

УДК 550.4:550.8

ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ УГАХАН «СУХОЛОЖСКОГО» ТИПА (Байкало-Патомское нагорье)

А.Е. Будяк^{1,2}, А.В. Чугаев³, Ю.И. Тарасова^{1,2}, Н.А. Горячев^{1,4}, А.В. Блинов^{1,2}, В.Д. Абрамова³,
И.В. Рассохина³, В.Н. Рeutский⁵, А.В. Игнатьев⁶, Т.А. Веливецкая⁶, В.А. Ванин^{2,7}

¹ Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия

² Иркутский национальный исследовательский технический университет, 664074, Иркутск, ул. Лермонтова, 83, Россия

³ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
119017, Москва, Старомонетный пер., 35, Россия

⁴ Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН,
685000, Магадан, ул. Портовая, 16, Россия

⁵ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

⁶ Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, 690022, Владивосток, просп. 100-летия Владивостока, 159, Россия

⁷ Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

Среднее по запасам золота месторождение Угахан, расположенное в пределах крупнейшей в России Ленской золоторудной провинции, принадлежит к группе месторождений «сухоложского» генетического типа. Представлены результаты петрографического, минералогического и изотопно-геохимического изучения золоторудной минерализации месторождения. Разработана схема последовательности минералообразования на месторождении, которая включает пять стадий: 1) в течение ранней (синдиагенетической) стадии происходило образование фрамбOIDного пирита-1, обогащенного Au, Ni, Co, As; 2) на стадии катагенетического преобразования рудоносных осадков происходила перекристаллизация раннего пирита-1 и кристаллизация пирита-2, также обладающего повышенными содержаниями Au, Ni, Co, As; 3) формирование в рудах пирротина происходило на стадии прогрессивного метаморфизма из водно-углекислого флюида с повышенным содержанием H_2S ; 4) собственно рудная стадия, представленная на месторождении минеральной ассоциацией пирит-3, галенит, сфалерит, халькопирит, самородное золото, коррелирует с развитием в регионе регрессивного метаморфизма; 5) кристаллизация пострудного идиоморфного крупного пирита-4. Комплекс геохимических и изотопных ($\delta^{34}S$ и Pb-Pb) данных позволяет исключить привнос минералообразующих компонентов при гидротермально-метасоматическом преобразовании рудовмещающих пород из дополнительного (внешнего) источника. Значения $\delta^{34}S$, варьирующие для ранних морфотипов пирита в рудах месторождения в относительно узких диапазонах от +5.7 до +9.1 ‰, близки к величинам $\delta^{34}S$ (+4.2...+16.4 ‰) безрудных пород бужуихтинской свиты. Pb-Pb изотопные характеристики, а также установленные закономерности в вариациях изотопного состава Pb для золоторудной минерализации указывают на преимущественное поступление элемента из неопротерозойских метаосадочных толщ. Минералогические и геохимические особенности месторождения Угахан согласуются с представлениями о метаморфогенном происхождении золоторудных месторождений «сухоложского» типа, что подтверждает перспективность пород бужуихтинской свиты на обнаружение новых золоторудных объектов в регионе.

Неопротерозой, черносланцевые толщи, месторождение Угахан, «сухоложский» тип, Ленская золоторудная провинция, Байкало-Патомский пояс

GEOLOGICAL, MINERALOGICAL, AND GEOCHEMICAL FEATURES OF THE UGAKHAN GOLD ORE DEPOSIT OF THE SUKHOI LOG TYPE (Baikal-Patom Belt)

А.Е. Будяк, А.В. Чугаев, Ю.И. Тарасова, Н.А. Горячев, А.В. Блинов, В.Д. Абрамова,
И.В. Рассохина, В.Н. Рeutский, А.В. Игнатьев, Т.А. Веливецкая, В.А. Ванин

The Ugakhan gold ore deposit is located within the Lena gold ore province, the largest one in Russia. It belongs to the group of deposits of the Sukhoi Log genetic type. We present results of petrological, mineralogical, and isotope-geochemical study of gold mineralization at the deposit. A scheme of the sequence of mineral formation at the deposit has been developed, which includes five stages: (1) the early (syndiagenetic) stage, when frambooid pyrite I enriched in Au, Ni, Co, and As formed; 2) the stage of catagenesis of ore-bearing sediments, with recrystallization of early pyrite I and crystallization of pyrite II, also with elevated Au, Ni, Co, and

As contents; (3) the stage of progressive metamorphism, with the formation of ore pyrrhotite from a water- CO_2 fluid with a high content of H_2S ; (4) the ore formation stage, marked by an assemblage of pyrite III, galena, sphalerite, chalcopyrite, and native gold at the deposit, which was synchronous with regressive metamorphism in the region; (5) crystallization of post-ore euhedral coarse-grained pyrite IV. The geochemical and isotope ($\delta^{34}\text{S}$ and Pb-Pb) data rule out the input of mineral-forming components from an additional (external) source during the hydrothermal-metasomatic transformation of ore-bearing rocks. The $\delta^{34}\text{S}$ values in the early morphotypes of pyrite in the deposit ores vary from +5.7 to +9.1‰ and are close to the $\delta^{34}\text{S}$ values of the barren rocks of the Buzhukhta Formation (+4.2 to +16.4‰). The Pb-Pb isotope characteristics and regularities of variations in Pb isotope composition established for gold mineralization indicate a predominant inflow of lead from Neoproterozoic metasedimentary strata. The mineral and geochemical specifics of the Ugakhan deposit are consistent with the concept of the metamorphic origin of gold deposits of the Sukhoi Log type, which confirms that the rocks of the Buzhukhta Formation are promising for new gold ore objects.

Neoproterozoic, black-shale strata, Ugakhan deposit, Sukhoi Log type, Lena gold ore province, Baikal-Patom belt

ВВЕДЕНИЕ

«Сухоложский» генетический тип (СГТ) золоторудных месторождений был впервые выделен и обоснован в работах В.А. Буряка [Буряк, 1982, 1987; Буряк, Хмелевская, 1997; и др.]. Данний генетический тип объединяет более десяти раннепалеозойских месторождений и рудопроявлений, расположенных в метаосадочных породах черносланцевой формации Бодайбинского синклиниория (БС). Наиболее крупным (~1900 т, Au) [Савчук, Волков, 2019] и известным из них является месторождение Сухой Лог, которое многими исследователями рассматривается как эталонный объект этого типа [Дистлер и др., 1996; Буряк, Хмелевская, 1997; Goldfarb et al., 2001; Distler et al., 2004; Вуд, Попов, 2006; Large et al., 2007]. Результаты многолетних геологических и минералого-геохимических исследований позволяют выделить ряд общих черт для месторождений СГТ. Рудные тела на этих месторождениях расположены в замках или крыльях антиклинальных структур, представлены прожилково-вкрашенной минерализацией, локализованной в высокоуглеродистых метаосадочных породах. Состав рудных минералов представлен в основном пиритом, пирротином и арсенопиритом, соотношения которых могут существенно варьировать. Золото присутствует в виде мелких (в среднем 50—100 мкм) самородных выделений. В стратиграфическом отношении подавляющее большинство золоторудных месторождений СГТ приурочены к двум горизонтам (хомолхинская и аунакитская свиты) позднеэдиакарских отложений, накопление которых происходило в полуизолированном морском бассейне типа «foreland» [Станевич и др., 2007; Немеров и др., 2010; Чугаев и др., 2017, 2018]. Среднее по масштабу оруденения месторождение Угахан несколько отличается по своей геологической позиции от других рудных объектов Бодайбинского района. Оно локализовано в терригенных породах, расположенных стратиграфически ниже бужуихтинской свиты, накопление которой происходило в условиях открытого морского бассейна при доминирующем сносе кластогенного материала из области Сибирского кратона. Исследование данного месторождения, минералогическая и геохимическая характеристика его рудной минерализации, а также заключение о ее принадлежности к СГТ месторождениям дают возможность оценить перспективы на обнаружение новых объектов в отложениях бужуихтинской свиты, которая ранее не рассматривалась среди геологов как потенциально рудоносная.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

Краткая геологическая характеристика Бодайбинского синклиниория. Золоторудное месторождение Угахан расположено в центральной части Бодайбинского синклиниория (рис. 1), входящего в состав крупной тектонической структуры Байкало-Патомского складчатого пояса [Иванов и др., 2014]. Непосредственно рудные тела приурочены к Верхнеугаханской антиклинали (структуре третьего порядка), которая осложняет Кадаликанскую мегаантиклиналь [Иванов, 2014; Бабяк и др., 2019]. В районе месторождения широко распространены метаосадочные отложения неопротерозойского возраста. Их литологическая, геохимическая и возрастная характеристики подробно приведены в работах [Станевич и др., 2007, 2010; Немеров и др., 2010; Чумаков и др., 2013; Powerman et al., 2015; Будяк и др., 2015; Чугаев и др., 2018; Подковыров, Маслов, 2022; и др.]. Согласно [Немеров и др., 2010], в стратиграфическом разрезе толщ выделяют (снизу вверх) медвежевско-баллаганахскую, дальнетайгинскую, жуинскую и юдомскую серии, отражающие крупные циклы осадконакопления. Осадочные толщи указанных серий сложены переслаивающимися в разных соотношениях известковистыми породами, филлитовидными сланцами, алевролитами и песчаниками. Практически во всех свитах неопротерозойского разреза также присутствуют горизонты пород, в разной степени обогащенные углеродистым веществом (УВ).

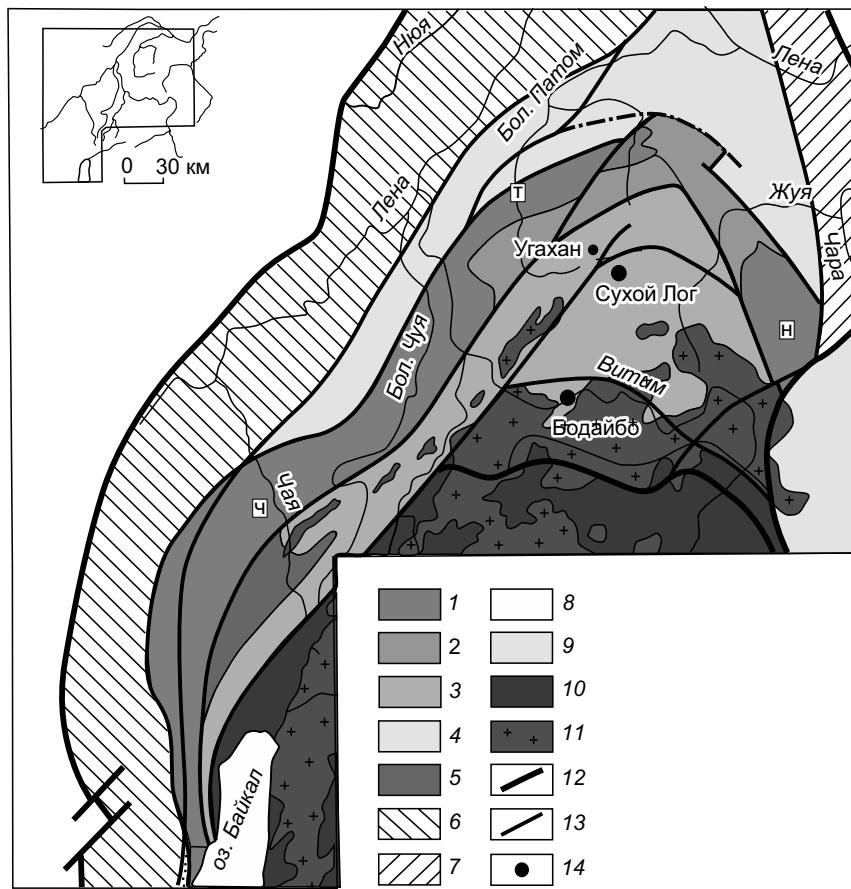


Рис. 1. Схематическое строение и положение Байкало-Патомского пояса (БПБ) [Иванов, 2014]:

Чуйско-Нечерский антиклиниорий: 1 — выступы палеопротерозойского фундамента (Н — Нечера, Т — Тонода, Ч — Чуя); 2 — часть Чуйского-Нечерского антиклиниория с фундаментом, покрытым неопротерозойскими отложениями; синклиниорий: 3 — Бодайбинская часть, 4 — Патомская, 5 — обнажения донеопротерозойского фундамента в краевых частях синклиниория; Сибирский кратон: зоны линейных складок, образовавшихся в краевой (шельфовой) части пассивной континентальной окраины; 6 — приленская часть, 7 — причарская часть; 8 — слабодеформированная часть Сибирской платформы; 9 — палеопротерозойские комплексы Алданского щита и Становой зоны; 10 — неопротерозойские комплексы Байкало-Муйского пояса (БМБ); 11 — позднепалеозойские гранитоиды (Ангаро-Витимский батолит); 12 — основные разломы между крупными литосферными блоками; 13 — основные внутриблочные разломы; 14 — золоторудные месторождения.

В пределах БС проявлен зональный региональный метаморфизм. Породы амфиболитовой фации развиты по периферии синклиниория, тогда как слабометаморфизованные (низы зеленосланцевой фации метаморфизма) породы присутствуют в центральной его части [Петров, Макрыгина, 1975; Иванов, 2014; и др.]. Метаморфические преобразования неопротерозойских отложений БС проходили как минимум в три этапа: 1) ранний этап метагенеза, протекавший при линейном складкообразовании на рубеже ~555 млн лет [Vinogradov et al., 1996], был обусловлен орогенными событиями в южной части осадочного палеобассейна. Преобразования данного этапа не выходили за рамки раннего метагенеза (апокатагенез), которые можно отнести к метаморфизму погружения [Немеров и др., 2010]; 2) полифациальный регионально-метаморфический этап, в течение которого в БС сформировались мусковитовые гранатодержащие гранитоиды мамского комплекса, отражает коллизионно-аккреционные процессы в южной периферии Сибирского кратона, происходившие 450—420 млн л. н. [Зорин и др., 2008]; 3) позднекарбоновый метаморфический этап (330—290 млн лет) связан со становлением в БС гранитоидов Ангаро-Витимского батолита [Ярмолюк и др., 1997; Цыганков и др., 2010, 2017].

Краткая геологическая характеристика месторождения. Месторождение Угахан по своим запасам (44.5 т Au, при среднем содержании 1.35 г/т) относится к среднеобъемным промышленным объектам Бодайбинского района [Бабяк и др., 2019]. Золоторудная минерализация, представленная вкрапленными и прожилково-вкрапленными рудами, локализована в метаосадочных породах бужихтинской свиты и приурочена к ядерной части и висячему крылу Верхнеугаханской антиклинали. На юге антикли-

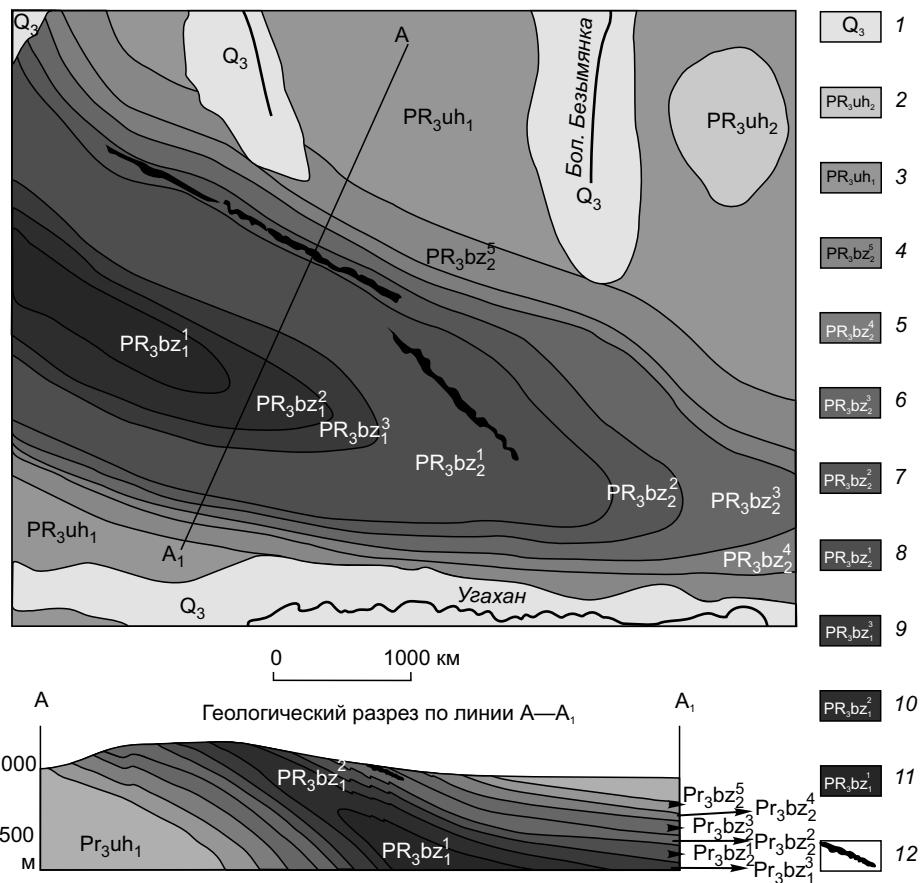


Рис. 2. Схема геологического строения месторождения Угахан.

