DOI: 10.30911/0207-4028-2021-40-4-33-50

УДК [553.3: 553.065.2:553.22]

СУЛЬФОАРСЕНИДНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ С ЗОЛОТОМ В ЗОНЕ СМЯТИЯ НА ВОСТОЧНО-ЗАБАЙКАЛЬСКОЙ ВЕТВИ МОНГОЛО-ОХОТСКОЙ СУТУРЫ (МЕСТОРОЖДЕНИЕ ПОГРОМНОЕ, ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ, РОССИЯ)

Н.В. Вилор¹, М.Г. Волкова¹, А.Е. Будяк^{1, 2}, Н.А. Горячев¹, Л.А. Павлова¹, А.М. Спиридонов¹, Н.В. Брянский¹, Б.С. Данилов³

¹ФГБУН Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, ул. Фаворского 1а, г. Иркутск, 664033 ²ФГБОУВО Иркутский национальный исследовательский технический университет, ул. Лермонтова 83, г. Иркутск, 664074

³ФГБУН Институт земной коры СО РАН, ул. Лермонтова 128, г. Иркутск, 664033; e-mail: budyak@igc.ir.ru Поступила в редакцию 22 февраля 2019 г.

Месторождение Погромное золото-сульфидно-кварцевой формации прожилково-вкрапленных руд сформировано в зоне смятия между надвигами в блоке вулканогенно-осадочной толщи вдоль фрагмента Монголо-Охотской сутуры. В околорудных метасоматитах представлены парагенезисы зональной кварцальбит-слюдистой (мусковит-серицитовой) метасоматической формации профиля умеренно кислотного выщелачивания. Метасоматические преобразования датированы ранним мелом 139.5 \pm 1.8 млн лет. Формирование золотоносных штокверков связывается с завершением рудно-гидротермальной активности амуджикано-сретенского комплекса на уровне 131 ± 1.2 млн лет. Среди рудных минералов преобладают арсенопирит и пирит при второстепенных сфалерите, халькопирите, пирротине, с сульфосолями, герсдорфитом и акцессорными молибденитом и магнетитом. В зональных кристаллах золотоносных арсенопирита и пирита рассчитан коэффициент диффузии As. Физико-химическими данными по минеральным равновесиям и флюидным включениям и термодинамическими расчетами по программному комплексу СЕЛЕКТОР обосновывается интервал температуры отложения золото ат 350 до 150 °C при формировании рудоносного метасоматита. В процессе рудообразования золото переносится в форме тиоарсенитов – AuAsS₂⁰ и H₂AuAsS₃⁰, сосуществующих с гидросульфидом AuHS⁰, в сульфоарсенидном гидротермальном растворе с концентрацией серы и мышьяка более 0.01 \pm 0.001 и 0.005 \pm 0.0005 m.

Ключевые слова: зона смятия, золотое оруденение, метасоматоз, зональность, метакристаллы, диффузия, сульфиды, температура, Монголо-Охотская сутура, Восточное Забайкалье, Россия.

введение

Золотое оруденение зон смятия в восточном секторе России – относительно новый и крупномасштабный промышленно-минеральный тип. Формирование таких месторождений золота в блоках с интенсивно дислоцированными метаморфическими толщами, тем не менее, рассматривается как типичная рудовмещающая структурная ситуация [30, 32, 33, 35]. Месторождения, залегающие в региональных зонах смятия – shear zones – располагают крупными запасами тонко вкрапленных руд с невысоким содержанием металла. Региональные зоны смятия проявляются как сконцентрированная деформация в узких линейных блоках среди относительно «жестких» массивов боковых пород [18]. В Восточном Забайкалье связь золотого оруденения с динамометаморфическими комплексами давно привлекает внимание исследователей [30, 32]. Рудно-минералогическое описание месторождения Погромное, сформированного именно в такой зоне, ранее приведено в работах [9, 14, 25]. Целью данной работы является более полное изучение комплекса факторов: геохимических, физико-химических процессов и Р-Т условий при рудообразовании с участием сульфоарсенидных гидротермальных растворов в дислоцированном пространстве вмещающей зоны смятия. Задачи исследования охватывают анализ положения рудоносности в метасоматической зональности с определением составов и термобарических характеристик флюидных включений, данных минеральных геотермометров, а также физико-химические расчеты переноса и отложения золота сульфидно-мышьяковистыми гидротермальными растворами в рудообразующей системе месторождения.

СООТНОШЕНИЕ СТРУКТУРЫ И ОРУДЕНЕНИЯ НА МЕСТОРОЖДЕНИИ ПОГРОМНОЕ

Апрелковско-Пешковский рудный узел, включающий месторождение Погромное, расположен в пределах Монголо-Охотской сутуры в зоне сочленения Сибирского и Монголо-Китайского палеоконтинентов (рис. 1). Региональная структура блока обусловлена взаимодействием юго-восточного выступа активизированного фундамента Сибирской платформы и Ононского островодужного террейна, Аргунского регионального блока по концепции Склярова и др. [24]. Шовная зона, расположенная в структурном составе сутуры, включает нижне-, среднепалеозойские метаморфизованные толщи и гранитные массивы на периферии Борщёвочного гранито-гнейсового мегакупола. По ее контурным разломам сформированы рифтогенные впадины со средне-, позднеюрским и раннемеловым вулканогенно-осадочным заполнением, конформные северо-восточной ориентировке регионального структурного плана.

Рудные залежи месторождения локализованы в вулканогенно-осадочной толще, преобразованной до уровня тектонического «меланжа» зеленосланцевой фации регионального метаморфизма, включающего структурный парагенез мега-, макробудинажа, мегапорфирокластов и милонитов протяженной зоны смятия в метаморфическом массиве (рис. 1). Во вмещающем нижнепалеозойском метаморфическом комплексе кулиндинской свиты [5, 11], «расчешуенном» сместителями дорудных надвигов, размещается рудоконтролирующий блок, условно соотносимый с буторовской свитой (?) верхней юры [25]. Однако он и литологически, и по высокой степени регионального метаморфизма, прорванный гранитными интрузивами, обоснованно находит корреляцию с пермским вулканогенно-осадочным комплексом моностойской-алентуйской свит [24]. Тектонометаморфическая структура включает интрузивные массивы позднеюрских гранитов амуджикано-сретенского комплекса (J_{3as}) [12] и перекрыта покровами верхнеюрских вулканитов шадоронской серии (J_{3} sd), датированными интервалом 156 ± 4÷173 ± 10 млн лет K-Ar методом [27], с жерловой фацией, расположенной севернее месторождения, на границе с Шилкинской депрессией.

Золотое оруденение на месторождении относится к золото-сульфидно-кварцевой формации умеренно-сульфидного типа руд со штокверковым кварц-карбонат-арсенопирит-пиритовым минералогическим типом в метасоматически измененных эффузивах (залежь № 1 и др.) и прожилково-жильным кварцевым типом с вкрапленностью сульфидов среди метаморфизованных углеродсодержащих сланцев (залежь № 10). В структуре рудного поля отрабатываемые залежи расположены по междунадвиговой зоне смятия (рис. 2) шириной в плане от 800 до 2200 м и мощностью около 350-400 м. При общем моноклинальном залегании дислоцированного блока [8, 12] среди меланжированного вулканогенного субстрата выделяется центриклинальное замыкание синклинальной складки, запрокинутой на юг-, юго-восток с почти лежачей осевой поверхностью, ориентированной на CB 50° с падением на C3 330° под углом 35-40°. Центриклиналь сложена углеродистыми метапесчаниками и слюдисто-кварцевыми микросланцами. Наиболее крупная штокверковая рудная залежь № 1 кварцево-альбит-мусковитовых метасоматитов располагается в висячем крыле структуры среди дислоцированных вулканитов, варьирующих по составу от трахидацитов с фельзитами и альбитофирами до андезибазальтов. Мощная линзовидная кварцево-прожилковая залежь № 10 локализована в дислоцированных углеродистых микросланцах лежачей части ядра синклинали. В оруденении арсенопирит-пиритового

Рис. 1. Геологическая схема расположения рудных залежей месторождения Погромное (с использованием [24]).

I – аллювий, валунно-галечно-песчаные и печано-глинистые отложения; 2 – амуджикано-сретенский интрузивный комплекс, J_3 аs: биотитовые граниты (а), дайки гранитов и гранит-порфиров (б); 3 – шадаронский вулканический комплекс (J_3 sd: базальты, андезибазальты, дациты, риолиты, туфы (а), жерловая фация (б); 4 – буторовская свита (?) $J_{2,3}$ bt: эффузивная часть разреза от риодацитов до андезибазальтов (а), терригенная часть разреза, углеродистые метапесчаники, кварцево-слюдистые микросланцы (б); 5 – кручининский интрузивный комплекс, vPz_1 kr: габбро, габбродиориты; 6 – кулиндинская свита, Pz_1 kI [4, 9], кристаллические сланцы, гнейсы, кварциты, амфиболиты, прослои мраморов; 7 – роговики, ороговикование; 8 – метасоматиты: кварц-альбит-мусковитовые с карбонатом (а), пропилиты (б); 9 – кварц-серицит- альбитовые метасоматиты.

На врезке, по [24]. 10–12 – континентальные массивы: 10 – Сибирский, 11 – Монголо-Китайский, 12 – Ононский островодужный террейн; 13 – Ветви Монголо-Охотской сутуры: Основная (а), Ононская (б); 14 – разломы: основные надвиги (а), взбросы (б); 15 – геологические контуры и элементы залегания; 16 – месторождение Погромное.





Рис. 2. Структурно-петрографическая схема месторождения Погромное (с использованием [8, 13]).

I – кулиндинская свита, Pz₁kl [4, 9], кристаллические сланцы, гнейсы, кварциты, амфиболиты, прослои мраморов; *2* – эффузивная часть разреза от риодацитов до андезибазальтов; *3* – терригенная часть разреза, углеродистые метапесчаники, кварцево-слюдистые микросланцы; *4*–6 – метасоматиты: *4* – кварц-альбит-мусковитовые, *5* – кварц-альбитовые с серицитом (а), кварц-альбитовые с серицитом, гематитовая вкрапленность или пигментация (б), *6* – кварц-альбит-мусковитовые с карбонатом и сульфидной вкрапленностью, рудные залежи; *7* – окварцевание: скопления мелких кварцевых жил и прожилков, залежь № 10 (а), кварцевые жилы (б); *8* – милониты (а), зоны рассланцевания (б); *9* – сгущение мелких штокверков (а), сместители надвигов (б).

