

УДК 552.11, 552.3

ГРАНИТЫ РАПАКИВИ И АССОЦИИРУЮЩИЙ МАГМАТИЗМ АПТСКОГО ЭТАПА В РАЗВИТИИ АКТИВНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА (СЕВЕРО-ВОСТОК АЗИИ)

© 2024 г. А. Е. Верниковская^{1,2,3}, член-корреспондент РАН В. Ю. Фридовский¹,
Н. В. Родионов⁴, Н. Ю. Матушкин^{2,3,*}, П. И. Кадильников^{2,3},
М. В. Кудрин¹, Я. А. Тарасов¹

Поступило 22.09.2023 г.

После доработки 25.10.2023 г.

Принято к публикации 26.10.2023 г.

Представлены новые U–Th–Pb-геохронологические, минералого-геохимические, Sm–Nd-и Rb–Sr-изотопные данные для гранитоидов и ассоциирующих с ними субщелочных пород Тарбаганнахского массива Аллах-Юньской тектонической зоны Верхоянского складчато-надвигового пояса. Эти породы, включая дайки трахиандеэбазальтов, объединенные в единый уэляхский комплекс, были образованы около 120 млн лет назад из континентального корового источника, вероятно, с вкладом обогащенного мантийного компонента. Среди них впервые выявлены граниты рапакиви, природа которых является реперной в понимании геодинамических условий образования пород этого комплекса. Предлагается тектоническая модель формирования пород рассматриваемого комплекса в связи с отрывом слэба океанской плиты при развитии активной континентальной окраины в аптском веке. Обсуждается, что этот магматизм способствовал широкому развитию метасоматических процессов до конца апта и одновременно явился источником пространственно совпадающего с ним золотого оруденения Охотско-Корякского металлогенического пояса.

Ключевые слова: граниты рапакиви, Сибирский кратон, Удско-Мургальская вулканическая дуга, U–Pb-геохронология, геохимия, Верхояно-Чукотская складчатая система, Охотско-Корякский металлогенический пояс, аптский век

DOI: 10.31857/S2686739724020111

В Аллах-Юньской тектонической зоне (АЮТЗ) Южно-Верхоянского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса (ВСНП) юго-восточной окраины Сибирского кратона размещены большое количество гранитоидных массивов и позднеорогенные золоторудные месторождения и рудопроявления Охотско-Корякского металлогенического пояса (ОКМП) (рис. 1). На геодинамическое и металлогеническое

развитие юго-восточной окраины Сибири существенное влияние оказали процессы субдукции, аккреции и коллизии в связи с закрытием Монголо-Охотского океана и Палеопацифики, происходившие от позднего палеозоя до позднего мела [1, 2].

Эволюция этой конвергентной окраины, от поздней перми до готеривского века раннего мела, рассматривалась в развитии Удской (Удско-Мургальской) зоны субдукции островодужного типа. Позднее в палеотектонических реконструкциях эта конвергентная граница между Сибирью и Палеопацификой была разделена на Удскую активную континентальную окраину, Кони-Мургальскую и Пекульнейскую островные дуги, прорезывающие ее на северо-восток [1, 3].

Аптско-Сеноманский интервал интерпретируется как переходный период, в процессе которого Удско-Кони-Мургальская дуга затухает, а Охотско-Чукотский вулкано-плутонический

¹Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской Академии наук, Якутск, Россия

²Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука Сибирского отделения Российской Академии наук, Новосибирск, Россия

³Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

⁴Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

*E-mail: matushkinny@ipgg.sbras.ru

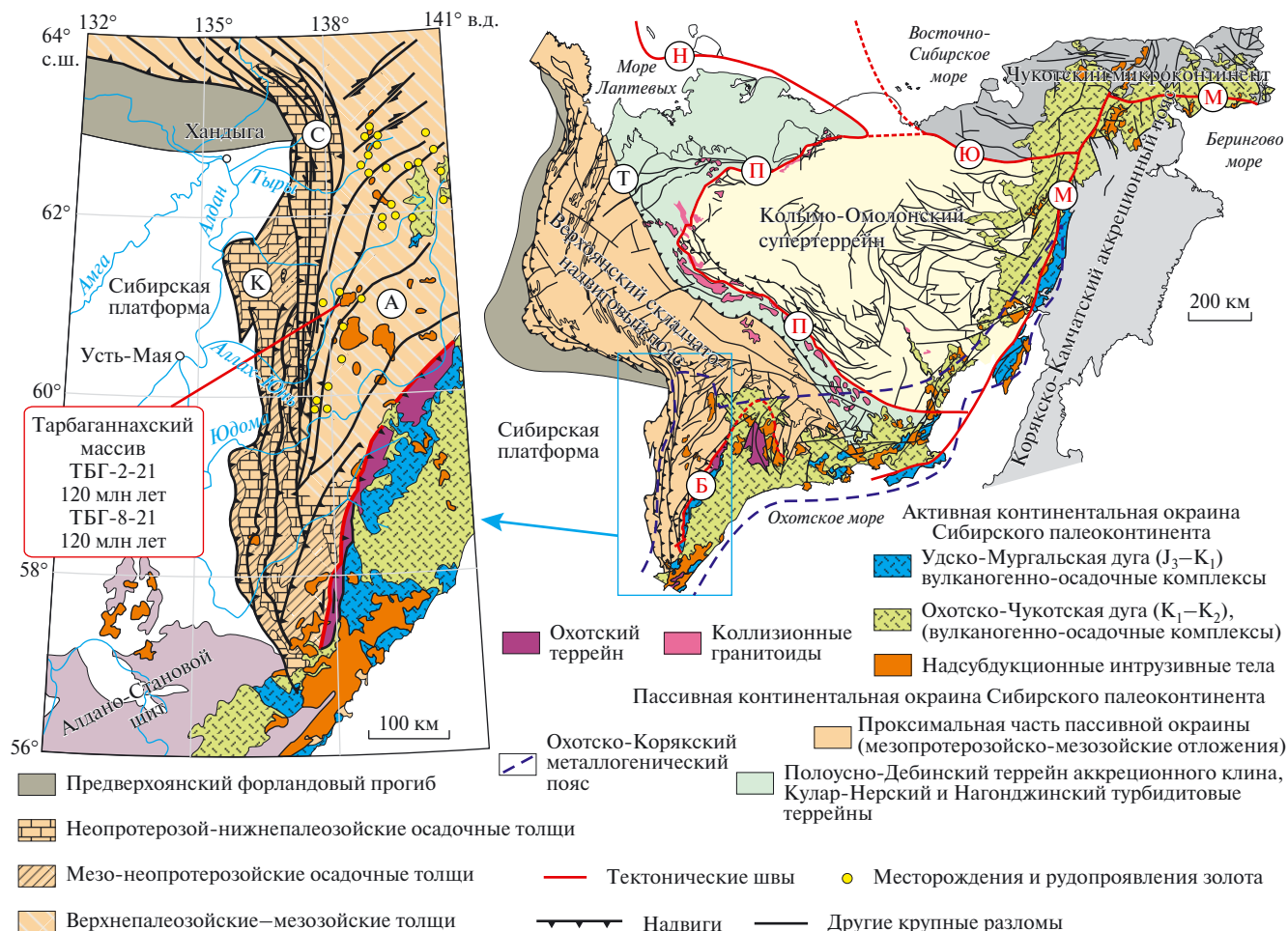


Рис. 1. Региональное положение Тарбаганнахского массива в структуре Верхояно-Чукотской складчатой области и Южно-Верхоянского сектора ВСНП, составлено с использованием [1, 4]. Буквенные сокращения – тектонические швы: П – Полоусно-Колымский, Ю – Южно-Ануйский, М – Кони-Мургальский, Н – Новосибирско-Колымский, Б – Билякчанский; разломы: Т – Адыча-Тарынский; тектонические зоны Южно-Верхоянского сегмента: К – Кыллахская, С – Сетте-Дабанская, А – Аллах-Юньская.

