

**ВОЗРАСТ ОРОГЕННОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ НАТАЛКА
(U-Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, Re-Os ОГРАНИЧЕНИЯ)****В.В. Акинин^{1,2}, А.В. Альшевский¹, Г.О. Ползуненков¹, С.А. Сергеев³, В.А. Сидоров¹**¹ФГБУН Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН,
ул. Портовая 16, г. Магадан, 685000; e-mail:akinin@neisri.ru²ФГБУН Институт геологии алмазов и благородных металлов СО РАН, пр-т Ленина 39, г. Якутск, 677980³ФГБУ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
Средний проспект 74, г. Санкт-Петербург, 199106

Поступила в редакцию 11 мая 2023 г.

Геологические наблюдения и результаты U-Pb датирования циркона из интрузий Яно-Колымской золотоносной провинции ограничивают возраст формирования орогенного золото-кварцевого оруденения интервалом от 150 ± 3 млн лет до 108 ± 1 млн лет. На крупнейшем ключевом месторождении Наталка возраст оруденения валанжинский (от 136 ± 1 до 132 ± 2 млн лет), что следует из наших новых определений изотопного возраста $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом по мусковиту и Re-Os методом по арсенопириту и золоту. Проявлений магматизма такого возраста в провинции не известно, поэтому мы заключаем, что формирование золото-кварцевой минерализации связано, вероятно, с метаморфизмом и метасоматозом, инициированным региональными сдвиговыми деформациями.

Ключевые слова: золото, орогенные месторождения, возраст оруденения, циркон, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование, Re-Os датирование, арсенопирит, месторождение Наталка, Яно-Колымская провинция, Северо-Восток России.

ВВЕДЕНИЕ

Возраст оруденения является необходимым критерием для научно-обоснованной стратегии поисков и разведки месторождений. Если для стратиформного и магматогенного оруденения этот тезис не вызывает сомнения и надежные определения возраста вмещающих осадочных и магматических тел прямо указывают на контроль минерализации, то в приложении к орогенным золото-кварцевым месторождениям такие прямые связи не очевидны. Формирование орогенных месторождений золота (называемых ранее «мезотермальные») напрямую связывается с эволюцией орогенов и ростом ювенильной континентальной коры при аккреционно-коллизийных процессах [29–31]. Природа такой связи неизвестна, в качестве одного из ведущих механизмов предполагается трансфер мантийного тепла, которое выступает в качестве триггера, продуцирующего энергию для формирования золотосодержащих гидротермальных систем [28]. Золотоносные кварцевые жилы и прожилки формировались в широком диапазоне глубин от 15–20 км до

близповерхностных, поэтому термин «мезотермальные» для них неприемлем [30]. Большинство руд являются посторогенными по отношению ко времени главных деформаций вмещающих пород, однако они формируются синхронно с проходящими глубинными мантийно-коровыми аккреционно-субдукционными термальными событиями, в этом смысле термин *орогенные* удовлетворяет обоим условиям. К типу орогенных относятся крупнейшие золоторудные месторождения Сухой Лог, Олимпиадинское, Мурунтау, Хоум-Стейк, Бендиго, Балларат, Джуно, а также известные на северо-востоке России месторождения Наталка, Павлик, Нежданинское и др., где они являются одновременно и россыпеобразующими.

Золото-кварцевое месторождение Наталка (Магаданская область РФ) с доказанными запасами металла около 480 т является типичным примером орогенных месторождений. Месторождение расположено в Яно-Колымском орогенном поясе (ЯКП), протягивающемся более чем на 1100 км вдоль юго-восточной окраины Северо-Азиатского кратона. ЯКП является частью Верхоянского складчато-надвигового пояса и

сложен метаморфизованными в зеленосланцевой фации осадочными и вулканогенно-осадочными породами пермского, триасового и юрского возраста, прорывающими их позднеюрскими и поздне меловыми гранитоидными плутонами, а также многочисленными роями даек габбро-диоритовой и лампрофировой формаций [7, 8]. Многочисленные золото-кварцевые рудные месторождения провинции пространственно ассоциируют с гранитоидными плутонами и дайками ЯКП, что, однако, не доказывает возможные парагенетические связи магматизма и золото-кварцевого оруденения, которое, как правило, наложено на позднеюрские дайковые интрузии. Ряд исследователей склоняются к плутоногенно-метаморфогенной природе орогенной минерализации в ЯКП, связывая её с проявлениями как гранитоидного магматизма, так и прогрессивного низкотемпературного метаморфизма [9–12, 21], другие акцентируют внимание главным образом на метаморфических реакциях и экстракции металла из вмещающих терригенных толщ [5]. При этом размещение оруденения, как правило, контролируется в ЯКП региональными разрывными нарушениями сдвигового характера [20]. Рядом с Наталкой известны и другие крупные месторождения золото-кварцевой формации, группирующиеся в рудные узлы – Дегдекан-Арга-Юряхский (месторождения Дегдекан и Токичан), Омчакский (месторождения Наталка, Павлик, Омчакское), Пионерский (месторождения Родионовское и Игуменовское); рудные узлы с определенным шагом располагаются вдоль Тенькинского разлома (рис. 1).

Важным аргументом при обсуждении как генезиса, так и выявления связей месторождений с какими-либо тектоно-магматическими событиями в регионе является надежное определение возраста минерализации. Для этого используются два инструмента – геологические полевые наблюдения и изотопно-геохронологические методы. Первые позволяют, описывая взаимоотношения металлоносных жил, интрузий и деформаций, определить относительную возрастную «вилку», в которую попадает оруденение. Вторые позволяют оценить возраст минерализации в абсолютном исчислении. В этом смысле, пространственные и временные параметры тектоно-магматических событий являются ключевыми для понимания генезиса оруденения и его распространения в теле орогена. В ЯКП широко развиты проявления гранитоидного батолитового магматизма (колымский комплекс) и комплексы малых штокообразных и дайковых тел (нера-бохапчинский комплекс) [8]. Все гранитные батолиты провинции находятся за пределами известных крупных месторождений орогенного золота, в то время как рой даек и небольших штоков

в разном объеме распространены на многих из них. Вслед за Ю.А. Билибиным многие исследователи ранее связывали генезис золотого оруденения с золотоносными магмами диоритового состава, считали именно такую магму, с собственным, отличным от гранитовой магмы, местом в тектономагматическом цикле, ответственной за образование нера-бохапчинского комплекса добатолитовых малых интрузий [4, 14]. Действительно, дайки нередко конкордантно простираются продуктивных прожилково-жильных зон, что позволяет предполагать субсинхронность магматических, гидротермальных и тектонических событий, выделять особый «дайковый тип», хотя совершенно очевидно, что дайки могут выступать здесь лишь как своеобразные структурные ловушки из-за особых, отличающих их от вмещающих осадочных пород, свойств компетентности, прочности. В любом случае, расшифровка вопросов генезиса орогенного золотого оруденения лежит в плоскости детального комплексного анализа тектоно-магматической и деформационной эволюции региона, которая невозможна без обоснования возраста главных геологических событий.

Надежные датировки проявления золотой минерализации на месторождении Наталка до настоящего времени ограничивались единичным определением $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста (около 135 млн лет) серицитизированных алевролитов [15], которые характеризуют стадию преобразований и метаморфизма вмещающих пермских толщ без строгой привязки к процессу рудообразования. Датировки из других золотоносных месторождений ЯКП, локализованных в юрских осадках Иньяли-Дебинского синклинория [15], вряд ли можно напрямую сопоставлять с таковыми, локализованными в Омчакском рудном узле, учитывая недостаточное количество надежных и воспроизводимых дат по каждому индивидуальному месторождению.

В настоящем сообщении мы представляем результаты U-Pb датирования циркона из до- и пострудных магматических пород региона, а также данные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования мусковита из метасоматических золотоносных пород и Re-Os определения возраста арсенопирита и золота на месторождении Наталка. Дополнительно представлены результаты Re-Os датирования арсенопирита, пирита и золота на рядом расположенном месторождении Павлик. Изотопно-геохронологические данные свидетельствуют о наиболее вероятном валанжинском возрасте орогенной золото-кварцевой минерализации, которая не ассоциирует ни с какими проявлениями магматизма в ЯКП и связана, вероятно, со знакопеременными региональными сдвиговыми деформациями.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Начавшаяся отработка в карьерах месторождений Наталка и Павлик открыла возможности для прямых наблюдений в полевых условиях взаимоотношений прожилково-жильных продуктивных зон с первичными элементами залегания вмещающих пермских толщ и разнообразных даек магматических пород, а также с элементами наложенных деформаций, затронувших все комплексы. Наши наблюдения и отбор образцов для датирования проведены в процессе полевых работ 2017 г.

Для лучшего понимания и расшифровки геологической и металлогенической истории Омчакского рудного узла недостаточно ограничиваться изучением только площади этого узла (300–400 км²). Необходимо привлечение всего имеющегося материала по ЯКП (Аян-Юрхский антиклинорий и Иньяли-Дебинский синклинорий), так как эволюция магматизма и рудообразования в ОМРУ контролируется в том числе глобальными региональными тектоно-магматическими процессами. Для анализа возраста магматизма мы привлекаем как опубликованный, так и новый материал с особым акцентом на данные U-Pb изотопной геохронологии по циркону.

