Дорудный этап (286 млн. лет назад) включает внедрение массива субщелочных гранитов, штокообразных тел и даек субщелочных диоритов, магнезиально-железистый метасоматоз магматической стадии (биотитизацию), формирование комплекса высоко- и среднетемпературных постмагматических кальциевых метасоматитов (автореакционные скарны, эпидот-актинолитовые пропициты) и образование многочисленных безрудных кварцевых жил и прожилков.

На дорудном этапе процессы регенерации и переотложения вещества метатерригенной толщи протекали наиболее интенсивно. Конвективные гидротермальные потоки взаимодействовали с рудовмещающими и подстилающими породами во всем объеме вплоть до кровли гранитного массива. Однако в биотитизированных и пирротинизированных породах отсутствуют кварц-сульфидные образования с повышенным содержанием золота. Дорудные пирротин и пирит, основная масса которых приурочена к углеродистым сланцам, характеризуются широкой дисперсией изотопного состава серы с преобладанием отрицательных значений $\delta^{34}\text{S}$, что указывает на первично биогенно-осадочную природу их серы. Золото в дорудных сульфидах находится на уровне 0,1 г/т (более 100 анализов).

Рудообразование началось через 13 млн. лет после внедрения гранитного массива. На раннем этапе (273 млн. лет назад) синхронно с внедрением даек субщелочных гранитоидов сформировались золотоносные калишпат-кварцевые метасоматиты и кварцевые прожилки с шеелитом и сульфидами. В течение позднего этапа образовались альбит-кварцевые метасоматиты, золотосульфидно-кварцевые жилы и прожилки.