прожилково-вкрапленного и кварцево-прожилкового минеральных типов невидимое и тонкодисперсное золото связано с арсенопирит-пиритовым парагенезисом. Возраст рудовмещающих метасоматитов и, очевидно, сингенетичной с ними вкрапленности метакристаллов Fe-As сульфидов 139.5 ± 1.8 млн лет, определенный ⁴⁰Ar-³⁹Ar методом, соответствует раннему мелу. Последующая фаза прожилкового оруденения предположительно связывается с завершением рудно-гидротермальной активности амуджикано-сретенского комплекса и датирована ⁴⁰Ar-³⁹Ar методом на уровне 131 ± 1.2 млн лет [25].

МЕТОДИКА

Оптическое описание руд и пород проведено в прозрачных шлифах (исполнитель З.И. Куликова, 218 шлифов) и полированных аншлифах (исполнитель Е.М. Гранина, 94 образца). Распределение содержаний рудных элементов в геохимических пробах по 28 буровым скважинам глубиной от 70 до 300 м рассмотрено в электронном варианте расчетной графической интерполяции на основе анализов 3781 проб в аттестованных лабораториях ИГХ СО РАН (г. Иркутск), выполненных методами эмиссион-

ного спектрального анализа, в том числе ДФС-458С на 50 элементов, ICP-MS, РФА, атомно-абсорбционным и спектральном анализом способом просыпки по содержаниям Au, As, элементов группы железа, полиметаллической группы и других рудных элементов. Концентрации Au, Ag, As в рудах и метасоматитах определены методом сцинтилляционного эмиссионного спектрального анализа. Состав минералов руд исследован на электронно-зондовом рентгеноспектральном микроанализаторе JXA8200 (JEOL Ltd, Япония), с использованием энергодисперсионного спектрометра EX-84055MU (JEOL Ltd, Япония) и волновых спектрометров с кристалламианализаторами ТАРН, РЕТЈ, LiFH. При определении состава в качестве образцов сравнения использованы минералы альбит (для Na Kα, Al Kα-линий), голубой диопсид (Si Ka, Ca Ka, Mg Ka), ортоклаз (К Кα), ильменит (Ti Kα), арсенопирит (As Lα) и сфалерит (Zn Ka, S Ka), а также сплав Fe-Ni-Co (Fe Ka, Ni Ka, Co Ka). Пределы обнаружения при определении элементов составили в силикатных минералах 0.1 вес. % для Na, K, Al, Si, Ca Mg, Ті и в сульфидах 0.14 вес. % для As и S, 0.08 вес. % для Zn, Fe, Ni и Со. В расчетах использовали данные, полученные как на волновых, так и на энергодисперсионном спектрометрах.

Флюидные включения изучены в двухсторонних полированных прозрачных пластинах в проходящем и отраженном свете на микроскопе Olimpus BX 51 с фотокамерами PixeLink 1394 и Olmaging MicroPublisher 5.0 RTV. Микротермометрические параметры измерены в криотермокамере Linkam THMSG-600 при определении температуры фазовых переходов в пределах -196°C ÷ +600°C. Давление рассчитано по программе FLINCOR. Компоненты газовой фазы определены методом рамановской спектроскопии на спектроанализаторе Horiba LabRam HR 800 (ИГМ СО РАН, Новосибирск) при возбуждении твердотельным лазером с длиной волны 514 нм и мощностью 50 мВт. В качественном определении состава водного раствора использован метод LA-ICP-MS в комплексе квадрупольного масс-спектрометра Perkin Elmer NexION 300D и платформы лазерной абляции NWR-213 (ЦКП «Изотопно-геохимические исследования» ИГХ СО РАН). Мощность плазмы 1400 мВт, скорости несущих Ar (0.8 л/мин), Plasma/Cool, Auxilary Gas и гелия, соответственно, 18 л/мин, 2 л/мин и 0.6 л/мин. Лазерная платформа на основе Nd/YAG лазера с длиной волны 213 нм, энергия в импульсе 9.17 Дж/см², частота импульсов 20 Гц, диаметр пятна 40 мкм. При физико-химических исследованиях термодинамических условий формирования оруденения использован метод термодинамического физико-химического моделирования, ФХМ на основе программного комплекса ПК СЕЛЕКТОР [33].

РЕЗУЛЬТАТЫ. СОСТАВ И ЗОНАЛЬНОСТЬ МЕТАСОМАТИТОВ МЕСТРОЖДЕНИЯ

Рудные залежи месторождения с содержащими руду метасоматитами располагются в центральной части регионального первичного ореола рассеяния комплекса рудных и редких элементов с ведущим значением W, Au и As. Но только у Au и As коэффициент прямой линейной корреляции равен 0.641 (выборка определений n = 185, величина достоверности аппроксимации R² = 0.462). В прожилково-вкрапленных рудах разрабатываемой залежи №1 (рис. 1, 2) корреляция содержаний Au и As соответствует уравнению (1):

Au (г/т) = 0.0015 As (г/т) – 0.1242 (1), где n = 112, $R^2 = 0.979$.

В погоризонтном распределении содержаний Аи залежи № 1 по бортовому содержанию 0.6 г/т отрабатываемого карьером пространства и 36 скважинами выявлена конфигурация первичного рудно-геохимического ореола рассеяния с тенденцией центральносимметричного концентрирования. Первичный ореол при грубо эллиптических сечениях по концентрации 0.6 г/т Аu оконтуривает трубообразную залежь с протяженностью по падению более 170 м, варьирующую по длинной оси от 180 до 320 м и по короткой от 100 до 170 м.

Содержащие руду метасоматиты (кварциты) сложены мелко- и тонкозернистым кварц-альбитовым базисом с тонкочешуйчатым мусковитом-серицитом, небольшим количеством карбонатов, калишпата и остатков порфировых вкрапленников альбита реликто-порфировой, микрограно-, микролепидобластовой структуры. В метасоматических зонах кварцсерицит-альбит-биотитового и карбонат-альбит-хлоритового состава содержится реликтовый бурый биотит и хлорит. На участках катаклаза располагаются кварц-серицитовые агрегаты с обособлениями карбоната, а по микротрещинам пересекаются генерации кварцевых прожилков с альбитом, турмалином, карбонатом, пиритом и арсенопиритом. Количество тонкозернистых рудно-сульфидных прожилков в растворопроводящих трещинах скалывания и отрыва достигает в среднем 76-80 дислокаций на 1 см², при их длине от 0.2 до 20 мм, с образованием прожилкововкрапленных текстур.

Дорудные изменения пород вулканогенно-осадочной толщи соответствуют пропилитам региональной хлорит-биотитовой субфации. В последующей смене минеральных парагенезисов рудовмещающих



Рис. 3. Минеральный состав метасоматитов месторождения Погромное.

а – минеральный состав зон 1–6 в метасоматической колонке; *б* – изменение содержаний петрогенных оксидов в метасоматических зонах 1–6.

метасоматитов, слагающих 6-ти зонную метасоматическую колонку (рис. 3, *a*), пропилитовые краевые части с реликтами диабазов и андезибазальтов составляют внешнюю, тыловую зону (1), сменяемую карбонатно-хлоритовой зоной (2), с некоторым повышением содержаний оксидов Са и Mg, при увеличении количества карбонатов (табл. 1). Во фронтальной части колонки располагаются 4–6 зоны кварцево-альбитмусковитовых (серицитовых) метасоматитов, образующихся, в основном, по фельзито-альбитофировому базису и наследующих его тонко- и микрозернистую структуру. Реликтовые включения кластолав дацитов, андезидацитов отмечены присутствием биотита и 1–3 об. % анкерита и кальцита (зона 3). Кварцевые прожилки с серицитом, карбонатами, тонкозернистым турмалином широко распространены в метасоматитах 4–6 зон. За пределами рудных залежей расположены единичные протяженные безрудные кварцевые жилы. При рассланцевании на периферии 2-й и 3-й зон появляется тонкозернистый и дисперсный гематит, пигментирующий линзовидные полосы шириной от 30 до 160 м. Однако полный профиль зональности представлен преимущественно на флангах рудных залежей (рис. 2).

Последовательность гидротермальных метасоматических преобразований характеризуется увеличением содержания кремнезема, установленном при нормировании содержания SiO₂ в метасоматитах по среднему андезибазальту шадаронской серии (J_{2,3}) из северной части рудной площади (рис. 1). В метасоматической зональности (табл. 1) нормированные содержания кремнезема обратно пропорциональны средним величинам суммы Fe (рис. 3, δ) с отрицательным коэффициентом корреляции -0.88. Содержание магнезиально-кальциевых компонентов также увеличивается в тыловых зонах 3-1. Среди зон с варьирующими количествами кварца, альбита и тонкочешуйчатого мусковита-серицита выделяются повышением содержания оксида калия 4-я и 5-я с наибольшей серицитизацией (рис. 3, а, б). В последовательности околорудных зональных преобразований вынос оснований до почти монокварцевой центральной части колонок проявлен как масштабное замещение, соответствующее формации кварц-альбит-слюдистых метасоматитов кислотного выщелачивания [15].