Ведущим подходом в нашем изотопно-геохронологическом исследовании Омчакского рудного узла и окружающих структур является датирование до- и пострудных магматических пород U-Pb методом по цирконам и монацитам, что позволяет надежно ограничить возраст оруденения, установить своеобразную возрастную «вилку» для процессов рудообразования. Циркон является сейчас наиболее популярным минералом-геохронометром в силу его исключительной устойчивости; нематамиктные индивиды минерала «выживают» в условиях высокотемпературной диффузионной реквilibрации (напр., [27]), остаются целыми при выветривании и имеют медленную кинетику растворения в коровых расплавах и относительно маловодных гидротермальных растворах [34, 45].

U-Pb датирование циркона выполнено на высокоразрешающих чувствительных ионных микрозондах SHRIMP-II и SHRIMP-RG (в ЦИИ ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург и в Открытой микроаналитической лаборатории Стэнфордского университета, Калифорния, США) с использованием стандартных процедур [46]. Цирконы из пород были выделены в тяжелых жидкостях, смонтированы в шашки из сверхчистой эпоксидной смолы с цирконовыми стандартами. Наблюдения под микроскопом в проходящем и отраженном свете помогли наметить чистые, без трещин и микровключений, участки кристаллов, пригодные для ионного микроанализа. Перед анали-

зом были получены изображения кристаллов в катодоллюминесцентном излучении и обратнорассеянных электронах на сканирующем электронном микроскопе, что позволило выявить характер зональности и внутреннюю структуру циркона. Обработку результатов измерений осуществляли с помощью программы Isoplot [36]. Традиционно для относительно молодых меловых цирконов опирались только на возраст, рассчитанный по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, так как для таких кристаллов, учитывая низкое количество накопленного радиогенного ^{207}Pb и большую погрешность определения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, существует проблема оценки дискордантности возрастов по двум независимым изотопным системам. В нашем случае $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст скорректированы на ^{207}Pb [46], допуская, что небольшая дискордантность цирконов является следствием простого смешения обыкновенного и радиогенного Pb. В одном из наших случаев, для сильно измененных пород, в которых установлен метамиктный циркон с высокими концентрациями урана и свинца, определение возраста было проведено с использованием хорды, формирующей тренд точек к изотопному составу обыкновенного свинца (обр. 18А). Воспроизводимость SHRIMP-анализа для изотопного отношения $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ в стандартах составляет порядка 1–2 % [26], что эквивалентно погрешности в датировании для фанерозойских цирконов на 1–3 млн лет и меньше. Другие детали аналитических измерений можно найти на сайте ЦИИ ВСЕГЕИ и в работе [3].

U-Pb датирование гидротермального монацита выполнено методом СИМЕ на электронном микрозонде CAMECA SX100 в ЦКП ИТГ УрО РАН (г. Екатеринбург). Методический подход к определению концентрации основных и примесных элементов, в том числе U, Th, Pb, изложен в работе [6]. Пределы обнаружения Th, U и Pb составили 129, 237 и 95 ppm; погрешность определения 0.078–0.201, 0.023–0.051, 0.072–0.083 мас. %, соответственно. Расчёт химического возраста монацита проводился в рамках двух подходов. В первом возраст вычислялся по единичным определениям содержаний U, Th и Pb в отдельной точке зерна минерала при условии, что содержание нерадиогенного свинца пренебрежимо мало, следуя [39]. Во втором – построением $\text{ThO}_2^*-\text{PbO}$ изохроны, следуя [41]. Установлено, что на $\text{ThO}_2^*-\text{PbO}$ диаграмме экспериментальные точки ложатся на линию регрессии с высокой погрешностью определения ее наклона (изохронного возраста). Поэтому мы использовали только средневзвешенную дату для индивидуальных измерений.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронологические исследования проведены в Институте геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск) методом ступенчатого

прогрева по методике, изложенной в работе [16]. Пробы облучали в кадмированном канале реактора ВВР-К типа в Научно-исследовательском институте ядерной физики (г. Томск). Эксперименты по ступенчатому прогреву проводили в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева. Изотопный состав аргона измеряли на масс-спектрометре МИ-1201В. Ошибки измерений соответствуют интервалу $\pm 2\sigma$. 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 296.5 ± 0.5 . Методика представления и обсуждения изотопных U-Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ дат основана на традиционных, принятых специалистами в мировой литературе, подходах, например [25]. Для оценки надежности $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования традиционно принимаются следующие критерии: 1) хорошо выраженное плато не менее чем из 3-х ступеней (горизонтальный спектр возрастов) с более чем 50 % выделившегося кумулятивного ^{39}Ar (СКВО < 1); 2) сходимость возрастов плато и изохроны с учетом погрешностей; 4) изохрона пересекает значение отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ близко к 295.5.

Концентрации и изотопный состав Re и Os в арсенопирите и самородном золоте определялись методом изотопного разбавления в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Методика в целом следует разработанному подходу для изохроного датирования по арсенопириту в серии когенетических образцов, содержание осмия и рения в которых варьирует [24, 40]. При отборе монофракций минералов из продуктивных ассоциаций мы использовали как свежие неокисленные минералы, так и смеси с пиритом и силикатами, чтобы рассмотреть возможное влияние при построении изохрон. При окислении сульфидов Os легко переходит в высшее валентное состояние, для которого типично образование легкорастворимых соединений, что приводит к нарушению изотопной системы. Измерения изотопного состава и концентрации рения производилось на масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой Neptune (Thermo). Точность измерения изотопного отношения $^{185}\text{Re}/^{187}\text{Re}$ в течение измерительной сессии была лучше, чем 0.5 %. Изотопный состав осмия измерялся в отрицательно-заряженных ионах на твердофазном многоколлекторном масс-спектрометре высокого разрешения Triton II (Thermo) на умножителе в динамическом режиме регистрации ионных токов. Уровень холостого опыта в течение измерений составил: Re – 30 пкг, Os – 1 пкг. Воспроизводимость оценивалась по среднему составу международного стандарта серпентинита UB-N, она хорошо согласуется с опубликованными данными.

Краткая характеристика геологии

Орогенные месторождения в ОМРУ локализируются в верхнепермских диамиктитах атканской свиты и углисто-глинистых сланцах и алевролитах пионерской и омчакской свит общей мощностью около 2 км, прорванных относительно небольшими интрузиями пострудных гранитоидов позднего мела и сериями дорудных даек позднеюрского нера-бохапчинского комплекса (рис. 1, 2). Прожилково-вкрапленные и рассеянные руды золото-кварцевых месторождений ОМРУ характеризуются относительно низкими содержаниями золота при значительных запасах. Гигантская минералообразующая система Наталкинского месторождения (5×2.5 км с вертикальным размахом около 600 м) характеризуется весьма однородным и стабильным составом продуктивной минерализации. Самородное золото мелкое (средняя крупность 0.45–1.16 мм, до 2.4 мм) и относительно низкопробное (700–800 ‰). Подавляющая часть золотин на всех участках месторождения укладывается в интервал 775 ± 20 ‰ (С.В. Яблокова, В.П. Плутешко, 1979ф), свидетельствующий о моноэтапном генезисе месторождения. На локальных участках отдельных золотин иногда выявлялись менее или более высокопробные зерна [10], на наш взгляд имеющие гипергенную природу. На месторождении Наталка рудные зоны с бортовым содержанием около 0.4 г/т золота сконцентрированы между зонами Главного Наталкинского разлома и Северо-Восточного разлома (рис. 2). В этой зоне широко распространены дорудные деформированные дайки сильно измененных риолит-порфиров, диоритовых порфиров и лампрофиров (спессартитов), в ряде случаев являющихся рудовмещающими (рис. 2).

В структурном плане, близко расположенные месторождения Наталка и Павлик представляют собой узкие клиновидные рудоносные блоки, зажатые между разломами северо-западного простирания, диагональными к направлению общей складчатой структуры. Главный ограничивающий с востока разлом – Омчакский (Тенькинский), который интерпретируется как сбросо-сдвиг. Второстепенные разломы рудного поля взбросы, взбросо-сдвиги и сдвиги относятся к типу структур сжатия с амплитудами перемещения от первых метров до первых сотен метров. Оруденение контролируется серией сложно сочетающихся продольных разрывов крутого падения. В ряде работ структура Наталкинского месторождения рассматривается как Z-образная разломная зона протяженностью 12–13 км, конфигурация и пространственная ориентировка которой отвечают рисунку трещин скола с тенденцией к растяжению начальных стадий сдвиговой деформации [5, 20, 32, 43]. В юго-