1 — четвертичные отложения; аллювиальные пески, суглинки, галечники, супеси. 2 — угаханская свита: верхняя подсвита: известняки серые и темно-серые углеродистые, кристаллические. 3 — нижняя подсвита; переслаивание темно-серых слюдисто-кварцевых сланцев и известняков. 4 — бужуихтинская свита; пятая пачка верхней подсвиты; песчаники полевошпатово-кварцевые, известковистые. 5 — четвертая пачка верхней подсвиты; сланцы углеродистые слюдисто-кварцевые с прослойями. 6 — третья пачка верхней подсвиты, песчаники полевошпатово-кварцевые известковистые. 7 — вторая пачка верхней подсвиты, переслаивание песчаников, алевролитов и сланцев. 8 — первая пачка верхней подсвиты бужуихтинской свиты; переслаивание песчаников, сланцев и алевролитов. 9 — третья пачка нижней подсвиты; переслаивание алевролитов, сланцев и песчаников. 10 — вторая пачка нижней подсвиты; песчаники с прослойями сланцев и алевролитов. 11 — первая пачка нижней подсвиты; сланцы углеродистые, алевролиты и песчаники. 12 — проекция рудной залежи на дневную поверхность.

наль ограничена Гохтачинско-Угаханской синклиналью, на севере — Хомолхинской. Верхнеугаханская антиклиналь, как и прочие структуры региона, вмещающие золоторудные месторождения, запрокинута на юго-запад, ее осевая поверхность погружается в северных румбах под углом около 30° (рис. 2).

Отложения бужуихтинской свиты, общая мощность которых оценивается в 700—750 м, традиционно подразделяют на две подсвиты. Нижняя подсвита (bz_1) образована переслаивающимися углеродистыми филлитовидными сланцами, алевролитами, кварцевыми и кварц-карбонатными метапесчаниками. Метапесчаники преобладают в средней части подсвиты, тогда как сланцы и алевролиты — в нижней и верхней. Верхняя подсвита (bz_2) преимущественно сложена метапесчаниками. Более тонкозернистые отложения имеют резко подчиненное распространение. На отложениях бужуихтинской свиты согласно залегают карбонатсодержащие метапесчаники угаханской свиты.

Золоторудная минерализация локализована на контакте филлитовидных углеродсодержащих сланцев с полевошпатово-кварцевыми метапесчаниками в первой и второй пачках верхней подсвиты бужуихтинской свиты (bz_2^1 и bz_2^2). Содержание $C_{\text{опр}}$ в рудовмещающих породах колеблется от 0.4 до 2.4 мас. %.

Рудные тела на месторождении Угахан не имеют визуальных диагностируемых границ и выделяются исключительно по результатам опробования. Залежи оконтурены по содержанию золота 0.2 г/т. При этом внутри оконтуренных тел содержания Au существенно варьируют и могут достигать 14 г/т. Рудные тела имеют пластообразную форму и залегают субсогласно с вмещающими породами, полого

погружаясь на север-северо-восток под углами 15—30°. Максимальная протяженность рудных тел по простирианию составляет около 4 км, а по падению до 600 м (см. рис. 2).

Руды представлены вкрапленностью сульфидов, а также их скоплениями в виде линз и коротких прожилков. Согласно А.И. Иванову [2014], кроме дорудных сульфидных морфологических генераций, сульфидная минерализация представлена золотоносными кварц-пирротин-пиритовыми линзовидными образованиями, сформированными в рудный этап одновременно с появлением серицита и сидерита, а также пострудным крупнокристаллическим пиритом. Наложенные разрывные нарушения часто залечены безрудными кварцевыми прожилками мощностью 1—3 см.

В среднем содержание сульфидов в рудах составляет около 2—5 об. %, редко достигая 20—25 об. %.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Аналитические исследования химического состава пород и руд проводились в ЦКП «Изотопно-геохимические исследования» ИГХ СО РАН следующими методами: титриметрический, гравиметрический (НСАМ № 3-Х, НСАМ № 50-Х) на определение S_{total} (общей); рентгенофлуоресцентный анализ (РФА) на определение петрогенных элементов; атомная абсорбция: Au, Ag; ICP-MS на определение редких элементов. Подготовка материала проведена на анализаторе фрагментов микроструктуры твердых тел Минерал С7 с линией пробоподготовки в МНОЦ «Байкал».

Содержания редких элементов в сульфидах были изучены методом масс-спектрометрии с индуктивно связанный плазмой (ICP-MS) и лазерной аблляцией (LA) в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН на квадрупольном масс-спектрометре ThermoXSeries 2 с лазерной приставкой NWR UP-213.

Органическое вещество горных пород обрабатывали многоступенчатой процедурой, которая включала отделение асфальтенов и асфальтеновых/асфальтообразующих кислот, нерастворимых в петролейном эфире, и дальнейшее хроматографическое элюирование остатка [Мартихаева и др., 2001]. Для анализа взвешенный образец битума растворяли в хлороформе, смешанном с этанолом. Анализ проводят с помощью атомно-абсорбционного спектрофотометра Perkin-Elmer 603 с электротермическим распылением [Валл, Воропаева, 1986].

Изотопный состав серы определяли в лаборатории стабильных изотопов в ЦКП ДВГИ ДВО РАН с применением локального лазерного метода с использованием фемтосекундного комплекса лазерной аблляции NWR Femto [Ignatiev et al., 2018; Velivetskaya et al., 2019].

Анализ изотопных характеристик рассеянных форм углерода и серы проводили в Центре многоэлементного и изотопного анализа (Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск). Измеряемый элемент экстрагировали из навески образца в кварцевом реакторе с избытком кислорода (объемное окисление) при температуре 950 °C в течение 30 мин. Полученный газ очищали низкотемпературной ректификацией с получением чистых CO_2 и SO_2 . Измерения проводили с использованием газового изотопного масс-спектрометра Delta V Advantage в режиме двойного напуска (dual inlet mode). При анализе изотопного состава серы использовали набор стандартных образцов: IAEA-S-1 (сульфид серебра $\delta^{34}S = -0.3 \text{ } \text{\textperthousand}$), IAEA-S-2 (сульфид серебра $\delta^{34}S = +22.7 \text{ } \text{\textperthousand}$), IAEA-S-3 (сульфид серебра $\delta^{34}S = -32.3 \text{ } \text{\textperthousand}$) и NBS-123 (сфалерит $\delta^{34}S = +17.44 \text{ } \text{\textperthousand}$). Воспроизводимость полученных величин $\delta^{34}S$ рассеянной серы составляет не хуже $\pm 1 \text{ } \text{\textperthousand}$. Все значения $\delta^{34}S$ приведены в относительной шкале CDT.

Состав минералов и включений был определен с помощью сканирующего микроскопа TESCAN MIRA 3LMU с системами микроанализа Aztec Energy XMax 50+ в ИГХ СО РАН. Ускоряющее напряжение 20 кэВ, размер зонда 5 нм.

Изотопный состав Pb анализировался в сульфидах из прожилково-вкрапленной минерализации. Работы по химической подготовке проб, а также масс-спектрометрические измерения выполнены в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН. Pb-Pb данные получены с помощью метода многоколлекторной масс-спектрометрии с индуктивно связанный плазмой (MC-ICP-MS), включающего трассирование растворов образцов таллием [Rehkämper, Halliday, 1998]. Анализировались пробы пирита и пирротина массой 20—40 мг. Пробы отбирались под бинокуляром из обогащенных сульфидами фракций с размером зерен от 0.25 до 0.50 мм. С целью удаления адсорбированного свинца с поверхности зерен подготовленные пробы обрабатывали 3 %-й NHO_3 при комнатной температуре в течение 3 ч. Химическая подготовка проб сульфидов предполагала их растворение в «шарской водке» в плотно закрытых виалах из PFA-пластика при температурах 110—120 °C. После упаривания солевой осадок растворяли в 1 мл 6 М HCl. Полученный раствор делили на две аликвоты в соотношении 1:3. В одной из них определяли содержание U, Th и Pb, а в другой — изотопный состав Pb. Отделение Pb от элементов матрицы образца проводилось с помощью ионообменной хроматографии по одностадийной схеме в 1 М HBr среде на PFA-микроколонках, заполненных 0.1 см³ анионитом AG 1×8 [Чугаев и др., 2013]. Уровень фонового загрязнения для Pb не превышал 0.1 нг.

Масс-спектрометрические измерения изотопного состава Pb выполнены на многоколлекторном масс-спектрометре NEPTUNE (Thermo Scientific) согласно методике, описанной в работе [Чернышев и др., 2007]. Точность и правильность результатов измерений образцов контролировалась путем систематического анализа стандарта изотопного состава Pb SRM 981. Полученные для него средние значения составили $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.941 \pm 3$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.499 \pm 3$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.724 \pm 7$ (2SD, $n = 32$), которые хорошо согласуются с принятыми для этого стандарта значениями соответствующих изотопных отношений [Thirlwall, 2000]. Вместе с измерением образцов сульфидов проводился также анализ стандартного образца AGV-2. Для него были получены следующие значения изотопных отношений: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.871 \pm 4$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.621 \pm 2$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.548 \pm 6$ ($n = 9$).

Содержание U, Th и Pb в сульфидах определено с помощью ICP-MS метода. Анализ выполнен для растворов, трассированных индием, на квадрупольном масс-спектрометре iCAP SQ (Thermo Scientific) в Казанском федеральном университете (КФУ). Пределы обнаружения составили 0.002—0.003 для U, 0.004 для Th и 0.017 мкг/г для Pb. Точность элементного анализа, оцененная по результатам систематических измерений стандарта AGV-2 (USGS), не превышала $\pm 3\%$ (2SD). Полученные данные о содержании U, Th и Pb в дальнейшем использовались для коррекции измеренных отношений Pb сульфидов на присутствие в них радиогенной добавки изотопов ^{206}Pb , ^{207}Pb и ^{208}Pb . Коррекция выполнена на возраст 440 млн лет [Chugaev et al., 2022] с использованием констант распада ^{238}U , ^{235}U и ^{232}Th , по [Steiger, Jäger, 1977].

Для определения температур полной гомогенизации, эвтектики, плавления льда растворов, частичной гомогенизации и плавления сжиженных газов была использована микротермокамера THMSG-600 Linkam, позволяющая измерять температуры фазовых переходов в диапазоне от -196 до $+600$ $^{\circ}\text{C}$. Управляющее программное обеспечение LinkSys V-2.39 (Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск). Точность измерения ± 0.1 $^{\circ}\text{C}$ в диапазоне температур от -20 до $+80$ $^{\circ}\text{C}$ и ± 1 $^{\circ}\text{C}$ вне этого интервала. Соленость, плотность и давление минералообразующих растворов определены путем расчетов по программе Flincor [Brown, 1989] для трехкомпонентной системы $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$. Состав водной фазы включений определялся на основе эвтектической температуры, характеризующей водно-солевую систему [Борисенко, 1977]. Соленость водной фазы включений определялась по температуре плавления льда через эквивалент NaCl в системе $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$ [Киргинцев, 1972]. Состав газовой фазы отдельных флюидных включений в кварце был проанализирован на рamanовском спектрометре Horiba J.Y. LabRAM HR800, оснащенном аргоновым лазером с диаметром 1.5 мкм, мощностью 3 Вт. Полученные результаты обработаны в соответствии с приведенными спектрами [Dubessy et al., 1989; Frezzotti et al., 2012].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Петрографическая характеристика рудовмещающих пород. В составе рудовмещающих метапесчаников бужуихтинской свиты присутствуют зерна кварца (до 60 об. %), карбонаты (до 40 об. %), полевые шпаты (1—10 %), а также более поздние железомагнезиальные карбонаты (10—15 об. %). Из акцессорных минералов отмечены турмалин, рутил, сфен, циркон, монацит. Цемент метапесчаников сложен тонкозернистым серицитом и карбонатным материалом. Чешуйки серицита ориентированы вдоль полосчатости пород (рис. 3, *а*, *б*). Кварц представлен четырьмя разновидностями. Обломочные зерна кварца, отнесенные к наиболее ранним образованиям (кварц-1), в неизмененном виде встречаются крайне редко. Основная масса зерен раннего кварца имеет признаки перекристаллизации (кварц-2). В первую очередь, это видно по присутствию в краевых частях таких зерен частиц УВ. В пределах зон развития рудной минерализации появляется кварц-3, который образует прожилки и линзовидные выделения с включениями сульфидов во вкрашенных рудах. Установленные взаимоотношения с золотоносным пиритом (локализация его в интерстициях индивидов кварца, нередко кристаллизация в контакте кварцевых прожилков с вмещающими породами) указывают на то, что его отложение, происходило синхронно с формированием золотоносной сульфидной минерализации. Наиболее поздняя разновидность кварц-4 представлена жильным кварцем, который сечет прожилково-вкрашенные руды, а также формирует тонкие оторочки вокруг идиоморфных кристаллов пострудного пирита-4.

В гидротермально измененных породах рудных зон карбонаты представлены несколькими минеральными разновидностями. К наиболее ранним отнесены обломочные зерна кальцита и доломита (см. рис. 3, *а*, *б*), тогда как к поздним образованиям — тонкозернистые агрегаты сидерита и анкерита, присутствующие по периферии сульфидных скоплений (см. рис. 3, *в*), а также пойкилобласти анкерита, содержащие мелкие зернышки кварца, полевого шпата, чешуйки серицита и частицы УВ (см. рис. 3, *г*). К поздней минеральной ассоциации принадлежат серицит-2 и хлорит-2. В отличие от ранних серицита-1 и хлорита-1, которые равномерно распределены в объеме пород, поздние серицит-2 и хлорит-2 тесно ассоциируют с гидротермальным кварцем (кварц-3), образуя на границах его зерен тонкозернистые агрегаты.

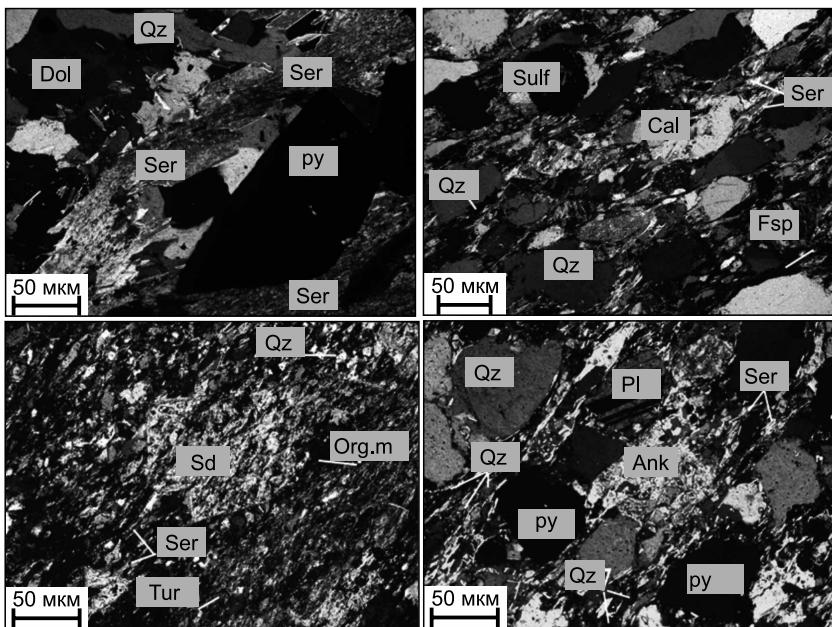


Рис. 3. Карбонатные минералы в метапесчаниках в пределах месторождения:

а — реликты первичного доломита; б — линзовидные зерна первичного кальцита; в — ромбовидные кристаллы позднего сидерита; г — ромбический кристалл позднего анкерита.

