

⁴⁰AR/³⁹AR ВОЗРАСТ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ АЛБЫН,
МОНГОЛО-ОХОТСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС

*А.Ю. Кадашников¹, А.А. Сорокин¹, А.В. Пономарчук², А.В. Травин², В.А. Пономарчук^{2,3},
А.И. Дементьев¹, Л.В. Эйриш¹*

¹ФГБУН Институт геологии и природопользования ДВО РАН, пер. Релочный 1, г. Благовещенск, 675000;
e-mail: askad7497@mail.ru

²ФГБУН Институт геологии и минералогии СО РАН, пр-т Ак. Коптюга 3, г. Новосибирск, 630090;
e-mail: ponomar@igm.nsc.ru

³ФГАОУВО Новосибирский государственный университет, ул. Пирогова 1, г. Новосибирск, 630090

Поступила в редакцию 31 августа 2018 г.

Приведены результаты ⁴⁰Ar/³⁹Ar геохронологических исследований мусковит-кварц-альбитовых метасоматитов рудных тел и вмещающих пород месторождения Албын, находящегося в Селемджино-Кербинской структурной зоне восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса. Установлено, что возраст гидротермального рудного процесса, приведшего к формированию месторождения Албын, в первом приближении, может быть оценен интервалом 131–130 млн лет. Нельзя исключать наличие более раннего этапа указанного процесса ~135 млн лет, хотя данное предположение требует дальнейших обоснований. Близкая оценка возраста (~134–130 млн лет) получена ранее для рудных метасоматитов месторождения Маломыр, расположенного в этой же структурной зоне. Данные о проявлении магматизма в пределах рассматриваемого региона с близким возрастом отсутствуют, что делает невозможным связать рудную минерализацию месторождения Албын с магматическими процессами. В то же время возраст термального события, наложенного на вмещающие породы афанасьевской свиты, составляет 131 ± 3 млн лет, что, вероятно, является свидетельством регионального характера этого события. По мнению авторов, значимую роль в мобилизации, перераспределении рудного вещества и формировании месторождения Албын сыграли масштабные дислокационные процессы, сопровождаемые гидротермальной деятельностью.

Ключевые слова: оруденение, геохронология, месторождение Албын, Монголо-Охотский складчатый пояс.

ВВЕДЕНИЕ

Проблема связи геодинамики, магматизма и формирования месторождений полезных ископаемых относится к числу наиболее актуальных проблем геологии и на протяжении нескольких десятилетий является предметом острых дискуссий. Решение этой проблемы невозможно без получения надежных геохронологических данных о возрасте гидротермальных рудных процессов и определения их места в истории формирования крупных геологических структур.

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 Охотско-

го моря до Центральной Монголии (рис. 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 [9, 20, 21].

Сложная длительная история формирования Монголо-Охотского орогенного пояса сопровождалась аккреционными и коллизионными процессами, становлением разновозрастных магматических поясов и рудных месторождений как в пределах пояса, так и в его континентальном обрамлении. Вплоть до недавнего времени изотопно-геохронологическая изученность большинства этих рудных проявлений оставалась слабой, что существенно затрудняло кор-

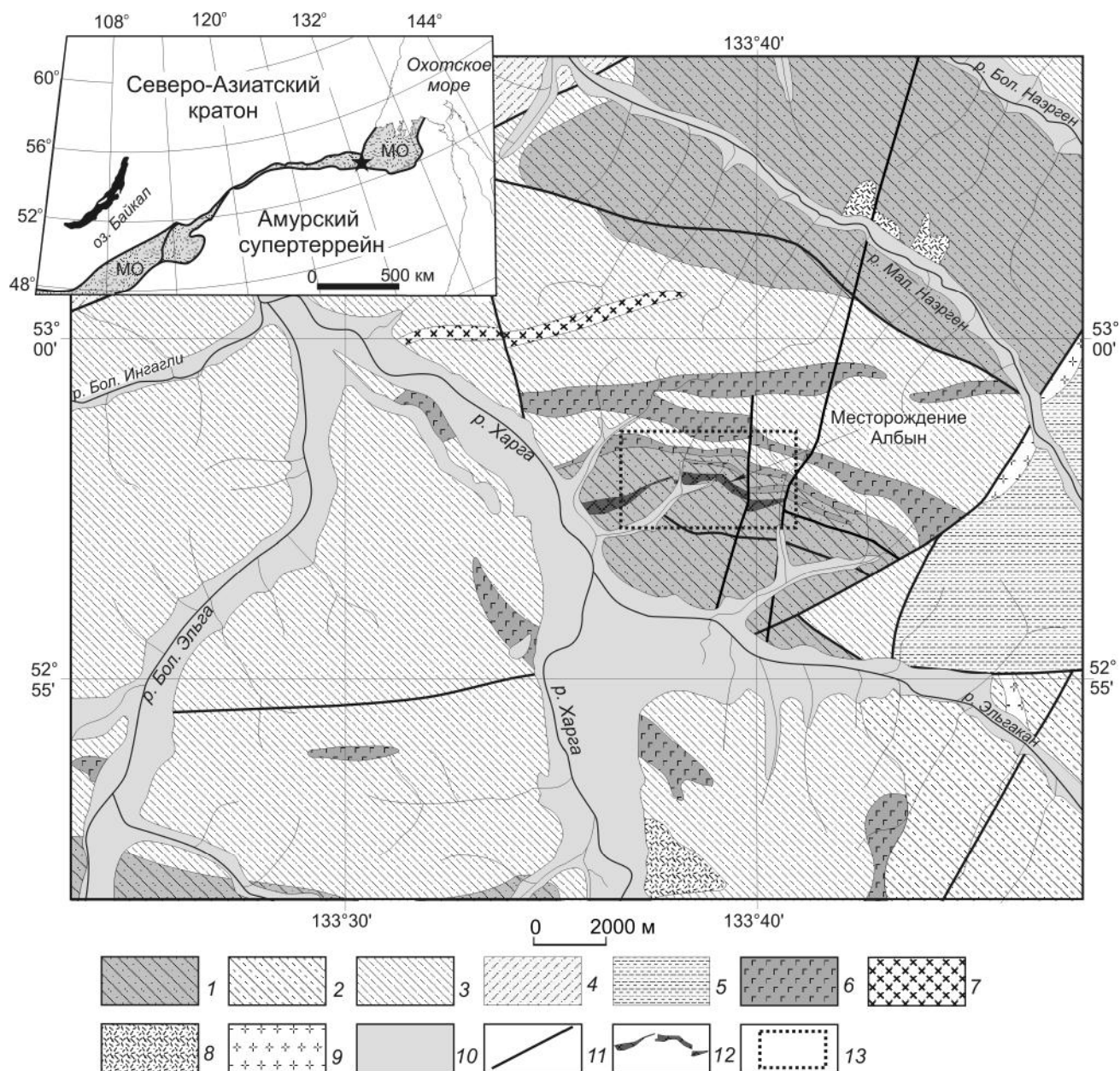


Рис. 1. Положение золоторудного месторождения Албын в основных геологических структурах региона (по [1], с изменениями авторов).

