

УДК 553.3/4:551.7.03

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ ОРУДЕНЕНИЯ, ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ МАЛОМЫР (ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА)

© 2019 г. А. Ю. Кадашникова^{1,*}, А. А. Сорокин¹, В. А. Пономарчук²,
А. В. Травин², А. В. Пономарчук², Л. В. Эйриш¹

¹Институт геологии и природопользования ДВО РАН
Россия, 675000, Благовещенск, пер. Релочный, 1

²Институт геологии и минералогии СО РАН
Россия, 630090, Новосибирск, просп. Ак. Коптюга, 3

*E-mail: askad7497@mail.ru

Поступила в редакцию 14.05.2018 г.

После доработки 25.06.2018

Принята к публикации 11.10.2018

В результате исследований впервые получена надежная оценка возраста золотого оруденения месторождения Маломир (восточная часть Монголо-Охотского складчатого пояса) — одного из наиболее известных месторождений на Дальнем Востоке. Полученные данные свидетельствуют о том, что возраст гидротермального рудного процесса, приведшего к формированию месторождения Маломир, может быть оценен ~134–130 млн лет, а возраст пострудных даек — 110–104 млн лет. При этом данные о проявлении магматизма в пределах рассматриваемого региона с возрастом 134–130 млн лет отсутствуют, что делает невозможным связать рудную минерализацию месторождения Маломир с магматическими процессами. По мнению авторов, значимую роль в мобилизации, перераспределении рудного вещества и формировании месторождения Маломир сыграли дислокационные процессы, сопровождаемые гидротермальной деятельностью, что подтверждается результатами структурных исследований. Первые результаты Rb-Sr и $\delta^{34}\text{S}$ исследований указывают на то, что среди источников вещества присутствовал как “коровый”, так и “мантийный” источник.

Ключевые слова: месторождение Маломир, Монголо-Охотский пояс, металлогения, геохронология, источники рудного вещества.

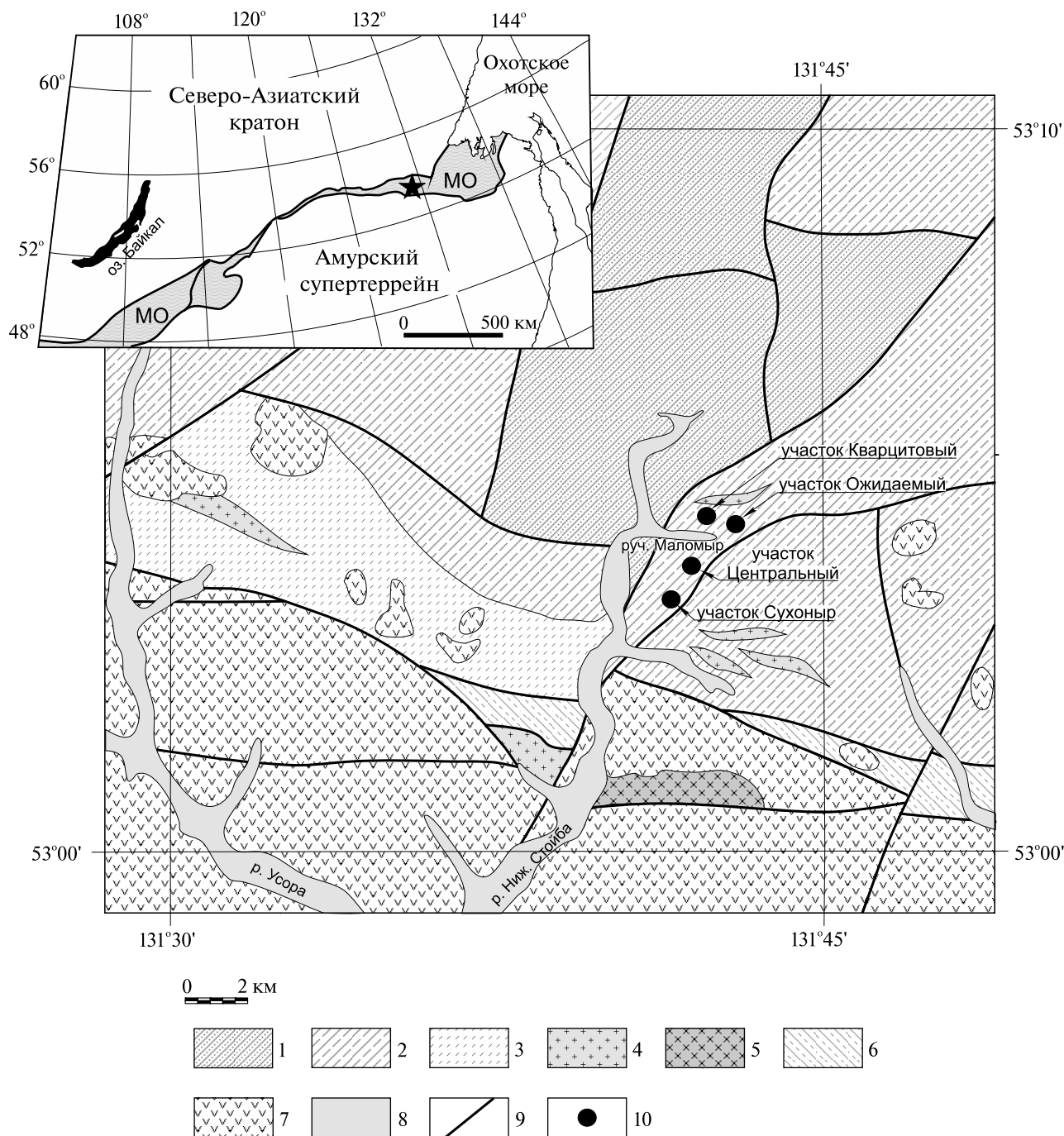
DOI: 10.31857/S0016-77706113-17

ВВЕДЕНИЕ

Получение надежных геохронологических данных о возрасте гидротермальных рудных процессов представляет собой сложную и важную задачу, являющуюся составной частью проблемы взаимосвязи геодинамики, магматизма и формирования месторождений полезных ископаемых. Монголо-Охотский складчатый пояс, являющийся одной из главнейших структур Центральной и Восточной Азии, может служить весьма благоприятным объектом для исследований в этом направлении. Этот пояс протягивается в виде узкой (до 300 км) прерывистой полосы на 3000 км от Удской губы Охотского моря до Центральной Монголии (фиг. 1). В современном структурном плане он представляет собой сложный коллаж палеозойских и раннемезозойских комплексов, зажатых между крупными континентальными блоками Восточной Азии — Северо-Азиатским

кратоном и Амурским супертеррейном, и часто описывается как шовная зона, или сутура (Натальин, 1991; Парфенов и др., 1999; Геодинамика ..., 2006).

Сложная длительная история формирования Монголо-Охотского орогенного пояса сопровождалась становлением разновозрастных магматических поясов и рудных месторождений как в пределах пояса, так и его континентального обрамления. При этом исследователями уже давно подмечена пространственная сопряженность ареалов распространения рудных объектов и конфигурации Монголо-Охотского пояса. Вплоть до недавнего времени изотопно-геохронологическая изученность большинства этих рудных проявлений оставалась слабой, что весьма затрудняло корреляцию тектонических, магматических и рудообразующих процессов. В последние годы этот пробел был существенно восполнен. С ис-



Фиг. 1. Положение золоторудного месторождения Маломыр в основных геологических структурах региона. Геологическая основа по (Агафоненко и др., 2002) с изменениями авторов.

1–4 — палеозойские геологические комплексы Монголо-Охотского складчатого пояса: 1 — сланцы, кварциты филлитизированные алевролиты и песчаники, metabазальты, мраморизованные известняки условно нижнекаменноугольной мынской свиты; 2 — сланцы, в том числе углеродистые, рассланцованные песчаники, metabазальты, мраморизованные известняки среднекаменноугольной златоустовской свиты; 3 — рассланцованные песчаники, филлитизированные глинистые сланцы, metabазальты, мраморизованные известняки условно верхнекаменноугольной сагурской свиты; 4 — кварцевые диориты, плагииграниты позднепалеозойского златоустовского комплекса; 5 — диориты, габбро-диориты условно позднепалеозойского тырмо-буреинского комплекса; 6 — алевролиты, песчаники верхнеюрской моринской толщ; 7 — вулканогенные, вулканогенно-осадочные образования нижнемеловых унериканской и бурундинской толщ; 8 — кайнозойские рыхлые отложения; 9 — основные разломы; 10 — участки месторождения Маломыр.

На врезке звездочкой показано положение золоторудного месторождения Маломыр; заштрихованная область — Монголо-Охотский складчатый пояс.

пользованием современных изотопных методов были получены датировки для ряда месторождений и рудопроявлений золота и комплексных руд, расположенных в пределах Монголо-Охотского орогенного пояса и его континентального обрамления на территории Монголии, Восточного Забайкалья и Приамурья (Булгатов, Гордиенко, 1999; Прокофьев и др., 2000; Миронов и др., 2004; Сотников и др., 2005, 2007_{1,2}; Сорокин и др., 2011, 2014_{1,2}, 2016; Мельников и др., 2009; Бучко и др., 2010, 2012, 2014, 2017; Берзина и др., 2013 и др.). Геохронологические данные для рудных объектов, расположенных непосредственно в складчатой структуре пояса, имеются в весьма ограниченном объеме.