Терригенные породы мега- и макробудин в меланжированном туфогенно-эффузивном субстрате зоны смятия (рис. 2) представлены дислоцированными углеродистыми метаалевропесчаниками и тонкослойчатыми серицит (мусковит)-кварцевыми микрографитовыми микросланцами с кварцевыми прожилками. При их сгущении до полного окварцевания в лежачем крыле ядра синклинали сформирована рудная залежь № 10 (рис. 1, 2) с невысокой золотоносностью. Углеродистое вещество (УВ) тонкослойчатых метапесчаниковых-сланцевых пакетов «пропитывает» микросланцевые части седиментарных ритмов и присутствует в виде тонкой пигментирующей пыли или прерывистых полосок микрографита по сланцеватости, элементам главного кливажа и мелким трещинам отрыва. При послойном окварцевании, в том числе с полосчатыми текстурами, образуются пленки графита до 1.2 см длиной, локализованные в слюдистых псев-

Состав	Зона в]	Bec. %	6					
метасоматита	колон- ке	SiO ₂	TiO ₂	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Ba+Ce	Zr	ппп
Кварц-альбит- мусковитовые (серицитовые) + карбонат	6	79.59	0.26	10.12	2.71	0.01	0.07	0.33	4.78	0.71	0.015	0.027	0.056	1.4
Кварц-серицитовые	5	59.76	1.12	14.92	6.95	0.17	1.04	4.01	2.88	2.57	0.216	0.048	0.031	6.1
Кварц- серицит- альбитовые	4	69.14	0.48	14.46	4.08	0.03	0.35	1.36	2.83	2.59	0.063	0.053	0.043	4.6
Кварц-серицит- альбитовые с биотитом	3	66.69	0.81	14.13	7.27	0.09	0.58	1.17	3.81	1.96	0.123	0.055	0.037	3.3
Карбонат-альбит- хлоритовые	2	41.97	1.49	15.47	9.69	0.15	5.22	9.35	2.25	1.51	0.256	0.035	0.021	12.4
Пропилиты	1	56.53	1.68	14.40	10.06	0.16	2.92	6.05	3.43	1.70	0.32	0.037	0.023	2.7

Таблица 1. Химический состав метасоматитов месторождения Погромное (на примере залежи № 1).

Примечание. Содержание силикатных компонентов определено методом РФА в лаборатории рентгеновских методов анализа ИГХ СО РАН, Иркутск.

дослойках. При увеличении кварцевых полос эти реликты с мусковитом, графитом и тонкокристаллическим рутилом полностью диссоциируют и исчезают. Метаморфизованный пигментированный углеродистый субстрат обесцвечивается также при локальном и блоковом окварцевании. Содержание С_{орг} в микросланцах, достигающее 2.3–5.57 вес. %, снижается при окварцевании до 0.5–0.8 вес. % и менее, что является типичным при процессах рудообразования в углеродсодержащих толщах [4, 31].

ТЕМПЕРАТУРЫ РУДООБРАЗОВАНИЯ И РУДНЫЕ АССОЦИАЦИИ

Состав минералов рудных метасоматитов изменяется в том числе и в зависимости от термодинамических условий. Значение геотермометров имеют фазовые соответствия составов парагенезисов альбита и калишпата [20], хлорита и мусковита [17], карбонатов [28], арсенопирита и сфалерита [3], а также термобарометрические параметры флюидных включений из [9] и полученные в данном исследовании. Состав калишпат-альбитового парагенезиса по содержаниям калиевого, натриевого и кальциевого компонентов варьирует в узких пределах (вес. %):

Минерал	K ₂ O	Na ₂ O	CaO
Калишпат	15.189÷16.419	0.0÷0.283	не обн.
Альбит	0÷0.111	10.77÷12.029	0.107÷0.457,

отражая совместную кристаллизацию миналов лишь при температуре менее 200°С. Только в двух случаях установлены отношения Na/(K+Na+Ca) в парагенезисе для калишпата, равные 0.149 и 0.3, и альбита, равные 0.81, которые соответствуют температурам около 570-575°С и 410°С, соответственно. Составы хлоритов и мусковитов из парагенезисов метасоматических зон 3, 4 с формульными коэффициентами, рассчитанными по способу [2] (табл. 2), соответствуют по величине соотношений Al^{VI} в хлорит-мусковитовом геотермометре [17] температуре их образования около 380-390°С. Ассоциация хлорита с субстехиометрическим мусковитом (обр.7 в табл. 2), с коэффициентом содержания калия К_{0.96}, смещается к 280°С. Жильные карбонаты: кальциты в метасоматитах из внешних зон и анкериты, сопутствующие сульфидному оруденению, сосуществуют в рудных прожилках метасоматитов 4-6 зон. По параметрами карбонатного геотермометра [28] – соотношению Mg_{кальцит} = 0.0124 и коэффициенту железистости в сосуществующих карбонатах К_{Fe} = 0.0186 – температура их образования оценивается не более 350°С.

Р-Т свойства флюидных включений гидротермальных растворов исследованы в зернах кварца из метасоматитов 5–6 зон. Отмечается значительное количество включений с преобладанием 2х-фазных, углекислотно-водных, с долей газа (коэффициент заполнения – КЗ) 50–55 % и размером включений до 25 мкм (I тип) и 3х-фазных, углекислотно-водных, с таким же КЗ, содержащих жидкую CO₂, и размером ≤ 15 мкм (II тип). Присутствуют также существенно углекислотные включении с КЗ ≥ 80 % из плотной CO₂ (III тип) размером ≤ 10 мкм. Флюидные включения распределены однородно или собраны в лентообразные скопления-цепочки, параллельные и пересекающиеся вдоль ограничений вмещающих зерен. Их первичная природа проблематична, хотя и встречаются формы отрица-

N⁰			Хлор	иты, ве	c. %			Атомные доли							
п / п	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Fe	0 0	Cr_2O_3	MgO		Si		Al	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Cr ³⁺	Mg^{2+}
1	30.4	29.33	6.77	9.	5 0	.22	23.49		2.69	•	3.04	0.44	0.7	0.01	3.12
2	30.57	29.05	6.6	9.	5 0	.31	24.2		2.69		3	0.43	0.7	0.02	3.16
3	30.8	28.73	6.42	9.	5 0	.36	25.72		2.66		2.89	0.41	0.72	0.02	3.3
4	31.01	28.53	6.21	9.	5 0	.43	24.92		2.69		2.93	0.4	0.69	0.03	3.26
5	35.08	23.63	9.41	9.	5 0	.25	20.51		3.21		2.55	0.65	0.73	0.02	2.83
6	35.59	23.33	10.19	9.	5 0	.31	21.02		3.26		2.46	0.65	0.73	0.02	2.87
	Хл	ориты, фо	рмульны	е коэфф	рициенты	в катис	нной част	ГИ							
1	(Mg 3.12	Fe $^{2+}_{0.7}$	$Fe^{3+}_{0.44}$	Cr^{3+}	_{0.01} Al ^V	1.73) 6	(Si _{2.69}	Al	IV 1.3	1) 4					
2	(Mg 3.16	Fe $^{2+}_{0.7}$	$Fe^{3+}_{0.43}$	Cr^{3+}	_{0.02} Al V	1.69) 6	(Si _{2.69}	Al	IV 1.3	1) ₄					
3	(Mg _{3.3}	Fe $^{2+}_{0.72}$	$Fe^{3+}_{0.41}$	Cr^{3+}	0.02 Al	1.55) 6	(Si _{2.66}	Al	IV 1.3	3) 4					
4	(Mg 3.26	Fe $^{2+}_{2+0.69}$	$Fe_{2}^{3+}0.4$	Cr^{3+}	0.03 Al	1.62) 6	(Si _{2.69}	Al	1V 1.3	1) 4					
5	(Mg _{2.83}	Fe $^{2+}_{2+0.73}$	$Fe_{0.65}^{3+}$	Cr^{3+}	0.02 Al V	1.77) 6	(Si _{3.21}	Al	0.7	9) 4					
6	(Mg _{2.87}	Fe $^{2+}_{0.73}$	$Fe^{3+}_{0.65}$	Cr ³⁺	$_{0.02}$ Al ^v	1 _{1.73}) 6	(Si _{3.26}	Al	0.7	4) 4					
N₂			Мусь	совиты,	вес. %						Ат	омные	доли		
п / п	SiO ₂	TiO ₂	Al_2O_3	FeO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O		Si	Ti	Al	Fe	Mg	Κ	Na
1	47.54	не обн.	36.83	2.64	0.50	8.65	0.42		3.04	не обн.	2.77	0.14	0.05	0.93	0.07
2	46.88	не обн.	36.16	2.81	0.78	8.97	0.57		3.03	не обн.	2.75	0.15	0.07	0.91	0.09
3	54.34	0.39	31.86	1.88	0.51	6.82	2.92		3.46	0.02	2.38	0.1	0.05	0.6	0.4
4	49.97	0.33	36.17	2.62	0.69	8.55	0.50		3.15	0.01	2.68	0.14	0.07	0.92	0.08
5	54.07	0.26	37.07	2.66	0.87	5.64	0.38		3.2	0.01	2.58	0.13	0.08	0.91	0.09
6	57.01	не обн.	31.80	0.64	0.20	5.40	5.01		3.59	не обн.	2.36	0.03	0.02	0.22	0.78
7	47.73	0.52	33.99	3.32	1.60	10.27	0.25		3.07	0.02	2.57	0.17	0.15	0.96	0.03
Ν	Лускови	гы, форму	льные ко	эффици	енты в ка	атионно	й части								
1	(K _{0.93}	$Na_{0.07})_1$	$(Al^{VI}_{1.81})$	Fe _{0.14}	$Mg_{0.05})_2$	(Si _{3.04}	$Al^{IV}_{0.96})_4$								
2	(K _{0.91}	$Na_{0.09})_1$	$(Al^{VI}_{1.81})$	Fe _{0.15}	$Mg_{0.07})_2$	(Si _{3.03}	$Al^{IV}_{0.97})_4$								
3	(K _{0.6}	$Na_{0.4})_1$	$(Al^{VI}_{1.83})$	Fe _{0.1}	$Mg_{0.05})_2$	(Si _{3.46}	$Al^{IV}_{0.54})_4$								
4	(K _{0.92}	$Na_{0.08})_1$	$(Al_{1.78}^{VI})$	Fe _{0.14}	$Mg_{0.07})_2$	(Si _{3.15}	$Al^{IV}_{0.9})_{4.03}$	5							
5	(K _{0.91}	$Na_{0.09})_1$	$(Al_{11.77}^{VI})$	$Fe_{0.14}$	$Mg_{0.08})_2$	(Si _{3.2}	$Al_{100.8}^{1V})_{4}$								
6	(K _{0.22}	$Na_{0.78})_1$	$(Al_{11.95}^{VI})$	Fe _{0.03}	$Mg_{0.02})_2$	(Si _{3.59}	$Al_{1}^{1}0_{.41})_{4}$								
7	(K _{0.96}	$Na_{0.04})_1$	$(Al^{v_{1}}_{1.67})$	Fe _{0.18}	$Mg_{0.15})_2$	(Si _{3.07}	$Al^{1V}_{0.91})_{3.9}$	97							

Таблица 2. Состав сосуществующих хлоритов и мусковитов в метасоматитах месторождения Погромное.