пояс зарождается вдоль всей активной континентальной окраины Верхояно-Чукотской складчатой области [1]. Во время образования Удско-Мургальской и Охотско-Чукотской активных континентальных окраин происходило становление многочисленных надсубдукционных гранитоидных массивов. Одни из них ассоциируют с вулканическими постройками, формируя вулканоплутонические пояса, тогда как другие прорывают отложения пассивной окраины кратона в тыловой зоне дуговых систем.

Гранитоиды и ассоциирующие с ними разнообразные магматические породы АЮТЗ, прорывающие породы юго-восточной континентальной окраины Сибирского палеоконтинента, образуют пояс шириной до 100 км,

вытянутый в субмеридиональном направлении почти на 500 км.

В породах центральной и северной части АЮТЗ наиболее ранние магматические и близкие к ним по возрасту метасоматические события относятся к аптскому веку. Они подтверждаются U–Pb-возрастом циркона (ID-TIMS) из даек лампрофиров Нежданинского месторождения – ~121 млн лет [5], $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -данными для пород из золоторудных объектов [6], лежащих в интервале от 124 до 113 млн лет. В литературе также упоминаются близкие оценки U–Pb-возраста циркона из пород Тарбаганнахского гранитоидного массива – ~123 млн лет и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возраста биотита из экзоконтакта этого массива – ~119 млн лет [7]. Интрузивные магматические породы (субщелочные

и нормальной щелочности кислые и средние (разности) аптского возраста, формирующие относительно крупные массивы этой части АЮТЗ, были объединены в уэмяхский комплекс, тогда как прорывающие их породы даек и малых интрузий отнесены к охотинскому комплексу [8].

В результате проведенных нами исследований впервые в гранитоидном поясе АЮТЗ были установлены граниты рапакиви. Происхождение гранитов рапакиви вызывает научные споры. Образование структуры рапакиви связывают с изменениями физико-химических условий их кристаллизации или смешиванием с большим количеством основной магмы. Формирование этих пород рассматривается в геодинамических обстановках внутримантийной и надсубдукционной [9, 10]. Установление природы и возраста гранитов рапакиви является реперным для реконструкции тектонических трансформаций в развитии исследуемых структур и способствует расшифровке роли магматизма в образовании синхронного с ним позднеорогенных руд золота (месторождения Нежданинское, Задержнинское, Маринское и др.) АЮТЗ.

Были изучены граниты рапакиви и ассоциирующие с ними породы Тарбаганнахского массива. Этот массив (площадь около 260 км²), наряду с Карским (140 км²) и Уэмяхским (площадь около 900 км²), является одним из наиболее крупных, локализованных в пределах центральной части АЮТЗ, и относящихся к уэмяхскому комплексу. Настоящая работа направлена на изучение природы, возраста и геодинамической обстановки формирования гранитоидов этого комплекса. Она базируется на новых U–Pb (SHRIMP-II)-, Sm–Nd- и Rb–Sr-изотопных и геохимических (ICP-MS) данных для магматических пород уэмяхского комплекса, на примере изучения гранитов рапакиви и ассоциирующих с ними пород Тарбаганнахского массива.

Минеральный состав пород установлен с помощью сканирующего электронного микроскопа JSM-5480LV INCA Energy 350 с системой микроанализа КДС-ВДС (“Jeol”, Япония). Силикатный анализ интрузивных пород Тарбаганнахского массива проведен в ИГАБМ СО РАН (г. Якутск). Определение содержаний элементов-примесей в породах выполнено с помощью ICP масс-спектрометров – квадрупольного NexION300D (США) и масс-спектрометра высокого разрешения с двойной фокусировкой Element2 (“Thermo Fisher Scientific”, Германия) в ИГХ СО РАН (г. Иркутск). Описание методик анализов силикатного и ICP-MS

дано, например, в [2]. U–Pb-, Sm–Nd- и Rb–Sr-исследования проводились в Центре изотопных исследований Всероссийского научно-исследовательского геологического института им. А. П. Карпинского (ФГБУ ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург). U–Th–Pb-датирование циркона проведено на вторично-ионном микрозонде высокого разрешения SHRIMP-II; определения содержаний и изотопный состав Sm, Nd, Rb и Sr выполнены с применением метода изотопного разбавления на мультиколлекторном масс-спектрометре TRITON в статическом режиме (описания методик см., например, в [2]).

Тарбаганнахский массив формирует гору Шпиль Тарбаганнах и расположен в междуречье рек Анча, Аллах-Юнь (рис. 2). Гранитоиды и ассоциирующие с ними средние интрузивные породы массива прорывают средне-верхнепермские и средне-верхнекаменноугольные терригенные отложения верхоянского комплекса центральной части АЮТЗ, в блоке, ограниченном Аллах-Юньским и Минорским региональными разломами. С последним пространственно сопряжены золоторудные объекты Аллах-Юньской металлогенической зоны. Вмещающие породы смяты в подобные складки, вплоть до изоклинальных, оси которых простираются в ССВ-направлении, субсогласно с крупными сдвигами, взбросо-сдвигами и надвигами [1, 8].

Этот массив имеет эллипсовидную форму, вытянут в ССВ-направлении субсогласно со структурами АЮТЗ (рис. 2). Интрузивные породы массива не деформированы. В контактовых зонах породы ороговикованы [11]. В периферийной части массива присутствуют средние интрузивные породы субщелочного состава, аналогичные по составу породам небольшого штока, находящегося к северо-востоку от массива, являющегося его сателлитом. Центральная его часть сложена гранитоидами, в которых наиболее отчетливо проявлена структура рапакиви.

Породы массива прорывают многочисленные дайки среднего и кислого состава. Дайки трахиандезибазальтов прорывают породы среднего состава в периферийной части массива, тогда как секущие тела даек субщелочных лейкократовых гранитов имеют широкое распространение по всей его площади.

Исследуемые магматические породы Тарбаганнахского массива представлены биотит-амфиболовыми, амфибол-биотитовыми средними и кислыми интрузивными и гипабиссальными породами.



Рис. 2. Схема геологического строения Тарбаганнахского массива, составленная с использованием [8, 11].

