

УДК 552.4

## ВАРИАНЦИИ РЕДКОЭЛЕМЕНТНОГО И ИЗОТОПНОГО СОСТАВА НЕОАРХЕЙСКИХ МАФИЧЕСКИХ ГРАНУЛИТОВ ЮГО-ЗАПАДА СИБИРСКОГО КРАТОНА: СЛЕДСТВИЕ РАЗЛИЧНЫХ МАНТИЙНЫХ ИСТОЧНИКОВ ИЛИ КОРОВОЙ КОНТАМИНАЦИИ

© 2023 г. О. М. Туркина\*

Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

\*e-mail: turkina@igm.nsc.ru

Поступила в редакцию 16.05.2022 г.

После доработки 12.08.2022 г.

Принята к публикации 18.09.2022 г.

Представлены геохимические и изотопные характеристики неоархейских (2.7–2.66 млрд лет) мафических гранулитов Иркутского блока Шарыжалгайского выступа (юго-запад Сибирского кратона). Мафические и преобладающие кислые гранулиты слагают фрагменты метаморфического комплекса среди неоархейских и палеопротерозойских гранитоидов. Мафические гранулиты характеризуются минеральной ассоциацией  $Cpx + Pl \pm Hbl \pm Opx \pm Qz$  и по содержанию главных и немобильных редких элементов среди них можно выделить два типа. Доминирующие породы первого типа характеризуются широкими диапазонами  $Mg\#$ ,  $TiO_2$ , немобильных редких элементов (РЭ, Zr, Nb) и преимущественно положительных  $\epsilon_{Nd}(T)$ . Повышенное  $(La/Sm)_n$  и обогащение Th и легкими РЭ относительно Nb мафических гранулитов первого типа является типичным для базальтов субдукционного происхождения или контаминированных коровыми материалами. Отсутствие обратной зависимости между  $(La/Sm)_n$  и  $\epsilon_{Nd}(T)$  и отчетливая прямая корреляция  $TiO_2$  и Nb свидетельствуют против влияния коровой контаминации на состав мафических гранулитов. Модель образования их магматических протолитов предполагает плавление деплетированных перидотитов субконтинентальной литосферной мантии, измененных под воздействием расплавов, образовавшихся из базальтов или терригенных осадков субдуцирующей плиты. Мафические гранулиты второго типа имеют более узкий диапазон  $Mg\#$  и  $TiO_2$ , положительные  $\epsilon_{Nd}(T)$ , плоские редкоземельные спектры и лишены субдукционных сигнатур, что указывает на астеносферный деплетированный мантийный источник. Разности, контаминированные породами палеоархейской коры, отличаются повышенными значениями  $(La/Sm)_n$ , обеднением Nb относительно Th и легких РЭ и отрицательными  $\epsilon_{Nd}(T)$ . Постмагматические процессы, связанные с воздействием инъецирующих гранитоидов, приводят к обогащению мафических гранулитов биотитом и апатитом, росту концентраций  $K_2O$ ,  $P_2O_5$ , значительному накоплению Zr, Nb, Th, легких РЭ и отрицательным  $\epsilon_{Nd}(T)$ . Различие мафических гранулитов первого и второго типа не связано с коровой контаминацией, а обусловлено вкладом в их образование двух типов источников: астеносферной и субконтинентальной литосферной мантии. Субконтинентальная литосферная мантия Иркутского блока на неоархейское время (~2.7 млрд лет) была изотопно-деплетированной, а ее обогащение некогерентными редкими элементами, предположительно под действием расплавов, генерированных из пород субдуцирующей плиты, непосредственно предшествовало мафическому магматизму.

**Ключевые слова:** архей, мафические гранулиты, изотопный Nd состав, мантийные источники

**DOI:** 10.31857/S0869590323020061, **EDN:** GROTAW

### ВВЕДЕНИЕ

Магматические породы основного состава являются главным компонентом архейских зеленокаменных поясов и входят в состав метаморфических комплексов раннедокембрийских гранулитовых провинций. Интерпретация их происхождения в значительной степени базируется на геохимических и изотопных данных, что создает основу для оценки вещественных характеристик архейской

мантии. Вместе с тем исследование даже базальтов фанерозоя показывает, что геохимические и изотопные характеристики основных пород могут быть обусловлены как характером мантийных источников, так и взаимодействием с породами коры. Например, такая геохимическая черта базальтов как обеднение Nb относительно Th и легких РЭ присуща как субдукционным вулканитам, так и базальтам, контаминированным коровыми мате-

риалом (Saunders et al., 1991; Pearce, Parkinson, 1993; Straub, Zellmer, 2012). Аналогичные интерпретации предлагаются и для раннедокембрийских базитов, имеющих сходные геохимические характеристики и широкие вариации изотопного состава (Puchtel et al., 1997; Sandeman et al., 2006; Polat, 2009; Jenner et al., 2009; Furnes et al., 2013; Pearce et al., 2021; Sotiriou et al., 2022). Наибольшие сложности возникают при анализе генезиса мafических пород в составе гранулитовых комплексов, которые вследствие неоднократного метаморфизма, сопряженного с инъекциями гранитоидов, могут быть изменены в результате постмагматических процессов.

На юго-западе Сибирского кратона (Шарыжалгайский выступ) мafические гранулиты, протолитами которых были магматические породы основного состава, являются одним из главных компонентов метаморфического комплекса Иркутского блока. С момента образования эти породы испытали два этапа складчатости и высокотемпературного метаморфизма в конце неоархея и позднем палеопротерозое (Turkina et al., 2012). В настоящей работе представлены данные по геохимии и изотопному Nd составу мafических гранулитов Иркутского блока. Полученные результаты использованы для: 1) оценки влияния постмагматических процессов на распределение петрогенных и редких элементов в основных гранулитах, 2) анализа вероятного вклада коровой контаминации, 3) выяснения происхождения магматических протолитов и характера мантийных источников.

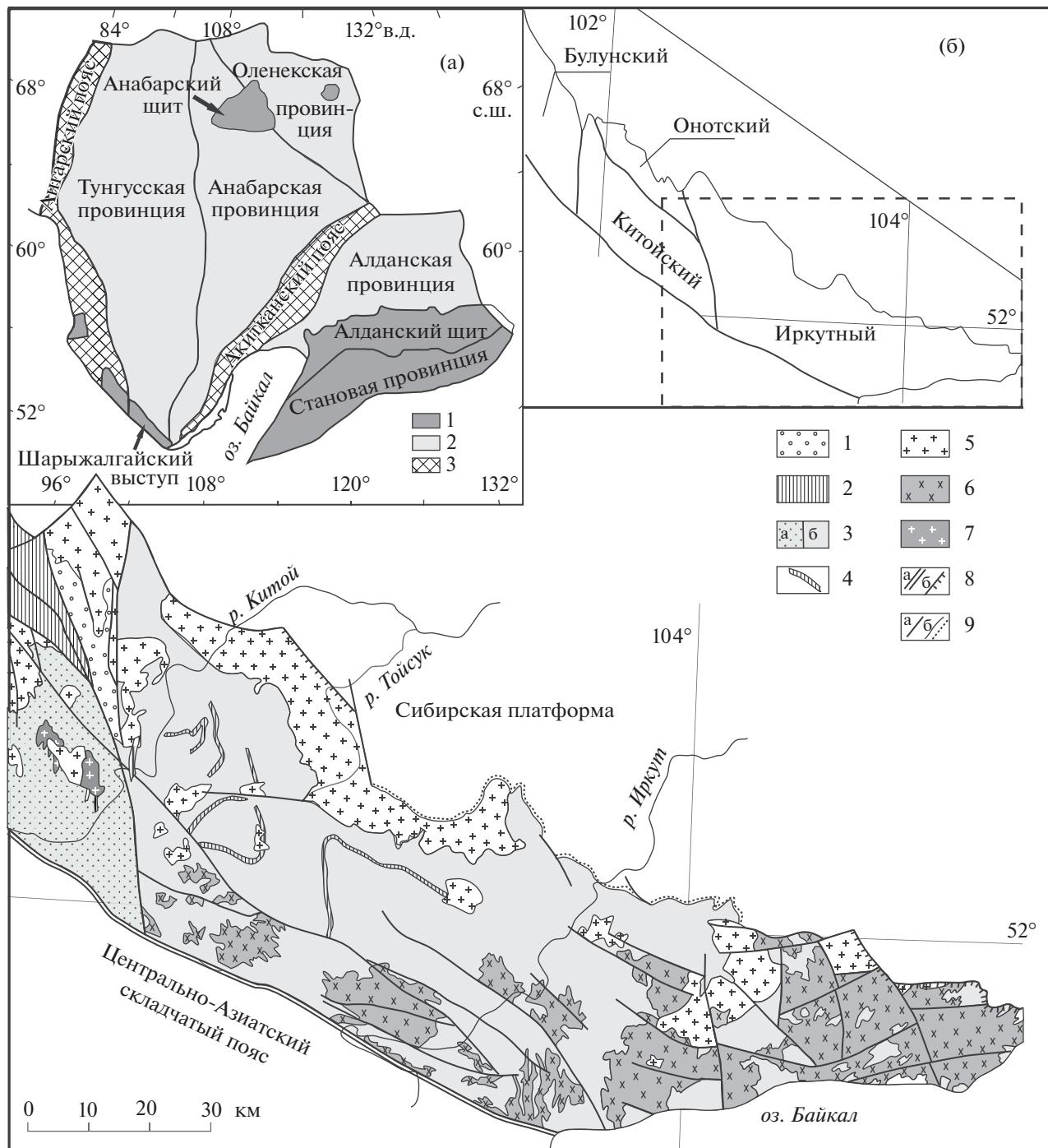
### ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА, СОСТАВ И ВОЗРАСТ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И МАГМАТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ ИРКУТНОГО БЛОКА