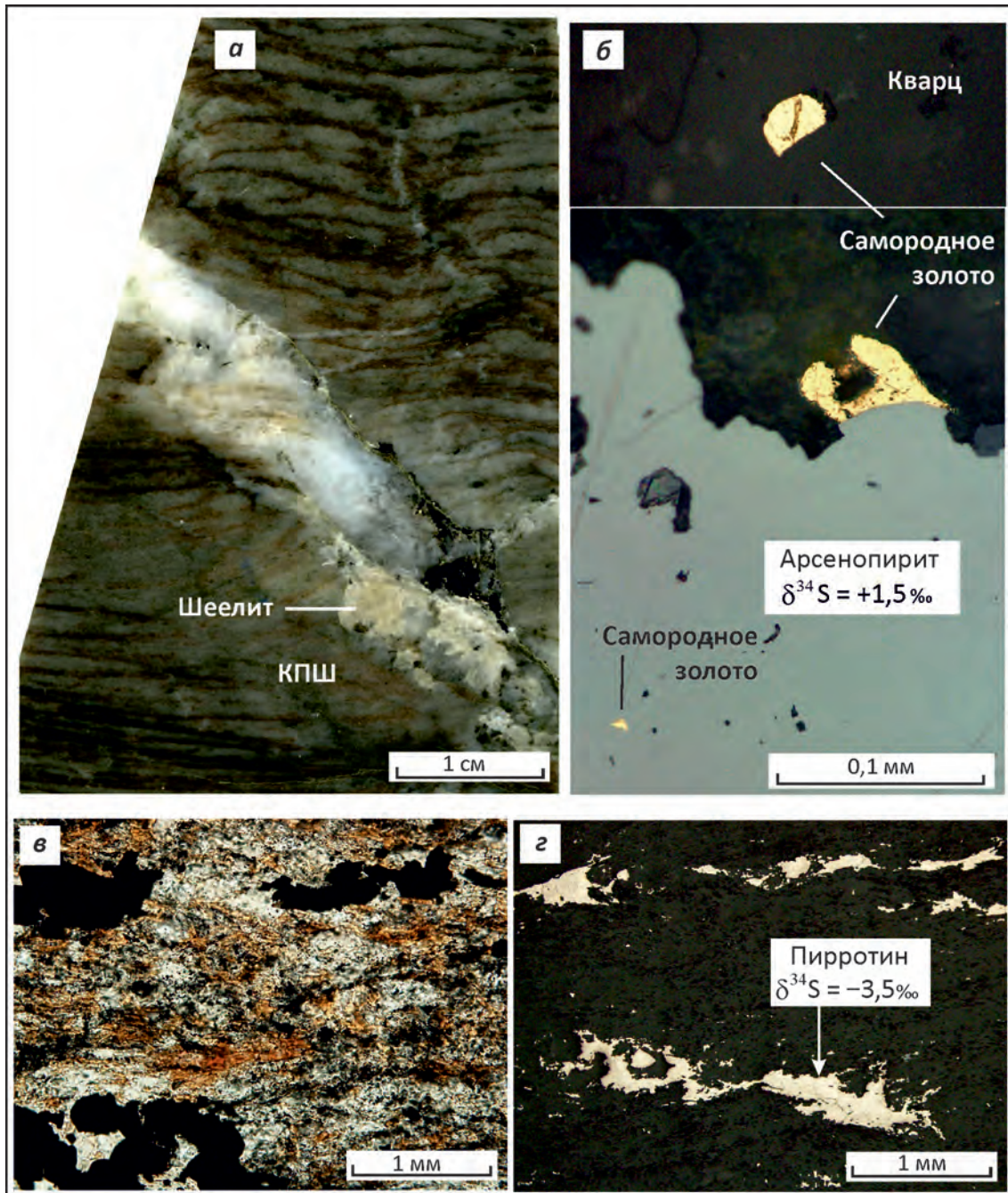


Рис. 4. Рудная минерализация в метасоматитах месторождения Мурунтау (скв. МС-2, интервал 1520–1535 м):

руды (фото аншлифов): а – кварцевые прожилки с шеелитом и арсенопиритом в кварц-калишпатовых метасоматитах; б – самородное золото в ассоциации с арсенопиритом; вмещающие породы: углеродистые кварц-альбит-биотитовые сланцы с линзовидной вкрапленностью пирротина (в – прозрачный шлиф, николи ||, з – аншлиф)

Минералообразование имело импульсный характер и продолжалось в период от 256 до 231 млн. лет, интрузивные породы этого этапа представлены лампрофирами.

Единство изотопных параметров магматических пород всех интрузивных фаз и гидротермальных рас-

творов всех стадий рудообразования ($\delta^{18}\text{O} = +7 \pm 1\text{‰}$, $\delta^{34}\text{S} = +3 \pm 1\text{‰}$) при близости изотопных возрастов однозначно свидетельствует о парагенетической связи магм и флюидов с общим долгоживущим глубинным очагом. По изотопным данным ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ 0,707, $\delta^{18}\text{O} +7 \pm 0,5\text{‰}$)

очаг не был контаминирован веществом палеозойских терригенных пород, поэтому предположение о вовлечении обогащенных золотом осадочных пород в рудно-магматическую систему не имеет никаких оснований. Источником серы, а тем более золота во флюидах не могли служить и находящиеся во вмещающих и подстилающих породах изотопно-легкие сульфиды.

Таким образом, результаты изотопно-геохимических исследований рудного поля Мурунтау указывают на неоднократный привнос золота и серы в составе магматогенных флюидных систем, что отвечает ортодоксальной магматогенно-гидротермальной модели рудообразования.

Существующие данные позволяют предполагать, что аналогичный генезис имеют и другие золоторудные месторождения провинции. Об этом свидетельствует идентичный изотопный состав сульфидной серы в рудах месторождений Мурунтау, Даугызтау и Кокпатаг (см. рис. 1). Удивительно, но золотоносные сульфиды, генетически связанные с общим (или однотипным) магматическим источником серы, проявлены на огромной территории и сохраняют свои характеристики независимо от количества и изотопного состава осадочно-диагенетической серы во вмещающих породах.