Монцодиориты и переходные разности от монцитов до кварцевых монцодиоритов из периферийной части массива — темно-серые и серые среднезернистые породы, состоят преимущественно из плагиоклаза, калиевого полевого шпата и роговой обманки (до 20 об. %), в меньшем количестве кварца (до 10 об. %) и биотита (до 5 об. %). Для них характерны неоднородности (пятнистая текстура), выраженные овальными участками (шириной до 10 см) скоплений мелкозернистой массы темноцветных минералов с отдельными прожилками калиевого полевого шпата. Породы содержат значительное количество вкрапленников, занимающих до 40% ее объема. Вкрапленники представлены зональным плагиоклазом андезин-олигоклазового состава ($X_{An} = 25.5-41.7$), размером до 4×8 мм, и калиевым полевым шпатом ($X_{Or} = 85.3-100$), размером до 6×8 мм. В отдельных из вкрапленников калиевого полевого шпата, имеющих овальную форму, наблюдается структура рапакиви, подчеркиваемая неширокими (до 1–2 мм) каймами олигоклаза ($X_{An} = 24.1-29.4$). Калиевые полевые шпаты обогащены BaO (до 2.1 мас. %). В полевых шпатах отмечается антипертитовая и мирмекитовая структуры. В основной массе этих пород присутствуют темные зерна кварца, магнезиальной роговой обманки ($Mg\#$ до 0.7) и Mg-биотита ($Mg\# = 0.5-0.6$). Они имеют

широкое разнообразие аксессуарных и рудных минералов, представленных фторапатитом, монацитом, алланитом-(Ce), цирконом, титанитом с примесью Nb_2O_5 (до 0.4 мас. %), а также турмалином, магнетитом и пиритом. В породах отмечаются единичные маломощные (до 0.01 мм) кварцевые прожилки с антимонитом, арсенопиритом, аурипигментом, реальгаром и самородным мышьяком.

Гранодиориты и граниты из центральной части массива — светло-серые породы, имеют среднезернистую, крупнозернистую, порфировидную (рапакиви) и пегматоидную структуру. Среди темноцветных минералов в гранодиоритах в равных количествах находятся биотит и роговая обманка (до 10 об. % каждый), а в гранитах последняя присутствует в виде единичных зерен. В кислых породах в отличие от средних содержится меньшее количество вкрапленников. Большинство из вкрапленников (длина до 1.5 см) имеет овальную форму зерен с отчетливой структурой рапакиви. Они представлены калиевым полевым шпатом ($X_{Or} = 62.9-87.7$) с каймой (до 3 мм) из олигоклаза, в котором от центра зерна к периферии снижается содержание анортита ($X_{An} = 10.6-21.8$). Зерна калиевых полевых шпатов обогащены BaO (до 1.7 мас. %). В основной массе этих пород также находятся зерна

от темно-серого до темно-бурого кварца, магнетиальной роговой обманки. В последней, в отличие от зерен этого минерала в средних породах, немного снижаются значения магнетиальности ($Mg\#$ до 0.6), как и в зернах Fe–Mg-биотита ($Mg\# = 0.4–0.6$). Биотит также присутствует в виде включений во вкрапленниках полевых шпатов. Акцессорные и рудные минералы – фторрапатит, титанит, алланит-(Ce), циркон, магнетит, замещающийся гетитом, пирит с каймами гематита и сидерит, эпидот, церит с зонами повышенных концентраций $TR\text{Э}$ и ThO_2 (до 5.4 мас. %). Вторичные изменения у интрузивных пород выражены слабо, они представлены альбитизацией и сосюритизацией плагиоклаза, пелитизацией калиевого полевого шпата и хлоритизацией биотита.

Трахиандезибазальты из дайки, секущей породы периферийной части массива, – зеленовато-темно-серые породы, состоят из плагиоклаза (до 30 об. %), калиевого полевого шпата (до 25 об. %), роговой обманки (до 35 об. %) и биотита (до 10 об. %). В небольшом количестве в основной массе пород присутствуют сильно резорбированные зерна желтовато-бурого клинопироксена. В виде порфировых вкрапленников (длиной до 0.5–1 см), занимающих до 5% объема породы, присутствуют зональные зерна андезина-олигоклаза ($X_{An} = 25.8–42.7$), а также ортоклаза ($X_{Or} = 89.8–100$) с примесью BaO (до 1.1 мас. %). В этих породах находятся единичные зерна кварца, окруженные реакционными каймами из зерен титанита и амфибола. Вторичные изменения слабые – амфиболитизация клинопироксена, биотитизация роговой обманки, хлоритизация амфибола и биотита, пелитизация калиевого полевого шпата, альбитизация и сосюритизация плагиоклаза; акцессорные минералы – титанит, апатит, ортит, рутил, монацит, циркон. Рудные минералы – магнетит, ильменит, пирит, халькопирит и пирротин.

Лейкократовые субщелочные граниты из дайки – светло-серые породы, имеют мелкозернистую и среднезернистую структуру. Состоят из кварца (до 30 об. %), калиевого полевого шпата (до 40 об. %), плагиоклаза (до 20 об. %) и биотита (не более 10 об. %). В порфировидных разностях вкрапленники (до 2 мм) представлены кварцем и калиевым полевым шпатом, имеющим пертитовую структуру. Биотит образует короткотаблитчатые зерна (до 0.5 мм), иногда сростания по спайности с зернами магнетиальной роговой обманки ($Mg\# = 0.6–0.7$; $Al_2O_3 = 7–7.5$ мас. %). Последний присутствует в виде

реликтовых фрагментов сильно резорбированных зерен. Вторичные изменения – пелитизация калиевого полевого шпата, серицитизация плагиоклаза, хлоритизация амфибола, хлоритизация и мусковитизация биотита. Акцессорные и рудные минералы – циркон, турмалин, апатит, рутил, ильменит, эпидот, гематит и пирит.

Средние и кислые породы Тарбаганнахского массива, включая дайки трахиандезибазальтов, относятся к металюминиевым-слабопералюминиевым разностям. Они имеют варьирующие значения Na_2O/K_2O (0.9–1.7), большинство из них на диаграмме $Na_2O+K_2O-CaO-SiO_2$ по [12] попадают в поля известково-щелочной и переходной от известково-щелочной к щелочно-известковой серий. При этом наиболее примитивные составы с низкими содержаниями SiO_2 соответствуют породам щелочно-известковой серии. На диаграмме $FeO^{общ}/(FeO^{общ}+MgO)-SiO_2$ по [12] породы массива, подобно кордильерским гранитам, находятся в поле магнетиального тренда [12], а также гранитам рапакиви – мезопротерозойским из Нью-Мексико [13] и миоценовым из Калифорнии [14], тогда как палеопротерозойские граниты Финляндии попадают в поле железистого тренда [9]. В исследуемых породах устанавливается однотипный характер распределений $P\text{Э}$ ($\Sigma P\text{Э} = 179–263$ г/т, $(La/Yb)_N = 20–27$), близкий с миоценовыми гранитами рапакиви Калифорнии, соответствующий OIB типу (рис. 3 а). При этом в гранитах рапакиви из Калифорнии выявлены небольшие отрицательные, а в породах Тарбаганнахского массива небольшие положительные аномалии Eu ($Eu/Eu^* = 1.1–1.3$). Слабопералюминиевые лейкократовые субщелочные граниты из даек проявляют высоко дифференцированные тренды распределения с низкими отрицательными аномалиями Ba, La, Ce, Sr, P, Nd и Ti, плоские распределения $P\text{Э}$ с низкими значениями суммы $\Sigma P\text{Э}$ (до 30.3) и низкими отрицательными аномалиями Eu ($Eu/Eu^* = 0.2–0.4$). В породах исследуемого массива, исключая лейкократовые субщелочные граниты, концентрации крупноионных элементов, таких как Rb, Ba и K, а также высокозарядных, таких как Th, U, Ta, Nb, Ti, P и Y, близки с таковыми из верхнекорового источника (UCC), а тяжелых $P\text{Э}$ – с таковыми из нижнекорового источника (LCC) (рис. 3 а, б). В отличие от классических палеопротерозойских гранитов рапакиви Финляндии анорогенных обстановок, относящихся к А-типу [9], для исследуемых пород установлены граничные А–I–S-типа характеристики, подобно миоценовым гранитам рапакиви Калифорнии, отражающих обстановку их формирования в условиях “отрыва слэба” (“slab