Большая часть фундамента Сибирской платформы перекрыта мощным (типично 2–5 км) осадочным чехлом. Раннедокембрийские комплексы обнажены на Алданском и Анабарском щитах и ряде поднятий на юго-западе кратона, а также в Ангарском и Акитканском орогенных поясах (рис. 1а). В структуре Сибирского кратона выделяется несколько тектонических провинций: Тунгусская, Маганская, Анабарская, Оленекская, Алданская и Становая (Rosen et al., 1994; Smelov, Timofeev, 2007). Кристаллические комплексы наиболее крупной Тунгусской провинции, представляющей западную часть Сибирского кратона, выходят на поверхность в ряде выступов фундамента только на юго-западе (рис. 1а). Наиболее крупный из них Шарыжалгайский выступ протягивается на 350 км от оз. Байкал до р. Ока на северо-западе. Юго-западная граница Шарыжалгайского выступа это Главный Саянский разлом, на северо-востоке он перекрыт неопротерозойско-фанерозойским осадочным чехлом. Несколько су-

турных зон и разломов северо-западного и северного простириания делят Шарыжалгайский выступ на Булунский и Онотский гранит-зеленокаменные и Китойский и Иркутский гранулитогнейсовые блоки (рис. 1б). Финальное сочленение этих блоков в палеопротерозое сопровождалось метаморфизмом, гранитоидным и базитовым магmatизмом в интервале 1.86–1.84 млрд лет (Turkina, Капитонов, 2019).

Иркутский блок, представляющий юго-восточную треть Шарыжалгайского выступа, характеризуется сложной складчато-надвиговой структурой, сформированной в результате палеопротерозойских коллизионных событий (Грабкин, Мельников, 1980; Hopgood, Bowes, 1990). В детально исследованном разрезе по побережью оз. Байкал установлена двустадийная история палеопротерозойских процессов (Hopgood, Bowes, 1990). На первой стадии в условиях сжатия происходило формирование узких изоклинальных складок, сменяющихся асимметричными и субвертикальными и внедрением жильных гранитоидов. Вторая стадия в обстановке постколлизионного растяжения характеризуется развитием куполовидных поднятий, ядра которых выполнены гранитоидами. Крылья куполовидных структур образованы мafическими и кислыми гранулитами, тогда как широкие межкупольные зоны сложены парагнейсами с подчиненными мраморами и кальцифирами (Грабкин, Мельников, 1980). Для западной части Иркутского блока (междуречье Тойсука и Китоя) характерно чередование полого залегающих пластин, сложенных преобладающими кислыми и мafическими ортопироксенами и подчиненными высокоглиноземистыми парагнейсами, которые интенсивно инъецированы гранитоидным материалом.

В строении Иркутского блока доминируют раннедокембрийские гранитоиды. Архейские деформированные и преимущественно гнейсовые граниты образуют неправильной формы тела и содержат разноразмерные (до первых сотен метров) реликты метаморфического комплекса. В метаморфическом комплексе выделено три ассоциации архейских пород. Доминирующая **первая ассоциация** включает двупироксеновые ( $\pm$ амфибол) мafические и преобладающие ортопироксен-биотитовые кислые гранулиты. Мafические гранулиты составляют не более 30%. Кислые и мafические гранулиты слагают крылья купольных структур и участки близкой к изоклинальной складчатости в разрезе по побережью оз. Байкал, чередуясь между собой, а также образуют отдельные полого залегающие пластины на западе блока. Наряду с субпластовыми деформированными телами, мafические гранулиты слагают многочисленные включения в палеопротерозойских чарнокитах размером от десятков сантиметров до первых метров на юго-востоке блока. Формирование магматических протолитов мafических и кислых гранулитов



**Рис. 1.** Геологическая схема восточной части Шарыжалгайского выступа.

1 – нижнепротерозойские отложения; 2 – метаосадочно-вулканогенные отложения Ононского ЗКП; 3 – архейские гранулитогнейсовые комплексы Китайского (а) и Иркутского (б) блоков; 4 – палеопротерозойские гранитоиды; 5 – архей-палеопротерозойские гранитоиды нерасчлененные; 6 – архейские гранитоиды; 7 – тектонические границы: а – разломы, б – надвиги; 8 – геологические границы (а), границы несогласного залегания (б). На врезке (а): Главные тектонические элементы Сибирского кратона. 1 – выступы фундамента, 2 – погребенный фундамент, 3 – палеопротерозойские орогенные пояса. На врезке (б): Схема блоков Шарыжалгайского выступа.

относится к позднему неоархею – 2.7–2.66 млрд лет (Poller et al., 2005; Turkina et al., 2012).

Ко второй ассоциации отнесены ортопироксеновые и двупироксеновые гранулиты среднего

состава, которые образуют немногочисленные включения среди пород первой ассоциации в восточной части разреза по побережью оз. Байкал. Эти гранулиты содержат магматические ядра

циркона с возрастом 3.4–3.3 млрд лет (Poller et al., 2005; Туркина и др., 2011) и представляют собой фрагменты палеоархейской коры, латеральное распространение которой трассируется в изотопных характеристиках неоархейских пород.

**Третья ассоциация** представлена высокоглиноземистыми (ортопироксен-силлиманит-гранат-кордиерит-биотитовыми) парагнейсами, которые образуют пластины, чередующиеся с мafическими и кислыми гранулитами на юго-западе и в центральной части Иркутского блока. Протолиты парагнейсов это аргиллиты и пелитовые аргиллиты. Парагнейсы содержат преобладающие мезоархейские детритовые цирконы и были метаморфизованы около 2.5 млрд лет назад (Туркина и др., 2017).

Для Иркутского блока установлено два основных этапа высокотемпературного метаморфизма и сопряженного интрузивного магматизма: неоархейский и палеопротерозойский. Высокотемпературный метаморфизм неоархейского этапа (2.54–2.57 млрд лет) сопровождался формированием многочисленных жильных тел и небольших массивов гнейсовидных гранитоидов с возрастом 2.53–2.56 млрд лет (Гладкочуб и др., 2005; Сальникова и др., 2007; Turkina et al., 2012; Туркина и др., 2017). По содержанию Ti в метаморфических цирконах из ортогранулитов температуры неоархейского метаморфизма оценены в диапазоне 790–830°C (Туркина, 2022). Второй этап коллизионного гранулитового метаморфизма (1.85–1.86 млрд лет) характеризуется пиковыми параметрами:  $P = 7–8$  кбар и  $T = 850–870$  °C и трендом субизотермальной декомпрессии, свидетельствующим о реализации в обстановке растяжения (Сухоруков, 2013; Сухоруков, Туркина, 2018). К палеопротерозойскому этапу (1.84–1.87 млрд лет) относится формирование крупных гранитоидных интрузий и многочисленных жильных тел гранитоидов (Сальникова и др., 2007; Туркина, Капитонов, 2019), а также проявления базитового магматизма в виде роев даек и небольших силлоподобных тел (~1.86 млрд лет) (Гладкочуб и др., 2013; Мехоношин и др., 2016; Туркина и др., 2022).

## АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Содержание главных и редких элементов в породах определены в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск) рентгенофлюoresцентным 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°C в платиновых тиглях с последующим растворением полученного сплава в разбавленной азотной кислоте. Для обеспечения

стабильности полученного раствора поддерживали общую кислотность на уровне 5% HNO<sub>3</sub> 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 комплексообразователя стабилизируют эти растворы и минимизируют потери высокозарядных элементов, которые могут происходить в результате гидролиза при низкой кислотности. При анализе используются аттестованные международные стандарты (BHVO-1, BCR-1, G-2). Пределы обнаружения редкоземельных и высокозарядных элементов составляют от 0.005 до 0.1 мкг/г. Точность анализа составляла в среднем 2–5 отн. %.

Определения концентраций и изотопного состава Sm и Nd проведены в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН на мультиколлекторном масс-спектрометре TRITON TI. Холостое внутрилабораторное загрязнение составило 0.1–0.2 нг для Sm и 0.1–0.5 нг для Nd. Точность определения ( $2\sigma$ ) концентраций Sm, Nd и  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  составила 0.5%, а  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - 0.005\%$ . Отношение  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  скорректировано относительно значения 0.512115 для стандарта JNdI (Tanaka et al., 2000). За период измерений средневзвешенное значение для 10 определений  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  для JNdI составило  $0.512108 \pm 7$  ( $2\sigma$ ), нормализованное относительно  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ . Значения  $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$  определены с использованием современных величин для CHUR ( $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$ ) (Jacobsen, Wasserburg, 1984).

## МЕТОДИЧЕСКИЙ ПОДХОД К ОЦЕНКЕ ВЛИЯНИЯ КОРОВОЙ КОНТАМИНАЦИИ

Высокотемпературные мafические магмы, кристаллизация которых происходила в пределах континентов, нередко испытывали контаминацию коровыми материалами на уровне промежуточных камер или при перемещении, а также могли ассимилировать коровьи породы в процессе фракционной кристаллизации на уровне становления. Влияние этих процессов приводило к существенному изменению состава мafических пород в сравнении с исходными магмами. Примеры и различные диагностические признаки мafических пород, имеющих вклад корового материала в их генезис, широко обсуждаются в литературе (Puchtel et al., 1997; Hollings, Kerrich, 1999; Polat et al., 2006; Said, Kerrich, 2009 и др.). На основании опубликованных данных можно суммировать главные геохимические критерии коровой контаминации для ряда когенетичных мafических по-

род: (1) увеличение содержания  $\text{SiO}_2$  и снижение значения  $\text{Mg}^{\#}$ , (2) обогащение некогерентными редкими элементами, концентрирующимися в сиалических породах в сравнении с производными мантийных источников: Th, легкими РЗЭ, Zr, Nb, но не  $\text{TiO}_2$  (поскольку сиалические породы обеднены этим элементом), (3) возрастание величины  $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{n}}$ , (4) значения  $(\text{Nb}/\text{La})_{\text{pm}} < 1$  и  $(\text{Nb}/\text{Th})_{\text{pm}} < 1$ , т.е. наличие Nb-минимума на мультиэлементных спектрах, (5) широкий диапазон повышенных значений  $(\text{Nb}/\text{Y})_{\text{pm}} > 2$ , (5) отрицательные значения  $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ , (6) обратная корреляция между  $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{n}}$  и  $(\text{Nb}/\text{La})_{\text{pm}}$ ,  $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{n}}$  и  $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ . Ни один из этих критериев сам по себе не является бесспорным признаком коровой контаминации, и только вся совокупность признаков служит обоснованием вклада сиалического материала в генезис мафических пород на коровом уровне.

## ПЕТРОГРАФИЯ И ГЕОХИМИЯ МАФИЧЕСКИХ ГРАНУЛИТОВ

Большая часть образцов для исследования была отобрана в разрезе по побережью оз. Байкал, где мафические гранулиты образуют более крупные (до первых десятков метров) фрагменты среди доминирующих гранитоидов. По минеральному составу среди мафических гранулитов выделяются двупироксеновые, пироксен-амфиболовые и амфиболовые разности. Пространственных закономерностей в их размещении не установлено. Мафические гранулиты – это мелко-среднезернистые породы с минеральной ассоциацией  $\text{Cpx} + \text{Pl} \pm \text{Hbl} \pm \text{Opx} \pm \text{Qtz}$ , имеющие массивную текстуру и гранобластовую структуру (рис. 2). Содержание темноцветных минералов составляет 40–60%. Аксессорные минералы представлены ильменитом, апатитом и цирконом. В контакте с жильными гранитами в мафических гранулитах развивается биотит, происходит обогащение апатитом и цирконом.

По содержанию  $\text{SiO}_2$  (46.4–50.8 мас. %) и соотношению  $\text{Nb}/\text{Y} - \text{Zr}/\text{TiO}_2$  большинство мафических гранулитов отвечают базальтам. Лейкократовые разности с  $\text{SiO}_2$  до 53.9 мас. % встречаются среди гранулитов, измененных в контакте с гранитоидами. Мафические гранулиты имеют широкий диапазон содержаний  $\text{MgO}$  (12.4–4.5 мас. %) и  $\text{TiO}_2$  (0.6–2.4 мас. %). По содержанию  $\text{TiO}_2$ , некогерентных элементов и характеру спектров РЗЭ среди мафических гранулитов выделено два типа (табл. 1, рис. 3).

В первый, доминирующий тип отнесены мафические гранулиты ( $\text{Mg}^{\#} = 53–21$ ), варьирующие от низко- ( $\text{TiO}_2 = 0.7–1.1$  мас. %) до умеренно-титанистых ( $\text{TiO}_2 = 1.4–2.4$  мас. %). Они характеризуются трендами роста  $\text{FeO}^*$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  и слабого

снижения содержания  $\text{CaO}$  при уменьшении  $\text{Mg}^{\#}$  (рис. 3). Наиболее магнезиальные разности обеднены некогерентными редкими элементами ( $\text{Zr} = 33–54$  ppm,  $\text{Nb} = 2–4.2$  ppm) и имеют слабо фракционированные спектры РЗЭ ( $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{n}} = 1.6–2.5$ ) (рис. 4а, 4в, 5а). С повышением содержания  $\text{TiO}_2$  возрастают концентрации Zr (59–192 ppm) и Nb (3.9–9.7 ppm), а также содержание РЗЭ при постоянстве величины  $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{n}}$ , составляющей 1.7–2.6 (рис. 4в, 5в). Мультиэлементные спектры всех пород первого типа имеют сходную конфигурацию с отчетливым обеднением Nb относительно Th и La (рис. 5б, 5г).

Во второй тип объединены гранулиты с  $\text{Mg}^{\#} = 57–22$ , умеренным содержанием  $\text{TiO}_2$  (0.6–1.8 мас. %), Zr (18–116 ppm) и Nb (1.6–5.7 ppm) (рис. 3 и 4). Гранулиты этого типа слагают редкие субпластиевые или дайкообразные тела. Минеральные ассоциации этих пород аналогичны другим типам и отвечают гранулитовой фации метаморфизма, что определяет формирование их магматических протолитов до рубежа ~1.85 млрд лет. Характерная черта этого типа – обогащение тяжелыми РЗЭ и нефракционированные редкоземельные спектры со слабым обеднением легкими лантаноидами ( $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{n}} = 0.8–1.1$ ) (рис. 5д). Мультиэлементные спектры гранулитов второго типа плоские с обеднением Th относительно Nb (рис. 5е).