Наша работа посвящена геохронологическим и изотопно-геохимическим исследованиям гидротермальных рудных образований золоторудного месторождения Маломыр — одного из наиболее значимых сегодня месторождений на Дальнем Востоке, находящегося непосредственно в пределах Монголо-Охотского орогенного пояса (фиг. 1).

Согласно опубликованным данным (Золоторудные ..., 2010), запасы месторождения составляют 45 т Au при содержании 2.4 г/т, прогнозные ресурсы — 120 т Au. Вопрос о типе месторождения Маломыр дискуссионен. Так, В.А. Буряк относит месторождение Маломыр к сухоложскому золотосульфидному типу формации черных сланцев (Буряк, Пересторонин, 2000), В.А. Степанов с соавторами (Степанов и др., 2008) — к плутоногенно-метаморфогенным месторождениям.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Месторождение Маломыр находится в восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса (фиг. 1) наряду с такими золоторудными месторождениями, как Токур, Сагур, Албын, Унгличкан, Ворошиловское (Эйриш, 2002; Агафоненко и др., 2002), расположено в пределах Селемджино-Кербинской (Агафоненко и др., 2002) структурной зоны, или одноименного террейна аккреционного клина (Сорокин и др., 2003). В строении террейна выделены три свиты (Агафоненко и др., 2002).

Нижнекаменноугольная(?) мынская свита сложена серицит-хлорит-кварцевыми, альбит-мусковит-кварцевыми, мусковит-хлорит-альбит-кварцевыми, кварц-хлорит-серицитовыми сланцами, метаморфизованными дацитами, кварцитами, филлитизированными алевролитами и песчаниками, пачками их тонкого переслаивания, метаморфизованными базальтами, мраморизованными известняками. Характерный признак мынской свиты — присутствие в ее составе кварцитов и

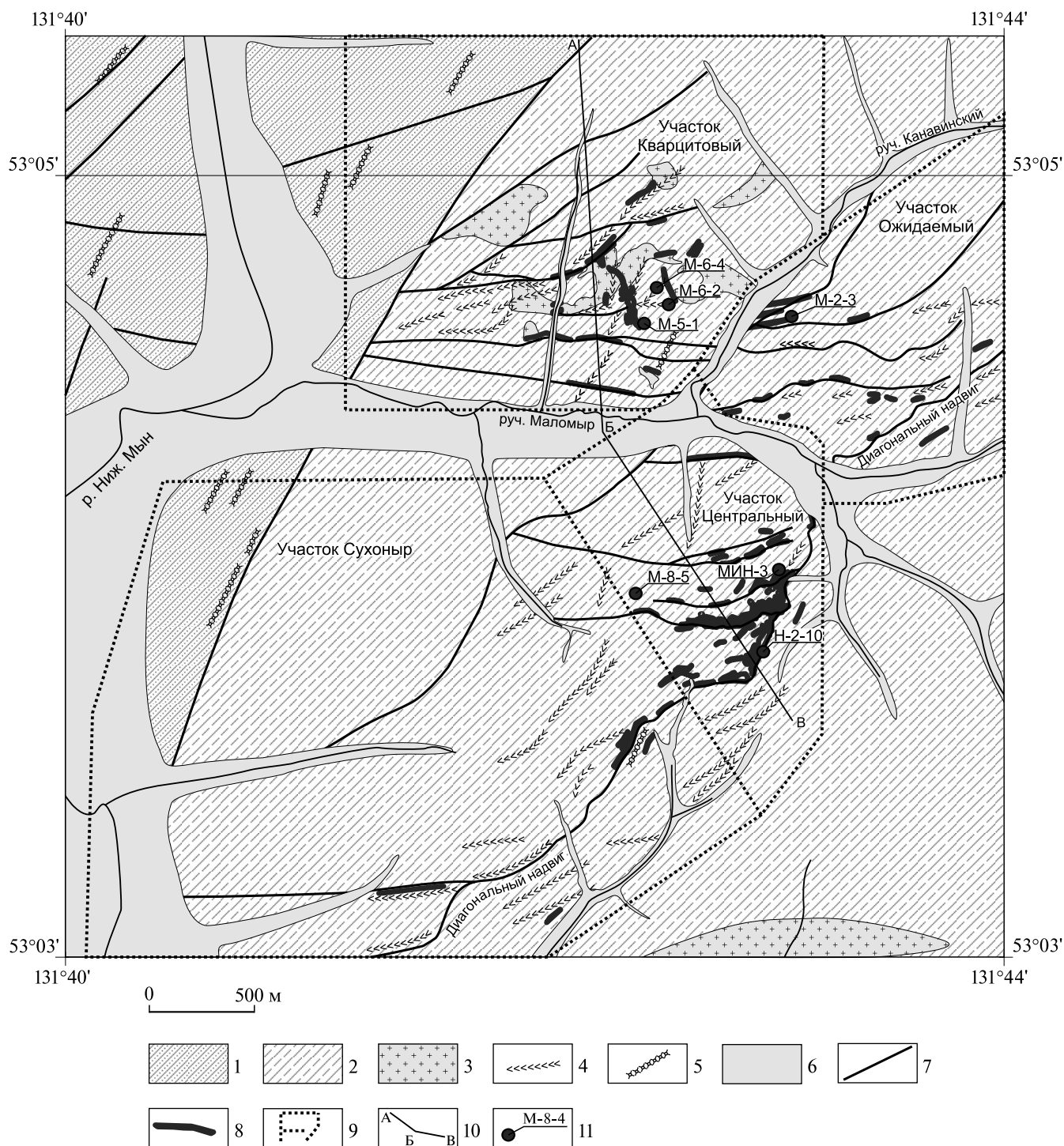
сланцев по вулканогенным умеренно-кислым образованиям (Агафоненко и др., 2002). Мынская свита содержит фрагменты стеблей каламитов и кордаитов, что позволяет говорить о позднепалеозойском ее возрасте (Сережников, Волкова, 2005). По существующим представлениям (Агафоненко и др., 2002; Забродин и др., 2005; Сережников, Волкова, 2005), она согласно перекрывается среднекаменноугольной златоустовской свитой, на основании чего ее возраст принят условно нижнекаменноугольным.

Среднекаменноугольная златоустовская свита сложена серицит-альбит-кварцевыми, серицит-кварц-альбитовыми, часто углеродсодержащими сланцами, мусковит-кварц-альбитовыми, мусковит-альбит-кварцевыми сланцами, рассланцованными песчаниками, хлорит-серицит-альбит-кварцевыми сланцами, метабазальтами, филлитизированными глинистыми сланцами, мраморизованными известняками. Отличительный признак златоустовской свиты — наличие в ее составе углеродсодержащих сланцев (Агафоненко и др., 2002). Предположение о среднекаменноугольном возрасте основано на определении спорово-пыльцевого комплекса, характерного для визейского, московского веков (Забродин и др., 2005).

Верхнекаменноугольная(?) сагурская свита сложена рассланцованными песчаниками, филлитизированными глинистыми сланцами, серицит-альбит-кварцевыми, эпидот-актинолит-альбитовыми сланцами, метабазальтами, мраморизованными известняками. От нижележащей златоустовской свиты она отличается отсутствием выдержанных тел метабазальтов и углеродсодержащих разновидностей пород (Агафоненко и др., 2002). Условный верхнекаменноугольный возраст сагурской свиты принимается на основании ее согласного залегания на златоустовской свите (Агафоненко и др., 2002; Забродин и др., 2005; Сережников, Волкова, 2005).

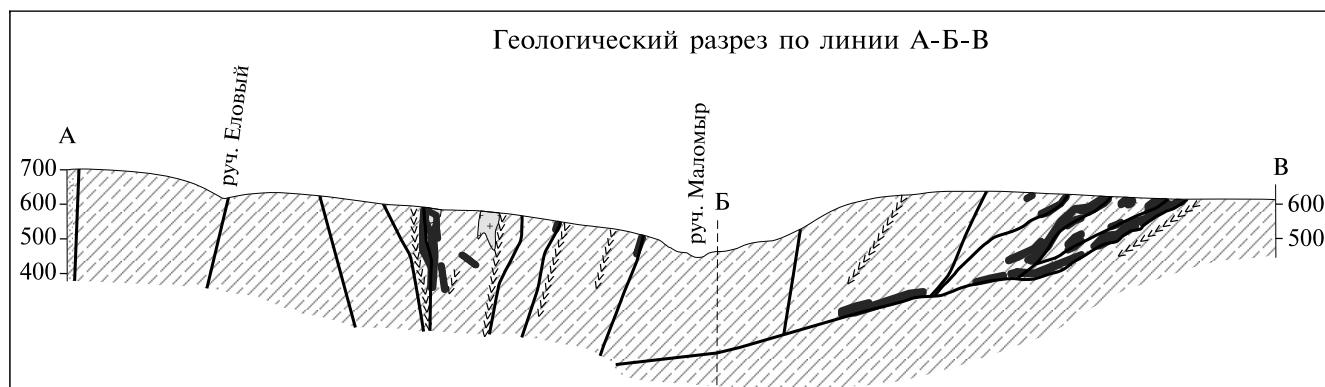
Породы, слагающие все три свиты, метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации.