failure”), что подтверждается их положением на полях диаграмм Rb–Nb+Y и Rb–Yb+Ta по [15].

U–Th–Pb-изотопные исследования проведены для 13 зерен циркона и их обломков из пробы ТБГ-8-21 кварцевого монцонита со структурой рапакиви (табл. 1, рис. 4 а). Зерна циркона идиоморфные, полупрозрачные до мутных грязно-желтых и коричневых цветов, с включениями и трещинами. Длина зерен от 190 до 870 мкм; $K_{удл} = 1.6–5.3$. На катодолюминесцентных изображениях (CL) зерна циркона обладают ярким свечением, тонкой выраженной зональностью на краях и более грубой зональностью в центре. Конкордантный возраст для 15 аналитических точек составляет 120 ± 1 млн лет (СКВО = 0.37, U = 562–2864 г/т (среднее 1035 г/т), Th = 284–4282 г/т (среднее 791 г/т), Th/U = 0.45–1.54 (среднее 0.67)). Высокие содержания урана и тория выявлены в анализах в точках, расположенных на темных (до черных) на CL участках зерен. Аналитическая точка 2.2 имеет наиболее высокие содержания и повышенное значение торий-уранового отношения 1.54. Исключая из содержания урана и тория из точки 2.2: U = 562–2025 г/т (среднее 904 г/т), Th = 284–1285 г/т (среднее 541 г/т), Th/U =

= 0.45–0.66 (среднее 0.60). Доля обыкновенного свинца по измеренному 204-му изотопу составила 0.22%.

U–Th–Pb-изотопные исследования проведены для 11 зерен циркона и их обломков из пробы ТБГ-2–21 гранодиорита со структурой рапакиви (табл. 1, рис. 4 б). Зерна циркона субидiomорфные и идиоморфные или бесформенные, часто окатанные, полупрозрачные до серых и мутных коричневых цветов, большинство с трещинками и включениями. Длина зерен от 113 до 300 мкм ($K_{удл} = 2.1–4.1$). На CL-изображениях все зерна цирконов имеют умеренное, умеренно-яркое и яркое свечение, хорошо выраженную зональность, что указывает на их магматическое происхождение. Конкордантный возраст для 7 аналитических точек (4.1, 6.1, 6.2, 7.1, 8.1, 8.2, 9.1) из периферийных и центральных участков субидiomорфных и идиоморфных зерен и их обломков с тонкой зональностью составляет 120 ± 1 млн лет (СКВО = 0.021, U = 1428–3401 г/т (среднее 2965 г/т), Th = 295–1367 г/т (среднее 786 г/т), Th/U = 0.19–0.46). Поскольку высокая концентрация урана отмечается по всей площади зональных зерен, без существенных проявлений метамиктности, мы считаем допустимым принять этот возраст как время

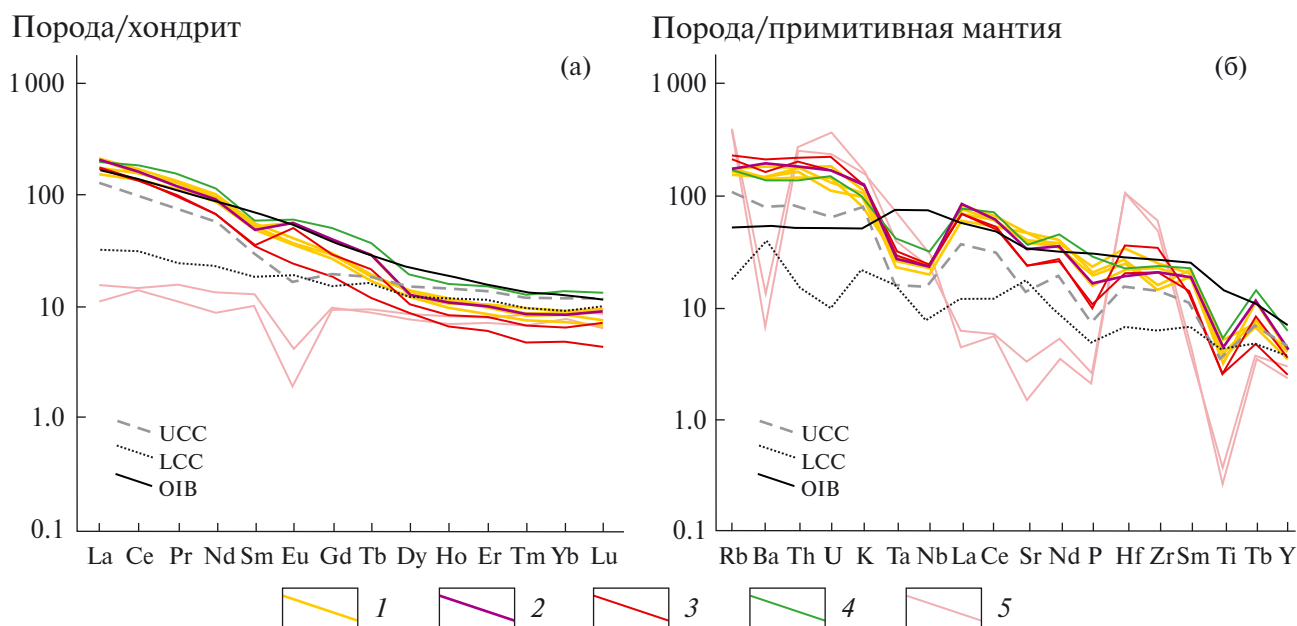


Рис. 3. Спектры распределений редкоземельных элементов (а) и спайдер-диаграммы (б) для пород Тарбаганнахского массива. 1 – монцодиориты и переходные разности от монцонитов до кварцевых монцодиоритов иногда со структурой рапакиви, 2 – гранодиориты со структурой рапакиви, 3 – гранит со структурой рапакиви, 4 – трахиандезитбазальты, 5 – субшелочной лейкократовый гранит. Содержания элементов нормированы к хондриту по [16] и к примитивной мантии по [17]. Линии содержания верхней (UCC) и нижней (LCC) континентальной коры приведены по [18]. Линия содержания базальтов океанических островов (OIB) приведена по [19].