тельных кристаллов. Крупные сложные включения нередко расшнурованы. В микрокриотермометрических экспериментах для I и II типов флюидных включений установлены (табл. 3) по 2 интервала гомогенизации в жидкость при 235-250°С и 285-296°С и по 2 интервала гомогенизации в газ при 235-240°С и 292-295°С. Флюидные включения III типа гомогенизировались при 245-255°С в жидкость и 238-242°С в газ. Температура гомогенизации СО, изменяется от 20.5-28.9°С в I и во II типах до 17.8-22.9°С - в III типе. Рассчитанные вариации давления в вакуолях составляют 1.2-2.65 кбар, а плотности растворов – 0.63-0.8 г/ см³. Методом рамановской спектроскопии во флюидных включениях установлено количественное преобладание углекислого газа и азота с первыми процентами метана (табл. 3). В единичных измерениях найден сероводород на уровне чувствительности определений. Метод лазерной абляции LA-ICP-MS индивидуальных

флюидных включений выделяет преобладание концентраций натрия и калия в растворах с некоторым уменьшением ее у магния. Содержания рудных компонентов ниже уровня определений.

Прожилково-вкрапленные руды месторождения представлены золото-сульфидно-кварцевой формацией умеренно сульфидного типа как кварц-карбонатарсенопирит-пиритовые штокверки в кварц-альбитслюдистых метасоматитах (залежь № 1 и др., рис. 2). Сопутствующая прожилково-жильная убого сульфидно-кварцевая формация локализована в углеродистых метаосадках в виде залежи № 10. Рудная минерализация 1-й малосульфидной группы (2–5 % сульфидов) образует тонкую рассеянную вкрапленность и метакристаллы в метасоматитах. Вкрапленно-прожилковые разновидности последующей 2-й умеренно-сульфидной группы (10–15 % сульфидов) расположены в тонко дислоцированных метасоматитах. Прожилки

	I тип	II тип	III тип
Тип флюидных включений	углекислотно-водные	углекислотно-водные	Существенно газовые
	двухфазовые	трехфазовые	(однофазовые)
Размер включений, мкм	до 25	от 15 до 50	Менее 10
Микрок	риотермометрические па	раметры	
Температура гомогенизации в жидкость, °С	а) 235–250, б) 285–296		245–255
Температура гомогенизации в газ, °С	а) 235–240, б) 292–295	5	238–242
Температура плавления СО2, °С	-56.9 ÷ -56.3	-56.8 ÷ -56.0	-56.8 ÷ -56.2
Температура гомогенизации СО ₂ , °С	20.8–28.9	20.5-27.4	17.8-22.9
Парам	етры, рассчитанные по F	LINOR	
Плотность флюида, г/см ³	0.63-0.77		0.74 - 0.80
Давление, кбар	1.2–1.6		1.4–2.65
Содержание газов во флюидны	их включениях, %, (данны	ые рамановской спектро	оскопии)
CO ₂	91.2–97.8	95.2–97.3	94.8–97.77
N ₂	1.9–8.4	2.3-4.1	1.9–2.7
H_2S	1.8	Н.П.О.	н.п.о.
CH ₄	0.4–1.1	0.4–0.7	0.1–1.6

Таблица 3. Фазовый состав и P–T параметры флюидных включений в кварце рудовмещающих метасоматитов месторождения Погромное.

и пирит (ру)-арсенопиритовая (asp)-вкрапленность сопровождаются незначительным количеством сфалерита, халькопирита, пирротина, второстепенных сульфосолей, герсдорфита и акцессорного молибденита. Обычно присутствие тонко рассеянного магнетита. Выделяются 3 генерации ру и 2 генерации asp. Образование рассеянных метакристаллов ру-I и asp-I сопутствует метасоматической зональности. После тектонической деформации выделилась пятнистая и прожилково-вкрапленная текстура трещинно-вкрапленных агрегатов мелко- и тонкозернистого ру-II с последующей кристаллизацией asp-II, который является «внешней, поверхностной» фазой по отношению к ру-II. Ру-III и марказит заполняют поздние, тонкие, секущие, узко линейные, ветвистые или стеблевидные прожилки и не несут золотой минерализации.

В рудной залежи № 1 мелкое золото ассоциирует с ру-І и asp-І преимущественно как трещиннопрожилковидные, неправильные выделения в микродислокациях по прожилкам, а также в виде микровключений с ру-ІІ на его внешних границах зон роста. Кроме того, отмечаются выделения золота на контакте asp-II с ру-ІІ и аsp-ІІ и нерудными минералами, особенно с кварцем.

Пирит-арсенопиритовые прожилково-вкрапленные руды содержат Au в обеих генерациях ру и asp. Золотоносность монофракций ру-II, по результатам атомно-абсорбционного анализа, достигает 30–45 г/т. Размер золотин, в основном, не превышает 16 мкм. Пробность золота, связанного с ру-II, варьирует от 863.6 до 959.5 ‰. В прожилковом кварце залежи №10 проба золота превышает 950 ‰, достигая 994.1 ‰. Среднее содержание Au в рудах не более 2 г/ т. В составе этих 2-х генераций арсенопириты дифференцируются содержаниями As относительно его стехиометрического количества (табл. 4). В составах asp относительно стехиометрической нормы (As= 46.01 вес. %) выделяются четыре группы концентраций: группа концентраций

As (I) < 46, (II) 46÷47, (III) 47.1÷48, (IV) > 48 среднее содержание As, вес. %

44.76	46.4	47.59	48.94
$\pm \sigma 0.84$	0.27	0.217	0.6.

При увеличении содержания As участвует в структуре asp как на анионных, так и на катионных позициях с добавлением к S и Fe при их формульном дефиците (табл. 4). Заметной примесью в asp выделяется нерегулярное повышение Со до 0.16 вес. % в IV группе, соответствующей asp-II. С появлением asp-II связано образование диффузных краевых зон-кайм шириной до 27 мкм на метакристаллах asp-I (рис. 4, *a*). Сверхстехиометрическое увеличение содержания As - на краевых частях до 49.75÷50.29 вес. %, по сравнению с внутренними 44.6÷46.22 вес. %, при отсутствии кайм на некоторых гранях, предполагает диффузионный характер повышения мышьяковистости asp-I и сопутствует образованию asp-II, соответствующего III и IV концентрационным группам. Составы I-II-й концентрационных групп (32.7 ат. % As), соответствующих asp-I, являются стандартными по стехиометрии, ввиду чего были использованы в качестве геотермометра [3]. Рассчитанная температура их образования равна 375°С.

В метакристаллах ру-I и прожилковых обособлениях ру-II присутствуют блоки и полосовидные участки мышьяковистого пирита (As-ру) шириной от

	F						Coctab							
Минерал	1 pyn-			Bec	. %				A	TOMHE	е доли			Формульные коэффициенты
	114	\mathbf{As}	S	Fe	Zn	Ni	Co	\mathbf{As}	S	Fe	Zn	Ż	Co	
Apceno-	I	44.76	19.84	35.40	не обн.	ОШН	ОШН	0.973	1.01	1.03	не обн.	ОШН	ОШН	$\mathrm{Fe}_{1.03}\mathrm{As}_{0.973}\mathrm{S}_{1.011}$
пирит	II	46.4	19.33	34.47	не обн.	ОПН	ОПН	1.008	0.98	1.00	не обн.	ОШН	ОШН	${ m Fe}$ 1.003 ${ m As}_1 { m S}_{0.985} { m As}_{0.008}$
	III	47.59	18.83	33.93	не обн.	ОШН	ОШН	1.008	0.6	0.98	не обн.	ОШН	ОШН	${ m Fe}$ 0.987 ${ m As}_{1.008}$ ${ m S}_{0.959}$
	VI	48.5	18.15	33.19	не обн.	ОШН	0.159	1.054	0.93	0.97	не обн.	ОШН	0.05	${ m Fe}_{0.966}{ m Co}_{0.055}{ m As}_{1}{ m S}_{0.925}{ m As}_{0.054}$
Аs-шрит	Ι	0.495	53.30	46.41	не обн.	ОШН	ОШН	0.009	1.99	0.99	не обн.	ОШН	ОШН	$\mathrm{Fe}_{0.994}\mathrm{As}_{0.009}\mathrm{S}_{1.999}$
	II	2.432	51.83	46.15	не обн.	ОПН	ОШН	0.067	1.94	0.99	не обн.	ОШН	НПО	Fe $_{0.989}$ As $_{0.067}$ S $_{1.944}$
Сфалерит	Ι	не обн.	35.04	3.09	61.86	ОШН	ОШН	не обн.	1.09	0.05	0.95	ОШН	ОШН	$\mathrm{Fe}_{0.055}\mathrm{Zn}_{0.95}\mathrm{S}_{1.095}$
	II	не обн.	33.31	3.26	63.43	ОПН	ОПН	не обн.	1.04	0.06	0.97	ОШН	ОШН	${ m Fe}$ 0.058 ${ m Zn}$ 0.97 ${ m S}$ 1.04
	III	не обн.	34.05	5.75	60.19	ОШН	ОПН	не обн.	1.06	0.10	0.92	ОШН	ОШН	${ m Fe}_{0.103}{ m Zn}_{0.92}{ m S}_{1.06}$
	IV	не обн.	33.4	9.04	57.56	ОПН	ОПН	не обн.	1.04	0.16	0.88	ОШН	НПО	Fe $_{0.161}$ Zn $_{0.88}$ S $_{1.04}$
Герсдорфит	Ccp	50.55	17.54	9.94	не обн.	16.17	9.84	1.116	0.91	0.33	н.обн.	0.46	0.19	$Ni_{0.457}Co_{0.188}Fe_{0.331}As_{1.024}S_{0.908}As_{0.092}$
	ש ש	0.67	0.17	0.85		2.10	2.42							

анализа ИГХ СО РАН, г. Иркутск. Сср – среднее содержание, вес. %, о ± – среднее квадратическое отклонение, не обнаружен, нпо – ниже предела определения.

