

УДК 552.4

ГЕТЕРОГЕННАЯ СУБКОНТИНЕНТАЛЬНАЯ ЛИТОСФЕРНАЯ МАНТИЯ ПОД ЮЖНЫМ ФЛАНГОМ СИБИРСКОГО КРАТОНА: СВИДЕТЕЛЬСТВА ПО СОСТАВУ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ МАФИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ

О.М. Туркина^{1,2}, А.Э. Изох^{1,2}

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия

²Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 1, Россия

Палеопротерозойские мафические ассоциации Иркутского блока Шарыжалгайского выступа представлены габбро-долеритовыми дайками и небольшими интрузиями габброноритов и монцодиоритов, образованными в интервале 1.87–1.84 млрд лет субсинхронно с проявлением гранитоидного и базитового магматизма Южно-Сибирского пояса (ЮСП). Все палеопротерозойские мафические ассоциации Иркутского блока характеризуются наличием биотита и щелочного полевого шпата, обогащением K_2O , Ba, Th, легкими РЗЭ, демонстрируют сильно фракционированные мультиэлементные спектры с резкими минимумами по Nb и Ti и имеют крайне низкие $\epsilon_{Nd}(T)$ от -5.1 до -10.1 . Эти черты состава определяют сходство пород с базитовыми комплексами в центральной и восточной частях ЮСП (Байкальский выступ и западная часть Алданского щита). Геохимические и изотопные характеристики мафических пород не связаны с коровой контаминацией, а отражают состав субконтинентальной литосферной мантии (СКЛМ) обогащенной под действием кислых надсубдукционных и сходных с OIB мафических расплавов, образованных при низкой степени плавления. Наличие контрастных по составу палеопротерозойских габброноритов в Онотском блоке Шарыжалгайского выступа, обедненных K_2O , Ba, LILE, Th, легкими РЗЭ, показывающих слабое деплетирование Nb и более высокие $\epsilon_{Nd}(T)$ от -0.3 до -1.4 , свидетельствует не только об увеличении вклада деплетированного астеносферного источника в их генезис, но и о гетерогенности субконтинентальной литосферной мантии под южным флангом Сибирского кратона. Формирование обогащенных доменов СКЛМ на всем протяжении Южно-Сибирского пояса является главным образом результатом архейских субдукционных метасоматических процессов. Широкое распространение на различных раннедокембрийских кратонах палеопротерозойских базитовых комплексов с субдукционными геохимическими характеристиками и отрицательными $\epsilon_{Nd}(T)$ обусловлено глобальным изменением состава и увеличением гетерогенности субконтинентальной литосферной мантии к концу архея.

Палеопротерозой, базиты, изотопный состав, субконтинентальная литосферная мантия

HETEROGENEOUS SUBCONTINENTAL LITHOSPHERIC MANTLE BELOW THE SOUTH MARGIN OF THE SIBERIAN CRATON: EVIDENCE FROM COMPOSITION OF PALEOPROTEROZOIC MAFIC ASSOCIATIONS

O.M. Turkina, A.E. Izokh

Paleoproterozoic mafic associations of the Irkut block from the Sharyzhalgai uplift are gabbro-dolerite dikes and small gabbronorite and monzodiorite massifs, which formed at 1.87–1.84 Ga and were coeval with granitoids and basite intrusions of the South Siberian magmatic belt (SSB). All the Paleoproterozoic mafic associations of the Irkut block are characterized by the presence of biotite and alkali feldspar, enrichment in K_2O , LILE, Th, and light REE, highly fractionated multielement spectra with sharp Nb and Ti depletion, and extremely low $\epsilon_{Nd}(T)$ from -5.1 to -10.1 . In these compositional features, they are similar to mafic complexes in the central and eastern parts of the SSB (the Baikal uplift and the western Aldan shield). Their geochemical and isotopic characteristics did not result from crustal contamination but point to derivation from the subcontinental lithospheric mantle (SCLM) enriched by reaction with felsic subduction-related and OIB-like mafic melts formed at a low degree of melting. The geochemically contrasting Paleoproterozoic gabbronorites in the Onot block of the Sharyzhalgai uplift are marked by depletion in K_2O , Ba, LILE, Th, and light REE, weak depletion in Nb, and higher $\epsilon_{Nd}(T)$ from -0.3 to -1.4 . The gabbronorites indicate not only an increase in the contribution of a depleted source to their genesis but also the heterogeneity of the subcontinental lithospheric mantle below the south margin of the Siberian Craton. The formation of enriched SCLM domains throughout the South Siberian belt was mainly the result of Archean subduction-related metasomatic processes. The wide distribution of Paleoproterozoic mafic complexes with subduction geochemical signatures and negative $\epsilon_{Nd}(T)$ on most early Precambrian cratons is due to global change in the composition and an increase in the heterogeneity of the subcontinental lithospheric mantle toward the end of the Archean.

Paleoproterozoic, basite, isotopic composition, subcontinental lithospheric mantle

© Туркина О.М. ✉, Изох А.Э.

✉ e-mail: turkina@igm.nsc.ru

ВВЕДЕНИЕ

Разновозрастные мафические ассоциации, включающие дайковые рои, вулканиты и габброидные интрузии, являются главными источниками информации о составе мантии и его изменении во времени. Закономерные вариации в составе мафических ассоциаций в геологической истории связывают прежде всего с изменениями в условиях плавления, обусловленных снижением потенциальных мантийных температур [Keller, Shoene, 2018]. В цитируемой работе для континентальных базальтов показано увеличение La/Yb и концентраций Zr , Nb , Ti во времени, наиболее резко проявленное на рубеже 2.5 млрд лет. В качестве другого фактора, который мог влиять на разнообразие геохимических свойств базитов раннего докембрия, рассматривается изменение мантийных источников, т. е. появление мантийных доменов с резко деплетированными или обогащенными геохимическими характеристиками, а также источников с отчетливыми субдукционными характеристиками, происходившее в переходный период от 3 до 2 млрд лет [Condie, 2018]. Для палеопротерозойских базитовых комплексов исследованиями последнего десятилетия установлены широкие вариации изотопного состава Nd , в том числе во многих случаях отрицательные значения $\epsilon_{Nd}(T)$, которые рассматриваются как следствие коровой контаминации [Sibrowski et al., 2017; Li et al., 2020], так и вклада долгоживущих обогащенных источников литосферной мантии [Rivalenti et al., 1998; Гонгальский и др., 2008а; Sandeman et al., 2013; Hughes et al., 2014; Pandey et al., 2021; Singh et al., 2021; Samal et al., 2021; Gladkochub et al., 2022]. Эти изотопные параметры контрастно отличают их от архейских базитовых комплексов с доминирующими деплетированными изотопными характеристиками и предполагают изменение мантийных источников во времени.

Все проявления палеопротерозойского гранитоидного и базитового магматизма вдоль южного фланга Сибирского кратона, сформированные в диапазоне 1.88—1.84 млрд лет, объединены в Южно-Сибирский магматический пояс (ЮСП), трассирующий с запада на восток раннедокембрийские структуры Шарыжалгайского и Байкальского выступов и Алданского щита [Donskaya, Gladkochub, 2021]. На основании особенностей геохимии и изотопного Nd состава для базитовых комплексов центральной и восточной частей этого пояса предполагается формирование в результате плавления литосферных мантийных источников и/или коровой контаминации. В настоящей работе представлены химическая и изотопная характеристики палеопротерозойских габбро-долеритов, габброноритов и монцодиоритов Иркутского гранулитогнейсового блока Шарыжалгайского выступа, которые существенно дополняют информацию по западной части ЮСП. Целью работы является обоснование вклада обогащенной субконтинентальной литосферной мантии (СКЛМ) в генезис палеопротерозойских мафических ассоциаций Шарыжалгайского выступа и ЮСП в целом, а также оценки времени и процессов ее формирования. Для выяснения зависимости состава палеопротерозойских мафических ассоциаций от параметров литосферной мантии, сформированной на архейском этапе, проведено сопоставление геохимических и изотопных характеристик архейских и палеопротерозойских мафических ассоциаций из Иркутского и Онотского блоков Шарыжалгайского выступа с различной архейской предысторией, используя данные из работ [Туркина и др., 2022; Туркина, 2023].

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ШАРЫЖАЛГАЙСКОГО ВЫСТУПА И СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ МАФИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ

Геологическое строение Шарыжалгайского выступа. Шарыжалгайский выступ является южным обнаженным окончанием Тунгусской провинции фундамента Сибирской платформы (рис. 1, *a*). Он состоит из Булунского и Онотского гранит-зеленокаменных, Китойского и Иркутского гранулитогнейсовых блоков, границами которых служат региональные разломы северо-западного и субмеридионального простирания.

Булунский блок сложен двумя породными комплексами: палеоархейскими (3.30—2.25 млрд лет) плагиогнейсами и плагиогранитоидами тоналит-трондьемит-гранодиоритового состава (ТТГ комплекс) и мезоархейскими (~2.8 млрд лет) амфиболитами и парагнейсами зеленокаменных поясов (ЗКП), представляющими породы океанической коры и океанической островной дуги [Туркина и др., 2021]. Онотский блок (см. рис. 1) образован тектонически совмещенными пластинами, сложенными палеоархейскими (3.4 млрд лет) плагиогнейсами и плагиогранитоидами ТТГ комплекса и метаосадочно-вулканогенными ассоциациями ЗКП [Туркина и др., 2021]. Зеленокаменный пояс включает три толщи (снизу вверх): 1) биотит-амфиболовых микрогнейсов (метариолитов), 2) амфиболитов, амфиболовых сланцев, доломитов, магнезитов и железистых кварцитов, 3) гранат-ставролит-биотитовых и биотитовых сланцев, амфиболитов. Формирование пород Онотского ЗКП ограничено интервалом 2.88—2.75 млрд лет и происходило в обстановке растяжения и рифтогенеза палеоархейской континентальной коры [Туркина et al., 2020; Туркина и др., 2022].

Иркутский блок на юго-востоке Шарыжалгайского выступа (см. рис. 1) сложен доминирующей ассоциацией мафических и кислых гранулитов, магматические протолиты которых образовались в нео-

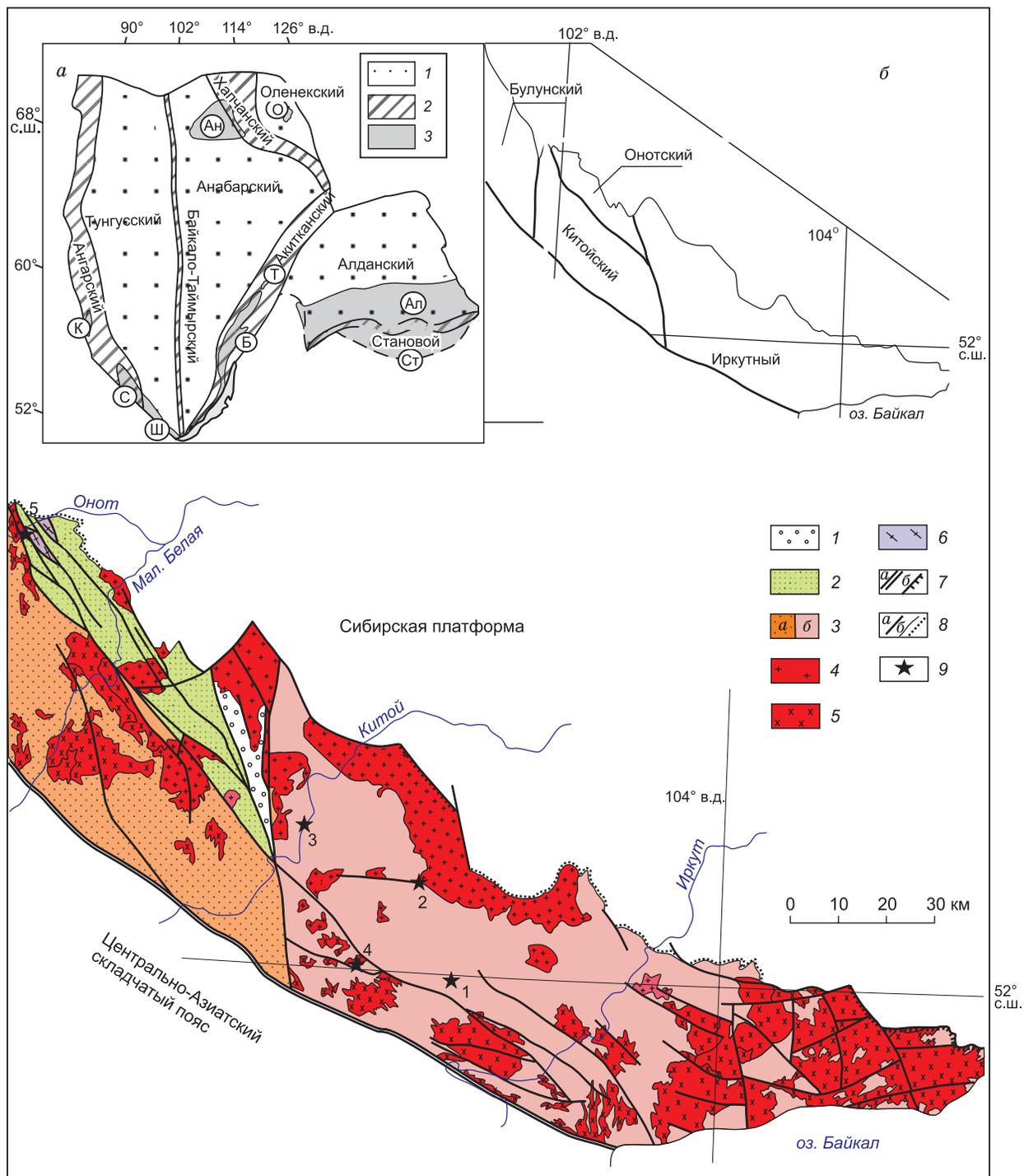


Рис. 1. Геологическая схема восточной части Шарыжалгайского выступа.

1 — палеопротерозойские отложения; 2 — метаосадочно-вулканогенные отложения Оновского ЗКП; 3 — архейские гранулитогнейсовые комплексы Китойского (а) и Иркутского (б) блоков; 4 — палеопротерозойские гранитоиды; 5 — архей-палеопротерозойские гранитоиды нерасчлененные; б — палеоархейские гнейсы; 7 — тектонические границы: а — разломы, б — надвиги; 8 — геологические границы (а), границы несогласного залегания (б); 9 — проявления палеопротерозойского мафического магматизма: 1 — Полуденный массив, 2 — мафические включения и дайка в приконтактовой зоне Тойсуковского монцодиорит-гранитного массива, 3 — Китойский дайковый рой, 4 — Малозадойский массив, 5 — Алзагайский массив. На врезке а — главные тектонические элементы Сибирского кратона: 1 — супертеррейны, 2 — палеопротерозойские орогенные пояса, 3 — выступы фундамента: Ал — Алданский, Ст — Становой, О — Оленекский, Ан — Анабарский, К — Канский, С — Саянский, Ш — Шарыжалгайский, Б — Байкальский, Т — Тонодский, по [Donskaya, 2020] с изменениями; на врезке б — схема блоков Шарыжалгайского выступа.

