

**ОЛИМПИАДИНСКОЕ ЗОЛОТОРУДНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ (Енисейский край):
ТЕМПЕРАТУРА, ДАВЛЕНИЕ, СОСТАВ РУДООБРАЗУЮЩИХ ФЛЮИДОВ,
 $\delta^{34}\text{S}$ СУЛЬФИДОВ, $^3\text{He}/^4\text{He}$ ФЛЮИДОВ, Ar-Ar ВОЗРАСТ
И ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ**

**Н.А. Гибшер¹, А.А. Томиленко¹, А.М. Сазонов², Т.А. Бульбак¹, М.А. Рябуха¹,
С.А. Сильянов², Н.А. Некрасова², М.О. Хоменко¹, Е.О. Шапаренко¹**

¹Институт геологии и минералогии им.В.С. Соболева СО РАН
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

²Институт горного дела, геологии и геотехнологий Сибирского федерального университета,
660041, Красноярск, просп. Свободный, 79, Россия

Приведены новые термобарогеохимические и изотопно-геохимические данные, свидетельствующие о сложной и длительной истории формирования уникального на Енисейском кряже Олимпиадинского золоторудного месторождения с потенциальными запасами золота более 1000 т. В формировании месторождения принимали участие одновременно или последовательно металлоносные окисленные водно-углекислотные и восстановленные углекислотно-углеводородные флюиды в интервале температур от 220 до 470 °С и давлений от 0.6 до 2.5 кбар. Флюиды золотоносных минеральных ассоциаций в своем составе содержат CO₂, углеводороды, S-, N- и галогенсодержащие соединения, которые способны транспортировать рудные элементы, в том числе и золото. Углекисло-углеводородные флюиды, обладая высокой подвижностью, явились причиной появления на Олимпиадинском месторождении рассеянной золоторудной минерализации в больших объемах кварц-карбонат-сланцевых сланцев, играющих роль геохимических барьеров. Месторождение формировалось в период от 817 до 660 млн лет и вписывается во временной интервал от кристаллизации до остывания (868—721 млн лет) ближайшего многофазного Чиримбинского гранитоидного массива. Гидротермальная деятельность флюидов, сформировавших Олимпиадинское месторождение, продолжалась не менее 100—150 млн лет.

Флюидные включения, кварц, золото, углеводороды, Ar-Ar возраст.

**THE OLIMPIADINSKOE GOLD DEPOSIT (Yenisei Ridge):
TEMPERATURE, PRESSURE, COMPOSITION OF ORE-FORMING FLUIDS, $\delta^{34}\text{S}$ OF SULFIDES,
 $^3\text{He}/^4\text{He}$ OF FLUIDS, Ar-Ar AGE, AND DURATION OF FORMATION**

**N.A. Gibsher, A.A. Tomilenko, A.V. Sazonov, T.A. Bul'bak, M.A. Ryabukha,
S.A. Sil'yanov, N.A. Nekrasova, M.O. Khomenko, and E.O. Shaparenko**

New thermobarogeochemical and isotope-geochemical data are presented, which show the intricate and long history of the formation of the unique Olimpiadinskoe gold deposit with predicted gold reserves of >1000 tons on the Yenisei Ridge. Metal-bearing oxidized water-carbon dioxide and reduced carbon dioxide-hydrocarbon fluids participated (at the same time or successively) in the formation of the deposit at 220–470 °C and 0.6–2.5 kbar. Fluids of gold-bearing mineral assemblages include CO₂, hydrocarbons, and S-, N-, and halogen-containing compounds capable of transporting ore elements, including gold. Highly mobile carbon dioxide-hydrocarbon fluids were responsible for the appearance of disseminated gold mineralization in large bodies of quartz-carbonate-mica schists serving as geochemical barriers in the Olimpiadinskoe deposit. The deposit formed in the period from 817 to 660 Ma, which fits the time interval from crystallization to cooling (868–721 Ma) of the most proximal multiphase Chirimba granitoid pluton. The hydrothermal activity of the fluids that formed the Olimpiadinskoe deposit lasted at least 100—150 Myr.

Fluid inclusions, quartz, gold, hydrocarbons, Ar-Ar age

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время золотодобывающая промышленность России сконцентрирована преимущественно на золоторудных месторождениях с вкрапленными и прожилково-вкрапленными рудами в углеродисто-карбонатно-терригенных породах. Эти объекты при умеренных или низких содержаниях

© Н.А. Гибшер✉, А.А. Томиленко, А.М. Сазонов, Т.А. Бульбак, М.А. Рябуха, С.А. Сильянов, Н.А. Некрасова, М.О. Хоменко, Е.О. Шапаренко, 2019

✉e-mail: gibsher@igm.nsc.ru

DOI: 10.15372/GiG2019073

золота со значительными объемами рудной массы позволяют вести отработку карьерами высокой производительности [Ли, 2003; Новожилов и др., 2014]. Специфика месторождений такого типа состоит в том, что основная масса золота представлена дисперсными частицами и рассредоточена в большом объеме метасоматических пород. Представителем этого типа является Олимпиадинское месторождение на Енисейском кряже, сопоставимое по запасам с такими золоторудными гигантами, как Сухой Лог, Наталка, Мурунтау, Кумтор, Калгурли, Бендиги и др. [Ли, 2003; Сердюк и др., 2010; Новожилов и др., 2014; Сазонов и др., 2016; Groves et al., 2016].

Генетические причины локализации золотого оруденения на отдельных уровнях разреза рудовмещающих пород дискуссионны. В одних генетических моделях допускается первичное обогащение осадков кластогенным золотом в терригенных отложениях или хемогенным, в связи с субмаринной гидротермальной деятельностью вблизи узлов сочленения разломов фундамента, которые неоднократно подновлялись и контролировали размещение гидротермальной минерализации [Петров, 1974; Буряк, 1982]. Другие исследователи [Новожилов, Гаврилов, 1999; Ли, 2003; Кряжев, Гриненко, 2007; Кряжев, 2010, 2017; Сазонов и др., 2010; Новожилов и др., 2014] полагают, что месторождения сухоложско-олимпиадинского типа гидротермальные, а флюидные системы связаны с магматогенными либо с метаморфогенными процессами. В этом случае формирование золотоносных метасоматитов, распределение и концентрирование рудного вещества, включая привнос золота, осуществлялся гидротермальными растворами из более глубоких сечений земной коры, что в конечном итоге привело к возникновению мощных и протяженных рудных тел. В гидротермальных моделях рудообразующие флюиды енисейских месторождений играют главную роль в золоторудогенезе [Прокофьев и др., 1994; Афанасьева и др., 1995; Баранова и др., 1997; Генкин и др., 2002].

В последние годы, в связи с усовершенствованием традиционных и привлечением новых методов и приборов последнего поколения, стало возможным уточнить полученные ранее физико-химические параметры флюидов и использовать их в практических целях при проводимых геолого-разведочных работах на глубоких горизонтах месторождения Олимпиада, поисках и оценке в других золоторудных районах.

В исследовании использована коллекция рудных образцов разведочных работ 2009—2014 гг. на Олимпиадинском месторождении и опыт изучения флюидных включений на других золоторудных объектах Енисейского кряжа [Томиленко, Гибшер, 2001; Tomilenko et al., 2010; Гибшер и др., 2011, 2017; Рябуха и др., 2015], концентрируя основное внимание на характеристике факторов золотоносности флюидов, сформировавших уникальное Олимпиадинское месторождение. Нами проведен комплекс термобарогеохимических исследований флюидных включений в кварце, сульфидах и карбонатах, получены характеристики изотопного состава серы сульфидов, изотопов гелия во флюидных включениях, определены состав и концентрации элементов платиновой группы, определен Ag-Ag возраст и продолжительность формирования Олимпиадинского месторождения.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОЛИМПИАДИНСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Олимпиадинское месторождение вкрапленных золото-сульфидных руд является крупнейшим из находящихся в эксплуатации золоторудных объектов Енисейского кряжа. Раздел статьи написан на основании опубликованных материалов одного из первооткрывателей месторождения Л.В. Ли [Ли и др., 1984; Ли, 2003], а также более поздних работ [Сазонов, Кременецкий, 1994; Генкин и др., 1994, 2002; Сердюк и др., 2010; Новожилов и др., 2014; Сазонов и др., 2016]. Месторождение расположено в южной части Северо-Енисейского рудного района, на участке тектонического блока, характеризующегося погружением кровли гранитоидного батолита. На дневную поверхность гранитоиды вскрываются в виде крупного Чиримбинского массива и ряда более мелких интрузий, полукольцом окружающих месторождение (рис. 1, А). Месторождение находится в ареале динамического влияния Татарского глубинного разлома. Рудовмещающая толща по современной стратиграфической схеме, принятой для региона, отнесена к кординской свите сухопитской серии рифея (см. рис. 1, Б). Рудовмещающие породы подвержены метасоматическим изменениям (окварцеванию, карбонатизации, серицитизации и хлоритизации), которые предшествовали и сопутствовали формированию ранней кварц-золото-арсенопирит-пирротиновой (\pm шеелит) и более поздней кварц-золото-сурьмяной (\pm шеелит) минеральным ассоциациям.

Особенности геологического развития, характеризовавшиеся повышенной тектономагматической активностью, определили металлогеническую специфику Олимпиадинского месторождения, которая заключается в распространении в пределах рудного поля месторождения золото-пирротин-арсенопиритового, золото-вольфрамитового, золото-шеелитового, золото-антимонитового и золото-антимонит-шеелитового и золото-висмутитового оруденения, отличающегося от типоморфного для Енисейского кряжа золото-кварцевого.

Гидротермальный процесс в рудном поле месторождения начинался с формирования в предрудный этап разнообразных по составу метасоматитов, продолжался в рудный этап отложением золоторудной минерализации и заканчивался кристаллизацией в пострудный этап кварцевых \pm кальцитовых \pm флюоритовых \pm полевошпатовых прожилков. Главным полезным компонентом во всех типах гидротермальной минерализации является золото, но наряду с ним в повышенных количествах содержится вольфрам, серебро и сурьма. Размещение прожилково-вкрапленных рудных тел месторождения контролируется системами разрывных межпластовых тектонических нарушений, осложняющих периклинальное замыкание Медвежинской антиклинали. Вещественную основу руд составляют кварц, карбонаты, слюды (мусковит, серицит, биотит). В виде примеси руды содержат хлорит, рутил и диспергированное углеродистое вещество (от тысячных долей до 1—2 %, иногда достигающее 4.15 %). Месторождение состоит из двух взаимосвязанных участков — Западного (или Олимпиадинского) и Восточного (или Правобережного), различающихся особенностями структурной позиции и масштабом оруденения (см. рис. 1, В). На Западном участке выделены три рудных тела (№ 1, 2, 3), а на Восточном участке одно — главное рудное тело (№ 4), где сосредоточено более 90 % золота. Рудные тела месторождения приурочены к карбонатсодержащим стратифицированным пачкам и оконтуриваются опробованием. Они представляют собой метасоматиты преимущественно слюдяно-карбонат-кварцевого и цоизит-полевошпат-кварц-слюдяного составов, содержащие вкрапленность, прожилки рудных минералов и микроскопические выделения золота [Ли, 2003; Новожилов и др., 2014]. Внутреннее строение рудных тел неоднородное. В них богатые золотом рудные прослои, ленты, линзы перемежаются с бедными рудами и безрудными участками. Обогащенные золотом участки приурочены к зонам разрывных нарушений, с интенсивно развитой минерализацией арсенопирита, пирротина и антимонита-бертьерита. Максимальный вертикальный размах оруденения оценивается более 1400 м.

Золото является основным полезным компонентом руд месторождения и преимущественно в своей массе представлено дисперсными частицами. Основным концентратором золота является арсенопирит игольчатого габитуса, в короткопризматической и более крупнозернистой псевдодипирамидальной разновидности арсенопирита золота содержится на 1—2 порядка меньше, чем в игольчатой [Ли, 2003; Новожилов и др., 2014]. Реже отмечается золото в пирротине, пирите, Sb-содержащих минералах, а также в микрогранобластовом кварце и слюдах основной ткани рудовмещающих пород. Пирротин, тесно ассоциирующий с золотом, развит в виде мелкой вкрапленности в метасоматитах по кварц-карбонат-слюдяным сланцам и в виде гнезд и прожилков, нередко крупных размеров в кварц-золото-сульфидных жилах.

Золото-сурьмяная с сопутствующими теллуридами минерализация, состоящая из преобладающих в ней антимонита и бертьерита, имеет локализованное распространение и пространственное обособление в зоне Медвежинского рудоконтролирующего разлома. Эта минерализация отнесена к поздним продуктивным образованиям, накладывающихся на раннюю кварц-золото-арсенопирит-пирротиную минерализацию. Шеелитовая минерализация имеет также локальное распространение и связана со скарноидами, углеродисто-слюдяно-кварц-карбонатными метасоматитами [Афанасьева и др., 1995].

Кварц является основным минералом, постоянно встречающимся в составе предрудных метасоматитов, золото-сульфидных минеральных ассоциаций и пострудных кварц-карбонатных \pm полевошпатовых \pm флюоритовых образований. На месторождении выделено несколько генераций кварца.