10 до 44 мкм. Повышенные содержания до 2.4 вес. % As располагаются в метакристаллах ру-I параллельно граням, на ребрах, по дислокационным зонам, на усложнениях поверхности (рис. 4, б) при отсутствии линейных границ, чем отличаются от контрастных ростовых зон As-ру на аналогичных месторождениях [35-37]. Фрагментарное образование As-py, наиболее вероятно, связано с диффузией As в ру-I из мышьяковистого раствора при образовании прожилковых агрегатов asp-II. В As-ру выделяются две группы по содержанию As, вес. $\% : \le 0.5$ и ≥ 2.4 , или в интервале атомных долей от 0.009 до 0.067 (табл. 4). На контактовой поверхности As-ру располагаются скопления изометричных микрочастиц золота с поперечником не более 0.5-3 мкм. Тонкодисперсное золото на метакристаллах asp-I декорирует границы кайм, соответствующих по составу IV-й группе asp со сверхстехиометрическим составом относительно As.

Сфалерит (sph) ассоциирует с халькопиритом в кварцевых, кварц-слюдисто-карбонатных прожилках. Его кристаллы и агрегаты появляются в срастании с ру-II и asp-II. При соотношениях мольных долей сульфидов Fe и Zn от 0.05-0.07 до 0.16 составы sph варьируют по сернистости в пределах 2 вес. % (табл. 4). Наибольшая доля сульфида Fe в sph обусловлена равновесием с составом asp-I и образованием их парагенезиса, соответственно расчету по сфалерит-арсенопиритовому геотермометру [3], при 430-450°С. Герсдорфит – второстепенный рудный сульфоарсенид – отличается от стехиометрического состава Ni-AsS повышенными количествами Со и Fe (табл. 4). В составе сульфоарсенидов, за исключением метакристаллов asp-I, увеличена доля мышьяка при дефиците Fe и S. As компенсирует их при структурном вхождении в анионную группу с S и валентным состоянием As^{2-} и в катионную группу с Fe как As^{3+} .

ОБСУЖДЕНИЕ. КОМПЛЕКС ФАКТОРОВ РУДООБРАЗОВАНИЯ

Формирование метасоматитов и прожилков. Метасоматические преобразования формации кварцальбит-слюдистых (серицит-мусковитовых) метасоматитов с рассеянными метакристаллами ранних сульфидов, кварц-карбонатно-серицитовой прожилковой фракцией и тонкозернистой сульфидной вкрапленностью в рудных штокверках по результатам расчета твердофазных минеральных геотермометров при температуре образования 570°С–350°С изофациальны уровню метаморфизма вмещающей вулканогенно-осадочной толщи. Измерения по флюидным включениям в кварцах из прожилков и метасоматитов соответствуют гидротермальному интервалу от 360°С до 235°С:



В белых прямоугольниках указаны содержания As, вес. %. Определения на электронно-зондовом рентгеноспектральном микроанализаторе JXA8200 (JEOL Ltd, Япония), лаборатория рентгеновских методов анализа ИГХ СО РАН,

№ 1.

г. Иркутск.

геотермометр: двуполевошпатовый хлорит-мусковитовый карбонатный арсенопиритовый сфалерит-арсенопиритовый флюидные включения рудных кварцев [8] гомогенизация флюидных включений метасоматитов в жидкость (по данным авторов) давление флюида [8] Давление флюида по данным авторов

Полученное бимодальное распределение температур гомогенизации рудных сульфидов (табл. 4) отражает двукратный фазовый переход «флюид-раствор» при 290°С и при 240°С, с уменьшением давления и температуры. Концентрация растворов, рассчитанная по коэффициентам заполнения, плотности и валовому содержанию СО₂ [19], составляет 4 m для рассчитанные РТ параметры от 570 до 410°С от 380 до 280°С от 350°С от 375°С от 430-450°С от 360 до 280°С 235-250 (240) и 285-296 (290),°С

20 um

1-2.8 кбар 1.2-2.65 кбар

0.7

As

NaCl и 0.1 m для CO_{2 р-р} в жидкой фазе. Появление плотной CO₂ во включениях III типа при 240°C, вероятно, обусловлено «высаливанием» двуокиси углерода на фазовом переходе из флюида в жидкий раствор.

Структурно-текстурные особенности руд и свойства флюидных включений обусловлены тем обстоятельством, что среди факторов формирования оруденения, наряду с термодинамическими параметрами, участвуют эпизоды деформаций рудовмещающего субстрата, с образованием тонких дислокаций как среды физико-химических процессов в гидротермальном растворе [34]. В расчете мольных объемов, при изменении минерального состава пропилитов с замещением их рудоносными метасоматитами, проявляется положительный объемный эффект преобразования, равный 8.6 %. Блоки с более объемными минеральными фазами образуются на участках растяженияразуплотнения в локальных межбудинных областях, вмещающих рудно-метасоматические залежи (рис. 1, 2). Они возникли вследствие мегабудинажа [18] при сдвиговых деформациях (shear zone). Одной из них является трубообразная рудная залежь № 1 с 3-СЗ склонением и субвертикальным залеганием. При последующих внутрирудных сдвигах в метасоматитах зарождается изотропная сеть мелких дислокаций скалывания и отрыва (в среднем до 80 на 1 см²), с раздвигом (по микропленкам слюды и карбоната) ≤ 1÷2 мкм. Эффективная пористость, приближенно оцененная из их количества и объема в 1 см³, составляет 0.015-0.05 %. По дислокациям располагается прожилкововкрапленная сульфидная минерализация золотоносных штокверков.

Формирование сульфидов. Состав сульфидных рудных ассоциаций соответствует окислительно-восстановительному потенциалу минералообразующей среды, который на месторождении формирует буфер «пирит + пирротин», и обусловлен влиянием состава крупных фрагментов – мегабудин метаморфизованных углеродистых пород с микрографитом. В таком фрагменте располагается рудная залежь № 10 (рис. 2). Восстановительный потенциал распределенного флюида и гидротермальной системы сформирован при участии графита в буферных реакциях:

$$C_{_{rpa\phi ur}} + 2H_{2}O_{_{p-p}} = 2H_{_{2p-p}} + CO_{_{2p-p}}$$
(2),

$$2C_{rpa\phi ur} + 2H_{2}O_{p-p} = CH_{4p-p} + CO_{2p-p}$$
(3),

$$\operatorname{FeS}_{2\Pi \mu D \mu \tau} + \operatorname{H}_{2 p \cdot p} = \operatorname{FeS}_{\Pi \mu D D O T \mu H} + \operatorname{H}_{2} \operatorname{S}_{p \cdot p}$$
(4),

в которых образуются углекислый газ, метан с сопутствующими сероводородом и водородом (H_{2p-p}) в гидротермальной фазе. Декарбонизация фрагментов углеродистой толщи в реакциях 2 и 3 сопровождается выделением и миграцией H_{2p-p} , CO_{2p-p} , CH_{4p-p} , в том числе по интрарудным дислокациям в объеме месторождения. Подобное взаимодействие вполне типично для рудных процессов в пределах пород, обогащенных углеродистым веществом [29, 38]. Содержание водорода в растворе, рассчитанное по базе данных ПК СЕЛЕКТОР [33], в зависимости от температуры t (°C) из соотношения:

$$\lg H_{2p-p} = 8.0501 \, \lg t - 22.739 \tag{5},$$

составляет 0.00141÷0.0243 m при 300–400°С. На этом интервале температур CO₂ и CH₄ образуются в равных количествах 0.384÷3.88 m. Локально проявленная вторичная приразломная углеродизация с включениями микрочешуйчатого графита в мелантерите, FeSO₄·7H₂O, обусловлена окислительной конверсией метана.

Атомная доля мышьяка в ру-II и asp-II повышается вследствие дефицита катиона (табл. 4). В умеренно-кислотной восстановительной области гидротермального процесса As преимущественно переносится в виде тиоарсенита и его диссоциатов [6, 7], а при вхождении As в дисульфид железа изменяется его валентное состояние от As^{3+} повесенит в раз до As^{2-} As-ny :

$$As^{3+}_{\text{тиоарсенит, p-p}} + 5e^{-} \rightarrow As^{2-}_{As-пирит}$$
(6),

$$2.5H_{2 p-p} \rightarrow 5H^{+}_{p-p} + 5e^{-}$$
(7).

Водород из флюида и гидротермальной фазы (7) является донором электронов для реакции (6). Он участвует в топохимических реакциях поверхности ру и тиоарсенитов гидротермального раствора с образованием диффузных зон As-ру и мышьяковистых внешних кайм на метакристаллах asp-I (рис. 4, a, δ), которое также сопровождается осаждением частиц тонкодисперсного золота.

Топохимические реакции (8,10) лимитируются диффузией As от поверхности раздела фаз в кристаллы ру-I или asp-I. Ширина возникающей диффузной каймы зависит от коэффициента диффузии As. Появление повторяющихся контрастных мышьяковистых кайм отложения при росте кристаллов As-ру, отмечаемое в [16, 36, 37], по нашему мнению, связано с ритмами изменения температуры и состава минералообразующего раствора.

Диффузное распределение As в ру и asp, коэффициент диффузии As. В расчете коэффициента диффузии As нами использована формула Стокса-Эйнштейна [1, 14]:

$$\mathbf{D} = \mathbf{R} \times \mathbf{T} / (6 \times \mathbf{N}_{a} \times \pi \times \eta \times \mathbf{r}) = 1.0614 \times 10^{-12} \times \mathbf{T} / \eta, \tag{10}$$

где R – универсальная газовая постоянная, R = 0.0813 H. см/(моль. K), H – ньютон; T – абсолютная температура, K; N_a – число Авогадро, $6.22 \times 10^{23/}$ моль, $\pi = 3.142$, r – ионный радиус As³⁺ = 0.69.10⁻⁸ см; η – коэффициент динамической вязкости, спз, 1 спз = 0.01 H с/10⁴ см², множитель

 $\mathbf{F} = \mathbf{R}: (6 \times N_a \times \pi \times \mathbf{r}) = 1.0614 \times 10^{-12} \text{ H/K}$ (12).