архейское время (2.70—2.66 млрд лет), подчиненными высокоглиноземистыми парагнейсами, возраст последних оценивается ≤ 2.75 млрд лет, палеопротерозойскими (1.95—1.84 млрд лет) парагнейсами, мраморами и кальцифирами, а также включает реликты палеоархейских (~3.4 млрд лет) гранулитов среднего состава [Туркина, 2022]. Протолиты доминирующих неоархейских мафических и кислых гранулитов соответствуют магматическим ассоциациям субдукционных обстановок, сформированным на более древнем сиалическом основании [Turkina et al., 2012; Туркина, 2023]. Все архейские магматические и осадочные породы испытали высокотемпературный метаморфизм и были инъецированы син-складчатыми жильными гранитоидами на рубеже 2.55—2.54 млрд лет [Poller et al., 2005; Сальникова и др., 2007; Turkina et al., 2012].

Древнейшие породы Китойского блока — тонкополосчатые гранитогнейсы были сформированы в мезоархее около 2.99 млрд лет и подобно породам Иркутского блока интродуцированы жильными телами гранитоидов в конце неоархея — 2.54 млрд лет [Туркина, Сухоруков, 2022]. В строении Китойского блока доминируют биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы и гранитогнейсы с субпластовыми телами амфиболитов, гранатсодержащие и высокоглиноземистые гнейсы с прослоями мраморов и кальцифилов. Эти породы метаморфизованы в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации в конце неоархея — 2.49—2.45 млрд лет [Sukhorukov et al., 2020].

Породы всех блоков были метаморфизованы в палеопротерозое в условиях от эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой до гранулитовой фации [Сухоруков, Туркина, 2018; Turkina et al., 2020]. Субсинхронный с метаморфизмом наиболее масштабный гранитоидный и базитовый магматизм происходил в интервале 1.88—1.84 млрд лет во всех блоках Шарыжалгайского выступа [Poller et al., 2005; Сальникова и др., 2007; Туркина, Капитонов, 2019; Туркина и др., 2023]. Эти процессы были связаны с коллизионным орогенезом, результатом чего явилась финальная амальгамация раннедокембрийских блоков коры с образованием Сибирского кратона на рубеже 2.00—1.84 млрд лет [Розен, 2003; Donskaya, 2020] и его последующее вхождение в структуру начавшего свое формирование палеопротерозойского суперконтинента Колумбия [Elming et al., 2021]. Доминирующим было связанное с постколлизионным растяжением образование крупных гранитоидных интрузий, мелких массивов и жильных тел гранитов и чарнокитов в интервале 1.88—1.84 млрд лет.

Палеопротерозойский мафический магматизм. Продукты палеопротерозойского мафического магматизма в пределах Шарыжалгайского выступа представлены габбро-долеритовыми дайками, мелкими габброидными и монцодиоритовыми массивами и монцодиоритами в составе крупных гранитоидных батолитов. Большинство из них сосредоточены в Иркутском блоке и включают габбро-долериты Китойского роя даек, Малозадойский плагиоперидотит-габброноритовый массив, монцодиориты Полуденного массива, габбро-долериты из фрагментов даек и мафических включений в приконтактной зоне Тойсукского массива и монцодиориты первой фазы этого массива (см. рис. 1).

Палеопротерозойский рой даек, сложенных габбро-долеритами, локализован в среднем течении р. Китой. Около десятка тел маломощных (до 0.8 м) даек характеризуются субмеридиональным и северо-западным простиранием и крутым падением [Гладкочуб и др., 2013]. Вмещающими для Китойского дайкового роя служат преимущественно неоархейские гнейсовидные гранитоиды. Сходные по составу тела габбро-долеритов установлены в юго-западной экзо- и эндоконтактной зонах Тойсукского монцодиорит-гранитного массива в междуречье Большого Задоя и Тойсука. В левом борту р. Большой Задой (52°08'34.8" с. ш., 103°07'03.9" в. д.) фрагменты габбро-долеритовой дайки видимой мощности до 0.5 м установлены в коренных выходах, сложенных архейскими полосчатыми гнейсовидными гранитами. Многочисленные включения габбро-долеритов удлиненной, неправильной и овальной формы и видимого размера 0.3—0.8 м встречаются и в эндоконтактной зоне среди монцодиоритов и гранодиоритов Тойсукского массива [Туркина и др., 2023]. Основной объем Тойсукского массива сложен крупнозернистыми, слабопорфировидными биотит-амфиболовыми и амфибол-биотитовыми гранодиоритами и граносиенитами. Меланократовые пироксен-биотит-амфиболовые монцодиориты образуют обособления видимого размера до первых метров, реже 10—20 м среди гранодиоритов в юго-западной части массива [Туркина, Капитонов, 2019]. Небольшие тела протяженностью около 400 м, сложенные флогопит- и амфиболсодержащими долеритами, развиты также среди архейских пород в среднем течении р. Китой и интерпретируются как породы шошонитового ряда [Ivanov et al., 2019].

Малозадойский перидотит-габброноритовый массив расположен на юго-западе Иркутского блока в междуречье Тойсука и Китоя среди архейских мафических и кислых гранулитов, инъецированных гнейсовидными биотитовыми гранитоидами. Этот массив представляет собой выгнутое в плане тело видимого размера 800 × (75—25) м, мощность которого, по данным бурения, составляет около 240 м. Он сложен доминирующими оливиновыми габброноритами и габброноритами и редкими плагиоперидотитами [Мехоношин и др., 2016].

Полуденный массив локализован в центральной части Иркутского блока в междуречье Полуденного и Среднего Тойсука (52°01'27.6" с. ш., 103°15'59.2" в. д.) и представляет собой тело видимого разме-

Таблица 1.

**Возраст палеопротерозойских базитовых ассоциаций Иркутского блока
и зоны его сочленения с Китайским блоком**

№ п/п	Ассоциация	Порода	Минерал	Возраст, млн лет	Источник данных
1	Малозадовый массив	Габбронориты	Бадделеит	1863 ± 1	[Мехоношин и др., 2016]
2	Полуденный массив	Монцодиорит	Циркон	1873 ± 10	[Туркина и др., 2023]
3	Китайский рой	Габбро-долерит	»	1864 ± 4	[Гладкочуб и др., 2013]
4	Фрагмент дайки р. Бол. Задой	»	»	1858 ± 6.5	[Туркина и др., 2023]
5	Включения в Тойсукском массиве	»	»	1855 ± 4.2 1851 ± 7.7	»
6	Тойсукский массив	Монцодиориты	»	1838 ± 6	[Туркина, Капитонов, 2019]
7	Дайки среднего течения р. Китой	Долериты	»	1864.7 ± 1.8	[Ivanov et al., 2019]

ра 800 × 120 м, вмещающими для которого являются архейские мафические и кислые гранулиты, инъецированные многочисленными жилами гранитоидов. Монцодиориты имеют секущие контакты с вмещающими архейскими породами, массивную текстуру и не обнаруживают следов деформаций.

К проявлениям палеопротерозойского мафического магматизма за пределами Иркутского блока относится Алзагайский габброидный массив, который расположен в Онотском блоке и представляет вытянутое в плане тело (4.0 × 0.7 км). Массив имеет секущие контакты с амфиболитами ЗКП и сложен габброноритами и оливинowymi габброноритами, в различной степени амфиболитизированными [Туркина и др., 2022]. Палеопротерозойский возраст габброидов Алзагайского массива обосновывается геологическими данными. Габбронориты имеют секущие контакты с мезоархейскими породами ЗКП, не деформированы и секутся мелкими жилами палеопротерозойских гранитов.

Возраст палеопротерозойских мафических ассоциаций. Возраст габбро-долеритов из дайки Китайского роя и габброноритов Малозадового массива был определен по циркону и бадделеиту и составляет 1864 ± 4 и 1863 ± 1 млн лет соответственно [Гладкочуб и др., 2013; Мехоношин и др., 2016]. Близкий возраст — 1864.7 ± 1.8 млн лет — был установлен для шошонитовых даек в среднем течении р. Китой [Ivanov et al., 2019]. Цирконы из монцодиоритов Тойсукского массива имеют возраст 1837 ± 6 млн лет [Туркина, Капитонов, 2019]. Результаты датирования U-Pb методом по циркону габбро-долеритов в приконтактной зоне Тойсукского массива и монцодиоритов Полуденного массива детально изложены в работе [Туркина и др., 2023]. Для монцодиоритов Полуденного массива средневзвешенный ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb возраст 48 зерен циркона с дискордантностью (*D*) ≤ 3 % составляет 1873 ± 10 млн лет и в пределах ошибки равен их конкордантному возрасту — 1867 ± 2 млн лет. Возраст габбро-долерита из фрагмента дайки в приконтактной зоне Тойсукского массива по верхнему пересечению дискордии с конкордией составляет 1858 ± 7 млн лет. Цирконы из двух включений габбро-долеритов в Тойсукском массиве характеризуются средневзвешенным ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb возрастом 1855 ± 4 млн лет и конкордантным возрастом 1850 ± 7 млн лет соответственно. Таким образом, согласно геохронологическим данным (табл. 1), формирование всех мафических ассоциаций в Иркутском блоке происходило в интервале 1.87—1.84 млрд лет и было субсинхронно с гранитоидным магматизмом (1.88—1.84 млрд лет). Данному этапу палеопротерозойского магматизма в центральной и западной части ЮСП отвечают базальты и долеритовые дайки Байкальского выступа [Шохорова и др., 2010], а в Алданском щите — Чинейский габброидный массив [Гонгальский и др., 2008б; Попов и др., 2009], магнезиальные карбонатиты Селигдара [Doroshkevich et al., 2018], долериты Каларо-Нимырьского роя [Ernst et al., 2016] и диабазовые дайки куранахского комплекса [Попов и др., 2012].

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Содержание главных и редких элементов в породах определены в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск) рентгенофлуоресцентным методом на спектрометре ARL-9900 XL и методом ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения ELEMENT (Finnigan Mat) с ультразвуковым распылителем U-5000AT+ по методике [Николаева и др., 2008]. На стадии химической подготовки образцов использовали сплавление с особо чистым метаборатом лития при 1050 °С в платиновых тиглях с последующим растворением полученного сплава в разбавленной азотной кислоте. Для обеспечения стабильности полученного раствора поддерживали общую кислотность на уровне 5 % HNO₃ и добавляли следовые количества HF, что необходимо для корректного определения высокозарядных элементов. Сплавление при высокой температуре обеспечивает разложение практически всех наиболее трудновскрываемых минералов, которые могут быть концентраторами редкоземельных и высокозарядных элементов, а повышение кислотности и добавки HF в качестве комплексобразователя стабилизируют

Таблица 2. Sm-Nd изотопные данные для палеопротерозойских мафических ассоциаций Иркутского блока

№ п/п	Образец	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$
		г/г				
1	6-01	17.0	104.4	0,0983	0.511124 ± 8	-6.0
2	61-21	8.0	47.7	0.1014	0.511003 ± 7	-9.1
3	62-21	8.2	48.6	0.1015	0.511007 ± 7	-9.1
4	67-21	12.7	82.1	0.0933	0.511110 ± 5	-5.1
5	58-21	10.4	60.0	0.1048	0.510996 ± 6	-10.1
6	25-13	7.4	39.7	0.1128	0.511279 ± 9	-6.5
7	7-21	10.4	59.9	0.1047	0.511021 ± 5	-9.6
8	13-21	8.5	45.3	0.1127	0.511229 ± 12	-7.4
9	14-21	10.3	56.4	0.1101	0.511262 ± 5	-6.1
10	15-21	10.2	54.1	0.1142	0.511293 ± 12	-6.5
11	65-15	26.8	171.3	0.0944	0.510879 ± 5	-9.9
12	63-15	26.4	177.4	0.0898	0.510978 ± 13	-6.8
13	93-83	4.46	24.3	0.1112	0.511210 ± 4	-7.4
14	1932	4.9	27.7	0.1074	0.511190 ± 7	-6.9
15	1933	3.8	21.3	0.1075	0.511188 ± 6	-7.0
16	1931	4.3	24.5	0.1072	0.511183 ± 6	-7.0
17	22-21	6.9	37.1	0.1129	0.511215 ± 6	-7.7
18	27-21	6.3	33.4	0.1137	0.511223 ± 7	-7.8
19	28-21	2.6	14.0	0.1140	0.511212 ± 6	-8.1

Примечание. 1—10 — габбро-долериты: 1—6 — Китайский ареал, 7—10 — дайки и включения, приконтактовая зона Тойсукского массива; 11, 12 — монцодиориты Тойсукского массива [Туркина, Капитонов, 2019]; 13—16 — габбро-нориты Малозадоийского массива; 17—19 — монцодиориты, Полуденный массив. Для расчета $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ принят возраст 1.86 млрд лет.

ют эти растворы и минимизируют потери высокозарядных элементов, которые могут происходить в результате гидролиза при низкой кислотности. Пределы обнаружения редкоземельных и высокозарядных элементов составляют от 0.005 до 0.1 г/т. Точность анализа составляла в среднем 2—5 отн. %.

Определение концентраций и изотопного состава Sm и Nd проведено методом TIMS на мультиколлекторном термоионизационном масс-спектрометре двойной фокусировки TRITON Plus в ЦКП «Геоаналитик» Института геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург) в статическом режиме по методике, описанной в работе [Аникина и др., 2018]. Холостое внутрилабораторное загрязнение составило 0.07 нг для Sm и 0.4 нг для Nd. Точность определения концентраций Sm и Nd составляет $\pm 1\%$ (2σ), изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} \pm 0.3\%$ (2σ), $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm \pm 0.003\%$ (2σ) (табл. 2). Измеренные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормализованы к $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.241572$. Оценка качества измерений контролировалась по изотопному стандарту JNdi-1, за период исследования средневзвешенное значение ($N = 16$) отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ составило 0.512109 ± 6 (2σ). Значения величины ϵ_{Nd} определены относительно CHUR ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$) [Jacobsen, Wasserburg, 1984].

СОСТАВ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ МАФИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ

Петрографическая характеристика пород. Габбро-долериты дайковых тел и из меланократовых включений в породах Тойсукского массива имеют близкий минеральный состав (рис. 2, а, б). Они содержат вкрапленники плагиоклаза, типичная минеральная ассоциация основной массы включает Crx (10—20 %) + Orx (10—15 %) + Pl (50—60 %) + Bt (5—10 %) + Fsp (3—6 %) + Qz (до 1—3 %). Пироксены имеют структуры распада твердых растворов в виде тонких ламелл рудного минерала. Бiotит образует удлиненные лейсты в сростаниях с пироксенами, ему присуще высокое содержание TiO_2 (3.8—4.9 %). Щелочной полевои шпат, иногда в микрографических сростаниях с кварцем, содержит многочисленные включения апатита и реже мелкие зерна циркона. В некоторых габбро-долеритах по пироксенам развивается амфибол, содержание которого достигает 10 %. Структура пород порфириовидная, основная масса мелкозернистая долеритовая и/или габбро-офитовая, реже офитовая.