Самостоятельную группу представляют биотитсодержащие мафические гранулиты, изменившиеся в контакте с гранитами и чарнокитами. Характерная черта этих пород – повышенные содержания  $\text{K}_2\text{O}$  (1.2–1.6 мас. %) и  $\text{P}_2\text{O}_5$ , с чем связано развитие биотита и апатита соответственно. Эти породы отличаются также обеднением  $\text{CaO}$  (7.2–8.9 мас. %) относительно большинства гранулитов ( $\text{CaO} = 9.6–11.9$  мас. %) (рис. 3г). Они имеют повышенные содержания Th (1.4–5.2 ppm), Ba (338–724 ppm), Rb (16–72 ppm), Zr (73–273 ppm), легких РЗЭ в сравнение с большинством мафических гранулитов (рис. 4, 5ж). Их мультиэлементные спектры сходны с породами первого типа, но отличаются минимумом по Ti (рис. 5з).

Мафические гранулиты первого типа демонстрируют отчетливо выраженные тренды возрастания концентраций легких РЗЭ, Zr, Nb с увеличением содержания  $\text{TiO}_2$  и снижением  $\text{Mg}^{\#}$ , что предполагает образование магматических протолитов из сходных по происхождению магм (рис. 4). Биотитсодержащие гранулиты отклоняются от общих трендов в область повышенных концентраций легких РЗЭ, Zr, Nb, Th. Резко отличаются мафические гранулиты второго типа, имеющие низкое содержание легких РЗЭ при перекрывающихся с доминирующими разностями  $\text{Mg}^{\#}$  и концентрациями  $\text{TiO}_2$ , Zr, Nb (рис. 4), что предполагает

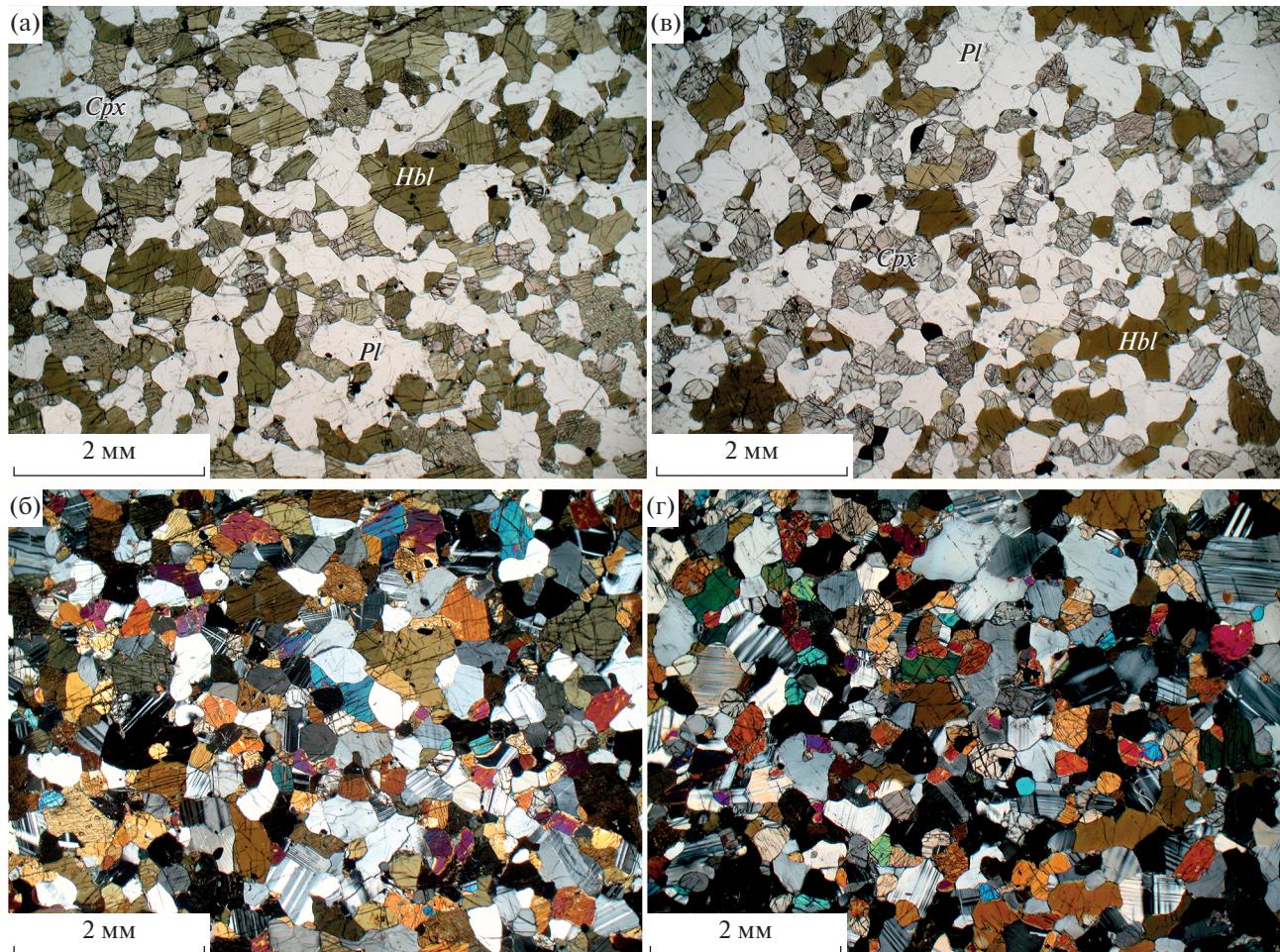


Рис. 2. Микрофотографии мafических гранулитов: (а, б) – первый тип, (в, г) – второй тип, при скрещенных николях в проходящем свете.

образование их протолитов из другой исходной магмы.

Таким образом, анализ геохимических данных свидетельствует о формировании протолитов мafических гранулитов из двух различных магм. Доминирующими являются низко- до умеренно-титанистых магм, в различной степени обогащенные легкими РЭ и высокозарядными элементами (Zr, Nb). Второй тип умеренно-титанистых магм деплетирован легкими РЭ при близком содержании высокозарядных элементов.

## ИЗОТОПНЫЙ Sm-Nd СОСТАВ МАФИЧЕСКИХ ГРАНУЛИТОВ

Величины  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  гранулитов рассчитаны на 2.7 млрд лет, что соответствует возрасту их магматических протолитов (Turkina et al., 2012). Доминирующие гранулиты первого типа характеризуются высоким  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  (0.186–0.134) и широким диапазоном  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  от +3.9 до +0.5 (табл. 2, рис. 6а).

Положительные  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  от +1.3 до +0.4 и наиболее высокие  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  (0.199–0.184) имеют гранулиты второго типа, резко отличающиеся от преобладающих пород по редкоэлементному составу. Выделяются два образца с отрицательными  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  (−1.5 и −1.4) и с повышенными  $(\text{La}/\text{Sm})_n = 1.5–2.0$ , что определяет их сходство с породами первого типа, но и повышенными  $(\text{Nb}/\text{La})_{\text{pm}} = 0.74–0.45$ , подобными гранулитам второго типа. Наконец, биотитсодержащие мafические гранулиты характеризуются низкими  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.107–0.144$  и отрицательными  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  от −1.9 до −0.2.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

### *Постмагматическое изменение мafических гранулитов и влияние взаимодействия с гранитоидами*

Высокотемпературный метаморфизм, которому подвержены мafические гранулиты, не позволяет определить возможное влияние предшеству-