Дискуссии о генезисе Мурунтау связаны или с игнорированием геохронологических и изотопных данных, или с предположением о существовании в рудном поле гипотетических золотоносных гидротермально-осадочных сульфидов, которые в процессе герцинского рудообразования были полностью растворены и переотложены. Основанием служит приуроченность месторождений Мурунтауского рудного поля и месторождения Даугызтау к единой углеродисто-терригенной формации («пестробесапанской» подските). При этом в породах Даугызтауского рудного поля в 30 км от Мурунтау распространены золотосодержащие пиритовые конкреции (Au 0,05–0,90, до 5 г/т). Давно установлено [8], что пирит этих конкреций аномально обогащен тяжелым изотопом серы ($\delta^{34}\text{S}$ от +8 до +35‰). Вовлечение такой серы в рудно-магматическую систему Мурунтау полностью исключено.

В то же время трудно отрицать, что породы Мурунтауского рудного поля значительно обогащены сульфидами (в среднем 2%). Однако, принимая во внимание преимущественно биогенное происхождение их серы ($\delta^{34}\text{S}$ до –33‰), можно связать этот факт с повышенной биопродуктивностью данного участка палеобассейна.

Месторождение Кумтор, расположенное в Среднем Тянь-Шане, является ярким примером наложения магматогенно-гидротермальной золотосульфидной минерализации на конседиментационные пиритовые руды (рис. 5) и может служить иллюстрацией устойчивости последних в области гидротермально-метасоматического рудообразования. Примечательно, что по своему позднекембрийскому возрасту осадочные сульфиды близки рассмотренным выше сухоложским рудам, а

наложенное оруденение, как и на месторождении Мурунтау, связано с постколлизийным карбон-пермским магматизмом.

Кумтор относится к числу весьма крупных золоторудных объектов (около 600 т Au при средних содержаниях 2–6 г/т). Месторождение локализовано в зоне крупного протяженного разлома среди углеродисто-терригенных отложений венда. Интрузивные образования в рудном поле представлены редкими дайками «пестрого» состава. На глубине около 3 км по геофизическим данным предполагается гранитоидный интрузив.

Промышленное оруденение представлено крутопадающими линейными зонами объемных и прожилковых кварц-полевошпат-карбонатных метасоматитов с обильной вкрапленностью пирита, который содержит тонкодисперсное и субмикроскопическое золото в количестве от 5 до 100 г/т. Примечательно низкое содержание в нем мышьяка (100 ± 50 г/т). Как видно, этот элемент для эффективного транспорта золота не является необходимым. В существенном количестве в рудах находится также шеелит, в виде распространенной примеси присутствуют теллуриды золота.

Изотопный состав серы пирита метасоматитов в осевых зонах рудных тел во всем объеме месторождения (сотни метров по простиранию и падению) заключен в интервале $\delta^{34}\text{S} = 0 \pm 2,5\%$, что указывает на глубинный магматический источник рудного вещества. В околорудном пространстве по мере ослабления интенсивности оруденения, а также в маломощных прожилках среди слоистых осадочных руд (см. рис. 5, б) доля тяжелого изотопа ^{34}S в позднем пирите увеличивается вследствие заимствования серы из вмещающих пород.

Ранний осадочно-метаморфический пирит широко распространен в породах рудовмещающей углеродисто-терригенной формации. Он образует вкрапленность различной интенсивности, а также массивные линзовидно-пластовые серноколчеданные тела мощностью от 1 до 15 см. Последние вблизи месторождения концентрируются в пачки слоистых пиритовых руд и участвуют в складчатости. Гомогенный изотопный состав серы при повышенной доле тяжелого изотопа ($\delta^{34}\text{S}$ от +3 до +6‰) указывает на гидротермально-осадочную природу раннего пирита в центральной части рудного поля. Отмечено, что в слоистых рудах сохраняется первичная изотопно-геохимическая неоднородность (см. рис. 5, б).

Содержания Au при анализе точечных проб в раннем пирите из рудной зоны составляют 0,3–1 г/т (в одном случае 6 г/т). Тот же диапазон содержаний дает рядовое бороздовое опробование на тех участках, где слоистые руды не несут признаков наложенного оруденения. За пределами месторождения золото в раннем пирите не фиксируется ($<0,1$ г/т).