Кварц I развит в предрудных метасоматитах. Он слагает тонкие прожилки, гнезда, линзообразные обособления, заполненные мелкозернистым кварцем белого цвета. Зерна этого кварца часто трещиноваты, несут следы пластических деформаций в виде блочного, линейного, волнистого угасания. Из новообразованных минералов с ним ассоциируют чешуйки мусковита, биотита, серицита, вкрапленные проявления сульфидов. Содержание золота в исследованных предрудных метасоматитах не превышает 0.3—0.4 г/т.

В рудном этапе выделены две генерации кварца (II и III). Кварц II проявлен в золото-арсенопирит-пирротиновой минеральной ассоциации, а кварц III — в золото-сурьмяной. Кварц III, как правило, выполняет одиночные жилы, а также гнезда в зонах дробления и смятия.

Кварц IV слагает системы маломощных кварцевых, кварц-карбонатных \pm полевошпатовых \pm флюоритовых прожилков, секущих предрудные метасоматиты и кварц-золото-сульфидные руды месторождения.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Основу фактического материала составила коллекция образцов в количестве 70 штук. Исследованные образцы отобраны по разведочным линиям РЛ-18.0 и РЛ-25.5 (рис. 1, В) из 10 скважин в интервале глубин от 4.5 м (скв. 503) до 817 м (скв. 510) рудного тела № 4 на Восточном участке месторождения (см. рис. 1, В). Из одной половины образца изготавливались петрографические шлифы и полированные с двух сторон пластинки для исследования индивидуальных флюидных включений, вто-

рую половину этого же образца дробили и рассеивали на ситах. Описание процедуры подготовки проб для анализов приведено в работе [Гибшер и др., 2011]. Температура общей гомогенизации, эвтектики и плавления льда водных растворов, температура частичной гомогенизации и плавления $\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4 \pm \text{N}_2$ газов во флюидных включениях замерялись в микротермокамере THMSG-600 фирмы Linkam с диапазоном измерений от -196 до $+600$ °С. Стандартная аппаратная ошибка измерений составляет ± 0.1 °С в отрицательной и ± 5 °С в положительной области температур.

Давление флюида в гидротермальной системе рассчитывалось по сингенетичным включениям ($\text{Ж}_{\text{H}_2\text{O}} + \text{Г}$, $\text{Ж}_{\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4 \pm \text{N}_2}$, $\text{Г}_{\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4 \pm \text{N}_2}$). По газовой-жидким включениям замерялась общая температура гомогенизации, а по углекислотно-метан-азотным включениям определялась температура частичной гомогенизации и вид гомогенизации (в жидкую или газовую фазу). Полученные параметры позволили оценить давление флюида по методам, приведенным в работах [Brown, Lamb, 1989; Thiery et al., 1994; Duan et al., 1996; Bakker, 2001]. Состав водной фазы индивидуальных флюидных включений определяли на основании температур эвтектики, которые характеризуют водно-солевую систему [Борисенко, 1977]. Соленость растворов оценивали по температуре плавления льда и температуре растворения кристаллика соли, используя двухкомпонентную водно-солевую систему $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$ [Жиргинцев и др., 1972]. Состав и концентрация элементов платиновой группы и рения во флюидных включениях кварца и сульфидов определены методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ID-ICP-MS). Методика подготовки вещества из флюидных включений в сульфидах и кварце приведена в работах [Козьменко и др., 2011; Гибшер и др., 2018].

Состав газовой фазы индивидуальных флюидных включений исследован на одноканальном КР-спектрометре Ramanor U-100 фирмы Jobin Yvon с использованием аргонового лазера диаметром 1.5 мкм и мощностью 3 Вт по методике, изложенной в работе [Dubessy et al., 1989]. Валовой состав газовой составляющей флюидов определен методом газовой хромато-масс-спектрометрии (GC-MS). Минерал помещался в специальное устройство, включенное в газовую схему хроматографа перед аналитической колонкой. Экстракция газовой смеси из флюидных включений произведена без пиролиза при однократном ударном разрушении образца в потоке инертного гелия. Детальное описание метода GC-MS приведено в работах [Tomilenko et al., 2015; Sokol et al., 2017]. На всех этапах подготовки проб к анализу не использовались органические вещества.

Изотопы серы ($\delta^{34}\text{S}$) сульфидов измерялись в газе SO_2 , полученном при взаимодействии сульфидов с CuO при 1000 °С и нормированы относительно изотопного состава троилита из метеорита Каньон-Дьябло. Воспроизводимость значений $\delta^{34}\text{S}$, включая подготовку образца, составляет 0.1 % [Пальянова и др., 2016].

Изотопный состав гелия во флюидных включениях кварца определен в лаборатории геохронологии и геохимии изотопов Геологического института Кольского НЦ РАН (г. Апатиты). Методические приемы изложены в работах [Толстихин, Прасолов, 1971; Ветрин и др., 2003; Икорский и др., 2006, 2014].

Изотопно-геохронологические данные (16 образцов) получены на основе Ag-Ag метода определения возраста калийсодержащих минералов из мусковита околожилльных метасоматических пород с незначительными содержаниями Au, As и Sb; из мусковита и серицита кварц-золото-арсенопирит-пирротиновых ассоциаций с содержанием золота от 0.6 до 16.2 г/т, As — от 0.02 до 1.86 % и Sb — от 0.0 до 0.01 %; из серицита кварц-золото-сурьмяных ассоциаций с содержанием золота от 0.3 до 21.6 г/т, As — 0.02 до 11.5 % и Sb — от 0.01 до 4.42 %. Мономинеральные фракции серицита и мусковита отбирали вручную под бинокулярной лупой. Чистота фракций контролировалась микроскопически в монтированных шлифах и на сканирующем микроскопе. Описание аналитических процедур приведено в работе [Травин, 2016].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Характеристика флюидных включений. Индивидуальные флюидные включения исследовались в кварце предрудных метасоматитов, ранних золото-арсенопирит \pm пирит \pm пирротиновых и более поздних золото-сурьмяных парагенезисов, объединенных в рудный этап, а также в кварц-карбонатных прожилках пострудного этапа.

В кварце Олимпиадинского месторождения при комнатной температуре выделены четыре типа флюидных включений (рис. 2):

А — газовой-жидкий ($\text{Ж}_{\text{H}_2\text{O}} + \text{Г}$) с меняющимися соотношениями объемов жидкости и газа во включениях в интервале от 70:30 до 20:80 соответственно;

Б — водно-углекислотный ($\text{Ж}_{\text{H}_2\text{O}} + \text{Ж}_{\text{CO}_2} + \text{CH}_4 + \text{N}_2$). В этих включениях соотношение углекислотной (газовой или плотной жидкой CO_2) и водной фаз варьирует от 90:10 до 20:80 соответственно;

В — водно-солевой тип ($\text{Ж}_{\text{H}_2\text{O}} + \text{Г} + \text{КР}$), в них присутствует дочерний кристаллик соли кубического габитуса;

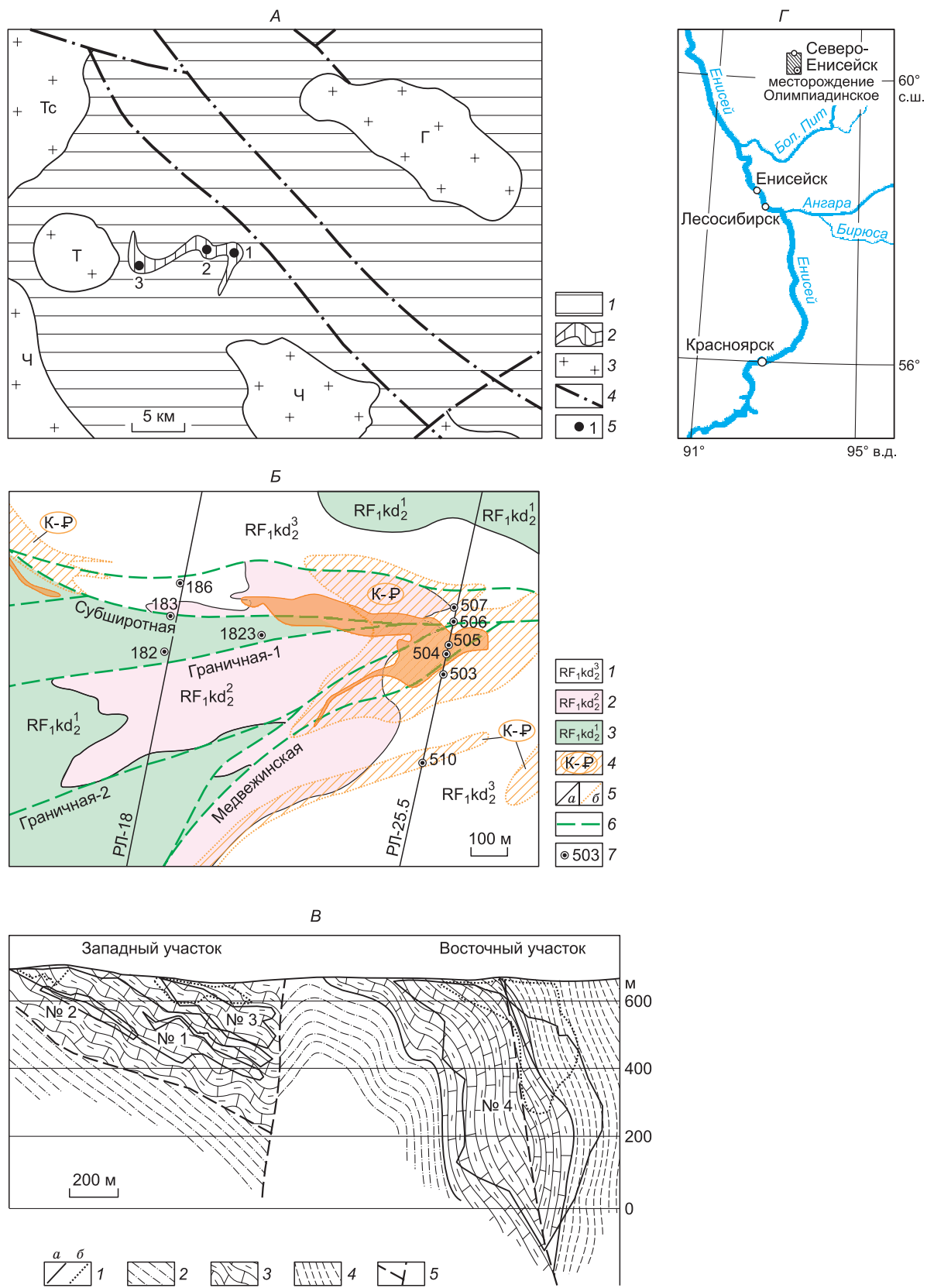


Рис. 1. Схема геологического строения южной части Северо-Енисейского рудного района [Сазонов и др., 2016] (А); схема геологического строения Восточного участка Олимпиадинского золоторудного месторождения [Сазонов и др., 2016] (Б); проекция рудных тел (№ 1—4) Олимпиадинского

Γ — однофазные жидкие или газовые метан-углекислотные, азот-метан-углекислотные, метановые, азотные включения (Ж_{CO_2} ; $\text{Ж}_{\text{CH}_4 + \text{N}_2 + \text{CO}_2}$; Ж_{CH_4} ; Γ_{CH_4} ; Γ_{N_2} ; $\Gamma_{\text{CH}_4 + \text{N}_2 + \text{CO}_2}$).

Внутри кварцевых зерен золотосодержащих ассоциаций иногда встречаются бесформенные частицы черного цвета в окружении метан-азот-углекислых газовых включений (см. рис. 2, *Д*). Там же наблюдаются округлой формы глобулы черного цвета, которые по данным рамановской спектроскопии сложены тонкодисперсным углеродом (см. рис. 2, *Е*).

В зернах кварца I из незолотоносных предрудных метасоматитов законсервированы мелкие (5—10 мкм) флюидные включения типа ($\text{Ж}_{\text{H}_2\text{O}} + \Gamma$) и ($\text{Ж}_{\text{H}_2\text{O}} + \text{Ж}_{\text{CO}_2} + \Gamma$). Флюидные включения либо равномерно рассеяны по всему зерну кварца, либо образуют группы из 5—10 включений, не приуроченные к залеченным трещинам. Эти включения отнесены нами к первичным, либо первично-вторичным (мнимо вторичным) образованиям. Помимо первичных флюидных включений в кварце I присутствуют вторичные включения двух типов. Первый тип — газовой-жидкие, где жидкая фаза ($\text{Ж}_{\text{H}_2\text{O}}$) всегда преобладает. Эти включения приурочены к многочисленным залеченным трещинам, которые секут границы кварцевых зерен. Многочисленные трещины, декорированные субмикронными (1—5 мкм) вторичными включениями, часто группируются в изогнутые полосы и нередко пересекаются между собой. Кварц в этих местах имеет волнистое, блочное угасание.

Второй тип вторичных включений (см. рис. 2, *Г*) заполнен существенно-газовыми (или плотными жидкими) углекислотно-метан-азотными флюидами, которые приурочены к залеченным трещинам, пересекающим границы кварцевых зерен. Этот тип включений имеет самую разнообразную, но чаще удлиненную форму вакуолей, а их размеры (20—40 мкм) значительно превосходят размеры первичных и первично-вторичных включений. При просмотре под микроскопом в проходящем свете эти включения выглядят темными (черными). При понижении температуры на границе вакуоли и минерала-хозяина появляется тонкая каемка жидкой воды, которая замерзает при температуре -40°C .