1–3 – стратифицированные геологические комплексы Селемджино-Кербинского террейна: 1 – мусковит-кварц-альбитовые, мусковит-альбит-кварцевые, альбит-хлорит-эпидот-амфиболовые сланцы условно нижнепалеозойской афанасьевской свиты; 2 – рассланцованные песчаники, алевролиты, глинистые сланцы нижнекаменноугольной талыминской свиты; 3 – кварц-серцитовые, часто углеродсодержащие сланцы, эпидот-актинолит-альбитовые, кварц-эпидот-хлоритовые, хлорит-актинолит-кварц-альбитовые, мусковит-кварц-альбитовые сланцы, метапесчаники, глинистые сланцы, метабазалты, мраморизованные известняки среднекаменноугольной златоустовской свиты; 4 – песчаники, алевролиты, известняки, метабазалты среднедевонской аккриндинской свиты Галамского террейна; 5 – песчаники, алевролиты, метабазалты нижнеюрской соруканской свиты Ульбанского террейна; 6–7 – интрузии позднепалеозойского златоустовского комплекса: 6 – габбро, габбродиориты, 7 – гранодиориты, плагиограниты; 8 – субвулканические тела раннемелового андезит-риолитового унериканского комплекса; 9 – интрузии и субвулканические тела позднемелового диорит-гранодиорит-гранитового баджало-дуссе-алинского комплекса; 10 – кайнозойские рыхлые отложения; 11 – разломы; 12 – Албынская рудная зона; 13 – район исследования.

На врезке звездочкой показано положение золоторудного месторождения Албын. Заштрихованная область – Монголо-Охотский складчатый пояс (МО).

реляцию тектонических, магматических и рудообразующих процессов. В последние годы этот пробел был существенно восполнен. С использованием современных изотопных методов были получены датировки для ряда месторождений и рудопоявлений золота и комплексных руд, расположенных в пределах Монголо-Охотского орогенного пояса и его континентального обрамления на территории Монголии, Восточного Забайкалья и Приамурья [2–8, 12, 14, 16–18, 24, 29, 30–35]. Геохронологические данные для рудных объектов, расположенных непосредственно в складчатой структуре пояса, имеются в весьма ограниченном объеме.

В данной работе приведены результаты исследования гидротермальных рудных метасоматитов золоторудного месторождения Албын – одного из наиболее значимых месторождений на Дальнем Востоке, находящегося непосредственно в пределах Монголо-Охотского орогенного пояса (рис. 1) и относящегося к золото-сульфидно-кварцевой формации [19].

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Месторождение Албын находится в восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса (рис. 1), наряду с такими золоторудными месторождениями, как Токур, Сагур, Маломыр, Унгличикан, Ворошиловское и другие (см. обзор в [1, 26, 38]). Оно входит в состав Харгинского рудного поля и расположено в пределах Селемджино-Кербинской структурной зоны [1, 26] или одноименного террейна аккреционного клина [27].

Месторождение локализовано (рис. 1, 2) в поле развития образований афанасьевской и златоустовской свит. В составе афанасьевской свиты, по [1], резко преобладают мусковит-кварц-альбитовые, мусковит-альбит-кварцевые, альбит-хлорит-эпидот-амфиболовые сланцы. Общая мощность свиты превышает 1200 м. Это наиболее метаморфизованные образования Селемджино-Кербинского террейна и нередко они рассматриваются в качестве «купола» [26]. Возраст афанасьевской свиты не определен, и представления о нем менялись в широких пределах (от архея до позднего палеозоя). В настоящее время в легендах геологических карт последнего поколения [1] свита условно отнесена к нижнему палеозою. Златоустовская свита, по [1], сложена кварц-серицитовыми, часто углеродсодержащими сланцами, эпидот-актинолит-альбитовыми, кварц-эпидот-хлоритовыми, хлорит-актинолит-кварц-альбитовыми, мусковит-кварц-альбитовыми сланцами, метапесчаниками, филлитизированными глинистыми сланцами, метабазальтами, мраморизованными известняками. Общая мощность

свиты превышает 1600 м. Характерным признаком свиты является наличие углеродсодержащих сланцев. Контакт златоустовской и афанасьевской свит – тектонический. В метатерригенных породах, включаемых в состав златоустовской свиты, обнаружены формы микроспор, характерные для среднего карбона [1]. На этом основании в легендах геологических карт последнего поколения возраст свиты принимается среднекаменноугольным.

Интрузивные породы в пределах рудного поля, по [1], представлены условно позднекаменноугольными габбро, габбродиоритами, гранодиоритами, плагиогранитами златоустовского комплекса, субвулканическими трахириолитами раннемелового унериканского комплекса, дайками диоритовых порфиров позднемеловых селитканского и баджало-дусселинского комплексов.

В пределах рудного поля наибольший промышленный интерес представляет широтная Албынская рудная зона (рис. 2), которая прослеживается в виде мощной полосы метасоматически измененных пород, контролируемой пологопадающей в северном направлении тектонической зоной интенсивного кливажа, милонитизации, микроскладчатости [1]. Метасоматиты Албынской рудной зоны развиты по слюдястым сланцам афанасьевской свиты и телам метабазитов златоустовского комплекса.

Близмеридиональными разломами (Дайковый и Меридиональный) Албынская рудная зона разделена на три части: западную, центральную и восточную [36]. Основные запасы (90–95 % от общего баланса запасов) золота месторождения сосредоточены в центральной части Албынской рудной зоны [4]. В пределах этой части рудной зоны в метасоматитах мусковит-альбитового, кварц-альбитового, слюдясто-альбит-кварцевого, хлорит-кварц-серицитового составов опробованием выявлены несколько (по разным данным от 5 [15] до 8 [22]) пологозалегающих широтно ориентированных сближенных рудных тел (рис. 2) мощностью 3.8–6.5 м, прослеженных по горизонтали на 500–1800 м и на глубину 110–320 м [15]. Протяженность отдельных рудных тел по простиранию составляет от нескольких десятков до нескольких сотен метров и более [15].