Малозадоийский массив сложен преимущественно оливиновыми и безоливиновыми габбро-норитами. Габбро-нориты это мелкозернистые породы с пойкилитовой структурой (см. рис. 2, в). Они

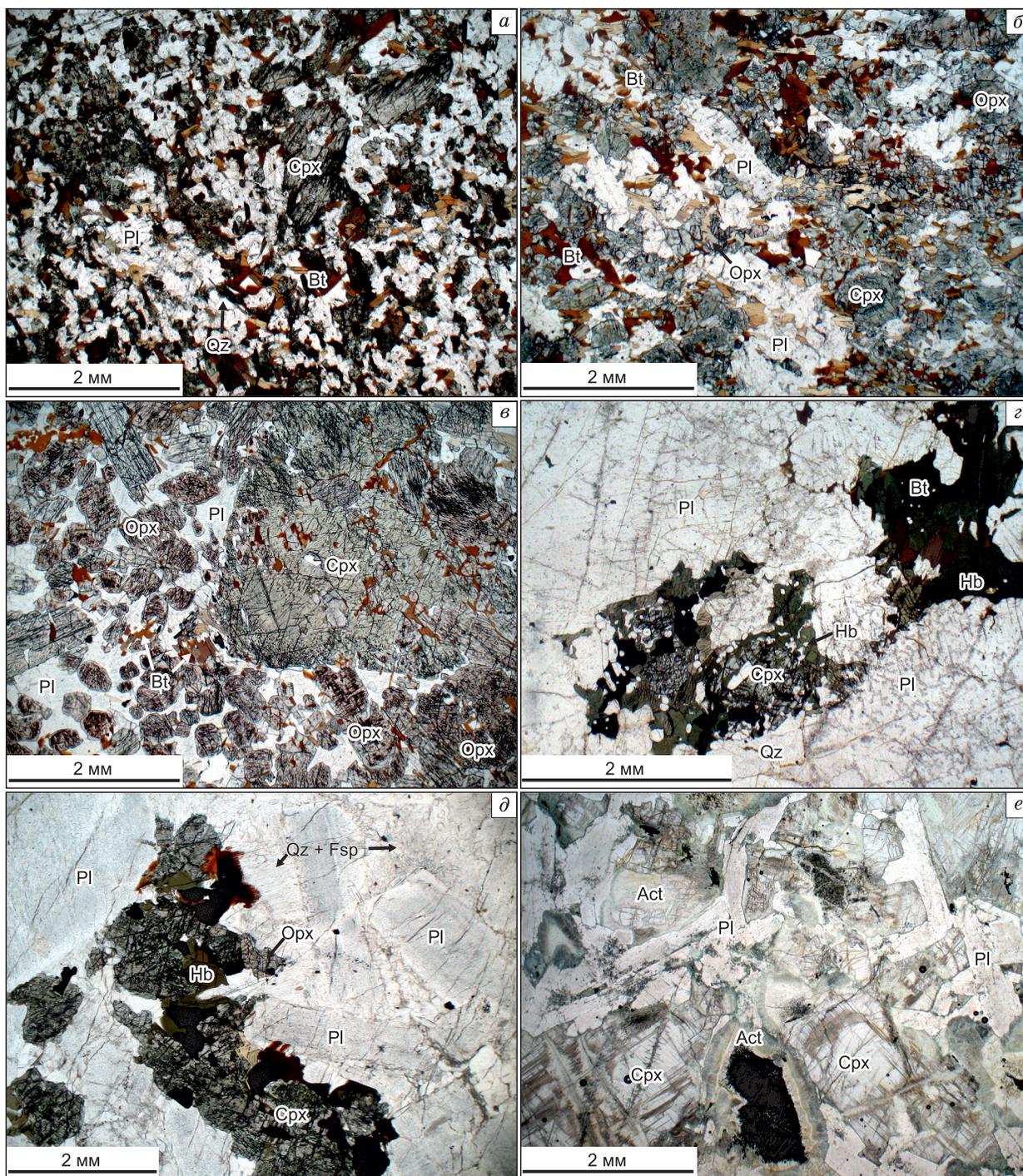


Рис. 2. Микрофотографии (николи параллельны):

a, б — габбро-долериты из даек р. Китой (*a*) и Бол. Задой (*б*), *в* — габбронорит Малозадойского массива, *г* — монцодиорит Тойсукского массива, *д* — монцодиорит Полуденного массива, *е* — габбронорит Алзагайского массива. Срх — клинопироксен, Орх — ортопироксен, Нб — роговая обманка, Вт — биотит, Пл — плагиоклаз, Fsp — щелочной полевой шпат, Qz — кварц, Act — актинолит.

сложены плагиоклазом, ортопироксеном, клинопироксеном, биотитом и щелочным полевым шпатом. Плагиоклаз (25—28 %) образует пойкилитовые кристаллы до 10 мм с антипертитами. Идиоморфные и субидиоморфные кристаллы ортопироксена (40—50 %) до 4 мм в длину имеют структуры распада твердого раствора в виде тонких ламелл рудного минерала. Клинопироксен (~15 %) представлен субидиоморфными кристаллами со структурами распада в виде ламелл рудного минерала, иногда в сроста-

нии с пижонитом. В интерстициях кристаллов пироксена расположены ксеноморфные выделения биотита (4 %), щелочного полевого шпата (2—5 %) и кварца (3—5 %). Биотит имеет высокое содержание TiO_2 (5.3—6.2 %). Амфибол, содержание которого не превышает 1 %, приурочен к зернам пироксена. Акцессорные минералы представлены обильными крупными длиннопризматическими кристаллами апатита (около 1 %) и ильменитом. Главными минералами **оливиновых габброноритов** являются оливин (до 20 %), ортопироксен (20—30 %), плагиоклаз (10—25 %), клинопироксен (около 20 %). Акцессорные минералы в породе представлены апатитом; рудные — ильменит, магнетит, пирит, пентландит, пирротин, халькопирит. Оливин подвержен регрессивным изменениям с замещением хлоритом и тальком, клинопироксен замещается амфиболом.

Монцодиориты из Тойсукского плутона содержат порфиробласты микроклина с включениями плагиоклаза (см. рис. 2, з). Гнездообразные скопления амфибола и биотита (20—25 %) сопровождаются крупными зернами апатита, ильменита, сфена, циркона и редко магнетита, содержание акцессорных минералов достигает 2—3 %. Клинопироксен встречается только в виде реликтов в амфиболе, который по составу соответствует эдениту и гастингситу. Железистый биотит имеет повышенное содержание TiO_2 (2.9—3.8 мас. %). Основная масса монцодиоритов сложена плагиоклазом, микроклином и кварцем, содержание последнего не превышает 5 %. Плагиоклаз монцодиоритов резко зональный: от An 40—42 в ядре до An 29—36 в кайме.

Полуденный массив сложен среднезернистыми **монцодиоритами** с минеральной ассоциацией Pl + Sprx + Orx + Bt + Hb + Fsp + Qz (см. рис. 2, д). Содержание главных минералов составляет (об. %): Pl — 55—60, Sprx — 10—15, Orx — 5, Bt — 2—3, Hb — 2—3, Fsp — 10, Qz — до 10. В редких меланократовых разностях повышено содержание Orx (20 %) и понижено Fsp (3 %). Клино- и ортопироксены характеризуются структурами распада твердого раствора в виде тонких ламелл рудного минерала, амфибол развивается по пироксену. Биотит обогащен TiO_2 (4.4—5.1 %). Щелочной полевого шпата часто встречается в виде микрографических сростаний с кварцем. Содержание апатита достигает 1 %, другие акцессорные минералы — это ильменит и циркон. Структура породы гипидиоморфно-зернистая с элементами пойкилитовой и микрографической.

Габбронориты Алзагайского массива состоят из клино- (19—25 %) и ортопироксена (20—25 %) и плагиоклаза (45—60 %) (см. рис. 2, е). Они в различной степени амфиболлизированы, содержание вторичного амфибола может достигать 30—40 %. Структуры пород габбро-офитовые с элементами пойкилитовых и пойкилоофитовых. Единичные ксеноморфные зерна оливина почти полностью замещены бледно-зеленым амфиболом и тальком. Вторичные минералы включают эпидот, тальк, хлорит, а акцессорные минералы представлены сфеном, рутилом и хромитом.

Геохимия мафических ассоциаций. Данные по составу пород суммированы в таблице (дополнительные материалы, https://sibran.ru/journals/Suppl_Turkina.pdf, Table S1). При характеристике габброноритов Малозадойского массива использованы данные из работы [Мехоношин и др., 2016].

Изученные мафические породы характеризуются содержанием SiO_2 от 48 до 56.8 % и широким диапазоном Mg# (82—35). По суммарному содержанию щелочей (Na_2O+K_2O) они преимущественно принадлежат к нормальному ряду, а монцодиориты Тойсукского массива — к субщелочной серии (рис. 3). По соотношению немобильных редких элементов (Nb/Y—Zr/ TiO_2) все изученные породы соответствуют субщелочным базальтам (см. рис. 3). По содержанию K_2O габбронориты Малозадойского и Алзагайского массивов являются низкокалиевыми, тогда как большинство габбро-долеритов и монцодиоритов относятся к высококалиевой до шошонитовой серии (см. рис. 3).

Высокий Mg# (79—69) и концентрации совместимых элементов (Cr = 3500—580 г/т, Ni = 1080—208 г/т) свидетельствуют в пользу кумулятивного образования габброноритов Малозадойского и Алзагайского массивов. Габбронориты Малозадойского массива имеют повышенное содержание TiO_2 (0.77—0.88 %) и P_2O_5 (0.2—0.26 %) в сравнении с породами Алзагайского массива ($TiO_2 = 0.28—0.54$ %, $P_2O_5 = 0.02—0.04$ %) (см. рис. 3). Широкий диапазон Mg# (74—39) и содержания Cr (1590—88 г/т) и Ni (204—32 г/т) для габбро-долеритов из даек и включений отражает различную степень дифференциации исходных магм. Для габбро-долеритов рост содержания Al_2O_3 и снижение CaO при уменьшении Mg# связаны с фракционированием клинопироксена и, возможно, оливина, снижение Mg# сопровождается также ростом TiO_2 (от 0.48 до 2.57 %) и P_2O_5 . Наиболее эволюционировавшие среди рассматриваемых пород это монцодиориты Тойсукского и Полуденного массивов (Mg# = 41—32, Cr = 119—39, Ni = 60—13 г/т), которые по петрогенным элементам (CaO, Al_2O_3) относительно Mg# продолжают тренды габбро-долеритов и характеризуются максимальным обогащением TiO_2 (до 1.9 %) и в меньшей степени P_2O_5 (0.41—0.68 %).

При широких вариациях содержаний главных элементов все изученные породы Иркутского блока характеризуются повышенными концентрациями несовместимых редких элементов. За исключением габброноритов Малозадойского массива, концентрации легких РЗЭ, Th, Zr, Nb в габбро-долеритах и монцодиоритах близки или превышают их среднее содержание в кислых гранулитах, отражающих состав палео- и неархейской континентальной коры Иркутского блока (рис. 4).

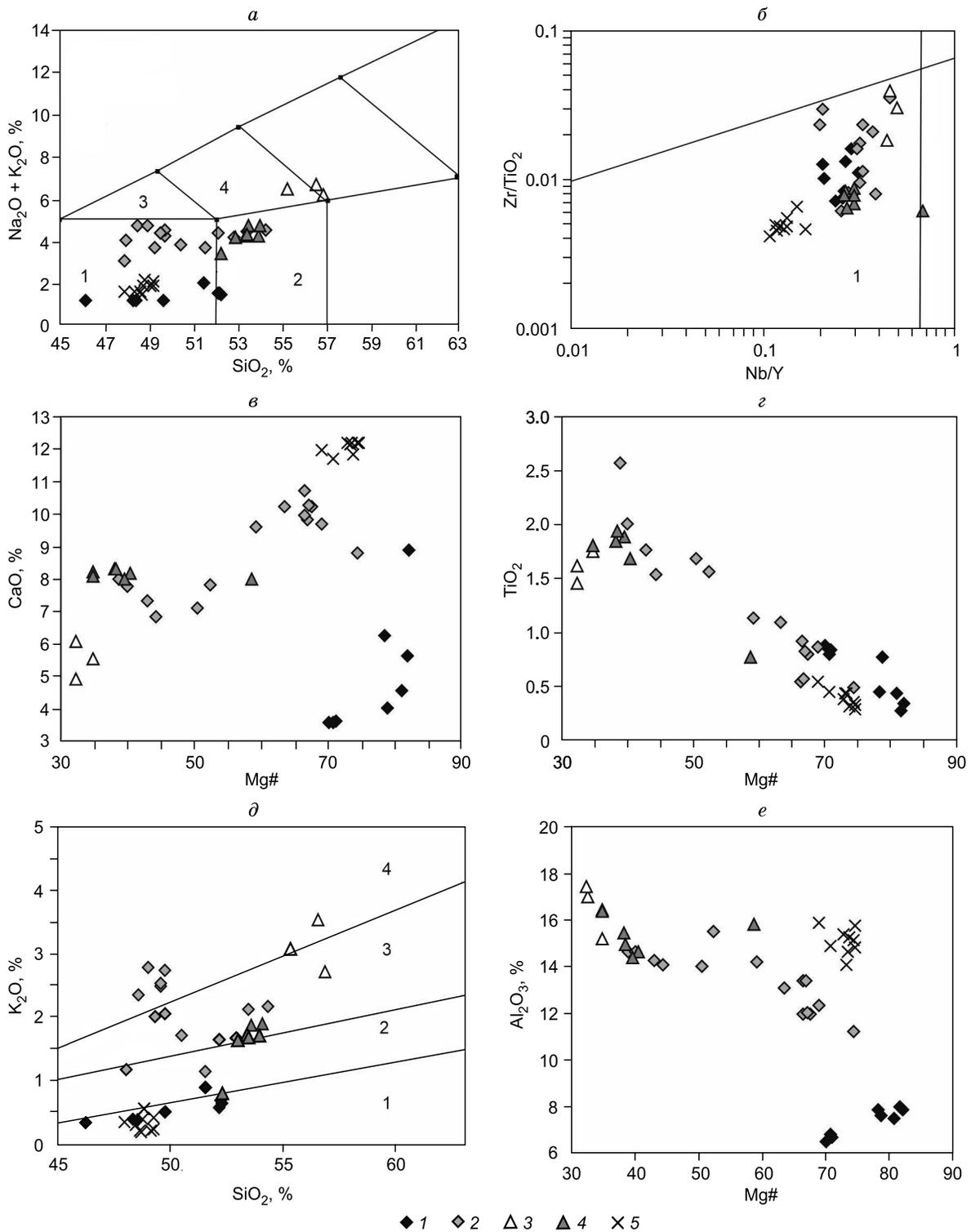


Рис. 3. Вариационные диаграммы петрогенных элементов для палеопротерозойских базитов Шарыжалгайского выступа.