**Таблица 1.** Содержания петрогенных (мас. %) и редких (ppm) элементов в мафических гранулитах Иркутского блока

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	194-84	35-08	107-84	292-84	179-84	84-84	191-84	75-84	33-08
SiO <sub>2</sub>	48.13	49.67	46.4	49.07	49	47.91	48.31	46.69	48.13
TiO <sub>2</sub>	0.68	0.8	0.96	1.12	0.98	0.85	0.89	1.49	1.39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.24	14.4	13.55	13.79	14.45	14.81	16.32	14.06	14.15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	10.21	11.48	14.56	14.31	11.64	13.04	11.33	14.97	15.59
MnO	0.15	0.18	0.13	0.21	0.2	0.20	0.15	0.24	0.22
MgO	10.4	8.46	12.41	6.50	9.09	8.21	8.09	6.65	6.39
CaO	11.88	10.71	10.79	10.80	10.86	11.43	10.42	10.66	9.7
Na <sub>2</sub> O	1.64	3.25	1.39	2.69	1.19	2.44	2.87	3.24	2.62
K <sub>2</sub> O	0.17	0.86	0.54	0.85	0.1	0.60	0.86	0.72	0.65
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	0.07	0.05	0.08	0.1	0.08	0.10	0.17	0.16
П.п.п.	0.39	0.94	0.1	0.39	0.4	0.14	0.54	0.66	1.94
Сумма	99.9	100.2	100.9	99.99	98.0	99.94	100.1	99.6	100.3
Th	0.12	1.08	0.47	1.13	1.29	1.9	1.5	0.88	0.75
Rb	3	6.5	6.0	11.8	1.24	7	12	6.7	9.0
Ba	72	48	95	110	62	64	128	134	131
Sr	234	86	131	65	203	127	239	250	202
La	3.7	5.5	8.8	6.6	8.8	10	11	9.8	11.6
Ce	8.6	10.8	20.0	15	19.4	24	23	22	26
Pr	1.29	1.55	2.8	2.1	2.8	3.2	3.0	3.2	3.9
Nd	5.9	6.1	12.5	9.8	11.7	12	12	14.1	15.5
Sm	1.5	1.55	2.8	2.7	2.7	3.1	2.7	3.4	3.9
Eu	0.55	0.52	0.88	0.98	0.88	0.75	0.82	1.02	1.10
Gd	1.99	2.0	3.3	3.8	2.8	3.2	3.0	4.2	4.7
Tb	0.35	0.38	0.58	0.64	0.51	0.57	0.47	0.71	0.77
Dy	2.2	2.3	3.7	4.2	3.1	3.6	2.7	4.2	5.1
Ho	0.45	0.51	0.77	0.90	0.64	0.78	0.55	0.9	0.96
Er	1.28	1.53	2.3	2.7	1.79	2.3	1.7	2.5	2.9
Tm	0.19	0.26	0.36	0.41	0.27	0.35	0.27	0.36	0.45
Yb	1.22	1.47	2.4	2.5	1.79	2.3	1.6	2.2	2.8
Lu	0.17	0.25	0.35	0.39	0.26	0.34	0.25	0.31	0.45
Zr	33	39	36	63	53	50	54	59	89
Hf	1.09	1.10	1.15	1.83	1.56	1.5	1.5	1.84	2.4
Ta	0.18	0.28	0.21	0.23	0.24	0.19	0.26	0.2	0.37
Nb	1.99	2.5	4.2	5.1	3.3	2.7	3.6	3.9	4.8
Y	14.5	15.0	25	26	19.6	22	17	27	28
Cr	272	305	210	142	279	326	348	99	89
Ni	174	110	217	78	182	140	144	102	69
Co	50	—	63	50	57	52	48	58	—
V	168	—	297	349	245	277	208	269	—
Mg#	53	45	49	34	46	41	44	33	31
(La/Yb) <sub>n</sub>	2.0	2.5	2.5	1.8	3.3	3.1	4.5	3.0	2.8
(La/Sm) <sub>n</sub>	1.6	2.2	1.9	1.5	2.0	2.1	2.5	1.8	1.9
(Nb/La) <sub>pm</sub>	0.52	0.44	0.45	0.74	0.37	0.25	0.32	0.38	0.39
Nb/Nb*	1.1	0.4	0.7	0.7	0.4	0.2	0.3	0.5	0.6
(Th/La) <sub>pm</sub>	0.3	1.6	0.4	1.4	1.2	1.5	1.1	0.7	0.5
(Nb/Y) <sub>pm</sub>	0.86	1.05	1.06	1.21	1.07	0.77	1.35	0.90	1.06

Таблица 1. Продолжение

Компоненты	10	11	12	13	14	15	16	17
	89-84	279-84	253-84	316-84	223-84	106-84	171-84	238-84
SiO <sub>2</sub>	48.09	50.77	50.78	48.52	47.20	49.09	47.35	47.48
TiO <sub>2</sub>	1.78	1.59	1.53	1.37	1.72	2.09	2.18	2.41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.13	13.67	14.16	13.7	15.91	11.84	12.02	13.19
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	15.95	15.27	14.00	14.73	14.33	16.86	17.86	18.98
MnO	0.27	0.26	0.20	0.22	0.19	0.2	0.2	0.27
MgO	5.62	5.78	7.14	6.72	6.78	7.24	8.15	4.53
CaO	9.99	9.66	10.79	11.88	9.46	10.36	9.79	9.82
Na <sub>2</sub> O	3.25	1.56	1.06	1.13	2.86	2.2	2.3	2.44
K <sub>2</sub> O	0.53	0.44	0.33	0.22	0.96	0.42	0.5	0.76
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.2	0.15	0.18	0.13	0.27	0.24	0.26	0.23
П.п.п.	0.4	0.84	-0.32	1.66	0.05	0.01	0.01	-0.24
Сумма	99.2	100.0	100.0	100.3	99.89	100.6	100.6	100.0
Th	1.54	3.2	4.3	2.5	2.9	0.54	1.12	0.68
Rb	4.1	11.2	2.5	2.3	8.0	5.7	4.5	6.5
Ba	196	246	53	43	114	197	212	116
Sr	219	137	90	80	144	189	230	183
La	13.4	16.8	17	24	19	12	27	17
Ce	31	38	36	66	42	26	61	40
Pr	4.4	5.2	4.4	10.2	5.2	3.8	8.2	5.5
Nd	19.8	22	19	44	22	16.7	33	25
Sm	4.8	4.9	4.5	9	5.5	4.2	6.6	6.0
Eu	1.69	1.61	1.15	2.7	1.14	1.42	1.81	1.82
Gd	5.5	5.3	5.1	7.6	5.6	5.4	7.2	6.9
Tb	0.93	0.93	0.88	1.09	0.90	0.89	1.12	1.09
Dy	5.9	6.1	5.8	6	5.9	5.7	7.1	6.8
Ho	1.26	1.32	1.26	1.16	1.24	1.15	1.45	1.50
Er	3.6	3.9	3.6	3.3	3.3	3.4	4	4.2
Tm	0.6	0.66	0.53	0.5	0.47	0.5	0.59	0.63
Yb	3.5	3.9	3.4	3.1	3.0	3.2	4	3.8
Lu	0.53	0.53	0.49	0.43	0.45	0.45	0.59	0.54
Zr	83	79	99	65	123	102	114	192
Hf	2.8	2.7	2.7	2.3	2.9	3.2	3.6	4.9
Ta	0.38	0.35	0.50	0.48	0.60	0.41	0.41	0.61
Nb	6.1	4.8	6.9	6.6	9.7	6.7	7.9	8.6
Y	34	35	36	38	34	39	39	41
Cr	86	50	342	87	97	127	96	22
Ni	67	55	72	54	102	62	65	9.3
Co	53	54	47	48	52	51	61	51
V	395	353	322	342	219	312	456	438
Mg#	28	30	36	34	34	32	34	21
(La/Yb) <sub>n</sub>	2.6	2.9	3.3	5.2	4.2	2.5	4.6	3.0
(La/Sm) <sub>n</sub>	1.8	2.2	2.3	1.7	2.1	1.8	2.6	1.8
(Nb/La) <sub>pm</sub>	0.44	0.27	0.40	0.26	0.50	0.54	0.28	0.48
Nb/Nb*	0.5	0.2	0.3	0.3	0.5	1.0	0.5	0.9
(Th/La) <sub>pm</sub>	0.9	1.5	2.1	0.8	1.3	0.4	0.3	0.3
(Nb/Y) <sub>pm</sub>	1.12	0.86	1.2	1.09	1.8	1.07	1.3	1.3