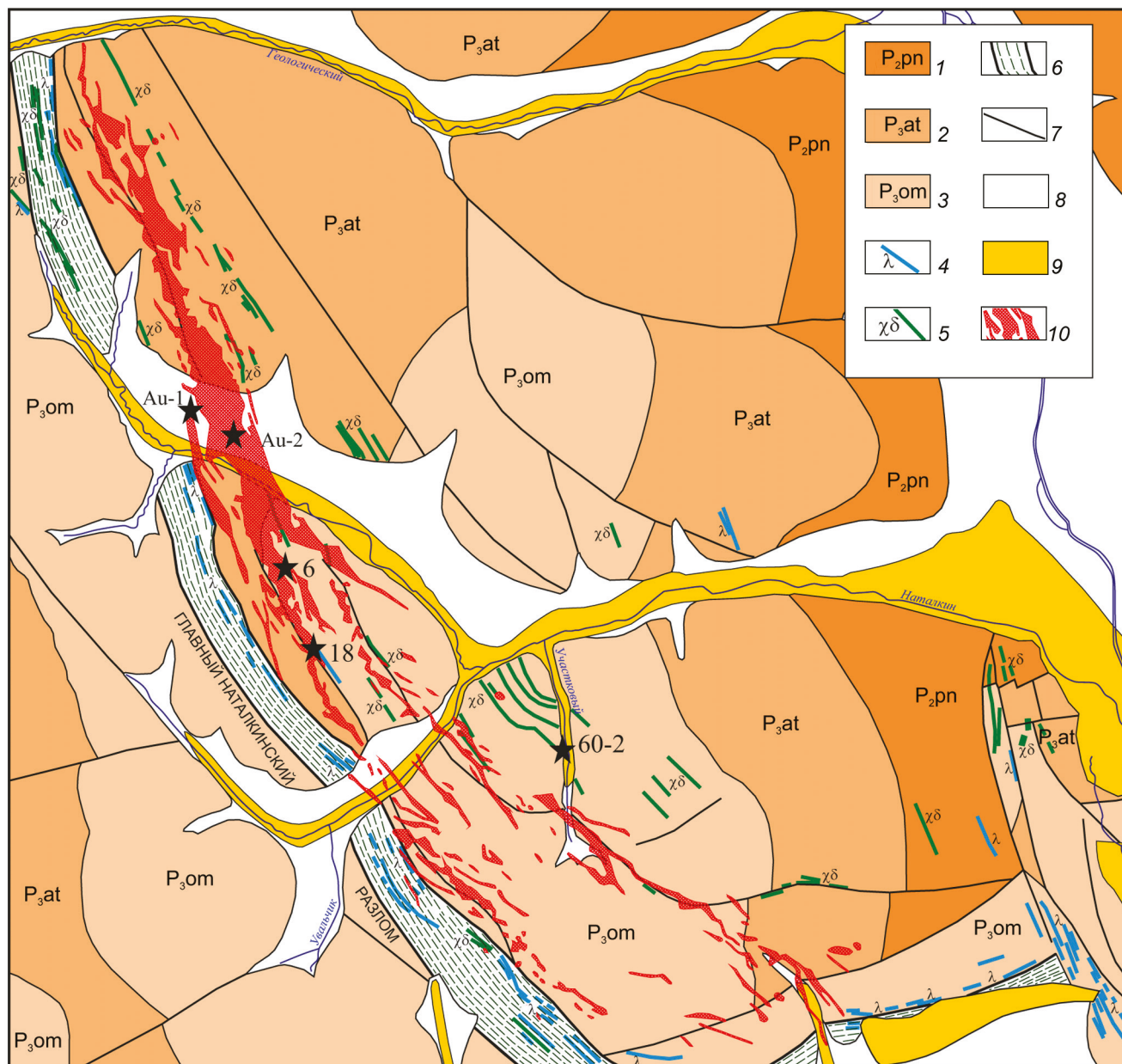


Рис. 2. Геологическая карта месторождения Наталка, по Ю.П. Карелину, с изменениями.

1–3 – пермские терригенные отложения и диамиктиты пионерской (P₂pn), атканской (P₃at) и омчакской (P₃om) свит; 4 – дайки кислого состава; 5 – дайки основного состава, лампрофиры; 6 – зона Главного Наталкинского разлома; 7 – второстепенные разрывные нарушения; 8 – четвертичные аллювиальные отложения; 9 – россыпь Омчак; 10 – рудные зоны с бортовым содержанием Au = 0.4 г/т. Звезды с номерами – места отбора и номера датированных изотопными методами образцов (табл. 1–5).

восточной части зоны дизъюнктивные нарушения дугообразно изогнуты с выпуклостью к юго-западу и имеют северо-восточное падение под углом около 60°. По направлению к центральной части рудного поля разломная зона сужается, падение разломов приближается к вертикальному, а на северо-западе появляется тенденция к юго-западному падению. Объемная фигура Z-образной трещинной системы имеет, таким

образом, форму пропеллера. Подобные структуры, характеризующие отдельные кулисы эшелонированных трещинных систем сдвигов, получены экспериментально. В целом для разломной зоны отмечается структурная зональность, выражающаяся в том, что северо-западная ее часть формировалась в условиях относительного сжатия, а юго-восточная – относительного растяжения. В результате общий структур-

ный рисунок рудовмещающей системы разломов оказался похожим на структуру «конского хвоста». Основной объем промышленного золотого оруденения приурочен к участкам перехода структур преимущественного растяжения к структурам преимущественного сжатия.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Химический состав магматических пород

На основе U-Pb изотопно-геохронологических данных, размера и форм магматических тел мы выделяем в ОМРУ и структурах его обрамления три группы интрузий: 1) позднеюрские биотитовые гранитные батолиты колымского комплекса; 2) синхронные батолитам позднеюрские дайки лампрофиров, диоритов и риолит-порфиров нера-бохапчинского комплекса; 3) позднемеловые гранитоидные интрузии, относимые к охотскому комплексу (массивы Нечинский, Интригано-Пересыпкинский, Улахан, Бутугычаг).

Химический состав магматических пород исследованной провинции охарактеризован 240 анализами на главные и примесные элементы в работе [23]. На классификационных диаграммах выявляется широкий спектр состава пород для двух возрастных выделенных групп (рис. 3). Отчетливо проявлено явное отличие в химическом составе позднемеловых гранитоидов от позднеюрских. Первые более щелочные, железистые и метаглиноземистые, что позволяет интерпретировать их формирование в обстановке постагрегационного растяжения. На графиках распределения примесных некогерентных элементов в Омчакском рудном узле отчетливо видно, что позднеюрские дорудные дайки нера-бохапчинского комплекса отличаются от пострудных позднемеловых гранитоидных интрузий пониженными концентрациями высокозарядных литофильных элементов и REE в целом и глубоким Nb-Ta минимумом (рис. 3, *д-е*). Последний хорошо проявлен для всех магматитов в провинции, что позволяет, с определенной долей условности, интерпретировать геодинамическую обстановку их формирования как надсубдукционную. Минимумы характерны также и для P, Zr и Ti, элементов концентрирующихся в апатите, цирконе, ильмените, рутиле и сфене. Фракционирование этих минералов (реститов) из магматического источника как раз и может объяснить эти минимумы на диаграммах.

Изотопно-геохронологические исследования

Неоднозначности в интерпретации результатов K-Ar и Rb-Sr датирования по валу пород подтолкнули в конце 1990-х – начале 2000-х гг. многих исследователей геологии Северо-Востока Азии обратиться к иным, считающимся более надежными, методам

изотопного датирования изверженных горных пород и руд. Методы локального U-Pb изотопного датирования по циркону позволяют получать намного легче интерпретируемые и вполне воспроизводимые результаты для единых геологических тел и комплексов, что в конечном итоге приводит к значительно более адекватной реконструкции геологической и металлогенической истории (см. напр. [2, 3, 42]).

Новые результаты датирования U-Pb-SHRIMP методом по циркону гранитоидных плутонов и даек из важнейших рудно-магматических узлов в разных частях ЯКП показали, что гранитные плутоны и рудоносные дайки в целом близкого возраста, который не отличается при учете погрешности [1, 2, 22, 23]. При общем интервале средневзвешенных дат для разных интрузий от 158 до 144 млн лет, пик гранитного магматизма приходится на титон (около 150 ± 3 млн лет). На это же время приходится формирование известково-щелочных вулканических пород Уяндино-Ясачненской дуги, примыкающей к Главному Колымскому батолитовому поясу с северо-востока [23].

Кроме преобладающих в ЯКП позднеюрских плутонов есть также и более поздние проявления интрузивного магматизма, относящиеся к альб-раннекампанскому возрасту. U-Pb датировки такого возраста были получены для монзонитов плутона Хатыннах (85 ± 1 млн лет) и гранитов северной части батолита Большой Анначаг (83 ± 1 млн лет), гранитов Западно-Бутугычагского и Оротуканского массивов (83 ± 1 млн лет) [1, 22]. Сантонский возраст (84 ± 1 млн лет) установлен и для Усть-Нерского плутона на р. Индигирка. Таким образом, в геохронологии гранитоидного магматизма ЯКП выделяется крупный самостоятельный позднемеловой импульс гранитоидного магматизма, который является определенно пострудным в отношении к орогенному золото-кварцевому оруденению.