Минералогическая характеристика руд. Сульфидная минерализация на месторождении представлена преимущественно пиритом и пирротином, которые представлены несколькими морфологическими разновидностями. В подчиненных количествах в рудах присутствуют галенит, халькопирит, сфалерит, арсенопирит и пентландит. В результате проведенных исследований были выделены несколько минеральных ассоциаций, которые отражают последовательность минералообразования на месторождении.

Пирит в пределах рудной зоны месторождения представлен в виде четырех морфологических разновидностей. К наиболее ранним образованиям отнесены фрамбоидные выделения пирита (**пирит-1**), который встречается в виде рассеянной вкрапленности мелких глобулей (от 5 до 200 мкм) или их скоплений (рис. 4, а). В качестве примеси в пирите-1 отмечаются Ni, Co, Cr, As, Au (табл. 1).

С фрамбоидным пиритом часто ассоциируют мелкие идиоморфные кристаллы пирита (**пирит-2**), встречающиеся как во вмещающих породах (см. рис. 4, б), так и в виде реликтов в более поздних выделениях пирита. Размер кристаллов пирита-2 редко превышает 200 мкм. Часто внутри кристаллов пирита-2 диагностируются реликты глобулей пирита-1. Среди микропримесей в пирите-2 присутствуют Ni, Co, Cr, As и Au (см. табл. 1). Ранние морфологические типы пиритов-1 и -2 отмечаются как в пределах рудной зоны месторождения, так и повсеместно за его пределами.

Наибольшее распространение имеет **пирит-3**, с которым тесно связано самородное золото (рис. 5, б). Пирит-3 (py-III) представляет собой аллотриоморфные, изометричные метаагрегаты размером до 2—3 см. В пирите-3 отмечены включения пирита-1, -2, халькопирита-1 и значительное количество включений пирротина. По периферии агрегатов пирита-3 повсеместно отмечается образование каймы рутила. По химическому составу пирит-3 более высокожелезистый относительно ранних пиритов. Для него характерно отсутствие примесей Ni, Cr и Co, но при этом максимальная примесь As до 2947 г/т (среднее 1912 г/т) (см. табл. 1). Повышенное содержание Fe объясняется развитием пирита-3 по пирротину.

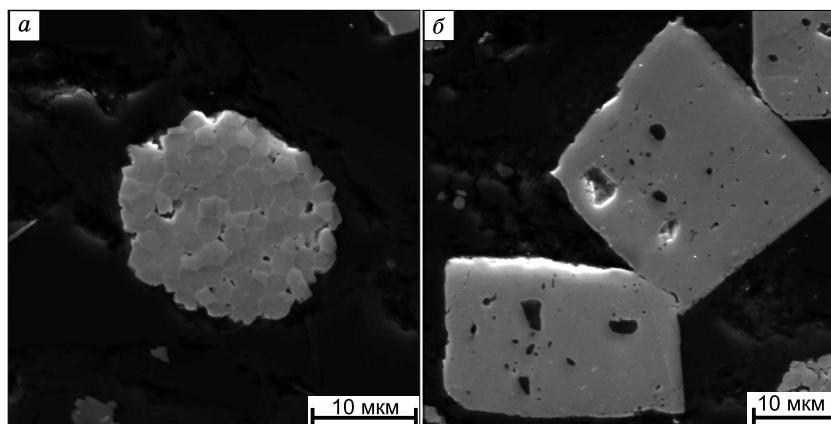


Рис. 4. Ранние морфологические разновидности пирита:

а — агрегаты фрамбоидного пирита-1, б — идиоморфные зерна пирита-2.

Таблица 1.

Состав макрокомпонентов и примесных элементов в сульфидах месторождения Угахан по данным LA-ICP-MS

Минерал	Fe	S	Co	Ni	Cr	As	Au
	%				г/т		
py-I ($N = 14$)	43.94 43.5—44.2	56.51 52.3—59.3	72.6 61.3—97.1	62.36 5.7—106	18.2 1.7—44.3	1396 1120—1820	0.17 0.1—0.24
py-II ($N = 14$)	44.10 42.5—47.9	54.83 50.3—59.3	131.3 4.3—217	44.7 22.7—61.9	56.7 13.9—126	1362 679—1926	0.19 0.08—0.44
po-I ($N = 13$)	62.17 59.7—64.4	36.98 34.5—39.3	—	—	—	—	—
po-II ($N = 14$)	59.81 57.3—61.6	40.25 37.7—42.4	—	—	—	—	—
mrc ($N = 15$)	47.21 44.9—49.0	53.34 49.2—56.8	—	—	—	1859 1492—2120	—
py-III ($N = 17$)	46.88 44.1—48.6	53.79 49.8—57.7	5.12 3.26—7.8	—	—	1912 1107—2947	—
py-IV ($N = 14$)	45.35 43.7—49.4	54.65 48.3—56.5	—	—	—	191 181—194	—

Примечание. Здесь и далее: прочерк — ниже предела обнаружения, N — количество определений. Здесь и далее: над чертой — усредненное значение содержаний, под чертой — минимальное и максимальное значения содержаний.

Пирит-4 наблюдается в виде единичных крупных ((4—5)×(7—8) мм, редко до 15—20 мм) идиоморфных кристаллов, без следов коррозии. Они включают в себя реликты ранних генераций пирита, нередко развиваясь по агрегатам пирротина. Отмечаются участки ситовидной («пористой») структуры вследствие неполного замещения реликтов более ранних генераций пирита. Кристаллы пирита-4 находятся в оторочках кварца и анкерита-2. Пирит-4 распространен как в контуре рудных тел месторождения, так и далеко за его пределами, его кристаллы часто отмечаются в кварцевых жилах, рассекающих рудные тела в разных направлениях, что позволяет предположить их синхронное формирование. Пирит-4 отличается от перечисленных выше генераций отсутствием золота как в виде примеси на поверхности, так и в виде включений самородного металла. Методом LA-ICP-MS в кристаллах пирита-4 установлена только незначительная примесь As.

Пирротин (po) является наиболее распространенным минералом в пределах месторождения. Установлены две морфологических разновидности. Пирротин-1 (po-I) представляет собой мелкие (менее 0.1—0.2 мм) ксеноморфные, изометричные (округлые) с изрезанными краями выделения, замещающие пирит-1 и -2, повсеместно встречается в виде включений в пирите-3 и находится в тесной ассоциации с халькопиритом-1. Пирротин-2 (po-II) отмечается в виде линзовидных или прожилковидных массивных агрегатов размером до нескольких сантиметров, расположенных согласно слоистости. В пирротине-2 отмечены тонкие включения кальцита, рутила, единичные выделения халькопирита-1 и реликты ранних пирита-1 и пирита-2. По периферии агрегатов пирротина-2 и трещинам в нем развиваются тонкопластинчатые агрегаты и тонкие корочки марказита, а также кайма рутила. Пирротин-1 по содержанию Fe и S соответствует стехиометрическому составу [Morimoto et al., 1971], пирротин-2 является более сернистым (см. табл. 1). Обе разновидности пирротина абсолютно стерильны на содержание примесных элементов.

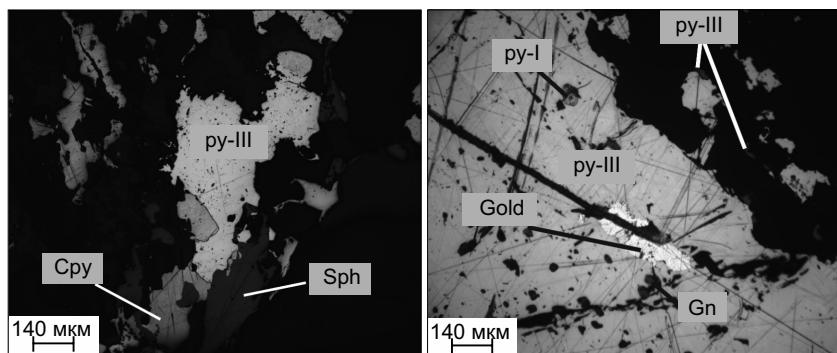


Рис. 5. Ассоциации сульфидных минералов месторождения Угахан.

Халькопирит, так же как пирротин, встречается в двух морфологических разновидностях: ранний **халькопирит-1** (сру-І) отмечен в ассоциации с обеими разновидностями пирротина и арсенопирита-1, образуя микровключения в них. **Халькопирит-2** (сру-ІІ) встречается в виде неправильных вытянутых и угловатых обособлений, развивающихся по периферии пирротина-2, и ассоциирует с пиритом-3, галенитом, сфалеритом.

Арсенопирит встречается значительно реже, чем на объектах хомолхинской и аунакитской свит (месторождения Голец Высочайший, Красный, Вернинское), породы которых отличаются от отложений бужуихтинской свиты более высоким содержанием мышьяка [Tarasova et al., 2020; Ванин и др., 2022]. **Арсенопирит-1** (asp-І) установлен в сростках с пирротином-2 в виде мелких вытянутых включений в пирите-3. Более поздний **арсенопирит-2** (asp-ІІ) отмечается в виде мелких единичных кристаллов игольчатой формы в ассоциации с пиритом-3, галенитом, сфалеритом.

Галенит (gln) и **сфалерит** (sph) образуют ксеноморфные агрегаты, тонкие просечки и выделения (размером до 0.2 мм для галенита и до 0.6×1.5 мм для сфалерита) в пирите-3.

Пентландит (pn) образует микровыделения (менее 30—50 мкм) в пирите-3 в ассоциации с включениями пирротина, халькопирита, арсенопирита, галенита и золота.

Марказит (mrc) образует агрегаты по периферии в виде каймы и по трещинам пирита-3 и пирротина-2.

Самородное золото локализовано в основном в пирите-3 в трещинах и пустотах, часто в ассоциации с галенитом, сфалеритом, пентландитом, халькопиритом-2, арсенопиритом-2, а также сульфосолями: тенантитом и тетраэдритом (см. рис. 5). Размер выделений в основном не превышает 5×5 и 5×10 мкм, в единичных случаях достигая 90×210 мкм. Зерна самородного золота имеют вытянутую форму в соответствии с формой трещин. По составу золото относится к низкопробному (от 635 до 727 %) (табл. 2).

Геохимическая характеристика руд и вмещающих пород. Химический состав рудоносных метаосадочных пород месторождения Угахан изучен в 136 пробах, отобранных из керна скважин в пределах рудных зон. Также по 54 штрафным пробам был охарактеризован химический состав безрудных пород бужуихтинской свиты, которые были отобраны за пределами месторождения. Полученные данные приведены в таблицах 3 и 4.

При сравнении средних значений рудоносные углеродсодержащие алевролиты и песчаники по многим макро- и микрокомпонентам оказались схожи с безрудными породами бужуихтинской свиты (см. табл. 3, 4). В то же время в пробах с промышленно значимым содержанием золота (>0.2 г/т) отмечаются повышенные (почти в 2 раза) содержания железа и серы, а также CO_2 , что объясняется присутствием в таких пробах гидротермальной сульфидной и карбонатной минерализации. Проявлена также отчетливая положительная корреляция ($\text{KK} = +0.74$, $n = 43$; 2σ) между содержаниями закисного железа и золота, что отражает генетическую связь золота с процессом сульфидизации метаосадочных толщ. Напротив, не установлено значимой ($\text{KK} = +0.07$, $n = 43$; 2σ) корреляции между окисной формой железа, присутствующего главным образом в железомагнезиальных карбонатах (сидерит, анкерит), и содержанием золота в породах. В рудоносных породах по сравнению с безрудными их аналогами фиксируются повышенные концентрации следующих элементов: Ag, Co, Ni, Cu, Pb, Zn. Последние присутствуют в рудах как элементы-примеси в пирите, а также образуют самостоятельные минеральные фазы (сфалерит, галенит, халькопирит, пентландит). Несмотря на развитие в рудных зонах гидротермального кварца (линзы и маломощные прожилки), по средним величинам содержания SiO_2 рудоносные (59 ± 10 мас. %) метаосадочные породы неотличимы от их безрудных (61 ± 10 мас. %) аналогов. Наблюдаемые локальные вариации содержаний SiO_2 (до 67 мас. %) и CaO (до 5 мас. %) в породах отражают их литологическую и минералогическую неоднородность, т. е. изменение соотношения песчанистой и глинистой составляющей, а также карбонатного вещества.

Концентрации щелочных компонентов, диапазоны их вариаций в безрудных ($\text{K}_2\text{O} = 1.09\text{--}5.11$, $\text{Na}_2\text{O} = 0.81\text{--}2.62$ мас. %) и рудоносных ($\text{K}_2\text{O} = 1.17\text{--}4.01$ мас. %, $\text{Na}_2\text{O} = 1.33\text{--}2.93$ мас. %) отложениях бужуихтинской свиты сходны с соответствующими значениями для стандарта осадочных пород PAAS [Condie, 1993].

Таблица 2. Состав самородного золота месторождения Угахан по данным LA-ICP-MS (мас. %)

Точка измерения	Ag	Au	Сумма
1	36.5	63.5	100
2	32.7	67.3	100
3	27.3	72.7	100
4	29.6	70.4	100
5	31.2	68.8	100
6	31.6	68.4	100

Отличительной геохимической характеристикой пород бужуихтинской свиты по сравнению с прочими палео- и неопротерозойскими отложениями БС является аномально высокое содержание в них Ba (до 2134 г/т) (см. табл. 4). Анализ содержаний U, Sr и Mo как внутри рудных зон, так и за их пределами не выявил каких-либо закономерностей в их вариациях. Содержание валового органического углерода в

Таблица 3. Вариации и средние значения содержания (мас. %) макрокомпонентов в рудоносных и безрудных метаосадочных породах бужуихтинской свиты Угаханского рудного поля

Компонент	Р3 (43)	3М (bz ₂ ¹) (51)	3М (bz ₂ ²) (42)	ВП (54)
SiO ₂	59.1 53.5—69.6	67.8 53.4—76.2	60.6 53.1—68.4	61.1 55.7—71.2
Al ₂ O ₃	11.7 8.9—17.1	12.1 8.6—16.8	13.9 11.4—17.6	13.9 10.7—16.8
TiO ₂	0.67 0.59—0.89	0.54 0.42—0.71	0.68 0.47—0.83	0.56 0.46—0.64
Fe ₂ O _{3(общ)}	8.87 3.1—16.1	5.13 2.6—8.4	5.37 3.3—8.6	4.67 2.3—6.9
FeO	2.74 1.3—9.3	1.87 0.7—4.8	1.96 0.9—5.2	1.89 0.8—4.1
S _{tot}	3.42 1.37—8.89	2.82 0.6—3.7	2.76 0.9—4.1	1.87 0.8—3.17
P ₂ O ₅	0.10 0.03—0.21	0.06 0.03—0.13	0.09 0.04—0.16	0.08 0.04—0.12
CaO	2.9 0.4—6.7	2.72 0.6—5.1	4.3 1.4—6.2	5.1 3.2—7.4
MgO	0.95 0.6—1.43	1.12 0.7—2.1	1.25 0.9—2.1	1.34 1.12—2.17
K ₂ O	2.98 1.17—4.01	2.95 1.24—3.58	3.13 1.37—4.83	3.12 1.09—5.11
Na ₂ O	1.56 1.33—2.93	1.98 1.24—2.87	1.83 1.06—2.71	1.87 0.81—2.62
CO ₂	8.03 3.4—14.2	6.11 4.1—9.3	6.32 3.9—8.6	6.15 4.3—8.4
C _{опр}	1.1 0.3—2.3	0.7 0.1—1.6	0.9 0.2—1.8	1.1 0.4—1.5

Примечание. Р3 – рудная зона; 3М – зона околоврудной минерализации; ВП – вмещающие породы. В круглых скобках число проб.

пределах рудных зон месторождения Угахан варьирует от 0.3 до 2.4 мас. % (в среднем 1.1 мас. %). Это значительно меньше, чем в рудоносных породах месторождений Сухой Лог и Красный (в среднем 2.0—2.5 мас. %) [Развозжаева и др., 2011; Tarasova et al., 2020]. Содержания C_{опр} в породах бужуихтинской свиты за пределами месторождения изменяются в близком диапазоне (от 0.4 до 1.5 мас. %, среднее значение 1.1 мас. %). При этом значимой корреляции Au и C_{опр} как для рудной зоны, так и для вмещающих отложений не обнаружено (KK = + 0.27, n = 43, 2σ и + 0.17, n = 43, 2σ соответственно).