Западная часть Албынской рудной зоны отделена от центральной «Дайковым» разломом север-северо-западного простирания (рис. 2). Единственное лентообразное рудное тело здесь выявлено в пределах альбититов [22]. Восточная часть Албынской рудной зоны смещена относительно центральной по «Меридиональному» разлому на 130–140 м. Оруденение убогое, представлено двумя маломощными линзовидными рудными телами [22].

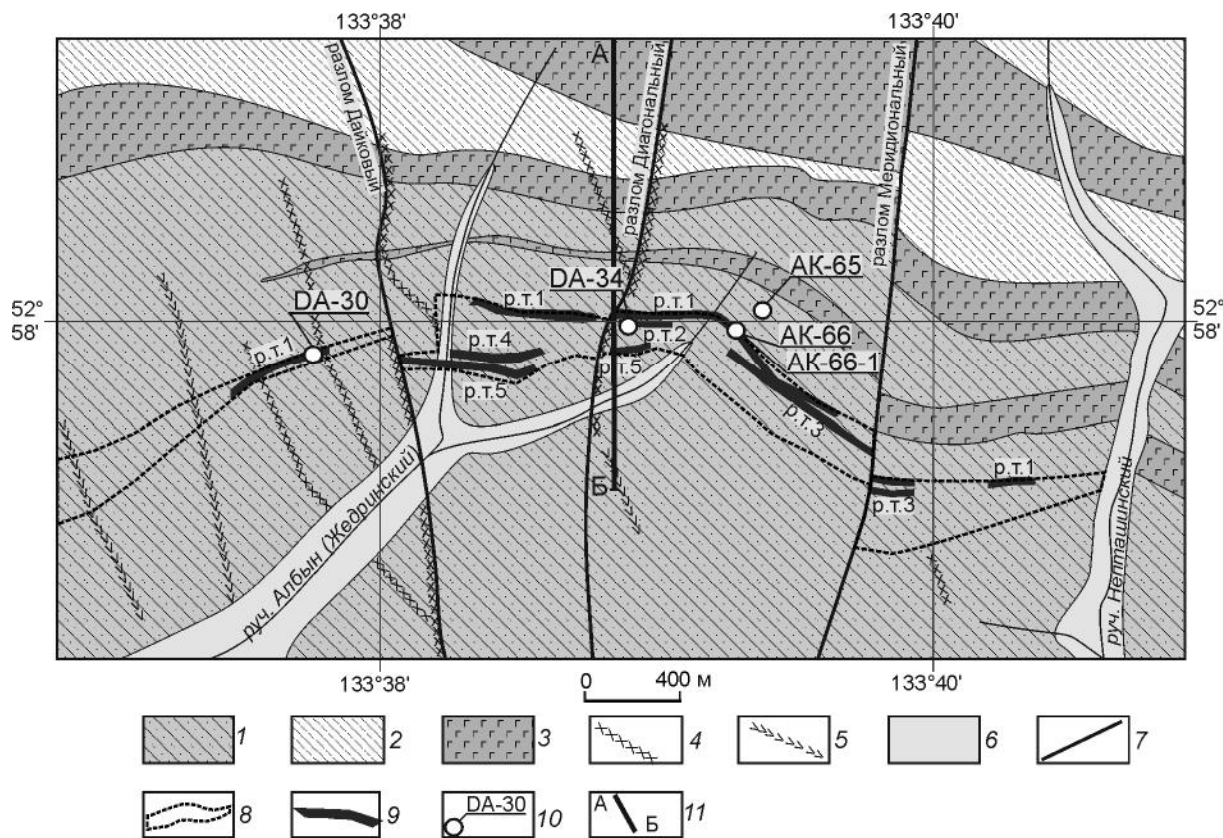


Рис. 2. Схематическая геологическая карта золоторудного месторождения Албын (по [15, 22, 36], с изменениями авторов).

1 – мусковит-кварц-альбитовые, мусковит-альбит-кварцевые, альбит-хлорит-эпидот-амфиболовые сланцы афанасьевской свиты; 2 – кварц-серицитовые, часто углеродсодержащие сланцы, эпидот-актинолит-альбитовые, кварц-эпидот-хлоритовые, хлорит-актинолит-кварц-альбитовые, мусковит-кварц-альбитовые сланцы, метапесчаники, глинистые сланцы, metabазальты, мраморизованные известняки златоустовской свиты; 3 – габбро, габбродиориты златоустовского комплекса; 4–5 – внемасштабные позднемереловые субвулканические тела и дайки; 4 – гранит-порфиры и риолитов баджало-дуссе-алинского комплекса, 5 – андезитов, диоритовых порфиров селитканского комплекса; 6 – кайнозойские рыхлые отложения; 7 – разломы; 8 – контур Албынской рудной зоны; 9 – рудные тела (р.т.) и их номера; 10 – проекции точек отбора образцов для геохронологических исследований и их номера; 11 – линия разреза А-Б (см. рис. 3).

Границы рудных тел в пределах месторождения устанавливаются только опробованием [36]. Среднее содержание золота по месторождению составляет 2.62 г/т [15].

Основные запасы месторождения Албын сосредоточены в выходящем на поверхность наиболее крупном рудном теле № 1, расположенном в верхней части зоны метасоматитов. По падению оно прослежено до глубины 390 м [22].

По минеральному составу руды месторождения относятся к убогосульфидным и малосульфидным [19]. Сульфиды, доля которых в рудах не превышает первых процентов, представлены арсенопиритом, реже пиритом, редко халькопиритом, галенитом, сфалеритом, шеллитом, антимонитом [1, 15]. Золото преимущественно мелкое и тонкое, 65–88.2 % его относится к классу менее 0.07 мм. Золото размером 3–25 мкм присутствует

в количествах 8–13 % в арсенопиритовых рудах и 39–40 % в пиритовых и пирротиновых рудах [15].

Для установления возраста проявления гидротермальных процессов нами были проведены геохронологические ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод) исследования мусковит-кварц-альбитовых и мусковит-альбит-кварцевых метасоматитов рудных тел 1 и 2, а также углеродсодержащих слюдисто-кварц-полевошпатовых сланцев афанасьевской свиты. Места отбора образцов показаны на рисунках 2 и 3, а содержания золота в анализированных образцах приведены в таблице 1.