В кварце II из кварц-золото-сульфидных ассоциаций законсервированы газовой-жидкие включения с переменным соотношением фаз. В кварце II в одной группе с газовой-жидкими включениями находятся и включения с углекислотой, метаном и азотом, которые не приурочены к залеченным трещинам. Такие группы включений отнесены нами к сингенетичным образованиям. В кварце II обнаружены многочисленные пересекающиеся между собой трещины, при залечивании которых захватывались крупные (20—40 мкм) существенно-газовые включения. Залеченные трещины с газовыми включениями секут границы кварцевых зерен. На этом основании мы отнесли их к вторичным образованиям. Изредка в кварце второй генерации встречаются мелкие (<5—10 мкм) включения с кристалликом соли (см. рис. 2, *В*), которые также тяготеют к залеченным трещинам, пересекаясь с трещинами, заполненными газовыми включениями. Включения с дочерними кристалликами отнесены нами к вторичным образованиям. В кварце II рудного этапа (скв. 1823, на глубинах от 523.8 до 601.8 м) присутствуют частицы углеродистого вещества в окружении газообразных метан-азот-углекислотных включений (см. рис. 2, *Д*).

В кварце III из золото-сурьмяной минеральной ассоциации законсервированы в основном газовой-жидкие ($\text{Ж}_{\text{H}_2\text{O}} + \Gamma$) включения, где объем фазы жидкой воды всегда больше объема газовой. Реже вместе с ними встречены включения с углекислотой. По их размещению в зернах кварца и неприуроченности к залеченным трещинам такие включения отнесены нами к первичным образованиям. В кварце III присутствуют и вторичные флюидные включения, заполненные смесью метана, азота и углекислоты в различных соотношениях.

месторождения на вертикальную плоскость [Ли, 2003] (*В*); географическое положение месторождения (*Г*).

А: 1 — кристаллические сланцы зоны биотита (нижний рифей, сухопитская серия, кординская свита); 2 — Верхнеенашиминская рудоносная зона локального динамотермального метаморфизма; 3 — массивы гранитоидов: Г — Гурахтинский, Т — Тырадинский, Ч — Чиримбинский, Тс — Тейский; 4 — дизъюнктивы; 5 — месторождения золота: 1, 2 — Олимпиадинское (1 — Восточное, 2 — Западное), 3 — Тырада. *Б*: 1—3 — раннерифейские отложения сухопитской серии кординской свиты средней подсвиты: 1 — третья пачка (RF_1kd_3^2): сланцы углеродистые, кварц-серицитовые, карбонатно-кварц-слюдистые, метасоматиты слюдисто-кварц-карбонатные, слюдисто-карбонатно-кварцевые апоуглеродистые; 2 — вторая пачка (RF_1kd_2^2): сланцы кварц-карбонатно-слюдистые с горизонтами мраморизованных известняков, карбонатно-кварц-цоизит-слюдистые, слюдисто-карбонат-кварцевые метасоматиты в пределах рудных объектов; 3 — первая пачка (RF_1kd_1^1): сланцы биотит-кварцевые, кварц-мусковитовые с гранатом, в основании горизонты слюдистых кварцитов; 4 — кора выветривания и ее возраст, в разной степени выветрелые породы кординской свиты и гранитоиды татарско-аяхтинского комплекса, пестроцветные щебнисто-песчаные, песчано-глинистые и глинистые образования, включая аргиллизиты; 5 — геологические границы (*a* — между разновозрастными подразделениями, *b* — кор выветривания); 6 — системы разрывных межпластовых нарушений; 7 — номера скважин. РЛ-18 и РЛ-25.5 — разведочные линии. *В*: 1 — граница первичных (*a*) и окисленных (*b*) руд, 2 — кварц-слюдистые сланцы, 3 — кварц-карбонатно-слюдистые сланцы с пластинами карбонатных пород, 4 — углеродистые сланцы, 5 — разрывные нарушения.

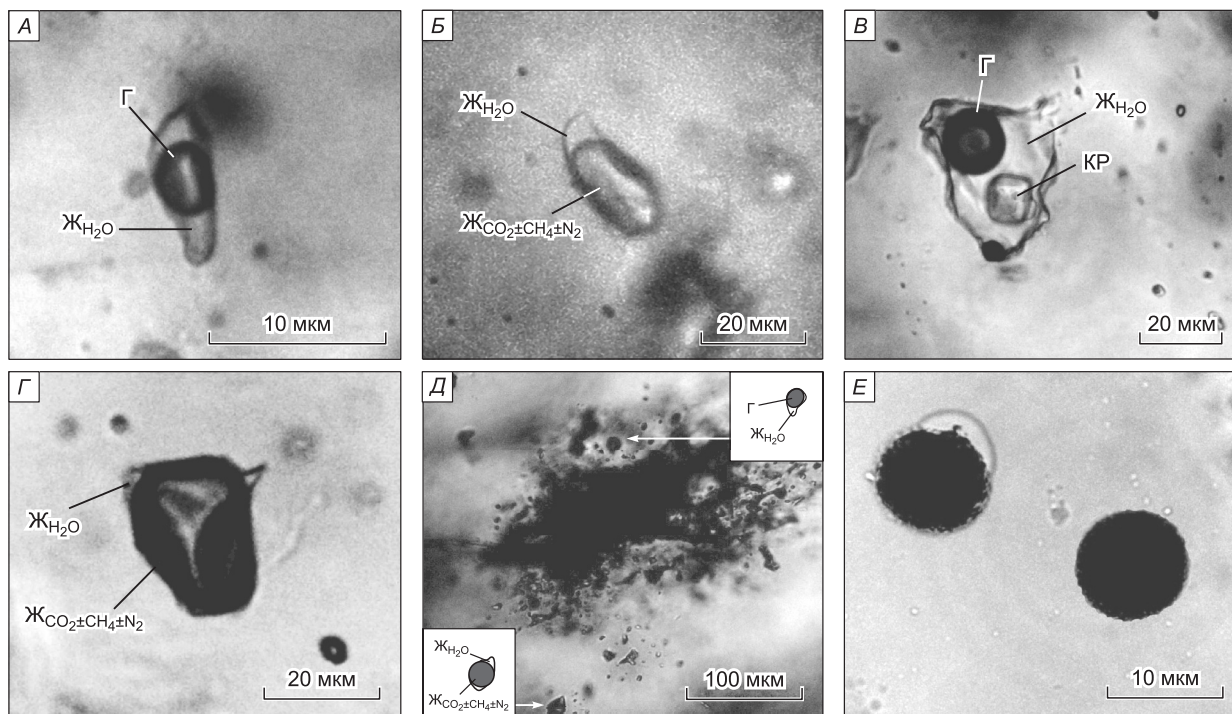


Рис. 2. Типы флюидных включений в кварце Олимпиадинского золоторудного месторождения.

Ж — жидкость, Г — газ, КР — кристалл. А—Е — пояснения см. в тексте.

В пострудном кварце IV и кальците из маломощных кварц-карбонатных прожилков присутствуют только газово-жидкие ($\text{Ж}_{\text{H}_2\text{O}} \gg \text{Г}$) первичные включения, размер которых редко превышает 5—10 мкм.

Температура гомогенизации флюидных включений, состав, соленость и давление флюидов. Результаты термометрических и криометрических исследований флюидных включений в кварце Олимпиадинского месторождения представлены в сводной табл. 1. Температуры гомогенизации первичных и первично-вторичных включений в кварце I прерудных метасоматитов из незолотоносных кварц-слюдисто-сульфидных ассоциаций колеблется в интервале от 220 до 325 °С при гомогенизации в жидкую фазу. В некоторых включениях, содержащих CO_2 , перед полной гомогенизацией происходила разгерметизация вакуоли, что связано, вероятно, с нарастанием внутреннего флюидного давления. В первичных и первично-вторичных включениях захвачен флюид с соленостью 10—16 мас. % NaCl-экв., состав водной фазы включений определяют хлориды Na. Во вторичных включениях температуры гомогенизации не превышают 190 °С, в водной фазе преобладают хлориды K и Na, а соленость в среднем составляет 3 мас. % NaCl-экв. (см. табл. 1).

В кварце рудного этапа из кварц-золото-арсенопирит-пирит-пирротинных ассоциаций температуры гомогенизации первичных и первично-вторичных включений достигают 470 °С, при колебании в интервале от 260 до 470 °С. Они гомогенизируются в жидкость, газ и с критическими явлениями. В этих включениях захвачен флюид с соленостью от 9.5 до 20 мас. % NaCl-экв., состав флюида определяют хлориды Mg и Na. Во вторичных включениях с дочерними кристалликами соли ($\text{Ж}_{\text{H}_2\text{O}} + \text{Г} + \text{Кр}$) законсервирован флюид с соленостью выше 30 мас. %, NaCl-экв., солевой фон флюида определяют хлориды Na и Ca. Температура гомогенизации изменялась в интервале 160—240 °С при гомогенизации в жидкость, в этом же интервале растворялись и дочерние кристаллики (см. табл. 1), которые при понижении температуры вновь появлялись. Вторичные газово-жидкие ($\text{Ж}_{\text{H}_2\text{O}} + \text{Г}$) включения гомогенизировались в интервале 150—210 °С при гомогенизации в жидкую фазу, соленость этого флюида колебалась от 0.5 до 3 мас. %, NaCl-экв., состав определяли хлориды K и Na.

Более низкие температуры гомогенизации первичных и первично-вторичных включений (240—300 °С) определены в кварце III из кварц-золото-сурьмяных ассоциаций. Соленость этих флюидов меняется в интервале от 5.5 до 8.0 мас. % NaCl-экв., солевой фон определяли хлориды Na и Mg. Вторичные включения гомогенизировались в жидкую фазу от 120 до 190 °С, солевой фон представлен хлоридами K и Na. Давление флюида при минералообразовании на Олимпиадинском месторождении изменялось от 0.6 до 2.5 кбар (см. табл. 1).

Таблица 1. Обобщённые результаты микрометрических исследований флюидных включений в кварце Олимпиадинского золоторудного месторождения

| Генерация включений | $T_{\text{обл. гом.}}, ^\circ\text{C}$ | Вид гомогенизации | $T_{\text{раст. крист.}}, ^\circ\text{C}$ | $T_{\text{эвт.}}, ^\circ\text{C}$ | $T_{\text{пл. льда}}, ^\circ\text{C}$ | Соленость мас. % NaCl-экв. | $T_{\text{пл. CO}_2 \pm \text{CH}_4 \pm \text{N}_2}, ^\circ\text{C}$ | $T_{\text{чист. гом. CO}_2 \pm \text{CH}_4 \pm \text{N}_2}, ^\circ\text{C}$ | Вид гомогенизации | Давление, кбар |
|---|--|-------------------|---|------------------------------------|---------------------------------------|----------------------------|--|---|-------------------|----------------|
| Незолотоносные кварц-слюдисто-сульфидные ассоциации | | | | | | | | | | |
| П, ПВ | $\frac{220-325}{290}$ (92) | Ж | — | $\frac{-24.5...-28.0}{-26.3}$ (40) | $\frac{-6.3...-11.0}{-8.0}$ (35) | $\frac{10-16}{12.5}$ | -57.0...-59.3 | -4.2...-8.5 | Г, Ж | — |
| В-б | — | — | — | — | — | — | -58.4...-69.1 | -8.5...-140.0 | Ж, Г | 0.6—2.2 |
| В-г | $\frac{140-190}{150}$ (23) | Ж | — | $\frac{-10.3...-20.0}{-12.0}$ (15) | $\frac{-0.5...-2.0}{-1.5}$ (15) | $\frac{1-4.5}{3}$ | — | — | — | — |
| Кварц-золото-арсенопирит ± пирит ± пирротиновые ассоциации | | | | | | | | | | |
| П, ПВ | $\frac{260-470}{350}$ (125) | Ж, Г, ГЖ | — | $\frac{-29.4...-33.8}{-31.5}$ (30) | $\frac{-5.4...-17.0}{-11.0}$ (25) | $\frac{9.5-20}{16}$ | -56.9...-71.0 | -0.5...-122.5 | Г, Ж | — |
| В-б | — | — | — | — | — | — | -70.3...-81.0 | -20.3...-113.0 | Г, Ж | — |
| В-в | $\frac{160-240}{180}$ (17) | Ж | $\frac{150-230}{175}$ (15) | $\frac{-49.0...-55.6}{-52.3}$ (10) | $\frac{8.0-14.5}{-10.3}$ (10) | >30 | — | — | — | 1.1—2.5 |
| В-г | $\frac{150-210}{180}$ (29) | » | — | $\frac{-9.3...-19.0}{-16.3}$ (15) | $\frac{-0.3...-1.5}{-1.0}$ (13) | $\frac{0.5-3}{2}$ | — | — | — | — |
| Кварц-золото-сурьмяные ассоциации | | | | | | | | | | |
| П, ПВ | $\frac{240-300}{260}$ (89) | Ж | — | $\frac{-27.3...-30.4}{-28.5}$ (35) | $\frac{-2.8...-4.0}{-3.5}$ (30) | $\frac{5.5-8}{7}$ | -59.3...-60.3 | -7.3...-14.5 | Ж | — |
| В-б | — | — | — | — | — | — | -58.4...-69.8 | -6.5...-135.4 | Г, Ж | 1.8—2.1 |
| В-г | $\frac{120-190}{150}$ (41) | Ж | — | $\frac{-12.5...-18.9}{-16.0}$ (21) | $\frac{-0.3...-2.5}{-1.7}$ (15) | $\frac{0.5-5}{3.5}$ | — | — | — | — |
| Кварц-кальцитовая ассоциация | | | | | | | | | | |
| П, ПВ | $\frac{110-180}{150}$ (17) | » | — | $\frac{-10.3...-18.5}{-12.0}$ (9) | $\frac{-0.3...-1.5}{-1.0}$ (9) | $\frac{0.5-3}{2}$ | — | — | — | — |

Примечание. Генерация флюидных включений: П — первичные, ПВ — вторичные, ПБВ — первично-вторичные, В — водно-углекислотные; в — водно-солевые, Г — однофазные жидкие или газовые. Над чертой — интервал, под чертой — среднее, в скобках — количество определений. Здесь и далее: вид гомогенизации: Ж — в жидкую фазу, Г — в газовую фазу, ГЖ — критическая (исчезновение границы газ—жидкость), прочерк — не определялось.