Изотопно-геохимические данные. Изотопный состав S сульфидов. Измерен (197 измерений) изотопный состав серы, который представлен в относительных величинах δ³⁴S (‰), в морфологических разновидностях пирита-1, -2, -3, -4, а также в пострудном марказите и пирротине (табл. 5). Всего изучено 7 образцов, отобранных из разных участков рудных зон месторождения. В ряду от ранних разновидностей пиритов к поздним среднее значение δ³⁴S заметно меняется: от + 6.3 ‰ в ранних диагенетических разновидностях до + 8.9 ‰ в метаморфогенно-гидротермальных. Посрудные пириты демонстрируют существенно более «легкие» значения δ³⁴S (+ 3.8 ‰). При этом валовой состав серы отложений бужуихтинской свиты, отобранных на удалении от месторождения, оказался весьма неоднородным. Разброс значений достигает 12 ‰ и колеблется в пределах от + 4.2 до + 16.4 ‰ (в среднем + 12.3 ‰ по 12 образцам), что сопоставимо с данными [Чугаев и др., 2018] (в среднем + 10.8 ‰ по трем образцам).

Изотопный состав Pb в сульфидах. Результаты измерений содержаний U, Th и Pb, а также изотопного состава Pb в сульфидах из прожилково-вкрашенной минерализации представлены в табл. 6. Большинство изученных проб характеризуется относительно низкими (< 0.5 мкг/г) содержаниями как U, так и Th. Только в двух образцах концентрация этих элементов превысила 1 мкг/г. При этом наблюдается широкий диапазон вариаций содержания свинца в сульфидах от 4 до 1160 мкг/г. Как следствие, ²³⁸U/²⁰⁴Pb и ²³²Th/²⁰⁴Pb отношения в образцах существенно варьируют: от 0.02 до 5.0 и от 0.03 до 16.7 соответственно. Это определило переменную величину коррекции измеренных отношений Pb на возраст, которая изменялась от 0.01 до 2 % для отношения ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb и от 0.001 до 0.93 % для ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb. В случае отношения ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb величина коррекции не превышала 0.13 %. Для изученной серии образцов скорректированные значения изотопных отношений ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb и ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb лежат соот-

Таблица 4. Содержание (г/т) рассеянных элементов в рудоносных и безрудных метаосадочных породах бужуихтинской свиты (Угаханское рудное поле)

Элемент	P3 (bz ₂ ¹ —bz ₂ ²) (43)	3M (bz ₂ ¹) (51)	3M (bz ₂ ²) (42)	ВП (bz ₁ ¹ —bz ₂ ²) (54)
Au	1.01 0.04—8.01	0.019 0.005—0.28	0.013 0.002—0.19	0.009 0.002—0.034
Ag	0.82 0.13—1.84	0.32 0.06—1.51	0.57 0.05—1.72	0.1 0.03—0.41
Co	25.14 5.09—55.56	11.3 1.76—81.15	18.12 1.83—72.11	8.01 2.13—36.69
Ni	71.14 21.23—129.63	51.3 4.75—154.09	54.50 7.83—117.84	38.40 6.24—76.84
Cu	83.08 18.20—180.19	49.62 2.46—247.95	53.42 3.29—196.27	36.57 2.75—91.34
Pb	19.83 8.21—49.23	12.13 3.59—43.62	13.43 4.82—38.13	13.90 4.21—34.12
Zn	129.21 63.55—228.84	98.15 11.47—334.45	103.41 37.11—347.87	74.60 27.87—176.65
As	8.78 0.38—63.53	4.86 0.26—31.18	4.40 0.35—24.58	5.20 0.37—19.44
Cr	88.51 47.06—127.44	77.4 12.88—141.95	73.8 21.25—153.67	93.4 24.21—176.11
Sr	504.3 307.2—1109.8	712.4 227.7—1092.4	604.1 234.8—913.6	840.0 312.1—1067.9
Mo	6.88 1.81—23.43	7.12 1.19—19.75	6.24 1.67—21.64	8.72 2.13—23.47
Ba	1513 1005—1887	1493 517—1794	1445 713—1953	1637 612—2134
U	5.46 2.38—9.18	4.19 1.87—12.06	5.34 2.17—14.21	5.09 3.09—10.51

вественно в диапазонах 17.56—17.87, 15.547—15.576 и 37.89—38.31. Таким образом, масштаб вариаций изотопного состава Pb на месторождении является весьма значительным. Величины коэффициента вариации (v , %) для отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ равны соответственно 0.6 и 0.4 %, что позволяет отнести месторождение Угахан к типу рудных объектов с негомогенным изотопным составом Pb [Gulson, 1986].

Таблица 5. Изотопный состав $\delta^{34}\text{S}$ (‰) в сульфидных минералах месторождения Угахан

Образец	Пирит-1	Пирит-2	Пирротин	Марказит	Пирит-3	Пирит-4	S_{tot}
УС-109/18	+5.7...+7.0 +6.3 (4)	+5.6...+6.9 +6.2 (3)	+8.3...+8.9 +8.6 (4)	+8.8...+9.1 +8.9 (5)	+8.3...+9.1 +8.9 (4)	+2.7...+5.3 +3.8 (5)	—
УС-74/18	+5.7...+6.9 +5.9 (4)	+5.7...+6.8 +6.0 (3)	+8.4...+8.7 +8.4 (4)	+8.8...+9.0 +8.8 (8)	+8.4...+9.0 +9.0 (3)	+2.9...+5.1 +3.7 (4)	—
УС-166/18	+5.9...+6.8 +6.4 (5)	+5.8...+6.7 +6.0 (5)	+8.3...+8.8 +8.5 (5)	+8.8...+8.9 +8.8 (6)	+8.4...+9.1 +8.8 (7)	+3.0...+5.1 +3.8 (3)	—
УГ-12-18	+5.8...+7.0 +6.5 (6)	+5.6...+6.9 +6.4 (4)	+8.4...+8.9 +8.5 (4)	+8.8...+9.1 +9.0 (7)	+8.5...+9.1 +9.0 (6)	+2.8...+5.0 +3.7 (2)	—
УГ-18/18	+6.0...+7.0 +6.5 (3)	+5.8...+6.6 +6.1 (4)	+8.3...+8.8 +8.5 (5)	+8.9...+9.1 +9.0 (5)	+8.3...+9.0 +8.7 (5)	+2.7...+5.0 +3.7 (7)	—
УГ-26/18	+5.7...+6.8 +5.8 (6)	+5.7...+6.8 +6.3 (5)	+8.3...+8.9 +8.6 (7)	+8.8...+8.9 +8.8 (4)	+8.4...+9.1 +8.9 (4)	+3.1...+5.2 +3.9 (5)	—
УГ-32/18	+5.9...+6.9 +6.5 (6)	+5.8...+6.8 +6.2 (3)	+8.4...+8.9 +8.8 (5)	+8.8...+9.0 +8.9 (3)	+8.5...+9.1 +8.8 (3)	+2.8...+5.1 +3.9 (6)	—
ВП (bz ₁₋₂)	—	—	—	—	—	—	+4.2...+16.4 +12.3 (12)

Примечание. ВП (bz₁₋₂) — вмещающие породы бужуихтинской свиты, отобранные за пределами рудной зоны месторождения Угахан.

Таблица 6. Результаты изучения изотопного состава Pb и содержаний U, Th и Pb в сульфидах из прожилково-вкрашенной минерализации месторождения Угахан

Образец/ Минерал	Содержания, мкг/г			Измеренные			Скорректированные на возраст 440 млн лет			Модельные параметры		
	Pb	Th	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	μ_2	ω_2	T_m
УГХ-2а/18/py	38.6	1.67	1.17	17.9550	15.5834	38.3184	17.823	15.576	38.258	9.73	40.6	556
УГХ-2б/18/py	1160	0.50	0.29	17.8725	15.5729	38.2374	17.871	15.573	38.237	9.70	40.0	514
УГХ-4/18/py	24.5	0.32	0.41	17.7330	15.5554	38.3302	17.661	15.551	38.312	9.67	41.8	629
УГХ-5/18/py	193	0.30	0.15	17.6992	15.5578	38.1890	17.696	15.558	38.187	9.70	40.9	616
УГХ-6/18/py	13.5	2.75	1.09	17.9113	15.5666	38.1697	17.562	15.547	37.886	9.69	40.1	696
УС-17/py	51.5	0.49	0.83	17.7311	15.5705	38.0942	17.662	15.567	38.081	9.75	40.8	659
Угах-1*	62	1.9	1.4	17.8639	15.5736	38.3333	17.748	15.567	38.288	—	—	—
УС-166/py	3.84	0.88	0.23	17.9994	15.5870	38.5492	17.738	15.573	38.227	9.75	41.1	613

* Данные заимствованы из работы [Чугаев, Чернышев, 2017].

РТ-параметры флюидных включений. Физико-химические условия развития рудообразующих процессов на месторождении определялись по результатам изучения флюидных включений в гидротермальном кварце (кварц-3) из кварц-сульфидных прожилков и поздних кварцевых жил (кварц-4). Всего изучены 24 пластины. Золотоносные кварц-сульфидные прожилки сложены светло-серым льдистым кварцем с гнездообразными выделениями сульфидов с широким развитием гидроксидов железа по ним. В прожилках отмечается значительное количество карбонатов (анкерит, сидерит) и хлорита. Пострудные кварц-карбонатные жилы и прожилки сложены массивным, молочно-белым, реже серым кварцем с гнездами крупных агрегатов анкерита.

В гидротермальном кварце-3 присутствуют преимущественно двухфазные (жидкость + газ) флюидные включения размером 10—80 мкм, а в подчиненном количестве — существенно газовые. Оценка РТ-условий рудного процесса проводилась на основе изучения первичных двухфазных флюидных включений в раннем кварце. Методом рамановской спектроскопии установлено присутствие в подчиненном количестве азота и/или метана, снижающих температуру плавления. Наличие плотной каймы вокруг пузырька указывает на преобладающее количество углекислоты в системе (рис. 6).

Результаты гомогенизации флюидных включений показали, что первичные двухфазные включения в кварце-3 гомогенизируются в жидкую фазу при широких вариациях температуры (220—440 °C), с пиковым количеством определений, попадающим на два интервала: 350—400 и 240—270 °C (табл. 7). Таким образом, гидротермальный процесс мог быть разделен на две стадии формирования рудной минерализации: высокотемпературная (350—440 °C) и среднетемпературная (220—340 °C). При этом в область с максимальными температурами попали в основном мелкие линзовидные выделения кварца-3, а в среднетемпературную область кварц-сульфидные прожилки.

Средняя температура эвтектики высокотемпературного процесса от —25.2 до —29.2 °C. Соленость флюида во флюидных включениях изменяется в интервале 5.5—11.7 мас. % NaCl-экв. Плотность флюи-

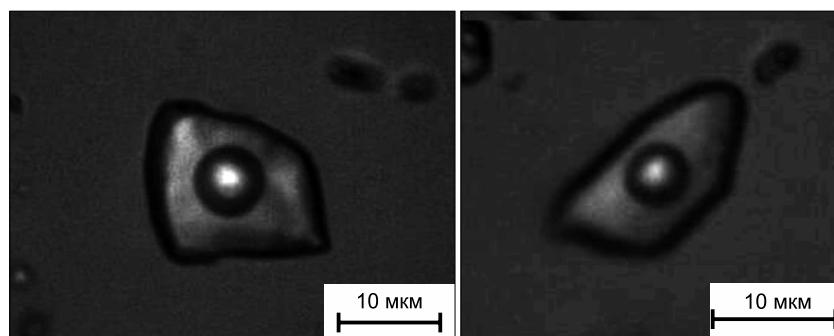


Рис. 6. Флюидные включения в гидротермальном кварце кварц-сульфидных прожилков из рудной зоны месторождения Угахан.

Микроскоп. Николи ||.

Таблица 7. Средние значения параметров флюидных включений в кварце рудных тел месторождения Угахан

Параметр	$T_{\text{ром}}$, °C	$T_{\text{эвт}}$, °C	Соленость, мас. % NaCl-экв	Плотность, г/см ³	Давление, кбар
Включения из кварца-3 высокотемпературного интервала рудной зоны ($N = 39$)	350—440	−25.2... −29.2	5.5—11.7	1.1	2.2—4.5
Включения из кварца-3 среднетемпературного интервала рудной зоны ($N = 31$)	220—340	−29.0... −31.1	9.5—11.1	1.5	0.4—1.2
Включения из кварца-4 пострудных жил ($N = 43$)	100—160	−14.1... −16.3	6.5—7.5	0.8	0.2—0.8

Таблица 8. Расчетный состав (мол. %) флюидных включений по результатам изучения методом рамановской спектроскопии

Состав газовой фазы	Флюидные включения из кварца-3 рудных прожилков ($N = 58$)	Флюидные включения из кварца-4 поздних кварцевых жил ($N = 73$)
CO ₂	$\frac{75.2}{72.7-92.6}$	$\frac{17.9}{0.0-51.1}$
N ₂	$\frac{7.6}{2.14-19.6}$	$\frac{24.3}{11.5-32.7}$
CH ₄	$\frac{10.8}{1.7-15.7}$	$\frac{58.1}{15.4-89.5}$
H ₂ S	$\frac{9.3}{5.8-18.6}$	$\frac{38.2}{22.9-63.4}$

да составила около 1.1 г/см³, а давление могло достигать 5.5 кбар. Для среднетемпературного интервала температура эвтектики составила от −29.0 до −31.1 °C. Соленость флюида из кварца изменяется в интервале 9.5—11.1 мас. % NaCl-экв. Рассчитаны плотность флюида около 1.5 г/см³ и давление в среднем 0.7 кбар (от 1.2 до 0.4 кбар).

Флюидные включения из поздних кварцевых жил (кварц-4) гомогенизировались в жидкость при гораздо более низких температурах (100—160 °C). В пострудных кварцевых жилах средняя температура эвтектики колеблется от −14 до −16 °C, температура плавления льда изменяется от −3.0 до −6.0 °C, значения солености — 6.5—7.5 мас. % NaCl-экв. Состав флюидов близок к системе H₂O—NaCl. Пострудные флюиды значительно отличаются характеристиками плотности (0.8 г/см³) и давления (от 0.2 до 0.8 кбар).

Содержания CO₂, N₂ и CH₄ в первичных флюидных включениях в прожилках кварца-3 однообразны независимо от температурного интервала. Основным компонентом флюидных включений кварца-3 является CO₂. Ее содержание изменяется в интервале 77.7—92.6 мол. %. В подчиненном количестве присутствуют N₂ и CH₄ (2.14—19.6 и 2.97—15.7 мол. % соответственно) (табл. 8; рис. 7). В составе газовой фазы среднетемпературных включений фиксируется присутствие H₂S, чего не наблюдалось для

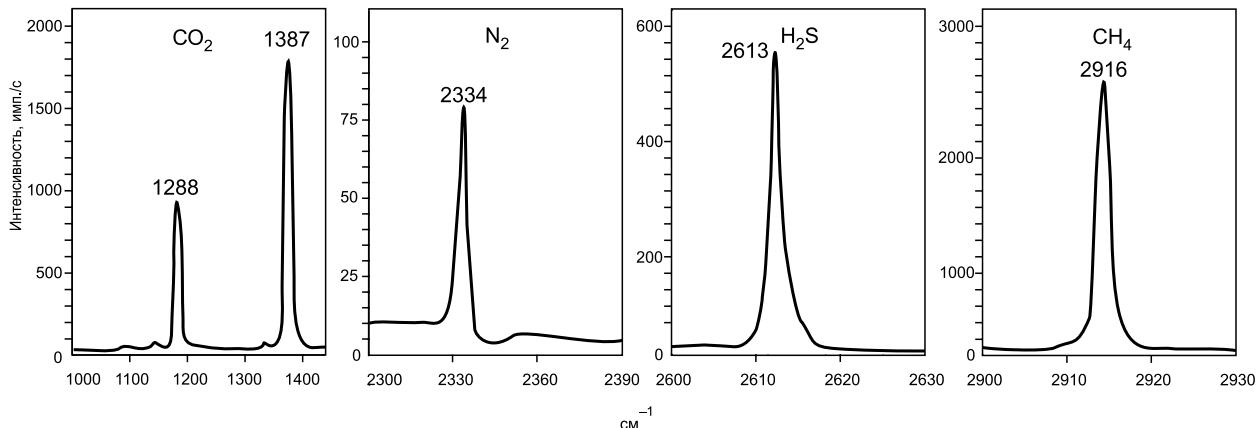


Рис. 7. Рамановские спектры CO₂, N₂, CH₄ и H₂S в первичных газово-жидких флюидных включениях гидротермального кварца месторождения Угахан.