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 [23,

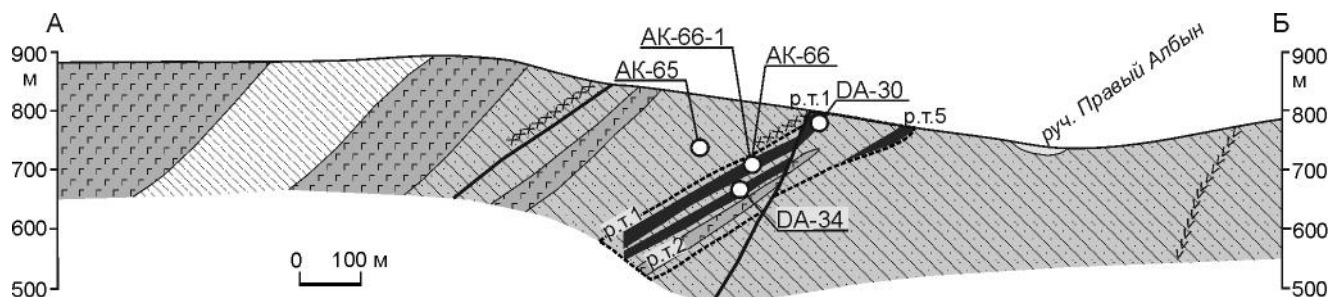


Рис. 3. Схематический геологический разрез по линии А-Б (по [22, 36], с изменениями авторов).

Условные обозначения на рис. 2.

Таблица 1. Содержание золота в образцах гидротермальных рудных образований и вмещающих пород месторождения Албын.

| № образца | Порода | Au, г/т |
|-----------|---|---------|
| DA-30 | Мусковит-кварц-альбитовый метасоматит | 1.93 |
| AK-66 | Мусковит-альбит-кварцевый метасоматит | 0.57 |
| AK-66-1 | Мусковит-кварц-альбитовый метасоматит | 4.99 |
| DA-34 | Мусковит-кварц-альбитовый метасоматит | 2.36 |
| AK-65 | Углеродсодержащие кварц-полевошпат-сланцевые сланцы | 0.017 |

37]. 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 К/Аг-образец, был аттестован в качестве $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -монитора с помощью международных стандартных образцов мусковита Bern 4m, биотита LP-6 [39]. 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 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: $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.00083 \pm 0.000005$, $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Cl}} = 0.00052 \pm 0.000006$, $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{K}} = 0.089 \pm 0.001$. 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 [40]. При обработке результатов учитывались рекомендации, опубликованные в работах [41, 42].

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Результаты проведенных исследований приведены в таблице 2, а также на рисунке 4 и сводятся к следующему (возрасты приведены с погрешностью $\pm 2\sigma$).

1). Возраст мусковита из массивного мусковит-кварц-альбитового метасоматита (обр. DA-30) рудного тела 1 составляет 131 ± 2 млн лет (плато по 3, 4, 5 ступеням, 73 % выделенного аргона) (рис. 4 а).

2). Возраст мусковита из полосчатого мусковит-альбит-кварцевого метасоматита (обр. АК-66) рудного тела 1 может быть оценен в двух вариантах: 128 ± 2 млн лет (плато по 5–8 ступеням, 83 % выделенного аргона) (рис. 4 б) и 130 ± 2 млн лет (псевдоплато по 6–7 ступеням, 60 % выделенного аргона) (рис. 4 б).

3). Возраст мусковита из полосчатого мусковит-кварц-альбитового метасоматита (обр. АК-66-1) рудного тела 1 составляет 130 ± 3 млн лет (псевдоплато по 3–6 ступеням, 60 % выделенного аргона) (рис. 4 в).

4). Возраст мусковита из мусковит-кварц-альбитового метасоматита (обр. DA-34) рудного тела 2 составляет 135 ± 2 млн лет (плато по 4–7 ступеням, 79 % выделенного аргона) (рис. 4 г).

Таблица 2. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования минеральных фракций из гидротермальных рудных образований и вмещающих пород месторождения Албын методом ступенчатого прогрева.