Таблица 1. Окончание

Компоненты	18	19	20	21	22	23	24	25
	111-84	22-08	23-13	27-08	70-15	16-08	28-08	13-08
SiO <sub>2</sub>	47.83	47.63	47.65	48.67	48.54	53.87	49.87	48.65
TiO <sub>2</sub>	1	1.19	1.22	0.55	1.78	1.44	0.92	1.41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.96	13.17	15.01	17.05	13.37	14.8	14.97	15.31
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	14.79	17.55	15.48	9.00	18.62	11.97	11.583	13.156
MnO	0.26	0.25	0.23	0.16	0.23	0.17	0.17	0.17
MgO	9.26	7.75	7.02	10.68	4.78	4.61	8.58	6.59
CaO	10.13	12.13	11.29	10.86	9.55	7.23	8.77	8.9
Na <sub>2</sub> O	1.29	1.16	2.30	2.35	2.73	3.54	3.29	3.55
K <sub>2</sub> O	0.27	0.15	0.36	0.27	0.30	1.43	1.22	1.58
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	0.07	0.10	0.01	0.15	0.33	0.25	0.2
П.п.п.	0.13	-0.93	0.00	0.3	0.1	0.98	0.64	1.32
Сумма	99.7	100.1	100.8	99.9	100.2	99.94	100.1	100.0
Th	0.13	0.13	0.59	0.20	0.26	1.35	2.8	1.63
Rb	4.0	0.99	6.7	2.3	6.0	24	40	72
Ba	35	29	88	45	35	456	724	338
Sr	116	54	64	197	44	303	403	361
La	2.9	2.7	4.3	1.55	5.7	34	24	17.2
Ce	8.6	7.5	11	4.1	15	75	54	38
Pr	1.54	1.35	1.7	0.74	2.3	10.6	8.0	5.6
Nd	7.8	6.5	8.2	3.5	12	39	30	23
Sm	2.4	1.95	2.4	1.08	4.1	7.1	5.1	5.2
Eu	0.80	0.64	0.79	0.39	1.37	1.68	1.10	1.36
Gd	3.0	2.7	3.4	1.38	5.7	6.4	4.1	5.5
Tb	0.57	0.51	0.65	0.23	0.94	1.02	0.51	0.90
Dy	3.8	3.4	4.3	1.40	6.5	5.7	2.9	5.2
Ho	0.82	0.70	0.92	0.32	1.35	1.15	0.57	1.02
Er	2.4	2.1	2.8	0.96	4.0	3.2	1.59	2.8
Tm	0.37	0.32	0.45	0.13	0.62	0.51	0.25	0.45
Yb	2.4	2.1	2.9	0.96	3.8	3.1	1.53	2.8
Lu	0.36	0.32	0.43	0.13	0.58	0.44	0.25	0.38
Zr	57	44	77	18	116	273	128	135
Hf	1.54	1.34	2.2	0.61	3.0	6.1	3.9	3.3
Ta	0.24	0.27	0.22	0.26	0.37	0.67	0.39	0.56
Nb	3.0	2.8	4.1	1.58	5.7	11.1	6.2	8.4
Y	26	21	25	9.3	42	32	16.2	30
Cr	220	136	222	322	94	—	399	207
Ni	164	78	126	249	41	—	70	86
Co	63	—	55	—	47	—	—	—
V	311	—	—	—	398	—	—	—
Mg#	41	33	34	57	22	30	45	36
(La/Yb) <sub>n</sub>	0.8	0.9	1.0	1.1	1.0	7.3	10.5	4.1
(La/Sm) <sub>n</sub>	0.8	0.9	1.1	0.9	0.9	3.0	3.0	2.1
(Nb/La) <sub>pm</sub>	1.01	1.01	0.92	1.0	1.0	0.31	0.25	0.47
Nb/Nb*	1.8	1.7	0.9	1.0	1.7	0.6	0.3	0.6
(Th/La) <sub>pm</sub>	0.4	0.4	1.1	1.0	0.4	0.3	0.9	0.8
(Nb/Y) <sub>pm</sub>	0.74	0.86	1.02	1.07	0.85	2.1	2.4	1.7

Примечание. Магнезиальные гранулиты: 1–17 первого типа: 1–7 – низко-Ti высокомагнезиальные, 8–17 – умеренно-Ti, 18–22 – второго типа; 23–25 – измененные в контакте с гранитоидами. Mg# – магнезиальный номер. Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\* – общее железо.

Прочерк – нет данных.