Магматические образования представлены позднепалеозойскими гранитоидами златоустовского комплекса, для которого приводится возраст 268 ± 4 млн лет (Сорокин и др., 2003), габбро-диоритами, диоритами, условно позднепалеозойского тырмо-буреинского комплекса. Кроме того, в значительном количестве присутствуют раннемеловые дайки диоритовых порфиритов, кварцевых диоритовых порфиритов караурацкого комплекса (Агафоненко, 2002), субвулканические тела раннемеловых унери-канского андезит-риолитового и бурундинского базальт-андезитового комплексов, для которых приводятся возрасты в интервале 108–102 млн лет (Сорокин и др., 2010).



Фиг. 2. Схематическая геологическая карта месторождения Маломыр (по Степанов В.А. и др., 2016; Мельников и др., 2014; Эйриш, 2002; Буряк и др., 2000, с изменениями авторов).

1–3 — палеозойские геологические комплексы Монголо-Охотского складчатого пояса: 1 — сланцы, кварциты, филлитизированные алевролиты и песчаники, метаморфизованные базальты, мраморизованные известняки условно нижнекаменноугольной мынской свиты; 2 — сланцы, в том числе углеродистые, рассланцованные песчаники, metabазальты, мраморизованные известняки среднекаменноугольной златоустовской свиты; 3 — плагиограниты позднепалеозойского златоустовского комплекса; 4 — дайки базальтов, андезитов, дацитов раннемеловых унериканского и буриндинского комплексов; 5 — дайки диоритовых порфиров и кварцевых диоритовых порфиров нижнемелового караурацкого комплекса; 6 — кайнозойские рыхлые отложения; 7 — основные разломы; 8 — рудные тела; 9 — границы участков месторождения Маломыр; 10 — линия разреза А-Б-В (см. фиг. 3); 11 — места отбора образцов для геохронологических исследований.



Фиг. 3. Схематический геологический разрез по линии А-Б-В (по Степанов и др., 2016; Мельников и др., 2014; Эйриш, 2002; Бурак и др., 2000). Условные обозначения: см. фиг. 2.

В составе месторождения Маломир выделено четыре участка — Центральный, Кварцитовый, Ожидаемый и Сухоныр, иногда (Агафоненко и др., 2002) выделяемых в качестве самостоятельных месторождений (фиг. 1, 2). На участках Центральный, Ожидаемый и Сухоныр оруденение приурочено непосредственно к главной тектонической структуре — зоне Диагонального разлома (надвига) северо-восточного простирания или к его составляющим или оперяющим разломам (фиг. 2, 3).

Участок Кварцитовый расположен на правом борту руч. Маломир, в 2 км северо-западнее участка Маломир (фиг. 1, 2). В его строении принимают участие дислоцированные сланцы златоустовской свиты. Они прорваны мелкими телами метаморфизованных плагиогранитов златоустовского комплекса, дайками диоритовых порфиритов караурацкого комплекса, субвулканическими телами и дайками бурундинского и унериканского комплексов. Оруденение, сосредоточенное в аллохтоне надвига, в 300–500 м к северу от зоны Диагонального разлома, преимущественно приурочено к участкам интенсивного катаклаза гранитоидов и их контактам со сланцами. Оно представлено прожилково-вкрапленными зонами кварцевых, серицит-кварцевых, серицит-адуляр-кварцевых метасоматитов с вкрапленностью сульфидов. Основные рудные тела протягиваются в субширотном направлении с падением на север под углами от 40° до 80° и выделяются опробованием при содержании более 0.8–1.0 г/т (Мельников, Степанов, 2014). Рудные минералы представлены пиритом, реже арсенопиритом, очень редко встречается галенит, халькопирит, сфалерит, пирротин (Агафоненко и др., 2002). В рудах наблюдается значительная доля свободного и крупного золота.

Участок Центральный расположен на левом борту долины одноименного ручья, левого притока р. Ниж. Стойба (фиг. 1, 2). Он сложен

интенсивно дислоцированными породами златоустовской свиты, прорванными дайками диоритовых порфиритов, кварцевых диоритовых порфиритов караурацкого комплекса. В пределах этого участка наиболее важное значение для локализации оруденения имеет зона Диагонального разлома, которая представляет собой серию сближенных зон катаклаза, брекчирования, дробления пород. По ним развиты рудные кварц-серицитовые, кварц-серицит-адулярные метасоматиты с прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией (Агафоненко и др., 2002). Основные рудные тела наклонены на северо-запад под углом 25°–30° (фиг. 2, 3). Их границы определяются только по данным опробования. Рудные минералы составляют не более 1–10% объема руды и представлены пиритом и арсенопиритом. В резко подчиненном количестве отмечены галенит, сфалерит, вольфрамит, шеелит, блеклые руды, гематит, магнетит, халькопирит, ильменит, рутил, марказит, станнин, касситерит, акантит, золото, молибденит и хромит (Мельников и др., 2014). Золото присутствует в кварце, в трещинах и на стыках зерен в ассоциации с пиритом и арсенопиритом (Эйриш, 2002).

Участок Сухоныр расположен на юге Маломирского рудного поля в приустьевой части руч. Сухоныр (левого притока р. Нижняя Стойба) и, по существу, является юго-западным продолжением участка Центральный (фиг. 2), отличаясь от последнего меньшей тектонической напряженностью, меньшей интенсивностью гидротермальной проработки рудовмещающих пород и более бедными рудами. Основные рудные тела расположены в местах пересечения зоны Диагонального разлома с субширотными разрывными нарушениями. Золоторудная минерализация вскрыта на глубине 189.5–221.1 м и представлена штокверкоподобной зоной с крутопадающими (под углом 50°–70°) сульфидно-карбонат-кварцевыми прожилками. Содержание

сульфидов (в основном пирита) в рудах относительно высокое по сравнению с другими участками Маломырского месторождения и достигает 5–15%, а в цементе брекчий — до 30–35% (Агафоненко и др., 2002).

Участок Ожидаемый расположен на северо-восточном фланге Маломырского месторождения, в междуречье ручьев Маломыр и Канавинский (фиг. 2). По своему геологическому строению он так же близок к участку Центральному. Он сложен серицит-альбит-кварцевыми, хлорит-серицит-альбит-кварцевыми, иногда углеродсодержащими сланцами златоустовской свиты, прорванными единичными субсогласными дайками дацитов и андезитов унериканского комплекса. Оруденение локализовано в пределах зоны Диагонального разлома и узлах сочленения ее с разломами субширотного простирания. По разломам или вблизи них часто наблюдается кварцевый метасоматоз и слабая сульфидизация (пирит, арсенопирит) вмещающих пород. Рудные тела, связанные с “Диагональной” тектонической зоной, имеют восток-северо-восточное простирание с падением на север-северо-запад с углами падения 0° – 35° . Рудные тела, расположенные в зоне Канавинского разлома, имеют северо-восточное простирание и крутое падение на северо-запад под углами 75° – 90° .

В целом следует отметить, что месторождение Маломыр является в значительной степени изученным. Так, достаточно детально исследована структура рудного поля (см. обзор в Агафоненко и др., 2002; Сержников, Волкова, 2005), закономерности локализации золотого оруденения (Буряк, Пересторонин, 2000; Эйриш, 2002; Степанов и др., 2016), подробно изучены минералогические особенности руд (Буряк, Пересторонин, 2000; Ожогин и др., 2008).

Для установления возраста проявления гидротермальных процессов, а также установления источников рудного вещества нами были проведены геохронологические ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод) и изотопно-геохимические (Rb-Sr, $\delta^{34}\text{S}$) исследования окolorудных метасоматитов, вмещающих пород и пострудных даек, представленных в пределах участков Центральный, Кварцитовый, Ожидаемый. Места отбора образцов для геохронологических исследований показаны на фиг. 2.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопно-геохронологические исследования выполнены в Институте геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск) методом ступенчатого прогрева по методике, опубликованной в работах (Пономарчук и др., 1998; Травин и др., 2009). Отбор монофракций проводился вручную под бинокулярной лупой из фракции

0.25–0.15 мм. Навески образцов, совместно с мусковитом МСА-11, используемым в качестве монитора, заворачивались в алюминиевую фольгу, помещались в кварцевую ампулу и после откачки из нее воздуха запаивались. Мусковит МСА-11, подготовленный в ВИМС в 1988 году как стандартный K/Ar-образец, был аттестован в качестве $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -монитора с помощью международных стандартных образцов мусковита Beqп 4m, биотита LP-6 (Baksi, 1996). В качестве интегрального возраста мусковита МСА-11 принято среднее результатов калибровки, составившее 311.0 ± 1.5 млн лет. Ампулы с образцами помещались в алюминиевый пенал, заполненный для защиты от тепловых нейтронов карбидом бора, и облучались в охлаждаемом водой канале научного реактора ВВР-К-типа (исследования проводились в Физико-техническом институте при Томском политехническом университете). Градиент нейтронного потока не превышал 0.5% в размере образца. Эксперименты по ступенчатому прогреву проводились в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева. Холостой опыт по определению ^{40}Ar (10 мин при 1200°C) не превышал 5×10^{-10} нсм³. Очистка аргона производилась с помощью ZrAl-SAES-геттеров. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре Noble gas 5400 фирмы MicroMass (Англия). Для коррекции на мешающие изотопы аргона, образовавшиеся во время облучения на Ca, Cl, K, использовались следующие коэффициенты: $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.00083 \pm 0.000005$, $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.00052 \pm 0.000006$, $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{K}} = 0.089 \pm 0.001$. Особое внимание уделялось контролю фактора изотопной дискриминации с помощью измерения порции очищенного атмосферного аргона. Среднее значение отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ на период измерений составило 296.8 ± 0.5 . Величины температур ступенчатого прогрева выбирались согласно (Berger, York, 1981).