U-Pb датирование циркона

В таблице 1 и на рис. 4 и 5 представлены новые результаты U-Pb датирования циркона в магматических породах из 13 интрузий Омчакского рудного узла и его обрамления в Аян-Юряхском антиклинории. Полученные данные демонстрируют кроме традиционных позднеюрских (рис. 4) значительное присутствие позднемеловых сеноман-кампанских дат (табл. 1). Этот этап отражает определенную активизацию (реювинацию) магматической деятельности в центральной части Аян-Юряхского антиклинория, в продольной полосе приблизительно параллельно гипотетическому Омчакскому (Тенькинскому) глубинному разлому (рис. 1). Позднемеловой магматический этап определенно пострудный по отношению к орогенному золото-кварцевому оруденению, он четко определяет

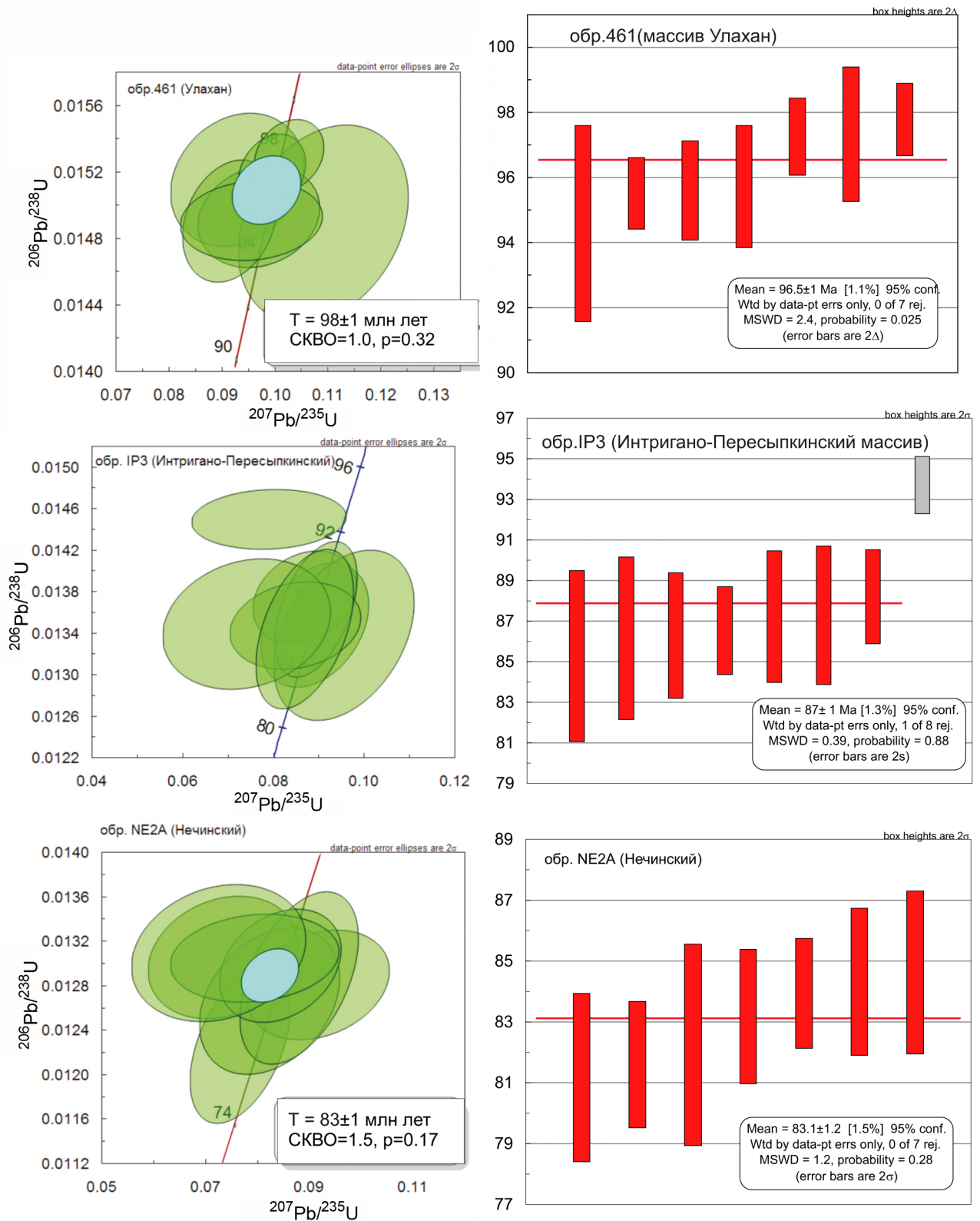


Рис. 4. Представительные результаты U-Pb датирования цирконов методом SHRIMP-RG из гранитоидных массивов Омчакского и Пионерского рудных узлов.

Левые графики – диаграммы изотопных отношений в цирконах с конкордией Везерла. Зеленые эллипсы – точки индивидуальных измерений с погрешностью 1 сигма. Синий эллипс – средневзвешенное конкордантное значение. Правые графики – датировки с погрешностью 2 сигма индивидуальных кристаллов и средневзвешенное значение $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста популяций.

Таблица 1. Результаты U-Pb датирования циркона из магматических пород Омчакского рудного узла и его обрамления.

Авт. № пробы	Широта	Долгота	Интрузивный массив, свиты	Порода	Отношение к оруденению	U-Pb возраст, млн лет	± млн лет	СКВО	p	N
470-A84	61.2692	148.5936	Улахан	гранодиорит	пострудный	98	1	2.0	0.16	4/6
461-A84	61.3386	148.4925	Улахан (штук Тerasовый)	гранит	пострудный	96.5	1	1.0	0.32	7/7
NE2a	61.8128	147.7586	Нечинский	гранодиорит	пострудный	83	1	1.5	0.17	8
NE2b	61.8128	147.7586	Нечинский	диорит, включение	пострудный	86	2	8	0	8/10
NE3a	61.8129	147.7596	Нечинский	дацит	пострудный	82	1	1.4	0.2	8
NE3c	61.8129	147.7596	Нечинский	дацит, витрофир	пострудный	84	1	0.04	0.9	3
NE5	61.8172	147.7658	Нечинский	гранодиорит	пострудный	83.5	1	0.3	0.73	3
IP3	61.6620	147.6025	Интригано-Пересыпкинский	гранит	пострудный	87	1	0.39	0.88	7/8
IP9	61.6454	147.6154	Интригано-Пересыпкинский	диорит	пострудный	87	2	0.22	0.8	3
IP10	61.6407	147.6198	Интригано-Пересыпкинский	диорит	пострудный	108	1	0.37	0.9	7
37	61.5634	147.8442	штук Вилка (м. Павлик)	диорит	пострудный	87	1	0.01	0.97	10/10
BUT2	61.3199	149.1484	Бутугычаг западный	гранит	пострудный	80	2	12		9
43	61.5111	148.8216	Лево-Тенькинский	лейкогранит	пострудный	86	1	0.8	0.37	10/11
29-4	61.4750	147.9428	Тенгкечан	гранит	дорудный	147	1	0.58	0.3	10/10
18A	61.64485	147.80098	дайка (м.Наталка)	риолит-порфир	дорудный	147	6	2.4		11/11
60-2*	61.6413	147.8283	дайка (м.Наталка)	лампрофир	дорудный	148	2	1.8	0.1	8/11
HAR3	62.1400	146.2837	Харан	диорит, авголит	дорудный	148	2	1.37	0.25	3/5
HAR4	62.1399	146.2586	Харан	гранит	дорудный	150	2	0.33	0.89	6/7
8обл-II	61.5600	147.9200	обл. в пермском диамиктите	гранит-порфир	дорудный	266	2	0.54	0.46	10/10
4обл-I	61.5600	147.9200	обл. в пермском диамиктите	риодацит	дорудный	263	2	0.12	0.72	7/10

Примечание. * данные В.И. Шпикермана [22], остальные данные – авторские [23], p – вероятность, N – количество датированных кристаллов (в числителе – количество кристаллов, принятых для расчета средневзвешенного, в знаменателе – общее количество датированных кристаллов).

верхнюю возрастную границу этой минерализации – не моложе ~108 млн лет. Коньяк-раннекампанский возраст (87–82 млн лет) получен по циркону из Интригано-Пересыпкинско-го массива (рис. 4) и штока Вилка, непосредственно расположенных вблизи месторождений Наталка и Павлик (рис. 1, табл. 1). Оруденение в эти массивы не проникает. Близкие даты (86–80 млн лет) установлены и для Лево-Тенькинского и Бутугычагского массивов. Сеноманский возраст получен для гранитоидов массива Улахан (98 ± 1 млн лет) и его сателлита – штока Террасовый (97 ± 1 млн лет) из Пионерского рудно-магматического узла (рис. 4), расположенного близ границы с внешней зоной Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. По сеноман-кампанскому возрасту гранитоиды синхронны гранитоидным интрузиям охотского комплекса в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе. Близ массива Улахан находится Игуменовское месторождение золота, а шток Террасовый расположен в рудном поле этого месторождения. Эти новые данные позволяют несколько расширять интервал позднемеловой магматической активизации в зоне влияния Омчакского глубинного разлома. Рудовмещающие пермские диамиктиты (обр. 8 обл и 4 обл в табл. 1) в этом рудном поле испытали метаморфизм регионально-контактового типа, и относительно соотношения рудообразования и метаморфизма есть разные мнения. П.И. Скорняков, а затем Л.В. Фирсов (1985) и другие считают, что Игуменовское месторождение представляет самый яркий пример контактового метаморфизма золотых руд, доказывающий их догранитную природу. М.Л. Гельман [9], опираясь на свои и М.П. Крутоус материалы, на наблюдения Л.В. Фирсова, показал, что золотое оруденение в Игуменовском рудном поле определено следует за послегранитными амфиболовыми метасоматитами, характерными породами в длительной последовательности метаморфических преобразований. Последующие перекристаллизация самородного золота и минеральные изменения в рудах происходили на более поздних стадиях регрессивного метаморфизма. К сожалению, эти стадии пока не датированы, что, очевидно, возможно с использованием Ag-Ag метода. С турон-сантонским импульсом известково-щелочного магматизма ассоциирует эпitherмальная золото-серебряная минерализация в ОЧВП, похожая слабая непромышленная минерализация известна и в штоке Ванин.