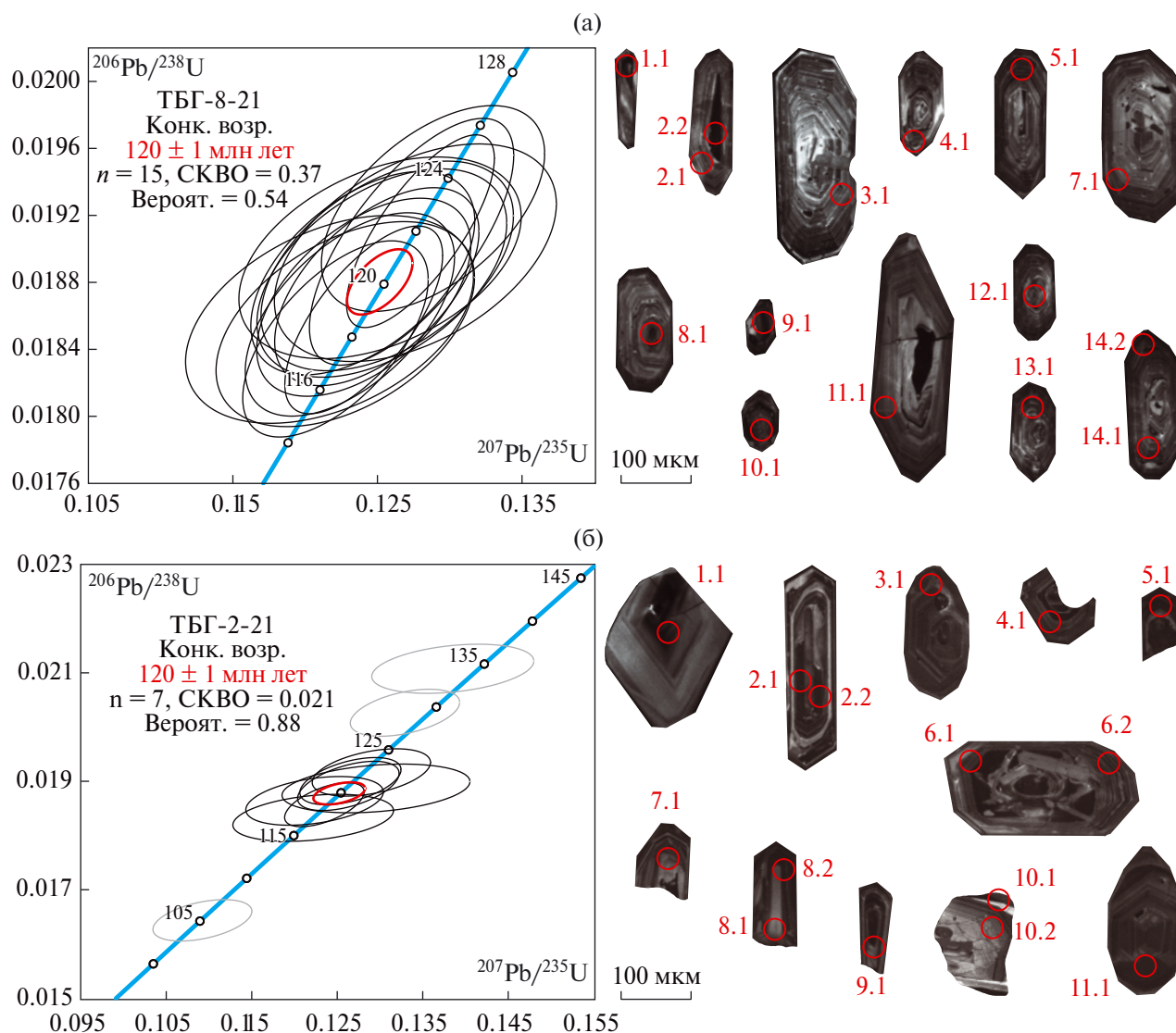


Рис. 4. Диаграммы с конкордией и катодолюминесцентные (CL) изображения цирконов из интрузивных пород Тарбаганнахского массива (а) проба ТБГ-8–21 кварцевого монцонита и (б) проба ТБГ-2–21 гранодиорита. Круги с номерами – аналитические точки. Цифры – возраст (млн лет).

магматической кристаллизации гранодиорита, совпадающего с возрастом кварцевого монцонита Тарбаганнахского массива. Для аналитических точек 2.1, 2.2 и 5.1, также зерен с тонкой зональностью, получен возраст ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) от 105 млн лет до 135 млн лет при аномально высоких концентрациях урана ($U = 2485\text{--}7557$ г/т, $Th = 1539\text{--}5728$ г/т, $Th/U = 0.48\text{--}1.17$). Высокие содержания урана и тория характерны для точек, расположенных на темных (до черных) участках зерен. Из 15 изотопных анализов в пяти из округлых зерен и обломков с магматической зональностью получены палеопротерозойские возрастные оценки ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) от 1912 млн лет

(аналит. точка 10.2) до 1962 млн лет (аналит. точка 3.1) (средневзвешенное 1929 ± 32 млн лет). Для них характерны более умеренные содержания урана и тория: $U = 38\text{--}843$ г/т, $Th = 12\text{--}93$ г/т, $Th/U = 0.03\text{--}0.36$. Доля обыкновенного свинца составила в пределах 0.5%. Эти древние возрастные оценки интерпретируются как отражение захваченного материала в этих зернах циркона.

Sm-, Nd-, Rb- и Sr-изотопные исследования были проведены для тех же проб кварцевого монцонита (ТБГ-8-21) и гранодиорита (ТБГ-2-21) со структурой рапакиви из Тарбаганнахского массива, в которых были получены U–Pb-оценки возраста циркона (табл. 2). Поэтому

Таблица 1. Результаты U–Th–Pb-изотопных исследований циркона (SIMS SHRIMP-II) из кварцевого монзонита (проба ТБГ-8–21) и гранодиорита (проба ТБГ-2–21) Тарбаганнахского массива

