ISSN 2078-502X 😇 🛈



DOI: 10.5800/GT-2024-15-5-0789

AGE AND PETROGENESIS OF DOLERITES ON THE MARA RIVER (SAYAN MARGINAL UPLIFT OF THE BASEMENT, SOUTHERN PART OF THE SIBERIAN CRATON)

I.A. Izbrodin [©]^{1⊠}, A.G. Doroshkevich [©]^{1,2}, A.B. Kotov [©]³, E.B. Salnikova³, A.E. Izokh¹, E.F. Letnikova [©]¹, A.V. Ivanov¹

¹ Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 3 Academician Koptyug Ave, Novosibirsk 630090, Russia

² Dobretsov Geological Institute, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 6a Sakhyanova St, Ulan-Ude 670047, Republic of Buryatia, Russia

³Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, 2 Makarova Emb, Saint Petersburg, 199034, Russia

ABSTRACT. This work focuses on petrological-and-geochemical features, as well as age of dolerites widespread within the basins of the Mara, Kamenka and Uvat rivers. The isotope geochronological data acquired for baddeleyite allowed referring origination of these rocks to the time interval 1600–1620 Ma, interpreted as the time of their emplacement. It was ascertained, that the age of dolerites represents particular geological event proceeding independently of formation of Neoproterozoic Nersinsk gabbro-dolerite complex. The Sm-Nd isotope signature indicates that parent melt generated from the metasomatic lithosphere mantle.

KEYWORDS: dolerites; U-Pb (TIMS) age; baddelyeite; Nd isotopes; Paleoproterozoic

FUNDING: Regional geology was surveyed in terms of governmental assignment to IGM SB RAS, GIN SB RAS and IGGP RAS (122041400241-5, AAAA-A21-121011390002-2 and FMUW-2022-0003). Analysis of rock ages and petrological and geochemical investigations were performed on account of RSF 23-17-00098 (https://rscf.ru/project/23-17-00098/).



RESEARCH ARTICLE

Correspondence: Ivan A. Izbrodin, izbrodin@igm.nsc.ru

Received: July 18, 2024 Revised: August 13, 2024 Accepted: August 14, 2024

FOR CITATION: Izbrodin I.A., Doroshkevich A.G., Kotov A.B., Salnikova E.B., Izokh A.E., Letnikova E.F., Ivanov A.V., 2024. Age and Petrogenesis of Dolerites on the Mara River (Sayan Marginal Uplift of the Basement, Southern Part of the Siberian Craton). Geodynamics & Tectonophysics 15 (5), 0789. doi:10.5800/GT-2024-15-5-0789

ВОЗРАСТ И ПЕТРОГЕНЕЗ ДОЛЕРИТОВ р. МАРА (ПРИСАЯНСКИЙ КРАЕВОЙ ВЫСТУП ФУНДАМЕНТА ЮЖНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОГО КРАТОНА)

И.А. Избродин¹, А.Г Дорошкевич^{1,2}, А.Б. Котов³, Е.Б. Сальникова³, А.Э. Изох¹, Е.Ф. Летникова¹, А.В. Иванов¹

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

² Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, 670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а, Республика Бурятия, Россия

³Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199034, Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2, Россия

АННОТАЦИЯ. Рассмотрены петролого-геохимические особенности и возраст долеритов, распространенных в бассейнах рек Мара, Каменка и Уват. Изотопно-геохронологические данные, полученные для бадделеита, позволили отнести становление этих пород к временному интервалу 1600–1620 млн лет, который интерпретируется как время их внедрения. Показано, что долериты по возрасту представляют собой отдельное геологическое событие, не зависимое от формирования неопротерозойского нерсинского габбро-долеритового комплекса, распространенного на данной территории. Геохимические данные и Sm-Nd изотопные характеристики указывают на то, что родоначальный расплав генерировался из метасоматизированной литосферной мантии.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: долериты; U-Pb (TIMS) возраст; бадделеит; изотопы Nd; палеопротерозой

ФИНАНСИРОВАНИЕ: Изучение геологии района проводилось в рамках госзаданий ИГМ СО РАН, ГИН СО РАН и ИГГД РАН (122041400241-5, АААА-А21-121011390002-2 и FMUW-2022-0003), изучение возраста пород и петролого-геохимические исследования – за счет средств проекта РНФ 23-17-00098 (https://rscf.ru/project/23-17-00098/).

1. ВВЕДЕНИЕ

Исследование базитов играет ключевую роль в понимании глубинных магматических процессов, происходящих в мантии. В настоящее время особое внимание уделяется комплексному изучению данных пород с целью реконструкции их петрогенезиса, условий их формирования, процессов мантийно-корового взаимодействия. Петролого-геохимическое и изотопное исследование эталонных базитовых комплексов позволяет не только проводить анализ геодинамического положения данных комплексов, внося значительные поправки в региональные схемы корреляций магматических формаций, но и проследить состав и эволюцию литосферной мантии.

По периферии Сибирского кратона широко проявлен базитовый магматизм в виде роев даек и маломощных силлов, формирование которых связывают с начальной стадией внутриконтинентального рифтогенеза и последующей деструкцией неопротерозойского суперконтинента (например [Sklyarov et al., 2000]). В настоящее время проведены комплексные исследования для долеритов южной окраины Сибирского кратона (рис. 1, а), что позволило определить несколько этапов проявления базитового магматизма (например [Donskaya et al., 2023, и ссылки в работе]). Палеопротерозойский этап (1.91-1.85 млрд лет) связан с заключительными стадиями формирования Сибирского кратона. Позднепалеопротерозойский этап подразделяется на два подэтапа (1.79-1.75 и 1.64-1.61 млрд лет) и характеризует стадии внутриконтинентального растяжения. Мезопротерозойские этапы (1.35–1.34 и 1.26 млрд лет) отражают события внутриконтинентального растяжения, в то время как неопротерозойский этап (740– 715 млн лет) сопровождался процессами рифтогенеза, связанного с распадом суперконтинента Родиния и отделением Сибирского кратона от этого суперконтинента [Gladkochub et al., 2006, 2007, 2012; Donskaya et al., 2023; и др.].

В Присаянском краевом выступе фундамента южной части Сибирского кратона (Бирюсинский выступ) закартированы многочисленные долеритовые силлы и дайки [Domyshev, 1976]. Их размеры различны и изменяются от нескольких метров до 60 м по мощности и от 100-200 м до 5-6 км по простиранию. Они развиты в различной степени метаморфизованных дислоцированных осадочных и вулканических породах протерозоя, а в северо-западной части – гранитоидах и гнейсово-сланцевых породах, ранее отнесенных к единой бирюсинской серии раннего докембрия [Domyshev, 1976]. В ходе масштабных геолого-съемочных работ [State Geological Мар..., 2012] эти породы были разделены на разновозрастные комплексы: архейский – хайламинская серия, которая несогласно перекрывается нижнепротерозойскими метаосадочными ассоциациями неройской и метаосадочно-вулканогенными толщами елашской серии [Dmitrieva, Nozhkin, 2012]. В настоящее время установлено, что образование основного объема гранитоидов принадлежит саянскому комплексу, а их образование произошло на завершающих стадиях становления структуры кратона в узком временном

диапазоне (1.88–1.84 млрд лет) [Donskaya et al., 2014; Nozhkin et al., 2021; и ссылки в этих работах].