1 — габбронориты Малозаодойского массива, 2 — габбро-долериты из даек и включений, 3, 4 — монционориты Тойсукского и Полуденного массивов соответственно, 5 — габбронориты Алзагайского массива.

Поля: а — 1 — пикробазальты, 2 — базальты, 3 — трахибазальты, 4 — трахиандезибазальты, по [La Maitre et al., 1989]; б — 1 — субщелочные базальты, по [Winchester, Floyd, 1977], д — 1 — низкокальцевая толеитовая, 2 — известково-щелочная, 3 — высококальцевая известково-щелочная, 4 — шошонитовая серии, по [La Maitre et al., 1989].

Для всей совокупности пород отмечается тенденция к росту концентраций легких РЗЭ, Zr, Nb при снижении Mg#, что отражает накопление несовместимых редких элементов в процессе дифференциации исходных магм. Напротив, габбронориты Алзагайского массива в Онотском блоке обеднены несо-

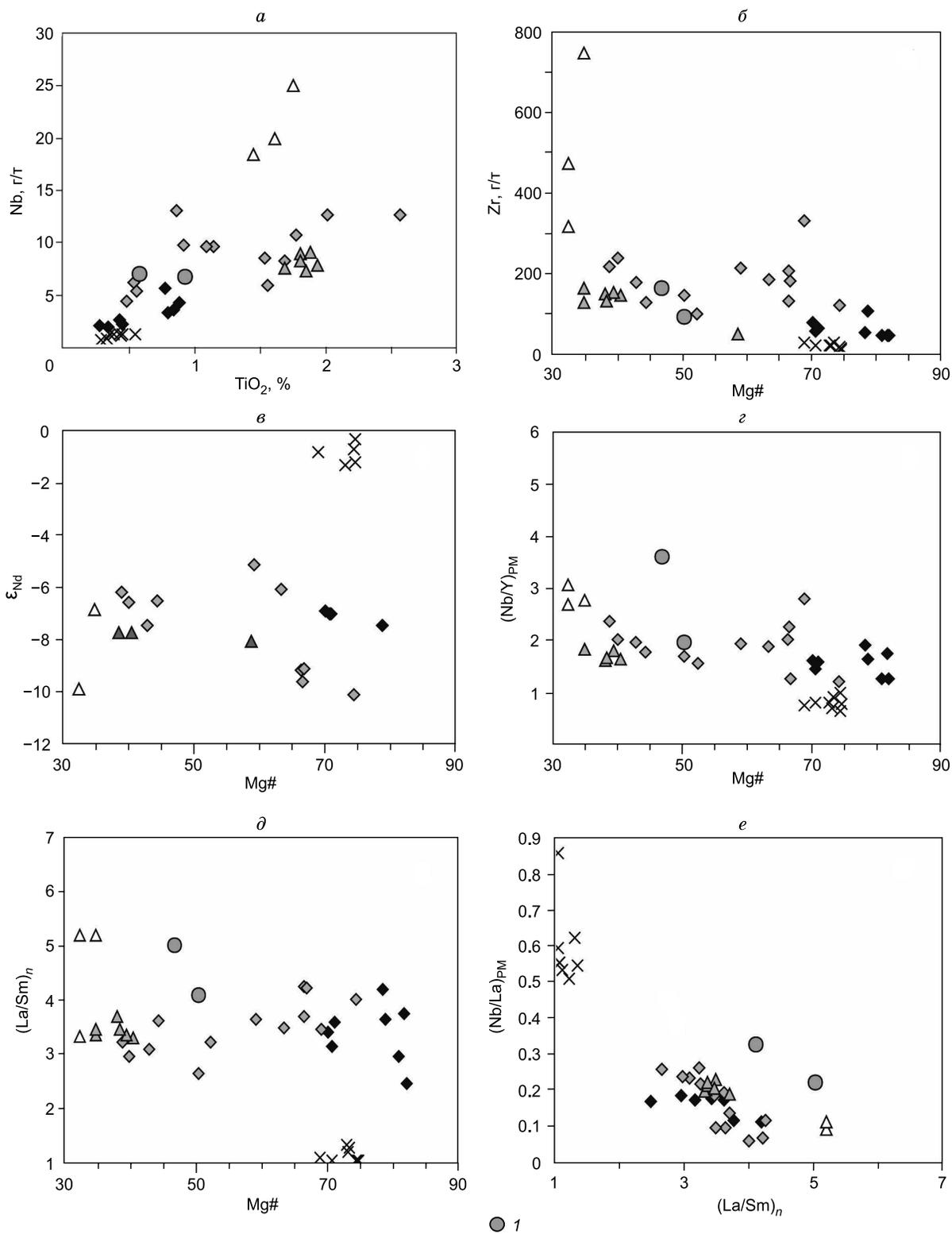


Рис. 4. Вариации содержания редких элементов и ϵ_{Nd} для пород палеопротерозойских мафических ассоциаций.

1 — средний состав нео- и палеоархейских среднекислых гранулитов, по [Туркина, 2022]. Остальные усл. обозн. см. на рис. 3.

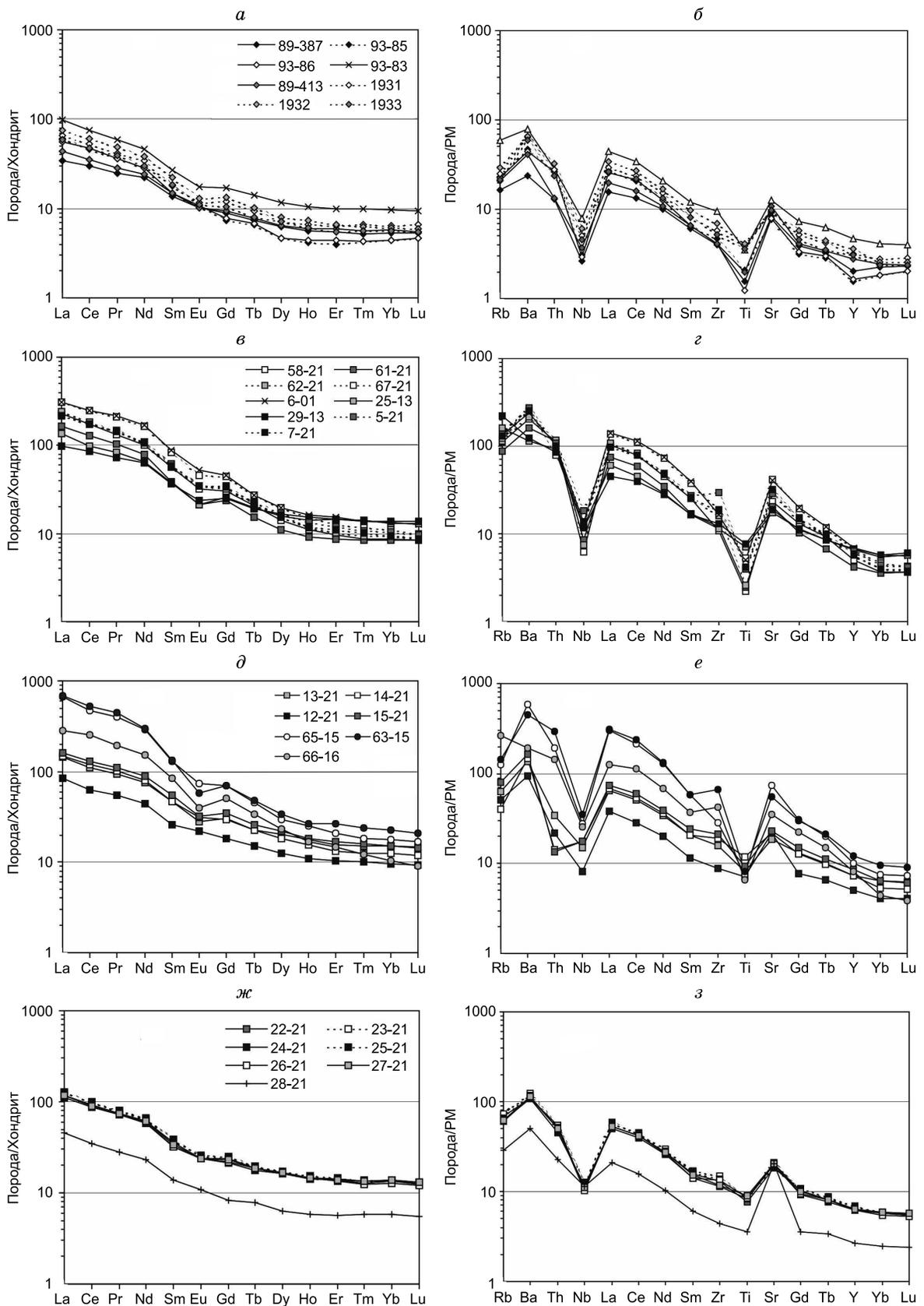


Рис. 5. Редкоземельные и мультиэлементные спектры палеопротерозойских базитов Иркутского блока.

а, б — габронориты Малозадойского массива, *в, з* — габбро-долериты из даек и включений, *д, е* и *ж, з* — монциодориты Тойсукского и Полуденного массивов соответственно.

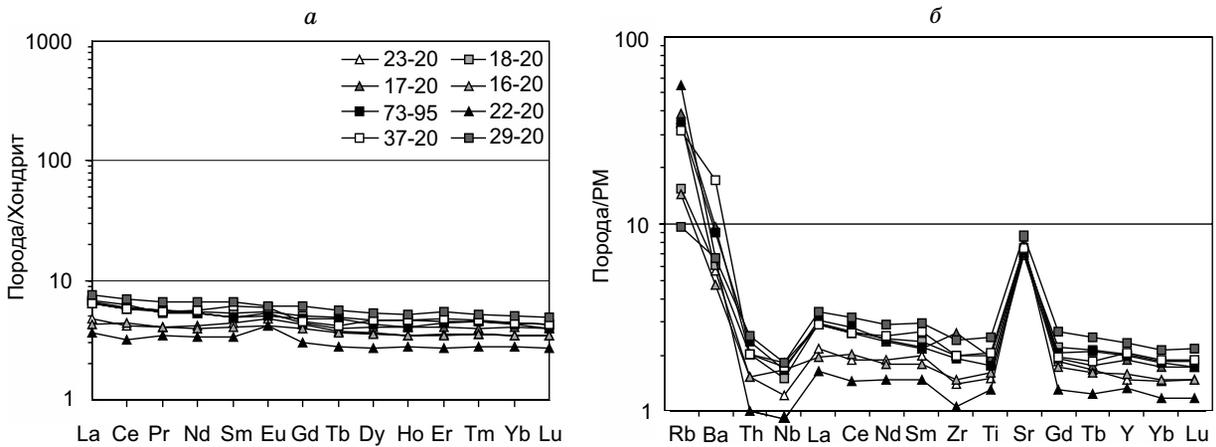


Рис. 6. Редкоземельные и мультиэлементные спектры габброноритов Алзагайского массива Онотского блока.

вместимыми редкими элементами по сравнению с габброноритами Малозадойского массива с близким $Mg\#$, что коррелирует с пониженными содержаниями TiO_2 и P_2O_5 .

Все мафические ассоциации в Иркутском блоке характеризуются фракционированным распределением как легких, так и тяжелых РЗЭ (рис. 5). Величины $(La/Sm)_n$ находятся в диапазоне 5.2—2.5, а $(Gd/Yb)_n$ изменяются от максимальных значений 4.0—1.9 в габбро-долеритах и монцодиоритах Тойсукского массива до минимальных $(Gd/Yb)_n = 2.2—1.6$ для габброноритов Малозадойского и монцодиоритов Полуденного массива. Мафические породы Иркутского блока имеют сильно фракционированные мультиэлементные спектры, нормированные по РМ, с резкими минимумами по Nb и Ti и в различной степени выраженными положительными аномалиями Ba и Sr (см. рис. 5).

Максимальными концентрациями Ba обладают габбро-долериты (1918—651 г/т) и монцодиориты (4085—1343 г/т) Тойсукского массива, последние резко обогащены Sr (1548—738 г/т). Из всей совокуп-

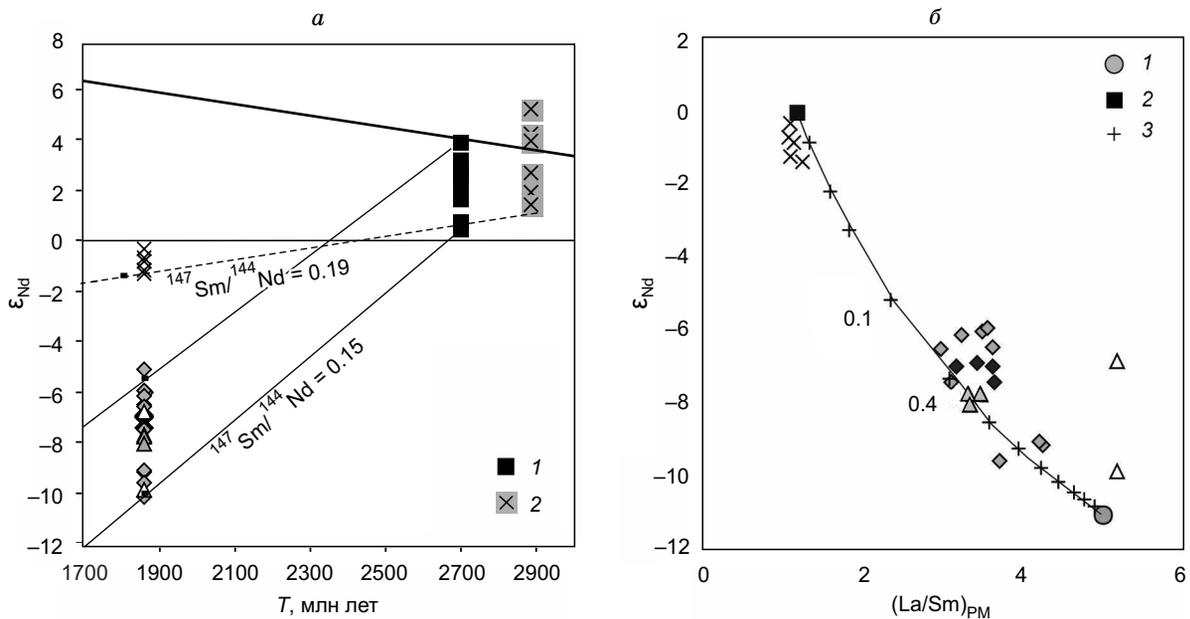


Рис. 7. Диаграммы $T - \epsilon_{Nd}$ (а) и $(La/Sm)_{PM} - \epsilon_{Nd}$ (б) для палеопротерозойских базитов.