№ ан. точки	Содержание, г/г			Изотопные отношения					Корреляция ошибок	Возраст, млн лет			D (%)	
	²⁰⁶ Pb*	U	Th	²³² Th/ ²³⁸ U	‰ ²⁰⁶ Pb _c	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb* (±%)	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U (±%)	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U (±%)		(1)	(2)	(1)		
проба ТБГ-8–21 (GPS координаты точки отбора: 61°06'20.6" с.ш., 138°20'5.8" в.д.)														
1.1.	32.3	2025	1285	0.66	0.04	0.04844 ± 1.3	0.1241 ± 1.8	0.01858 ± 1.2	0.7	119 ± 2	119 ± 2	119 ± 2	—	0
2.1.	12.6	761	333	0.45	0.06	0.0486 ± 2.1	0.1288 ± 2.4	0.01924 ± 1.3	0.5	123 ± 2	123 ± 2	123 ± 2	—	0
2.2.	47	2864	4282	1.54	0.03	0.04858 ± 1.1	0.128 ± 1.6	0.01911 ± 1.2	0.8	122 ± 2	122 ± 2	122 ± 2	—	0
3.1.	9.49	581	301	0.54	0.20	0.0488 ± 2.8	0.1276 ± 3.1	0.01898 ± 1.4	0.4	121 ± 2	121 ± 2	121 ± 2	—	1
4.1.	14	873	571	0.68	0.04	0.04798 ± 2	0.1231 ± 2.4	0.01861 ± 1.3	0.6	119 ± 2	119 ± 2	119 ± 2	—	–1
5.1.	14.7	913	605	0.68	0.12	0.04808 ± 2.1	0.1241 ± 2.4	0.01871 ± 1.3	0.5	120 ± 2	120 ± 2	120 ± 2	—	–1
7.1.	9.34	575	284	0.51	0.08	0.0482 ± 2.5	0.1257 ± 2.8	0.0189 ± 1.4	0.5	121 ± 2	121 ± 2	121 ± 2	—	0
8.1.	14.5	889	545	0.63	0.06	0.0479 ± 2.9	0.1252 ± 3.2	0.01895 ± 1.3	0.4	121 ± 2	121 ± 2	121 ± 2	—	–1
9.1.	21.1	1292	967	0.77	0.04	0.04851 ± 1.6	0.1274 ± 2.3	0.01904 ± 1.6	0.7	122 ± 2	122 ± 2	122 ± 2	—	0
10.1.	9.8	614	357	0.60	0.15	0.048 ± 2.7	0.1228 ± 3	0.01855 ± 1.3	0.5	119 ± 2	119 ± 2	119 ± 2	—	–1
11.1.	12.4	763	336	0.45	0.06	0.0477 ± 2.2	0.124 ± 2.6	0.01886 ± 1.3	0.5	120 ± 2	120 ± 2	121 ± 2	—	–1
12.1.	10	617	403	0.67	0.08	0.0482 ± 2.5	0.1253 ± 2.8	0.01886 ± 1.3	0.5	120 ± 2	120 ± 2	121 ± 2	—	0
13.1.	15.5	960	680	0.73	0.07	0.04827 ± 1.9	0.125 ± 2.3	0.01877 ± 1.3	0.6	120 ± 2	120 ± 2	120 ± 2	—	0
14.1.	8.99	562	303	0.56	0.22	0.0475 ± 3.1	0.1217 ± 3.3	0.01858 ± 1.4	0.4	119 ± 2	119 ± 2	119 ± 2	—	–2
14.2.	19.6	1236	611	0.51	0.05	0.04797 ± 1.7	0.1221 ± 2.1	0.01846 ± 1.3	0.6	117.9 ± 1.5	118 ± 1.5	118 ± 1.5	—	–1
проба ТБГ-2–21 (GPS координаты точки отбора: 61°06'28.1" с.ш., 138°21'31.7" в.д.)														
1.1.	14.9	49	15	0.32	0.13	0.1186 ± 1.6	5.85 ± 2	0.3575 ± 1.2	0.6	1970 ± 21	—	1936 ± 28	—	–2
2.1.	92.3	5058	5728	1.17	0.81	0.0477 ± 2.7	0.1385 ± 2.8	0.02108 ± 0.88	0.3	135 ± 1	135 ± 1	135 ± 1	—	–1
2.2.	35.2	2485	1539	0.64	0.30	0.0482 ± 1.9	0.1092 ± 2.2	0.01644 ± 0.95	0.4	105 ± 1	105 ± 1	105 ± 1	—	0
3.1.	83.1	268	93	0.36	0.05	0.1204 ± 0.94	5.991 ± 1.3	0.361 ± 0.92	0.7	1987 ± 16	—	1962 ± 17	—	–1
4.1.	30.1	1912	537	0.29	0.16	0.0484 ± 3	0.1222 ± 3.1	0.01833 ± 0.97	0.3	117 ± 1	117 ± 1	117 ± 1	—	0
5.1.	132	7557	3525	0.48	0.45	0.04757 ± 1.8	0.1329 ± 2	0.02026 ± 0.87	0.4	129 ± 1	130 ± 1	130 ± 1	—	–2
6.1.	31.6	1919	852	0.46	0.16	0.04882 ± 2	0.129 ± 2.2	0.01916 ± 0.93	0.4	122 ± 1	122 ± 1	122 ± 1	—	1
6.2.	41.6	2542	941	0.38	0.14	0.0483 ± 1.7	0.1265 ± 1.9	0.019 ± 0.93	0.5	121 ± 1	121 ± 1	121 ± 1	—	0
7.1.	27.7	1724	323	0.19	0.19	0.0476 ± 2.5	0.1223 ± 2.7	0.01864 ± 0.98	0.4	119 ± 1	119 ± 1	119 ± 1	—	–2
8.1.	26.4	1624	436	0.28	0.00	0.04843 ± 1.7	0.1263 ± 1.9	0.01892 ± 0.98	0.5	121 ± 1	121 ± 1	121 ± 1	—	0

Окончание табл. 1. Результаты U–Th–Pb изотопных исследований цирконов (SIMS SHRIMP-II) из кварцевого монцонита (проба ТБГ-8-21) и гранодиорита (проба ТБГ-2-21) Тарбаганнахского массива

№ ан. точки	Содержание, г/г		Изотопные отношения					Корреляция ошибок	Возраст, млн лет			D (%)	
			²⁰⁶ Pb*	Th	²³² Th/ ²³⁸ U	% ²⁰⁶ Pb _c	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb* (±%)		²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U (±%)	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U (±%)	(1)		(2)
проба ТБГ-2-21 (GPS координаты точки отбора: 61°06'28.1" с.ш., 138°21'31.7" в.д.)													
8.2.	54.3	3401	1367	0.42	0.05	0.04823 ± 1.3	0.1235 ± 1.5	0.01857 ± 0.89	0.6	119 ± 1	119 ± 1	—	0
9.1.	23.3	1428	295	0.21	0.53	0.0498 ± 3.3	0.1295 ± 3.5	0.01887 ± 0.97	0.3	121 ± 1	120 ± 1	—	3
10.1.	110	355	63	0.18	0.08	0.12031 ± 0.62	6.002 ± 1.1	0.3619 ± 0.91	0.8	1991 ± 16	—	1961 ± 11	—1
10.2.	268	843	22	0.03	0.01	0.11706 ± 0.37	5.978 ± 0.95	0.3704 ± 0.88	0.9	2031 ± 15	—	1912 ± 7	—3
11.1.	11	38	12	0.32	0.00	0.1202 ± 1.7	5.63 ± 2.2	0.3399 ± 1.3	0.6	1886 ± 21	—	1959 ± 31	2

Примечание: погрешности приведены на уровне 1σ. Pb_c и Pb* — нерадиоогенный и радиоогенный свинец соответственно; ошибка в стандартной калибровке составляет 0.36%; (1) — нерадиоогенный свинец скорректирован по измеренному ²⁰⁴Pb; (2) — нерадиоогенный свинец скорректирован с учетом возрастного соответствия ²⁰⁶Pb/²³⁸Pb — ²⁰⁷Pb/²³⁵Pb, расчет выполнен только для фанерозойских возрастов. Расчет возраста ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb выполнен только для докембрийских значений; D — дискордантность для возрастов > 1 млрд лет: 100 × (²⁰⁷/²⁰⁶ возраст / ²⁰⁶/²³⁸ возраст — 1), для возрастов < 1 млрд лет расчет по формуле: 100 × (²⁰⁷/²³⁵ возраст / ²⁰⁶/²³⁸ возраст — 1).