В случаях слабо нарушенных или ненарушенных возрастных спектров ступенчатого прогрева, для расчета геохронологических датировок использовались критерии, предложенные в работе (Fleck *et al.*, 1977; Gustafson *et al.*, 2001). Однако на геологических объектах, сформировавшихся в полихронных обстановках, возрастные ступени в спектрах часто дискордантны, что обусловлено частичной перекристаллизацией и нарушением во фрагментах минералов сохранности накопившегося аргона в результате последующих деформационных и/или термических процессов. В этих случаях возрастная оценка событий в геолого-геохронологическом аспекте проводилась с учетом альтернативных подходов, которые сводятся к следующему: 1) использование для оценки возраста магматизма высокотемпературной ступени в спектре плагиоклаза и других минералов (Baksi,

1999; Segev, 2000); 2) проведение оценки возраста по методу асимптот и ограничений (Chikov *et al.*, 2002; Forster, Lister, 2004), которое особенно эффективно в случаях смешения аргоновых “парциальных резервуаров” в минерале.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датировки, полученные с помощью приведенных выше подходов, использовались в геолого-геохронологической интерпретации только в тех случаях, когда аналогичные значения устанавливались по другим образцам, подтверждались датировками, полученными другими методами, и не находились в противоречии с геологическими данными.

Rb-Sr изотопно-геохимические исследования выполнены в Институте геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск). Rb и Sr выделены по стандартной методике с использованием ионно-обменных смол. Содержания Rb и Sr, а также изотопный состав Sr измерялись на многоколлекторном масс-спектрометре МИ 1201Т в двухленточном режиме. Изотопные отношения Sr нормализованы к отношению $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.37521$. Правильность определения изотопных отношений стронция контролировалась параллельным измерением в каждой серии образцов изотопного стандарта ВНИИМ с отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ равным 0.70800 ± 6 и SRM-987 с отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ равным 0.71026 ± 4 . Точность определения концентраций Rb и Sr составила $\pm 0.5\%$, изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - \pm 0.05\%$ (2σ).

Определения изотопов серы в сульфидах выполнены в Институте геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск) с использованием процедур, описанных в (Пальянова и др., 2016). Образец сульфида (20–30 мг) смешивали с V_2O_5 и толченым кварцем в пропорции 1:10:10 и помещали в реактор из плавленого кварца. Окисление серы проводилось при 850°C . Измерение изотопов серы проводилось на масс-спектрометре Finnigan MAT Delta в режиме двойного напуска. Контроль всех измерений проводился набором образцов стандартного изотопного состава в диапазоне $\delta^{34}\text{S}$ от -15.1 до $+21.8\%$ относительно троилита из Canyon Diablo (CDT), в том числе международных: NBS-123 ($\delta^{34}\text{S} = +17.44$) и NBS-127 ($\delta^{34}\text{S} = +21.8$). Воспроизводимость значений $\delta^{34}\text{S}$, включая подготовку образца, не хуже 0.1% (2σ). Значения $\delta^{34}\text{S}$ приведены относительно стандарта CDT.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Результаты проведенных исследований приведены в табл. 1 и на фиг. 4а–к и сводятся к нижеследующему.

Возраст серицита из серицит-кварцевого рудного метасоматита (обр. М-5-1) участка Кварцитовый при расчете по плато (81% выделенного ^{39}Ar) составляет 133 ± 2 млн лет (фиг. 4а).

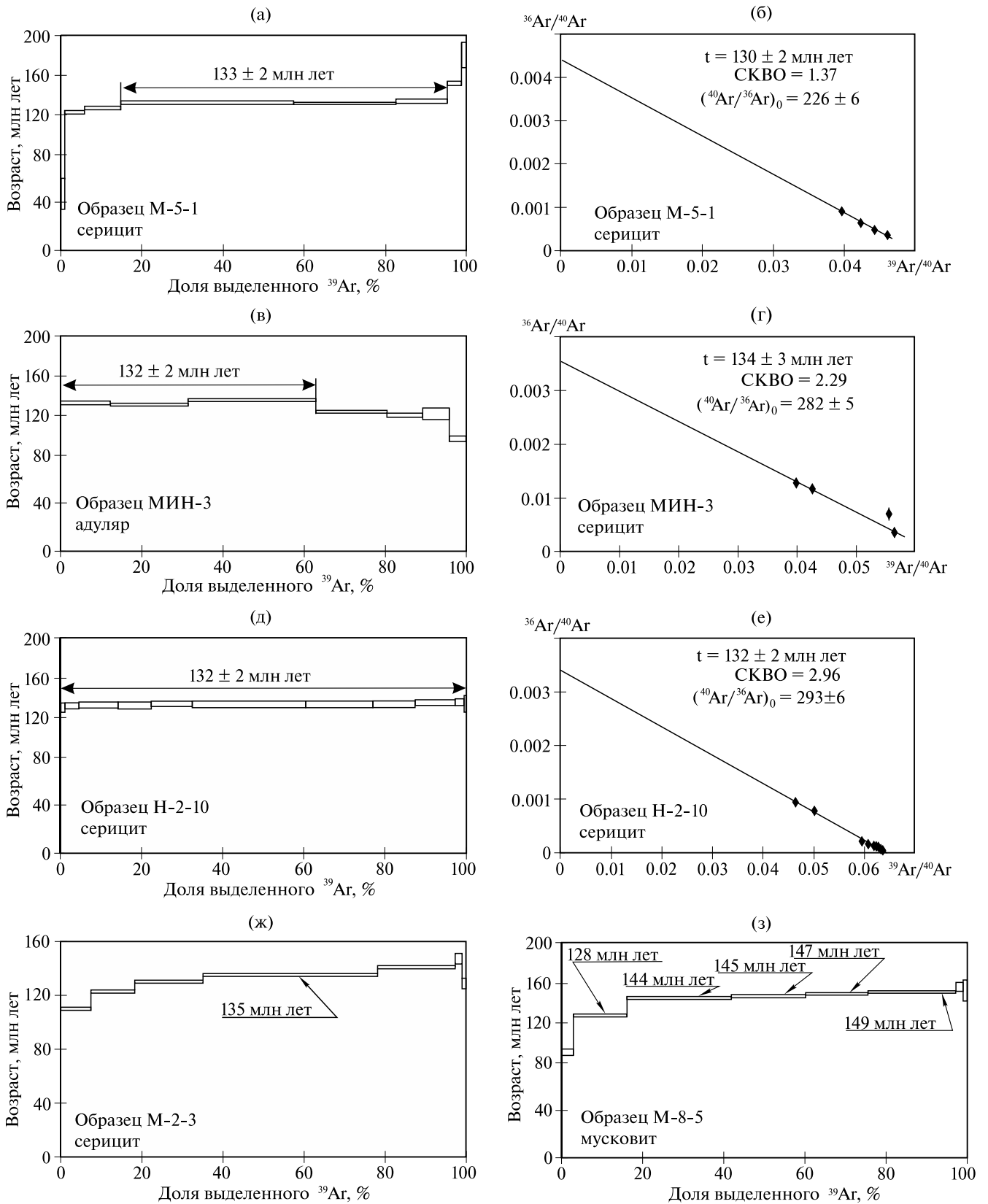
Таблица 1. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования минеральных фракций из гидротермальных рудных образований, вмещающих пород и даек месторождения Маломыр методом ступенчатого прогрева