Ограниченность петрологических и геохронологических исследований долеритов создала сложности в их интерпретации и формационной корреляции. Из-за неопределенности верхней границы их возраста и значительного сходства в минеральном и химическом составе эти породы были объединены в единый нерсинский интрузивный комплекс. На сегодня его возрастной диапазон сильно варьируется (млн лет): 780–990 (K-Ar метод [Domyshev, 1976]); 740±4 (Ar-Ar метод [Gladkochub et al., 2006]); 646±160 (Sm-Nd метод [Vasyukova et al., 2019]); 718+6 (U-Pb метод – циркон [Romanov et al., 2020]); 1613–1641 (U-Pb метод – бадделеит [Ernst



Рис. 1. Схема размещения протерозойских базитовых комплексов в южной части Сибирского кратона (*a*) [Donskaya et al., 2023] и схема геологического строения Марского вулканического поля (по [Bessolitsyn et al., 1969]), с упрощениями и дополнениями (*б*).

(*a*): 1 – Центрально-Азиатский складчатый пояс; 2–4 – Сибирская платформа (кратон): 2 – фанерозойский чехол, 3 – неопротерозойские осадочные толщи; 4 – выступы докембрийского фундамента; 5–8 – базитовые комплексы: 5 – неопротерозойские (0.72–0.71 млрд лет) дайки, 6 – мезопротерозойские (1.35–1.34 и 1.26 млрд лет) дайки, 7 – позднепалеопротерозойские (1.75 и 1.64–1.61 млрд лет) дайки, 8 – палеопротерозойские (1.91–1.85 млрд лет) дайки, массивы и вулканиты в составе вулканогенно-осадочных серий; 9 – Марское вулканическое поле. (*б*): 1 – четвертичные отложения; 2–6 – докембрийские вулканогенно-осадочные толщи: 2 – осадочно-метаморфические отложения (нерасчлененные), 3 – вулканиты кислого состава, 4 – конгломератово-песчаниковые (континентальные) отложения, 5 – карбонатные отложения, 6 – карбонатно-террригенно-туфогенные отложения; 7–9 – Марский палеовулкан (поздний рифей): 7 – вулканогенные отложения (нерасчлененные), 8– щелочные ингибриты, 9 – брекчии оседания – кальдерные (?); 10 – габбро-долериты, габбро нерсинского комплекса; 11 – позднерифейские осадочные отложения оселковой серии; 12 – разрывные нарушения; 13 – место отбора и номер пробы для U-Pb изотопно-геохронологических исследований; 14 – место отбора и номер пробы для петрологических исследований.

Fig. 1. Scheme of the distribution of Proterozoic basaltic complexes in the southern part of the Siberian craton (*a*) [Donskaya et al., 2023] and the geological scheme of the Mar volcanic field (according to [Bessolitsyn et al., 1969]) with simplifications and additions (*b*). (*a*): 1 – Central Asian fold belt; 2-4 – Siberian Platform: 2 – Phanerozoic cover, 3 – Neoproterozoic sedimentary deposits, 4 – outcrops of the Precambrian basement; 5-8 – basaltic complexes: 5 – Neoproterozoic (0.72-0.71 Ga) dykes, 6 – Mesoproterozoic (1.35-1.34 and 1.26 Ga) dykes, 7 – Late Paleoproterozoic (1.75 and 1.64-1.61 Ga) dykes, 8 – Paleoproterozoic (1.91-1.85 Ga) dykes, intrusions, and volcanic rocks within volcanic-sedimentary series; 9 – Mar volcanic field. (*b*): 1 – Quaternary deposits; 2–6 – Precambrian volcanogenic-sedimentary strata: 2 – sedimentary-metamorphic deposits (undivided), 3 – acid volcanic rocks, 4 – conglomerate-sandstone (continental) deposits, 5 – carbonate deposits, 6 – carbonate-terrigenous-tuffaceous deposits; 7–9 – Marsky paleovolcano (Late Riphean): 7 – volcanic deposits (undivided), 8 – alkaline ingibrites, 9 – sedimentation breccias – caldera (?); 10 – gabbro-dolerites, gabbro of the Nersa complex; 11 – Late Riphean sedimentary deposits of the Oselkovaya series; 12 – faults; 13 – location and sample number for U-Pb isotope-geochronological studies; 14 – location and sample number for petrological studies.

et al., 2016; Gladkochub et al., 2021]). Новые данные по базитовому магматизму этого региона существенно дополнят имеющийся пробел.

В данной работе представлены результаты петрографических, геохронологических, петролого-геохимических и изотопно-геохимических исследований долеритов, расположенных в бассейнах рек Мара, Каменка и Уват (Бирюсинский выступ).

2. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Петрографическое изучение пород проводилось на микроскопе Olympus BX51 с фотокамерой. Содержания породообразующих оксидов в породах определены методом РФА на спектрометре ARL 9900XP (Termo Fisher Scientific). Точность определений с нижними границами содержаний была равна 0.100 – 0.00n %. Содержания микроэлементов в породах были определены методом ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения ELEMENT (Finnigan Mat) с ультразвуковым распылителем U-5000AT+. Пределы обнаружения элементов составляют от 0.005 до 0.1000 мкг/г, точность анализа – в среднем 2–7 отн. %. Исследования выполнены в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск).

Выделение бадделеита проведено в ИЗК СО РАН (г. Иркутск) по методике [Söderlund, Johansson, 2002]. U-Pb (ID-TIMS) геохронологические исследования бадделеита выполнены в ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург). Для изотопного анализа были использованы наиболее прозрачные однородные кристаллы бадделеита, подвергнутые многоступенчатому удалению поверхностных загрязнений в спирте, ацетоне, 1 М НNO₃ и 1 М HCl. При этом после каждой ступени зерна промывались особо чистой водой. Химическое разложение бадделеита выполнялось по модифицированной методике Т.Е. Кроу [Krogh, 1973] в тефлоновых микрокапсулах, помещенных в резервуар для разложения системы Parr, ²³⁵U-²⁰²Pb изотопный индикатор добавлялся непосредственно перед разложением. Изотопные анализы выполнены на масс-спектрометре TRITON ТІ при помощи счетчика ионов. Точность определения содержаний U и Pb и U/Pb отношений составила 0.5 %. Холостое загрязнение не превышало 1-2 пг Рb и 0.2 пг U. Обработка экспериментальных данных проводилась при помощи программ «PbDAT» [Ludwig, 1991] и «ISOPLOT» [Ludwig, 2003]. При расчете возраста использованы общепринятые значения констант распада урана [Steiger, Jäger, 1977]. Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами [Stacey, Kramers, 1975]. Все ошибки приведены на уровне 2σ.

Sm-Nd изотопные данные были получены в ИГГД РАН с использованием многоколлекторного масс-спектрометра Triton TI (Finnigan MAT, Германия). Для измерения соотношений изотопов Nd около 100 мг порошка образца растворяли в смеси HF-HClO₄-HNO₃ в микроволновой печи, предварительно добавив ¹⁴⁹Sm-¹⁵⁰Nd для точного определения соотношений ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd. Для Nd изотопного анализа P3Э сначала отделяли от основных элементов и Ва катионным обменом с использованием смолы RE-Resin (Eichrom Industries, Иллинойс, США), а затем выделяли Nd и Sm в соответствии с [Misawa et al., 2000]. Изотопные соотношения Nd нормировались к значению ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd=0.7219 [O'Nions et al., 1977]. Измеренные значения для стандарта JNdi-1 составили ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd=0.512098±9 (2 s.d., n=18), а для стандарта BCR-2 – ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd=0.1382±4, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd= = 0.512645±14 (2 s.d., n=6).

3. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Исследования авторов были сосредоточены в междуречье ручьев Мара, Каменка и Уват (рис. 1, б). Более 50 лет назад в этом районе при поисковых работах на марганец в отложениях докембрийских вулканогенно-осадочных толщ установлены эффузивные и вулканогенно-осадочные породы щелочного состава и сделан вывод о существовании на данной территории нескольких вулканических построек: Кременьшетский, Бирюсинский-1, Бирюсинский-2, Изанский, Слюдянский, Тайшетский и Марский. Эти вулканы извергали различные типы лав, включая базальтовые, трахитовые и кислые высококалиевые лавы, а также их туфы [Bessolitsyn et al., 1969]. Проведенные минералого-петрографические исследования в пределах Марского палеовулкана подтвердили широкое распространение высококалиевой пирокластики и игнимбритов [Letnikova et al., 2020; Izokh et al., 2024]. Возраст высококалиевого вулканизма был определен при помощи U-Pb-датирования цирконов и составил 640 млн лет [Letnikova et al., 2021]. Lu-Hf-изотопная систематика цирконов указывает на связь этого вулканизма с неопротерозойским щелочным магматизмом юга Сибирского кратона [Izokh et al., 2024]. На данной площади также закартировано несколько тел долеритов, в том числе даек (рис. 1, б). Наиболее крупное тело имеет сложную форму, размеры примерно 1.5×2.0 км в плане, контакт с окружающими породами не вскрыт. Второе крупное тело связано с доминирующей системой разломов северного, северо-восточного направления. Оно имеет вытянутое строение с размерами 8×2 км в плане. Мощность даек не превышает первых метров. Геологические наблюдения [Bessolitsyn et al., 1969] свидетельствуют о внедрении долеритов в докембрийские карбонатно-террригенно-туфогенные отложения. Согласно авторам, наблюдаются явления взаимодействия этих отложений с долеритовой магмой, с образованием на контактах метасоматически измененных пород (хлоритизация, карбонатизация, окремнение и другие). При этом остался нерешенным вопрос о комагматичности (синхронности) долеритов и высококалиевых вулканитов Марского вулкана на данной территории. Геологические соотношения интрузивных тел долеритов и вулканитов (рис. 1, б) позволяют, на первый взгляд, предполагать временную сопряженность формирования этой вулканоплутонической ассоциации.

При этом петрографические исследования авторов в брекчированных породах «жерловой фации» Марского вулкана, расположенных в непосредственной близости от долеритов, показали отсутствие обломков последних.

4. ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Преобладающей разновидностью изученных пород являются долериты. Они, в целом, близки по составу и структурно-текстурным особенностям (рис. 2). Основными породообразующими минералами являются клинопироксен (25–35 %), плагиоклаз (45–50 %), амфибол (~5 %). Количество калиевого полевого шпата и кварца достигает 5 об. %, а из акцессорных минералов отмечены апатит, биотит, ильменит, титаномагнетит, титанит, пирит, эпидот, барит, кальцит, бадделеит и циркон, гранат. Структура пород долеритовая, офитовая в интерстициях – гранофировая (срастание кварца и калиевого полевого шпата).

Плагиоклаз образует крупные идиоморфные призматические зерна размером 0.1–0.5 мм, являющиеся каркасом породы. Как правило, он зональный, с ядрами основного состава и каймами, состоящими из олигоклаза. Клинопироксен образует ксеноморфные угловатые зерна размером 0.5–2.0 мм, которые располагаются в интерстициях между лейстами идиоморфного плагиоклаза (рис. 2, а, в). Он частично или полностью замещен агрегатом актинолита и хлорита. Титаномагнетит равномерно распределен в породе и образует ксеноморфные угловатые или с заливообразными краями зерна размером 0.1–0.3 мм. К рудным минералам приурочены зерна хлоритизированного биотита. В нем отмечаются мелкие кристаллы циркона, вокруг которых видны плеохроичные дворики. В породе достаточно много апатита, который образует удлиненно-призматические кристаллы. Последовательность кристаллизации: плагиоклаз – плагиоклаз+клинопироксен – титаномагнетит+амфибол – кварц+калиевый полевой шпат+апатит.

Повсеместно наблюдаются процессы соссюритизации по плагиоклазу, а клинопироксен замещается актинолитом и хлоритом. Биотит также замещается хлоритом. Из первичного парагенезиса сохраняется только бурый амфибол. Последний по химическому составу относится к ферро-эдениту и гастингиту. Кварц отмечается как в виде кварц-калиево-полевошпатовой графики (рис. 2, б, г), так и в виде отдельных зерен. При этом вероятно, что повышенные содержания кварца связаны с метаморфизмом, хотя значительной перекристаллизации породы не происходит. Вторичные процессы также представлены развитием по трещинам граната гроссуляр-андрадитового ряда, барита в ассоциации с кальцитом. Вторичные изменения свидетельствуют о том, что базиты метаморфизованы в условиях фации зеленых сланцев.



Рис. 2. Фото шлифов долеритов р. Мара. (*a*–*6*) – трахидолерит; (*в*–*г*) – монцодиорит. **Fig. 2.** Petrographic photos of dolerites from the Mara River. (*a*–*6*) – trachydolerite; (*в*–*г*) – monzodiorite.

5. U-Pb (ID-TIMS) ИЗОТОПНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для геохронологических исследований отобраны пробы из различных частей тел долеритов в районе распространения щелочных вулканических пород Марского вулкана (см. рис. 1, б). Бадделлеит был обнаружен только в двух из шести образцов, в то время как редкие зерна циркона, хотя и обнаруживаются в шлифах, либо имеют слишком незначительный размер, либо сложное внутреннее строение, что делает их непригодными для изучения.

Выделенный из проб М-8-1/21 (54°55.15' с.ш., 98°34.73' в.д.) и М-1-2/21 (54°51.80' с.ш., 98°34.58' в.д.) долеритов бадделеит представлен главным образом игольчатыми, реже пластинчатыми прозрачными и полупрозрачными кристаллами светло-коричневого и коричневого цвета с однородным внутренним строением. Размер кристаллов не превышает 50 мкм. Следует отметить, что количество прозрачных и «чистых» кристаллов бадделеита в долерите из пробы М-1-2/21 значительно выше. U-Pb изотопные исследования выполнены для четырех микронавесок бадделеита (4–7 кристаллов) из долерита пробы М-8-1/21 и трех микронавесок (2–3 кристалла бадделеита) из долерита пробы М-1-2/21 (табл. 1). Изученный бадделеит характеризуется незначительной возрастной дискордантностью

Таблица 1. Результаты U-Pb геохронологических исследований бадделеита из долеритов бассейна p. Mapa **Table 1.** Results of U-Pb geochronological studies of baddeleyite from dolerites of the Mara River basin

Номор	Размерная фракция	U/ Pb*	Pbc/ Pbt	Изотопные отношения					וח	Возраст, млн лет		
п/п	(мкм) и характе- ристика бадделеита			²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb**	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb**	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	' Kho '	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
Проба М-8-1/21												
1	30–45, 5 зер., св-кор., пласт.	3.63	0.05	308	0.0999±3	0.0261±1	3.7480±165	0.2722±4	0.54	1582±6	1552±3	1622±7
2	>45, 4 зер., кор., иг.	3.59	0.03	659	0.0993±2	0.0340±1	3.8161±118	0.2788±5	0.70	1596±5	1586±3	1610±4
3	>45, 7 зер., кор., иг.	3.61	0.03	815	0.0999±1	0.0295±1	3.8382±96	0.2787±5	0.83	1600±4	1585±3	1622±3
4	>45, 6 зер., св-кор., иг.	3.26	0.31	125	0.1005±4	0.0688±2	3.9544±218	0.2854±7	0.55	1624±9	1619±5	1633±9
Проба М-1-2/21												
5	>45, 3 зер., кор., иг.	3.67	0.01	306	0.1005±4	0.0189±1	3.8022±165	0.2744±6	0.66	1593±9	1563±5	1633±8
6	>45, 2 зер., кор., иг.		0.03	1107	0.0997±1	0.0318±1	3.9067±97	0.2843±5	0.86	1615±4	1613±3	1618±2
7	>45, 3 зер., св-кор., иг.		0.02	748	0.1005±2	0.0457±1	3.9497±130	0.2851±8	0.88	1624±5	1617±5	1633±3

Примечание. * – навеска бадделеита не определялась; Pbc – обычный свинец; Pbt – общий свинец; ** – измеренные изотопные отношения; Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений ²⁰⁷Pb/²³⁵U – ²⁰⁶Pb/²³⁸U. Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам после запятой.