а — 1, 2 — нео- и мезоархейские базиты Иркутского [Туркина, 2023] и Онотского [Туркина и др., 2022] блоков соответственно. Линиями показано изменение изотопного состава мантийных источников с различным $^{147}Sm/^{144}Nd$. б — 1 — палеоархейские кислые гранулиты Иркутского блока [Туркина, 2022], 2 — принятый состав палеопротерозойского литосферного мантийного источника, 3 — линия смешения. Остальные усл. обозн. см. на рис. 3.

ности мафических пород Иркутского блока в меньшей степени обогащены некогерентными элементами монцодиориты Полуденного массива, учитывая дифференцированный характер этих пород (пониженный Mg#), предполагается, что пониженные концентрации были присущи их материнскому расплаву. От пород Иркутского блока контрастно отличаются габбронориты Алзагайского массива в Онотском блоке, которым свойственны пологие редкоземельные $((La/Sm)_n = 1.1—1.4; (Gd/Yb)_n = 1.0—1.2)$ и мультиэлементные спектры, последние показывают слабое обеднение Nb и резкий Sr максимум (рис. 6).

Изотопный состав мафических ассоциаций. Изотопные Nd данные суммированы в табл. 2 и на рис. 7. Для всех изученных мафических пород Иркутского блока типично низкое $^{147}Sm/^{144}Nd$ отношение (0.09 до 0.11) и низкие отрицательные величины $\epsilon_{Nd}(T)$ от -5.1 до -10.1 . Этому диапазону близко значение $\epsilon_{Nd}(T) = -5.9$, установленное для габбро-долеритов из дайки Китайского роя [Donskaya, Gladkochub, 2021]. Из всей совокупности пород выделяются долериты среднего течения р. Китай [Ivanov et al., 2019], среди которых обособляются две группы: первая с самыми низкими $\epsilon_{Nd}(T)$ (до -18.6), а вторая — со слабыми отрицательными $\epsilon_{Nd}(T)$ (от 0 до -3.3). Для цирконов из монцодиоритов Тойсукского массива установлены также отрицательные $\epsilon_{Hf}(T)$, составляющие от -6.0 до -10.7 [Туркина, Капитонов, 2019]. Напротив, габбронориты Алзагайского массива в Онотском блоке имеют более радиогенный изотопный состав Nd с узким диапазоном $\epsilon_{Nd}(T)$ от -0.3 до -1.4 [Туркина и др., 2022].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Роль фракционной кристаллизации в образовании палеопротерозойских мафических ассоциаций. Для габбро-долеритов тренды петрогенных элементов относительно Mg# и накопление легких РЗЭ, Zr, Nb при снижении Mg# и росте содержания TiO_2 свидетельствуют о влиянии фракционной кристаллизации на состав этих пород. Для монцодиоритов Тойсукского массива было показано образование в результате дифференциации более мафического расплава с накоплением TiO_2 , P_2O_5 и резким возрастанием концентраций Ba, Sr, легких РЗЭ, Th, Zr, Nb [Туркина, Капитонов, 2019]. Аналогично, для монцодиоритов Полуденного массива предполагается образование при дифференциации мафического расплава, в качестве которого может рассматриваться состав обр. 28-21 с максимальным Mg#. В сравнении с последними преобладающие монцодиориты обогащены TiO_2 , P_2O_5 и всеми некогерентными элементами. Минеральные ассоциации, отвечающие котектической кристаллизации (Ol) + Орх + Срх + Pl, высокий Mg# и концентрации совместимых элементов (Cr, Ni) для габброноритов Малозадойского и Алзагайского массивов свидетельствуют о кумулятивном происхождении этих пород. Учитывая, что коэффициенты распределения кристаллизующейся минеральной ассоциации для всех редких элементов кроме Sr < 1 , исходные расплавы имели более высокие концентрации, чем габбронориты, тогда как, согласно расчетному моделированию для габброноритов Алзагайского массива [Туркина и др., 2022], $(La/Sm)_n$ в равновесном с габброноритами расплаве близко к отношению в этих породах.

Процесс кристаллизационной дифференциации расплава, согласно расчетному моделированию [Туркина и др., 2021] не приводит к изменению отношений редких элементов с близкими коэффициентами распределения (K_d), что демонстрируется близкими $(La/Sm)_n$ и $(Nb/La)_{PM}$ при широком диапазоне Mg# для изученных пород (см. рис. 4). Для элементов с различными K_d , например, $K_{dNb} < K_{dY}$ отношение Nb/Y слабо возрастает при снижении Mg#. Этот эффект проявлен только для наиболее дифференцированных пород — монцодиоритов Тойсукского массива, тогда как габбро-долериты и габбронориты имеют узкий диапазон $(Nb/Y)_{PM}$ независимо от Mg# (см. рис. 4). Эти закономерности позволяют использовать отношения редких элементов палеопротерозойских мафических породах для оценки параметров их исходных расплавов и, следовательно, мантийных источников.

Влияние коровой контаминации на состав палеопротерозойских мафических ассоциаций. Изменение состава мафических пород в результате контаминации коровым материалом рассматривалось во многих работах [Puchtel et al., 1997; Hollings, Kerrich, 1999; Polat et al., 2006]. Суммируя, главными признаками коровой контаминации служат рост SiO_2 , снижение Mg# и обогащение некогерентными редкими элементами с увеличением $(La/Sm)_n$ и снижением $(Nb/La)_{PM}$, что определяет обратную корреляцию между указанными отношениями, а изотопным признаком коровой контаминации является снижение $\epsilon_{Nd}(T)$ при уменьшении Mg# и увеличении $(La/Sm)_n$ [Туркина, 2023].

Возможность коровой контаминации исключается для габброноритов Онотского блока, обладающих крайне низкими концентрациями легких РЗЭ, Th, Zr, Nb и отношениями $(La/Sm)_n$, близкими к единице. Породы мафических ассоциаций Иркутского блока характеризуются широким диапазоном Mg#, который может быть результатом не только дифференциации, но и контаминации коровым материалом. Потенциальными коровыми контаминантами могли быть кислые гранулиты, которые отражают состав нео- и палеоархейской верхней коры Иркутского блока [Туркина, 2022]. Для палеопротерозойских базитов при уменьшении Mg# происходит возрастание $(Nb/La)_{PM}$ без увеличения $(La/Sm)_n$, т. е.

тренды, противоположные типичным для процесса коровой контаминации (см. рис. 4). Как отмечалось выше, за исключением габброноритов Малозадойского массива все эти мафические породы характеризуются концентрациями легких РЗЭ, Th, Zr, Nb, близкими или более высокими, чем архейская кора Иркутского блока, а отношение $(\text{Nb/La})_{\text{PM}}$ в мафических породах ниже, чем для пород архейской коры, что противоречит коровой контаминации. Обратная корреляция между $(\text{La/Sm})_n$ и $(\text{Nb/La})_{\text{PM}}$ может рассматриваться в качестве признака коровой контаминации, однако коровый компонент должен иметь более низкое $(\text{Nb/La})_{\text{PM}}$ (~0.1), чем архейские кислые гранулиты. Важным свидетельством против влияния коровой контаминации является также отсутствие зависимости между Mg\# и $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$ (см. рис. 4, в). Если для исходного мафического расплава принять параметры габброноритов Онотского блока, то снижение $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$ до величин, присущих мафическим породам Иркутского блока ($\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$ от -6 до -10), требует 20—40 %-й вклад корового компонента, соответствующего неархейским кислым гранулитам, что не согласуется с составом этих мафических пород по главным элементам (см. рис. 7). Таким образом, высокие концентрации легких РЗЭ, Th, Zr, Nb, повышенные $(\text{La/Sm})_n$ и $(\text{Nb/Y})_{\text{PM}}$ и крайне низкие $(\text{Nb/La})_{\text{PM}}$ (0.26—0.07) характеризуют исходные расплавы для мафических пород Иркутского блока и были унаследованы от мантийного источника.

Два типа палеопротерозойских базитовых ассоциаций на юго-западе Сибирского кратона.

Все разнообразные мафические породы Иркутского блока имеют ряд сходных характеристик. В их минеральном составе присутствует высокотитанистый биотит, содержание которого варьирует от 4 до 10—15 %, а также щелочной полевой шпат. Максимальное содержание этих минералов ($\text{Bt} = 10\text{—}15\%$, $\text{Fsp} = 20\text{—}25\%$) достигается в монцодиоритах Тойсукского батолита. Эти особенности минерального состава определяют сходство с породами шошонит-латитовой серии, что проявляется в высоком содержании K_2O и высоких Ce/Yb (20—90), типичных для пород высококальциевой и шошонитовой серий [Pearce, 1982]. Присутствие биотита и щелочного полевого шпата характерно и для высокомагнезиальных габброноритов Малозадойского массива, напротив, габбронориты Онотского блока лишены калий-содержащих минеральных фаз. Резко различный редкоэлементный и изотопный состав мафических пород Иркутского и Онотского блоков предполагает их образование из двух контрастных типов магм.

Мантийные источники для палеопротерозойских мафических ассоциаций. В образовании внутриконтинентальных базитовых комплексов, связанных с постколлизийным растяжением без влияния плюмов, могут участвовать два типа источников: деплетированная астеносферная и субконтинентальная литосферная мантия (СКЛМ). При анализе мантийных источников были исключены монцодиориты Тойсукского массива, представляющие наиболее эволюционировавшие породы с резким накоплением несовместимых редких элементов. Ключевые черты редкоэлементного и изотопного состава мафических ассоциаций Иркутского блока: высокие концентрации легких РЗЭ и других некогерентных элементов, обеднение Nb относительно Th и легких РЗЭ, типичны для надсубдукционных базальтов или внутриплитных континентальных базальтов, образованных при плавлении литосферной мантии. Повышенные $(\text{La/Sm})_n$, $(\text{La/Nb})_{\text{PM}}$ и $(\text{Th/Nb})_{\text{PM}}$ служат индикаторами обогащения в результате мантийного метасоматоза под действием флюида/расплава [Saunders et al., 1991; Pearce, Parkinson, 1993; Straub, Zellmer, 2012], подобная интерпретация предлагается и для раннедокембрийских базальтов [Furnes et al., 2015; Sotiriou et al., 2022]. Особенности редкоэлементного состава в сочетании с отрицательными $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$ свидетельствуют о доминирующем вкладе литосферной мантии в образование мафических пород Иркутского блока. На диаграмме Nb/Yb—Th/Yb [Pearce, 2008] габбронориты Онотского блока близки к полю NMORB—EMORB—OIB , тогда как мафические породы Иркутского блока располагаются за его пределами, отклоняясь в область повышенных Th/Yb , характерных для базальтов субдукционного происхождения, контаминированных коровым материалом или производных литосферной мантии (рис. 8, в, з). На диаграмме $\text{TiO}_2/\text{Yb—Th/Nb}$ [Pearce et al., 2021] мафические породы Иркутского блока почти полностью попадают в поле субдукционно-модифицированной литосферной мантии, а габбронориты Онотского блока располагаются на границе полей литосферного и деплетированного астеносферного мантийных источников (см. рис. 8, а, б).

Для оценки характера мантийных источников могут быть использованы $(\text{Nb/Y})_{\text{PM}}$ и $(\text{Nb/Zr})_{\text{PM}}$ отношения, которые отражают наклон базовой линии мультиэлементных спектров мафических пород в отношении немобильных элементов. Учитывая что $K_{\text{dNb}} < K_{\text{dY}}$ и $K_{\text{dNb}} < K_{\text{dZr}}$ при плавлении мантийных перидотитов, $(\text{Nb/Y})_{\text{PM}}$ и $(\text{Nb/Zr})_{\text{PM}} < 1$ отвечают деплетированному, а $(\text{Nb/Y})_{\text{PM}}$ и $(\text{Nb/Zr})_{\text{PM}} > 1$ недеплетированному/обогащенному мантийному источнику. Все мафические породы Иркутского блока обладают $(\text{Nb/Y})_{\text{PM}}$ и $(\text{Nb/Zr})_{\text{PM}} \geq 1.2$ и ≥ 1.6 соответственно, что свидетельствует в пользу обогащенного источника. Это отличает их от габброноритов Онотского блока, для которых, согласно низким $(\text{Nb/Y})_{\text{PM}}$ (0.7—1.0) и $(\text{Nb/Zr})_{\text{PM}}$ (0.8—1.0), доминирующим был деплетированный источник. Вместе с тем габбронориты Онотского блока также характеризуются наличием Nb минимума ($\text{Nb/Nb}^* = 0.44\text{—}1.0$) и слабым обогащением легкими лантаноидами $(\text{La/Sm})_n = 1.1\text{—}1.4$, что предполагает вклад метасоматически из-

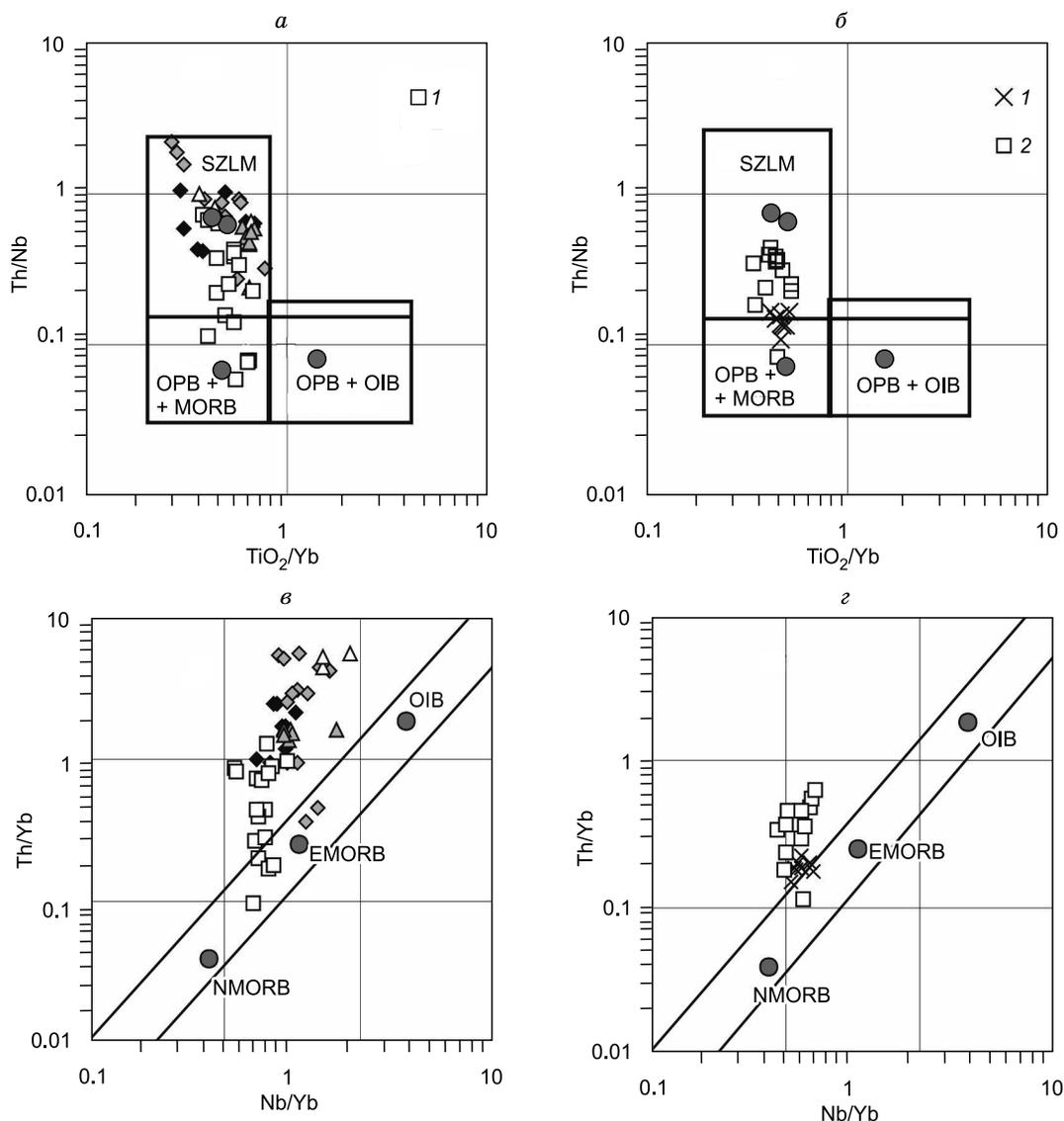


Рис. 8. Диаграмма TiO_2/Yb — Th/Nb (*a, б*), Nb/Yb — Th/Yb (*в, з*) для палеопротерозойских базитов.

a, в — Иркутский блок: *1* — неархейские базиты, остальные усл. обозн. см. на рис. 3; *б, з* — Онетский блок: *1, 2* — палеопротерозойские и мезоархейские базиты соответственно. *a, б* — поля и средние составы базальтов (залитые кружки), по [Pearce et al., 2021]; *в, з* — по [Pearce, 2008].