В кварце IV из маломощных кварц-кальцитовых прожилков определены самые низкие температуры гомогенизации в интервале 110—180 °С при гомогенизации в жидкую фазу, соленость менялась от 0.5 до 3 мас. % NaCl-экв., солевой фон определяли хлориды К и Na (см. табл. 1).

Во флюидных включениях кварца и сульфидов Олимпиадинского месторождения определено содержание элементов платиновой группы (ЭПГ — Ir, Ru, Rh, Pt, Pd), которые составляют в среднем 83 и 90 мкг/т соответственно. При этом доля платины и палладия во флюидах кварца и сульфидов также близка и составляет 87 и 76 % соответственно. Содержание рения (Re), который определен во флюидах кварца и сульфидов, существенно различается. В среднем содержание Re в кварце составляет 47 мкг/т в интервале от 0.4 до 442.9 мкг/т, а в сульфидах значительно меньше 8 мкг/т, меняясь в интервале от 0.1 до 65 мкг/т.

Состав газовой фазы флюидных включений в кварце и сульфидах. Состав газовой составляющей флюидов Олимпиадинского месторождения определен методами рамановской спектроскопии и газовой хромато-масс-спектрологии.

Методом рамановской спектроскопии определен состав газовой фазы 88 индивидуальных флюидных включений в кварце (табл. 2). Выявлено наличие трех основных компонентов: CO₂, CH₄ и N₂, содержание которых колеблется в широких интервалах. В незолотоносных флюидах преобладают CO₂ и CH₄, при меняющихся соотношениях CO₂/CH₄ в интервале от 0.1 до 20.4 (в среднем составляя 2.5, *n* = 24); в кварц-золото-арсенопирит-пирротиновых ассоциациях отношение CO₂/CH₄ колеблется в интервале от 0.05 до 8.30 (в среднем составляя 1.4, *n* = 34) и в кварц-золото-сурьмяных парагенезисах отношение CO₂/CH₄ меняется от 0.01 до 46.50 (в среднем составляя 4.4, *n* = 23).

Методом газовой хромато-масс-спектрометрии во флюидных включениях из 18 образцов кварца и сульфидов (табл. 3) определены вода, углекислота, широкий спектр углеводородных соединений и их производных: алифатических (алканы, алкены), циклических (циклоалканы, циклоалкены, арены, полициклические ароматические углеводороды — ПАУ), кислородсодержащих (спирты, эфиры, альдегиды, кетоны, карбоновые кислоты, диоксаны, фураны), а также азот- и серосодержащие соединения. В таблице 3 приведены наиболее представительные результаты, а для рис. 3 использованы анализы 18 образцов. Общее количество обнаруженных соединений во флюидах ранних незолотоносных минеральных ассоциаций достигает 138, в кварц-золото-сульфидных — 179, а в кварц-золото-сурьмяных — 199, т. е. от ранних флюидов к более поздним увеличивается количество обнаруженных соединений (см. табл. 3).

В этом же направлении (от ранних к поздним парагенезисам) меняется и соотношение летучих компонентов. Во флюидах незолотоносных ассоциаций преобладают CO₂ и в меньших количествах углеводороды и S-, N-содержащие соединения, при пониженном содержании воды (см. рис. 3). Флюиды золотоносных арсенопирит-пирротиновых парагенезисов обогащены углеводородами, S- и N-содержащими соединениями, CO₂, а во флюидах кварц-золото-сурьмяных ассоциаций преобладают H₂O и

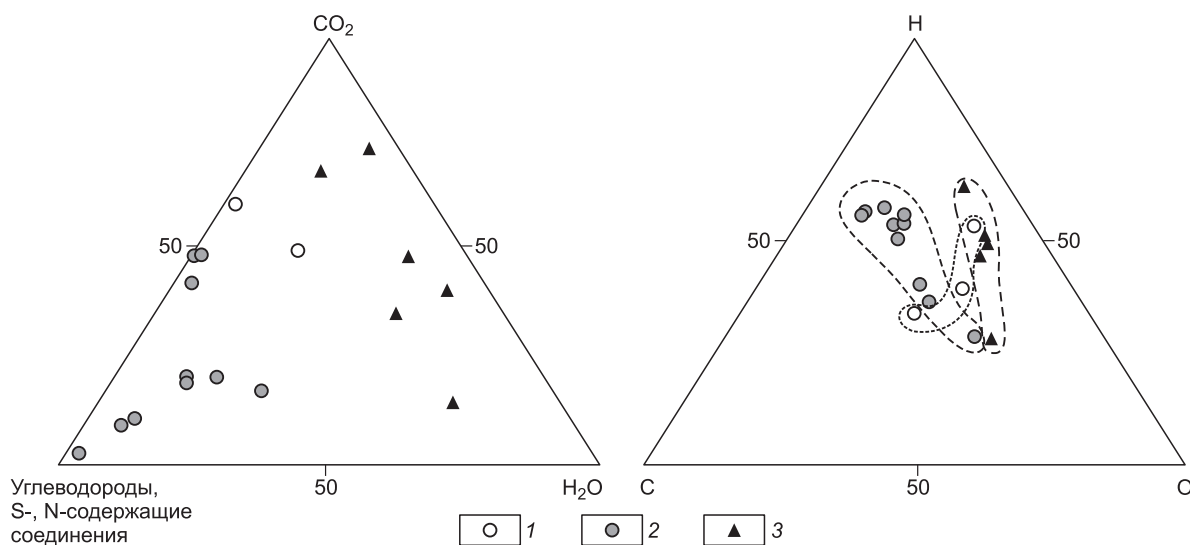


Рис. 3. Состав газовой составляющей флюидных включений в кварце Олимпиадинского золото-рудного месторождения по данным газовой хромато-масс-спектрологии.

1—3 — минеральные ассоциации: 1 — незолотоносные кварц-слюдисто-сульфидные, 2 — кварц-золото-арсенопирит-пирротиновые, 3 — кварц-золото-сурьмяные.

Таблица 2. Микротермометрические характеристики и состав газовой фазы индивидуальных флюидных включений в кварце Олимпиадинского золоторудного месторождения (по данным рамановской спектроскопии)

| № скважины/ глубина, м | № вклю- чения | $T_{пл.}$ $CO_2 \pm CH_4 \pm N_2, ^\circ C$ | $T_{гом.}$ $CO_2 \pm CH_4 \pm N_2, ^\circ C$ | Вид гомогене- низации | Содержание, мол. % | | | CO_2/CH_4 |
|--|------------------|--|---|--------------------------|--------------------|--------|-------|-------------|
| | | | | | CO_2 | CH_4 | N_2 | |
| Незолотоносные кварц-слюдисто-сульфидные ассоциации | | | | | | | | |
| 183/216.5 | 1 | -63 | -4.5 | Ж | 70.0 | 14.5 | 15.5 | 4.8 |
| | 2 | -67.5 | -8.5 | » | 65.4 | 14.3 | 20.3 | 4.6 |
| | 3 | -59.3 | -4.2 | Г | 83.1 | 5.9 | 11.0 | 14.1 |
| | 4 | — | -92.5 | Ж | 15.3 | 78.3 | 6.4 | 0.2 |
| | 5 | — | -89.3 | » | 9.4 | 85.0 | 5.6 | 0.1 |
| | 6 | — | -90.6 | » | 15.2 | 69.7 | 15.1 | 0.2 |
| | 7 | — | -102 | » | 9.1 | 81.6 | 9.3 | 0.1 |
| 510/817 | 1 | -66 | -8.5 | » | 62.0 | 35.5 | 2.5 | 1.8 |
| | 2 | -63 | -9.3 | » | 66.3 | 29.6 | 4.1 | 2.2 |
| | 3 | -67.3 | -11 | » | 69.1 | 30.0 | 0.9 | 2.3 |
| | 4 | -69.1 | -10.5 | » | 70.8 | 28.7 | 0.5 | 2.5 |
| | 5 | — | -123 | » | 9.6 | 72.4 | 18.0 | 0.1 |
| | 6 | — | -140 | » | 10.6 | 70.8 | 18.7 | 0.2 |
| | 7 | — | -135.5 | » | 6.7 | 81.3 | 12.0 | 0.1 |
| | 8 | — | -120.8 | » | 5.9 | 90.5 | 3.6 | 0.1 |
| Кварц-золото-арсениприт-пирротиновые ассоциации | | | | | | | | |
| 504/94.05 | 1 | -68.5 | -23.3 | Ж | 30.9 | 23.5 | 45.6 | 1.3 |
| | 2 | -62.3 | -20.3 | » | 48.1 | 15.6 | 36.3 | 3.1 |
| | 3 | -71.8 | -31.5 | Г | 39.4 | 9.6 | 51.0 | 4.1 |
| | 4 | -69.4 | -22.6 | ГЖ | 23.1 | 6.4 | 70.5 | 3.6 |
| | 5 | — | -89 | Ж | 39.0 | 15.7 | 45.3 | 2.5 |
| | 6 | — | -113 | Г | 21.8 | 12.8 | 65.4 | 1.7 |
| | 7 | — | -122.5 | Ж | 10.3 | 40.1 | 49.6 | 0.3 |
| 1823/601.8 | 1 | -69.8 | -1.5 | » | 33.0 | 28.0 | 39.0 | 1.2 |
| | 2 | -81 | -3.5 | » | 36.0 | 23.7 | 40.3 | 1.5 |
| | 3 | -73 | -8.2 | » | 30.3 | 27.8 | 41.9 | 1.1 |
| | 4 | — | -93.1 | » | 4.1 | 40.1 | 55.8 | 0.1 |
| | 5 | — | -79.5 | » | 2.3 | 70.5 | 27.2 | 0.03 |
| | 6 | — | -83.4 | Г | 0 | 63.0 | 37.0 | — |
| Кварц-золото-сурьмяные ассоциации | | | | | | | | |
| 503/202.9 | 1 | -65.1 | -0.3 | Ж | 59.3 | 29.8 | 10.9 | 2 |
| | 2 | -68.4 | -7.9 | » | 70.8 | 21.3 | 7.9 | 3.3 |
| | 3 | -59.8 | -3.1 | Г | 60.4 | 19.5 | 20.1 | 3.1 |
| | 4 | — | -111 | Ж | 10.4 | 85 | 4.6 | 0.1 |
| | 5 | — | -121.3 | Г | 6.5 | 87.4 | 6.1 | 0.1 |
| | 6 | — | -94.5 | Ж | 4.8 | 90.3 | 4.9 | 0.05 |
| 503/473.5 | 1 | -59.3 | -11.4 | » | 71.0 | 18.2 | 10.8 | 3.9 |
| | 2 | -61.8 | -14.5 | Г | 78.3 | 7.7 | 14 | 10.2 |
| | 3 | -58.4 | -9.6 | Ж | 80.3 | 10.5 | 9.2 | 7.6 |
| | 4 | -63.4 | -15.9 | Г | 85.8 | 6.3 | 7.9 | 13.6 |
| | 5 | — | -96.3 | Ж | 14.6 | 78.5 | 6.9 | 0.2 |
| | 6 | — | -101.7 | Г | 9.0 | 83.9 | 7.1 | 0.1 |