Используемое значение коэффициента η получено из экстраполяции зависимости от температуры параметров вязкости валентных аналогов As – фосфора, сурьмы, ртути, по их табличным значениям [26]:

 $\eta = 4.8946$ · t ^{0.2917}, t – температура, °C.

В расчете временной продолжительности образования высокомышьяковистых кайм на кристаллах asp применяется уравнение зависимости ширины каймы от коэффициента диффузии подвижного компонента (As) через поверхность раздела кристалл – раствор по преобразованной формуле [1, 10]:

$$dh / d\tau = D \times C / h, \qquad (12)$$

где h – ширина каймы, см, τ – время образования каймы (с), D – коэффициент диффузии (см²/ с), рассчитанный в табл. 5, C – концентрация As на внешней стороне каймы, с интегрированием которой

 $\int_{h}^{0} dh \times h = \int_{\tau}^{0} D \times C_{o} \times d\tau$ получаем в подинтегральном выражении

0.5 $h^2 = D_{As} \times C_o \times \tau + const.$

В вычислениях с нулевой константой интегрирования при начальных τ и h, равных 0, находится h – ширина каймы

 $h^2 = 2D \times C_o \times \tau$, откуда $\tau = h^2 / (2D \times C_o)$ (13).

Время, рассчитанное при формировании мышьяковистых кайм на кристаллах asp, в таблицах 6, 7 отражает длительность рудообразования при диффузных процессах в десятки и сотни тысяч лет, соответствующую масштабу геологического времени.

Учитывая, что диффузия As в asp-I и образование фрагментов As-ру в метакристаллах ру-I – процессы

Таблица 5. Расчет коэффициента диффузии мышьяка D_{лs}.

Т, К	t, °C	η, H·c/cm ²	T/η	F	D, см ² / с
423	150	1.132.10-4	373.675·10 ⁴	1.0614.10-12	3.966.10-6
473	200	$1.042 \cdot 10^{-4}$	$453.935 \cdot 10^4$	$1.0614 \cdot 10^{-12}$	$4.818 \cdot 10^{-6}$
523	250	$0.972 \cdot 10^{-4}$	$535.312 \cdot 10^4$	$1.0614 \cdot 10^{-12}$	5.68.10-6
573	300	$0.925 \cdot 10^{-4}$	$619.459 \cdot 10^4$	$1.0614 \cdot 10^{-12}$	$6.575 \cdot 10^{-6}$
623	350	$0.885 \cdot 10^{-4}$	$703.955 \cdot 10^4$	$1.0614 \cdot 10^{-12}$	$7.472 \cdot 10^{-6}$
673	400	$0.851 \cdot 10^{-4}$	$790.834 \cdot 10^4$	$1.0614 \cdot 10^{-12}$	8.394.10-6

субодновременные, с равным значением τ, нами для расчета коэффициента диффузии D_{As} в ру используется формула (13) в преобразованном виде,

 $D_{As} = 0.5 h^2 / C_o \times \tau$ (14),

где τ – продолжительность отложения каймы с минимальной шириной на asp, рассчитанная в табл. 7, отождествленная с длительностью образования поверхностных и дислокационных кайм на метакристаллах ру-I, а C_o и h – соответственно, минимальная поверхностная концентрация As 0.7 вес. %, при ширине каймы на ру, равной 10 мкм (рис. 4, δ) (табл. 8). Рассчитанный коэффициент диффузии D_{As-пн} использован в примере определения продолжительности формирования диффузионного, локально трещинного образования As-ру в метакристаллах ру на месторождении El Callao, Venezuela [40] по формуле (13) (табл. 9) при содержании As на поверхности дислокации C_o = 2.4 вес. % и ширине диффузиого переноса, h = 32.13 мкм.

На интервале отложения оруденения около 200– 250°С время образования мышьяковистой диффузионной зоны монокристалла ру составляет десятки тысяч лет, что соответствует масштабу геологического времени. Полученная оценка длительности процесса диффузии совместима с рациональностью вычислительного подхода при изучении рудообразования с использованием термодинамического расчета по методу физико-химического моделирования (ФХМ) [33].

Термодинамический расчет отложения рудного золота с участием сернисто-мышьякового гидротермального раствора. Физико-химическим термодинамическим расчетом по варианту метода ФХМ определяются условия отложения Au в последовательности формирования минеральных ассоциаций рудоносного метасоматита в зависимости от температуры и вариаций в составе гидротермального раствора. С использованием резервуарной модели проточного реактора [7, 26] рассчитан парагенезис твердых фаз, состав сосуществующей гидротермаль-

Таблица 6. Время образования каймы с максимальной шириной 27 мкм и C₀ = 52.9 вес. % Аs.

t, °C	Т, К	D _{As}	Co	h	h ²	τ, c	τ, лет
150	423	3.966·10 ⁻⁶	3.174.10-18	27.10-6	729·10 ⁻¹²	28.941·10 ¹²	9.177·10 ⁵
200	473	4.818.10-6	3.174.10-18	27.10-6	729·10 ⁻¹²	$23.835 \cdot 10^{12}$	$7.558 \cdot 10^5$
250	523	$5.68 \cdot 10^{-6}$	3.174.10-18	27.10-6	729·10 ⁻¹²	$20.218 \cdot 10^{12}$	$6.411 \cdot 10^5$
300	573	$6.575 \cdot 10^{-6}$	3.174.10-18	27.10-6	729·10 ⁻¹²	17.466 [.] 10 ¹²	5.538·10 ⁵
350	623	7.472.10-6	3.174.10-18	27.10-6	729·10 ⁻¹²	15.369·10 ¹²	4.873·10 ⁵
400	673	8.394.10-6	3.174.10-18	27.10-6	729·10 ⁻¹²	$13.681 \cdot 10^{12}$	4.338·10 ⁵

Примечание. т, лет = т, с/3.1536·107с/год.

t, °C	Т, К	D _{As}	C _o	h	h ²	τ, c	τ, лет
150	423	3.966·10 ⁻⁶	$2.688 \cdot 10^{-18}$	5.04·10 ⁻⁶	25.4·10 ⁻¹²	$1.191 \cdot 10^{12}$	$0.378 \cdot 10^5$
200	473	4.818.10-6	$2.688 \cdot 10^{-18}$	$5.04 \cdot 10^{-6}$	25.4·10 ⁻¹²	0,981·10 ¹²	0.311·10 ⁵
250	523	5.68·10 ⁻⁶	$2.688 \cdot 10^{-18}$	5.04.10-6	25.4·10 ⁻¹²	$0.832 \cdot 10^{12}$	$0.264 \cdot 10^5$
300	573	$6.575 \cdot 10^{-6}$	$2.688 \cdot 10^{-18}$	5.04.10-6	25.4·10 ⁻¹²	$0.718 \cdot 10^{12}$	$0.228 \cdot 10^5$
350	623	7.472.10-6	$2.688 \cdot 10^{-18}$	5.04.10-6	25.4·10 ⁻¹²	$0.632 \cdot 10^{12}$	$0.2 \cdot 10^5$
400	673	8.394·10 ⁻⁶	$2.688 \cdot 10^{-18}$	5.04·10 ⁻⁶	25.4·10 ⁻¹²	$0.563 \cdot 10^{12}$	$0.178 \cdot 10^5$

Таблица 7. Время образования каймы с минимальной шириной 5.04 мкм и C₀ = 44.8 вес. % Аs.

Таблица 8. Коэффициент диффузии мышьяка, D_{As} в пирите на месторождении Погромное.

t, °C	Т, К	τ, c	D_{As} , cm^2/c
150	423	$1.191 \cdot 10^{12}$	1.195.10-3
200	473	$0.981 \cdot 10^{12}$	$1.45 \cdot 10^{-3}$
250	523	$0.832 \cdot 10^{12}$	$1.71 \cdot 10^{-3}$
300	573	$0.718 \cdot 10^{12}$	$1.982 \cdot 10^{-3}$
350	623	$0.632 \cdot 10^{12}$	$2.251 \cdot 10^{-3}$
400	673	$0.563 \cdot 10^{12}$	$2.527 \cdot 10^{-3}$

Таблица 9. Длительность образования диффузной каймы мышьяковистого пирита в примере месторождения El Callao, Venezuela [37].

t°C	тк	$0.5 h^2/C$	$D_{\rm e} c w^2/c$,	τ
ι, υ	т, к	0.5 H /C ₀	$D_{As}, c_M/c$	с	лет
150	423	$4.2836 \cdot 10^9$	$1.192 \cdot 10^{-3}$	$3.594 \cdot 10^{12}$	$1.140 \cdot 10^5$
200	473	$4.2836 \cdot 10^9$	$1.448 \cdot 10^{-3}$	$2.958.10^{12}$	$0.938 \cdot 10^5$
250	523	$4.2836 \cdot 10^9$	$1.707 \cdot 10^{-3}$	$2.509 \cdot 10^{12}$	$0.795 \cdot 10^5$
300	573	$4.2836 \cdot 10^9$	1.978.10-3	$2.166 \cdot 10^{12}$	$0.687 \cdot 10^5$
350	623	$4.2836.10^9$	2. 247.10-3	$1.906 \cdot 10^{12}$	$0.604 \cdot 10^5$
400	673	$4.2836 \cdot 10^9$	$2.522 \cdot 10^{-3}$	$1.698 \cdot 10^{12}$	$0.538 \cdot 10^5$

ной фазы, вычислена концентрация ионов и соединений Au, S и As. Для примера участков инфильтрации при формировании рудного тела принято расчетное отношение порода/раствор (П/Р) = 1:1, т.е. в массовом соотношении 1 кг метасоматита взаимодействовал с 1 кг раствора при давлении 1 кбар и температуре гидротермального процесса 100-350°С с «шагом» через 50°С. Вычислительная матрица включает состав 1 кг рудовмещающего метасоматита 6-й зоны (табл. 1) при содержаниях S и As, изменяющихся от 0.1 и 0.05 m до 0.001 и 0.0005 m, соответственно, в зависимости от количества присутствующих ру и asp. Исходный раствор, взаимодействующий с метасоматитом, насыщен при 350°С относительно ру, asp и Au_{крист} при содержании 0.5 m NaCl и 2 m CO₂, согласно определениям состава флюидных включений из [9] и по данным

авторов. Список зависимых компонентов включает 64 твердых минерала, 556 частиц в водном растворе и 100 газов. Использованы базы термодинамических данных из ПК СЕЛЕКТОР и термодинамические константы, заимствованные из [6–8]. В минеральных твердых растворах коэффициенты активности миналов приняты равными 1.