мененных перидотитов литосферной мантии. Итак, палеопротерозойские мафические ассоциации Иркутского блока образовались из обогащенной субконтинентальной литосферной мантии, тогда как Онетского блока преимущественно за счет деплетированного астеносферного источника при участии СКЛМ.

Сравнение архейских и палеопротерозойских мафических комплексов. На юго-западе Сибирского кратона контрастные по геохимическим и изотопным параметрам палеопротерозойские мафические ассоциации развиты в двух блоках с различной архейской предьсторией. Образование основного объема коры Иркутского блока происходило в результате неархейского субдукционного магматизма на древней континентальной окраине. Неархейские мафические гранулиты подобно палеопротерозойским габбро-долеритам и габброноритам демонстрируют геохимические метки, предполагающие доминирующий вклад субдукционно-модифицированной литосферной мантии в их генезис (см. рис. 8, *a*), что подтверждено расчетным моделированием образования их магматических протолитов из мантийного источника, обогащенного при воздействии кислого расплава [Туркина, 2023]. Мезоархейские базальты ЗКП Онетского блока формировались в обстановке внутриконтинентального растяжения/рифтогенеза [Turkina et al., 2020]. Они также демонстрируют вклад литосферной мантии, но в сравнении с мафическими гранулитами Иркутского блока имеют более низкие $(La/Sm)_n$ (1.0—1.9 против 1.5—2.6) и

$(\text{Nb}/\text{Y})_{\text{PM}}$ (0.6—1.0 против 0.9—1.6), т. е. имели слабо деплетированный или близкий к примитивно-мантийному источник. Таким образом, субконтинентальная литосферная мантия Иркутского и Онотского блоков, сформированная к концу архея, отчетливо различалась по степени обогащения, прежде всего легкими РЗЭ, но в том и другом случае имела характерные «субдукционные» метки, резко выраженные для Иркутского блока.

Такие же различия имеют место и между палеопротерозойскими мафическими ассоциациями двух блоков, они предполагают резко обогащенный и преимущественно деплетированный источники для пород Иркутского и Онотского блоков соответственно. Геохимические характеристики габброноритов Онотского блока можно объяснить доминирующим вкладом деплетированного астеносферного источника, однако слабое обеднение Nb и отрицательные $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ требуют вклада литосферной мантии. Изотопный состав Nd базитов является долговременной характеристикой их мантийных источников, и для палеопротерозойских пород он отражает различие в редкоземельном составе литосферной мантии, сформированной в архее. Если слабые отрицательные $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ (до -1.4) габброноритов Онотского блока могут быть обусловлены эволюцией в процессе радиоактивного распада мантийных перидотитов с $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.19$ (см. рис. 7, а), то крайне низкие $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ (до -10) для пород Иркутского блока предполагают архейский мантийный источник с $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.13—0.15$, т. е. значительно обогащенный легкими РЗЭ. Поскольку палеопротерозойская астеносферная мантия имела равномерный редкоземельный и изотопный состав, отвечающий деплетированному источнику, то выявленные различия палеопротерозойских мафических ассоциаций обусловлены разным характером их литосферного источника. Таким образом, если различия в геохимических параметрах палеопротерозойских ассоциаций двух блоков могли быть результатом различного вклада астеносферной и литосферной мантии, то контрастное различие в их изотопном составе, вероятно, связано с предшествующими архейскими процессами, обусловившими латеральную неоднородность субконтинентальной литосферной мантии.

Палеопротерозойские мафические ассоциации южного фланга Сибирского кратона. В недавнем обобщении по Южно-Сибирскому магматическому поясу в связи с различиями во времени орогенных событий для западной части пояса магматизм рубежа 1.88—1.84 млрд лет рассматривается как постколлизийный, тогда как для центральной и восточной частей как внутриплитный, что считается причиной химических и изотопных различий магматических, прежде всего гранитоидных комплексов [Donskaya, Gladkochub, 2021]. Ключевые геохимические и изотопные параметры базитов ЮСП, такие как обеднение Nb относительно легких РЗЭ и Th и отрицательные $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$, рассматриваются в рамках плавления субдукционно-модифицированного литосферного источника и/или коровой контаминации. Полученные нами данные по мафическим ассоциациям Шарыжалгайского выступа дополняют представления о базитовом магматизме палеопротерозойского этапа (рис. 9). Установленный интервал зна-

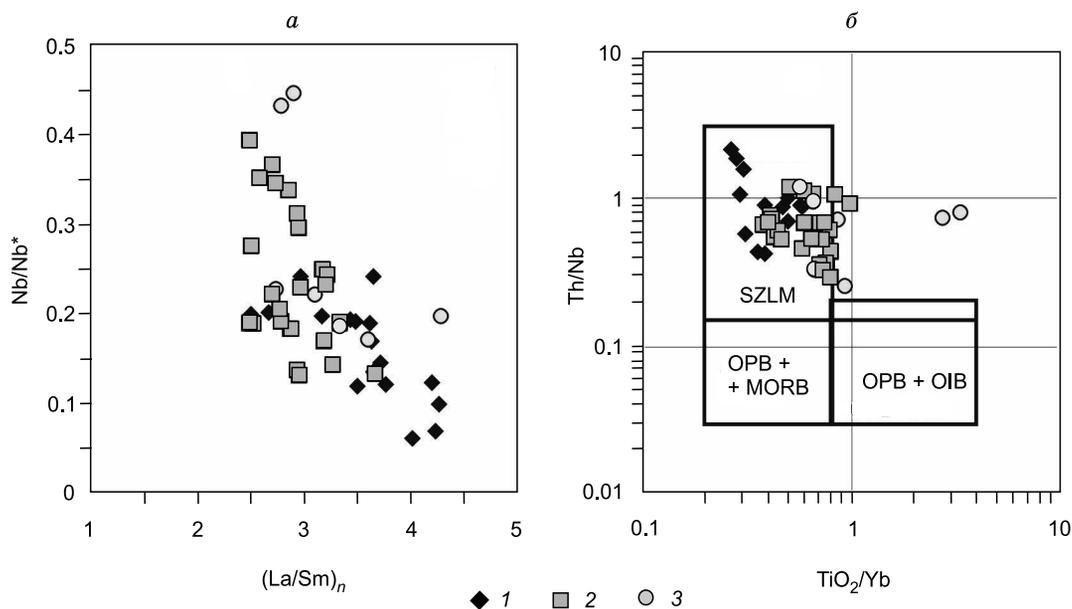


Рис. 9. Диаграммы $(\text{La}/\text{Sm})_n$ — Nb/Nb^* (а) и TiO_2/Yb — Th/Nb (б) для палеопротерозойских базитов ЮСП.

1 — Иркутский блок Шарыжалгайского выступа, 2 — Байкальский выступ, по [Шохонова и др., 2010], 3 — Алданский щит, по [Гонгальский и др., 2008а].

чений $\epsilon_{Nd}(T)$ (от -5.1 до -10.1) для базитов Шарьжалгайского выступа в западной части пояса перекрывается с величинами $\epsilon_{Nd}(T)$ от -4.6 до -11.2 для базитов центральной части пояса в Байкальском выступе [Шохонова и др., 2010]. Более радиогенный изотопный состав имеют габброиды Чинейского массива ($\epsilon_{Nd}(T)$ от -4.3 до -4.9) на юго-западе Алданского щита [Гонгальский и др., 2008a]. В целом изотопный состав свидетельствует о наличии обогащенных доменов в субконтинентальной литосферной мантии на протяжении всего пояса. В совокупности с фрагментарными проявлениями мафических пород с более высокими $\epsilon_{Nd}(T)$, установленными преимущественно в западной части пояса [Donskaya, Gladkochub, 2021; Туркина и др., 2022], они демонстрируют изотопную гетерогенность субконтинентальной литосферной мантии (СКЛМ) юга Сибирского кратона. При сходстве изотопного состава габбро-долериты и габбронориты Иркутского блока обнаруживают более отчетливые субдукционные метки, т. е. самые низкие Nb/Nb^* (до 0.06) и наиболее высокие $(La/Sm)_n$ (до 4.3) в сравнении с базитами Байкальского выступа и Алданского щита (см. рис. 9, а), что, возможно, обусловлено предшествующими архейскими субдукционными процессами, изменившими СКЛМ этого блока.

Время и процессы образования обогащенных мантийных источников. Дискуссионными являются вопросы о времени и механизмах образования обогащенных литосферных источников. Для палеопротерозойских базитов Южно-Сибирского пояса, обогащенных легкими РЗЭ и Th и имеющих отрицательные $\epsilon_{Nd}(T)$, предполагалось, что мантийный метасоматоз был связан с субдукционными событиями, предшествовавшими финальной амальгамации Сибирского кратона [Donskaya, Gladkochub, 2021]. На основании величин $\epsilon_{Nd}(T)$ (от -5.2 до -7.6) для магнезиальных карбонатитов Алданского щита рассматривалась возможность метасоматического преобразования литосферной мантии в архее [Doroshkevich et al., 2018]. А.А. Арискин с соавторами [2015], исходя из крайне низких величин $\epsilon_{Nd}(T)$ (до -16 на 728 млн лет) для неопротерозойского Йоко-Довыренского базит-ультрабазитового массива, обосновали модель плавления древнего литосферного мантийного источника с возрастом ~ 2.7 — 2.8 млрд лет. На юго-западной окраине Сибирского кратона архейские субдукционные процессы привели к образованию протолитов неоархейских мафических гранулитов Иркутского блока [Turkina et al., 2012; Туркина, 2023]. Поэтому субдукционно-модифицированная в неоархее литосферная мантия рассматривалась в качестве источника материнских расплавов для палеопротерозойских монцодиоритов Тойсукского массива [Туркина, Капитонов, 2019], снижение $^{147}Sm/^{144}Nd$ до 0.125 в результате обогащения легкими РЗЭ мантийных перидотитов позволяет получить $\epsilon_{Nd}(T)$ от -6.3 до -10.5 к рубежу 1.84 млрд лет, что близко к диапазону величин для большинства палеопротерозойских мафических ассоциаций Иркутского блока.

Сходный диапазон отрицательных $\epsilon_{Nd}(T)$ установленный для палеопротерозойских базитов на всем протяжении Южно-Сибирского магматического пояса, предполагает общность механизма и времени формирования обогащенных доменов литосферной мантии. Наиболее вероятной представляется связь метасоматических преобразований с архейскими субдукционными событиями. В пользу этого предположения свидетельствуют контрастные изотопные и геохимические характеристики мафических ассоциаций в двух блоках Шарьжалгайского выступа с различной архейской предысторией. Свидетельством проявления мантийного метасоматоза в СКЛМ юго-запада Сибирского кратона служат перидотиты Сарамтинского массива в зоне сочленения Иркутского и Китойского блоков Шарьжалгайского выступа. Для перидотитов установлено двухстадийное образование, включающее деплетирование в результате экстракции расплава и рефертилизацию под действием обогащенного SiO_2 расплава с накоплением легких РЗЭ в породах, что отражает предположительно ранние стадии формирования субкратонной мантии [Gornova et al., 2013]. В пользу обогащения литосферы Сибирского кратона в архее свидетельствуют ксенокриты циркона из кимберлитов тр. Нюрбинская с возрастом около 2.7 млрд лет, эти цирконы фиксируют эпизод магматической активности в литосфере, а их отрицательные значения ϵ_{Hf} интерпретированы как следствие формирования обогащенного мантийного источника [Tretiakova et al., 2017].

Альтернативным могло быть образование обогащенных источников в результате предшествующих палеопротерозойских субдукционных процессов, предполагающих вовлечение в плавление субдукцированных осадочных пород, образованных при эрозии древней архейской коры. К сожалению, архейские парагнейсы Иркутского блока на палеопротерозойское время характеризуются $\epsilon_{Nd}(T)$ (от -7.3 до -12.6), сопоставимыми с мафическими породами, что делает эту модель несостоятельной. Таким образом, наиболее вероятным представляется обогащение СКЛМ южного фланга Сибирского кратона в архейское время.

Оставляя за рамками данной работы причины и обстановки палеопротерозойского внутриконтинентального базитового магматизма, проявленного на всех архейских кратонах в возрастном диапазоне 2.5—1.75 млрд лет и обнаруживающего связь с мантийными плюмами, т. е. относящегося к крупным изверженным провинциям, или происходящего в условиях растяжения без влияния плюмов, особенности химического и изотопного состава палеопротерозойских дайковых роев и ассоциирующих интрузий

¹ $Nb/Nb^* = 0.3618 \times Nb / \sqrt{Th \cdot La}$.