№ ступени	$T^\circ\text{C}$	$\Sigma ^{39}\text{Ar}, \%$	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} (\pm 1\sigma)$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} (\pm 1\sigma)$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} (\pm 1\sigma)$	Возраст, млн лет. ($\pm 1\sigma$)
Образец М-5-1, серицит, $J = 0.003719 \pm 0.000036$						
1	500	0.9	32.829 ± 0.235	0.640 ± 0.164	0.0853 ± 0.0072	50.4 ± 13.8
2	650	5.6	22.419 ± 0.011	0.345 ± 0.037	0.0112 ± 0.0002	123.9 ± 1.2
3	750	14.5	21.483 ± 0.021	0.201 ± 0.014	0.0056 ± 0.0009	128.4 ± 2.1
4	850	57.6	21.005 ± 0.009	0.028 ± 0.003	0.0016 ± 0.0002	132.7 ± 1.3
5	900	82.8	21.450 ± 0.008	0.028 ± 0.012	0.0034 ± 0.0003	132.2 ± 1.3
6	975	95.3	21.437 ± 0.011	0.093 ± 0.026	0.0024 ± 0.0004	133.9 ± 1.5
7	1075	98.9	27.099 ± 0.029	0.541 ± 0.051	0.0127 ± 0.0010	150.2 ± 2.4
8	1130	100.0	36.906 ± 0.215	2.717 ± 0.131	0.0320 ± 0.0058	175.4 ± 10.6
Образец, МИН-3, адуляр, $J = 0.004869 \pm 0.000062$						
1	500	12.4	25.135 ± 0.016	0.009 ± 0.012	0.0324 ± 0.0004	131.8 ± 1.9
2	600	31.6	23.542 ± 0.011	0.018 ± 0.008	0.0277 ± 0.0003	130.0 ± 1.7
3	700	63.0	17.743 ± 0.006	0.046 ± 0.012	0.0065 ± 0.0003	133.8 ± 1.8
4	800	80.5	16.647 ± 0.011	0.033 ± 0.018	0.0072 ± 0.0002	123.3 ± 1.6
5	900	89.5	16.749 ± 0.013	0.008 ± 0.061	0.0087 ± 0.0003	120.3 ± 1.6
6	1000	95.8	18.04 ± 0.043	0.030 ± 0.087	0.0127 ± 0.0021	121.3 ± 5.4
7	1130	100.0	22.152 ± 0.037	0.017 ± 0.073	0.0362 ± 0.0009	97.9 ± 2.5

Таблица 1. Окончание

№ ступени	T °C	Σ ^{39}Ar , %	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ($\pm 1\sigma$)	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ($\pm 1\sigma$)	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ($\pm 1\sigma$)	Возраст, млн лет. ($\pm 1\sigma$)
Образец, Н-2-10, серицит, $J = 0.004901 \pm 0.000063$						
1	500	0.9	19.972 ± 0.021	0.003 ± 0.0011	0.0158 ± 0.0007	130.5 ± 2.3
2	600	4.5	15.951 ± 0.011	0.0002 ± 0.0002	0.0019 ± 0.0002	131.2 ± 1.7
3	700	14.2	15.715 ± 0.009	0.0001 ± 0.0001	0.0007 ± 0.0001	132.1 ± 1.6
4	750	22.2	16.074 ± 0.009	0.0005 ± 0.0002	0.0022 ± 0.0001	131.5 ± 1.6
5	825	32.3	15.783 ± 0.009	0.0001 ± 0.0001	0.0008 ± 0.0001	132.6 ± 1.6
6	900	60.2	15.820 ± 0.007	0.0001 ± 0.0001	0.0011 ± 0.0001	132.2 ± 1.6
7	930	76.7	15.814 ± 0.009	0.0001 ± 0.0001	0.0010 ± 0.0001	132.3 ± 1.6
8	960	87.2	16.176 ± 0.008	0.0001 ± 0.0001	0.0022 ± 0.0001	132.3 ± 1.6
9	1000	97.1	16.466 ± 0.008	0.0001 ± 0.0001	0.0029 ± 0.0001	133.0 ± 1.7
10	1065	99.5	16.826 ± 0.008	0.0003 ± 0.0003	0.0038 ± 0.0003	133.7 ± 1.9
11	1130	100.0	21.580 ± 0.052	0.0013 ± 0.0011	0.0203 ± 0.0018	132.7 ± 4.7
Образец, М-2-3, серицит, $J = 0.00308 \pm 0.000025$						
1	600	7.4	23.28 ± 0.01	0.03 ± 0.01	0.0054 ± 0.0005	116.6 ± 1.2
2	700	18.2	23.22 ± 0.01	0.020 ± 0.006	0.0011 ± 0.0003	122.9 ± 1.1
3	800	35.0	24.74 ± 0.01	0.004 ± 0.003	0.0015 ± 0.0003	130.2 ± 1.1
4	900	78.1	25.58 ± 0.01	0.0031 ± 0.0008	0.0011 ± 0.0001	135.2 ± 1.1
5	975	97.2	26.93 ± 0.01	0.002 ± 0.002	0.0019 ± 0.0003	140.9 ± 1.2
6	1050	99.0	33.39 ± 0.08	0.05 ± 0.03	0.020 ± 0.0003	147.3 ± 4.0
7	1130	100.0	44.8 ± 0.1	0.46 ± 0.03	0.070 ± 0.0002	128.7 ± 3.8
Образец М-8-5, мусковит, $J = 0.00307 \pm 0.000025$						
1	500	0.9	32.829 ± 0.235	0.640 ± 0.164	0.0853 ± 0.0072	50.4 ± 13.8
2	650	5.6	22.419 ± 0.011	0.345 ± 0.037	0.0112 ± 0.0002	123.9 ± 1.2
3	750	14.5	21.483 ± 0.021	0.201 ± 0.014	0.0056 ± 0.0009	128.4 ± 2.1
4	850	57.6	21.005 ± 0.009	0.028 ± 0.003	0.0016 ± 0.0002	132.7 ± 1.3
5	900	82.8	21.450 ± 0.008	0.028 ± 0.012	0.0034 ± 0.0003	132.2 ± 1.3
6	975	95.3	21.437 ± 0.011	0.093 ± 0.026	0.0024 ± 0.0004	133.9 ± 1.5
7	1075	98.9	27.099 ± 0.029	0.541 ± 0.051	0.0127 ± 0.0010	150.2 ± 2.4
8	1130	100.0	36.906 ± 0.215	2.717 ± 0.13	0.0320 ± 0.0058	175.4 ± 10.6
Образец М-6-4, основная масса, $J = 0.00308 \pm 0.000025$						
1	850	35.9	21.706 ± 0.007	0.493 ± 0.001	0.0078 ± 0.0003	104.7 ± 0.9
2	925	55.5	22.618 ± 0.01	0.470 ± 0.013	0.0109 ± 0.0003	104.7 ± 1.0
3	1000	70.5	22.553 ± 0.014	0.518 ± 0.009	0.0111 ± 0.0005	104.1 ± 1.1
4	1065	81.7	23.642 ± 0.029	0.909 ± 0.014	0.0150 ± 0.0012	103.8 ± 2.1
5	1130	100.0	25.232 ± 0.009	1.935 ± 0.007	0.0232 ± 0.0003	99.3 ± 0.9
Образец М-6-2, основная масса, $J = 0.00307 \pm 0.000025$						
1	850		28.30 ± 0.03	2.23 ± 0.05	0.028 ± 0.001	108.0 ± 2.0
2	950		34.45 ± 0.03	1.51 ± 0.04	0.0493 ± 0.0008	106.8 ± 1.5
3	1050		36.21 ± 0.04	1.64 ± 0.03	0.056 ± 0.001	106.4 ± 1.8
4	1130		42.06 ± 0.06	2.15 ± 0.03	0.077 ± 0.001	104.3 ± 2.3

Примечание. T — температура, погрешность ± 1 °C. J — “джи-фактор”; параметр, характеризующий нейтронный поток.



Фиг. 4. Аргонграммы (ступенчатый прогрев) для минеральных фракций из гидротермальных рудных образований и вмещающих пород месторождения Маломыр. Номера образцов соответствуют номерам в тексте, табл. 1. Возрасты приведены с погрешностью $\pm 2\sigma$.

Близкий в пределах погрешности получен возраст в изохронном варианте 130 ± 2 млн лет (СКВО=1.37) при начальном отношении $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_0 = 226 \pm 6$ (табл. 1, фиг. 4б).

Для адуляра из кварц-серицит-адулярового рудного метасоматита (обр. МИН-3) участка Центральный получены согласующиеся значения возраста по плато — 132 ± 2 млн лет (63% выделенного ^{39}Ar) и в изохронном варианте — 134 ± 3 млн лет (СКВО = 2.29, $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_0 = 282 \pm 5$ (табл. 1, фиг. 4в, г)

Интегральный возраст серицита из кварц-серицитового рудного метасоматита (обр. Н-2-10) участка Центральный составляет 132 ± 2 млн лет (фиг. 4д), при этом возрасты отдельных ступеней отличаются друг от друга не более чем на 2 млн лет. Идентичный возраст получен и при расчете в изохронном варианте — 132 ± 2 млн лет (СКВО = 2.96) при начальном отношении $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_0 = 293 \pm 6$ (табл. 1, фиг. 4е).

Аргонограмма для серицита из серицит-альбит-кварцевого рудного метасоматита (обр. М-2-3) участка Ожидаемый представляет собой отчетливый восходящий график (фиг. 4ж). При этом возраст наиболее проявленной четвертой ступени (43% выделенного ^{39}Ar) составляет ~ 135 млн лет (фиг. 4ж, табл. 1).