Notes. * – baddeleyite sample weight was not determined; Pbc – common lead; Pbt – total lead; ** – measured isotope ratios; Rho – correlation coefficient of the 207 Pb/ 235 U – 206 Pb/ 238 U ratio errors. Error values (2 σ) correspond to the last significant digits after the decimal point.



Рис. 3. Диаграмма с конкордией для бадделеита из долеритов бассейна р. Мара. (*a*) – проба М-8-1/21; (*б*) – проба М-1-1/21. Номера точек соответствуют порядковым номерам в табл. 1.

Fig. 3. Concordia diagram for baddeleyite from dolerites of the Mara River. (*a*) – sample M-8-1/21; (*b*) – sample M-1-1/21. The point numbers correspond to the numbers in the Table. 1.

(4.3–2.2 %, № 1–5; рис. 3, а; табл. 1) или конкордантен (№ 4, 6–7; рис. 3, б; табл. 1).

Точки 1, 3, 4 изотопного состава бадделеита из долерита пробы M-8-1/21 аппроксимируются дискордией (рис. 3, а), верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 1626±10 млн лет (СКВО=0.42, нижнее пересечение отвечает возрасту 196±430 млн лет) и совпадает в пределах погрешности с величиной конкордантного возраста 1624±5 (СКВО=0.58), рассчитанного для шести светло-коричневых игольчатых кристаллов бадделеита (табл. 1, № 4). Несколько в стороне от рассчитанной дискордии располагается точка изотопного состава четырех кристаллов бадделеита коричневого цвета игольчатого облика (№ 2), которые отличаются несколько более молодым возрастом (²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb – 1610±4 млн лет). Не исключено, что ее положение отражает посткристаллизационные потери радиогенного свинца бадделеитом, связанные с более поздним термальным событием.

Лучшая сохранность кристаллов бадделеита из пробы М-1-2/21 долеритов отражается в наличии двух конкордантных оценок возраста (№ 6, 7; рис. 3, б; табл. 1) – 1616±4 млн лет (СКВО=1.8). Средняя величина возраста (²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb) проанализированного бадделеита из трех микронавесок этой пробы составляет 1622±3 млн лет (СКВО=2.0) и совпадает в пределах погрешности с его конкордантным возрастом.

Возраст бадделеита из изученных долеритов двух проб совпадает в пределах погрешности и составляет 1624±5 – 1616±4 млн лет.

6. ГЕОХИМИЯ И ИЗОТОПНЫЙ Sm-Nd COCTAB ДОЛЕРИТОВ

Породы на классической TAS диаграмме (Na_2O+K_2O) – SiO₂ располагаются в поле базальтов и андезибазальтов (рис. 4, а). По соотношению SiO₂ к немобильным Zr/TiO₂ они могут быть отнесены к умеренно щелочным базальтам [Winchester, Floyd, 1977], на треугольной диаграмме Al₂O₃-(FeO*+TiO₂)-MgO [Jensen, 1976] точки составов пород попадают в поля толеитовой серии и находятся в поле высокожелезистых толеитов (рис. 4, 6).

По содержанию титана породы характеризуются широкими вариациями (от 1.08 до 3.46 мас. % TiO₂). В целом, показатели Mg# равны 46–53, концентрации совместимых элементов варьируются (24–237 г/т Cr, 64–183 г/т Ni) (табл. 2). При этом образец долеритов с высоким содержанием титана характеризуется более низкой Mg#=31 при содержании Cr и Ni 5 и 12 г/т соответственно.

Долериты характеризуются преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми, c(La/Yb)n=5.3–5.8 и (Gd/Yb)n=1.4–1.8. Кроме того, они либо не имеют, либо имеют слабовыраженную аномалию Eu (Eu/Eu*=0.88– 1.09) (рис. 5). При этом высокотитанистый долерит, обладая схожей конфигурацией графика РЗЭ, нормированного к хондриту, характеризуется более высокой концентрацией РЗЭ. На мультиэлементных диаграммах можно наблюдать отрицательные аномалии по Nb и Ta, а также отсутствие или слабовыраженную отрицательную аномалию по Ti (рис. 5, б). Для пород отмечаются





Диаграмма TAS (Na₂O+K₂O) – SiO₂ [Le Bas et al., 1986] (*a*); диаграмма зависимости Al₂O₃ – (FeO*+TiO₂) – MgO [Jensen, 1976] (*b*). Для сравнения нанесены долериты (1.6 млрд лет) среднего течения р. Бирюсы – черные кружки [Gladkochub et al., 2021]. СА – известково-щелочные андезиты, СВ – известково-щелочные базальты, СD – известково-щелочные дациты, CR – известковощелочные риолиты, HFT – высокожелезистые толеиты, HMT – высокомагнезиальные толеиты, TD – толеитовые дациты, TR – толеитовые риолиты.

Fig. 4. Classification diagrams for Mara River dolerites.

TAS diagram $(Na_2O+K_2O) - SiO_2$ [Le Bas et al., 1986] (*a*); dependence diagram and $Al_2O_3 - (FeO^*+TiO_2) - MgO$ [Jensen, 1976] (*b*). For comparison, dolerites (1.6 Ga) of the middle reaches of the Biryusa River are plotted - black circles [Gladkochub et al., 2021]. CA – calc-alkaline andesites, CB – calc-alkaline basalts, CD – calc-alkaline dacites, CR – calc-alkaline rhyolites, HFT – high-Fe tholeiites, HMT – high-Mg tholeiites, TD – tholeiitic dacites, TR – tholeiitic rhyolites.

Компо- нент	M-1-2/21	M-8-1/21	Map-11\23	Мар-8Ил\23	Компо- нент	M-1-2/21	M-8-1/21	Map-11\23	Мар-8Ил\23
SiO ₂ , мас %	52.08	51.69	47.03	46.59	Nb	7.3	9.1	11.0	17.4
TiO	1.08	1.31	1.84	3.46	Мо	1.79	0.62	0.37	0.92
	14.40	12.96	14.90	12 52	Cs	0.46	0.96	0.11	0.45
Fa O	11.10	12.00	14.01	20.20	Ва	218	644	72	577
re ₂ O ₃	11.51	12.20	14.01	20.20	La	15.91	18.56	15.67	23.98
MnO	0.17	0.18	0.15	0.26	Се	34.29	41.07	35.26	53.86
MgO	6.40	5.31	7.35	4.65	Pr	4.40	4.61	4.68	7.04
Ca0	10.24	7.87	6.17	4.67	Nd	16.27	19.80	19.70	30.57
Na ₂ 0	2.25	2.39	4.13	2.77	Sm	4.2.4	4.60	4.46	6.92
K ₂ 0	0.82	2.70	0.26	1.60	Eu	1.13	1.54	1.47	2.02
$P_{2}O_{5}$	0.12	0.14	0.22	0.30	Gd	3.40	3.78	4.64	6.81
BaO	0.02	0.07	0.01	0.07	Th	0.60	0.62	0.69	1.03
П.п.п.	0.90	1.56	3.49	2.12	Dv	3.46	3.99	3.89	5.95
Сумма	99.77	99.28	99.44	99.38	Но	0.72	0.78	0.82	1.26
V, мкг/г	268	299	277	488	Er	2.07	2.17	2.15	3.26
Cr	237	24	181	5	Tm	0.31	0.33	0.32	0.47
Mn	1285	1481	1110	1991	Yb	1.90	2.16	2.00	3.05
Со	48	45	51	60	Lu	0.30	0.32	0.30	0.46
Ni	183	101	64	12	Hf	2.78	2.59	2.92	4.71
Cu	107	112	66	38	Та	0.34	0.36	0.67	1.07
Zn	57	77	107	146	Pb	5.71	8.18	2.95	7.04
Rb	23	59	4.3	40	Th	3.35	3.95	1.63	2.51
Sr	233	211	276	178	U	0.65	0.69	0.41	0.64
Y	20	24	21	33	Mg#	52.84	46.12	50.94	31.31
Zr	101	115	109	170	K_20+Na_20	3.08	5.09	4.38	4.37