высокотемпературной фазы. Напротив, в газовой фазе флюидных включений кварца-4 доля CO_2 варьирует от 0 до 50, а доля N_2 , CH_4 и H_2S существенно возрастает: N_2 до 30, CH_4 до 89, а H_2S до 63 мол. % (см. табл. 8).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Петрографическая характеристика рудовмещающих пород. По своим петрографо-минералогическим особенностям руд, а также по типу проявленных во вмещающих породах гидротермально-метасоматических изменений месторождение Угахан весьма сходно с другими месторождениями СГТ Бодайбинского района. Это сходство наблюдается и в отношении состава и содержания примесных элементов в сульфидах прожилково-вкрапленных руд (прежде всего, пирита) (рис. 8), а также по PT -условиям протекания рудообразующего процесса [Вагина, 2012; Yudovskaya et al., 2016; Ankusheva et al., 2020; Tarasova et al., 2022]. В этой связи при описании стадийности минералообразования на месторождении Угахан мы опирались на схему формирования месторождений СГТ, предложенную В.К. Немеровым [Немеров и др., 2010].

По результатам исследований нами выделено пять основных (+ гипергенез) стадий (рис. 9) формирования сульфидной минерализации на месторождении Угахан:

1. Ранняя низкотемпературная стадия седиментации и диагенетического преобразования осадочной толщи. Согласно [Будяк и др., 2019], возраст отложений бужуихтинской свиты ~ 635 —630 млн лет, соответственно, данный возраст может быть принят как время формирования фрамбоидов пирита-1, обогащенного золотом и рядом примесных элементов (например, As, Pb, Zn, Ag, Co, Ni, Cr) (см. рис. 8). По представлениям [Hamor, 1994], формирование таких фрамбоидов, вероятнее всего, связано с осаждением из коллоидных растворов на этапе седиментационно-диагенетического преобразования осадочных отложений.

2. На предрудной стадии катагенного перераспределения вещества вмещающих пород происходит образование мелких кубических кристаллов пирита-2. Кристаллы мелкого идиоморфного пирита-2 содержат микроразмерное золото на своей поверхности и наследуют повышенные концентрации элементов, характерных для пирита-1 (Pb, Zn, Ag, Co, Ni, Cr). Результаты экспериментов [Kirkpatrick, 1975; Mirowchick, Barnes, 1987] подтверждают, что идиоморфные кубические кристаллы образуются путем равномерного роста поверхности при относительно низкой температуре и спокойном флюидном режиме. В работе [Онуфриенок, 2021] показано, что начальная температура кристаллизации кубического пирита может составлять ~ 100 $^{\circ}\text{C}$.

Такая температура соответствует условиям раннего метагенеза (апокатагенетическая стадия) осадочных толщ. Согласно М.А. Юдовской [Юдовская и др., 2011], данный этап на территории Бодайбинского региона протекал около 555 млн л. н. В это время в Бодайбинском палеобассейне происходило накопление мощной молассоидной толщи анангской свиты юдомской группы [Станевич и др., 2007]. Накопление молассоидной толщи могло привести к увеличению литостатического давления и температуры в отложениях дальнетайгинского стратоуровня, что спровоцировало региональные изменения, достигающие стадии метагенеза ($P \sim 1$ кбар, $T = 90$ —110 $^{\circ}\text{C}$), и, соответственно, формирование кристал-

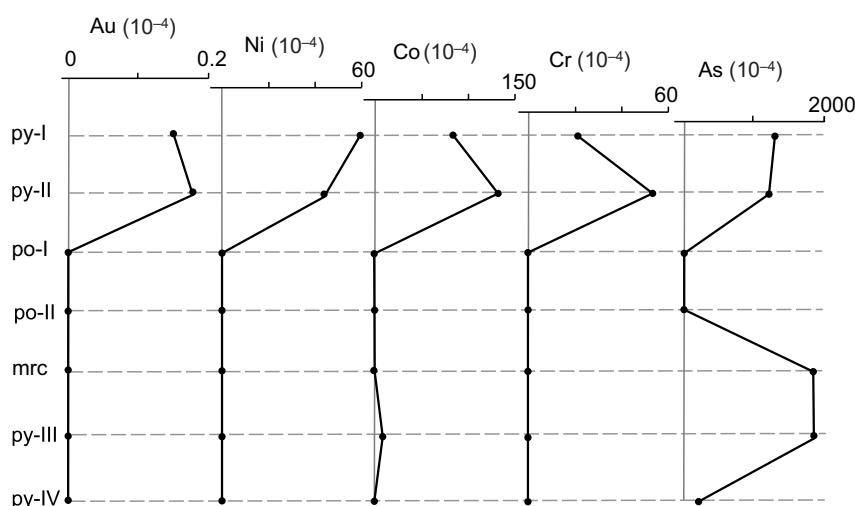


Рис. 8. Вариации средних концентраций элементов-примесей в сульфидах месторождения Угахан.

лов пирита-2. Важной особенностью ранних генераций пирита (руд-І, руд-ІІ) на месторождении Угахан является наличие золота до 0.19 г/т. Аналогичные генерации пирита (1 и 2) наблюдались на золоторудных объектах СГТ в Бодайбинском районе — Сухой Лог, Голец Высочайший, Красный. В них золото было установлено на поверхности в виде нанофаз без образования собственной минеральной формы [Таусон и др., 2009; Tarasova et al., 2020; Тарасова и др., 2021]. Преобразование данной стадии проходило в режиме низкотемпературных трансформаций с перераспределением рудных компонентов в составе катагенного флюида.

Метаморфический этап развития территории приходится на поздний силур—ордовик (421 ± 15 млн лет) и связан с коллизионно-акреционными процессами в южной периферии Сибирского кратона, приведшими к формированию гранитов S-типа мамского комплекса [Зорин и др., 2008]. Согласно [Немеров

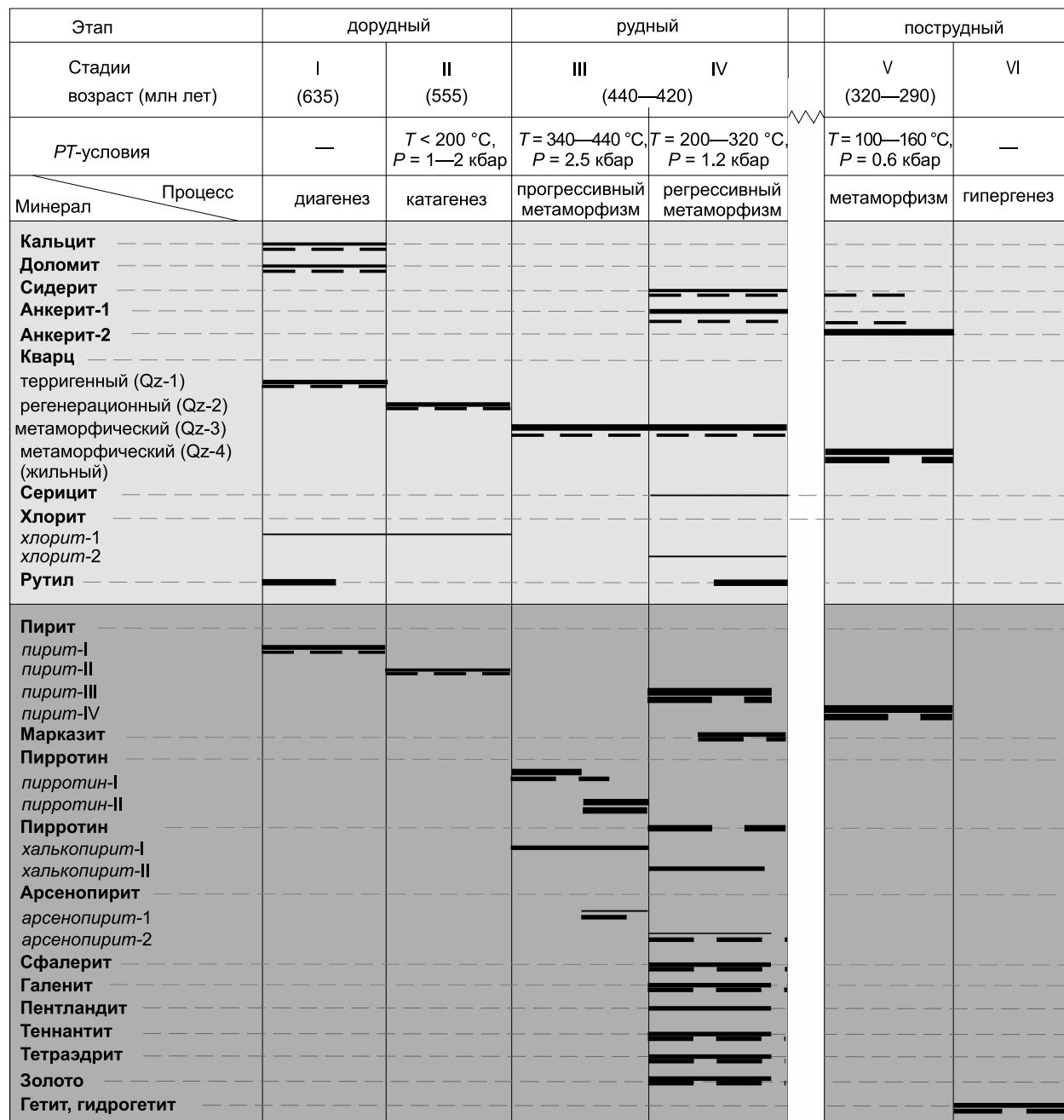


Рис. 9. Схема последовательности формирования рудной минерализации на месторождении Угахан (сплошная черная линия) в сопоставлении с месторождением Красный (штриховые линии), PT-условия, по [Tarasova et al., 2020].

и др., 2010; Ivanov et al., 2015], метаморфический этап включает в себя: третью прогрессивную (рудоподготовительную) и четвертую регрессивную (собственно рудную) стадии формирования месторождения.

3. Прогрессивная стадия метаморфизма протекает в условиях резкого повышения давления и температуры (до 3 кбар и 400 °C) (см. табл. 7). Экспериментальные данные показывают, что в таких условиях рудообразующие элементы (Zn, Cu, Au и др.) совместно с кремнеземом могут мигрировать в составе водно-солевых растворов и позднее переотлагаться в благоприятных обстановках [Дамдинов и др., 2022]. В результате воздействия высоких температур и давлений происходит перекристаллизация раннего кварца-2. Установленные зерна ранней разновидности пирротина-1, повторяющие морфологию пиритов-1 и -2, указывают на процесс пирротинизации. Аналогичные формы выделения пирротина были установлены ранее на месторождениях Сухой Лог и Красный [Large, Maslennikov, 2007; Паленова и др., 2015; Tarasova et al., 2020]. Согласно работам [Hall, 1986; Tomkins, 2010; Дамдинов и др., 2019; Вилор и др., 2021], развитие пирротина при температурах около 400 °C объясняется присутствием в породе органического вещества и появлением метаморфогенной воды. В результате реакции (1) [Tomkins, 2010] ранний пирит трансформируется в пирротин, а частично высвобождающиеся $S_{\text{сульф}}$ и CO_2 переходят в метаморфогенный флюид. Кроме того, при пирротинизации пирита последний теряет примесные элементы, включая золото (см. табл. 1; рис. 8):



Последующее появление низкожелезистого пирротина-2 и более позднего пирита-3 связано со снижением PT -параметров и достаточным количеством серосодержащей флюидной фазы. При этом пирротин-2, так же как его более ранняя разновидность, не несет благородно- и полиметалльной нагрузки (см. рис. 8). Согласно экспериментальным данным [Калиткина, 1971], высвобождение серы и элементов-примесей ведет к их перераспределению и обеспечивает последующую кристаллизацию наложенной полиметаллической ассоциации с золотом.

4) На регрессивной стадии метаморфизма при снижении PT -параметров рудной системы (см. табл. 7) происходит формирование пирита-3 совместно с самородным золотом и полиметаллической минеральной ассоциацией. Значимых содержаний примесных элементов на поверхности пирита-3, так же как в пирротине, не обнаружено. Исключение составляет As, содержания которого на поверхности пирита-3 являются максимальными, что соответствует стадии возникновения собственной арсенопиритовой (asp-II) минеральной фазы. Выявленное в рудной зоне развитие мелких метакристаллов сидерита и анкерита по периферии сульфидных агрегатов подтверждает протекание рудного процесса в присутствии углекислотной флюидной фазы (реакция (1)).

5) Пострудная стадия представлена возникновением крупных кристаллов идиоморфного пирита-4 в кварц-карбонатной оторочке, что предполагает реактивацию гидротермального процесса, вызвавшего перераспределение ранее отложенного вещества. Пирит пострудной стадии не содержит золота и прочих примесных элементов. Этот процесс протекал при более низких PT -параметрах (100—160 °C и 0.2—0.8 кбар) относительно рудного процесса.

Поведение макро- и микрокомпонентов в рудном процессе. Отличительной чертой отложений бужуихтинской свиты относительно стандарта PAAS является высокий уровень содержаний S_{tot} , CaO и некоторых элементов-примесей Ba, Sr, Mo и U. Высокое среднее содержание кальция во вмещающих отложениях бужуихтинской свиты (> 5 %) является следствием высокой доли карбонатного материала в породах нижней и верхней подсвит бужуихтинской свиты. Для непосредственно вмещающей рудные тела средней подсвиты, сложенной преимущественно метапесчаниками, среднее содержание CaO заметно ниже (2.5—4.0 %). Содержание железа и серы в отложениях бужуихтинской свиты более чем в 2 раза выше относительно стандарта PAAS (~5 и ~2 % соответственно). При этом по мере приближения к рудным зонам концентрация железа и серы возрастает и достигает максимальных значений в рудной зоне (~9 и ~3.5 % соответственно). Такое их поведение согласуется с увеличением доли сульфидов в породах в пределах рудной зоны месторождения. Корреляция содержаний S_{tot} с Fe_2O_3 и золотом в пределах рудной зоны месторождения достигает +0.9 (по 136 образцам).

Распределение содержаний элементов сидерохалькофильной специализации в породах бужуихтинской свиты имеет более сложный характер. Наблюдаются повышенные содержания Au, Ag, Pb, Zn, близкие к фоновым значениям содержания Co, Cu, Ni, Cr, Mn и на порядок более низкие относительно PAAS содержания As (см. табл. 3, 4; рис. 10). При этом содержание золота в отложениях бужуихтинской свиты (в среднем 0.009 г/т) в несколько раз превышает фоновые значения нижележащих пород балаганахской серии (< 0.003 г/т).