и вулканитов могут быть использованы, чтобы судить о характере их мантийных источников. Имеющиеся примеры из Северо-Атлантического, Амазонского, Северо-Китайского и Янцзы кратонов и Индийского щита демонстрируют широкие вариации в концентрациях легких РЗЭ и Th, степени деплетирования Nb и значениях $\epsilon_{Nd}(T)$, а также позволяют выделить среди них четыре типа: 1) образованных под действием мантийного плюма и без влияния СКЛМ [Ciborowski et al., 2017], 2) при доминирующем вкладе метасоматического обогащенной СКЛМ [Rivalenti et al., 1998; Pandey et al., 2021; Singh et al., 2021; Gladkochub et al., 2022], 3) за счет деплетированной астеносферной мантии [Liu et al., 2012, 2019] или 4) в большинстве случаев при участии нескольких источников, прежде всего СКЛМ и астеносферы [Peng et al., 2007; Sandeman et al., 2013; Nilsson et al., 2013; Li et al., 2020; Samal et al., 2021]. Одним из немногих примеров первого типа являются ультрабазит-базитовые комплексы, объединяемые в крупную изверженную провинцию Циркум-Сьюпериор с возрастом около 1.88 млрд лет [Ernst, Bleeker, 2010]. Характерная черта пород этой провинции — отсутствие деплетирования Nb и положительные $\epsilon_{Nd}(T)$, что обосновывает вклад рециклированной и экологитизированной океанической коры и доминирующего астеносферного/плюмового источника, лишь в редких случаях допуская литосферную контаминацию [Minifie et al., 2013; Ciborowski et al., 2017].

Вклад двух источников: астеносферного/плюмового и СКЛМ с контрастными изотопными и геохимическими характеристиками наиболее обычен и нередко приводит к образованию двух типов базитов: низко- и высокотитанистого, для которых предполагается плавление литосферного источника, метасоматизированного под действием кислого расплава и, напротив, содержащего комплементарный экологитовый рестит [Rivalenti et al., 1998], или обогащенных и деплетированных доменов СКЛМ [Humbert et al., 2020]. Подобные высоко- и низко-Ti типы базальтов в целом типичны для внутриплитного мафического магматизма и рассматриваются в рамках участия плюмового, в том числе астеносферного компонента и субконтинентальной литосферной мантии [Farmer, 2003].

Вклад обогащенной СКЛМ предполагается для большинства внутриконтинентальных палеопротерозойских базитовых комплексов и, эта модель была дополнительно подтверждена расчетным моделированием образования пород дайкового роя Скурие путем плавления источника, соответствующего по составу ксенолитам шпинелевых перидотитов этого региона, которые характеризуются обогащением LILE, Th, легкими РЗЭ и обеднением Nb [Hughes et al., 2014]. Образование обогащенных доменов СКЛМ в результате взаимодействия кислого (адакитового) расплава с перидотитами экспериментально подтверждено и приводит к поглощению оливина и развитию амфибола и ортопироксена [Rapp et al., 2008]. Подобное взаимодействие рассматривается как один из механизмов образования в результате субдукционных процессов обогащенного мантийного источника, продуцирующего неоархейские санукитоиды [Martin et al., 2005]. Аналогичный процесс позволяет объяснить формирование Nb обогащенных базальтов в ассоциации с адакитовыми вулканитами для ряда архейских зеленокаменных поясов [Polat, Kerrich, 2001; Hollings, 2002]. Вместе с тем метасоматическое обогащение СКЛМ связывается не только с субдукционными процессами, но и с импрегнацией в перидотиты мафических/лампрофировых расплавов, образованных при низкой степени плавления и, следовательно, резко обогащенных некогерентными элементами [Sandeman et al., 2013].

Для палеопротерозойских мафических ассоциаций Иркутского блока и аналогичных им по геохимии и изотопному составу базитовых комплексов ЮСП в целом в пользу субдукционно-связанного метасоматического обогащения литосферной мантии свидетельствуют отчетливо выраженные субдукционные характеристики, т. е. обогащение LILE, Th и легкими и РЗЭ и обеднение Nb. Высокие Th/Nb и крайне низкие $\epsilon_{Nd}(T)$ предполагают метасоматоз под действием кислого расплава, а не флюида из-за низкой мобильности в последнем Th и легких РЗЭ. Кроме того, воздействие кислого расплава обуславливает повышенные концентрации Nb в мантийных перидотитах, приводящие к повышенному $(Nb/Y)_{PM}$ для мафических пород ЮСП.

Принципиальная расчетная модель обогащения перидотитов под действием кислого расплава из пород субдуцирующей плиты, вклад которого оценивается в 1—3 %, детально рассмотрена для неоархейских мафических гранулитов Иркутского блока [Туркина, 2023]. Как показано выше, неоархейский мантийный метасоматоз и сопровождающее его снижение Sm/Nd отношения в перидотитах обеспечивает изотопные параметры ($\epsilon_{Nd}(T)$ до -10) палеопротерозойских базитов ЮСП за счет эволюции долгоживущего обогащенного источника. Однако в сравнении с неоархейскими мафическими гранулитами Иркутского блока палеопротерозойские базиты при близком Mg# отличаются примерно на порядок более высокими концентрациями P_2O_5 , K_2O , Ba, Th и легких РЗЭ, что не может быть обеспечено при увеличении вклада кислого расплава, метасоматизирующего перидотиты. Резко обогащенные Ba и Sr, подобные внутриплитным базальтам исходные расплавы предполагались для монцодиоритов Тойсукского массива в Иркутском блоке [Туркина, Капитонов, 2019]. Это заставляет предполагать, что в формировании источника для палеопротерозойских мафических ассоциаций ЮСП неоархейский надсубдукционный метасоматоз сочетался с воздействием расплавов, образованных при малых степенях плавления и

геохимически подобных ОИВ. К настоящему времени для южного фланга Сибирского кратона не установлено геологических свидетельств проявления внутриплитного базитового магматизма в интервале времени от 2.7 до 1.9 млрд лет, возможно, это связано с тем, что малый объем продуцированных расплавов был полностью израсходован при взаимодействии с перидотитами СКЛМ. Таким образом, палеопротерозойские мафические ассоциации Иркутского блока и сходные с ними базитовые комплексы ЮСП формировались преимущественно из субконтинентальной литосферной мантии, обогащенной некогерентными элементами в результате взаимодействия с кислым расплавом в субдукционной обстановке и мафическими расплавами, образованных при малой степени плавления.

ВЫВОДЫ

1. Палеопротерозойские мафические ассоциации Иркутского блока Шарыжалгайского выступа представлены габбро-долеритовыми дайками и небольшими интрузиями габброноритов и монцодиоритов, образованными в интервале 1.87—1.84 млрд лет субсинхронно с проявлением гранитоидного и базитового магматизма Южно-Сибирского пояса.

2. Все палеопротерозойские базиты Иркутского блока характеризуются наличием биотита и щелочного полевого шпата, обогащением P_2O_5 , K_2O , Ba, LILE, Th, легкими РЗЭ, демонстрируют сильно фракционированные мультиэлементные спектры с резкими минимумами по Nb и Ti и имеют крайне низкие $\epsilon_{Nd}(T)$ от -5.1 до -10.1 . Эти черты состава определяют сходство данных пород с базитовыми комплексами в центральной и восточной части ЮСП (Байкальский выступ и западная часть Алданского щита). Геохимические и изотопные характеристики мафических пород не связаны с коровой контаминацией, а отражают состав субконтинентальной литосферной мантии, обогащенной под действием кислых надсубдукционных и сходных с ОИВ мафических расплавов, образованных при низкой степени плавления.

3. Наличие контрастных по составу палеопротерозойских габброноритов в Онотском блоке Шарыжалгайского выступа, обедненных K_2O , Ba, LILE, Th, легкими РЗЭ, показывающих слабое деплетирование Nb и более высокие $\epsilon_{Nd}(T)$ от -0.3 до -1.4 , свидетельствует не только об увеличении вклада деплетированного астеносферного источника в их генезис, но и о гетерогенности литосферы под южным флангом Сибирского кратона. Формирование обогащенных доменов СКЛМ на всем протяжении Южно-Сибирского пояса является главным образом результатом архейских субдукционных метасоматических процессов.

4. Широкое распространение на раннедокембрийских кратонах палеопротерозойских базитовых комплексов с субдукционными геохимическими характеристиками и отрицательными $\epsilon_{Nd}(T)$ обусловлено глобальным изменением состава и увеличением гетерогенности субконтинентальной литосферной мантии к концу архея.

Авторы благодарят чл.-кор. Д.П. Гладкочуба и к.г.-м.н А.С. Мехоношина за предоставленные образцы и часть аналитических данных для пород Малозадовского массива. Мы признательны сотрудникам ЦКП МИИ (г. Новосибирск) к.г.-м.н. И.В. Николаевой, к.г.-м.н. С.В. Палесскому, Н.Г. Кармановой, выполнившим аналитические работы. Авторы признательны чл.-кор. Д.П. Гладкочубу и д.г.-м.н. А.А. Воронцову за конструктивные рецензии, способствовавшие улучшению работы.

Изучение палеопротерозойских мафических ассоциаций Иркутского блока выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект 20-05-00265). Обобщение данных по палеопротерозойскому магматизму проведено по государственному заданию ИГМ СО РАН (№ 122041400044-2).

Дополнительные материалы см. https://sibran.ru/journals/Suppl_Turkina.pdf

ЛИТЕРАТУРА

Аникина Е.В., Малич К.Н., Белоусова Е.А., Баданина И.Ю., Солошенко Н.Г., Русин И.А., Алексеев А.В. U-Pb возраст и Hf-Nd-Sr изотопная систематика жильных пород Волковского массива (Средний Урал, Россия) // *Геохимия*, 2018, № 3, с. 209—221, doi: 10.7868/S0016752518030019

Арискин А.А., Данюшевский Л.В., Конников Э.Г., Маас Р., Костицын Ю.А., Мак-Нил Э., Меффре С., Николаев Г.С., Кислов Е.В. Довыренский интрузивный комплекс (Северное Прибайкалье, Россия): изотопно-геохимические маркеры контаминации исходных магм и экстремальной обогащенности источника // *Геология и геофизика*, 2015, т. 56 (3), с. 528—556.

Гладкочуб Д.П., Писаревский С.А., Мазукабзов А.М., Седерлунд У., Склярв Е.В., Донская Т.В., Эрнст Р.Э., Станевич А.М. Первые свидетельства палеопротерозойского позднеколлизионного базитового магматизма в Присаянском выступе фундамента Сибирского кратона // *ДАН*, 2013, т. 450, № 4, с. 440—444.

Гонгальский Б.И., Суханов М.К., Гольцман Ю.В. Sm-Nd изотопная система Чинейского анортозит-габброноритового плутона (Восточное Забайкалье) // *Проблемы геологии рудных месторождений, минералогии, петрологии и геохимии*. М., ИГЕМ РАН, 2008а, с. 57—60.

- Гонгальский Б.И., Криволицкая Н.А., Арискин А.А., Николаев Г.С.** Строение, состав и формирование Чинейского анортозит-габброноритового массива // *Геохимия*, 2008б, № 7, с. 691—720.
- Николаева И.В., Палесский С.В., Козьменко О.А., Аношин Г.Н.** Определение редкоземельных и высокозарядных элементов в стандартных геологических образцах методом масс-спектрометрии с индукционно связанной плазмой // *Геохимия*, 2008, № 10, с. 1085—1091.
- Мехоношин А.С., Эрнст Р.Э., Седерлунд У., Гамильтон М.А., Колотилина Т.Б., Изох А.Э., Поляков Г.В., Толстых Н.Д.** Связь платиноносных ультрамафит-мафитовых интрузивов с крупными изверженными провинциями (на примере Сибирского кратона) // *Геология и геофизика*, 2016, т. 57 (5), с. 1043—1057, doi: 10.15372/GiG20160513.
- Попов Н.В., Котов А.Б., Постников А.А., Сальникова Е.Б., Шапорина М.Н., Ларин А.М., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В., Федосеенко А.М.** Возраст и тектоническое положение Чинейского расслоенного массива (Алданский щит) // *ДАН*, 2009, т. 434, № 4, с. 1—5.
- Попов Н.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Постников А.А., Тимофеев В.Ф., Березкин В.И., Ларин А.М., Федосеенко А.М., Яковлева С.З.** Диабазы куранахского комплекса западной части Алдано-Станового щита: возраст и тектоническое положение // *ДАН*, 2012, т. 442, № 3, с. 365—368.
- Розен О.М.** Сибирский кратон: тектоническое районирование, вопросы эволюции // *Геотектоника*, 2003, № 3, с. 1—19.
- Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Левицкий В.И., Резницкий Л.З., Мельников В.И., Козаков И.К., Ковач В.П., Бараш И.Г., Яковлева С.З.** Возрастные рубежи проявления высокотемпературного метаморфизма в кристаллических комплексах Иркутского блока Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы: результаты U-Pb датирования единичных зерен циркона // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*, 2007, т. 1, № 4, с. 3—19.
- Сухоруков В.П., Туркина О.М.** PT-тренд метаморфизма и возраст мигматитов северо-западной части Иркутского блока (Шарыжалгайский выступ Сибирской платформы) // *Геология и геофизика*, 2018, т. 59 (6), с. 837—856, doi: 10.15372/GiG20180606.
- Туркина О.М.** Раннедокембрийская эволюция коры Иркутского блока Шарыжалгайского выступа (юго-запад Сибирского кратона): синтез U-Pb, Lu-Hf и Sm-Nd изотопных данных // *Геология и геофизика*, 2022, т. 63 (2), с. 163—182, doi:10.15372/ GiG2020191.
- Туркина О.М.** Вариации редкоэлементного и изотопного состава неоархейских мафических гранулитов юго-запада Сибирского кратона: следствие различных мантийных источников или коровой контаминации // *Петрология*, 2023, т. 31, № 2, с. 182—201, doi: 0.31857/S0869590323020061.
- Туркина О.М., Капитонов И.Н.** Источники палеопротерозойских коллизионных гранитоидов (Шарыжалгайский выступ, юго-запад Сибирского кратона): от литосферной мантии до верхней коры // *Геология и геофизика*, 2019, т. 60 (4), с. 489—513, doi: 10.15372/ GiG2019026.
- Туркина О.М., Сухоруков В.П.** Раннедокембрийский гранитоидный магматизм Китойского блока и этапы коллизионных событий на юго-западе Сибирского кратона // *Геология и геофизика*, 2022, т. 63 (5), с. 745—763, doi: 10.15372/GiG2021159.
- Туркина О.И., Изох А.Э., Ножкин А.Д.** Метабазиты зеленокаменного пояса Булунского блока (юго-запад Сибирской платформы) как индикаторы состава и изотопных параметров архейской мантии // *Петрология*, 2021, т. 29, № 4, с. 365—387, doi: 10.31857/S0869590321040075.
- Туркина О.М., Изох А.Э., Лавренчук А.В., Шелепов Я.Ю.** Состав и изотопные параметры метабазальтов и габброидов Онотского гранит-зеленокаменного блока (юго-запад Сибирской платформы) как индикаторы эволюции литосферной мантии от архея к палеопротерозою // *Петрология*, 2022, т. 30, № 5, с. 520—544, doi: 10.31857/S0869590322040069.
- Туркина О.М., Сухоруков В.П., Родионов Н.В.** Палеопротерозойские шошонитовые мафические ассоциации Иркутского блока (Шарыжалгайский выступ, юго-запад Сибирского кратона): U-Pb возраст и условия образования циркона // *Геология и геофизика*, 2023, т. 64 (6), с. 808—822, doi: 10.15372/ GiG2022144.
- Шоханова М.Н., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Падерин И.П.** Палеопротерозойские базальтоиды Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса Сибирского кратона: возраст и петрогенезис // *Геология и геофизика*, 2010, т. 51 (8), с. 1049—1072.
- Ciborowski T.J.R., Minifie M.J., Kerr A.C., Ernst R.E., Baragar V., Millar I.L.** A mantle plume origin for the Palaeoproterozoic Circum-Superior Large Igneous Province // *Precambrian Res.*, 2017, v. 294, p. 189—213, doi: 10.1016/j.precamres.2017.03.001.
- Condie K.C.** A planet in transition: the onset of plate tectonics on Earth between 3 and 2 Ga? // *Geosci. Front.*, 2018, v. 9, p. 51—60, doi: 10.1016/j.gsf.2016.09.001.
- Donskaya T.V.** Assembly of the Siberian Craton: Constraints from Paleoproterozoic granitoids // *Precambrian Res.*, 2020, v. 348, 105869, doi: 10.1016/j.precamres.2020.105869.