В масштабе рудного поля выявляется изотопно-геохимическая зональность, которая отвечает крупной (не менее 10 км по простиранию) конседиментационной

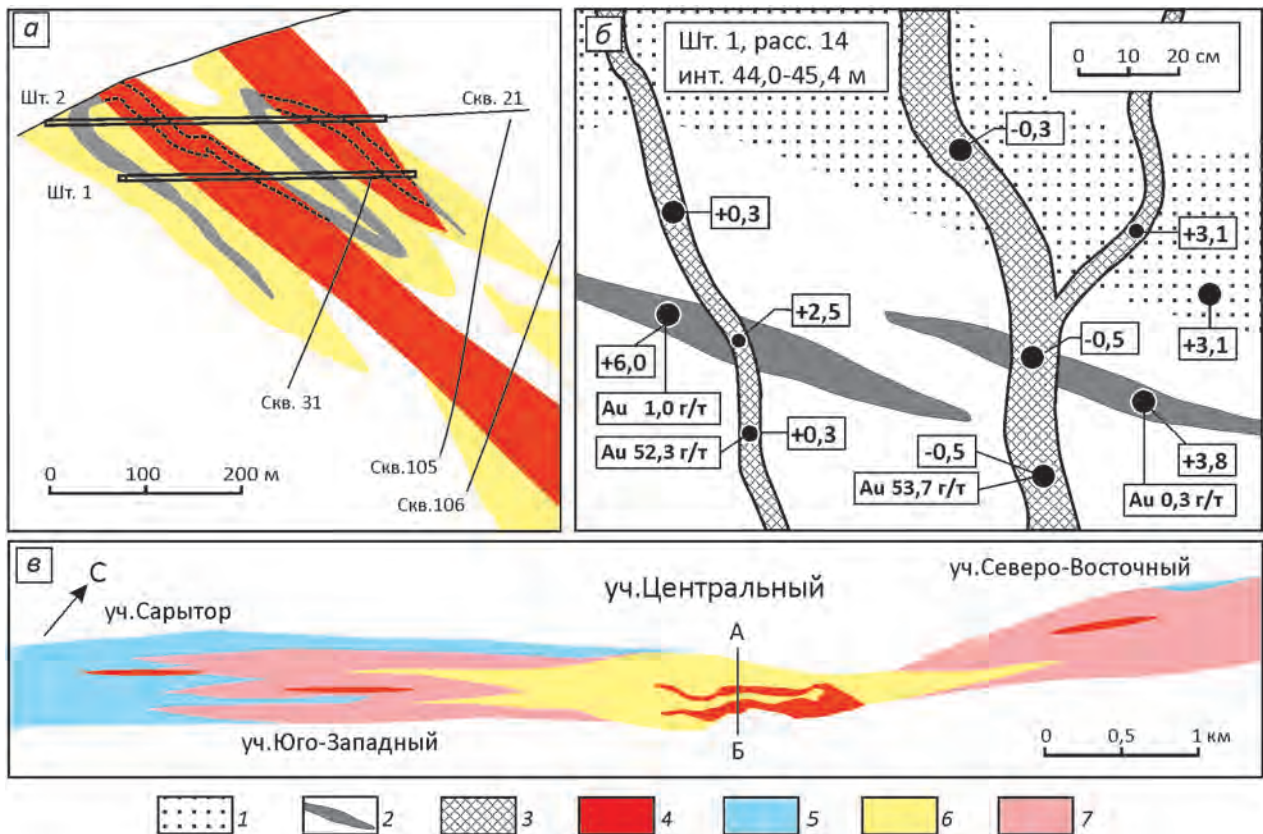


Рис. 5. Взаимоотношения гидротермально-осадочной и магматогенно-гидротермальной минерализации на месторождении Кумтор:

a – схема изотопно-геохимической зональности в разрезе по линии А-В (р.л. 60); *б* – фрагмент пересечения гидротермально-осадочных пиритовых руд золотоносными метасоматитами (кварц+альбит+анкерит+ пирит+шеелит); *в* – изотопно-геохимическая модель Кумторского рудного поля (план); 1 – углеродистые сланцы с густой вкрапленностью осадочного пирита, 2 – линзовидно-пластовые серноколчеданные тела, 3 – метасоматиты, 4 – промышленные золотосульфидные руды ($\delta^{34}\text{S}$ пирита $0 \pm 2,5\%$); 5–7 – изотопный состав серы осадочного пирита ($\delta^{34}\text{S}$), в ‰: 5 – $-16...+3$; 6 – $+3...+6$; 7 – $+6...+25$; кружками отмечены места отбора точечных проб, рядом указан изотопный состав серы пирита и содержания в нем Au по данным инструментального нейтронно-активационного анализа

гидротермально-осадочной системе (см. рис. 5, в) и по внутреннему строению соответствует рассмотренной выше «сухоложской» модели (см. рис. 3).

Кажется невероятным (см. рис. 5, в), но основной объем герцинского оруденения (собственно золоторудный гигант) телескопирован в центральную часть докембрийской гидротермально-осадочной системы. По периферии рудного поля локализуются только мелкие рудопроявления. Приведенные выше результаты изотопно-геохимических исследований исключают какую-либо вещественную связь между линзовидно-пластовыми серноколчеданными и магматогенно-гидротермальными метасоматическими рудами. Поэтому их пространственное совмещение в одном месторождении, вероятнее всего, обусловлено существованием единой рудоконтролирующей структуры, определяющей положение центров эндогенной актив-

ности на всех этапах развития данного участка земной коры.

Таким образом, во всех трех рассмотренных выше случаях мы видим определенную приуроченность постколлизийной жильно-прожилковой минерализации к тем достаточно локальным участкам углеродисто-терригенных толщ, которые на конседиментационном этапе развивались в особом режиме. Данная закономерность, связанная со структурно-тектоническим контролем разновозрастных геологических и рудообразующих процессов [1, 7], значительно усложняет проблему обоснования генетических связей между геологическими формациями и скоплениями рудного вещества. Без тонких исследований вещества ее решение вряд ли будет достигнуто.

Из представленных материалов можно сделать следующие основные выводы.

Руды всех крупных месторождений золота в углеводородно-терригенных толщах отличаются от вмещающих пород по изотопному составу серы сульфидов. Эта закономерность обусловлена притоком больших масс серы и золота в составе эндогенных флюидов и подтверждает существующие экспериментальные и термодинамические данные о ведущей роли сульфидных комплексов в мобилизации и транспорте золота в рудообразующих системах.

Поступление золотоносных флюидов в область рудоотложения и формирование крупных скоплений рудного вещества происходило как в период осадконакопления, так и в связи с коллизионным магматизмом.

Золоторудные месторождения, образовавшиеся в связи с функционированием гидротермально-осадочных палеосистем («сухоложский» тип), по особенностям внутреннего строения и параметрам изотопно-геохимической зональности сопоставимы с колчеданными. Они представлены залежами слоистых, линзовидно-пластовых и вкрапленных существенно пиритовых руд, накопление которых происходило в конседиментационных впадинах вблизи рудоподводящих разломов.

На коллизионном этапе в областях метаморфизма зеленосланцевой ступени гидротермально-осадочные залежи подвергались частичной регенерации. Локальное переотложение сульфидов сопровождалось дополнительным концентрированием золота с образованием рудных столбов и золотоносных кварцевых жил. В областях более высоких степеней метаморфизма и гранитизации полностью регенерированные гидротермально-осадочные руды могли служить источником золота в плутоно-метаморфических рудообразующих процессах.

При формировании золоторудных месторождений, генетически связанных с постколлизионным магматизмом («мурунтауский» тип), мобилизация и транспорт золота осуществлялись флюидами, поступающими из глубинных магматических очагов. Вещественный вклад углеводородно-терригенных пород как источника рудного вещества при этом мог быть ничтожным. В то же время на размещение месторождений в пределах рудных полей определяющее влияние оказывали древние конседиментационные разломы фундамента.