Отметим увеличенные относительно фона также содержания таких элементов, как Ba, Sr, Mo и U, которые, согласно [Богданов и др., 2006], являются наиболее «кореольными» элементами гидротермальных систем зоны рассеянного спрединга. Такое распределение элементов косвенно подтверждает идею

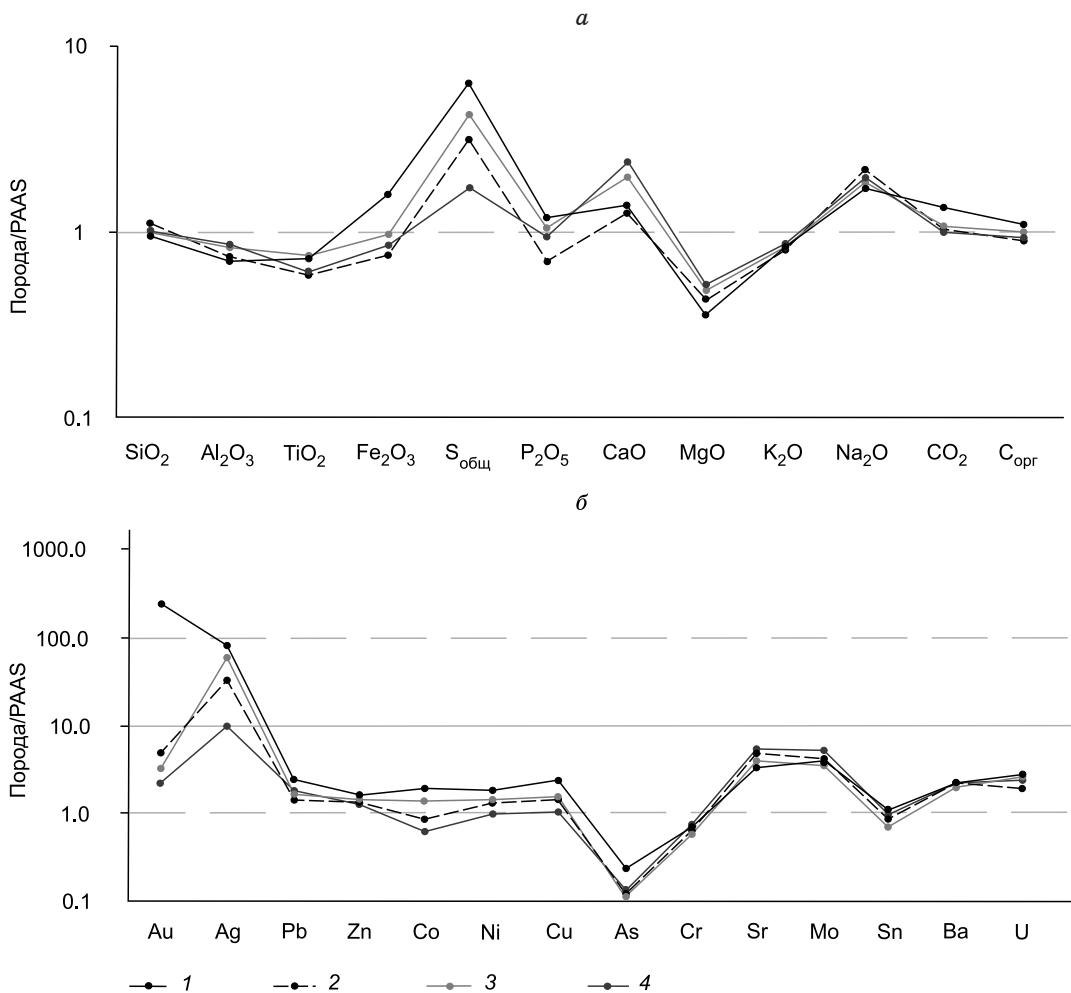


Рис. 10. Распределение петрогенных компонентов (а) и рассеянных элементов (б) в рудах и вмещающих породах месторождения Угахан (нормировано на PAAS [Condie, 1993]).

1 — руда; 2, 3 — зоны минерализации: bz₁¹ (2), bz₂² (3); 4 — вмещающая порода.

о поступлении в бассейн продуктов гидротермальной деятельности, связанной со становлением Муйской островодужной системы начиная с бужуихтинского времени [Станевич и др., 2010], очаг которой, согласно [Жмодик и др., 2006; Гордиенко, 2008], мог находиться на удалении от Байкало-Патомского бассейна седиментации. Обогащение отложений бужуихтинской свиты полиметаллической ассоциацией элементов с барием коррелирует с отложениями Олокитской структуры, являющейся составной частью БС [Дистанов и др., 1983; Немеров и др., 2010]. Подтверждением тому является существование бариеносного (с полиметаллами) горизонта Олокитской рифтогенной структуры (ондокская свита), стратиграфически коррелирующей с отложениями дальнетайгинской серии [Будяк и др., 2019].

Вариации содержаний щелочных компонентов (K_2O , Na_2O), независимо от наличия или отсутствия золоторудной минерализации, в пределах бужуихтинской свиты незначительны (см. рис. 10). Нейтральная корреляционная связь ($KK\text{ Au} - [K_2O]^{+0.1} [Na_2O]^{-0.3}$) в рудных телах месторождения (по 136 образцам) не подтверждает модель формирования месторождения в результате щелочного метасоматоза эндогенного генезиса. Общее содержание кремнезема в рудных и безрудных интервалах метаосадочных пород близко и подчиняется присутствию в породе кварцевых песчаников. Это свидетельствует об отсутствии дополнительного поступления SiO_2 в зону рудоотложения из внешних источников. По характеру поведения кремнезема и щелочных компонентов месторождение Угахан аналогично месторождениям СГТ [Будяк, Брюханова, 2012; Брюханова и др., 2014; Tarasova et al., 2020].

Флюидные включения. Полученные характеристики флюидных включений в кварце-3 и кварце-4 показывают эволюцию PT -параметров в рудообразующем процессе. Начальная его стадия характеризовалась относительно высокими значениями давления (~ 3 кбар) и температуры (~ 440 °C), а также

повышенным содержанием во флюиде CO_2 , появление которого мы связываем с взаимодействием гидротермальных растворов с органическим веществом осадочных пород. В течение следующей стадии отмечено снижение как давления (0.4—1.2 кбар), так и температуры (220—340 °C). Столь резкое снижение давления при медленном остывании объясняется протеканием гидротермального процесса этой стадии с синхронным формированием крупных полостей по механизму межслоевого скольжения, что приводило к падению в этих зонах давления и остыванию системы [Ванин и др., 2022]. Присутствующие в составе флюидных включений N_2 и CH_4 (см. табл. 8; рис. 7) могут являться продуктами термического разложения осадочных органических веществ. Появление H_2S в синрудном среднетемпературном флюиде подтверждает формирование рудоносного флюида, обогащенного сероводородной компонентой в результате пирротинизации на высокотемпературной предрудной стадии.

Наложенный пострудный этап характеризуется низкой температурой (100—160 °C) и сопоставимым давлением (0.2—0.8 кбар). Значительное снижение во флюидных включениях пострудной стадии CO_2 с одновременным увеличением N_2 , CH_4 и особенно H_2S свидетельствует об истощении флюида углекислотной составляющей на предшествующей стадии рудоотложения. Приведенные выше составы и PT -параметры выделенных стадий формирования месторождения Угахан идентичны полученным ранее для других объектов СГТ (рис. 11).

Источники серы и свинца рудной минерализации месторождения Угахан. Сульфиды прожилково-вкрапленной минерализации месторождения Угахан проявляют высокую степень неоднородности изотопного состава серы. Масштаб вариаций $\delta^{34}\text{S}$ в пиритах месторождения достигает 7 ‰ (от +2.7 ‰ (руд-IV) до +9.1 ‰ (руд-III)). По сравнению с сульфидами руд значения $\delta^{34}\text{S}$ в сланцах бужуихтинской свиты за пределами месторождения, измеренные валовым методом, демонстрируют более тяжелый изотопный состав серы и более широкий диапазон вариаций (от +4.2 до +16.4 ‰) (рис. 12). В целом значения $\delta^{34}\text{S}$ месторождения Угахан попадают в область, характерную для сульфидов морских отложений осадочных бассейнов неопротерозойского возраста [Canfield, Raiswell, 1999; Chang et al., 2008].

Широкое перекрытие интервалов величин $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов руд месторождения Угахан и безрудных пород бужуихтинской свиты не противоречат идею о заимствовании серы рудообразующим флюидом из вмещающих пород без участия дополнительного (магматогенного) источника. Гомогенизация и «облегчение» изотопного состава серы в рудах относительно вмещающих их пород ранее были отмечены для многих месторождений СГТ (см. рис. 12). Такое поведение $\delta^{34}\text{S}$, по мнению Е.О. Дубининой с соавторами [Дубинина и др., 2010], объясняется флюидной миграцией серы.

Значительные вариации $\delta^{34}\text{S}$ в сульфидах месторождений «сухоложского» типа исследователи объясняют с разных позиций. Согласно одной из них [Distler et al., 2004; Русинов и др., 2008], вариации обусловлены смешением в зоне рудоотложения «тяжелой» серы осадочно-диагенетического происхождения и «легкой» серы, поступавшей из магматического гранитоидного источника. Эта точка зрения не поддерживается результатами других изотопно-геохимических ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, Pb , Sr , Nd) исследований, из которых следует, что магматический источник не принимал участие в формировании прожилково-вкрапленной минерализации месторождений «сухоложского» типа [Лаверов и др., 2007; Дубинина и др., 2010, 2014; Чугаев, Чернышев, 2017]. В качестве другой возможной причины указывается первичная неоднородность изотопного состава осадочной серы [Chang et al., 2008]. Однако такой подход не объясняет наличие значительных вариаций $\delta^{34}\text{S}$ на уровне отдельных зерен пирита. Следует также отметить и определенную закономерность в установленных локальным методом вариациях $\delta^{34}\text{S}$ на место-

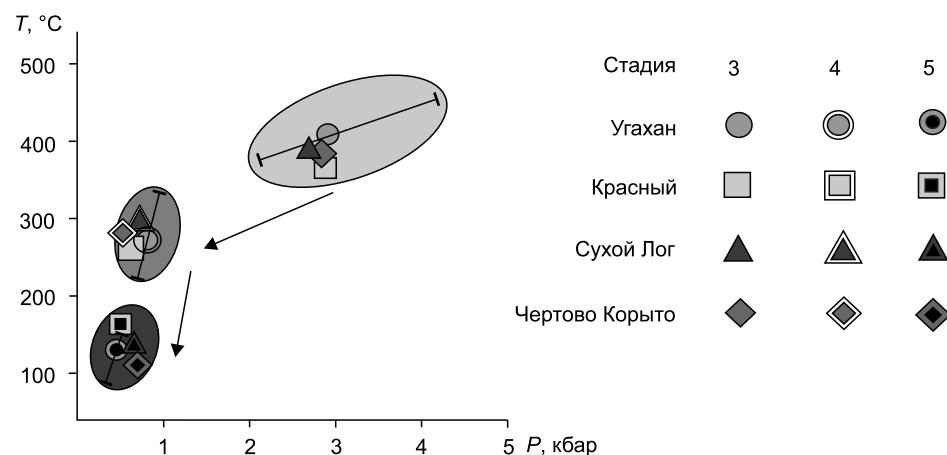


Рис. 11. Сравнение PT -параметров флюидных включений месторождения Угахан с месторождениями СГТ, по [Юдовская и др., 2011; Вагина, 2012; Tarasova et al., 2020, 2022].

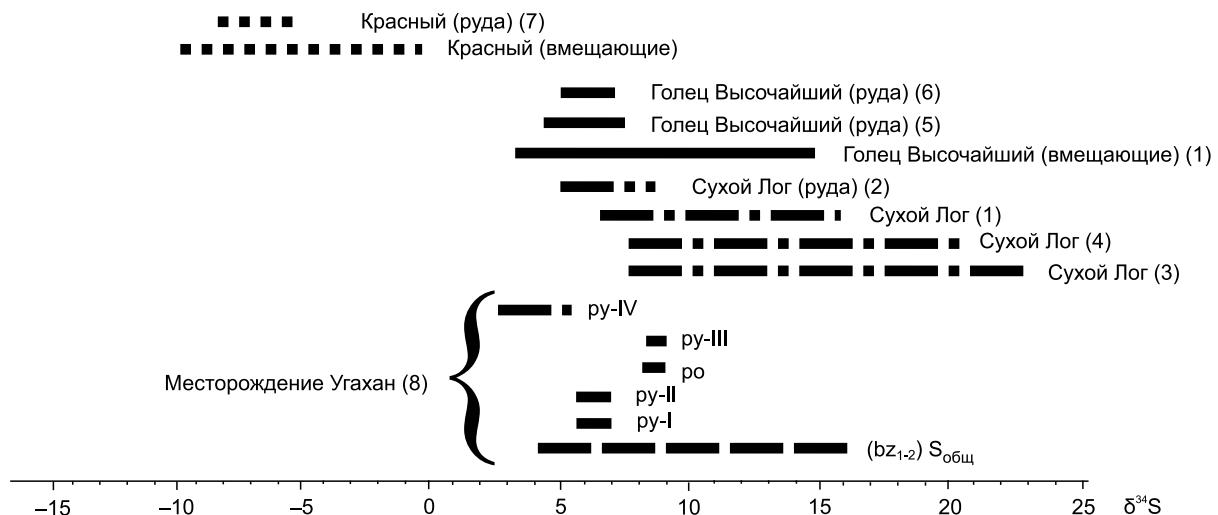


Рис. 12. Сопоставление вариаций $\delta^{34}\text{S}$ в пирите из прожилково-вкрапленной минерализации месторождений СГТ (Северное Забайкалье) по данным:

1 — [Русинов и др., 2008]; 2 — [Будяк, 2009]; 3 — [Дубинина и др., 2010]; 4 — [Кряжев и др., 2010]; 5 — [Тарасова и др., 2021]; 6 — [Онищенко, Сокерина, 2021]; 7 — [Tarasova et al., 2020]; 8 — настоящая работа.

рождении Угахан. Она выражается в последовательном «утяжелении» $\delta^{34}\text{S}$ от ранних осадочно-диагенетических пиритов (py-I, -II) к более поздним (метаморфогенным) сульфидам (po, mrc, py-III) и резкое облегчение в пострудных пиритах-4. Значения $\delta^{34}\text{S}$ для каждой из генераций находятся в относительно узких интервалах, которые практически не перекрываются друг с другом (см. рис. 12). «Утяжеление» изотопного состава серы пирротина и пирита-3 относительно ранних пиритов-1 и -2 может быть следствием высокотемпературного процесса рудного этапа, который сопровождался реакцией пирротинизации пирита. При этом первичный диагенетический пирит, по реакции (1), теряет часть изотопно «легкой» серы в комплексе H_2S , участие которого на стадии рудоотложения, согласно данным изучения флюидных включений, не существенно. Увеличение доли N_2 , CH_4 и H_2S во флюиде пострудной стадии, вероятно, являлось причиной резкого облегчения $\delta^{34}\text{S}$ py-IV относительно py-III.

Соответственно механизм фракционирования изотопов серы в результате изменения физико-химических условий в течение эволюции рудообразующего процесса являлся дополнительным (наряду с первичной неоднородностью осадочной серы) фактором, определившим вариации изотопного состава серы на месторождениях СГТ [Дистлер и др., 1996; Дубинина и др., 2010].

Pb-изотопные характеристики. Ранее выполненные Pb-Pb исследования месторождений «сухоложского» типа [Неймарк и др., 1993; Чернышев и др., 2009; Чугаев и др., 2014; Чугаев, Чернышев, 2017; Tarasova et al., 2020] выявили высокую степень неоднородности изотопного состава Pb как внутри отдельных месторождений, так и для группы в целом. Например, на месторождениях Сухой Лог, Вернинское и Красный, для которых получены наиболее детальные Pb-Pb данные, масштаб вариаций изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ значителен, а величины коэффициента вариации составляют $\nu_{6/4} = 0.4\text{--}0.9\%$ и $\nu_{8/4} = 0.3\text{--}0.5\%$. По этому параметру ($\nu_{6/4} = 0.6\%$ и $\nu_{8/4} = 0.4\%$) прожилково-вкрапленные руды месторождения Угахан сходны с другими месторождениями «сухоложского» типа. По абсолютным величинам изотопные отношения Pb прожилково-вкрапленной минерализации месторождения Угахан отличаются от таковых ранее изученных месторождений. Эти отличия выражаются, прежде всего, в систематически более низких содержаниях «ураногенных» изотопов ^{206}Pb и ^{207}Pb в рудном свинце. Как следствие, средние значения отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17.7 \pm 0.1$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.56 \pm 0.07$ для руд месторождения Угахан меньше, чем таковые для других месторождений «сухоложского» типа: Сухой Лог — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.2 \pm 0.2$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.59 \pm 0.03$; Вернинское — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.4 \pm 0.1$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.63 \pm 0.02$; Красный — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.5 \pm 0.1$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.66 \pm 0.01$.