Рассчитанный состав кварц-альбит-мусковитового метасоматита (табл. 10) содержит альбит в интервале $\geq 250^{\circ}$ C. Он сменяется мусковитом и кварцем в присутствии карбоната-анкерита при температуре ≤ 200°С. В мусковите (сериците) повышена доля парагонитового компонента. Ру и asp образуются при содержании S и As в составе системы более 0.01 и 0.005 m, соответственно. Присутствие комплексов Аи, значимое для рудообразования, возможно при концентрации S и As более 0.001 и 0.0005 m (рис. 5). В сернисто-мышьяковистом, сульфоарсенидном гидротермальном растворе Аи переносится в составе комплексных частиц – тиоарсенитов AuAsS₂⁰ и H₂AuAsS₃⁰. Их концентрация уменьшается на порядки при температурах менее 250°С. Ниже 150°С с тиоарсенитами сосуществует гидросульфид AuHS⁰. При содержаниях As в общем составе менее 0.0005 m pacтворимость Аи уменьшается на четыре порядка. Гематит выделяется в составе метасоматита также при концентрации серы ≤ 0.001 m. Дальнейшее снижение содержания серы в растворе способствует преобладанию моногидроксида золота Au(OH)⁰ с количеством не более 1.6×10^{-7} m (рис. 5). При уменьшении валовой концентрации S и As при температуре от 350 до 100°С тиоарсениты H₂AsS₃⁰ и AsS₃³⁻, преобладающие в сульфоарсенидной среде, сменяются мышьяковистыми кислотами H₂AsO₂ и HAsO₂, содержание которых не превышает 4.3×10⁻⁵ m при 350°C. В рассчитанном варианте продуктивная золото-сульфидная ассоциация образуется в кварц-альбит-мусковитовом метасоматите в интервале температур от 300 до 150°С из насыщенного раствора с концентрацией As и S не менее 0.01 и 0.005 m, соответственно. Полученная смена парагенезиса метасоматита при изменении тем-

Парагенезис		Тег	мпература,	°С, вариант	r 1		Концентрация
	100	150	200	250	300	350	раствора, т
Кварц	60	60	60.7	62.4	59.4	49.3	0.1 S
Альбит	0	0	0	0	6.8	29.4	0.05 As
Мусковит	22.5	22.5	22.8	23.5	20.3	9.2	
Карбонат	10.4	11	11.8	9.9	9.9	8.6	
Арсенопирит	0	0	0	3.3	3.6	3.5	
Пирит	1.3	1.3	0.1	0.001	0.001	0.001	
Аурипигмент	5.5	5.5	4.5	0.8	0	0	
			вариан	т 2			
Кварц	68.5	68.4	68.2	66.9	54.4	51	0.01 S
Альбит	0	0	0	3.3	28.1	39.1	0.005 As
Мусковит	25.6	25.6	25.6	24.2	12	6.4	
Карбонат	5.3	5.5	5.6	5.6	5.5	0.2	
Магнетит	0	0	0	0	0	3.1	
Аурипигмент	0.6	0.6	0.54	0	0	0	
			вариан	т 3			
Кварц	70.2	69.7	69.8	66.5	53.6	50	0.001 S
Альбит	0	0	0	6.7	33.6	42.3	0.0005 As
Мусковит	26.3	26.1	26	22.8	9.4	4.8	
Карбонат	1.7	2.1	2.9	1.9	1	0.1	
Магнетит	0	0	0	0	1.1	2.3	
Гематит	1.9	2.1	2.1	2.1	1.2	0.5	

Таблица 10. Зависимость рассчитанного состава околорудного метасоматита (вес.%) от температуры и концентрации сульфоарсенидного гидротермального раствора.



пературы и состава минералов является адекватной ввиду появления Na-серицита (табл. 2) и гематита в минеральной зональности.

В рудных залежах у ру, аsp и As-ру с диффузным повышением распределения As граничные поверхности декорированы микрочастицами золота с «присыпкой» микрозерен кварца и мусковита. Топохимическая реакция отложения Au_{крист} (15) возможна при участии водорода в системе, подобно реакциям (8, 9):

$$\begin{split} & \operatorname{FeS}_{2^{\operatorname{I}\operatorname{I}\operatorname{I}\operatorname{I}\operatorname{I}\operatorname{I}\operatorname{I}\operatorname{I}}} + \operatorname{H}_{2}\operatorname{AuAsS}_{{}_{3^{p}\cdot p}} + \operatorname{3H}_{{}_{2^{p}\cdot p}} \to \operatorname{Fe}(\operatorname{As}, \operatorname{S})_{{}_{A^{s}\cdot py}} \\ & \operatorname{Au}_{{}_{\operatorname{Kpucr}}} + \operatorname{4}\operatorname{H}_{2}\operatorname{S}_{{}_{p}\cdot p} \quad (15), \end{split}$$

с активностью, рассчитываемой по уравнению (16),

lga H_{2p-p} = 1/3 (4lga H₂S_{p-p}-lgK₍₁₅₎ – lga Au_{p-p}) (16), где lga – логарифм активности, lgK₍₁₅₎ – константа равновесия реакции (15).

Летучесть H₂, пересчитанная для данной реакции lg f_{H2} = -5.28÷-8.82, не лимитирует химическое взаимодействие, так как она на 1–2 порядка меньше летучести водорода, создаваемой REDOX процессами в породах ряда «кератофир—кислый эффузив—трахит» [20] и на 2–4 порядка меньше активности H_{2p-p}, полу-

Рис. 5. Рассчитанная растворимость золота в сульфоарсенидном гидротермальном растворе в зависимости от температуры, концентрации серы и мышьяка при давлении 1 кбар.

чаемой при декарбонизации (2) углеродистых терригенных пород. Повышенный водородный потенциал буфера «графит-вода», распространенный по всему «меланжированному» межнадвиговому блоку вследствие его дислокационной проницаемости, влияет на отложение Аи по реакции (15). Золото-сульфидная ассоциация формируется при осаждении в результате взаимодействия растворов с контрастными кислотно-основными и окислительно-восстановительными свойствами [21-23, 39]. Расположение оруденения субвертикальных тел золоторудных штокверков в дислоцированных метасоматитах обусловлено смешением растворов с повышенным водородным потенциалом и растворов из внешнего источника-резервуара с рудной специализацией, различающихся по кислотности-шелочности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Месторождение Погромное, расположенное на Восточно-Забайкальской ветви Монголо-Охотской сутуры, в краевой части Ононского островодужного террейна, сформировалось на периферии рифтогенного ареала позднеюрского вулканизма шадаронской серии. Рудовмещающие метасоматиты месторождения датированы аргон-аргоновым методом в 139.5 \pm 1.8 млн лет, с последующей фазой прожилкового оруденения на уровне 131 \pm 1.2 млн лет при завершении гидротермальной активности гранитоидов амуджикано-сретенского комплекса, что предполагает возможную продолжительность рудообразования более 8 млн лет.

Оруденение залегает в межбудинных блоках зоны смятия с замещением субстрата метасоматическими изменениями кварц-альбит-слюдистой формации профиля кислотного выщелачивания, в которых при деформациях с проявлением тонких дислокаций размещены субвертикальные золоторудные штокверки.

По данным изучения метасоматитов и флюидных включений в кварце золотоносные руды формировались в интервале температур 570–350° (метасоматиты) и 360–235° (прожилковая кварцевая минерализация). Интервал давлений составил от 1 до 2.65 кбар. Присутствие углекислого газа, метана и водорода в хлоридно-натровых растворах и флюидах, участвующих в рудообразовании, обусловлено декарбонизацией углеродистых пород из разреза рудовмещающей вулканогенно-осадочной толщи.

Термодинамические расчеты изученных рудных py-asp ассоциаций с золотом показали, что: (1) продолжительность образования зональности метакристаллов asp и As-py, сопутствующей топохимическим реакциям осаждения золота, охватывает десятки тысяч лет; (2) парагенезис asp, ру и самородного золота выделяется в кварц-альбит-мусковитовом метасоматите на интервале 150° C÷ 300° C, вследствие взаимодействия с сульфоарсенидным гидротермальным раствором при содержаниях серы и мышьяка более 0.005 m; (3) в данной сульфоарсенидной системе количество Au, значимое для рудообразования, мигрирует в составе комплексных частиц – тиоарсенитов AuAsS⁰₂ и H₂AuAsS⁰₃, с нижним пределом концентраций S ≥ 0.001 и As ≥ 0.0005 m. Значение этих комплексов уменьшается при температурах $\leq 200^{\circ}$ C, а при 150°C с ним сосуществует гидросульфид AuHS⁰. Снижение содержания S и As в валовом составе системы менее 0.001–0.0005 m уменьшает растворимость золота более чем на 4 порядка.