Таким образом, выявление и картирование гидротермально-осадочных палеосистем по изотопному составу серы может служить эффективным методом прогноза и поисков золоторудных месторождений независимо от их генезиса.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Буряк В.А., Хмелевская Н.М. Сухой Лог – одно из крупнейших золоторудных месторождений мира (генезис, закономерности размещения оруденения, критерии прогнозирования). – Владивосток: Дальнаука, 1997.
2. Виноградов В.И. Роль осадочного цикла в геохимии изотопов серы. – М.: Наука, 1980.
3. Гаврилов А.М., Гриненко Л.Н. О генезисе одного из золоторудных месторождений прожилково-вкрапленных руд по данным изотопного состава серы сульфидов // Труды ЦНИГРИ. Вып. 150. 1980. С. 62–68.
4. Гаврилов А.М., Кряжев С.Г. Минералого-геохимические особенности руд месторождения Сухой Лог / Разведка и охрана недр. 2008. № 8. С. 3–16.
5. Гамянин Г.Н., Бортников Н.С., Алтатов В.В. Нежданинское золоторудное месторождение – уникальное месторождение Северо-Востока России. – М.: ГЕОС, 2000.
6. Гриненко В.А., Гриненко Л.Н. Геохимия изотопов серы. – М.: Недра, 1974.
7. Иванов А.И. Золото Байкало-Патома (геология, оруденение, перспективы). – М.: ФГУП ЦНИГРИ, 2014.
8. Заури Н.М. Изотопно-геохимические модели формирования месторождений золотоуглеродистой формации // Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. – М., 1992.
9. Изотопно-геохимический режим формирования золото-кварцевого месторождения Советское / С.Г.Кряжев, А.П. Глухов, О.В.Русинова, С.В. Кузнецова // Прикладная геохимия. Вып. 4. Аналитические исследования. – М. ИМГРЭ, 2003. С. 154–164.
10. Кряжев С.Г. Изотопно-геохимический режим формирования золоторудного месторождения Мурунтау. – М.: ЦНИГРИ, 2002.
11. Омото Х., Рай Р. Изотопы серы и углерода / Геохимия гидротермальных рудных месторождений. – М.: Мир, 1982. С. 403–450.
12. Соотношение процессов метаморфизма и рудообразования на золотом черносланцевом месторождении Сухой Лог по данным U-Th-Pb-изотопного SHRIMP-датирования акцессорных минералов / М.А.Юдовская, В.В.Дистлер, Н.В.Родионов и др. // Геология рудных месторождений. – М.: Наука, 2011. Т. 53. № 1. С. 32–64.
13. Степанов В.А. Зональность золото-кварцевого оруденения Центральной Колымы (Магаданская область, Россия). – Владивосток: Дальнаука, 2001.
14. Chang Z., Large R., Maslennikov V. Sulfur isotopes in sediment-hosted orogenic gold deposits: Evidence for an early timing and a seawater sulfur source / *Geology*, December 2008. Vol. 36. № 12. Pp. 971–974; doi: 10.1130/G25001A.
15. Gold mineralization in the Ashanti belt of Ghana: genetic constraints of the stable isotope geochemistry / T.Oberthur, A.S.Mumm, U.Vetter et al. // *Econ. Geol.* 1996. № 2. Pp. 289–301.
16. Gold speciation and transport in geological fluids: insights from experiments and physical-chemical modelling / G.S.Pokrovski, N.N.Akinfiev, A.Y.Borisova et al. // *Geological Society, London, Special Publications.* 2014. Vol. 402. Pp. 9–70; doi: 10.1144/SP402.4.
17. Multistage Sedimentary and Metamorphic Origin of Pyrite and Gold in the Giant Sukhoi Log Deposit, Lena Gold Province, Russia. / R.Large, V.Maslennikov, F.Robert et al // *Economic Geology.* 2007. Vol. 102. Pp. 1233–1267.
18. Rye D.M., Rye R.O. Homestake Gold Mine, South Dakota: I. Stable Isotope Studies // *Econ. Geol.* Vol. 69. 1974. № 3. Pp. 293–317.