В целом исследованные и позднеюрские, и поздне-меловые цирконы характеризуются осцилляторной магматической зональностью без унаследованных древних доменов в ядрах. Исключение составляют цирконы позднеюрского массива Харан, в ядрах которых обнаружены древние пермские ядра (обр. HAR3).

Это обстоятельство может быть интерпретировано как возраст пермского протолита для выплавления позднеюрских гранитоидов этого типа.

На самом месторождении Наталка мы датировали циркон из рудоносной дайки сильно измененного риолит-порфира, практически преобразованного в пиритизированный мусковит-кварц-полевошпатовый метасоматит (обр. 18А, рис. 5, а, табл. 2). Примечательно, что несмотря на то, что цирконы из этой дайки оказались сильно преобразованы и изменены, с высоким содержанием свинца и урана (темные без осцилляторной зональности в катодолюминесцентном излучении), характерными для метамиктных разновидностей, для их популяции удалось получить позднеюрский возраст, используя дискордию (хорду) к обыкновенному свинцу с нижним пересечением с конкордией в 147 ± 6 млн лет (рис. 5, б). Цирконы в свежей дорудной Участковой дайке на месторождении Наталка, по данным В.И. Шпикермана, показали близкие значения возраста (148 ± 2 млн лет, рис. 5, а, табл. 3).

Кроме датирования циркона из образца метасоматита 18А, мы выделили в нем гидротермальный монацит и провели его предварительное U-Th-Pb датирование методом СНИМЕ [39]. Так как зерна монацита из всех семи изученных кристаллов характеризуются невысокой дисперсией как по содержанию ThO_2 , так и UO_2 и PbO , что затрудняет проведение изохронных построений по методике [41], то мы использовали только результаты химического датирования по индивидуальным кристаллам. Полученные даты имеют значительный разброс со средневзвешенным значением U-Th-Pb возраста 128 ± 16 млн лет (СКВО = 0.42, $p = 0.87$, $N = 7$), при этом четыре датировки по индивидуальным зернам показали даты от 135 до 128 млн лет. С учетом большой погрешности, эта оценка возраста гидротермального монацита может быть принята в качестве предварительной.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование мусковита

Прямое датирование жильных минеральных ассоциаций в золото-кварцевых месторождениях Яно-Колымской провинции с помощью K-Ar и Rb-Sr методов по валу пород очень проблематично из-за низкой разрешающей способности методов и массы ограничений в приложении к валовому составу пород. Более перспективным представляется датирование калий-содержащих минералов $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом ступенчатого нагрева, начатое на рубеже 20 столетия [15, 35]. С.В. Ворошин, на основе обобщения этих первых данных $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования гидротермальных минералов золото-кварцевых месторождений и рудопроявлений Верхне-Колымского региона, предположил,

Таблица 2. Результаты U-Pb датирования циркона из дайки измененного риолита (обр. 18А), месторождение Наталка.

Spot	% ²⁰⁶ Pb _c	ppm U	ppm Th	ppm ²⁰⁶ Pb*	²³² Th/ ²³⁸ U	(1) ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U возраст	Total ²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb ± %	Total ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ± %	(1) ²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U ± %	(1) ²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U ± %	err corr	
4.2	93.18	9219	3596	149	0.40	120 ± 6	3.63	0.7	1.16	8.0	0.0188	5.0
6.2	93.38	8137	3482	127	0.44	116 ± 4	3.65	2.0	1.21	5.7	0.0181	3.7
2.1	94.26	6031	1847	80	0.32	98.7 ± 4	3.72	0.8	0.78	8.1	0.0154	3.9
4.1	93.45	9708	4380	145	0.47	111 ± 8	3.75	1.8	0.92	15.0	0.0174	6.9
6.1	92.25	10790	3617	183	0.35	126 ± 4	3.92	1.4	1.30	4.5	0.0198	2.8
8.1	93.77	6720	3522	86	0.54	95.3 ± 4	4.18	1.4	0.58	11.3	0.0149	4.2
1.1	44.23	9171	3946	1040	0.44	799 ± 32	4.22	2.1	13.52	4.4	0.1320	4.3
9.2	92.72	7275	2724	91	0.39	93.2 ± 3	5.00	0.7	0.32	18.9	0.0146	3.5
5.1	68.45	3156	845	59	0.28	139 ± 3	14.47	1.8	0.28	15.5	0.0218	2.4
3.1	33.92	3631	1038	70	0.30	142 ± 2	29.58	1.0	0.13	20.7	0.0223	1.3
7.1	92.81	9186	3856	122	0.43	99.1 ± 10	4.64	1.3	0.82	16.6	0.0155	10.2
19.1	92.44	11812	4219	171	0.37	108 ± 7	4.49	0.7	1.06	12.0	0.0168	7.0

Примечание. Pbс and Pb* – обыкновенный и радиогенный свинец, соответственно. Ошибка в датировании стандарта TEMORA – 0.37%. (1) – изотопные отношения, скорректированные на ²⁰⁴Pb.

Таблица 3. Результаты U-Pb датирования циркона из дайки лампрофира (обр. 60-2), месторождение Наталка [22].

Spot	% ²⁰⁶ Pb _c	ppm U	ppm Th	²³² Th/ ²³⁸ U	ppm ²⁰⁶ Pb*	(1) ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U возраст, млн лет	(1) ²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb* %	(1) ²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb* %	(1) ²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U %	(1) ²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U %	err corr	
6.1	0.00	162	39	0.25	3.13	143.8	44.32	1.4	0.155	5.4	0.0226	1.4
1.1	0.00	149	34	0.24	2.9	144.6	44.07	1.7	0.1587	5.9	0.0227	1.7
4.1	0.85	220	108	0.51	4.39	146.8	43.42	1.3	0.148	9.9	0.0230	1.3
5.1	1.32	212	98	0.48	4.28	147.4	43.22	1.8	0.126	28	0.0231	1.8
4.2	1.09	491	254	0.53	9.94	148.5	42.91	1.2	0.150	14	0.0233	1.2
3.2	0.75	1002	261	0.27	20.4	149.5	42.63	0.78	0.161	6.7	0.0235	0.78
3.1	2.12	243	116	0.49	5.01	149.6	42.57	1.7	0.131	26	0.0235	1.7
6.2	1.15	231	46	0.21	4.78	152.0	41.92	1.3	0.147	14	0.0239	1.3
8.1	0.14	785	582	0.77	28.3	264.7	23.85	0.62	0.299	2.4	0.0419	0.62
2.1	1.54	90	60	0.68	3.92	313.9	20.03	1.7	0.333	20	0.0499	1.7

Примечание. Серым выделены унаследованные кристаллы циркона, не включенные в расчет средневзвешенного возраста.

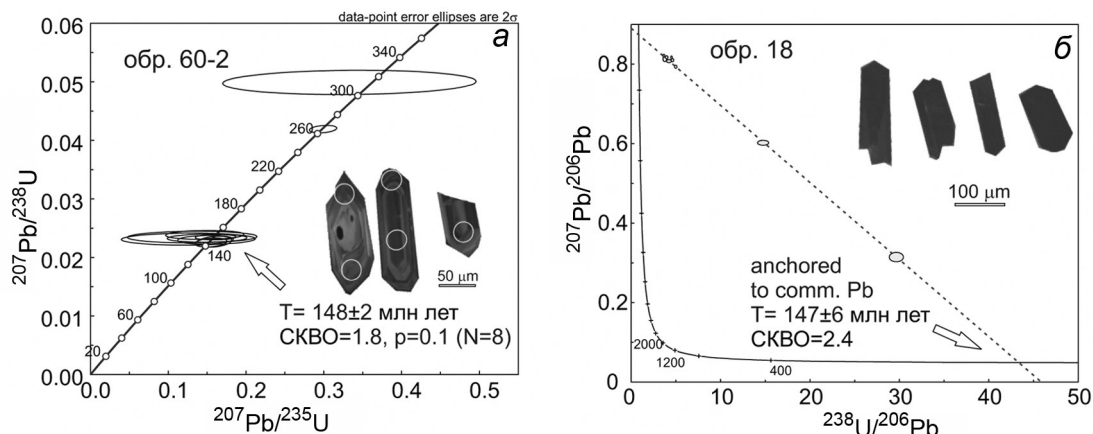


Рис. 5. Результаты U-Pb датирования циркона из дорудных даек на месторождении Наталка.

a – цирконы из свежих лампрофиров дайки Участковой [22], которые характеризуются осцилляторной магматической зональностью; *b* – метамиктные цирконы из сильно измененной дайки риолит-порфира в Главной рудной зоне месторождения (данные настоящей работы).