Таблица 3. Состав (отн. %) и количество (в скобках) летучих компонентов, выделившихся при однократном ударном вскрытии флюидных включений в минералах Олимпиадинского золоторудного месторождения (по данным газовой хромато-масс-спектрометрии)

| Компонент | Минеральная ассоциация | | | | | | | |
|--|---|-----------|---------------------------------------|---------------|----------------|------------------------|------------|-----------|
| | Незолотоносная кварц-слюдиисто-сульфидная | | Кварц-золото-арсенопирит-пирротиновая | | | Кварц-золото-сурьмяная | | |
| | Кварц I | | Кварц II | Арсенопирит I | Арсенопирит II | Кварц III | Антимонит | Кальцит |
| | 183/216.5 | 1823/548 | 504/94.05 | 504/293.8 | 503/39 | OC-3-1 | OC-3-1 | OC-3-1 |
| Алифатические углеводороды | | | | | | | | |
| Парафины (алканы) | 5.11 (22) | 3.98 (20) | 8.53 (21) | 12.93 (20) | 7.52 (17) | 3.77 (19) | 11.96 (19) | 3.60(17) |
| Олефины (алкены) | 0.92(14) | 3.75(13) | 0.79(12) | 4.81(19) | 5.62(21) | 0.55(23) | 0.39(22) | 0.33(22) |
| Циклические углеводороды | | | | | | | | |
| Циклоалканы, циклоалкены, арены, ПАУ | 0.78(17) | 4.47 (13) | 0.68(14) | 2.68(21) | 4.26(19) | 0.17(24) | 0.83(28) | 0.29(27) |
| Кислородсодержащие углеводороды | | | | | | | | |
| Эфиры (простые и сложные), спирты | 0.43(9) | 3.57(9) | 0.83(12) | 2.0(12) | 5.80(11) | 0.39(19) | 0.68(19) | 0.44(17) |
| Альдегиды | 1.31(17) | 7.88(21) | 1.37(20) | 9.62(21) | 17.93(21) | 0.94(21) | 0.92(22) | 0.77(22) |
| Кетоны | 0.81(13) | 3.14(14) | 0.53(15) | 4.58(15) | 6.31(14) | 0.40(20) | 0.34(14) | 0.31(21) |
| Карбоновые кислоты | 1.84(9) | 0.54(5) | 0.80(7) | 18.87 (14) | 15.71(14) | 1.76 (14) | 1.00(14) | 0.09 (14) |
| Гетероциклические соединения | | | | | | | | |
| Диоксаны, фураны | 0.16 (7) | 0.20(11) | 0.04 (8) | 0.42 (14) | 0.87 (13) | 0.03(15) | 0.15 (15) | 0.04 (14) |
| Азотсодержащие соединения | | | | | | | | |
| Азот, аммиак, нитрилы | 18.35 (10) | 6.39(15) | 36.18(12) | 7.89(18) | 14.03(18) | 3.01 (21) | 2.35(18) | 14.28(19) |
| Серосодержащие соединения | | | | | | | | |
| H ₂ S, SO ₂ , CS ₂ , COS, тиофены | 0.70 (10) | 2.67(15) | 0.63(12) | 2.63(23) | 5.52(18) | 0.20 (20) | 1.76(23) | 0.17 (24) |
| Галогены: Cl, F, Br | 0.18 | 0.56 | 0.03 | 2.12 | 0.09 | 0.02 | 0.05 | 0.02 |
| Неорганические соединения | | | | | | | | |
| CO ₂ | 50.45 | 61.22 | 49.23 | 19.80 | 9.35 | 48.81 | 14.43 | 35.38 |
| H ₂ O | 19.05 | 2.17 | 0.36 | 13.71 | 7.04 | 39.97 | 65.17 | 44.28 |
| Общее количество компонентов | 130 | 138 | 135 | 179 | 168 | 198 | 196 | 199 |
| Алканы/Алкены | 5.2 | 1.1 | 10.8 | 2.7 | 1.3 | 6.9 | 30.9 | 11.0 |
| CO ₂ /(CO ₂ +H ₂ O) | 0.7 | 0.9 | 0.9 | 0.6 | 0.6 | 0.6 | 0.2 | 0.4 |

Номер скважины/глубина, м.

CO₂ при пониженных содержаниях углеводородов и S-, N-содержащих соединений. Особо следует отметить, что в составе флюидов из кварц-золото-арсенопирит-пирротиновых ассоциаций определены галогенсодержащие углеводороды, такие как 1-фторбутан (C₄H₉F), 1-хлорбутан (C₄H₉Cl), 1,1-дихлор-1-фторэтан (C₂H₃Cl₂F) и др., содержание которых почти на порядок выше, чем во флюидах ранних и поздних парагенезисов. В группе серосодержащих соединений преобладает SO₂, а в азотсодержащих — N₂, доля которых может достигать 98 и 99 % соответственно. В группе карбоновых кислот во всех флюидах присутствует уксусная кислота, доля которой колеблется в незолотоносных ассоциациях от 5.0 до 36.5 %, в кварц-золото-арсенопирит-пирротиновых — от 10.4 до 75.5 % и в кварц-золото-сурьмяных — от 3.6 до 27.7 %.

Изотопный состав серы сульфидов. Результаты изотопного анализа серы сульфидов из кварцевых жил (55 образцов) сведены в табл. 4 и изображены на рис. 4. Изотопный состав серы в пирротине варьирует в интервале от 2.7 до 13.0 ‰. В таком же широком интервале меняется и изотопный состав серы в арсенопирите — от 1.5 до 12.9 ‰. Более узкие интервалы значений δ³⁴S отмечены в пирите и

Таблица 4. Изотопный состав серы сульфидов Олимпиадинского золоторудного месторождения

| № скважины/глубина, м | Минерал | $\delta^{34}\text{S}$, ‰ (CDT) | № скважины/глубина, м | Минерал | $\delta^{34}\text{S}$, ‰ (CDT) |
|-----------------------|----------|---------------------------------|-----------------------|-------------|---------------------------------|
| 503/4.5 | Пирротин | 8.7 | 503/38.6 | Арсенопирит | 10.4 |
| 503/38.6 | » | 9.4 | 503/39 | » | 5.8 |
| 503/41 | » | 10.4 | 503/453 | » | 6.6 |
| 503/49 | » | 6.8 | 503/458.3 | » | 5.0 |
| 503/153.8 | » | 5.4 | 503/473.5 | » | 8.1 |
| 503/209.7 | » | 13.0 | 504/6.5 | » | 5.8 |
| 503/226.0 | » | 8.9 | 506/334.7 | » | 6.9 |
| 503/260.5 | » | 10.0 | 510/817 | » | 1.5 |
| 503/303 | » | 12.8 | 511/322 | » | 12.9 |
| 503/415.5 | » | 12.0 | 511/591.4 | » | 10.8 |
| 504/94.05 | » | 10.9 | 186/365 | » | 9.3 |
| 505/58 | » | 9.9 | 1823/514 | » | 2.4 |
| 506/145 | » | 7.8 | 1823/528.4 | » | 6.1 |
| 506/161.4 | » | 8.4 | 503/4.5 | Антимонит | 7.2 |
| 506/323.5 | » | 7.9 | 503/41 | » | 9.2 |
| 507/20 | » | 8.2 | 503/64.6 | » | 8.1 |
| 182/618a | » | 2.7 | 503/206 | » | 8.0 |
| 186/365 | » | 9.0 | 503/209.7 | » | 9.1 |
| 186/562 | » | 4.5 | 503/260.5 | » | 9.9 |
| 1823/514 | » | 7.4 | 503/473.5 | » | 10.4 |
| 1823/528.4 | » | 5.8 | 503/488.2 | » | 6.8 |
| ОПР-2-8 | » | 5.6 | 506/145 | » | 6.0 |
| ОПР-2-7 | » | 6.6 | 182/618a | » | 6.6 |
| ОПР-2-3 | » | 6.5 | 1823/601.8 | » | 7.6 |
| 183/216.5 | Пирит | 7.0 | ОС-3-2 | » | 4.8 |
| 503/49 | » | 7.6 | ОС-3-1 | » | 9.1 |
| 503/153.8 | » | 5.8 | 510/718.5 | Сфалерит | 8.8 |
| 505/58 | » | 8.8 | | | |
| 506/161.4 | » | 8.2 | | | |

Примечание. Изотопный состав серы сульфидов определен в Аналитическом центре ИГМ СО РАН, г. Новосибирск. Аналитики В.Н. Реутский, М.Н. Колбасова.

антимоните — от 5.8 до 8.8 и от 4.5 до 10.4 ‰ соответственно. В эти же интервалы попадает и значение $\delta^{34}\text{S}$ сфалерита — 8.8 ‰. Следует отметить, что изотопно-легкие значения $\delta^{34}\text{S}$ определены в корневой части самого богатого золотом рудного тела № 4 Олимпиадинского месторождения. Арсенопирит с глубины 817 м (скв. 510/817, см. табл. 4) показал значение $\delta^{34}\text{S} = 1.5$ ‰, с глубины 514 м — 2.4 ‰ (скв. 1823/514, см. табл. 4), а в пирротине с глубины 618 м (скв. 182/618a, см. табл. 4) определено значение $\delta^{34}\text{S} = 2.7$ ‰. Наибольшее количество (~87 %) значений $\delta^{34}\text{S}$ находится в интервале от 5.4 до 11.0 ‰, не превышая вариации 6 ‰.

Изотопы гелия. Во флюидных включениях кварца III из кварц-золото-сурьмяной минеральной ассоциации (обр. 503/202.9) с содержанием Au = 10.8 г/т и Sb = 4.42 % определено содержание изотопов

Рис. 4. Изотопный состав серы сульфидов Олимпиадинского золоторудного месторождения.

Изотопный состав серы гранитоидов приведен по данным [Ohmoto, Rye, 1979].

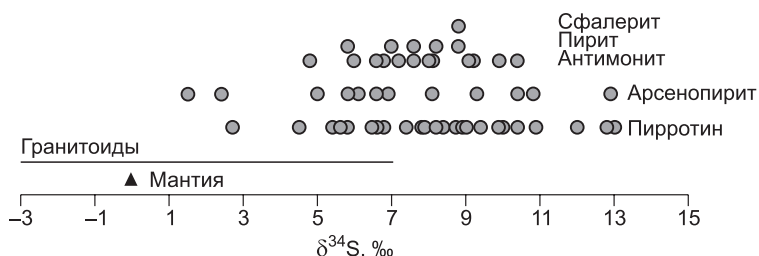


Таблица 5. Изотопные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки рудообразования на Олимпиадинском месторождении (Енисейский край)

| № скважины/ глубина, м | Минерал | Возраст плато, млн лет | Содержание в интервале | | |
|--|----------|------------------------|------------------------|-------|-------|
| | | | Ас, г/т | As, % | Sb, % |
| Незолотоносная кварц-слюдисто-сульфидная ассоциация | | | | | |
| 183/216.5 | Мусковит | 810.1 ± 6.5 | Незначимые | | |
| 1823/548 | » | 817.1 ± 6.3 | » | | |
| 35/111 | » | 808.4 ± 7.7 | » | | |
| Кварц-золото-арсенопирит-пирротинная ассоциация | | | | | |
| 503/303 | Мусковит | 784.5 ± 6.2 | 4.0 | 0.02 | 0.0 |
| 504/94.05 | Серицит | 792.4 ± 6.3 | 6.40 | 0.07 | 0.01 |
| 506/323.5 | » | 790.0 ± 6.0 | 1.6 | 0.84 | 0.01 |
| 507/20 | » | 792.4 ± 6.0 | 0.6 | 0.0 | 0.0 |
| 510/718.5 | » | 795.8 ± 6.2 | 4.0 | 0.26 | 0.0 |
| 186/365 | » | 803.0 ± 6.1 | 16.2 | 1.86 | 0.01 |
| 1823/514.8 | » | 788.0 ± 6.1 | 1.5 | 0.4 | 0.0 |
| 1823/601.8 | » | 758.0 ± 6.0 | 4.1 | 0.43 | 0.0 |
| Кварц-золото-сурьмяная ассоциация | | | | | |
| 503/39 | Серицит | 727.0 ± 6.0 | 21.6 | 2.16 | 1.78 |
| 503/49 | » | 718.8 ± 5.6 | 0.3 | 0.06 | 0.01 |
| 503/202.9 | » | 757.7 ± 5.9 | 10.8 | 0.02 | 4.42 |
| 503/260.5 | » | 795.2 ± 5.8 | 0.5 | 0.02 | 0.17 |
| 503/473.5 | » | 660.0 ± 19.0 | 1.2 | 11.5 | 0.26 |

Примечание. Ar-Ar определения выполнены в Аналитическом центре ИГМ СО РАН, г. Новосибирск. Аналитики А.В. Травин, А.В. Пономарчук.

гелия (^4He и ^3He), которое составляет 56×10^{-6} и 2.8×10^{-12} см³/г соответственно, отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ равно 0.05×10^{-6} .

Возраст формирования месторождения. Для определения возраста формирования Олимпиадинского месторождения отобраны калийсодержащие минералы (серицит и мусковит) из незолотоносных кварц-слюдисто-сульфидных, кварц-золото-арсенопирит-пирротинных и кварц-золото-сурьмяных ассоциаций. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ исследования проведены на 16 образцах, отобранных из девяти скважин в интервале глубин от 39 до 718.5 м рудного тела № 4. Ar-Ar возраст формирования незолотоносных ассоциаций составляет интервал 808.4 ± 7.7 — 817.1 ± 6.3 млн лет; кварц-золото-арсенопирит-пирротинных парагенезисов 758.0 ± 6.0 — 803.0 ± 6.1 млн лет и кварц-золото-сурьмяных ассоциаций 660.0 ± 19.0 — 795.2 ± 5.8 млн лет (табл. 5, рис. 5).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Обобщение полученных данных при исследовании флюидных включений в минералах уникального на Енисейском кряже Олимпиадинского золоторудного месторождения позволяет сделать вывод, что два типа флюида одновременно или последовательно принимали участие в его формировании: водно-углекислотный и углекислотно-углеводородный. Под термином «флюид» вслед за Ф.А. Летниковым [2001, 2006] понимается существенно-газовая, водно-газовая, водная фаза в соединении с петрогенными и рудными элементами.