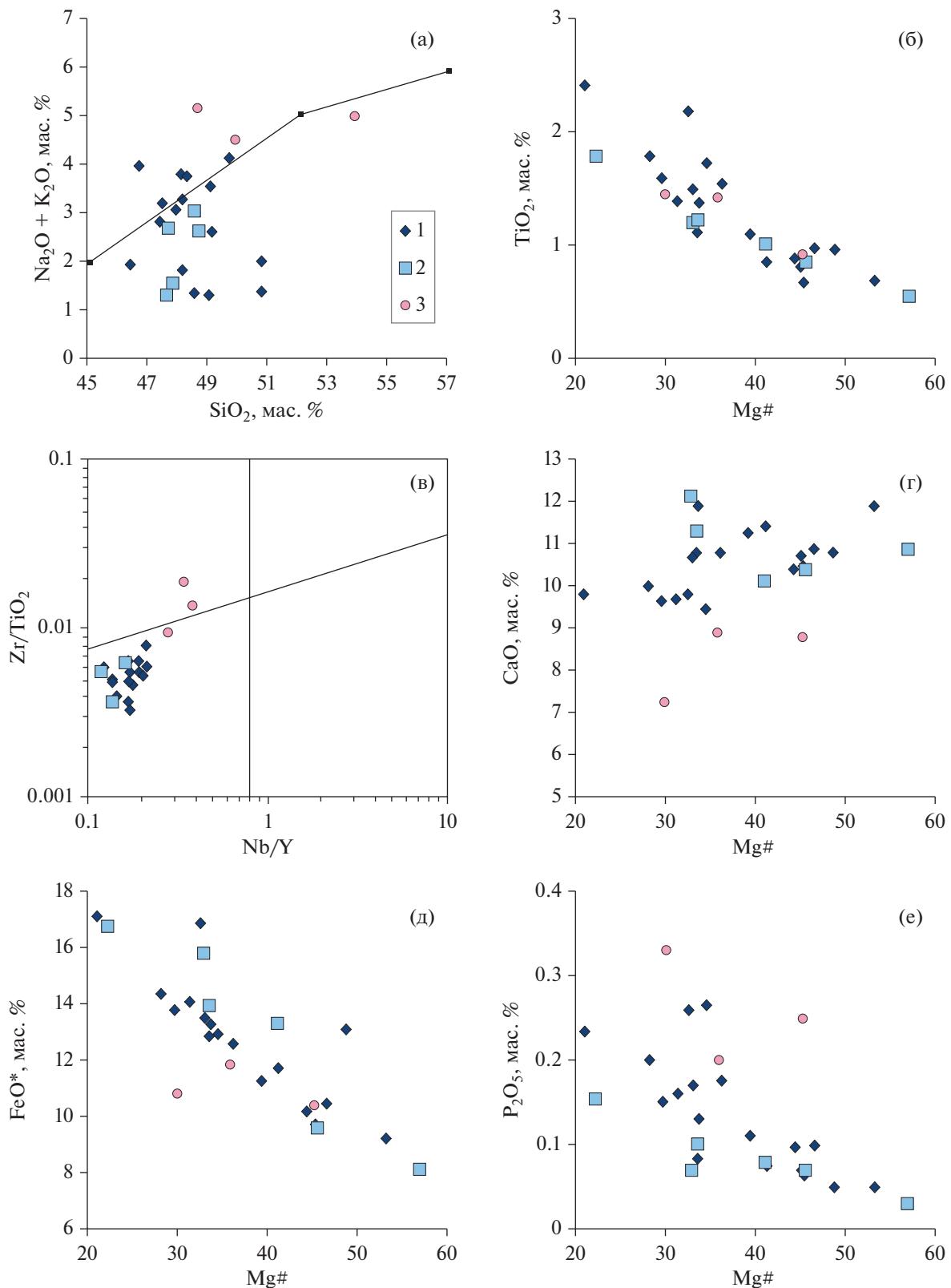
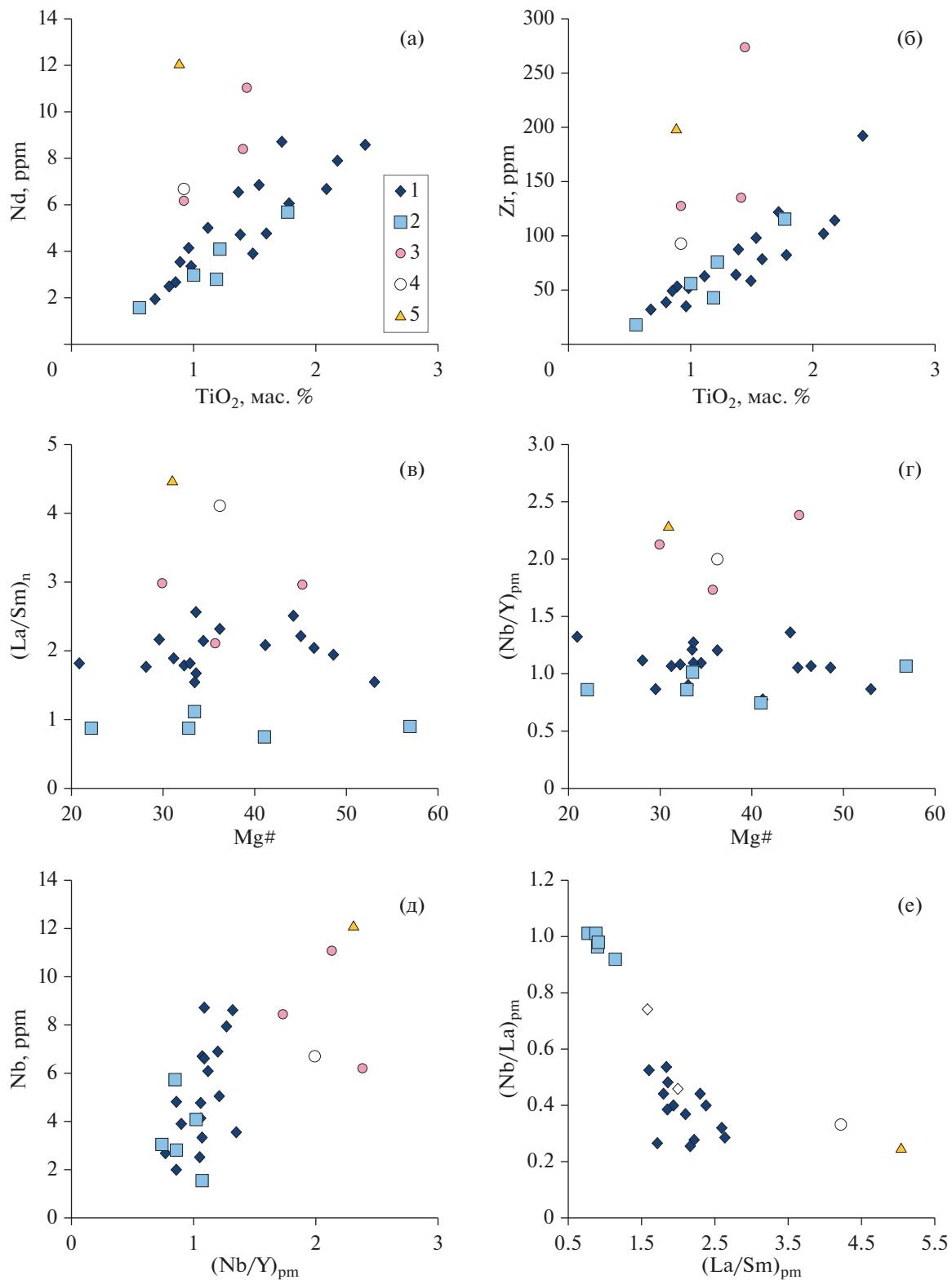
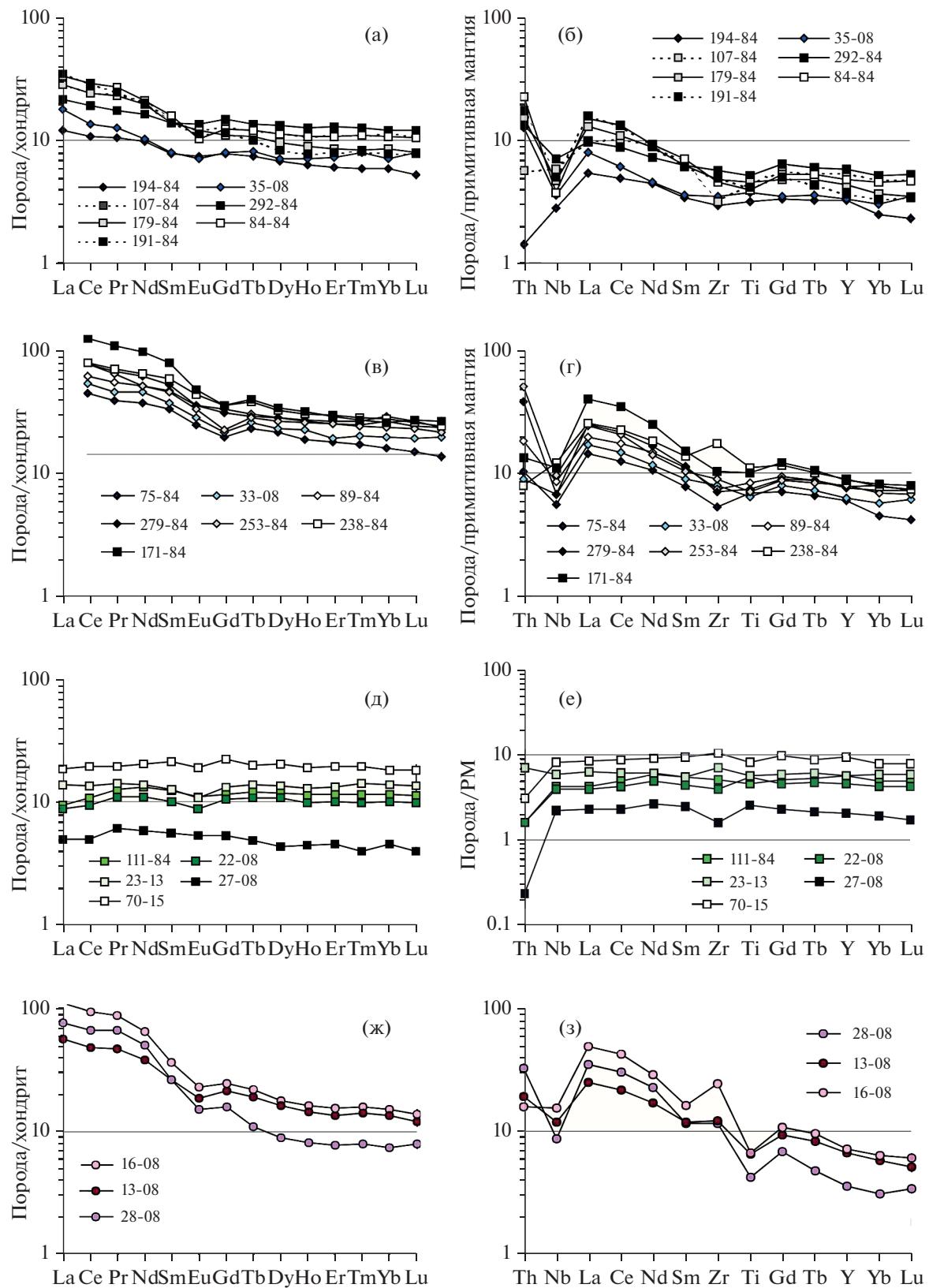


Рис. 3. Диаграммы  $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  (а),  $\text{Mg}\#-\text{TiO}_2$  (б),  $\text{Nb/Y}-\text{Zr}/\text{TiO}_2$  (в),  $\text{Mg}\#-\text{CaO}$  (г),  $\text{Mg}\#-\text{FeO}^*$  (д),  $\text{Mg}\#-\text{P}_2\text{O}_5$  (е) для мafических гранулитов Иркутского блока.  
1, 2 – типы мafических гранулитов, 3 – мafические гранулиты, измененные в контакте с гранитоидами.



**Рис. 4.** Диаграммы  $\text{TiO}_2-\text{Nb}$  (а),  $\text{TiO}_2-\text{Zr}$  (б),  $\text{Mg}\#-(\text{La}/\text{Sm})_n$  (в),  $\text{Mg}\#-(\text{Nb}/\text{Y})_{\text{pm}}$  (г),  $(\text{Nb}/\text{Y})_{\text{pm}}-\text{Nb}$  (д),  $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{pm}}-(\text{Nb}/\text{La})_{\text{pm}}$  (е) для мafических мафических гранулитов Иркутского блока. 1–3 – как на рис. 2, средний состав: 4 – палеоархейских плагиогнейсов, 5 – неоархейских высоко-Al парагнейсов.