Таблица 2. Химический состав долеритов p. Mapa **Table 2.** Chemical composition of dolerites from the Mara River



Рис. 5. Распределение редкоземельных элементов (*a*), нормированных к составу хондрита [Sun, McDonough, 1989], и редких элементов (*б*), нормированных к составу примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989], для долеритов рек Мара и Бирюса [Gladkochub et al., 2021].

Fig. 5. Chondrite-normalized [Sun, McDonough, 1989] REE patterns (*a*) and primitive mantle-normalized [Sun, McDonough, 1989] multi-element diagrams (*b*) for dolerites of the Biryusa [Gladkochub et al., 2021] and Mara rivers.

Номер образца	Возраст, млн лет	Sm, ppm	Nd, ppm	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	$^{143}Nd/^{144}Nd(t)\pm 2\sigma$	$\epsilon_{_{Nd}}(t)$
M-8-1/21	1624	4.32	19.94	0.1309	0.510269±5	-5.3
M-1-2/21	1616	3.63	16.76	0.1309	0.510273±4	-5.3

Таблица 3. Sm-Nd изотопные данные для долеритов p. Mapa Table 3. Sm-Nd isotope data for dolerites of the Mara River

вариации в содержании Rb, K и Ba (рис. 5, 6), что, наиболее вероятно, связано с процессами их вторичного преобразования. Наиболее высоко-Ті долерит с Mg#= =31 обнаруживает четко выраженную положительную аномалию по титану и более высокие концентрации Nb-Ta, Zr-Hf (рис. 5, 6). На графиках (рис. 5) видно, что спектры распределения долеритов р. Мара характеризуются одинаковым поведением редких элементов с долеритами р. Бирюса, для которых получен аналогичный возраст [Gladkochub et al., 2021].

Данные по изотопному составу Nd приведены в табл. 3. Долериты имеют изотопные значения ¹⁴³Nd/ ¹⁴⁴Nd, варьирующиеся от 0.511663 до 0.511667, с рассчитанными на полученный возраст отрицательными величинами ε_{Nd} (t) (-5.3), независимо от магнезиальности пород (табл. 3). Стоит отметить, что палеопротерозойские долериты р. Бирюса имеют схожие отрицательные ε_{Nd} (t) значения [Gladkochub et al., 2021].

7. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ 7.1. Возраст

Полученные новые геохронологические данные с использованием U-Pb метода для бадделеита из разных тел долеритов в районе р. Мара, которые ранее относились к нерсинскому комплексу, свидетельствуют о том, что породы имеют возраст, близкий к ~1616-1624 млн лет, который сопоставим с возрастом долеритов (1613 млн лет), изученных в среднем течении р. Бирюса [Gladkochub et al., 2021]. К сожалению, авторам не удалось проследить прямые взаимоотношения с высококалиевыми вулканическими породами, но вполне вероятно, что в рассматриваемом районе присутствуют отдельные разновозрастные интрузии долеритов, ранее отнесенных к единому нерсинскому комплексу. Д.П. Гладкочуб и соавторы [Gladkochub et al., 2021] отметили, что в период 1.64-1.61 млрд лет на южной окраине Сибирского кратона происходило локальное внутриконтинентальное растяжение. Этот факт подтверждается появлением редких долеритовых роев, в то время как возраст осадочных отложений шангульежской свиты, в которой расположены долериты, относящиеся к карагасской серии, вероятно, превышает указанный временной интервал [Ernst et al., 2016; Gladkochub et al., 2021]. Это событие можно связать с формированием долеритового роя Мелвилл-Бугт в Гренландии, простирающегося примерно на 2000 км и формировавшегося в период 1.63-1.62 млрд лет [Ernst et al., 2016; Klausen, Nilsson, 2019]. После этого периода и до 0.75 млрд лет произошел заметный перерыв в эндогенной активности, в результате чего магматические и субвулканические образования, такие как долеритовые дайки, щелочные пикриты, лампроиты, карбонатиты, приобрели типичные черты внутриплитных формаций [Gladkochub et al., 2021]. Относительно редкое проявление мафического магматизма в интервале 1.65-1.58 млрд лет по сравнению с другими временными интервалами указывает на то, что он не был связан с гигантскими событиями мантийных плюмов, что было характерно для периода 0.70-0.75 млрд лет [Gladkochub et al., 2021]. Можно отметить, что временной интервал 725-715 (740?) млн лет фиксируется датировками долеритов в различных частях южного обрамления Сибирского кратона [Sklyarov et al., 2003; Gladkochub et al., 2006; Romanov et al., 2020; Ernst et al., 2023]. В некоторых случаях эти долериты образуют явные секущие контакты с отложениями карагасской серии, предполагаемый возраст которых составляет 1100-740 млн лет. При этом стоит отметить, что в вендских отложениях оселковой серии, которая перекрывает карагасскую серию, породы нерсинского комплекса отсутствуют [Metelkin et al., 2005]. Учитывая временные и пространственные корреляции долеритов в районе рек Мара и Бирюса, можно предположить, что долериты с возрастом 1.6 млрд лет, вероятно, более широко распространены в пределах Нерсинского комплекса.

7.2. Петрогенезис и источники

Полученные петрохимические данные свидетельствуют о наличии возможных процессов дифференциации в пределах отдельных тел, которые проявляются в возрастании титана при снижении магнезиальности. С повышением титанистости отмечается понижение Mg#, Cr, Ni, повышение, наряду с Ti, содержаний Fe₂O₃, Zr, Nb, P3Э. При этом, согласно исследованиям O.M. Туркиной с соавторами [Turkina et al., 2021; Turkina, Izokh, 2023], процессы фракционной кристаллизации не приводят к вариациям (La/Sm)pm, (Nb/Y)pm и (Nb/La)pm соотношений в породах и могут быть использованы для оценки параметров их исходных расплавов и оценки состава источников, участвовавших в их формировании.

В исследуемых долеритах при уменьшении Mg# не отмечается сколько-нибудь значимых вариаций (La/Sm)pm и (Nb/Y)pm отношений и виден незначительный разброс (Nb/La)pm отношений (рис. 6, 6), который можно было бы рассматривать как признак коровой контаминации. На диаграммы (рис. 6) в качестве потенциальных коровых компонентов нанесены средние значения для палеопротерозойских гранитов



Рис. 6. Вариации содержания редких элементов для долеритов р. Мара и среднего течения р. Бирюса [Gladkochub et al., 2021]. Точки составов гранитов Саянского комплекса (средний состав) нанесены по [Donskaya et al., 2014], точки состава верхней и нижней континентальной коры – по [Rudnick, Gao, 2013].