Гидротермальная деятельность на Олимпиадинском месторождении начиналась с формирования предрудных метасоматитов, представленных незолотоносными или слабозолотоносными кварц-слюдисто-сульфидными ассоциациями. Температура формирования этих парагенезисов составляла интервал от 220 до 325 °С, а давление флюида колебалось от 0.6 до 2.2 кбар, соленость флюида в первичных и первично-вторичных включениях также изменялась от 10 до 16 мас. %, NaCl-экв. (см. табл. 1). По данным газовой хромато-масс-спектрометрии (см. табл. 3), в составе флюида постоянно присутствуют вода и углекислота, т. е. этот флюид можно отнести к водно-углекислотному типу. Кварцевые зерна предрудных метасоматитов месторождения испытали неоднократные деформации уже после своего формирования, сопровождающиеся захватом новых групп включений при залечивании трещин. Это вы-

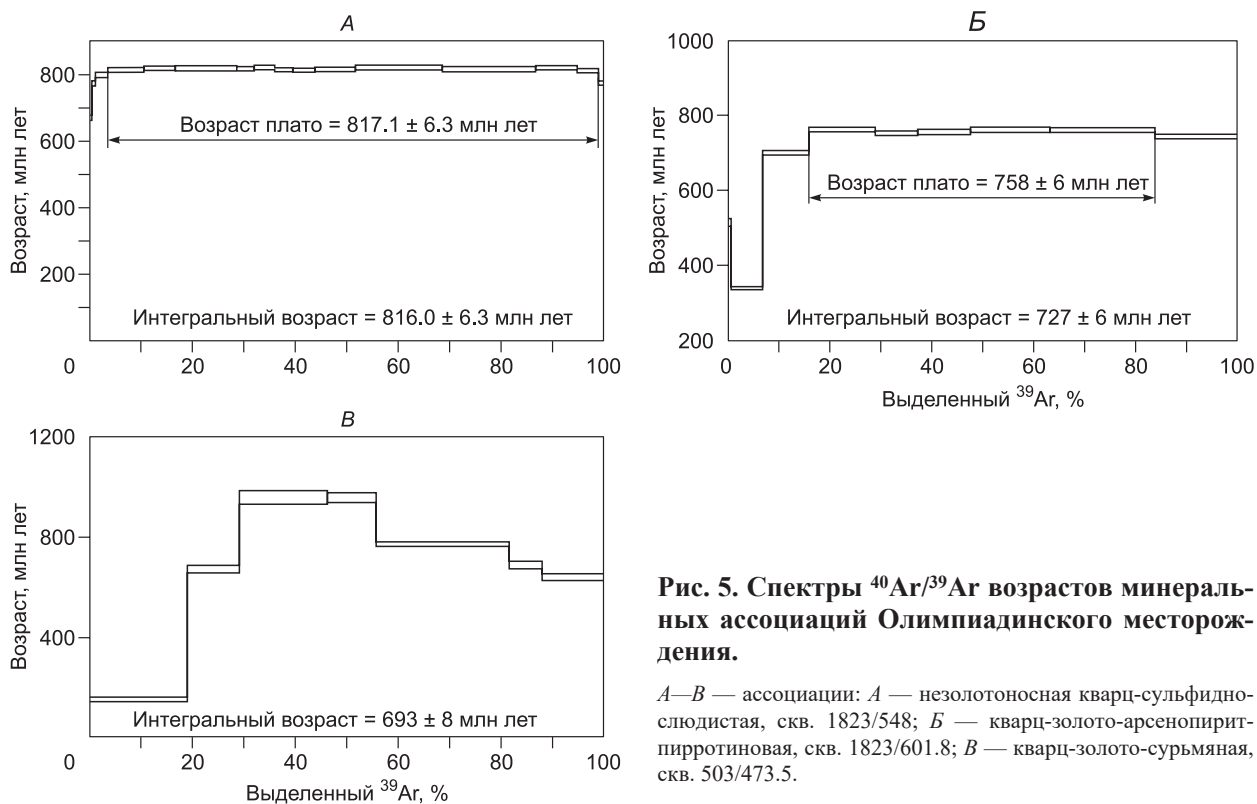


Рис. 5. Спектры $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастов минеральных ассоциаций Олимпиадинского месторождения.

A–B — ассоциации: *A* — незолотоносная кварц-сульфидно-слюдистая, скв. 1823/548; *Б* — кварц-золото-арсенопирит-пирротиновая, скв. 1823/601.8; *B* — кварц-золото-сурьмяная, скв. 503/473.5.

разилось в появлении двух генераций вторичных включений: газовых и газовой-жидких со своими *ТРХ*-характеристиками (см. табл. 1, 3). По данным *Ar–Ar* датирования предрудные метасоматиты формировались в период 808.4 ± 7.7 — 817.1 ± 6.3 млн лет.

Кварц-золото-арсенопирит-пирротиновые ассоциации рудного этапа гидротермальной деятельности на месторождении формировались при более высоких температурах, которые уже достигали 470°C при гомогенизации и в жидкость, и в газ, и с критическими явлениями, т. е. во включения захватывался гетерофазный флюид. Изменение давления в интервале 1.1—2.5 кбар (см. табл. 1) привело к кипению исходного поликомпонентного водно-углекисло-углеводородного флюида и разделению его на существенно-водную часть (включения типа $\text{Ж}_{\text{H}_2\text{O}} + \Gamma$, $\text{Ж}_{\text{H}_2\text{O}} \pm \text{Ж}_{\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4 \pm \text{N}_2} + \Gamma$) и газовую или жидко-газовую (тип включений: $\Gamma_{\text{H}_2\text{O}} \pm \Gamma_{\text{CH}_4 \pm \text{N}_2 \pm \text{CO}_2}$, $\text{Ж}_{\text{CH}_4 \pm \text{N}_2 \pm \text{CO}_2} + \Gamma$). При кипении в состав газовой фазы переходят преимущественно CH_4 и N_2 , поскольку коэффициенты их растворимости в воде на 1—2 порядка ниже, чем у CO_2 [Naden, Shephard, 1989; Кряжев, 2010]. Кипение флюида является эффективной причиной кристаллизации рудных минералов, в том числе и золота [Ермаков, Долгов, 1979; Реддер, 1987; Mishra, Pal, 2008]. Соленость флюида в первичных и первично-вторичных включениях меняется в интервале от 9.5 до 20 мас. % NaCl -экв. Кварцевые жилы с золото-арсенопирит-пирротиновой минерализацией неоднократно подвергались воздействию более поздних существенно-газовых (или жидко-газовых), высокосолёных и низкосолёных флюидов, о чем свидетельствуют генерации вторичных включений (см. табл. 1, В-б, В-в, В-г). В газовых включениях по данным рамановской спектроскопии определены CO_2 , CH_4 и N_2 в различных соотношениях (см. табл. 3). Вторичные высокосолёные ($\text{H}_2\text{O} + \text{NaCl} + \text{CaCl}_2$) включения с дочерними кристалликами ($\text{Ж}_{\text{H}_2\text{O}} + \Gamma + \text{КР}$, см. рис. 2, В) обнаружены в золотосодержащем кварце корневой части рудного тела № 4 Олимпиадинского месторождения на глубинах ниже 500 м (скв. 182, гл. 618 м, скв. 1823, гл. 514, 523.8 и 601.8 м). Присутствие достаточно концентрированных (> 30 мас. %) NaCl-CaCl_2 -содержащих флюидов на золоторудных месторождениях мира является характерной особенностью протерозойских гидротермальных систем, тяготеющих к гранитоидным массивам [Ху, 2000; Shelton et al., 2004; Бхаттачарья, Паниграйм, 2011]. Полагаем, что источником высокосолёного флюида могли быть постмагматические гидротермальные растворы близлежащих гранитоидов, которые почти полукольцом окружают рудное поле месторождения. Такой же высокосолёный тип флюида обнаружен на золоторудном месторождении Панимба, также находящегося в зоне влияния Чиримбинского гранитоидного массива [Гибшер и др., 2017].

Формирование ранней кварц-золото-арсенопирит-пирротиновой ассоциации рудного этапа происходило в интервале от 803.0 ± 6.1 до 758.0 ± 6.0 млн лет, где преобладают датировки от 795 до

784 млн лет (см. табл. 5, рис. 5). Ранняя основная золотоносная кварц-арсенопирит-пирротиновая ассоциация сменяется более поздней кварц-золото-сурьмяной, которая формировалась в период от 795.2 ± 5.8 до 660.0 ± 19.0 млн лет с преобладанием молодых датировок в интервале 757—718 млн лет. Возраст рекристаллизованных арсенопиритовых агрегатов в ассоциации с сурьмяной минерализацией по Re/Os методу соответствует 689 ± 28 млн лет [Borisenko et al., 2014]. На основании сопоставления $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировок изученных парагенезисов предрудного и рудного этапов следует, что гидротермальная деятельность на Олимпиадинском месторождении продолжалась во временном интервале не менее 150 млн лет (от 817 до 660 млн лет) [Гибшер и др., 2019]. Возраст кристаллизации ближайшего многофазного Чиримбинского гранитоидного массива, обнажающегося на юге и юго-западе рудного поля (см. рис. 1), составляет, по одним данным, 840 ± 150 млн лет [Волобуев и др., 1973], по другим, — 870 ± 35 млн лет [Новожилов и др., 2014], 868.9 ± 6.5 млн лет [Сазонов и др., 2016], 761.5 ± 8.0 млн лет [Верниковская и др., 2002]. Остывание этого массива до температуры закрытия $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ системы биотита произошло 721.4 ± 1.6 млн лет назад [Верниковская и др., 2002]. Эти данные позволяют нам считать, что период от внедрения и кристаллизации до остывания и подъема к верхним уровням земной коры Чиримбинского плутона в интервале от 868 до 721 млн лет длился не менее 150 млн лет. Такой крупный плутон, как Чиримбинский, мог обеспечить более медленное остывание области рудоотложения и тем самым поддерживать более длительное функционирование поднимающихся рудоносных растворов. На длительность формирования руд Олимпиадинского месторождения, которая составляет почти 179 млн лет, указывают и данные Ю.И. Новожилова с соавторами [2014]. Полученный нами Ar-Ar возраст образования Олимпиадинского месторождения близок возрасту развития тектономагматических процессов, связанных с эпохами заложения и эволюции рифтогенных структур и проявлениями внутриплитного магматизма на рубеже трех эпох [Ножкин и др., 2011].

Несмотря на различающиеся TPX -параметры формирования разновозрастных минеральных парагенезисов Олимпиадинского месторождения, их объединяет одно — они были подвержены в разной степени воздействию углекисло-углеводородных флюидов. Восстановительный характер этих флюидов подтверждается присутствием таких компонентов, как парафины (алканы) и олефины (алкены) (см. табл. 3). Отношения алканы/алкены авторы работ [Norman et al., 2002; Blamey, 2012] предлагают использовать для реконструкции окислительно-восстановительного потенциала флюидов. При доминировании алканов — флюид восстановленный, а при преобладании алкенов — флюид окисленный. По данным газовой хромато-масс-спектрометрии (см. табл. 3), во флюидах Олимпиадинского месторождения отношения алканы/алкены колеблются от 1.1 до 30.9, т. е. флюиды отвечают восстановленному состоянию. На восстановленный характер флюидов указывает и пониженное содержание воды (от 0.4 до 13.7 отн. %, см. табл. 3), особенно в кварц-золото-арсенопирит-пирротиновых ассоциациях рудного этапа, в то время как в более поздней сурьмяносодержащей ассоциации содержание воды увеличилось от 40 до 65 отн. % (см. табл. 3), указывая на смену восстановленных флюидов окисленными. По данным А.А. Ярошевского [2006], низкое содержание воды во флюиде является необходимым условием для возникновения восстановительной обстановки в минералообразующей среде.

Углекислота в разных количествах постоянно присутствует во флюидах Олимпиадинского месторождения как по данным рамановской спектроскопии (см. табл. 2), так и газовой хромато-масс-спектрометрии (см. табл. 3). В глубинах земной коры компоненты флюида, в том числе и CO_2 , находятся в сверхкритическом состоянии [Savage et al., 1995; Горбатый, Бондаренко, 2007; Летников и др., 2018]. Сверхкритический флюид представляет собой нечто среднее между жидким и газообразным состоянием и проявляет уникальную реакционную способность в переносе и отложении рудного вещества [Летников и др., 2018]. CO_2 как сверхкритический флюид применяется для анализа нелетучих веществ, которые не могут быть проанализированы методом газовой хроматографии. Для этого используется сверхкритическая флюидная хроматография [Тейлор, Миллер, 2010]. По данным этих авторов, CO_2 в смеси с метанолом, этанолом и 1- и 2-бутанолом обладает высокой растворяющей способностью. Таковыми же свойствами может обладать и SO_2 . При увеличении H_2O во флюиде, растворяющая способность CO_2 и SO_2 падает [Тейлор, Миллер, 2010]. Полагаем, что при развитии такого сценария в природных условиях сульфиды и золото должны осаждаться.

Во флюидах Олимпиадинского месторождения определены содержания элементов платиновой группы (Ir, Ru, Rh, Pt, Pd) и Re, которые указывают на два типа флюида [Гибшер и др., 2018]. Предполагаем, что флюиды с повышенным содержанием платиноидов (~90 мкг/т) поступали по зонам тектонических разломов с более глубоких горизонтов континентальной коры. Флюиды с контрастным содержанием рения в областях минералообразования связывают с углеродсодержащими осадочными породами [Baïoumy et al., 2011]. В рудовмещающих породах Олимпиадинского месторождения присутствуют углеродистые сланцы [Ли, 2003]. Рений, обнаруженный во флюидах месторождения при колебании содержаний от 0.1 до 423 мкг/т, мог заимствоваться из вмещающих пород при взаимодействии флюид—углеродистые сланцы.