График ступенчатого прогрева мусковита из тектонически деформированного мусковит-

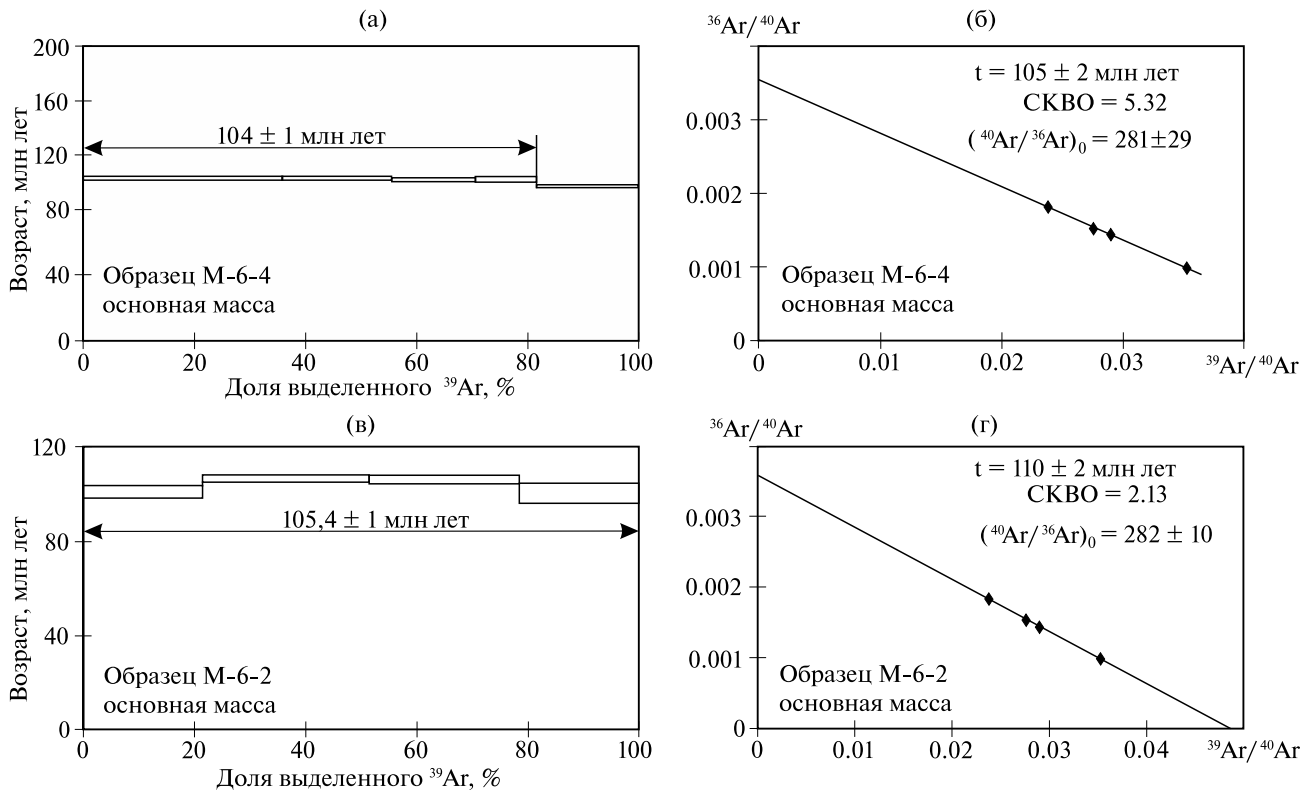
кварц-альбитового углеродсодержащего сланца (обр. М-8-5) участка Центральный также имеет восходящий облик. На этом графике отчетливо проявлены ступень с возрастом ~ 128 млн лет (13% выделенного ^{39}Ar) и группа ступеней с возрастными 144–150 млн лет (81% выделенного ^{39}Ar) (фиг. 4з, табл. 1).

Возраст основной массы пострудной дайки андезибазальтов бурундинского (?) комплекса (обр. М-6-4), секущей рудное тело участка Кварцитовый, в расчете по плато составляет 104 ± 1 млн лет (82% выделенного ^{39}Ar) (фиг. 5а), в изохронном варианте — 105 ± 2 млн лет (СКВО = 5.32) при начальном отношении $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_0 = 281 \pm 29$ (табл. 1, фиг. 5б).

Для основной массы пострудной дайки базальтов бурундинского (?) комплекса (обр. М-6-2) участка Кварцитовый получены близкие значения интегрального возраста 105 ± 1 млн лет и при расчете в изохронном варианте — 110 ± 2 млн лет (СКВО = 2.13, $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_0 = 282 \pm 10$ (табл. 1, фиг. 5в, г).

ОБСУЖДЕНИЕ

Полученные данные свидетельствуют о том, что возраст гидротермального рудного процесса, приведшего к формированию месторождения Маломыр (участки Кварцитовый, Центральный,



Фиг. 5. Аргонограммы (ступенчатый прогрев) для минеральных фракций из даек месторождения Маломыр. Номера образцов соответствуют номерам в тексте, табл. 1. Возрасты приведены с погрешностью $\pm 2\sigma$.

Ожидаемый), может быть оценен примерно 134–130 млн лет, а возраст пострудных даек бурундинского (?) комплекса — 110–104 млн лет.

В вводной части статьи было сказано, что геохронологические данные для рудных объектов, расположенных непосредственно в складчатой структуре Монголо-Охотского пояса, имеются в весьма ограниченном объеме. Наиболее острый дефицит таких данных отмечается для месторождений в восточной части пояса. Так, помимо результатов данного исследования, опубликована лишь оценка возраста гидротермального рудного процесса золоторудного месторождения Токур, которая составляет 122 ± 2 млн лет (Сорокин и др., 2011). Эти данные в первом приближении могут указывать на наличие двух этапов рудообразования (~ 134–130 млн лет и ~ 122 млн лет) в пределах восточной части Монголо-Охотского пояса, но этот тезис нуждается в подтверждении результатами дальнейших исследований.

Кроме того, нельзя не отметить, что рудные объекты, расположенные в пределах юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона, имеют близкий (130–127 млн лет) возраст: Десс (Бучко и др., 2010, 2012), Бамское (Эйриш, 2002, неопубликованные данные авторов), Моготинское (Бучко и др., 2014).

Как показывает практика, в большинстве случаев геохронологические исследования позволяют связать гидротермальный рудообразующий процесс со становлением того или иного магматического комплекса. В данном же случае это сделать не удастся, поскольку сведения о проявлении магматизма в пределах рассматриваемого региона с аналогичным возрастом отсутствуют. Результаты, полученные в ходе данного исследования, свидетельствуют о том, что возраст даек бурундинского (?) комплекса в пределах месторождения составляет 110–104 млн лет. Эти значения находятся в полном соответствии с полученными ранее данными о возрасте вулканических и субвулканических образований бурундинского и унериканского комплексов 108–102 млн лет (Сорокин и др., 2010). Однако дайки и субвулканические тела указанных комплексов, так же, как и дайки диоритовых порфиритов карауракского комплекса, проявленные в пределах рудного поля, существенно моложе оруденения.

Обращают на себя внимание термальные события в интервале 150–144 млн лет, отчетливо отраженные на аргонограмме мусковита из тектонически деформированного мусковит-кварц-альбитового углеродсодержащего сланца (обр. М-8-5) (фиг. 4з). Указанный интервал достаточно близок ко времени проявления последнего этапа регионального метаморфизма, фиксируемого в пределах Джугджуро-Станового супертеррейна, представляющего северное континентальное

обрамление восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса. Согласно распространенной точке зрения (Ларин и др., 2006), этот метаморфизм связан с заключительными этапами коллизионных процессов и формированием орогенных структур Монголо-Охотского пояса. По всей видимости, дислокации, сопровождаемые гидротермальной деятельностью, и сыграли значимую роль в мобилизации, перераспределении рудного вещества и формировании месторождения Маломир. Об определяющей роли тектонических процессов (складкообразовании, сдвигах, надвигах) в формировании месторождения свидетельствуют и структурные исследования (Эйриш, 2002; Сережников, Волкова, 2005; Лазарев и др., 2012).

В целом результаты выполненных геохронологических исследований, а также анализ опубликованных данных, указывают на то, что в пределах рассматриваемого региона свидетельства проявления магматизма с возрастом, близким к возрасту оруденения (134–130 млн лет), отсутствуют. А дайки и субвулканические тела, проявленные в пределах рудного поля, оказываются существенно моложе оруденения. Все это в совокупности говорит об отсутствии доказательств генетической связи рудной минерализации месторождения Маломир с магматизмом.

Обратившись к результатам анализа изотопного состава серы, отметим, что величина $\delta^{34}\text{S}\text{‰}$ в сульфидах из серицит-кварцевых метасоматитов участка Центральный находится в диапазоне -1.0‰ – -2.1‰ , а из аналогичных пород участка Кварцитовый 0.1 и 5.0‰ (табл. 2). Как правило (см. обзор в Fauge, 1996), близнулевые значения $\delta^{34}\text{S}\text{‰}$ обычно рассматриваются как указание на мантийный источник (глубинный резервуар) серы. Незначительное смещение ве-

Таблица 2. Изотопный состав серы сульфидов месторождения Маломир

№ образца	Сульфиды	Порода, минерал	Участок	$\delta^{34}\text{S}, \text{‰}$ (CDT)
АК-10	Пирит	Серицит-кварцевый метасоматит	Кварцитовый	5.0
АК-1	Пирит	Серицит-кварцевый метасоматит	Кварцитовый	0.1
М-8-4	Пирит	Серицит-кварцевый метасоматит	Центральный	-2.1
М-8-4,1	Пирит	Серицит-кварцевый метасоматит	Центральный	-1.0

Примечание. Аналитики В.Н. Реутский, М.Н. Чернова.