Fig. 6. Variations in rare element contents of dolerites from the Mara River, and the middle course of the Biryusa River [Gladkochub et al., 2021].

Composition points for granites of the Sayan complex (average composition) are plotted following [Donskaya et al., 2014], composition points for the upper and lower continental crust following [Rudnick, Gao, 2013].

саянского комплекса, распространенных в Бирюсинском выступе [Donskaya et al., 2014] и верхней коре [Rudnick, Gao, 2013], характеризующихся более высокими (La/Sm)pm, (Nb/Y)pm и более низкими (Nb/La)pm отношениями в сравнении с исследуемыми породами.

В случае коровой контаминации каким-либо из вышеперечисленных компонентов закономерно происходило бы изменение этих отношений в исследуемых породах и тяготение точек составов пород к коровым компонентам, чего не наблюдается на графиках. Дополнительным свидетельством против сколько-нибудь значимого влияния процесса коровой контаминации является также отсутствие зависимости между Mg# и $\varepsilon_{\rm Nd}(t)$, поэтому имеющиеся геохимические особенности можно рассматривать как характеристики состава исходных расплавов для исследуемых пород, унаследованные от мантийного источника.

Ключевыми чертами редкоэлементного состава исследуемых пород района р. Мара, так же как и одновозрастных долеритов р. Бирюса [Gladkochub et al., 2021], являются повышенные концентрации легких РЗЭ, обеднение Nb-Ta относительно Th и легких РЗЭ, что характерно для надсубдукционных базальтов или внутриплитных континентальных базальтов, сформированных при плавлении метасоматизированной литосферной мантии. Расположение точек составов исследуемых пород выше поля базальтов N-MORB – E-MORB – OIB на диаграмме Th/Yb – Nb/Yb [Pearce, 2008] (рис. 7, а) и в пределах полей SZLM и OIB+EM на диаграмме Th/Nb – TiO₂/Yb [Pearce et al., 2021] (рис.7, б) в сочетании с отрицательными значениями ε_{Nd}(t) может указывать на доминирующую роль метасоматизированной литосферной мантии при формировании расплавов для данных пород либо на вклад материала континентальной коры. Как было показано выше, отмеченные геохимические характеристики исследуемых пород вряд ли были связаны с процессами коровой контаминации, поэтому более вероятным представляется первый вариант.

Следует отметить, что на диаграммах Th/Yb – Nb/Yb и Th/Nb – TiO₂ (рис. 7, а, б) недатированные образцы долеритов (Map-11\23, Map-8Ил\23) демонстрируют значительное сходство с таковыми из района р. Бирюса [Gladkochub et al., 2021]. Эти данные могут косвенно указывать на схожий возраст и близость источников. В то же время два других образца (M-1-2/21 и M-8-1/2), возраст которых определен как 1616 и 1624 млн лет, демонстрируют незначительные отличия в геохимических характеристиках (рис. 7, а, б) и имеют более низкие отрицательные значения ε_{Nd} (t) по сравнению с долеритами р. Бирюса (1613 млн лет) [Gladkochub et al., 2021], что может указывать на больший вклад



Рис. 7. Диаграммы Nb/Yb – Th/Yb (*a*) [Pearce, 2008] и TiO₂/Yb – Th/Nb (*б*) [Pearce et al., 2021] для долеритов р. Мара и среднего течения р. Бирюсы [Gladkochub et al., 2021].

N-MORB и E-MORB – базальты срединно-океанических хребтов (N – нормальный тип, E – обогащенный тип); OIB – базальты океанических островов; OPB – базальты океанического плато; PM – примитивная мантия; UCC – верхняя континентальная кора; CC – континентальная кора; SZLM – поле субдукционно-модифицированной литосферной мантии; IAB – островодужные базальты. Точки составов N-MORB, E-MORB, OIB и PM нанесены по [Sun, McDonough, 1989], точка состава IAB по [Dorendorf et al., 2000], точки составов CC и UCC по [Rudnick, Fountain, 1995]. Остальные условные обозначения см. на рис. 4.

Fig. 7. Nb/Yb – Th/Yb (*a*) [Pearce, 2008] and TiO₂/Yb – Th/Nb (*6*) [Pearce et al., 2021] diagrams for dolerites of the Mara River and the middle course of the Biryusa River [Gladkochub et al., 2021].

N-MORB and E-MORB – basalts from mid-ocean ridges (N – normal type, E – enriched type); OIB – ocean island basalts; OPB – oceanic plateau basalts; PM – primitive mantle; UCC – upper continental crust; CC – continental crust (average); SZLM – subduction-modified lithospheric mantle field; IAB – island arc basalts; Composition points of N-MORB, E-MORB, OIB, and PM are based on [Sun, McDonough, 1989], composition point of IAB based on [Dorendorf et al., 2000], composition points of CC and UCC based on [Rudnick, Fountain, 1995]. Other abbreviations see in Fig. 4.

обогащенного мантийного компонента. Учитывая имеющееся расхождение по возрасту в диапазоне 1613–1624 млн лет, нельзя исключить возможность нескольких импульсов внедрения долеритов (как упоминалось в статье [Gladkochub et al., 2021]). Это также позволяет предполагать вариации в составах источников на различных стадиях их формирования.

Стоит отметить, что для неопротерозойских долеритов нерсинского комплекса, широко распространенных на территории Бирюсинского выступа, также предполагается вклад в мантийный расплав, помимо астеносферного компонента, вещества метасоматизированной литосферной мантии [Sklyarov et al., 2003; Gladkochub et al., 2006]. Многочисленные исследования [Davies et al., 2006; Ariskin et al., 2015; Doroshkevich et al., 2018, 2020; Turkina, Izoh, 2023; Donskaya et al., 2023; и ссылки в этих работах] разновозрастных магматических (ультраосновных - основных, основных, щелочно-основных, карбонатитовых) комплексов южной окраины Сибирского кратона, распространенных на Алдано-Становом щите, в Северном Прибайкалье (включая Байкальский выступ), Шаражалгайском выступе, свидетельствуют об обогащенных литосферных мантийных источниках. Это позволяет предположить общие черты механизма и времени формирования обогащенной литосферной мантии. При этом исследователи считают [Davies et al., 2006; Ariskin et al., 2015; Doroshkevich et al., 2018, 2020; Turkina, Izoh, 2023], что метасоматические преобразования литосферной мантии южной и юго-западной краевых частей Сибирского кратона были связаны с аккреционными процессами в раннепротерозойский – архейский период формирования континентальной литосферы южной окраины Сибирского кратона.

8. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Палеопротерозойские мафические породы р. Мара представлены небольшими интрузиями долеритов, образованными в интервале 1624–1616 млн лет субсинхронно с проявлением базитового магматизма р. Бирюса.

Все базиты характеризуются обогащением легкими редкими землями и демонстрируют фракционированные мультиэлементные спектры с минимумами по содержанию Nb, Ta и Ti. Кроме того, они обладают низкими значениями $\varepsilon_{Nd}(t)$ (-5.3), что указывает на важную роль метасоматизированной литосферной мантии в формировании расплавов для данных пород.

9. БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают свою искреннюю благодарность Д.А. Орсоеву и Т.В. Донской за их критические замечания и активное участие в обсуждении полученных результатов.

10. ЗАЯВЛЕННЫЙ ВКЛАД АВТОРОВ / CONTRIBUTION OF THE AUTHORS

Все авторы внесли эквивалентный вклад в подготовку рукописи, прочли и одобрили финальную версию перед публикацией.

All authors made an equivalent contribution to this article, read and approved the final manuscript.