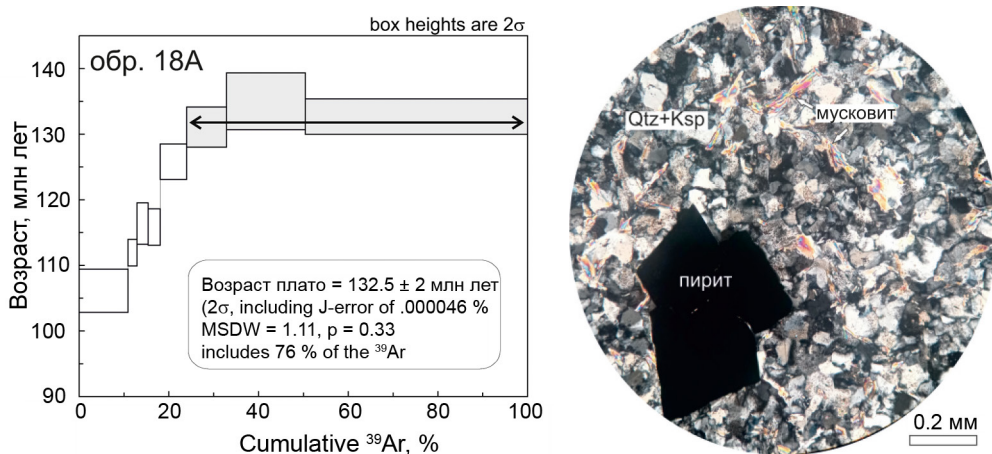


Рис. 6. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастная спектр для мусковита из метасоматитов главной рудной зоны на месторождении Наталка.

Правое фото в поляризованном свет микроскопа демонстрирует метасоматический парагенезис мусковита с кварцем, полевыми шпатами и пиритом рудной стадии.

что начало формирования оруденения сопряжено во времени с завершением коллизии Колымо-Омолонского супертеррейна с Северо-Азиатским кратоном. Оптимальные оценки возраста минерализации по Ar-Ar данным заключены в интервале 140–125 млн лет, с которым не связано никаких существенных интрузивных событий [5, 29, 43, 44]. Это заключение основано на единичных датировках для каждого конкретного месторождения, которые требуют воспроизведения на более представительном материале и с применением разных методов. В приложении к Омчакскому рудному узлу, имеется лишь одна датировка $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом измененного алевролита с месторождения

Наталка (~135 млн лет, [15]), и привязка этой даты к процессу рудообразования проблематична.

Для целей $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования жильной минеральной ассоциации с продуктивной золотой минерализацией мы отобрали образец мусковит-кварц-полевошпатового метасоматита по позднеюрской дайке риолит-порфира, обнажающейся в обрабатываемой золотоносной главной рудной зоне месторождения (рис. 2, рис. 6). Возраст мусковита с небольшой примесью кварца на основании достаточно уверенно выделяющегося плато составил 132.5 ± 2 млн. лет (76 % выделенного ^{39}Ar из трех ступеней, SKBO = 1.1, вероятность = 0.33) (табл. 4). Изохронный возраст по-

Таблица 4. Результаты ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования метасаматического серицита на месторождении Наталка.

(мин)	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	±	³⁸ Ar/ ³⁹ Ar	±	³⁷ Ar/ ³⁹ Ar	±	³⁶ Ar/ ³⁹ Ar	±	Ca/K	±	sum ³⁹ Ar (%)	T, млн лет	±	⁴⁰ Ar* (%)
10	50.243	0.156	0.0356	0.0034	0.0322	0.0297	0.11488	0.00299	0.1157	0.1068	1.134	83.39	4.45	32.4
10	24.677	0.025	0.0204	0.0010	0.0153	0.0059	0.01288	0.00099	0.0551	0.0211	7.944	106.13	1.64	84.6
10	23.521	0.016	0.0196	0.0004	0.0346	0.0028	0.00498	0.00041	0.1244	0.0102	26.175	111.94	1.02	93.7
10	24.526	0.025	0.0198	0.0005	0.1421	0.0040	0.00532	0.00091	0.5116	0.0143	39.740	116.38	1.58	93.6
10	25.673	0.021	0.0218	0.0002	0.2977	0.0007	0.00958	0.00075	1.0719	0.0025	49.197	115.83	1.39	89.0
10	27.240	0.020	0.0194	0.0004	0.0338	0.0014	0.00800	0.00068	0.1215	0.0050	58.602	125.79	1.34	91.3
10	28.215	0.032	0.0193	0.0004	0.0045	0.0037	0.00763	0.00082	0.0162	0.0132	68.881	131.08	1.53	92.0
10	28.160	0.038	0.0183	0.0008	0.0152	0.0056	0.00471	0.00134	0.0545	0.0202	78.806	135.01	2.16	95.1
10	27.296	0.020	0.0173	0.0002	0.0015	0.0009	0.00341	0.00065	0.0053	0.0033	100.000	132.68	1.35	96.3

Примечание. Обр. 18, пирит-мусковит-кварц-полевошпатовый метасоматит, координаты: 147.79834° в.д., 62.644604° с.ш.

казал близкое значение, с учетом ошибки. С учетом погрешности, это определение возраста совпадает с ранее опубликованными данными в работе [15].

Re-Os датирование арсенопирита и золота

Арсенопирит является главным сульфидным минералом колымских орогенных золото-кварцевых месторождений, его ассоциация с самородным золотом выявляется вполне очевидно, хотя и наблюдается несколько более поздняя кристаллизация последнего (рис. 7, в). Все исследованные нами арсенопириты (74 индивидуальных кристалла) принадлежат к левой «сернистой» группе; от типовой области составов золото-кварцевых месторождений ЯКП они отличаются несколько большей мышьяковистостью (рис. 7, з). С глубиной «мышьяковистость» и наталкинских, и павликовских арсенопиритов растет, в среднем 0.2 As ат. % на 100 метров.

Re-Os датирование шести монофракций арсенопирита и золота на месторождении Наталка (рис. 7, а) показало изохронную дату с возрастом 136 ± 1 млн лет и крайне низкое, субмангитное первичное изотопное отношение Os (Initial ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os = 0.1792 ± 0.008, СКВО = 2.4). Концентрации Re в арсенопирите варьируют от 1 до 17 ppb, а в золоте от 2 до 13.4 ppb (табл. 5). При этом выявились достаточно большие вариации изотопных отношений ¹⁸⁷Re/¹⁸⁸Os от 92 до 2465, что несколько выделяет наталкинские образцы среди других на подобных орогенных золото-кварцевых месторождениях (напр. [19]). Для всех этих шести аликвот были выбраны, насколько это возможно, только чистые, неокисленные зерна арсенопирита и золота, практически без видимых микровключений. Для проб с месторождения Павлик кроме «чистых» монофракций проанализированы также окисленные разновидности арсенопирита, а также пириты и смеси сульфидов с небольшим количеством силикатов (табл. 6). На диаграмме зависимости ¹⁸⁷Re/¹⁸⁸Os от ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os павликовские образцы демонстрируют достаточно большой разброс точек состава в виде эрохроны, не позволяющий уверенно определять изохронный возраст (рис. 7, б). При этом пробы с месторождения Павлик существенно отличаются от наталкинских значительно более низкими концентрациями Re (от 0.6 до 16 ppb) и повышенными Os (от 0.07 до 4.9 ppb), соответственно и более низкими изотопными отношениями ¹⁸⁷Re/¹⁸⁸Os (от 16 до 256). Отдельные точки на диаграмме изотопных отношений, выбранные произвольно, но относящиеся к относительно однородным и «чистым» монофракциям арсенопирита и золота, могут быть аппроксимированы изохроной с близким к наталкинскому Re-Os возрасту (рис. 7, в). Однако такой произвольный подход вряд ли является

Таблица 5. Результаты Re-Os датирования арсенопирита и золота на месторождении Наталка.

№ пробы, минерал	масса, г	Re ppb	Os ppb	$^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$	$\pm \%$	$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$	$\pm \%$
2 Asp	0.38011	7.208	0.024	2454.0	0.118	5.73324	1.155
2-2 Asp	0.45186	17.456	0.082	1482.2	0.181	3.58059	0.986
6 Asp	0.37274	17.126	0.058	2465.2	0.765	5.75840	0.563
18 Asp+Au	0.56079	1.145	0.021	270.9	0.420	0.50309	0.545
Au-1	0.00915	13.410	0.722	92.075	4.348	0.39328	1.161
Au-2	0.05005	2.089	0.071	148.50	3.205	0.50945	0.606

Примечание. Asp – чистый, тщательно отобранный неокисленный арсенопирит, Au – золото.