Исследование проведено в рамках выполнения государственного задания по Проекту IX.130.3.1 (№ 0284-2021-0001). Аналитические результаты получены с использованием материально-технической базы ЦКП «Изотопно-геохимические исследования» ИГХ СО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бахтина Г.Д. Диффузия. Кинетика гетерогенных процессов. Волгоград: Волгоград. техн. ун-т, 2011. 28 с.
- Борнеман-Старынкевич И.Д. Руководство по пересчету формул минералов. М.: Наука, 1964. 223 с.
- Бортников Н. С. О достоверности арсенопиритового и арсенопирит-сфалеритового геотермометров // Геология руд. месторождений.1993. Т. 35, № 2. С. 177–194.
- Будяк А.Е., Горячев Н.А., Развозжаева Э.А., Спиридонов А.М., Соцкая О.Т., Брюханова Н.Н. Геохимия рассеянного органического вещества в золоторудных месторождениях черносланцевых формаций // Докл. АН. 2015. Т. 463, № 6. С. 692–695.
- Булгатов А.Н., Климук В.С., Шивохин Е.А. Кулиндинская свита в стратотипе (Восточное Забайкалье, Монголо-Охотский складчатый пояс) // Отеч. геология. 2010. № 4. С. 54– 60.
- Вилор Н. В., Казьмин Л.А. Применение физико-химического моделирования при исследовании сульфоарсенидных комплексов в гидротермальных растворах // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 6. С. 589–603.
- Вилор Н.В., Казьмин Л.А., Павлова Л.А. Формирование арсенопирит-пиритового парагенезиса на месторождениях золота (термодинамическое моделирование) // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 7. С. 1044–1064.
- Вилор Н.В., Казьмин Л.А., Горячев Н.А. Сульфоарсенидные комплексы золота в рудообразующих гидротермальных растворах (термодинамическое моделирование) // Геохимия. 2014. № 10. С. 936–945.
- Волков В.А., Прокофьев В.Ю., Алексеев В.Ю., Бакшеев И.А., Сидоров А.А. Рудообразующие флюиды и условия формирования золото-сульфидного оруденения в зоне смятия (shear zone): месторождение Погромное (Восточное Забайкалье) // Докл. АН. 2011. Т. 441, № 3. С. 352–357.

- 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.
- Дриль С.И., Голубев В.И. Изотопная Nd –Sr систематика и редкоземельная характеристика пород аккреционных комплексов восточно-забайкальской части Монголо-Охотского пояса // Докл. AH. 2003. Т. 389, № 3. С. 369–373.
- Ефремов С.В., Спиридонов А.М., Горячев Н.А. Слэбовый расплав как потенциальный источник профилирующих элементов месторождений золота и тяжелых металлов // Докл. АН. 2018. Т. 479, № 5. С. 1–5.
- Жуховицкий А.А., Шварцман Л.А. Физическая химия. М.: Металлургия, 1976. 543 с.
- 14. Ильина Г.Ф., Красников В.И., Саитов Ю.Г., Попова А.Г., Филиппова М.И. Геологические особенности золоторудного месторождения Погромное (восточное Забайкалье) // Благородные и редкие металлы Сибири и Дальнего Востока: рудообразующие системы месторождений комплексных и нетрадиционных типов руд: Материалы науч. конф. Иркутск: ИГХ СО РАН, 2005. Т. 1. С. 62–64.
- Классификация и номенклатура метаморфических горных пород / Справочное пособие. Новосибирск.: Наука, СО. 1992. 205 с
- 16. Кравцова Р.Г., Тарасова Ю.И., Макшаков А.С., Павлова Л.А. Особенности распределения и формы нахождения золота, серебра и сопутствующих элементов в потоках рассеяния золото-серебряных зон Дукатского месторождения (Северо-Восток России) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 4. С. 676–698.
- Котов Н.В. Термодинамика процессов ката- и метагенеза (по экспериментальным данным). Термодинамический режим метаморфизма. Л.: Наука, 1976. С. 147–159.
- Мельников А. И. Структурная эволюция метаморфических комплексов древних щитов. Новосибирск.: Акад. изд-во «ГЕО», 2011. 288 с.
- Наумов Г.Б., Ходаковский И.Л., Рыженко Б.В. Справочник термодинамических величин. М.: Атомиздат, 1971. 239 с.
- Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра, 1976. С. 287.
- 21. Рыженко Б.Н., Крайнов С. Р. Причины накопления и восстановительное действие водорода в гидротермальных флюидах // Геохимия. 1992. № 5. С. 611–618.
- 22. Рыженко Б.Н., Барсуков В.Л., Князева С.Н. Химические характеристики (состав, pH, Eh) системы вода/порода. 1. Система гранитоиды/вода // Геохимия. 1997. № 12. С. 1227–1254.
- 23. Рыженко Б.Н., Коваленко Н.И. Флюидный режим континентальной литосферы. Какова среда рудообразования? // Флюидный режим эндогенных процессов континентальной литосферы. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2015. С. 152–154.
- Скляров Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И. Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск: Изд-во СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1997. 182 с.
- 25. Спиридонов А.М., Зорина Л.Д., Куликова З.И., Будяк А.Е., Паршин А.В., Гранина Е. М., Павлова Л.А. Месторождение Погромное – нетрадиционный промышленный тип золотого оруденения Забайкалья // Геология и геофизика. 2015. Т. 56, № 10. С. 1760–1772.

- 26. Справочник химика. М.: Химия, 1966. Т. 1. С. 1071.
- Ступак Ф.М., Кудряшова Е.А., Лебедев В.А. О юрском вулканизме и вулканах Шадоронской впадины юго-восточного Забайкалья // Вулканология и сейсмология. 2016. № 2. С. 18–31
- Таланцев А.С. Геотермобарометрия по доломит-кальцитовым парагенезисам. М.: Наука, 1981. 136 с.
- 29. 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) // Зап. Рос. минерал. о-ва. 2021. № 1.
- 30. Татаринов А.В., Яловик Л.И., Яловик Г.А. Золотое оруденение в надвиговых структурах Монголо-Охотского коллизионного шва (Пришилкинская и Онон-Туринская зоны) // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 232, № 3. С. 22–31.
- 31. Таусон В.Л., Кравцова Р.Г., Акимов В.В., Липко С.В., Спиридонов А.М., Будяк А.Е., Воронова И.Ю., Белозерова О.Ю., Арсентьев К.Ю. Формы нахождения углерода, серы и благородных металлов на месторождениях черносланцевой формации (пример золоторудного месторождения Дегдекан, Северо-восток РФ) // Докл. АН. 2018. Т. 478, № 2. С. 221–228.
- 32. Хомич В.Г., Борискина Н.Г. Основные геолого-генетические типы коренных месторождений золота Забайкалья и Дальнего Востока // Тихоокеан. геология. 2011. Т. 30, № 1. С. 70–96.
- 33. Чудненко К.В. Термодинамическое моделирование в геохимии: теория, алгоритмы, программное обеспечение, приложения. Новосибирск: Акад. изд-во «ГЕО», 2010. С. 287.
- 34. Budyak A.E., Parshin A.V., Damdinov B.B., Reutsky V.N., Spiridonov A.M., Volkova M.G., Bryukhanova N.N., Bryansky N.V. New results of geochemical and geophysical studies of the Khadatkandskii Fault Zone (North Transbaikal Region) // Russian Journal of Pacific Geol. 2015. T. 9. N 5. C. 373–380.
- 35. Mendoza V., Redwood S., Cecchi A. Marmoto Colombia's biggest gold deposit: geological evolution and resources // Proceedings of the 34th Iternational geological congress. Brisbane. Australia: Australian geosciences council. 2012. P. 625.
- Mobley R.V., Yogodinski G.M., Creaser R.A., Berry J.M. Geologic history and timing of mineralization at the Haile gold mine, South Caroline // Econ. Geol. 2014. V. 109, N 7. P. 1863– 1881.
- 37. Morey A.A., Tompkins A.G., Bierlein F.P., Weinberg R.F., Davidson G.J. Bimodal distribution of gold in pyrite and arsenopyrite. Examples from the Archean Boorara and Bardoc shear systems, Yilgara craton, Western Australia // Econ. Geol. 2008. V. 103, N 3. P. 599–614.
- Tarasova Yu.I., Sotskaya O.T., Skuzovatov S.Yu., Vanin V.A., Kulikova Z.I., Budyak A.E. Mineralogical and geochemical evidence for multi-stage formation of the Chertovo Koryto deposit // Geodynamics & Tectonophysics. 2016. V. 7, N 4. P. 663–677.
- 39. 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 (δ¹³C, δ³⁴S 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. 2 P. 128–146 $\,$

 Velasques G., Beziat D., Salvi S., Siebenaller F., Borisova A.Y., Pokrovski G.S., Parseval P. Formation and deformation pyrite and implication for gold mineralization in the el Callao district, Venezuela // Econ. Geol. 2014. V. 109, N 2. P. 457–486.

Рекомендована к печати О.В. Авченко после доработки 21.02.2021 г. принята к печати 19.03.2021 г.

N.V. Vilor, M.G. Volkova, A.E. Budyak, N.A. Goryachev, L.A. Pavlova, <u>A.M. Spiridonov</u>, N.V. Bryanskii, B.S. Danilov

Sulfoarsenic ore formation with gold into the shear zone of East Transbaikalia branch of the Mongol-Okhotsk suture (Pogromnoe deposit, East Transbaikalia, Russia)

Pogromnoe deposit of gold-sulfide-quartz formation of stringer-disseminated ore type is formed into shear zone between overthrusts within the block of volcanic-sediment basin along the part of the Mongol-Okhotsk suture. Paragenesises of zonal quartz-albite-mica metasomatic formation correspond to profile of the moderate acid leaching. Near ore metasomatic replacements are dated as 139.5 ± 1.2 Ma.

The absolute age of gold-bearing stockworks formation is 131 ± 1.2 Ma. Ore minerals are arsenopyrite, pyrite, additional sphalerite, chalcopyrite, pyrrohotite, sulfosalts, gersdorffite, rare molybdenite and magnetite. Diffusion coefficient of As was calculated into zonal metacrystals of arsenopyrite and pyrite in ores. The established temperature interval of ore gold sedimentation is based on the physico-chemical modeling with SEJEKTOR software as equal 350–150°C. The ore gold formation was generated by sulfoarsenide hydrothermal solution containing gold as AuAsS2 and H₂AuAsS3 complexes for concentration of dissolved S $\geq 0.01 \div 0.001$ m and As $\geq 0.005 \div 0.0005$ m respectively.

Key words: shear zone, gold ore formation, structure, metasomatic zonality, metacrystal, diffusion, sulfides, temperature, Mongol-Okhotsk suture, East Transbaikalia, Russia.