11. РАСКРЫТИЕ ИНФОРМАЦИИ / DISCLOSURE

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов, связанного с этой рукописью.

The authors declare that they have no conflicts of interest relevant to this manuscript.

12. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

Ariskin A.A., Danyushevsky L.V., Konnikov E.G., Maas R., Kostitsyn Yu.A., McNeil E., Meffre S., Nikolaev G.S., Kislov E.V., 2015. The Dovyren Intrusive Complex (Northern Baikal Region, Russia): Isotope-Geochemical Markers of Contamination of Parental Magmas and Extreme Enrichment of the Source. Russian Geology and Geophysics 56 (3), 528–556. https://doi.org/10.1016/j.rgg.2015.02.004.

Bessolitsyn E.N., Korabelnikova V.V., Borisov V.A., 1969. Map of Manganese Content of the Northwestern Sayan Region. Scale of 1:100000. Sheet N-47. Nizhneudinsk, Taishet Districts of the Irkutsk Region. Irkutsk, 447 p. (in Russian) [Бессолицын Е.Н., Корабельникова В.В., Борисов В.А. Карта марганценосности Северо-Западного Присаянья. Масштаб 1:100000. Лист N-47. Нижнеудинский, Тайшетский районы Иркутской области. Иркутск, 1969. 447 с.].

Davies G.R., Stolz A.J., Mahotkin I.L., Nowell G.M., Pearson D.G., 2006. Trace Element and Sr-Pb-Nd-Hf Isotope Evidence for Ancient, Fluid-Dominated Enrichment of the Source of Aldan Shield Lamproites. Journal of Petrology 47 (6), 1119–1146. https://doi.org/10.1093/petrology/egl005.

Dmitrieva N.V., Nozhkin A.D., 2012. Geochemistry of the Paleoproterozoic Metaterrigenous Rocks of the Biryusa Block, Southwestern Siberian Craton. Lithology and Mineral Resources 47, 138–159. https://doi.org/10.1134/S0 024490212010026.

Domyshev V.G., 1976. Riphean Basites of the Baikal-Sayan-Yenisei Margin of the Siberian Platform. Nauka, Novosibirsk, 85 p. (in Russian) [Домышев В.Г. Рифейские базиты Байкало-Саяно-Енисейского краевого обрамления Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1976. 85 с.].

Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Demonterova E.I., Efremova U.S., 2023. Geochemical Criteria for the Classification of Dolerite Dikes in the Central Part of the Baikal Basement Inlier of the Siberian Craton. Geochemistry International 61, 499–516. https://doi.org/10. 1134/S001670292305004X.

Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Wingate M.T.D., 2014. Early Proterozoic Postcollisional Granitoids of the Biryusa Block of the Siberian Craton. Russian Geology and Geophysics 55 (7), 812–823. https://doi.org/ 10.1016/j.rgg.2014.06.002. Dorendorf F., Wiechert U., Wörner G., 2000. Hydrated Sub-Arc Mantle: A Source for the Klyuchevskoy Volcano, Kamchatka/Russia. Earth and Planetary Science Letters 175 (1–2), 69–86. https://doi.org/10.1016/S0012-821X (99)00288-5.

Doroshkevich A.G., Prokopyev I.R., Izokh A.E., Klemd R., Ponomarchuk A.V., Nikolaeva I.V., Vladykin N.V., 2018. Isotopic and Trace Element Geochemistry of the Seligdar Magnesiocarbonatites (South Yakutia, Russia): Insights Regarding the Mantle Evolution beneath the Aldan-Stanovoy Shield. Journal of Asian Earth Sciences 154, 354–368. https://doi. org/10.1016/j.jseaes.2017.12.030.

Doroshkevich A.G., Prokopyev I.R., Ponomarchuk A.V., Savatenkov V.M., Kravchenko A.A., Ivanov A.I., Wohlgemuth-Ueberwasse C., 2020. Petrology and Geochemistry of the Late Mesozoic Dzheltula Alkaline Igneous Complex, Aldan-Stanovoy Shield, Russia: Constraints on Derivation from the Ancient Enriched Mantle Source. International Journal of Earth Sciences 109, 2407–2423. https://doi.org/10.10 07/s00531-020-01909-6.

Ernst R.E., Gladkochub D.P., Söderlund U., Donskaya T.V., Pisarevsky S.A., Mazukabzov A.M., El Bilali H., 2023. Identification of the ca. 720 Ma Irkutsk LIP and Its Plume Centre in Southern Siberia: The Initiation of Laurentia-Siberia Separation. Precambrian Research 394, 107111. https://doi. org/10.1016/j.precamres.2023.107111.

Ernst R.E., Hamilton M.A., Söderlund U., Hanes J.A., Gladkochub D.P., Okrugin A.V., Kolotilina T., Mekhonoshin A.S. et al., 2016. Long-Lived Connection between Southern Siberia and Northern Laurentia in the Proterozoic. Nature Geoscience 9, 464–469. https://doi.org/10.1038/ngeo2700.

Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Ernst R., Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., Pisarevsky S.A., Wingate M., Söderlund U., 2012. Proterozoic Basic Magmatism of the Siberian Craton: Main Stages and Their Geodynamic Interpretation. Geotectonics 46, 273–284. https://doi.org/10.1134/S00168521120 40024.

Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Mazukabzov A.M., Stanevich A.M., Sklyarov E.V., Ponomarchuk V.A., 2007. Signature of Precambrian Extension Events in the Southern Siberian Craton. Russian Geology and Geophysics 48 (1), 17–31. https://doi.org/10.1016/j.rgg.2006.12.001.

Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Pisarevsky S.A., Salnikova E.B., Mazukabzov A.M., Kotov A.B., Motova Z.L., Stepanova A.V., Kovach V.P., 2021. Evidence of the Latest Paleoproterozoic (~1615 Ma) Mafic Magmatism the Southern Siberia: Extensional Environments in Nuna Supercontinent. Precambrian Research 354, 106049. https://doi.org/ 10.1016/j.precamres.2020.106049.

Gladkochub D.P., Wingate M.T.D., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V., Mazukabzov A.M., Ponomarchuk V.A., Stanevich A.M., 2006. Mafic Intrusions in Southwestern Siberia and Implications for a Neoproterozoic Connection with Laurentia. Precambrian Research 147 (3–4), 260–278. https://doi. org/10.1016/j.precamres.2006.01.018.

Izokh A.E., Letnikova E.F., Izbrodin I.A., Ivanov A.V., Shkolnik S.I., Doroshkevich A.G., 2024. High-K Rocks of the Late Riphean Mara Paleovolcano, Biryusa Uplift, South of the Siberian Platform. Stratigraphy and Geological Correlation 32, 374–395. https://doi.org/10.1134/S0869593824700060.

Jensen L.S., 1976. A New Cation Plot for Classifying Subalkalic Volcanic Rocks. Ontario Geological Survey Miscellaneous Paper 66. 22 p.

Klausen M.B., Nilsson M.K.M., 2019. The Melville Bugt Dyke Swarm Across SE Greenland: A Closer Link to Mesoproterozoic AMCG-Complexes. Precambrian Research 329, 88– 107. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2018.06.001.

Krogh T.E., 1973. A Low Contamination Method for Hydrothermal Decomposition of Zircons and Extraction of U and Pb for Isotopic Age Determinations. Geochimica et Cosmochimica Acta 37 (3), 485–495. https://doi.org/10.101 6/0016-7037(73)90213-5.

Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B., 1986. Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram. Journal of Petrology 27 (3), 745–750. https://doi.org/10.1093/petrology/27.3.745.