личин изотопных отношений серы в сульфидах участка Кварцитовый в отрицательную сторону, возможно, обусловлено вариацией рН и фугитивностью кислорода. В то же время необходимо отметить, что интерпретация вариаций изотопного состава серы при исследовании рудных месторождений далеко не всегда однозначна, прежде всего, в силу сложной истории формирования месторождений (см. обзор в Faure, 1996; Омото, Рай, 1982; Константинов, Косовец, 2008; Покровский, 2000; Goldfarb *et al.*, 1997; Goldfarb, Groves, 2015; и др.).

Достаточно информативной для реконструкции источников вещества является величина первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ (Faure, 1996; и др.). Как показывают результаты проведенных исследований (табл. 3), величины этого отношения и в пострудных дайках, и рудных метасоматитах месторождения Маломыр, как правило, варьируют в интервале (0.7065–0.7081).

Ближние значения первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)} = 0.7052\text{--}0.7081$ отмечаются для вулканических и интрузивных пород, сформировавшихся на рубеже раннего и позднего мела и наложенных на разновозрастные геологические комплексы Амурского супертеррейна и восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса (Сорокин и др., 2014₃). Как было установлено на основе результатов Sm-Nd и Rb-Sr изотопно-геохимических исследований (Сорокин и др., 2014₃), родоначальные для них расплавы формировались при смешении “ювенильного” (PREMA(DM) и “корового” компонентов, при участии обогащенного источника (типа EM-II). По-видимому, аналогичную интерпретацию можно предложить и для источников вещества, участвовавших в формировании субвулканических базальтов (обр. М-6-2, М-7-2), характеризующихся величиной отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)} = 0.7065$ (табл. 3). В отличие от базальтов, в субвулкани-

ческих дацитах (обр. М-3-1) величина этого отношения значительно выше $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)} = 0.7152$ (табл. 3), что может указывать на существенно более высокую долю “корового” компонента.

Умеренно высокие величины отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)} = 0.7081\text{--}0.7083$ в гидротермальных рудных образованиях (обр. М-8-4, М-1, табл. 3) месторождения Маломыр, вероятно, свидетельствует о том, что среди источников вещества присутствовал как “коровый”, так и “мантийный”, что согласуется с результатами анализа изотопного состава серы (см. выше). При этом первый из них существенно доминировал при формировании кварц-серицитовых метасоматитов участка Кварцитовый (обр. М-2-2), в которых величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ достигает 0.7148.

Безусловно, вопросы источников рудного вещества требуют дальнейшего исследования, и высказанные в данной статье предположения следует рассматривать как предварительные.

ВЫВОДЫ

Полученные в результате проведенных исследований результаты позволяют сформулировать следующие выводы:

- 1) возраст гидротермального рудного процесса, приведшего к формированию месторождения Маломыр (участки Кварцитовый, Центральный, Ожидаемый), может быть оценен примерно 134–130 млн лет, а возраст пострудных даек — 110–104 млн лет.
- 2) геохронологические свидетельства проявления магматизма в пределах рассматриваемого региона с возрастом 134–130 млн лет отсутствуют, что делает невозможным связать рудную минерализацию месторождения Маломыр с магматическими процессами.
- 3) по мнению авторов, значимую роль в мобилизации, перераспределении рудного вещества и

Таблица 3. Результаты Rb-Sr изотопно-геохимических исследований минеральных фракций и валового состава вмещающих пород, гидротермальных рудных образований и пострудных даек золоторудного месторождения Маломыр

№ обр.	Участок	Минерал, порода	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}^* (\pm 2\sigma)$	Возраст, млн лет	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$
М-1	Центральный	Серицит из серицит-кварц-альбитового углеродистого сланца	5.55	0.71869 ± 3	133	0.70829
М-8-4	Центральный	Кварц-серицитовый метасоматит	3.07	0.71377 ± 2	133	0.70810
М-5-2	Кварцитовый	Кварц-серицитовый метасоматит	6.44	0.72698 ± 4	133	0.71482
М-6-2	Кварцитовый	Субвулканический базальт	0.095	0.70665 ± 2	105	0.70651
М-7-2	Кварцитовый	Субвулканический базальт	0.209	0.70682 ± 5	105	0.70651
М-3-1	Ожидаемый	Субвулканический дацит	6.58	0.72501 ± 8	105	0.71519

Примечание. * — величина ошибки (2σ) соответствует последним значащим цифрам.

формировании месторождения Маломир сыграли дислокационные процессы, сопровождаемые гидротермальной деятельностью, что подтверждается результатами структурных исследований.

4) первые результаты Rb-Sr и $\delta^{34}\text{S}$ исследований указывают на то, что среди источников вещества присутствовал как “коровый”, так и “мантийный” источник, однако это предположение требует дополнительного обоснования.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность руководству ЗАО ГК “Петропавловск”, ЗАО “Маломирский рудник”, ООО “НПГФ “Регис” за помощь в организации полевых работ и сборе материалов, а также сотрудникам лабораторий Института геологии и природопользования ДВО РАН О.Н. Белозеровой и В.В. Глушенковой за подготовку препаратов для геохронологических исследований. Авторы признательны доктору геол.-мин. наук В.А. Коваленкеру (ИГЕМ РАН) за внимательный анализ рукописи, дискуссию и конструктивные замечания.

Геологические и геохронологические исследования выполнены при поддержке Российского научного фонда (проект 18-17-00002), Rb-Sr и $\delta^{34}\text{S}$ исследования при поддержке Комплексной программы фундаментальных исследований ДВО РАН “Дальний Восток” (проект 18-2-001).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Агафоненко С.Г., Серезжников А.Н., Яшинов А.Л. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Тугурская. Лист N-53-XXX / Под ред. Махинина А.В. СПб.: ВСЕГЕИ, 2002.

Берзина А.П., Берзина А.Н., Гимон В.О. и др. Монофировая рудно-магматическая система (Восточное Забайкалье): возраст, источники, генетические особенности // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 6. С. 764–786.

Булгатов А.Н., Гордиенко И.В. Террейны Байкальской горной области и размещение в их пределах месторождений золота // Геология руд. месторождений. 1999. Т. 41. № 3. С. 230–240.

Бурак В.А., Пересторонин А.Е. Маломир — первое крупное золоторудное месторождение сухоложского типа в Приамурье. Благовещенск-Хабаровск: ИКАРП ДВО РАН, Комитет природных ресурсов Амурской области МПР. ООО НП-Центр, 2000. 48 с.

Бучко И.В., Сорокин А.А., Пономарчук В.А. и др. Возраст и геодинамическая обстановка формирования золото-серебряного оруденения рудопроявления Десс Северо-Становой металлогенической зоны (юго-восточное обрамление Северо-Азиатского кратона) // ДАН. 2010. Т. 435. № 4. С. 506–509.

Бучко И.В., Сорокин А.А., Пономарчук В.А. и др. Возраст и связь с магматизмом золото-серебряного оруденения рудопроявления Десс Северо-Становой металлогенической зоны (юго-восточное обрамление Северо-Азиатского кратона) // Тихоокеанская геология. 2012. Т. 31. № 2. С. 69–74.

Бучко И.В., Бучко Ир.В., Сорокин А.А. и др. Закономерности локализации оруденения, возраст и связь с магматизмом серебро-полиметаллического месторождения Моготинское (Северо-Становая металлогеническая зона, юго-восточное обрамление Северо-Азиатского кратона) // Геология руд. месторождений. 2014. Т. 56. № 2. С. 118–130.

Бучко И.В., Сорокин А.А., Пономарчук А.В. и др. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст и связь с магматизмом медно-порфирового с золотом оруденения рудопроявления Елна (северо-восточная часть Аргунского супертеррейна) // ДАН. 2017. Т. 472. № 2. С. 175–179.

Геодинамика, магматизм и металлогения востока России / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.

Забродин Ю.В., Гурьянов В.А., Кисляков С.Г. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Третье поколение. Дальневосточная серия. Масштаб 1:000 000. Лист N-53, Шантарские острова / Под ред. Г.В. Роганова, Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 2005.

Золоторудные месторождения России / Под ред. М.М. Константинова, Москва: Акварель, 2010. 349 с.

Константинов М.М., Косовец Т.Н. Изотопно-геохимический ряд золоторудных месторождений в терригенных толщах Восточной Сибири, Дальнего Востока и других регионов // Геохимия. 2008. № 5. С. 546–554.

Лазарев А.Б., Волков А.В., Сидоров А.А. Рудовмещающие дуплексы золоторудного орогенного месторождения Маломир (Приамурье) // Геология руд. месторождений. 2012. Т. 54. № 6. С. 513–522.

Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. и др. Раннемеловой возраст регионального метаморфизма становой серии Джугджуро-Становой складчатой области: геодинамические следствия // ДАН. 2006. Т. 409. № 2. С. 222–226.

Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизийная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеанская геология. 1991. № 5. С. 3–23.

Мельников А.В., Сорокин А.А., Пономарчук В.А. и др. Золото-полиметаллическое месторождение Березитовое западной части Селенгино-Станового супертеррейна: основные минералогические особенности, возраст и связь с магматизмом // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 3. С. 258–265.