| № ступени | T°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 ($\pm 1\sigma$) |
|---|------|-----------------------------|---|---|---|------------------------------------|
| ДА-30 Мусковит, $J = 0.003936 \pm 0.000041$ | | | | | | |
| 1 | 500 | 0.4 | 50.6 ± 3.1 | 8.1 ± 7.3 | 0.13 ± 0.06 | 85.7 ± 121.9 |
| 2 | 650 | 3.5 | 23.3 ± 0.2 | 1.9 ± 0.4 | 0.023 ± 0.008 | 114.4 ± 15.2 |
| 3 | 760 | 9.2 | 21.75 ± 0.06 | 0.8 ± 0.3 | 0.012 ± 0.003 | 124.5 ± 5.3 |
| 4 | 870 | 23.2 | 20.59 ± 0.02 | 0.2 ± 0.1 | 0.0042 ± 0.0009 | 132.4 ± 2.3 |
| 5 | 960 | 76.5 | 19.68 ± 0.02 | 0.05 ± 0.03 | 0.0019 ± 0.001 | 130.8 ± 2.4 |
| 6 | 1040 | 92.9 | 20.27 ± 0.05 | 0.08 ± 0.05 | 0.013 ± 0.002 | 112.9 ± 4.9 |
| 7 | 1130 | 100.0 | 21.2 ± 0.1 | 0.3 ± 0.4 | 0.028 ± 0.007 | 89.9 ± 13.4 |
| АК-66 Мусковит, $J = 0.004009 \pm 0.000042$ | | | | | | |
| 1 | 500 | 0.1 | 161.44 ± 26.12 | 50.7 ± 23.5 | 0.3416 ± 0.1692 | 391.7 ± 280.9 |
| 2 | 630 | 2.7 | 25.66 ± 0.20 | 5.0 ± 2.5 | 0.0127 ± 0.0071 | 152.0 ± 14.0 |
| 3 | 750 | 10.1 | 20.29 ± 0.11 | 0.7 ± 0.4 | 0.0108 ± 0.0051 | 119.6 ± 10.3 |
| 4 | 850 | 16.9 | 20.63 ± 0.04 | 1.0 ± 0.6 | 0.0167 ± 0.0019 | 110.0 ± 4.0 |
| 5 | 950 | 36.0 | 19.54 ± 0.02 | 0.7 ± 0.3 | 0.0059 ± 0.001 | 124.4 ± 2.4 |
| 6 | 1025 | 71.6 | 19.57 ± 0.02 | 0.2 ± 0.2 | 0.0029 ± 0.0006 | 130.4 ± 1.7 |
| 7 | 1090 | 95.6 | 19.55 ± 0.02 | 0.3 ± 0.2 | 0.003 ± 0.0009 | 130.2 ± 2.2 |
| 8 | 1150 | 100.0 | 23.85 ± 0.04 | 1.0 ± 0.8 | 0.0201 ± 0.0009 | 125.0 ± 2.3 |
| АК-66-1 Мусковит, $J = 0.003975 \pm 0.000041$ | | | | | | |
| 1 | 500 | 0.1 | 349.34 ± 169.15 | 10.135 ± 6.08 | 1.0489 ± 0.7017 | 262.5 ± 895.0 |
| 2 | 630 | 0.6 | 47.15 ± 0.35 | 0.107 ± 0.107 | 0.0343 ± 0.0074 | 247.7 ± 14.0 |
| 3 | 780 | 6.2 | 20.45 ± 0.03 | 0.191 ± 0.057 | 0.0064 ± 0.0015 | 128.4 ± 3.2 |
| 4 | 880 | 12.5 | 19.94 ± 0.02 | 0.01 ± 0.01 | 0.0055 ± 0.0012 | 126.7 ± 2.7 |
| 5 | 980 | 23.2 | 20.07 ± 0.05 | 0.057 ± 0.041 | 0.0034 ± 0.0021 | 131.8 ± 4.3 |
| 6 | 1060 | 60.7 | 20.22 ± 0.03 | 0.014 ± 0.008 | 0.0023 ± 0.0011 | 135.0 ± 2.6 |
| 7 | 1100 | 79.1 | 22.99 ± 0.05 | 0.003 ± 0.003 | 0.0002 ± 0.0013 | 157.4 ± 3.0 |
| 8 | 1140 | 100.0 | 40.64 ± 0.10 | 0.003 ± 0.003 | 0.0007 ± 0.0008 | 268.9 ± 3.1 |
| ДА-34 Мусковит, $J = 0.00393 \pm 0.00004$ | | | | | | |
| 1 | 500 | 1.6 | 35.0 ± 0.4 | 12.3 ± 6.3 | 0.05 ± 0.01 | 128.7 ± 21.1 |
| 2 | 620 | 7.4 | 22.8 ± 0.1 | 3.4 ± 1.4 | 0.020 ± 0.006 | 116.7 ± 12.7 |
| 3 | 730 | 13.4 | 23.37 ± 0.09 | 3.8 ± 1.4 | 0.018 ± 0.004 | 124.7 ± 7.6 |
| 4 | 830 | 36.8 | 20.68 ± 0.02 | 0.8 ± 0.3 | 0.003 ± 0.001 | 134.3 ± 2.4 |
| 5 | 900 | 66.6 | 20.50 ± 0.01 | 0.07 ± 0.07 | 0.002 ± 0.000 | 135.7 ± 1.6 |
| 6 | 950 | 80.6 | 21.16 ± 0.04 | 0.1 ± 0.1 | 0.006 ± 0.002 | 132.6 ± 4.2 |
| 7 | 1025 | 92.4 | 21.51 ± 0.02 | 0.2 ± 0.2 | 0.007 ± 0.001 | 133.3 ± 2.5 |
| 8 | 1130 | 100.0 | 22.58 ± 0.06 | 0.9 ± 0.8 | 0.003 ± 0.003 | 148.3 ± 5.6 |
| АК-65 Мусковит, $J = 0.003983 \pm 0.000042$ | | | | | | |
| 1 | 500 | 0.7 | 104.07 ± 11.10 | 75.4 ± 58.4 | 0.272 ± 0.087 | 163.3 ± 160.8 |
| 2 | 700 | 4.2 | 26.38 ± 0.82 | 33.9 ± 15.5 | 0.027 ± 0.016 | 128.1 ± 31.2 |
| 3 | 870 | 19.6 | 22.98 ± 0.11 | 5.3 ± 2.3 | 0.014 ± 0.004 | 130.6 ± 7.2 |
| 4 | 1000 | 45.8 | 20.59 ± 0.04 | 0.9 ± 0.9 | 0.005 ± 0.001 | 131.4 ± 3.1 |
| 5 | 1130 | 100.0 | 19.52 ± 0.04 | 0.8 ± 0.4 | 0.002 ± 0.002 | 131.4 ± 3.7 |

Примечание. T – температура, погрешность $\pm 1^\circ\text{C}$, J – «джи-фактор», параметр, характеризующий нейтронный поток.

5). Возраст мусковита из углеродсодержащих кварц-полевошпат-слюдистых сланцев афанасьевской свиты (обр. АК-65), вмещающих оруденение и отобранных в центральной части рудного поля, составляет 131 ± 3 млн лет (плато по 2–5 ступеням, 96 % выделенного аргона) (рис. 4 д).

ОБСУЖДЕНИЕ

Выше было отмечено, что рудные тела месторождения Албын представлены преимущественно мусковит-альбитовыми, кварц-альбитовыми, слюдисто-альбит-кварцевыми метасоматитами. Единственным K-содержащим минералом, пригодным для $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