Letnikova E.F., Izokh A.E., Federyagina E.N., Ershova V.B., Zhmodik S.M., 2020. Lu-Hf Systematics and Results of U-Pb Dating of Zircons from High-Potassium Volcaniclastic Rocks of the Marsky Volcanic Field (Biryusinsky Prisayanye). In: Geodynamic Evolution of the Lithosphere of the Central Asian Mobile Belt (from Ocean to Continent). Proceedings of Scientific Meeting (October 20-23, 2020). Iss. 18. IEC SB RAS, Irkutsk, p. 213–214 (in Russian) [Летникова Е.Ф., Изох А.Э., Федерягина Е.Н., Ершова В.Б., Жмодик С.М. Lu-Hf систематика и результаты U-Pb датирования цирконов из высококалиевых вулканокластических пород Марского вулканического поля (Бирюсинское Присаянье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания (20-23 октября 2020 г.). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2020. Вып. 18. C. 213-214].

Letnikova E.F., Izokh A.E., Kostitsyn Yu.A., Letnikov F.A., Ershova V.B., Federyagina E.N., IvanovA.V., Nozhkin A.D., Shkolnik S.I., Brodnikova E.A., 2021. High-Potassium Volcanism Approximately 640 Ma in the Southwestern Siberian Platform (Biryusa Uplift, Sayan Region). Doklady Earth Sciences 496, 53–59. https://doi.org/10.1134/S1028334X2 1010128.

Ludwig K.R., 1991. PbDat 1.21 for MS-DOS: A Computer Program for IBM-PC Compatibles for Processing Raw Pb-U-Th Isotope Data. Version 1.07. U.S. Geological Survey Open File Report, 35 p.

Ludwig K.R., 2003. ISOPLOT/Ex: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Version 3.00. Berkeley Geochronology Center Special Publication 4, 74 p.

Metelkin D.V., Belonosov I.V., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Mazukabzov A.M., Stanevich A.M., 2005. Paleomagnetic Directions from Nersa Intrusions of the Biryusa Terrane, Siberian Craton, as a Reflection of Tectonic Events in the Neoproterozoic. Russian Geology and Geophysics 46 (4), 395–410.

Misawa K., Yamazaki F., Ihira N., Nakamura N., 2000. Separation of Rare Earth Elements and Strontium from Chondritic Meteorites by Miniaturized Extraction Chromatography for Elemental and Isotopic Analyses. Geochemical Journal 34 (1), 11–21. https://doi.org/10.2343/geochemj. 34.11.

Nozhkin A.D., Turkina O.M., Savko K.A., 2021. Geochemistry and Isotope Composition of Paleoproterozoic Granites and Felsic Volcanics of the Elash Graben: Evidence of the Heterogeneity of the Early Precambrian Crust. Russian Geology and Geophysics 62 (10), 1175–1187. https://doi.org/ 10.2113/RGG20204206.

O'Nions R.K., Hamilton P.J., Evensen N.M., 1977. Variations in ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd and ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr Ratios in Oceanic Basalts. Earth and Planetary Science Letters 34 (1), 13–22. https:// doi.org/10.1016/0012-821x(77)90100-5.

Pearce J.A., 2008. Geochemical Fingerprinting of Oceanic Basalts with Applications to Ophiolite Classification and the Search for Archean Oceanic Crust. Lithos 100 (1–4), 14–48. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.016.

Pearce J.A., Ernst R.E., Peate D.W., Rogers C., 2021. LIP Printing: Use of Immobile Element Proxies to Characterize Large Igneous Provinces in the Geologic Record. Lithos 392–393, 106068. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021. 106068.

Romanov M., Sovetov Ju.K., Vernikovsky V.A., Rosenbaum G., Wilde S.A., Vernikovskaya A.E., Matushkin N.Yu., Kadilnikov P.I., 2020. Late Neoproterozoic Evolution of the Southwestern Margin of the Siberian Craton: Evidence from Sedimentology, Geochronology and Detrital Zircon Analysis. International Geology Review 63 (13), 1658–1681. https://doi.org/10.1080/00206814.2020.1790044.

Rudnick R.L., Fountain D.M., 1995. Nature and Composition of the Continental Crust: A Lower Crustal Perspective. Reviews of Geophysics 33 (3), 267–309. https://doi.org/ 10.1029/95RG01302.

Rudnick R.L., Gao S., 2013. Composition of the Continental Crust. Treatise on Geochemistry 4, 1–51. https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00301-6.

Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Menshagin Yu.V., Konstantinov K.M., Watanabe T., 2000. Dike Swarms in the Southern Flank of the Siberian Craton as the Indicators of the Rodinia Supercontinent Breakup. Geotectonics 6, 59–75 (in Russian) [Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Меньшагин Ю.В., Константинов К.М., Ватанабе Т. Дайковые рои южного фланга Сибирского кратона – индикаторы распада суперконтинента Родиния // Геотектоника. 2000. № 6. С. 59–75].

Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Menshagin Yu.V., Watanabe T., Pisarevsky S.A., 2003. Neoproterozoic Mafic Dike Swarms of the Sharyzhalgai Metamorphic Massif, Southern Siberian Craton. Precambrian Research 122 (1–4), 359-376. https://doi.org/10.1016/S0301-926 8(02)00219-X.

Söderlund U., Johansson L., 2002. A Simple Way to Extract Baddeleyite (ZrO_2) . Geochemistry, Geophysics, Geosystems 3 (2). https://doi.org/10.1029/2001GC000212.

Stacey J.S., Kramers J.D., 1975. Approximation of Terrestrial Lead Isotope Evolution by a Two-Stage Model. Earth and Planetary Science Letters 26 (2), 207–221. https://doi. org/10.1016/0012-821X(75)90088-6. State Geological Map of the Russian Federation, 2012. Angaro-Lenskaya Series. Scale of 1:1000000. Sheet N-47 (Nizhneudinsk). Explanatory Note. VSEGEI, Saint Petersburg, 652 p. (in Russian) [Государственная геологическая карта Российской Федерации. Ангаро-Ленская серия. Масштаб 1:1000000. Лист N-47 (Нижнеудинск): Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2012. 652 с.].

Steiger R.H., Jäger E., 1977. Subcommission on Geochronology: Convention on the Use of Decay Constants in Geo- and Cosmochronology. Earth and Planetary Science Letters 36 (3), 359–362. https://doi.org/10.1016/0012-821X(77)90060-7.

Sun S.-S., McDonough W.F., 1989. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes. Geological Society of London Special Publications 42 (1), 313–345. https://doi.org/10. 1144/GSL.SP.1989.042.01.19.

Turkina O.M., Izokh A.E., 2023. Heterogeneous Subcontinental Lithospheric Mantle below the South Margin of the Siberian Craton: Evidence from Composition of Paleoproterozoic Mafic Associations. Russian Geology and Geophysics 64 (10), 1141–1160. https://doi.org/10.2113/RGG 20234575.

Turkina O.M., Izokh A.E., Nozhkin A.D., 2021. Metabasalts of Greenstone Belt of the Bulun Terrane (Southwestern Siberian Craton) as Indicators of Compositional and Isotopic Features of Archaean Mantle. Petrology 29, 315–335. https://doi.org/10.1134/S086959112104007X.

Vasyukova E.A., Metelkin D.V., Letnikov F.A., Letnikova E.F., 2019. New Isotope Constraints on the Time of Formation of the Nersinskii Dolerite Complex from the Biryusa-Sayan Area. Doklady Earth Sciences 485, 363–367. https://doi. org/10.1134/S1028334X19040172.

Winchester J.A., Floyd P.A., 1977. Geochemical Discrimination of Different Magma Series and Their Differentiation Products Using Immobile Elements. Chemical Geology 20, 325–343. https://doi.org/10.1016/0009-2541(77)9 0057-2.