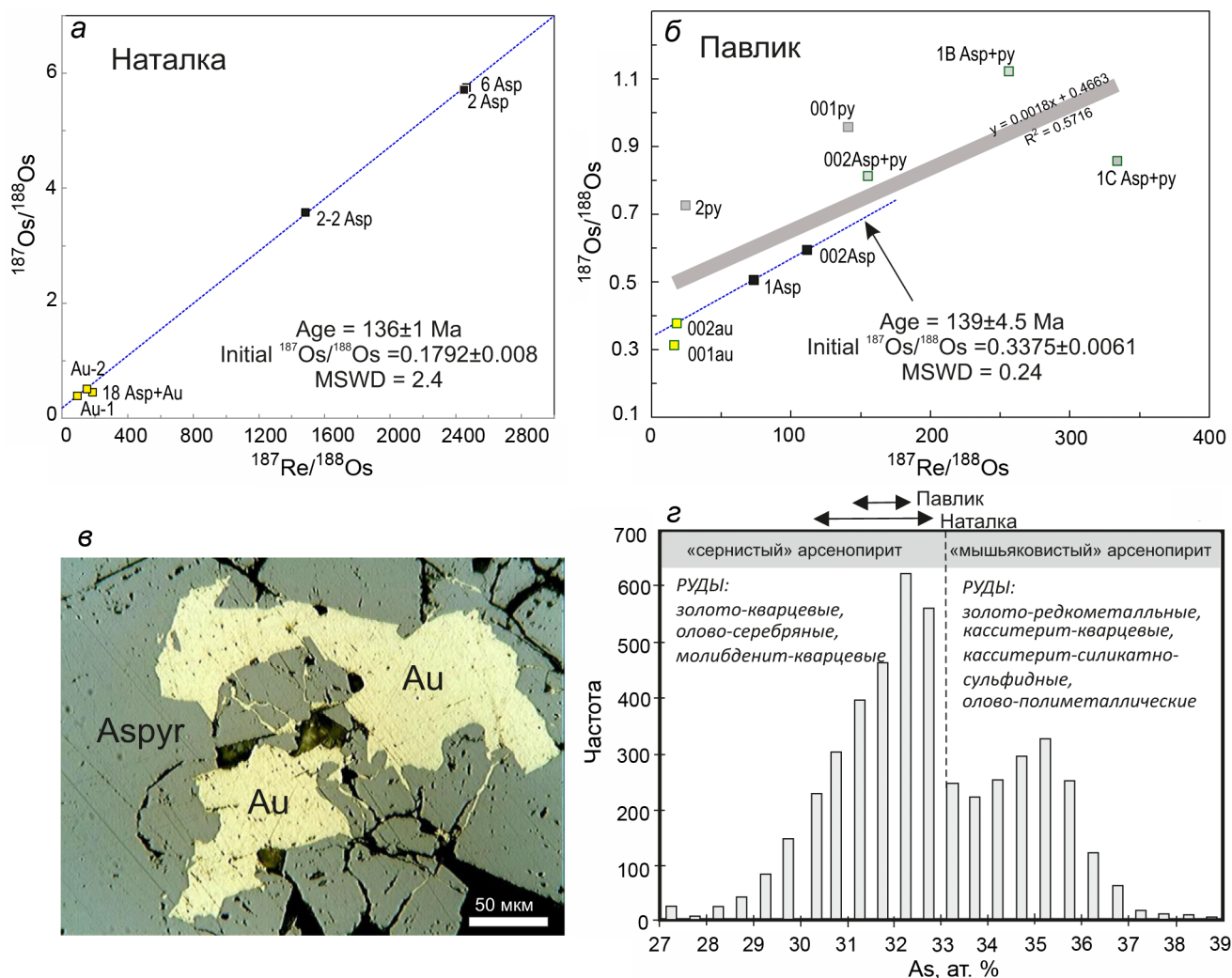


Рис. 7. Результаты Re-Os изотопного датирования арсенопирита, пирита и золота из месторождений Наталка (а) и Павлик (б).

Для месторождения Наталка наблюдается удовлетворительная изохронная зависимость, а для месторождения Павлик – в целом эрохронная. Квадратные точки – отдельные аликвоты с номером образца (табл. 5, 6) и аббревиатурой минералов и смесей (Au – золото, Asp – чистый неокисленный арсенопирит, py – пирит, Asp+py – смесь окисленного арсенопирита и пирита). На микрофотографии (в) показан парагенезис золота и арсенопирита. На рисунке (г) положение составов датированных арсенопиритов Наталки и Павлика в сравнении с таковыми для мезотермальной малосульфидной золото-кварцевой формации из различных эндогенных руд и пород Центрально-Колымского региона (на основе гистограммы, составленной по 4682 микрозондовым анализам Е.Э. Тюковой и С.В. Ворошина [17, 18]).

Таблица 6. Результаты Re-Os датирования арсенопирита и золота на месторождении Павлик.

№ пробы, минерал	масса, г	Re, ppb	Os, ppb	¹⁸⁷ Re/ ¹⁸⁸ Os	± %	¹⁸⁷ Os/ ¹⁸⁸ Os	± %
1Asp	0.29953	3.007	0.206	73.03	0.09	0.5061	0.54
1B Asp+py	0.28552	3.835	0.080	256.1	0.24	1.1227	0.31
1C Asp+py	0.33973	4.733	0.074	333.7	0.22	0.8580	0.64
2py	0.22709	0.605	0.129	23.98	0.69	0.7264	0.56
001py	0.23413	1.783	0.066	140.7	0.19	0.9572	0.40
002Asp	0.23335	2.118	0.070	154.9	0.59	0.8131	0.33
002Asp+py	0.22293	3.518	0.160	111.1	0.58	0.5961	0.26
001Au	0.00354	16.15	4.877	16.04	0.23	0.3138	0.62
002Au	0.00276	7.052	1.865	17.92	1.15	0.3796	0.70

Примечание. Asp – чистый, тщательно отобранный арсенопирит, Asp+py – смесь пирита и арсенопирита, включая окисленный, py – пирит, Au – золото.

корректным, также как и построение изохрон по двум точкам из нескольких измеренных, как это представлено в работе [19].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Возраст орогенного золото-кварцевого оруденения на крупнейшем и уникальном месторождении Наталка в Яно-Колымской золотоносной провинции – валанжинский (от 136 ± 1 до 132 ± 2 млн лет), что следует из новых определений изотопного возраста ⁴⁰Ar/³⁹Ar методом по мусковиту и Re-Os методом по арсенопириту и золоту. Так как проявлений магматизма такого возраста в провинции не известно, то можно заключить, что формирование золото-кварцевой минерализации связано с низкотемпературным метаморфизмом и метасоматозом, инициированным региональными сдвиговыми деформациями знакопеременного характера. Датирование возраста этих деформаций является ключевым моментом дальнейших исследований.

Завершение исследований поддержано грантом РФФ № 20-17-00169 и НОЦ “Север: территория устойчивого развития”. Частичное финансирование изотопно-геохронологических и полевых работ поддержано АО «Павлик».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акинин В.В., Миллер Э., Вуден Дж., Альшевский А.В., Горячев Н.А. U-Pb SHRIMP-датирование циркона из батолитов и рудоносных даек Яно-Колымского коллизионного пояса: первые результаты и геологические следствия // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма: Материалы III Российской конф. по изотопной геохронологии. М.: ГЕОС, 2006. Т. 1. С. 26–30.
- Акинин В.В., Прокопьев А.В., Торо Х., Миллер Э.Л., Вуден Дж., Горячев Н.А., Альшевский А.В., Бахарев А.Г., Трунилина В.А. U-Pb SHRIMP возраст гранитоидов Главного батолитового пояса (Северо-Восток Азии) // Докл АН. 2009. Т. 426, № 2. С. 216–221.
- Акинин В.В., Миллер Э.Л. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. 2011. Т. 19, № 3. С. 249–290.
- Билибин Ю.А. Диоритовые магмы как первоисточник золотого оруденения // Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1961. Т. 3. С. 149–165.
- Ворошин С.В. Метаморфогенное золото-кварцевое оруденение Верхне-Колымского региона и оценка его продуктивности методами ГИС: Дис. ... док-ра геол.-минер. наук. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. 2005. 323 с.
- Вотьяков С.Л., Щапова Ю.В., Хиллер В.В. Кристаллохимия и физика радиационно-термических эффектов в ряде U-Th-содержащих минералов как основа для их химического микрозондового датирования / Ред. Н.П. Юшкин. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2011. 336 с.
- Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России // Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. 572 с.
- Геология СССР / Гл. ред. А.В. Сидоренко. Т. 30. Северо-Восток СССР. Геологическое описание // Ред. тома И.Е. Дробкин. М.: Недра, 1970. Кн. 1, 548 с.; Кн. 2, 536 с.
- Гельман М.Л. Геолого-петрологические аспекты связи золотого оруденения и магматизма в гранитоидных провинциях: Северо-Восток Азии в сравнении с Кордильерами Северной Америки, с Западной Австралией // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. Т. 2. С. 5–79.
- Гончаров В.И., Ворошин С.В., Сидоров В.А. Наталкинское золоторудное месторождение. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2002. 250 с.
- Горячев Н.А. Происхождение золото-кварцевых жильных поясов Северной Пацифики. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. 143 с.
- Горячев Н.А., Викентьева О.В., Бортников Н.С., Прокофьев В.Ю., Алпатов В.А., Голуб В.В. Наталкинской золоторудное месторождение мирового класса: распределение РЗЭ, флюидные включения, стабильные изотопы кислорода и условия формирования руд (Северо-Востока России) // Геология руд. месторождений. 2008. Т. 50, № 5. С. 414–444.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000. Третье поколение. Серия Верхояно-Колымская. Лист Р-55 – Суесуман // В.И. Шпикерман, И.В. Полуботко, А.Ф. Васькин и др. / Ред. В.И. Шпикерман, В.В. Петухов, Л.Р. Семенова. СПб.: Картограф. ф-ка