Отмеченные особенности изотопного состава Pb месторождения Угахан наиболее контрастно проявлены на Pb-Pb изотопных диаграммах (рис. 13), на которых для сравнения также приведены ранее опубликованные Pb-Pb данные для месторождений «сухоложского» типа. Точки изотопного состава Pb сульфидов месторождения Угахан образуют поле, которое как на диаграмме с ураногенными изотопами свинца (см. рис. 13, а), так и на диаграмме с торогенным изотопом ^{208}Pb (см. рис. 13, б) лежат за преде-

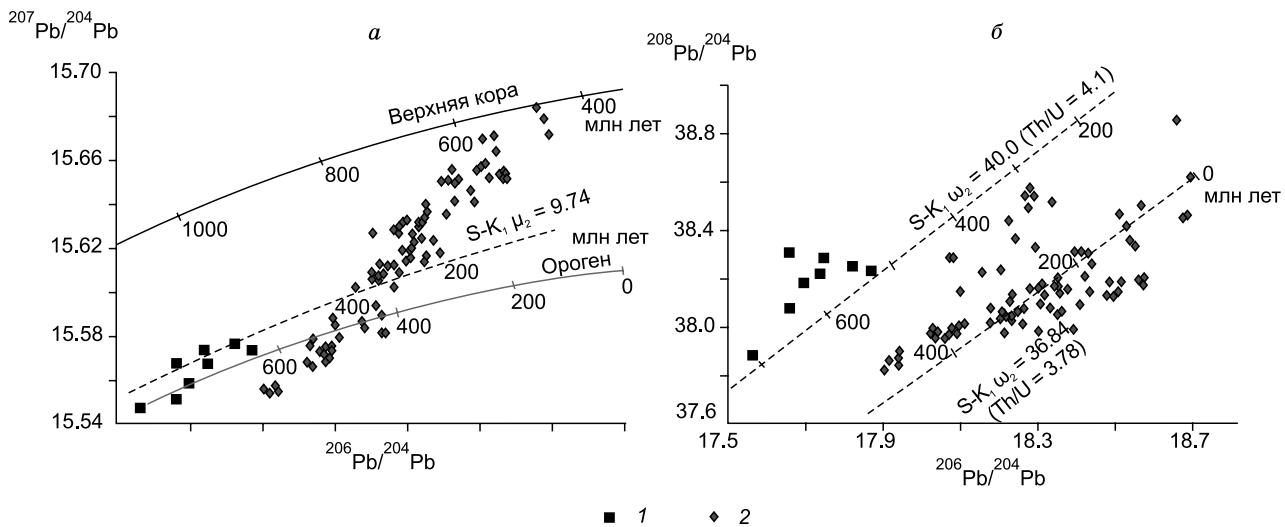


Рис. 13. Pb-Pb изотопные диаграммы для золоторудных месторождений «сухоложского» типа.

Показаны среднекоровая эволюционная кривая (штриховая линия), по модели Стейси-Крамерса [Stacey, Kramers, 1975], эволюционные кривые «верхняя кора» и «ороген» (сплошные линии) по модели Зартмана—Доу [Zartman, Doe, 1981].

1 — Угахан [наст. работа], 2 — Сухой Лог, Вернинское, Красное, Голец Высочайший [Чернышев и др., 2009; Чугаев и др., 2013; Чугаев, Чернышев, 2017; Tarasova et al., 2020]; а, б — пояснения см. в тексте.

лами области значений месторождений «сухоложского» типа. Положения этих полей относительно эволюционных кривых модели Стейси—Крамерса [Stacey, Kramers, 1975] свидетельствуют, что источник свинца сульфидов прожилково-вкрашенной минерализации месторождения Угахан обладал величинами параметра $\mu_2 = 9.71 \pm 0.03$, близкими к среднекоровому значению ($\mu_2 = 9.74$), и характеризовался высокими $\omega_2 = 40.8 \pm 0.6$ по сравнению со среднекоровым $\omega_2 = 36.84$. Модельные параметры этого источника позволяют идентифицировать его как коровий. В свою очередь, нахождение точек сульфидов вблизи эволюционной кривой орогена по модели Зартман—Доэ [Zartman, Doe, 1981] дает основание предполагать в качестве потенциального источника свинца для руд месторождения Угахан осадочные отложения морских бассейнов. В пользу такой интерпретации свидетельствуют повышенные модельные значения Th/U (4.20 ± 0.07) и $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$ (40.8 ± 0.6) отношений в предполагаемом источнике, что характерно для морских отложений континентальных склонов [Frei et al., 2009; Chugaev et al., 2020]. Близкое значение Th/U (3.88 ± 0.6 , 1σ , $n = 10$) отношения получены по результатам анализа безрудных метапесчаников бужуихтинской свиты. Таким образом, Pb-Pb данные свидетельствуют о преимущественном поступлении свинца в минералообразующую систему месторождения Угахан из вмещающих метаосадочных пород. Данный вывод согласуется с изотопно-геохимическими исследованиями [Русинов и др., 2008; Чернышев и др., 2009; Иконникова и др., 2010; Будяк, Брюханова, 2012; Дубинина и др., 2014; Чугаев, Чернышев, 2017; Tarasova et al., 2020] других месторождений «сухоложского» типа, установивших важную роль осадочных толщ Бодайбинского синклиниория в качестве источника рудообразующих компонентов.

Особенностью рудного свинца для большинства месторождений «сухоложского» типа является наличие корреляционной зависимости в вариациях отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, которая на «ураногенной» диаграмме выражается в виде общего тренда (см. рис. 13, а). Данный тренд представляет собой линию смешения «орогенного» и верхнекорового свинца и отражает первичную геохимическую (включая Pb-изотопную) неоднородность позднепротерозойских метаосадочных толщ Бодайбинского рудного района, образованных за счет материала пород древней коры Сибирского кратона и новообразованной позднепротерозойской коры Байкало-Муйского пояса [Чугаев, Чернышев, 2017; Чугаев и др., 2018; Powerman et al., 2015]. Видно, что расположение точек рудного свинца месторождения Угахан на $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ диаграмме не подчинено общему «сухоложскому» тренду. Этот факт коррелирует с геологической позицией этого месторождения, для которого оруденение локализовано в метаосадочных толщах бужуихтинской свиты. Их формирование, в отличие от пород других рудовмещающих стратиграфических уровней, происходило в условиях открытого морского бассейна на пассивной континентальной окраине [Немеров и др., 2010; Будяк и др., 2015]. В этих условиях доминировал снос терригенного материала с Сибирского кратона, на что указывают низкие значения $\epsilon_{\text{Nd}}(T) \sim -15$ [Чугаев и др., 2018]. Напротив, лежащие выше по стратиграфическому разрезу породы хомолхинской и аунакит-

ской свит, вмещающие все остальные золоторудные месторождения Бодайбинского района, накапливались в условиях бассейна типа «foreland» при участии в процессах осадконакопления вещества двух геохимических типов континентальной коры — древней (раннедокембрийской) коры Сибирского кратона и новообразованной позднедокембрийской коры Байкало-Муйского пояса [Чугаев и др., 2018].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате изучения месторождения Угахан выделены его наиболее значимые характеристики.

1. Одним из основных факторов локализации месторождения золота Угахан является его литолого-стратиграфическая приуроченность к контакту углеродсодержащих филлитовидных сланцев и песчанистых пачек.

2. Рудная минерализация месторождения представлена сменой ранней диа-катагенетической пиритовой (py-I, py-II) → метаморфогенной пирротиновой (po, cpy, asp) → метаморфогенно-метасоматической пирит-полиметаллической (cpy, asp, py-III, gln, sph, pn, mrc) → пострудной пиритовой (py-IV) ассоциациями. Последовательность образования минеральных ассоциаций совпадает с выделенными ранее ассоциациями на других месторождениях «сухоложского» типа.

3. Из геохимических данных следует, что формирование рудной минерализации происходило за счет вещества вмещающих черносланцевых отложений бужуихтинской свиты. Такой вывод подтверждает метаморфогенно-метасоматическую модель формирования орогенных месторождений «сухоложского типа» Бодайбинского региона.

4. *PT*-параметры рудного этапа формирования месторождения Угахан характеризуются максимально высокими температурой и давлением на предрудной метаморфической стадии и резким снижением давления и медленным остыванием на продуктивной рудной стадии. Такая *PT*-эволюция системы возможна в результате разуплотнения вмещающих толщ с формированием зон повышенной проницаемости. Данный вывод соответствует модели развития рудного процесса, предложенной ранее для месторождений СГТ [Дамдинов и др., 2019; Tarasova et al., 2020].

5. Данные об изотопном составе серы свидетельствуют о ее заимствовании в рудный флюид из вмещающих метаосадочных толщ бужуихтинской свиты. Это согласуется с представлением о ведущей роли вмещающих метаосадочных отложений как источника вещества при формировании золоторудной минерализации месторождений «сухоложского» типа [Буряк, Хмельевская, 1997; Чернышев и др., 2009; Дубинина и др., 2014; Tarasova et al., 2020; Тарасова и др., 2022].

Таким образом, в результате сопоставления полученных параметров месторождения Угахан с изученными ранее месторождениями Сухой Лог, Голец Высочайший и Красный мы приходим к выводу о правомерности отнесения месторождения Угахан к группе месторождений СГТ, что значительно увеличивает перспективы обнаружения крупнообъемных месторождений в отложениях бужуихтинской свиты.

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ № 22-27-00074.

ЛИТЕРАТУРА

Бабяк В.Н., Блинов А.В., Тарасова Ю.И., Будяк А.Е. Новые данные о геолого-структурных особенностях золоторудных месторождений Ожерелье, Ыканское, Угахан и Голец Высочайший // Науки о Земле и недропользование, 2019, т. 42, № 4, с. 388—412. doi: <http://dx.doi.org/10.21285/2686-9993-2019-42-4-388-412>.

Богданов Ю.А., Лисицын А.П., Сагалевич А.М., Гурвич Е.Г. Гидротермальный рудогенез океанского дна. М., Наука, 2006, 527 с.

Борисенко А.С. Изучение солевого состава растворов газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика, 1977 (8), с. 16—27.

Брюханова Н.Н., Бычинский В.А., Будяк А.Е. Термодинамическая модель рудного этапа формирования месторождения «Сухой лог» // ДАН, 2014, т. 455, № 2, с. 189—191.

Будяк А.Е. Геохимические особенности золоторудных месторождений парагенетически связанных с черносланцевыми толщами (Восточная Сибирь): Автореф. дис. ...к.г.-м.н. Иркутск, ИГХ СО РАН, 2009, 24 с.

Будяк А.Е., Брюханова Н.Н. Селен, висмут и ртуть месторождений золота различных генетических типов в черносланцевых формациях // Геохимия, 2012, № 9, с. 881—888.

Будяк А.Е., Горячев Н.А., Развозжаева Э.А., Спиридов А.М., Соцкая О.Т., Брюханова Н.Н. Геохимия рассеянного органического вещества в золоторудных месторождениях черносланцевых формаций // ДАН, 2015, т. 463, № 6, с. 692—695.

Будяк А.Е., Скузоватов С.Ю., Тарасова Ю.И., Ванг К.Л., Горячев Н.А. Единая неопротерозойская-раннепалеозойская эволюция рудоносных осадочных комплексов юга Сибирского кратона // ДАН, 2019, т. 484, № 3, с. 335—339.

- Буряк В.А.** Метаморфизм и рудообразование. М., Недра, 1982, 256 с.
- Буряк В.А.** Формирование золотого оруденения в углеродсодержащих толщах // Известия Академии наук СССР. Серия химическая, 1987, № 12, с. 94—105.
- Буряк В.А., Хмелевская Н.М.** Сухой Лог — одно из крупнейших золоторудных месторождений мира (генезис, закономерности размещения оруденения, критерии прогнозирования). Владивосток, Дальнаука, 1997, 156 с.
- Вагина Е.А.** Состав флюидных включений золоторудного месторождения Чертово Корыто // Материалы XV Всероссийской конференции по термобарогеохимии. М., ИГЕМ РАН, 2012, с. 23—24.
- Валл Г.А., Воропаева Е.В.** Способ определения металлических примесей в органических средах // Аналитика Сибири, 1986, Красноярск, ч. 1, с. 44.
- Ванин В.А., Мазукабзов А.М., Юдин Д.С., Блинов А.В., Тарасова Ю.И.** Наложенные деформации герцинского времени в структуре месторождения Голец Высочайший (Байкало-Патомский пояс), $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данные // Геодинамика и тектонофизика, 2022, т. 13, № 1, с. 1—13.
- Вилор Н.В., Волкова М.Г., Будяк А.Е., Горячев Н.А., Павлова Л.А., Спиридов А.М., Брянский Н.В., Данилов Б.С.** Сульфоарсенидное оруденение с золотом в зоне смятия на Восточно-Забайкальской ветви Монголо-Охотской сутуры (месторождение Погромное, Восточное Забайкалье, Россия) // Тихоокеанская геология, 2021, т. 40, № 4, с. 33—50.
- Вуд Б.Л., Попов Н.П.** Гигантское месторождение золота Сухой Лог (Сибирь) // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (3), с. 315—341.
- Дамдинов Б.Б., Дамдинова Л.Б., Жмодик С.М., Миронов А.Г.** Состав и условия формирования золотоносных пирротиновых руд Восточного Саяна (на примере рудопроявления Ольгинское) // Геология и геофизика, 2019, т. 60 (5), с. 666—687.
- Дамдинов Б.Б., Котельников А.Р., Сук Н.И., Дамдинова Л.Б., Котельникова З.А., Ахмеджанова Г.М., Шаповалов Ю.Б.** Экспериментальные исследования транспорта компонентов сульфидных руд в присутствии флюидной фазы при повышенных *PT*-параметрах // ДАН, 2022, т. 507, № 2, с. 209—216.
- Дистанов Э.Г., Ковалев К.Р., Пономарев В.Г.** Генетические особенности колчеданно-полиметаллического оруденения Северного Прибайкалья // Геология и полезные ископаемые в полосе БАМ Северного Прибайкалья. М., Наука, 1984, с. 33—37.
- Дистлер В.В., Митрофанов Г.Л., Немеров В.К., Коваленко В.А., Мохов А.В., Семенкина Л.К., Юдовская М.А.** Формы нахождения металлов платиновой группы и их генезис в золоторудном месторождении Сухой Лог (Россия) // Геология рудных месторождений, 1996, т. 38, № 6, с. 467—484.
- Дубинина Е.О., Иконникова Т.А., Чугаев А.В.** Неоднородность изотопного состава серы пирита на месторождении Сухой Лог и определяющие ее факторы // ДАН, 2010, т. 435, № 6, с. 786—790.
- Дубинина Е.О., Чугаев А.В., Иконникова Т.А., Авдеенко А.С., Якушев А.И.** Источники вещества и флюидный режим формирования кварц-карбонатных жил на месторождении золота Сухой Лог, Байкало-Патомское нагорье // Петрология, 2014, т. 22, № 4, с. 347—379.
- Зорин Ю.А., Мазукабзов А.М., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Пресняков С.Л., Сергеев С.А.** Силурский возраст главных складчатых деформаций рифейских отложений Байкало-Патомской зоны // ДАН, 2008, т. 423, № 2, с. 228—233.
- Иванов А.И.** Золото Байкало-Патома (геология, оруденение, перспективы). М., ЦНИГРИ, 2014, 215 с.
- Иконникова Т.А., Дубинина Е.О., Сароян М.Р., Чугаев А.В.** Изотопный состав кислорода жильного кварца и вмещающих пород на месторождении Сухой Лог (Россия) // Геология рудных месторождений, 2009, т. 51, № 6, с. 560—567.
- Калиткина Н.А.** Изучение процессов укрупнения и дезинтеграции золота в пирите и арсенопирите // Вестник МГУ. Серия геологическая, 1971, № 5, с. 107—110.
- Киргинцев А.Н., Трушникова Л.Н., Лаврентьев В.Г.** Растворимость неорганических веществ в воде. Л., Изд-во «Химия», 1972, 248 с.
- Кряжев С.Г., Прасолов Э.М., Розинов М.И., Сергеев С.А.** Изотопный состав благородных газов флюидных включений в жильном кварце Ленского золотоносного района // XIX симпозиум по геохимии изотопов им. академика А.П. Виноградова. Тезисы докладов. М., ГЕОХИ РАН, 2010, с. 197—200.
- Лаверов Н.П., Чернышев И.В., Чугаев А.В., Баирова Э.Д., Гольцман Ю.В., Дистлер В.В., Юдовская М.А.** Этапы формирования крупномасштабной благороднometалльной минерализации месторождения Сухой Лог (Восточная Сибирь): результаты изотопно-геохронологического изучения // ДАН, 2007, т. 415, № 2, с. 236—241.
- Мартихаева Д.Х., Макрыгина В.А., Воронцов А.Е., Развозжаева Э.А.** Углеродистое вещество в метаморфических и гидротермальных породах. Новосибирск, Академ. изд-во «Гео», 2001, 120 с.

Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Ризванова Н.Г., Гороховский Б.М. О полихронности Ангаро-Витимского батолита по данным U-Pb метода по циркону и сфену // ДАН, 1993, т. 333, № 5, с. 634—637.