Восстановленные флюиды способны аккумулировать и переносить значительные массы самородных элементов, в том числе и золота [Gizé, Macdonald, 1993; Emsbo et al., 2007]. На основе проведенных экспериментов было показано, что золото и другие рудные элементы переносятся углеводородами, т. е. последние выступают в роли рудного флюида [Zezin et al., 2007, 2008; Закиров и др., 2008; Williams-Jones et al., 2009; Fuchs et al., 2015; Migdisov et al., 2017]. Во флюидных включениях из самородного золота Советского месторождения на Енисейском кряже методом газовой хромато-масс-спектрометрии в значительных количествах (> 80 отн. %) определены CO₂, углеводороды, S-, N-содержащие соединения, и гораздо меньше воды (< 13 отн. %) [Бульбак и др., 2018; Bul'bak et al., 2018].

Экспериментальные данные в системе Fe—C—S при высоких *TP*-параметрах показали, что флюидная фаза имеет сложный состав и характеризуется присутствием не только неорганических компонентов (CO₂, H₂O, N₂, SO₂, CS₂, COS), но и органических соединений, включая тяжелые углеводороды и их кислородсодержащие аналоги [Жимулёв и др., 2015]. На сложный состав флюидов Олимпиадинского месторождения указывает и количество обнаруженных соединений, которое увеличивается со 138 в прерудных метасоматитах до 179 в кварц-золото-сульфидных и 199 — в сурьмяносодержащих ассоциациях. Такое увеличение, возможно, связано с поступлением дополнительных порций химических соединений во флюид из других источников.

В эндогенных процессах летучие компоненты флюидов сохраняют высокую подвижность [Archibald et al., 2001; Williams-Jones, Heinrich, 2005; Мальшев, 2008]. Идея о том, что газы могут играть роль в транспорте металлов изначально высказана на основе теоретических исследований [Krauskopf, 1957]. Затем находки золота в ощутимых количествах в газовых включениях золоторудных месторождений Аргентины и Индонезии привели авторов [Ulrich et al., 1999] к выводу, что газы играют важную роль в переносе металлов, в том числе и золота. Газообразные углекисло-углеводородные флюиды, обнаруженные в минералах Олимпиадинского месторождения, обладая высокой подвижностью, явились причиной появления рассеянной золоторудной минерализации в больших объемах кварц-карбонат-сланцевых сланцев с пластами известняков, играющих роль геохимических барьеров. На карбонатсодержащие породы месторождения воздействовали рудообразующие флюиды, содержащие до 19 отн. % карбоновых кислот (см. табл. 3). По данным [Greenwood et al., 2013], карбоновые кислоты, с одной стороны, хорошо растворимы в воде и являются транспортирующей средой. С другой стороны, эти кислоты увеличивают пористость вмещающих пород, что также способствует миграции элементорганических соединений (ЭОС) в восстановленных флюидах. Флюиды, транспортирующие металлы в зоны рудоотложения, должны иметь в своем составе такие элементы, как Cl, F, B, P, S, N [Williams-Jones et al., 2009]. В составе флюидов Олимпиадинского месторождения по данным газовой хромато-масс-спектрометрии такой набор элементов был обнаружен (см. табл. 3).

Сульфидная сера арсенопирита и пирротина — основных концентраторов золота Олимпиадинского месторождения, обогащена тяжелым изотопом δ³⁴S в интервале от 1.5 до 13 ‰. В антимоните, пирите и сфалерите получены более узкие интервалы δ³⁴S от 4.8 до 10.4 ‰ (см. табл. 4, рис. 4). Полученные нами данные по δ³⁴S сульфидов кварцевых жил месторождения сопоставимы с ранее выполненными определениями на Олимпиадинском месторождении [Константинов, Косовец, 2007; Сердюк и др., 2010; Кряжев, 2017]. По изотопным данным сера в рудах месторождения (от 1.5 до 13.0 ‰) могла быть получена путем «усреднения» серы вмещающих пород, и эти значения указывают на коровую природу [Омото, Рай, 1982].

Во флюидных включениях кварца из кварц-золото-сурьмяной ассоциации Олимпиадинского месторождения определено содержание изотопов гелия, ³He = 2.8×10⁻¹² и ⁴He = 56×10⁻⁶ см³/г, при этих параметрах отношение ³He/⁴He = 0.05×10⁻⁶. В работах [Ветрин и др., 2003; Икорский и др., 2006, 2014] показано, что мантийный флюид обогащен изотопом ³He, а коровый — ⁴He, поэтому отношение ³He/⁴He может быть использовано для диагностики источника этого элемента. Доля мантийного гелия (³He), рассчитанная по методу [Халенёв, 2010; Прасолов и др., 2018], во флюидах сурьмяносодержащих ассоциаций Олимпиадинского месторождения составляет 0.25 ‰. Это дает нам основание предполагать, что золотоносные флюиды имеют коровое происхождение.

ВЫВОДЫ

Золоторудное Олимпиадинское месторождение сформировано металлоносными окисленными водно-углекислотными и восстановленными углекислотно-углеводородными флюидами в интервале температур от 220 до 470 °С и давлений от 0.6 до 2.5 кбар.

Месторождение формировалось от 660 до 817 млн лет назад и вписывается по времени в интервал кристаллизации и остывания многофазного Чиримбинского гранитоидного массива. Гидротермальная деятельность флюидов на месторождении продолжалась не менее 150 млн лет.

Флюиды золотоносных минеральных ассоциаций в своем составе содержали CO₂, углеводороды, S-, N-, галогенсодержащие соединения, которые потенциально способны транспортировать рудные эле-

менты, в том числе Au, элементы платиновой группы и могут быть положительным индикатором золотоносности.

Уникальное по запасам золота на Енисейском кряже Олимпиадинское месторождение сформировалось благодаря соединению ряда благоприятных факторов, в число которых входит геологическое положение, продолжительная деятельность восстановленных флюидов, поступающих из глубин земной коры.

Работа выполнена в рамках государственного задания, проект № 0330-2016-0005, Российского научного фонда №14-17-00602П.

ЛИТЕРАТУРА

Афанасьева З.Б., Иванова Г.Ф., Миклишанский А.З., Ромашова Т.В., Колесов Г.М. Геохимическая характеристика вольфрамового оруденения Олимпиадинского золото-сульфидного месторождения (Енисейский кряж) // Геохимия, 1995, № 1, с. 29—47.

Баранова Н.Н., Афанасьева З.Б., Иванова Г.Ф., Миронова О.Ф., Колпакова Н.Н. Характеристика процессов рудообразования на Au (Sb-W) месторождения Олимпиада (по данным изучения минеральных парагенезисов и флюидных включений) // Геохимия, 1997, № 3, с. 282—293.

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

Бульбак Т.А., Томиленко А.А., Сазонов А.М., Гибшер Н.А., Рябуха М.А., Хоменко М.О. Углеродороды флюидных включений в минералах руд месторождений золота Енисейского кряжа // Тезисы XVIII Всероссийской конференции по термобарогеохимии (100-летие Ю.А. Долгова). М., Минералогический музей РАН, 2018, с. 32—34.

Буряк В.Н. Метаморфизм и рудообразование. М., Недра, 1982, 256 с.

Бхаттачарья С., Паниграхи М.К. Гетерогенность флюидных характеристик в районе Рамагири-Пенакачерла восточной части кратона Дарвар: связь с золоторудной минерализацией // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (11), с. 1821—1834.

Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Даценко В.М., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В., Яковлева С.З. Гранитоиды Ерудинского и Чиримбинского массивов Заангарья Енисейского кряжа — индикаторы неопротерозойских коллизионных событий // Геология и геофизика, 2002, т. 43 (3), с. 259—272.

Ветрин В.Р., Каменский И.Л., Икорский С.В., Ганнибал М.А. Ювенильный гелий в архейских эндрербитах и щелочных гранитах Кольского полуострова // Геохимия, 2003, № 7, с. 699—705.

Волобуев М.И., Ступникова Н.И., Зыков С.И. Енисейский кряж. Геохронология СССР / Ред. Ю.И. Половинкина. Л., Недра, 1973, т. 1, с. 189—201.

Генкин А.Д., Лопатин В.А., Савельев Р.А., Сафонов Ю.Г., Сергеев Н.Б. Золотые руды месторождения Олимпиада (Енисейский кряж, Сибирь) // Геология рудных месторождений, 1994, т. 36, № 2, с. 111—136.

Генкин А.Д., Вагнер Ф.Е., Крылова Т.Л., Цепина А.И. Золотоносный арсенопирит и условия его образования на золоторудных месторождениях Олимпиада и Ведуга (Енисейский кряж, Сибирь) // Геология рудных месторождений, 2002, т. 44, № 1, с. 59—76.

Гибшер Н.А., Томиленко А.А., Сазонов А.М., Рябуха М.А., Тимкина А.Л. Золоторудное месторождение Герфед: характеристика флюидов и *PT*-условия образования кварцевых жил (Енисейский кряж, Россия) // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (11), с. 1851—1867.

Гибшер Н.А., Рябуха М.А., Томиленко А.А., Сазонов А.М., Хоменко М.О., Бульбак Т.А., Некрасова Н.А. Характеристика металлоносных флюидов и возраст формирования золоторудного месторождения Панимба (Енисейский кряж, Россия) // Геология и геофизика, 2017, т. 58 (11), с. 1721—1741.

Гибшер Н.А., Козьменко О.А., Томиленко А.А., Сазонов А.М., Рябуха М.А. Элементы платиновой группы и рений во флюидах Олимпиадинского золоторудного месторождения (Енисейский кряж, Россия) // Тезисы XVIII Всероссийской конференции по термобарогеохимии (100-летие Ю.А. Долгова). М., Минералогический музей РАН, 2018, с. 37—38.

Гибшер Н.А., Сазонов А.М., Травин А.В., Томиленко А.А., Пономарчук А.В., Сильянов С.А., Некрасова Н.А., Шапаренко Е.О., Рябуха М.А., Хоменко М.О. Возраст и продолжительность формирования Олимпиадинского золоторудного месторождения (Енисейский кряж, Россия) // Геохимия, 2019, № 5, с. 593—599.

Горбатый Ю.Е., Бондаренко Г.В. Сверхкритическое состояние воды // Сверхкритические флюиды: теория и практика. 2007, т. 2, № 2, с. 5—19.

Ермаков Н.П., Долгов Ю.А. Термобарогеохимия. М., Недра, 1979, 271 с.

Жимулев Е.И., Сонин В.М., Бульбак Т.А., Чепуров А.И., Томиленко А.А., Похиленко Н.П. Летучие соединения серы в системе Fe—S при 5.3 ГПа и 1300 °C // ДАН, 2015, т. 462, № 3, с. 340—345.

- Закиров И.В., Дадзе Т.П., Сретенская Н.Г., Каширцева Г.А.** Растворимость золота в малоплотных гидротермальных флюидах (экспериментальные данные) // ДАН, 2008, т. 423, № 6, с. 792—794.
- Икорский С.В., Ганнибал М.А., Аведисян А.А.** Импрегнирование гелия во флюидные включения в минералах при высоких температурах (по экспериментальным данным на примере кварца и нефелина) // ДАН, 2006, т. 411, № 1, с. 106—110.
- Икорский С.В., Каменский И.Л., Аведисян А.А.** Изотопы гелия в зонах контакта щелочных интрузивов различного размера (на примерах щелочно-ультраосновного интрузива Озерная, Варака и Ловозерского массива нефелиновых сиенитов, Кольский полуостров) // ДАН, 2014, т. 459, № 4, с. 474—478.
- Киргинцев А.Н., Трушников Л.И., Лаврентьева В.Г.** Растворимость неорганических веществ в воде. Справочник. Л., Химия, 1972, 247с.
- Козьменко О.А., Палесский С.В., Николаева И.В., Томас В.Г., Аношин Г.Н.** Усовершенствование методики химической подготовки геологических образцов в трубках Кариуса для определения элементов платиновой группы и рения // Аналитический контроль, 2011, т. 15, № 4, с. 378.
- Константинов М.М., Косовец Т.Н.** Изотопно-геохимические особенности сульфидной серы золоторудных месторождений в терригенных толщах // Руды и металлы, 2007, № 5, с. 49—57.
- Кряжев С.Г.** Современные проблемы теории и практики термобарогеохимии // Руды и металлы, 2010, № 2, с. 38—46.
- Кряжев С.Г.** Генетические модели и критерии прогноза золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных комплексах: Автореф. дис.... д.г.-м.н., М., ЦНИГРИ, 2017, 52 с.
- Кряжев С.Г., Гриненко В.А.** Изотопный состав и источники серы золото-сульфидных месторождений Енисейского кряжа // XVIII симпозиум по геохимии изотопов. Тезисы докладов. М., ГЕОХИ РАН, 2007, с. 37.
- Летников Ф.А.** Сверхглубинные флюидные системы Земли и проблемы рудогенеза // Геология рудных месторождений, 2001, т. 43, № 4, с. 291—307.
- Летников Ф.А.** Флюидный режим эндогенных процессов и проблемы рудогенеза // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (12), с. 1296—1307.
- Летников Ф.А., Шумилова Т.Г., Медведев В.Я., Иванова Л.А.** Транспорт и кристаллизация самородной платины в условиях сверхкритического С-О-Н флюида // ДАН, 2018, т. 479, № 4, с. 430—432.
- Ли Л.В.** Олимпиадинское месторождение вкрапленных золото-сульфидных руд. Красноярск, КНИИГиМС, 2003, 117с.
- Ли Л.В., Круглов Г.П., Шохина О.И., Вербицкий Б.П.** Роль литологических и структурных факторов в локализации прожилково-вкрапленного оруденения в надинтрузивной зоне // Геология рудных месторождений, 1984, № 1, с. 83—88.
- Малышев А.И.** Газовая диффузия в эволюции магматических систем // ДАН, 2008, т. 422, № 2, с. 233—235.
- Новожилов Ю.И., Гаврилов А.М.** Золото-сульфидные месторождения в углеродисто-терригенных толщах. Месторождение Олимпиадинское. М., ЦНИГРИ, 1999, 175 с.
- Новожилов Ю.И., Гаврилов А.М., Яблокова С.В., Арефьева В.А.** Крупнообъемные месторождения золота в черносланцевых толщах — геолого-структурные, генетические, геохимические особенности, технологии обработки руд // Руды и металлы, 2014, № 3, с. 51—64.
- Ножкин А.Д., Борисенко А.С., Неволько П.А.** Этапы позднепротерозойского магматизма и возрастные рубежи золотого оруденения Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (1), с. 155—181.
- Омото Х., Рай Р.** Изотопы серы и углерода // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., Мир, 1982, с. 405—455.
- Пальянова Г.А., Соболев Е.С., Реутский В.Н., Бортникова Н.С.** Пиритизированные двусторчатые моллюски из верхнего триаса орогенного золото-сурьмяного месторождения Сентачан (Восточная Якутия): минеральный состав и изотопный состав серы // Геология рудных месторождений, 2016, т. 58, № 6, с. 513—521.
- Петров В.Г.** Условия золотоносности северной части Енисейского кряжа. Новосибирск, Наука, 1974, 138 с. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 69).
- Прасолов Э.М., Сергеев С.А., Белицкий Б.В., Богомолов Е.С., Груздов К.А., Капитонов И.Н., Крымский Р.Ш., Халенёв Д.О.** Исследование изотопов He, Ar, S, Cu, Ni, Re, Os, Pb, U, Sm, Nd, Rb, Sr, Lu и Hf в породах и рудах Норильских месторождений // Геохимия, 2018, № 1, с. 50—69.
- Прокофьев В.Ю., Афанасьева З.Б., Иванова Г.Ф., Буарон М.К., Мариньяк Х.** Исследование флюидных включений в минералах Олимпиадинского Au-(Sb-W) месторождения, Енисейский кряж // Геохимия, 1994, № 4, с. 1012—1029.