Мельников А.В., Степанов В.А. Рудно-россыпные узлы Приамурской золотоносной провинции. Часть 2. Центральная часть провинции. Благовещенск: АмГУ, 2014. 300 с.

- Миронов А.Г., Жмодик С.М., Боровиков А.А. и др.* Золото-сульфидное месторождение Каменное (Северное Забайкалье, Россия) — представитель рифейского эпitherмального золото-теллуридно-серебряного оруденения // Геология руд. месторождений. 2004. Т. 46. № 5. С. 407–426.
- Ожогин Д.О., Орлова Н.И., Власов Н.Г. и др.* Вертикальная минералогическая зональность золото-сульфидного оруденения месторождения Маломыр // Разведка и охрана недр. 2008. № 5. С. 16–21.
- Омото Х., Рай Р.О.* Изотопы серы и углерода. Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982. С. 405–451.
- Пальянова Г.А., Соболев Е.С., Реутский В.Н. и др.* Пиритизированные двусторчатые моллюски из верхнего триаса орогенного золото-сурьмяного месторождения Сентачан (Восточная Якутия): минеральный состав и изотопный состав серы // Геология руд. месторождений. 2016. Т. 58. № 6. С. 513–521.
- Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртоого О.* Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 5. С. 24–43.
- Покровский Б.Г.* Коровая контаминация мантийных магм по данным изотопной геохимии // Тр. ГИН РАН; вып. 535. М.: Наука, 2000. 228 с.
- Пономарчук В.А., Лебедев Ю.Н., Травин А.В. и др.* Применение тонкой магнитно-сепарационной технологии в К-Аг, ^{40}Ar - ^{39}Ar , Rb-Sr-методах датирования пород и минералов // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 1. С. 55–64.
- Прокофьев В.Ю., Бортников Н.С., Зорина Л.Д. и др.* Генетические особенности золото-сульфидного месторождения Дарасун (Восточное Забайкалье, Россия) // Геология руд. месторождений. 2000. Т. 42. № 6. С. 526–548.
- Серезников А.Н., Волкова Ю.Р.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Третье поколение. Дальневосточная серия. Масштаб 1:000 000. Лист N-52, Зезя / Под. ред. А.С. Вольского Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 2005.
- Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., Сорокин А.П. и др.* Геохронология, геохимия и геодинамическая позиция палеозойских гранитоидов восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса // ДАН. 2003. Т. 392. № 6. С. 807–812.
- Сорокин А.А., Сорокин А.П., Пономарчук В.А. и др.* Возраст и геохимические особенности вулканических пород восточного фланга Умлекано-Огоджинского вулканоплутонического пояса (Приамурье) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 4. С. 473–485.
- Сорокин А.А., Остапенко Н.С., Пономарчук В.А. и др.* Возраст адуляра из жил золоторудного месторождения Токур (Монголо-Охотский орогенный пояс, Россия): результаты датирования $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом // Геология руд. месторождений. 2011. Т. 53. № 3. С. 297–304.
- Сорокин А.А., Пономарчук А.В., Травин А.В. и др.* $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст гранитоидов и связанного с ними золотого оруденения месторождения Кировское (юго-восточное обрамление Северо-Азиатского кратона) // ДАН. 2014₁. Т. 458. № 4. С. 452–458.
- Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Травин А.В. и др.* Корреляция процессов рудообразования на золото-полиметаллическом месторождении Березитовое западной части Селенгино-Станового супертеррейна и региональных тектоно-магматических событий // Геология и геофизика. 2014₂. Т. 55. № 3. С. 432–448.
- Сорокин А.А., Котов А.Б., Ковач В.П. и др.* Источники позднемезозойских магматических ассоциаций северо-восточной части Амурского микроконтинента // Петрология. 2014₃. Т. 22. № 1. С. 72–84.
- Сорокин А.А., Пономарчук А.В., Бучко И.В. и др.* $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст золотого оруденения месторождения Маломыр (восточная часть Монголо-Охотского складчатого пояса) // ДАН. 2016. Т. 466. № 2. С. 207–212.
- Сотников В.И., Пономарчук В.А., Сорокин А.А. и др.* Возрастные рубежи формирования Cu-Мо-порфировых месторождений в структурах обрамления Монголо-Охотского орогенного пояса // ДАН. 2005. Т. 403. № 4. С. 522–525.
- Сотников В.И., Сорокин А.А., Пономарчук В.А. и др.* Возраст Мо-Cu-(Au)-порфирового оруденения и магматических комплексов Боргуликанского рудного поля (Верхнее Приамурье) // Геология и геофизика. 2007₁. Т. 48. № 2. С. 229–237.
- Сотников В.И., Сорокин А.А., Пономарчук В.А. и др.* Геохронология мезозойских гранитоидов и связанного с ними молибденового оруденения западной части Джугджуро-Станового супертеррейна // ДАН. 2007₂. Т. 416. № 6. С. 794–798.
- Степанов В.А., Пересторонин А.Е., Мельников А.В.* Золотое оруденение и россыпи Маломырского рудно-россыпного узла Приамурской провинции // Вестник АмГУ. 2016. Выпуск 73. С. 76–84.
- Степанов В.А., Мельников А.В., Вах А.С., Вьюнов Д.Л., Деметтиенко А.И., Пересторонин А.Е.* Приамурская золоторудная провинция. Благовещенск: АмГУ, 2008. 232 с.
- Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г. и др.* Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. 2009. Т. 11. С. 1181–1199.
- Эйриш Л.В.* Металлогения золота Приамурья. Владивосток: Дальнаука, 2002.
- Baksi A.K.* Reevaluation of plate motion models based on hotspot tracks in the Atlantic and Indian oceans // Journal of Geol. 1999. V. 107. P. 13–26.
- Berger B.W., York D.* Geothermometry from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating experiments // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1981. V. 45. P. 795–811.

- Chikov B.M., Ponomarchuk V.A., Zinoviev S.V. et al.* Stress metamorphism and isotopic age of shear zone granitoid tectonites Irtysh shear zone (Altai region) // *Geotectonica et Metallogenia*. 2002. V. 26. № 1–2. P. 36–51.
- Faure G.* Principles of Isotope Geology. New York, Chichester, Brisbane, Toronto, Singapore: John Wiley and Sons, 1986. 2nd ed. 589 pp.
- Fleck R.J., Sutter J.F., Elliot D.H.* Interpretation of discordant $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra of Mesozoic tholeites from Antarctica // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1977. V. 41. P. 15–32.
- Forster M.A., Lister G.M.* The interpretation of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ apparent age spectra produced by mixing: application of the method of asymptotes and limits // *Journal of Structural Geology*. 2004. V. 26. P. 287–305.
- Goldfarb R.J., Groves D.I.* Orogenic gold: Common or evolving fluid and metal sources through time // *Lithos*, 2015. V. 233. P. 2–26.
- Goldfarb R.J., Miller L.D., Leach D.L. et al.* Gold deposits in metamorphic rocks of Alaska // *Economic Geology Monographs V. 9*. Economic Geology Publishing Company. 1997. P. 151–190.
- Gustafson L.B., Orquera W., Mcwillian M. et al.* Multiple centers of mineralization in the Indio Muerto District, El Salvador, Chile // *Econ. Geol.* 2001. V. 96. P. 325–350.
- Segev A.* Synchronous magmatic cycles during the fragmentation of Gondwana: radiometric ages from the Levant and other provinces // *Tectonophysics*. 2000. V. 325. P. 257–277.

LOCALIZATION PATTERNS OF MINERALIZATION, AGE, AND SOURCES OF SUBSTANCE OF THE MALOMYR GOLD ORE FIELD (EASTERN PART OF THE MONGOLIAN–OKHOTSK FOLD BELT)

**A. Yu. Kadashnikova^{1*}, A. A. Sorokin¹, V. A. Ponomarchuk², A. V. Travin²,
A. V. Ponomarchuk², L. V. Eyrish¹**

¹*Institute of Geology and Nature Management, Far-Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Relochnyi per., 675000 Blagoveschensk, Russian Federation*

²*Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences*

³*Koptyug Ave., Novosibirsk 630090, Russia.*

Received: 22.07.2017

Accepted: 11.10.2018

To the best of our knowledge, this study is the first to reliably assess the age of gold mineralization in the Malomyr field (eastern part of the Mongolian-Okhotsk fold belt), one of the best known deposits in the Far East. The obtained data confirmed that the age of the hydrothermal ore process that resulted in the formation of the Malomyr deposit was ~134–130 million years and that the age of the postore dykes was 110–104 million years. Data related to the occurrence of magmatism within the region under consideration were not available, which made it impossible to link the ore mineralization of the Malomyr deposit with the magmatic processes. Based on the data obtained in this investigation, the dislocation processes accompanied by the hydrothermal activity that was confirmed using the structural examinations results evidently played a significant role in ore mobilization and redistribution as well as the formation of the Malomyr deposit. The first Rb-Sr and $\delta^{34}\text{S}$ results of this research indicated that both the “crust” and “mantle” sources were available among the ore sources.

Keywords: Malomyr deposit, Mongolian-Okhotsk belt, metallogeny, geochronology, ore source