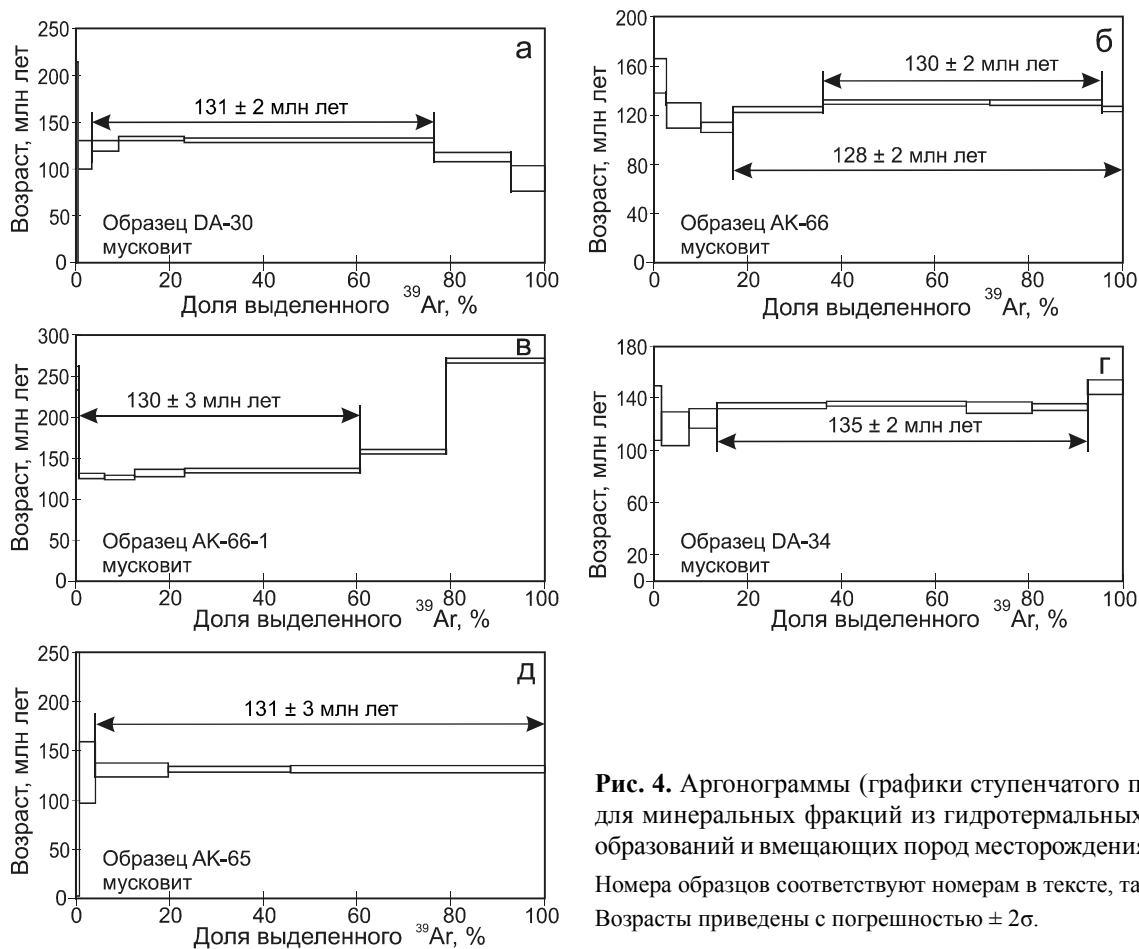


Рис. 4. Аргонogramмы (графики ступенчатого прогрева) для минеральных фракций из гидротермальных рудных образований и вмещающих пород месторождения Албын. Номера образцов соответствуют номерам в тексте, таблице 1. Возрасты приведены с погрешностью $\pm 2\sigma$.

геохронологических исследований и связанным с процессом гидротермального минералообразования, является мусковит, который и был нами использован. В этой связи мы предполагаем, что возраст кристаллизации мусковита отражает возраст гидротермальных процессов, наложенных на вмещающие породы. Также следует принимать во внимание, что границы рудных тел в пределах месторождения устанавливаются только опробованием и не имеют минералогических критериев, что чрезвычайно затрудняет исследование стадийности минералообразования (рудообразования). Для соблюдения возможной в данном случае корректности для геохронологических исследований мы использовали образцы метасоматитов с достаточно высокими концентрациями золота, что позволяет нам отождествлять (хотя и с определенной долей условности) возраст гидротермальных процессов, с одной стороны, и рудоотложения, с другой.

Как следует из приведенных выше результатов геохронологических исследований, возраст мусковита из гидротермальных рудных образований варьирует в диапазоне от 135 до 128 млн лет. Среди этих значений близкие в пределах погрешности измерения

получены оценки возраста для мусковита из образцов DA-30 (131 ± 2 млн лет) и АК-66-1 (130 ± 3 млн лет) (рис. 4 а, в).

Более молодой возраст 128 ± 2 млн лет (рис. 4 б) получен для мусковита из образца АК-66 при расчете плато, образованному 5, 6, 7, 8 ступенями со значениями возраста ~ 124 млн лет, ~ 130 млн лет, ~ 130 млн лет, ~ 125 млн лет, соответственно (табл. 2). Нам представляется, что средневзвешенный возраст по указанным четырем ступеням оказался определенно занижен за счет присутствия двух ступеней с возрастными 125–124 млн лет. Наиболее корректно возраст мусковита из этого образца, на наш взгляд, следует оценивать по средневзвешенному возрасту 6–7 ступеней, который составляет 130 ± 2 млн лет (рис. 4 б, табл. 2). В таком случае этот возраст практически тождественен возрастам мусковита из образцов DA-30 (131 ± 2 млн лет) и АК-66-1 (130 ± 3 млн лет). Чуть более детально остановимся на этом ниже.

Наконец, наиболее древняя оценка возраста мусковита получена для образца DA-34, которая составляет 135 ± 2 млн лет (рис. 4 г). С учетом того, что эта оценка существенно отличается от значений, по-

лученных для остальных образцов (131–130 млн лет, см. выше), возможны два варианта ее интерпретации. Первый – мы не можем исключить того, что она не имеет геологического смысла. Второй – она отражает более ранний этап рудного процесса. В настоящее время оба этих предположения требуют дальнейших обоснований.

Таким образом, полученные данные, с учетом сделанных в начале этой главы допущений, свидетельствуют о том, что возраст гидротермального рудного процесса, приведшего к формированию месторождения Албын, в первом приближении, может быть оценен интервалом 131–130 млн лет. При этом, нельзя исключать наличие более раннего этапа указанного процесса ~135 млн лет.

Близкая оценка возраста ранее получена для рудных метасоматитов месторождения Маломыр (~134–130 млн лет) [12, 32], также расположенного в Селемджино-Кербинской структурной зоне восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса.

Как показывает практика, в большинстве случаев геохронологические исследования позволяют связать рудообразующий процесс с тем или иным магматическим комплексом. Однако в нашем случае это оказалось затруднительным. Выше отмечалось, что наиболее ранние интрузивные породы в пределах Албынского рудного поля представлены условно позднекаменноугольными габбро, габбродiorитами, гранодиоритами, плагиогранитами златоустовского комплекса [1]. По нашим данным, возраст гранитоидов этого комплекса не позднекаменноугольный, а пермский (~268 млн лет [27]), но в любом случае этот комплекс существенно более древний по отношению к оруденению. Субвулканические тела унериканского комплекса, а также дайки селитканского и баджалодуссе-алинского комплексов, которые встречаются в пределах рудного поля, имеют, наоборот, более молодой возраст (моложе 105 млн лет) [1, 10, 11]. Таким образом, приведенные выше материалы указывают на то, что связать проявления гидротермальных рудных процессов месторождения Албын со становлением какого-то магматического комплекса не представляется возможным.