Таблица 2. Sm–Nd- и Rb–Sr-изотопные данные для валовых проб магматических пород уэмяхского комплекса

Проба	U–Pb возраст, млн лет	Sm, г/г	Nd, г/г	Rb, г/г	Sr, г/г	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	Ошибка 2σ	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Ошибка 2σ	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₀	ε _{Nd} (0)	T _{Nd} (DM), млн лет	T _{Nd} (DM-2st), млн лет
ТБГ-2-21	120	3.52	17.8	110	423	0.11976	0.2	0.512429	0.74924	0.707895	0.2	0.7066	–4.084	1173	1175
ТБГ-8-21	120	5.76	35.0	93.7	724	0.09964	0.4	0.512556	0.37465	0.706087	0.2	0.7054	–1.593	796	942
1337-Б-92*	121	9.0	55	131	780	0.09827	5	0.512564	0.487	0.707542	1	0.70670	33.3	776	—

Примечание: ТБГ-2-21 — гранодиорит Тарбаганнахского массива (эта работа), ТБГ-8-21 — кварцевый монцит Тарбаганнахского массива (эта работа), 1337-Б-92* (значение U–Pb-возраста дано по пробе 1337-Б-91) — дайка лампрофира Нежданского рудного поля по [5]. Приведенные величины погрешностей (±2σ) изотопных отношений соответствуют последним значащим цифрам измеренных величин.

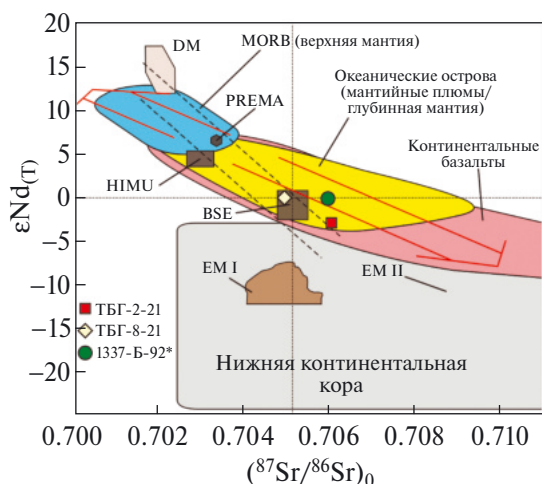


Рис. 5. Изотопная корреляционная диаграмма $\epsilon Nd(T) - (^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ по [20] для магматических пород уэляхского комплекса Аллах-Юньской тектонической зоны с использованием данных табл. 2. Мантийные источники по изотопным характеристикам: DM — деплетированная мантия, EM I и EM II — обогащенная мантия, HIMU — мантия с высоким отношением U/Pb, PREMA — преобладающая или слабо деплетированная мантия и BSE — валовая силикатная Земля. Цветные знаки — номера проб (примечание к табл. 2).

в эту таблицу включена также проба из дайки лампрофира Нежданнинского рудного поля по [5], имеющая близкий с ними U—Pb-возраст. Последняя имеет наименьшие значения $^{147}Sm/^{144}Nd$ (0.09827) и слегка положительные $\epsilon Nd(T)$ (+0.1), тогда как породы Тарбаганнахского массива имеют немного выше величины $^{147}Sm/^{144}Nd$ (0.09964–0.11976) и слегка отрицательные $\epsilon Nd(T)$ (–0.1). Как дайки, так и интрузивные породы характеризуются невысокой величиной $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$, варьирующей в узком интервале 0.7054–0.7066. Устанавливаются неопротерозойский и мезопротерозойский Sm—Nd-модельный возраст магматического источника этих пород по одно- и двустадийной моделям, для кварцевого монцонита (ТБГ-8-21) и лампрофира (1337-Б-92) — 0.8–0.9 млрд лет и гранодиорита (ТБГ-2-21) — 1.2 млрд лет. Последнее свидетельствует о вкладе континентального корового материала в магматическом источнике этих пород. На диаграмме $\epsilon Nd(T) - (^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ по [20] все три пробы находятся в области изотопных составов обогащенных мантийных источников, при этом проба кварцевого монцонита (ТБГ-8-21) находится в поле резервуара валовая силикатная Земля (BSE), а проба гранодиорита (ТБГ-2-21) соответствует, вероятно,

обогащенному мантийному источнику (ЕМ II), смешанному с нижнекоровым компонентом.

Новые U—Pb-оценки возраста циркона (SIMS SHRIMP-II) для кислых и средних пород со структурой рапакиви Тарбаганнахского массива, наряду с имеющимися в литературе немногочисленными геохронологическими данными, включая дайки лампрофилов Нежданнинского рудного поля [5, 6], свидетельствуют об узком интервале аптского века, около 123–120 млн лет, магматической активности, проявленной в АЮТЗ Южно-Верхоянского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса. Подобие геохимических характеристик для гранитов рапакиви и ассоциирующих с ними субщелочных пород, включая трахиандезитобазальты из даек этого массива, позволяет отнести их к единому уэляхскому комплексу, связываемому с крупнейшими массивами гранитоидного пояса АЮТЗ. Эти гранитоиды А—I—S-типа относятся к магнезиальным, в отличие от железистых, соответствующих палеопротерозойским гранитам рапакиви А-типа Финляндии, формирование которых происходило в анорогенной обстановке. Базируясь на Sm—Nd- и Rb—Sr-изотопных характеристиках, а также геохимических данных, установлено, что породы исследуемого массива были образованы с участием верхнекорового и нижнекорового магматического источника, смешанного с обогащенным мантийным компонентом. Вопрос о природе даек лейкократовых субщелочных гранитов, секущих граниты рапакиви Тарбаганнахского массива, остается дискуссионным.