Немеров В.К., Станевич А.М., Развозжаева Э.А., Будяк А.Е., Корнилова Т.А. Биогенно-седиментационные факторы рудообразования в неопротерозойских толщах Байкало-Патомского региона // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (5), с. 729—747.

Онищенко С.А., Сокерина Н.В. Особенности формирования золоторудного черносланцевого месторождения Голец Высочайший (Бодайбинский рудный район) // Геология рудных месторождений, 2021, т. 63, № 2, с. 154—173.

Онуфриенок В.В. Распределение вакансий в матрице пирита на различных глубинах залеганий породы // Тенденции развития науки и образования, 2021, № 79-2, с. 119—123.

Паленова Е.Е., Белогуб Е.В., Плотинская О.Ю., Новоселов К.А., Масленников В.В., Котляров В.А., Блинов И.А., Кузьменко А.А., Грибоедова И.Г. Эволюция состава пирита на золоторудных месторождениях Копыловское и Кавказ в черносланцевых толщах (Бодайбинский район, Россия) по данным РСМА и ЛА-ИСП-МС // Геология рудных месторождений, 2015, т. 57, № 1, с. 71—92.

Петров Б.В., Макрыгина В.А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма / Ред. Б.М. Шмакин. Новосибирск, Наука, 1975, 342 с.

Подковыров В.Н., Маслов А.В. Условия образования протолитов метапелитов верхнего рифея и венда Бодайбинской зоны Байкало-Патомского складчатого пояса // Геохимия, 2022, т. 60, № 9, с. 842—863.

Развозжаева Э.А., Спиридов А.М., Таусон В.Л., Будяк А.Е. Формы золота в геополимерах углистых сланцев (Патомское нагорье, Восточная Сибирь) // Геохимия, 2011, № 9, с. 998—1004.

Русинов В.Л., Русинова О.В., Кряжев С.Г., Щегольков Ю.В., Алышева Э.И., Борисовский С.Е. Окаторудный метасоматизм терригенных углеродистых пород в Ленском золоторудном районе // Геология рудных месторождений, 2008, т. 50, № 1, с. 3—46.

Савчук Ю.С., Волков А.В. Крупные и суперкрупные орогенные золотые месторождения: геодинамика, структура, генетические следствия // Литосфера, 2019, т. 19, № 6, с. 813—833.

Станевич А.М., Мазукабзов А.М., Постников А.А., Немеров В.К., Писаревский С.А., Гладко-чуб Д.П., Донская Т.В., Корнилова Т.А. Северный сегмент Палеоазиатского океана в неопротерозое: история седиментогенеза и геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 60—79.

Станевич А.М., Машук И.М., Мазукабзов А.М., Постников А.А., Корнилова Т.А. Южный фрагмент Сибирского кратона: ландшафтная история за два миллиарда лет // Геодинамика и тектонофизика, 2010, т. 1, № 1, с. 103—118.

Тарасова Ю.И., Будяк А.Е., Иванов А.В., Горячев Н.А., Игнатьев А.В., Веливецкая Т.А., Радомская Т.А., Блинов А.В., Бабяк В.Н. Типоморфизм, типохимизм и изотопно-геохимические характеристики сульфидов железа месторождения Голец Высочайший (Восточная Сибирь) // Записки РМО, 2021, т. 150, № 1, с. 63—75, doi: 10.31857/S0869605521010123.

Тарасова Ю.И., Будяк А.Е., Горячев Н.А., Игнатьев А.В., Веливецкая Т.А., Блинов А.В., Горячева Е.М. Типоморфизм сульфидов золоторудного месторождения Угахан (Байкало-Патомское нагорье) // ДАН, 2022, т. 503, № 1, с. 12—17.

Таусон В.Л., Немеров В.К., Развозжаева Э.А., Спиридов А.М., Липко С.В., Будяк А.Е. Парагенетические отношения пирита, углерода и золота на месторождении Сухой Лог и типоморфизм поверхности пирита // ДАН, 2009, т. 426, № 4, с. 528—532.

Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М., Рейков М., Лю Д.И., Ларионов А.Н., Пресняков С.Л., Лепехина Е.Н., Сергеев С.А. Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (9), с. 1249—1276.

Цыганков А.А., Хубанов В.Б., Бурмакина Г.Н., Удоратина О.В. Изотопная структура коры и источники магм позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Граниты и эволюция Земли: мантия и кора в гранитообразовании. Материалы III Международной геологической конференции, 28—31 августа 2017 г., Екатеринбург, 2017, с. 331—333.

Чернышев И.В., Чугаев А.В., Шатагин К.Н. Высокоточный изотопный анализ Pb методом многоколлекторной ICP-масс-спектрометрии с нормированием по $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl}$: оптимизация и калибровка метода для изучения вариаций изотопного состава Pb // Геохимия, 2007, № 11, с. 1155—1168.

Чернышев И.В., Чугаев А.В., Сафонов Ю.Г., Сароян М.В., Юдовская М.А., Еремина А.В. Изотопный состав свинца по данным высокоточного MC-ICP-MS-метода и источники вещества крупномасштабного благороднометалльного месторождения Сухой Лог (Россия) // Геология рудных месторождений, 2009, т. 51, № 6, с. 550—559.

Чугаев А.В., Чернышев И.В. Pb-Pb изотопная систематика орогенных месторождений золота Байкало-Патомского складчатого пояса (Северное Забайкалье, Россия) и оценка роли неопротерозойской коры в их формировании // Геохимия, 2017, № 11, с. 1027—1040.

Чугаев А.В., Чернышев И.В., Бортников Н.С., Коваленкер В.А., Киселева Г.Д., Прокофьев В.Ю. Изотопно-свинцовые рудные провинции Восточного Забайкалья и их связь со структурами региона (по данным высокоточного MC-ICP-MS-изучения изотопного состава Pb) // Геология рудных месторождений, 2013, т. 55, № 4, с. 282—294, doi: 10.7868/S0016777013040035.

Чугаев А.В., Плотинская О.Ю., Чернышев И.В., Котов А.А. Неоднородность изотопного состава Pb в сульфидах различных парагенетических ассоциаций на золоторудном месторождении Вернинское (Байкало-Патомское нагорье, Россия) // ДАН, 2014, т. 457, № 3, с. 337—342.

Чугаев А.В., Будяк А.Е., Чернышев И.В., Шатагин К.Н., Олейникова Т.И., Тарасова Ю.И., Скузоватов С.Ю. Источники обломочного материала неопротерозойских метаосадочных пород Байкало-Патомского пояса (Северное Забайкалье) по Sm-Nd изотопным данным // Геохимия, 2017, № 1, с. 17—25.

Чугаев А.В., Будяк А.Е., Чернышев И.В., Дубинина Е.О., Гареев Б.И., Шатагин К.Н., Тарасова Ю.И., Горячев Н.А., Скузоватов С.Ю. Изотопные (Sm-Nd, Pb-Pb и $\delta^{34}\text{S}$) и геохимические характеристики метаосадочных пород Байкало-Патомского пояса (Северное Забайкалье) и эволюция осадочного бассейна в неопротерозойское время // Петрология, 2018, т. 26, № 3, с. 213—244.

Чумаков Н.М., Семихатов М.А., Сергеев В.Н. Опорный разрез венских отложений юга Средней Сибири // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2013, т. 21, № 4, с. 26—51.

Юдовская М.А., Дистлер В.В., Родионов Н.В., Антонов А.В., Сергеев С.А. Соотношение процессов метаморфизма и рудообразования на золотом черносланцевом месторождении Сухой Лог по данным U Th Pb изотопного SHRIMP датирования акцессорных минералов // Геология рудных месторождений, 2011, т. 53, № 1, с. 32—64.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Ангаро-Витимский батолит: к проблеме геодинамики батолитообразования в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геотектоника, 1997, № 5, с. 18—32.

Ankusheva N.N., Palenova E.E., Shanina S.N. Fluid inclusion evidences for the P - T conditions of quartz veins formation in the black shale-hosted gold deposits, Bodaybo ore region, Russia // J. Earth Sci., 2020, v. 31 (3), p. 514—522.

Brown P.E. FLINCOR: A microcomputer program for the reduction and investigation of fluid-inclusion data // Am. Mineral., 1989, v. 74, p. 1390—1393.

Canfield D.E., Raiswell R. The evolution of the sulfur cycle // Am. J. Sci., 1999, v. 299 (7—9), p. 697—723.

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

Chugaev A.V., Dubinina E.O., Chernyshev I.V., Travin A.V., Kossova S.A., Larionova Yu.O., Nosova A.A., Plotinskaya O.Yu., Oleinikova T.I., Sadasyuk A.S. Sources and age of the gold mineralization of the Irokinda deposit, Northern Transbaikalia: Evidence from Pb, S, Sr, and Nd isotope-geochemical and ^{39}Ar - ^{40}Ar geochronological data // Geochem. Int., 2020, v. 58, p. 1208—1227, doi: 10.1134/S0016702920110051.

Chugaev A.V., Budyak A.E., Larionova Yu.O., Chernyshev I.V., Travin A.V., Tarasova Yu.I., Garreev B.I., Batalin G.A., Rassokhina I.V., Oleinikova T.I. ^{40}Ar - ^{39}Ar and Rb-Sr age constraints on the formation of Sukhoi-Log-style orogenic gold deposits of the Bodaibo District (Northern Transbaikalia, Russia) // Ore Geol. Rev., 2022, v. 144, p. 104855, doi: 10.1016/j.oregeorev.2022.104855.

Condie K.C. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales // Chem. Geol., 1993, v. 104, p. 1—37.

Distler V.V., Yudovskaya M.A., Mitrofanov G.L., Prokof'ev V.Yu., Lishnevskii E.N. Geology, composition, and genesis of the Sukhoi Log noble metals deposit, Russia // Ore Geol. Rev., 2004, v. 24, p. 7—44, doi: 10.1016/j.oregeorev.2003.08.007.

Dubessy J., Poty B., Ramboz C. Advances in C—O—H—N—S fluid geochemistry based on micro-Raman spectrometric analysis of fluid inclusions // Eur. J. Mineral., 1989, v. 1, p. 517—534, doi: 10.1127/ejm/1/4/0517.

Frei R., Dahl P.S., Frandsson M.M., Jensen L.A., Hansen T.R., Terry M.P., Frei K.M. Lead-isotope and trace-element geochemistry of Paleoproterozoic metasedimentary rocks in the Lead and Rochford basins (Black Hills, South Dakota, USA): Implications for genetic models, mineralization ages, and sources of leads in the Homestake gold deposit // Precambrian Res., 2009, v. 172, p. 1—24, doi: 10.1016/j.precamres.2009.03.004.

Frezzotti M.L., Tecce F., Casagli A. Raman spectroscopy for fluid inclusion analysis // J. Geochem. Explor., 2012, v. 112, p. 1—20.

- Goldfarb R.J., Groves D.I., Gardoll S.** Orogenic gold and geologic time: a global synthesis // *Ore Geol. Rev.*, 2001, v. 18, p. 1—75, doi: 10.1016/S0169-1368(01)00016-6.
- Gulson B.L.** Lead isotopes in mineral exploration. Amsterdam, Elsevier, 1986, v. 23, 257 p.
- Hall A.J.** Pyrite-pyrrhotine redox reactions in nature // *Mineral. Mag.*, 1986, v. 50, p. 223—229.
- Hamor T.** The occurrence and morphology of sedimentary pyrite // *Acta Geol. Hung.*, 1994, v. 37/1—2, p. 153—181.
- Ignatiev A.V., Velivetskaya T.A., Budnitskiy S.Y., Yakovenko V.V., Vysotskiy S.V., Levitskii V.I.** Precision analysis of multisulfur isotopes in sulfides by femtosecond laser ablation GC-IRMS at high spatial resolution // *Chem. Geol.*, 2018, v. 493, p. 316—326, doi: 10.1016/j.chemgeo.2018.06.006.
- Ivanov A.V., Vanin V.A., Demontterova E.I., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Gorovoy V.A.** Application of the ‘no fool’s clock’ to dating the Mukodek gold field, Siberia, Russia // *Ore Geol. Rev.*, 2015, v. 69, p. 352—359, doi: 10.1016/j.oregeorev.2015.03.007.
- Kirkpatrick R.J.** Crystal growth from the melt: A review // *Am. Mineral.*, 1975, v. 60, p. 798—814.
- Large R.R., Maslennikov V.V., Robert F., Danyushevsky L.V., Chang Z.** Multistage sedimentary and metamorphic origin of pyrite and gold in the giant Sukhoi Log deposit, Lena Goldfield, Russia // *Econ. Geol.*, 2007, v. 102, p. 1233—1267.
- Morimoto N., Nakazawa H., Tokonami M., Nishiguchi K.** Pyrrhotites: structure type and composition // *Soc. Min. Geol. Jpn.*, 1971, Spec. Issue 2, p. 15—21.
- Murowchick J.B., Barnes H.L.** Effects of temperature and degree of supersaturation on pyrite morphology // *Am. Mineral.*, 1987, v. 72, p. 1241—1250.
- Powerman V., Shatsillo A., Chumakov N.** Interaction between the Central Asian Orogenic Belt (CAOB) and the Siberian craton as recorded by detrital zircon suites from Transbaikalia // *Precambrian Res.*, 2015, v. 267 (1), p. 39—71.
- Rehkämper M., Halliday A.M.** Accuracy and long-term reproducibility of lead isotopic measurements by multiple-collector inductively coupled plasma mass spectrometry using an external method for correction of mass discrimination // *Int. J. Mass Spectrom.*, 1998, v. 181, p. 123—133, doi: 10.1016/S1387-3806(98)14170-2.
- Stacey J.S., Kramers J.D.** Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1975, v. 26 (2), p. 207—221, [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(75\)90088-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(75)90088-6).
- Steiger R.H., Jäger E.** Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1977, v. 36, p. 359—362.
- Tarasova Yu.I., Budyak A.E., Chugaev A.V., Goryachev N.A., Tauson V.L., Skuzovatov S.Yu., Reutsky V.N., Abramova V.D., Gareev B.I., Bryukhanova N.N., Parshin A.V.** Mineralogical and isotope-geochemical ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{34}\text{S}$ and Pb-Pb) characteristics of the Krasniy gold mine (Baikal-Patom Highlands): constraining ore-forming mechanisms and the model for Sukhoi Log-type deposits // *Ore Geol. Rev.*, 2020, v. 119, 103365, doi: 10.1016/j.oregeorev.2020.103365.
- Tarasova Yu.I., Budyak A.E., Ivanov A.V., Goryachev N.A., Ignatiev A.V., Velivetskaya T.A., Randomskaya T.A., Blinov A.V., Babyak V.N.** Indicator and isotope geochemical characteristics of iron sulfides from the Golets Vysochaishy deposit, East Siberia // *Geol. Ore Deposits*, 2022, v. 64 (7), p. 503—512.
- Thirlwall M.F.** Inter-laboratory and other errors in Pb isotope analyses investigated using a ^{207}Pb - ^{204}Pb double spike // *Chem. Geol.*, 2000, v. 163, p. 299—322.
- Tomkins A.G.** Windows of metamorphic sulfur liberation in the crust: Implications for gold deposit genesis // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2010, v. 79, p. 3246—3259.
- Velivetskaya T.A., Ignatiev A.V., Yakovenko V.V., Vysotskiy S.V.** An improved femtosecond laser-ablation fluorination method for measurements of sulfur isotopic anomalies ($\Delta^{33}\text{S}$ and $\Delta^{36}\text{S}$) in sulfides with high precision // *Rapid Commun. Mass Spectrom.*, 2019, v. 33, p. 1722—1729, doi: 10.1002/rcm.8528/.
- Vinogradov V.I., Pichugin L.P., Bykhov V.N.** Isotopic features and dating of epigenetic alterations of Upper Precambrian deposits of the Ura Uplift // *Lithol. Min. Resour.*, 1996, v. 31 (1), p. 60—69.
- Yudovskaya M.A., Distler V.V., Prokofiev V.Yu., Akinfiev N.N.** Gold mineralisation and orogenic metamorphism in the Lena province of Siberia as assessed from Chertovo Koryto and Sukhoi Log deposits // *Geosci. Front.*, 2016, v. 7 (3), p. 453—481, doi: 10.1016/j.gsf.2015.07.010.
- Zartman R.E., Doe B.R.** Plumbotectonics—the model // *Tectonophysics*, 1981, v. 75, p. 135—162, doi: 10.1016/0040-1951(81)90213-4.