Donskaya T.V., Gladkochub D.P. Post-collisional magmatism of 1.88–1.84 Ga in the southern Siberian Craton: An overview // *Precambrian Res.*, 2021, v. 367, 106447, doi: 10.1016/j.precamres.2021.106447.

Doroshkevich A.G., Prokopyev I.R., Izokh A.E., Klemd R., Ponomarchuk A.V., Nikolaeva I.V., Vladykin N.V. Isotopic and trace element geochemistry of the Seligdar magnesiocarbonatites (South Yakutia, Russia): Insights regarding the mantle evolution beneath the Aldan-Stanovoy shield // *J. Asian Earth Sci.*, 2018, v. 154, p. 354–368.

Elming S.-Å., Salminen J., Pesonen L.J. Paleo-Mesoproterozoic Nuna supercycle // *Ancient Supercontinents and the Paleogeography of the Earth* / Eds. L.J. Pesonen, J. Salminen, S.-Å. Elming, D.A.D. Evans, T. Veikkolainen. Amsterdam, Elsevier, 2021, Ch. 16, p. 499–548.

Ernst R.E., Bleeker W. Large igneous provinces (LIPs), giant dyke swarms, and mantle plumes: significance for breakup events within Canada and adjacent regions from 2.5 Ga to the present // *Can. J. Earth Sci.*, 2010, v. 47, p. 695–739, doi: 10.1139/E10-025.

Ernst R.E., Hamilton M.A., Söderlund U., Hanes J.A., Gladkochub D.P., Okrugin A.V., Kolotilina T., Mekhonoshin A.S., Bleeker W., LeCheminant A.N., Buchan K.L., Chamberlain K.R., Didenko A.N. Long-lived connection between southern Siberia and northern Laurentia in the Proterozoic // *Nat. Geosci.*, 2016, v. 9 (6), p. 464–469.

Farmer G.L. Continental basaltic rocks // *Treasure of Geochemistry* / Eds. K.K. Turekian, H.D. Holland. Oxford, Elsevier, 2003, v. 3, p. 85–121.

Furnes H., Dilek Y., De Wit M.J. Precambrian greenstone sequences represent different ophiolite types // *Gondwana Res.*, 2015, v. 27, p. 649–685, doi: 10.1016/j.gr.2013.06.004.

Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Pisarevsky S.A., Ernst R.E., Söderlund U., Kotov A.B., Kovach V.P., Okrugin A.V. 1.79–1.75 Ga mafic magmatism of the Siberian craton and late Paleoproterozoic paleogeography // *Precambrian Res.*, 2022, v. 370, 106557, doi: 10.1016/j.precamres.2022.106557.

Gornova M.A., Belyaev V.A., Belozerova O.Yu. Textures and geochemistry of the Saramta peridotites (Siberian craton): Melting and refertilization during early evolution of the continental lithospheric mantle // *J. Asian Earth Sci.*, 2013, v. 62, p. 4–17, doi: 10.1016/j.jseaes.2012.10.004.

Hollings P. Archean Nb-enriched basalts in the northern Superior Province // *Lithos*, 2002, v. 64, p. 1–14.

Hollings P., Kerrich R. Trace element systematics of ultramafic and mafic volcanic rocks from the 3 Ga North Caribou greenstone belt, northwestern Superior Province // *Precambrian Res.*, 1999, v. 93, p. 257–279.

Hughes H.S.R., McDonald I., Goodenough K.M., Ciborowski T.J.R., Kerr A.C., Davies J.H.F.L., Selby D. Enriched lithospheric mantle keel below the Scottish margin of the North Atlantic Craton: Evidence from the Palaeoproterozoic Scourie Dyke Swarm and mantle xenoliths // *Precambrian Res.*, 2014, v. 250, p. 97–126, doi: 10.1016/j.precamres.2014.05.026.

Humbert F., Agangi A., Massuyeau M., Elburg M.A., Belyanin G., Smith A.J.B., Iaccheri L.M., Coetzee L.L., Wabo H. Rifting of the Kaapvaal Craton during the early Paleoproterozoic: Evidence from magmatism in the western Transvaal subbasin (South Africa) // *Precambrian Res.*, 2020, v. 342, 105687.

Ivanov A.V., Levitskii I.V., Levitskii V.I., Corfu F., Demonterova E.I., Reznitskii L.Z., Pavlova L.A., Kamenetsky V.S., Savatnikov V.M., Powerman V.I. Shoshonitic magmatism in the Paleoproterozoic of the south-western Siberian Craton: an analogue of the modern post-collision setting // *Lithos*, 2019, v. 328–329, p. 88–100, doi: 10.1016/j.lithos.2019.01.015.

Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites, II. // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1984, v. 67, p. 137–150.

Keller B., Schoene B. Plate tectonic and continental basaltic geochemistry throughout Earth history // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2018, v. 481, p. 290–304, doi: 10.1016/j.epsl.2017.10.031.

Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lameyre Le Bas M.J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Woolley A.R., Zanettin B.A. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Oxford, Blackwell, 1989, 254 p.

Li C., Li L., Li Sh.-R., Santosh M. Late Proterozoic mafic-intermediate dykes from the southern margin of the North China Craton: Implication for magma source and Columbia reconstruction // *Precambrian Res.*, 2020, v. 347, 105837, doi: 10.1016/j.precamres.2020.105837.

Liu K., Lu G., Wang Z., Huang S., Xue E., Wang W. The Paleoproterozoic bimodal magmatism in the SW Yangtze block: Implications for initial breakup of the Columbia supercontinent // *Lithos*, 2019, v. 332–333, p. 23–38.

Liu S., Hu R., Gao Sh., Feng C., Coulson I.M., Feng G., Qi Y., Yang Y., Yang C., Tang L. U–Pb zircon age, geochemical and Sr–Nd isotopic data as constraints on the petrogenesis and emplacement time of the Precambrian mafic dyke swarms in the North China Craton (NCC) // *Lithos*, 2012, v. 140–141, p. 38–52.

Martin H., Smithies R.H., Rapp R.P., Moyen J.-F., Champion D.C. An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution // *Lithos*, 2005, v. 79 (1–2), p. 1–24.

Minifie M.J., Kerr A.C., Ernst R.E., Hastie A.R., Ciborowski T.J.C., Desharnais G., Millar I.L. The northern and southern sections of the western ca. 1880 Ma Circum-Superior Large Igneous Province, North America: The Pickle Crow dyke connection? // *Lithos*, 2013, v. 174, p. 217—235, doi: 10.1016/j.lithos.2012.03.017.

Nilsson M.K.M., Klausen M.B., Söderlund U., Ernst R.E. Precise U–Pb ages and geochemistry of Palaeoproterozoic mafic dykes from southern West Greenland: Linking the North Atlantic and the Dharwar cratons // *Lithos*, 2013, v. 174, p. 255—270.

Pandey O.P., Mezger K., Upadhyay D., Paul D., Singh A.K., Söderlund U., Gumsley A. Major-trace element and Sr–Nd isotope compositions of mafic dykes of the Singhbhum Craton: Insights into evolution of the lithospheric mantle // *Lithos*, 2021, v. 382—383, 105959, doi: 10.1016/j.lithos.2020.105959.

Pearce J.A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries // *Andesites* / Ed. R.S. Thorpe. New York, Wiley, 1982, p. 525—548.

Pearce J.A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // *Lithos*, 2008, v. 100, p. 14—48.

Pearce J.A., Parkinson I.J. Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis // *Magmatic Processes and Plate Tectonics* / Eds. H.M. Prichard, T. Alabaster, N.B.W. Harris, C.R. Neary. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 1993, v. 76, p. 373—403.

Pearce J.A., Ernst R.E., Peate D.W., Rogers C. LIP printing: Use of immobile element proxies to characterize Large Igneous Provinces in the geologic record // *Lithos*, 2021, v. 392—393, 106068, doi: 10.1016/j.lithos.2021.106068.

Peng P., Zhai M.-G., Guo J.-H., Kusky T., Zhao T.-P. Nature of mantle source contributions and crystal differentiation in the petrogenesis of the 1.78 Ga mafic dykes in the central North China craton // *Gondwana Res.*, 2007, v. 12, p. 29—46.

Polat A., Kerrich R. Magnesian andesites, Nb-enriched basalt-andesites, and adakites from late-Archean 2.7 Ga Wawa greenstone belts, Superior Province, Canada: implications for late Archean subduction zone petrogenetic processes // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2001, v. 141, p. 36—52.

Polat A., Li J., Fryer B., Kusky T., Gagnon J., Zhang S. Geochemical characteristics of the Neoproterozoic (2800–2700 Ma) Taishan greenstone belt, North China Craton: Evidence for plume–craton interaction // *Chem. Geol.*, 2006, v. 230, p. 60—87.

Poller U., Gladkochub D., Donskaya T., Mazukabzov A., Sklyarov E., Todt W. Multistage magmatic and metamorphic evolution in the Southern Siberian craton: Archean and Palaeoproterozoic zircon ages revealed by SHRIMP and TIMS // *Precambrian Res.*, 2005, v. 136, p. 353—368.

Puchtel I.S., Haase K.M., Hofmann A.W., Chauvel C., Kulikov V.S., Garbe-Schönberg C.-D., Nemchin A.A. Petrology and geochemistry of crustally contaminated komatiitic basalts from the Vetreny Belt, southeastern Baltic Shield: evidence for an early Proterozoic mantle plume beneath rifted Archean continental lithosphere // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1997, v. 61, p. 1205—1222.

Rapp R.P., Norman M.D., Laporte D., Yaxley G.M., Martin, H., Foley, S.F. Continent formation in the Archean and chemical evolution of the cratonic lithosphere: melt–rock reaction experiments at 3–4 GPa and petrogenesis of Archean Mg–diorites (sanukitoids) // *J. Petrol.*, 2010, v. 51 (6), p. 1237—1266.

Rivalenti G., Mazzucchelli M., Girardi V.A.V., Cavazzini G., Finatti C., Barbieri M.A., Teixeira W. Petrogenesis of the Paleoproterozoic basalt–andesite–rhyolite dyke association in the Carajás region, Amazonian craton // *Lithos*, 1998, v. 43, p. 235—265.

Samal A.K., Srivastava R.K., Rahaman W. Sr–Nd isotope geochemistry and petrogenesis of ca. 2.26–2.25 Ga and ca. 2.08 Ga mafic dyke swarms from the Dharwar craton, India: Insights into their mantle sources and geodynamic implications // *Lithos*, 2021, v. 406—407, 106503, doi: 10.1016/j.lithos.2021.106503.

Sandeman H.A., Heaman L.M., LeCheminant A.N. The Paleoproterozoic Kaminak dykes, Hearne craton, western Churchill Province, Nunavut, Canada: Preliminary constraints on their age and petrogenesis // *Precambrian Res.*, 2013, v. 232, p. 119—139.

Saunders A.D., Norry M.J., Tarney J. Fluid influence on the trace element compositions of subduction zone magmas // *Phil. Trans. R. Soc. London*, 1991, A 335, p. 377—392.

Singh S.K., Srivastava R.K., Kumar S., Samal A.K. Geochemical characterization of the Paleoproterozoic (ca. 1.98–1.97) Darguwan–Surajpura mafic sills within the Bijawar basin, North-Central India: Genetic aspects and geodynamic implications // *Chem. Erde*, 2021, v. 81, 125689, doi: 10.1016/j.chemer.2020.125689.

Sotiriou P., Polat A., Windley B.F., Kusky T. Temporal variations in the incompatible trace element systematics of Archean volcanic rocks: Implications for tectonic processes in the early Earth // *Precambrian Res.*, 2022, v. 368, 106487, doi: 10.1016/j.precamres.2021.106487.

Straub S.M., Zellmer G.F. Volcanic arcs as archives of plate tectonic change // *Gondwana Res.*, 2012, v. 21, p. 495—516.

Sukhorukov V.P., Savel'eva V.B., Jiang Y., Li Z. P-T path of metamorphism and U-Pb monazite and zircon age of the Kitoi terrane: Implication for Neoproterozoic collision in SW Siberian Craton // *Geosci. Front.*, 2020, v. 11, p. 1915—1934, doi: 10.1016/j.gsf.2020.05.012.

Tretiakova I.G., Belousova E.A., Malkovets V.G., Griffin W.L., Piaolo S., Pearson N.J., O'Reilly S.Y., Nishido H. Recurrent magmatic activity on a lithosphere-scale structure: Crystallization and deformation in kimberlitic zircons // *Gondwana Res.*, 2017, v. 42, p. 126—132, doi: 10.1016/j.gr.2016.10.006.

Turkina O.M., Berezhnaya N.G., Lepekhina E.N., Kapitonov I.N. U-Pb (SHRIMP II), Lu-Hf isotope and trace element geochemistry of zircons from high-grade metamorphic rocks of the Irkut terrane, Sharyzhalgay Uplift: Implications for the Neoproterozoic evolution of the Siberian Craton // *Gondwana Res.*, 2012, v. 21, p. 801—817, doi: 10.1016/j.gr.2011.09.012.

Turkina O.M., Sukhorukov V.P., Sergeev S.A. Mesoproterozoic bimodal volcanic rocks of the Onot greenstone belts, southwestern Siberian craton: Implications for magmatism in an extension/rift setting // *Precambrian Res.*, 2020, v. 343, 105731, doi: 10.1016/j.precamres.2020.105731.

Winchester J.A., Floyd P.A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // *Chem. Geol.*, 1977, v. 20, p. 325—343.