Имеющиеся представления о тектонической истории региона позволяют отнести рассматриваемое магматическое событие к переходному периоду в эволюции конвергентной границы на юго-востоке Сибирского кратона [7, 3]. Образование гранитов рапакиви и ассоциирующих с ними пород Тарбаганнахского массива возможно связано с отрывом слэба океанской плиты на аптском этапе развития активной континентальной окраины. Этот процесс, вероятно, является триггером развития позднеорогенных флюидных золотообразующих систем аптского времени ОКМП.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена за счет гранта Российского научного фонда (проекты № 22-27-00178 и № 24-17-00057).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). Парфенов Л.М., Кузьмин М.И. (ред.) Москва: МАИК "Наука/Интерпериодика", 2001. 571 с.
2. Fridovsky V. Yu., Yakovleva K. Yu., Vernikovskaya A. E., Vernikovskiy V. A., Matushkin N. Yu., Kadilnikov P. I., Rodionov N. V. Geodynamic emplacement setting of Late Jurassic dikes of the Yana-Kolyma gold belt, NE folded framing of the Siberian Craton: geochemical, petrologic, and U-Pb zircon data // *Minerals*. 2020. V. 10. No. 11. P. 1000. <http://dx.doi.org/10.3390/min10111000>
3. Соколов С.Д. Очерк тектоники Северо-Востока Азии // *Геотектоника*. 2010. № 6. С. 60–78.
4. Goryachev N. A., Pirajno F. Gold deposits and gold metallogeny of Far East Russia // *Ore Geol. Rev.* 2014. V. 59. P. 123–151. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.11.010>
5. Чернышев И.В., Бахареv А.Г., Бортников Н.С., Гольцман Ю.В., Котов А.Б., Гамянин Г.Н., Чугаев А.В., Сальникова Е.Б., Баурова Э.Д. Геохронология магматических пород района золоторудного месторождения Нежданинское (Якутия, Россия): U-Pb, Rb-Sr и Sm-Nd-изотопные данные // *Геология рудных месторождений*. 2012. Т. 54. № 6. С. 487–512.
6. Прокопьев А.В., Борисенко А.С., Гамянин Г.Н., Фридовский В.Ю., Кондратьева Л.А., Анисимова Г.С., Трунилина В.А., Васюкова Е.А., Иванов А.И., Травин А.В., Королева О.В., Васильев Д.А., Пономарчук А.В. Возрастные рубежи и геодинамические обстановки формирования месторождений и магматических образований Верхояно-Колымской складчатой области // *Геология и геофизика*. 2018. Т. 59. № 10. С. 1542–1563.
7. Prokoviev A. V., Toro J., Hourigan J. K., Bakharev A. G., Miller E. L. Middle Paleozoic-Mesozoic boundary of the North Asian craton and the Okhotsk terrane: new geochemical and geochronological data and their geodynamic interpretation // *Stephan Mueller Spec. Publ. Ser.* 2009. V. 4. P. 71–84. <https://doi.org/10.5194/smsps-4-71-2009>
8. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1000000 (Третье поколение). Верхояно-Колымская серия. Васькин А.Ф., Казакова Г.Г., Кропачев А.П., Прокопьев А.В., Щербakov О.И. Лист Р-54 (Оймякон). Санкт-Петербург: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013.
9. Rämö O. T., Haapala I. Rapakivi granites // *Precambrian Geology of Finland – Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield*. Eds.; Lehtinen M., Nurmi R. A., Rämö O. T., Elsevier B. V., Amsterdam. 2005. P. 533–562.
10. Wernick E. Arc-related rapakivi granites from the Ribeira fold belt, SE Brazil // *Revista Brasileira de Geociências*. 2000. V. 30. № 1. P. 020–024. DOI: 10.25249/0375–7536.2000301020024
11. Гринберг Г.А., Бахареv А.Г., Гамянин Г.Н., Нухтинский Г.Г., Недосекин Ю.Д. Гранитоиды Южного Верхоянья. Москва: Наука, 1970.
12. 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. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>
13. McLemore V. T., Ramo O. T., Kosunen P. J., Heizler M., Haapala I., McKee C. Geology and geochemistry of Proterozoic granitic and mafic rocks in the Redrock area, northern Burro Mountains, Grant County, New Mexico – A progress report // *New Mex. Geol. Soc. 51st Annual Fall Field Conference Guidebook*. 2000. P. 117–126. <https://doi.org/10.56577/FFC-51.117>
14. Calzia J. P., Rämö O. T. Miocene rapakivi granites in the southern Death Valley region, California, USA // *Earth Sci. Rev.* 2005. V. 73. № 1, P. 221–243. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2005.07.006>
15. Whalen J. B., Hildebrand R. S. Trace element discrimination of arc, slab failure, and A-type granitic rocks // *Lithos*. 2019. V. 348–349. 105179. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.105179>
16. Evensen N. M., Hamilton P. S., O’Nions R. K. Rare-earth abundances in chondritic meteorites // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1978. V. 42. № 8. P. 1199–1212. [https://doi.org/10.1016/0016–7037\(78\)90114-X](https://doi.org/10.1016/0016–7037(78)90114-X)
17. McDonough W. F., Sun S.-S. The composition of the Earth // *Chemical Geology*. 1995. V. 120. № 3–4. P. 223–253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
18. Rudnik R. L., Gao S. The Composition of the Continental Crust // *Treatise on Geochemistry, The Crust*, 1st. Ed.; Holland H. D., Turekian K. K., Eds., Elsevier-Pergamon: Oxford, UK. 2003. V. 3. P. 1–64. <https://doi.org/10.1016/B0–08–043751–6/03016–4>
19. Sun S.-S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes // *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 1989. V. 42. P. 313–345. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1989.042.01.19>
20. Zindler A., Hart S. R. Chemical Geodynamics // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 1986. V. 14, P. 493–571. <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.14.050186.002425>

RAPAKIVI GRANITES AND ASSOCIATING MAGMATISM DURING THE APTIAN DEVELOPMENT STAGE OF THE SIBERIAN CRATON ACTIVE CONTINENTAL MARGIN (NORTHEAST ASIA)

A. E. Vernikovskaya^{a,b,c}, Corresponding Member of the RAS V. Yu. Fridovsky^a,
N. V. Rodionov^d, N. Yu. Matushkin^{b,c,#}, P. I. Kadilnikov^{b,c}, M. V. Kudrin^a, Ya. A. Tarasov^a

^a*Diamond and Precious Metal Geology Institute, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Yakutsk, Russian Federation*

^b*Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation*

^c*Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russian Federation*

^d*A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute, St. Petersburg, Russian Federation*

[#]*E-mail: matushkinny@ipgg.sbras.ru*

We present new data on the U–Th–Pb geochronology, mineralogy, geochemistry, and Sm–Nd and Rb–Sr isotopes for granitoids and associating subalkaline rocks of the Tarbagannakh pluton of the Allakh–Yun tectonic zone in the Verkhoyan fold-thrust belt. These rocks, including trachyandesibasalt dikes, combined into the Uemlyakh complex, were formed ca. 120 Ma from a continental crust source probably with input from and enriched mantle component. Rapakivi granites are reported for the first time in these intrusions – their origin is an important reference for understanding the geodynamic formation setting for this complex. We propose a tectonic model for the formation of these rocks due to slab break-off during the development of the active continental margin in the Aptian age. We discuss that this magmatism was conducive for the widespread development of metasomatic processes until the end of the Aptian age and was at the same time a source of gold mineralization of the overlapping Okhotsk–Koryak metallogenic belt.

Keywords: rapakivi granite, Siberian craton, Uda–Murgal volcanic arc, U–Pb geochronology, geochemistry, Verkhoyan–Chukotka fold system, Okhotsk–Koryak metallogenic belt, Aptian age