Продолжая сопоставление геохронологических данных для рассматриваемого региона, следует обратить внимание на следующие моменты. Во-первых, возраст термального события, наложенного на вмещающие породы афанасьевской свиты (обр. АК-65, рис. 4 д) в пределах месторождения Албын, составляет 131 ± 3 млн лет, что, вероятно, является свидетельством регионального характера этого события. Во-вторых, на аргониграмах метасоматитов месторождений Албын (рис. 4, табл. 2) и Маломыр [12] присутствуют

ступени с возрастными ~140–150 млн лет. Этот возраст достаточно близок к возрасту проявления последнего этапа регионального метаморфизма в пределах северного континентального обрамления восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса, связываемого с заключительными этапами формирования орогенных структур Монголо-Охотского пояса [13, 25]. Поэтому нельзя исключать того, что дислокации, сопровождаемые гидротермальной деятельностью, и сыграли значимую роль в мобилизации, перераспределении рудного вещества и формировании месторождений Албын и Маломыр. В-третьих, на аргониграмах метасоматитов месторождений Албын (рис. 4, табл. 2) и Маломыр (рис. 4, табл. 1 [12]) присутствуют достаточно хорошо выраженные ступени с возрастными ~128–124 млн лет, отражающие наложенное термальное событие. В этой связи нельзя не отметить, что рудные объекты, расположенные в пределах юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона, имеют близкий (130–127 млн лет) возраст: Десс [4, 5], Бамское [38, неопубликованные данные авторов], Могилинское [6].

ВЫВОДЫ

Полученные результаты проведенных исследований позволяют сформулировать следующие выводы:

1) Возраст гидротермального рудного процесса, приведшего к формированию месторождения Албын, в первом приближении, может быть оценен интервалом 131–130 млн лет. При этом нельзя исключать наличие более раннего этапа указанного процесса ~135 млн лет, хотя данное предположение требует дальнейших обоснований.

2) Возраст термального события, наложенного на вмещающие породы афанасьевской свиты, составляет 131 ± 3 млн лет, что, вероятно, является свидетельством регионального характера этого события.

3) Получены свидетельства наложенных термальных событий с возрастом 128–124 млн лет.

4) Геохронологические свидетельства проявления магматизма в пределах рассматриваемого региона с возрастом 135–130 млн лет отсутствуют, что делает невозможным связать рудную минерализацию месторождения Албын с магматическими процессами.

5) По мнению авторов, значимую роль в мобилизации, перераспределении рудного вещества и формировании месторождения Албын сыграли региональные дислокационные процессы, сопровождаемые гидротермальной деятельностью.

Авторы выражают благодарность руководству ЗАО ГК «Петропавловск», ООО «Албынский рудник», ООО «РЕГИС» за помощь в организации полевых работ и сборе материалов. Кроме того, мы признательны

О.Н. Белозеровой за подготовку образцов для геохронологических исследований. Мы также благодарны к.г.-м.н К.Н. Шатагину за внимательный анализ рукописи, дискуссию и конструктивные замечания.

Исследования (в части полевых работ и датирования вмещающих пород) выполнены при поддержке Программы ДВО РАН «Дальний Восток», (проект 18-2-001), а также (в части датирования гидротермальных рудных метасоматитов) при поддержке Российского научного фонда (проект №18-17-00002).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агафоненко С.Г., Сережников А.Н., Яшнов А.Л. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200 000. Изд. второе. Серия Тугурская. Лист N-53-XXX / Под ред. А.В. Махихина. СПб.: ВСЕГЕИ, 2002.
2. Берзина А.П., Берзина А.Н., Гимон В.О. и др. Мо-порфировая рудно-магматическая система (Восточное Забайкалье): возраст, источники, генетические особенности // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 6. С. 764–786.
3. 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.
4. 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) // Докл. АН. 2010. Т. 435, № 4. С. 506–509.
5. Бучко И.В., Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Травин А.В., Бучко Ир.В. Возраст и связь с магматизмом золото-серебряного оруденения рудопроявления Десс Северо-Становой металлогенической зоны (юго-восточное обрамление Северо-Азиатского кратона) // Тихоокеан. геология. 2012. Т. 31, № 2. С. 69–74.
6. Бучко И.В., Бучко Ир.В., Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Травин А.В. 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.
7. Бучко И.В., Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Травин А.В., Пономарчук В.А. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст и связь с магматизмом медно-порфирового с золотом оруденения рудопроявления Елна (северо-восточная часть Аргунского супертеррейна) // Докл. АН. 2017. Т. 472, № 2. С. 175–179.
8. Вах А.С., Авченко О.В., Киселев В.И., Сергеев С.А., Пресняков С.Л. Геохронологические U-Pb изотопные исследования цирконов из гранитоидов и рудоносных метасоматитов Березитовского золото-полиметаллического месторождения (Верхнее Приамурье, Россия) // Тихоокеан. геология. 2013. Т. 32, № 6. С. 20–39.
9. Геодинамика, магматизм и металлогения востока России. Кн. 1 / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. 572 с.
10. Дербек И.М., Сорокин А.А., Пономарчук В.А. и др. Первые геохронологические данные лав кислого состава Эзоп-Ямалинской вулcano-плутонической зоны Хингано-Охотского вулканогенного пояса // Докл. АН. 2008. Т. 419, № 1. С. 95–99.
11. Дербек И.М., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б. и др. Возраст кислого вулканизма Селитканской зоны Хингано-Охотского вулcano-плутонического пояса (Дальний Восток России) // Докл. АН. 2008. Т. 418, № 2. С. 221–225.
12. Кадашников А.Ю., Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Травин А.В., Пономарчук А.В., Эйриш Л.В. Закономерности локализации оруденения, возраст и источники вещества золоторудного месторождения Маломыр (восточная часть Монголо-Охотского складчатого пояса) // Геология руд. месторождений. 2019. Т. 61, № 1. С. 3–17.
13. Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. и др. Раннемеловой возраст регионального метаморфизма становой серии Джугджуро-Становой складчатой области: геодинамические следствия // Докл. АН. 2006. Т. 409, № 2. С. 222–226.
14. Мельников А.В., Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Травин А.В., Сорокин А.П. 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.
15. Мельников А.В., Степанов В.А. Рудно-россыпные узлы Приамурской золотоносной провинции. Ч. 2. Центральная часть провинции. Благовещенск: АмГУ, 2014. 300 с.
16. Миронов А.Г., Жмодик С.М., Боровиков А.А. и др. Золото-сульфидное месторождение Каменное (Северное Забайкалье, Россия) – представитель рифейского эпитермального золото-теллуридно-серебряного оруденения // Геология руд. месторождений. 2004. Т. 46, № 5. С. 407–426.
17. Моисеенко В.Г., Степанов В.А., Шергина Ю.П. Возраст золотого оруденения Бамского рудного узла // Докл. АН. 1997. Т. 355, № 3. С. 369–371.
18. Моисеенко В.Г., Степанов В.А., Шергина Ю.П. Возраст формирования Кировского золоторудного месторождения Приамурья // Докл. АН. 1999. Т. 369, № 3. С. 354–356.
19. Моисеенко Н.В., Харитонов В.И., Сафронов П.П. Особенности самородного золота Эльгинского и Албынского рудопроявлений Харгинского рудного узла // Вестн. АмГУ. Сер. Естественные и эконом. науки. Благовещенск: АмГУ, 2013. Вып. 63. С. 129–133.
20. Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизийная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеан. геология. 1991. № 5. С. 3–23.
21. Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртоого О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 5. С. 24–43.
22. Пересторонин А.Е., Степанов В.А. Золоторудное месторождение Албын // Изв. вузов. Геология и разведка. 2015. № 4. С. 22–30.
23. Пономарчук В.А., Лебедев Ю.Н., Травин А.В., Морозова И.П., Киселева В.Ю., Титов А.Т. Применение тонкой магнитно-сепарационной технологии в K-Ar, ^{40}Ar - ^{39}Ar , Rb-Sr методах датирования пород и минералов // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, № 1. С. 55–64.
24. 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.

25. Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Котов А.Б. и др. Токско-Алгоминский магматический комплекс Джугджуро-Становой складчатой области: возраст и геодинамическая обстановка формирования // Докл. АН. 2006. Т. 409, № 5. С. 652–657.
26. Сержников А.Н., Волкова Ю.Р. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Третье поколение. Дальневосточная серия. 1: 000 000. Лист N-52, Зея / Под ред. А.С. Вольского. СПб.: ВСЕГЕИ, 2005.
27. Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., Сорокин А.П. и др. Геохронология, геохимия и геодинамическая позиция палеозойских гранитоидов восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса // Докл. АН. 2003. Т. 392, № 6. С. 807–812.
28. Сорокин А.А., Сорокин А.П., Пономарчук В.А., Травин А.В. Возраст и геохимические особенности вулканических пород восточного фланга Умлекано-Огоджинского вулканоплутонического пояса (Приамурье) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 4. С. 473–485.
29. Сорокин А.А., Остапенко Н.С., Пономарчук В.А., Травин А.В. 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.
30. 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) // Докл. РАН. 2014. Т. 458, № 4. С. 452–458.
31. Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Травин А.В., Рогулина Л.И., Пономарчук А.В. Корреляция процессов рудообразования на золото-полиметаллическом месторождении Березитовое западной части Селенгино-Станового супертеррейна и региональных тектоно-магматических событий // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 3. С. 432–448.
32. 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) // Докл. АН. 2016. Т. 466, № 2. С. 207–212.
33. Сотников В.И., Пономарчук В.А., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Гимон В.О. Возрастные рубежи формирования Cu-Mo-порфировых месторождений в структурах обрамления Монголо-Охотского орогенного пояса // Докл. АН. 2005. Т. 403, № 4. С. 522–525.
34. Сотников В.И., Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Гимон В.О., Сорокин А.П. Возраст Mo-Cu-(Au)-порфирового оруденения и магматических комплексов Боргуликанского рудного поля (Верхнее Приамурье) // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 2. С. 229–237.
35. Сотников В.И., Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Травин А.В., Сорокин А.П., Гимон В.О. Геохронология мезозойских гранитоидов и связанного с ними молибденового оруденения западной части Джугджуро-Станового супертеррейна // Докл. АН. 2007. Т. 416, № 6. С. 794–798.
36. Степанов В.А., Мельников А.В. Месторождения золото-кварцевой формации Приамурской провинции // Зап. Горного ин-та. 2017. Т. 223, С. 20–29.
37. Травин А.В., Юдин Д.С., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Владимиров А.Г., Колотилина Т.Б. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. 2009. Т. 11. С. 1181–1199.
38. Эйриш Л.В. Металлогения золота Приамурья (Амурская область, Россия). Владивосток: Дальнаука, 2002. 194 с.
39. Baksi A.K. Reevaluation of plate motion models based on hotspot tracks in the Atlantic and Indian oceans // J. Geol. 1999. V. 107. P. 13–26.
40. 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.
41. 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. Cosmochim. Acta. 1977. V. 41. P. 15–32.
42. Gustafson L.B., Orquera W., McWilliams M., Castro M., Olivares O., Rojas G., Maluenda J., Mendez M. Multiple centers of mineralization in the Indio Muerto District, El Salvador, Chile // Econ. Geol. 2001. V. 96. P. 325–350.

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

после доработки 06.06.2019 г.

принята к печати 08.07.2019 г.

**A.Yu. Kadashnikova, A.A. Sorokin, A.V. Ponomarchuk, A.V. Travin, V.A. Ponomarchuk,
A.I. Dementienko, L.V. Eirish**

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age of gold ore metasomatites of the Albyn deposit, Mongol-Okhotsk fold belt

The results of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological studies of muscovite-quartz-albite metasomatites of ore bodies and host rocks of the Albyn deposit located in the Selemdzha-Kerbi structural zone of the eastern part of the Mongol-Okhotsk fold belt are presented. It is established that the age of the hydrothermal ore process that led to the formation of the Albyn deposit, in the first approximation, can be estimated at an interval of 131–130 Ma. At the same time, we cannot exclude the existence of an earlier stage of this process ~135 Ma, although this assumption requires further justification. A close estimate of the age (~134–130 Ma) was obtained earlier for the ore metasomatites of the Malomyr deposit located in the same structural zone. There are no data on the manifestation of magmatism within the considered region with a close age, which makes it impossible to associate the ore mineralization of the Albyn deposit with magmatic processes. At the same time, the age of the thermal event superimposed on the host rocks of the Afanasiev Formation is 131 ± 3 Ma, which is probably evidence of the regional nature of this event. According to the authors, a significant role in the mobilization, redistribution of ore matter and formation of the Albyn deposit was played by large-scale dislocation processes accompanied by hydrothermal activity.

Key words: mineralization, geochronology, Albyn deposit, Mongol-Okhotsk fold belt.