Рёддер Э. Флюидные включения в минералах. Т. I. М., Мир, 1987, 558 с.

Рябуха М.А., Гибшер Н.А., Томиленко А.А., Бульбак Т.А., Хоменко М.О., Сазонов А.М. PТХ-параметры метаморфогенных и гидротермальных флюидов: изотопия и возраст формирования Богунайского золоторудного месторождения южной части Енисейского кряжа (Россия) // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (6), с. 1153—1172.

Сазонов А.М., Кременецкий А.А. Геохимия золота в метаморфическом комплексе Северного Приладожья // Геохимия, 1994, № 10, с. 1451—1464.

Сазонов А.М., Ананьев А.А., Полева Т.В., Хохлов А.Н., Власов В.С., Звягина Е.А., Фёдорова А.В., Тишин П.А., Леонтьев С.И. Золоторудная металлогения Енисейского кряжа: геолого-структурная позиция, структурные типы рудных полей // Журнал Сибирского федерального университета. Техника и технология, 2010, № 4, с. 371—395.

Сазонов А.М., Некрасова Н.А., Звягина Е.А., Тишин П.А. Геохронология гранитов, вмещающих сланцев и руд месторождения золота Панимба (Енисейский кряж) // Журнал Сибирского федерального университета. Техника и технология, 2016, № 2, с. 174—188.

Сердюк С.С., Коморовский Ю.Е., Зверев А.И., Оябрь В.К., Власов В.С., Бабушкин В.Е., Кириленко В.А., Землянский С.А. Модели месторождений золота Енисейской Сибири. Красноярск, СФУ, 2010, 584 с.

Тейлор Л., Миллер Л. Сверхкритическая флюидная хроматография с насадочными колонками // Сверхкритические флюиды. Теория и практика, 2011, т. 6, № 1, с. 69—83.

Толстихин И.Н., Прасолов Э.М. Методика изучения изотопов благородных газов из микровключений в горных породах и минералах // Исследования минералообразующих растворов и расплавов по включениям в минералах. Александров, ВНИИСИМС, 1971, с. 86—98. (Тр. ВНИИСИМС, т. XIV).

Томиленко А.А., Гибшер Н.А. Особенности состава флюидов в рудных и безрудных зонах Советского кварц-золоторудного месторождения (по данным изучения флюидных включений) // Геохимия, 2001, № 2, с. 167—177.

Томиленко А.А., Гибшер Н.А., Козьменко О.А., Палесский С.В., Николаева И.В. Лантаноиды во флюидных включениях, кварце и зеленых сланцах из золотоносных и безрудных кварцево-жильных зон Советского кварц-золоторудного месторождения, Енисейский кряж, Россия // Геохимия, 2008, № 4, с. 438—444.

Травин А.В. Термохронология раннепалеозойских коллизионных, субдукционно-коллизионных структур Центральной Азии // Геология и геофизика, 2016, т. 57, № 3, с. 553—574.

Халенёв В.О. Изотопный состав гелия и аргона как критерий рудоносности интрузивов Норильского района: Автореф. дис.... к.г.-м.н. СПб., 2010, 18 с.

Ярошевский А.А. О возможных геохимических условиях формирования локальных восстановительных обстановок в земной коре и верхней мантии // Геохимия, 2006, № 3, с. 345—346.

Archibald S.M., Migdisov A.A., Williams-Jones A.E. The stability of Au-chloride complexes in water vapor at elevated temperatures and pressure // Geochim. Cosmochim. Acta, 2001, v. 65, p. 4413—4423.

Baioumy H.M., Eglinton L.B., Peucker-Ehrenbrink B. Rhenium-osmium isotope and platinum group element systematics of marine vs. non-marine organic-rich sediments and coals from Egypt // Chem. Geol., 2011, v. 285, p. 70—81.

Bakker R.J. Fluids: new software package to handle microthermometric data and to calculate isochores // Eds. F. Noronha, A. Doria, A. Guedes. Abstracts. Faculdade de Ciências do Porto, Departamento de Geologia, Memoria, v. 7, p. 23—25.

Blamey N.J.F. Composition and evolution of crustal, geothermal and hydrothermal fluids interpreted using quantitative fluid inclusion gas analysis // J. Geochem. Exp., 2012, v. 116—117, p. 17—27.

Borisenko A.S., Sazonov A.M., Nevolko P.A., Naumov E.A., Tessalina S., Kovalev K.R., Sukhorukov V.P. Gold deposits of the Yenisei Ridge (Russia) and age of its formation // Acta Geol. Sin. (English edition), 2014, v. 88, № 2, p. 686—687.

Brown P.E., Lamb W.M. P-V-T properties of fluids in the system H₂O ± CO₂ ± NaCl: new graphical presentations and implications for fluid inclusion studies // Geochim. Cosmochim. Acta, 1989, v. 53, p. 1209—1231.

Bul'bak T.A., Tomilenko A.A., Sazonov A.M., Gibsher N.A., Ryabukha M.A., Khomenko M.O. Hydrocarbons in the fluid inclusions of native gold // Asian current research on fluid inclusions VIII (ACROFI-VIII), China, 2018, p. 19—20.

Duan Z., Moller N., Weare J.H. A general equation of state for supercritical fluid mixtures and molecular dynamics simulation of mixture PVTX properties // Geochim. Cosmochim. Acta, 1996, v. 60, p. 1209—1216.

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. Miner., 1989, № 1, p. 517—534.

Emsbo P., Koenig A.E. Transport of Au in petroleum: evidence from the northern Carlin trend, Nevada // Digging deeper. Proceedings of the Ninth Biennial SGA meeting / Eds. C.J. Andrew, G. Borg. Irish Association for Economic Geology, Dublin, 2007, p. 695—698.

Fuchs S., Schumann D., Williams-Jones A.E., Vali H. The growth and concentration of uranium and titanium minerals in hydrocarbons of the Carbon Leader Reef, Witwatersrand Supergroup, South Africa // Chem. Geol., 2015, № 55—66, p. 393—394.

Gizé A.F., Macdonald R. Generation of compositionally atypical hydrocarbons in CO₂-rich geologic environment // Geology, 1993, v. 21, p. 129—132.

Greenwood P.F., Brocks J.J., Grice K., Schwark L., Dick J.M., Evans K.A. Organic geochemistry and mineralogy. I. Characterization of organic matter associated with metal deposits // Ore Geol. Rev., 2013, v. 50, p. 1—27.

Groves D.I., Goldfarb R.J., Santosh M. The conjunction of factors that lead to formation of giant gold provinces in non-arc setting // Geosci. Front., 2016, v. 7, p. 303—314.

Krauskopf K.B. The heavy metal content of magmatic vapor at 600 °C // Econ. Geol., 1957, v. 52, p. 786—807.

Migdisov A.A., Guo X., Xu H., Williams-Jones A.E., Sun C.J., Vasyukova O., Sugiyama I., Fuchs S., Pearce K., Roback R. Hydrocarbons as ore fluids // Geochem. Perspect. Lett., 2017, № 5, p. 47—52.

Mishra B., Pal N. Metamorphism, fluid flux and fluid evolution relative to gold mineralization in the Hutti-Mashi Greenstone Belt, Eastern Dharwar Craton, India // Econ. Geol., 2008, v. 103, p. 801—827.

Naden J., Shepherd T.J. Role of methane and carbon dioxide in gold deposition // Nature, 1989, v. 343, p. 793—795.

Norman D.I., Blamey N., Moore J.N. Interpreting geothermal processes and fluid sources from fluid inclusion organic compounds and CO₂/N₂ ratios // Proceeding of 27th Workshop on geothermal reservoir engineering, January 28—30, 2002, Stanford University, Stanford, California, 2002, p. 234—241.

Ohmoto H., Rye R.O. Isotopes of sulfur and carbon // Geochemistry of hydrothermal ore deposit. N.Y., Wiley, 1979, p. 509—567.

Savage P.E., Gopalan S., Mizan T.I., Martino C.J., Brock E.E. Reactions at supercritical conditions: applications and fundamentals // AIChE J., 1995, v. 41, № 7, p. 1723—1778.

Shelton K.I., McMenamg T.A., van Hees E.H., Falck H. Deciphering the complex fluid history of a greenstone-hosted gold deposit: fluid inclusion and stable isotope studies of the Giant Mine, Yellowknife Northwest Territories, Canada // Econ. Geol., 2004, v. 99, p. 1643—1663.

Sokol A.G., Palyanov Y.N., Tomilenko A.A., Bul'bak T.A., Palyanova G.A. Carbon and nitrogen speciation in N-rich C—O—H—N fluids at 5.5–7.8 GPa. Earth Planet. Sci. Lett., 2017, v. 460, p. 234—243.

Thiéry R., van den Kerkhof A.M., Dubessy J. xX properties of CH₄—CO₂ and CO₂—N₂ fluid inclusions: modeling for $T < 31$ °C and $P < 400$ bars // Eur. J. Miner., 1994, v. 6, № 6, p. 753—771.

Tomilenko A.A., Gibsher N.A., Dublaynsky Y.V., Dallai L. Geochemical and isotopic properties of fluid from gold-bearing and barren quartz veins of the Sovetskoye deposit (Siberia, Russia) // Econ. Geol., 2010, v. 105, p. 375—394.

Tomilenko A.A., Chepurov A.I., Sonin V.M., Bul'bak T.A., Zhimulev E.I., Chepurov A.A., Timina T.Yu., Pokhilenko N.P. The synthesis of methane and heavier hydrocarbons in the system graphite-iron-serpentine at 2 and 4 Gpa and 1200 °C // High Temp. High Press., 2015, v. 44, p. 451—465.

Ulrich T., Günther D., Heinrich C.A. Gold concentrations of magmatic brines and the metal budget of porphyry copper deposits // Nature, 1999, v. 399, p. 676-679.

Williams-Jones A.E., Heinrich C.A. 100th anniversary special paper: Vapor transport of metals and the formation of magmatic-hydrothermal ore deposits // Econ. Geol., 2005, v. 100, p. 1287—1312.

Williams-Jones A.E., Bowell R.J., Migdisov A.A. Gold in solution // Elements, 2009, v. 5, p. 281—287.

Xu G. Fluid inclusions with NaCl—CaCl₂—H₂O composition from the Cloncurry hydrothermal system, NW Queensland, Australia // Lithos, 2000, v. 53, p. 21—35.

Zein D.Yu., Migdisov A.A., Williams-Jones A.E. The solubility of gold in hydrogen sulfide gas: an experimental study // Geochem. Cosmochim. Acta, 2007, v. 71, p. 3070—3081.

Zein D.Yu., Migdisov A.A., Williams-Jones A.E. The solubility of gold in H₂O—H₂S vapour at elevated temperature and pressure // Geochem. Cosmochim. Acta, 2011, v. 75, № 18, p. 5140—5153.