- ВСЕГЕИ, 2016.
14. Конычев М.И. Взаимоотношение золотого оруденения с дайками интрузивных пород в Яно-Колымской складчатой зоне // Изв. ВУЗов. Геология и разведка, 1971. № 2. С. 12–16.
 15. Ньюберри Р.Дж., Лейер П.У., Ганс П.Б., Гончаров В.И., Горячев Н.А., Ворошин С.В. Предварительный анализ хронологии мезозойского магматизма и оруденения на Северо-Востоке России с учетом датировок $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и данных по рассеянным элементам изверженных и оруденелых пород // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. Т. 1. С. 181–205.
 16. Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. 2009. Т. 11. С. 1181–1199.
 17. Тюкова Е.Э. Состав и парагенезисы арсенопирита в реконструкции геологической истории месторождений (Верхне-Колымский регион) // Проблемы рудных районов Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2005. С. 125–156.
 18. Тюкова Е.Э., Ворошин С.В. Состав и парагенезисы арсенопирита в месторождениях и вмещающих породах Верхне-Колымского региона (к интерпретации генезиса сульфидных ассоциаций). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2007. 107 с.
 19. Фридовский В.Ю., Горячев Н.А., Крымский Р.Ш., Кудрин М.В., Беляцкий Б.В., Сергеев С.А. Возраст золотого оруденения Яно-Колымского металлогенического пояса, Северо-Восток России, первые данные по Re-Os изотопной геохронологии самородного золота // Тихоокеан. геология, 2021. Т. 40, № 4. С. 18–32.
 20. Шахтыров В.Г. Среднекано-Штурмовской глубинный разлом: инфраструктура и кинематика // Магматизм и оруденение Северо-Востока России. Магадан, 1997. С. 291–312.
 21. Шило Н.А., Гончаров В.И., Альшевский А.В., Ворцешнев В.В. Условия формирования золотого оруденения в структурах Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1988. 181 с.
 22. Шпикерман В.И., Полуботко И.В., Васькин А.Ф. Петухов В.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000 (3-е поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист Р-55 (Сусуман): Объясн. зап. СПб.: Картограф. ф-ка ВСЕГЕИ, 2016. 522 с.
 23. Akinin V.V., Miller E.L., Toro J., Prokoviev A., Gottlieb E.S., Pearcey S., Polzunenkov G.O., Trunilina V.A. Episodicity and the dance of Late Mesozoic magmatism and deformation along the Northern Circum-Pacific margin: northeastern Russia to the Cordillera // Earth-Sci. Rev. 2020. V. 208. 103272. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103272>
 24. Arne D.C., Bierlein F.P., Morgan J.W., Stein H.J. Re-Os dating of sulfides associated with gold mineralization in central Victoria, Australia // Econ. Geol. & the Bull. of Soc. Econ. Geol. 2001. V. 6. P. 1455–1459.
 25. Baksi A.K. Guidelines for assessing the reliability of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ plateau ages: application to ages relevant to hotspot tracks. 2004. <http://www.mantleplumes.org/ArAr.html>
 26. Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Davis D.W., Aleinikoff J.N., Valley J.W., Mundil R., Campbell I.H., Korsch R.J., Williams I.S., Foudoulis C. Improved $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards // Chem. Geol. 2004. V. 205. P. 115–140.
 27. Cherniak D.J., Hancher J.M., Watson E.B. Rare-earth diffusion in zircon // Chem. Geol. 1997. V. 14. P. 289–301.
 28. Goldfarb R.J., Groves D.I., Gardoll S. Orogenic gold and geologic time: A global synthesis // Ore Geol. Rev. 2001. V. 18. P. 1–75. doi: 10.1016/S0169-1368(01)00016-6.
 29. Goldfarb R.J., Taylor R.D., Collins G.S., Goryachev N.A., Orlandini O.F. Phanerozoic continental growth and gold metallogeny of Asia // Gondwana Res. 2014. V. 48. P. 48–102.
 30. Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre-Meriam M., Hagemann S.G., Robert F. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types // Ore Geol. Rev. 1998. V. 13. P. 7–27. doi: 10.1016/S0169-1368(97)00012-7.
 31. Groves D.I., Condie K.C., Goldfarb R.J., Hronsky J.M.A., Vielreicher R.M. Secular changes in global tectonic processes and their influence on the temporal distribution of gold-bearing mineral deposits // Econ. Geol. & Bull. Soc. Econ. Geol. 2005. V. 100. P. 203–224.
 32. Eremin R.A., Voroshin S.V., Sidorov V.A., Shakhtyrov V.G., Pristavko V.A., Gashtold V.V. Geology and genesis of the Natalka gold deposit, Northeast Russia // Intern. Geol. Rev. 1994. V. 36. P. 1113–1138.
 33. Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks // J. Petrol. 2001. V. 42 (11). P. 2033–2048.
 34. Harrison T.M., Watson E.B. Kinetics of zircon dissolution and zirconium diffusion in granitic melts of variable water content // Contrib. Miner. Petrol. 1983. V. 84. P. 66–72.
 35. Layer P.W., Newberry R.J., Fujita K., Parfenov L.M., Trunilina V., Bakharev A. Tectonic setting of the plutonic belts of Yakutia, northeast Russia, based on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and trace element geochemistry // Geol. 2001. V. 29, N 2. P. 167–170.
 36. Ludwig K.R. User's manual for Isoplot Version 3.75–4.15: a geochronological toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronol. Center Spec. Pub. 2012. V. 5. P. 1–75.
 37. McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120, N 3–4. P. 223–253.
 38. Middlemost, E.A.K. Naming materials in the magma/igneous rock system // Earth-Sci. Rev. 1994. V. 37. P. 215–224. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9)
 39. Montel J.-M., Foret S., Veschambre M., Nicollet Ch., Provost A. Electron microprobe dating of monazite // Chem. Geol. 1996. V. 131. P. 37–53.
 40. Morelli R.M., Creaser R.A., Selby D., Kontak D.J., Horne R.J. Rhenium-osmium arsenopyrite geochronology of Meguma Group gold deposits, Meguma terrane, Nova Scotia, Canada: Evidence for multiple mineralizing events // Econ. Geol. Bull. Soc. Econ. Geol. 2005. V. 100. P. 1229–1242.
 41. Suzuki K., Kato T. CHIME dating of monazite, xenotime, zircon and polycrase: Protocol, pitfalls and chemical criterion of possibly discordant age data // Gondwana Res. 2008. V. 14. P. 569–586.
 42. Tikhomirov P.L., Kalinina E.A., Kobayashi K., Nakamura E. Late Mesozoic silicic magmatism of the North Chukot-

- ka area (NE Russia): Age, magma sources, and geodynamic implications // *Lithos*. 2008. V. 105. P. 329–346. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2008.05.005>
43. Voroshin S.V., Newberry R.J., Layer P.W. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of Au-quartz mineralization in the Upper Kolyma Region (Magadan Oblast, Russia) // Proc. Interim IAGOD Conference. Vladivostok. Russia. 1–20 September, 2004. Metallogeny of the Pacific Northwest: Tectonics, magmatism and metallogeny of active continental margins. Vladivostok: Dalnauka, 2004. P. 568–571.
44. Voroshin S.V., Tyukova E.E., Newberry R.J., Layer, P.W. Orogenic gold and rare metal deposits of the Upper Kolyma District, Northeastern Russia: Relation to igneous rocks, timing, and metal assemblages // *Ore Geol. Rev.* 2014. V. 62. P. 1–24.
45. Watson E.B. Dissolution, growth and survival of zircons during crustal fusion: Kinetic principles, geological models and implications for isotopic inheritance // *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*. 1996. V. 87. P. 43–56.
46. Williams I.S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe: Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // *Rev. Econ. Geol.* 1998. V. 7. P. 1–35.

Рекомендована к печати Н.А. Горячевым

после доработки 23.05.2023 г.

принята к печати 06.07.2023 г.

V.V. Akinin, A.V. Alshevsky, G.O. Polzunenkov, S.A. Sergeev, V.A. Sidorov

Age of Natalka orogenic gold deposit (U-Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, Re-Os constrain)

Geological observations and U-Pb dating of zircons from intrusions of the Yana-Kolyma gold province constrain the age of orogenic gold deposits to the time interval between 150 ± 3 Ma and 108 ± 1 Ma. The age of mineralization at Natalka, the largest deposit of key importance in the gold province, is Valanzhinian (136 ± 1 to 132 ± 2 Ma) as we determined by muscovite $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating and Re-Os dating of arsenopyrite and native gold. Since magmatic events of such ages are unknown in the province we conclude that the formation of gold-quartz mineralization is very likely related to metamorphism and metasomatism triggered by regional-scale shear deformation.

Key words: gold, orogenic deposits, age of mineralization, zircon, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating, Re-Os dating, arsenopyrite, Natalka deposit, Yana-Kolyma gold province, North-East Russia.