**Рис. 5.** Резкоzemельные и мультиэлементные спектры мafических гранулитов Иркутского блока.  
Мafические гранулиты: (а–г) – первый тип (а, б) – высокомагнезиальные, (в, г) – низкомагнезиальные, (д, е) – второй тип, (ж, з) – измененные в контакте с гранитоидами.

**Таблица 2.** Sm-Nd изотопные данные для мафических гранулитов Иркутского блока

№ п/п	Номер образца	T, млрд лет	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$
1	194-84*	2.7	1.57	5.55	0.17137	$0.512331 \pm 13$	2.8
2	35-08*	2.7	1.91	7.14	0.16163	$0.512126 \pm 30$	2.2
3	107-84	2.7	2.78	10.44	0.1608	$0.511922 \pm 3$	-1.5
4	292-84	2.7	2.69	8.74	0.1863	$0.512382 \pm 4$	-1.4
5	179-84	2.7	2.59	10.18	0.1536	$0.511908 \pm 5$	0.7
6	84-84	2.7	3.03	12.45	0.1474	$0.511795 \pm 5$	0.5
7	75-84*	2.7	3.38	12.82	0.15933	$0.512056 \pm 16$	1.6
8	33-08*	2.7	4.38	18.86	0.14807	$0.511932 \pm 12$	3.1
9	89-84	2.7	4.3	16.52	0.1573	$0.512078 \pm 7$	2.8
10	279-84*	2.7	4.01	16.8	0.14429	$0.511902 \pm 11$	3.9
11	171-84	2.7	6.24	28.18	0.1339	$0.511651 \pm 3$	2.6
12	111-84*	2.7	2.21	6.71	0.19917	$0.512748 \pm 14$	1.3
13	22-08	2.7	2.45	7.81	0.1896	$0.512550 \pm 3$	0.7
14	27-08*	2.7	1.19	3.91	0.18407	$0.512433 \pm 36$	0.4
15	16-08	2.7	8.69	48.41	0.1085	$0.510972 \pm 3$	-1.9
16	13-08*	2.7	5.54	23.27	0.14400	$0.511689 \pm 5$	-0.2
17	28-08*	2.7	6.31	35.76	0.10671	$0.510969 \pm 28$	-1.4

Примечание. Мафические гранулиты: 1–11 – первый тип, 12–14 – второй тип; 15–17 – мафические гранулиты, измененные в контакте с гранитоидами. \*по (Туркина, 2022).

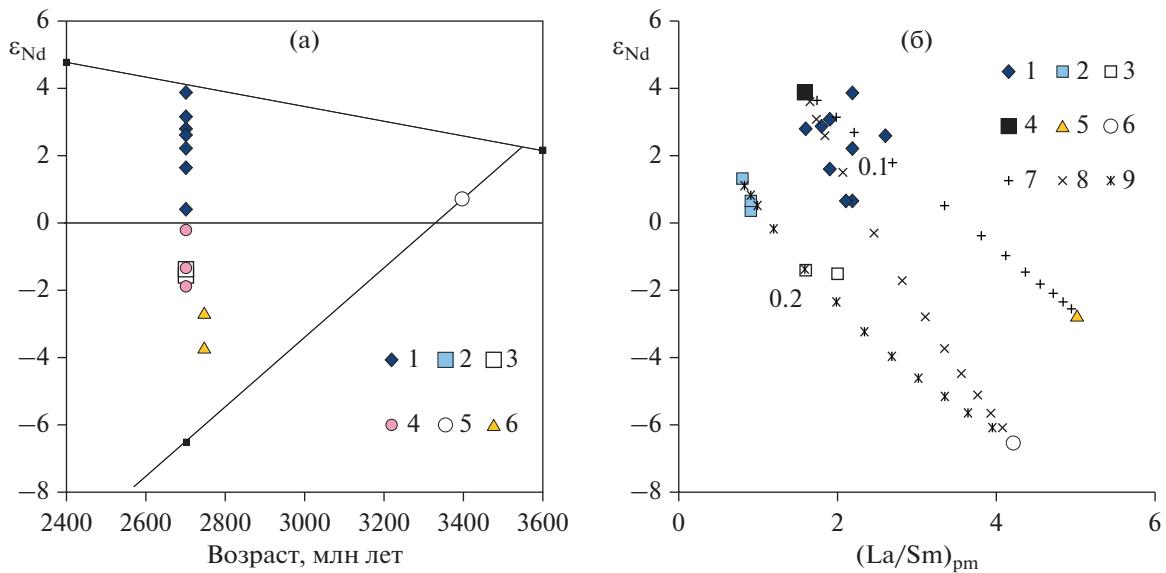
ющих низкотемпературных процессов. Исходя из общих оценок подвижности при низкотемпературном взаимодействии порода–флюид, наиболее подвижными являются крупноионные лиофильные элементы – Rb, Ba, Sr, U (Ludden, Gelinas, 1982), что исключает их использование при анализе происхождения магматических протолитов гранулитов. При гранулитовом метаморфизме подвижность элементов может быть связана с частичным плавлением. Когерентный характер редкоземельных и мультиэлементных спектров для двух главных типов мафических гранулитов, а также отчетливые тренды немобильных редких элементов относительно  $\text{TiO}_2$  и  $\text{Mg}^{\#}$  предполагает, что их содержание унаследовано от магматических протолитов. Исключение составляет Th, большинство гранулитов первого типа обогащено Th относительно Nb, за исключением нескольких образцов, обедненных Th (рис. 5б, 5г), что допускает перераспределение этого элемента при высокотемпературных постмагматических процессах и согласуется с большей подвижностью Th в сравнении с другими высокозарядными элементами (Keppler, 1996).

Развитие биотита и обогащение апатитом для некоторых мафических гранулитов, контактирующих с гранитами, является характерной чертой изменения минерального состава базитов под действием гранитного расплава. Изменение минерального состава этих пород сопровождается возрастанием содержаний  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  и значительным обога-

щением Zr, Nb, Th, легкими РЗЭ (рис. 4), т.е. теми элементами, которыми обогащены неоархейские и особенно палеопротерозойские гранитоиды (Туркина, Капитонов, 2019; Туркина, Сухоруков, 2022). Низкие отрицательные  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  биотитсодержащих гранулитов (рис. 6а) также согласуются с изменением их изотопного состава под влиянием гранитоидов, последние характеризуются отрицательными величинами  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  (Туркина, 2022). Поскольку изотопные и геохимические параметры этих пород не отражают состав магматических протолитов, они были исключены из рассмотрения при анализе мантийных источников.

#### Влияние фракционной кристаллизации

Мафические гранулиты первого и второго типов характеризуются широким диапазоном  $\text{Mg}^{\#}$ : 53–21 и 41–22 соответственно, что отражает дифференцированный характер магматических протолитов относительно исходных расплавов. Величины индикаторных  $(\text{La}/\text{Sm})_n$ ,  $(\text{Nb}/\text{La})_{\text{pm}}$  и  $(\text{Nb}/\text{Y})_{\text{pm}}$  отношений не обнаруживают корреляции с  $\text{Mg}^{\#}$  и содержанием  $\text{TiO}_2$ , которые служат индексами дифференциации (рис. 4в, 4г), следовательно эти отношения не изменяются при фракционной кристаллизации и могут быть использованы в качестве характеристики исходных расплавов. Исключение представляют биотитсодержащие гранулиты,



**Рис. 6.** Диаграммы  $\varepsilon_{\text{Nd}}$ —Возраст (а) и  $\varepsilon_{\text{Nd}}$ — $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{pm}}$  (б) для мafических гранулитов Иркутского блока.

(а): 1, 2 – мafические гранулиты первого и второго типа, 3 – мafические гранулиты с отрицательными значениями  $\varepsilon_{\text{Nd}}$ , 4 – мafические гранулиты, измененные в контакте с гранитоидами; 5 – палеоархейские плагиогнейсы, 6 – неоархейские высоко-Al парагнейсы. (б): 1, 2 – мafические гранулиты первого и второго типа, 3 – мafические гранулиты с отрицательными значениями  $\varepsilon_{\text{Nd}}$ , 4 – предполагаемый состав исходного расплава для пород первого типа, 5 – неоархейские высоко-Al парагнейсы, 6 – палеоархейские плагиогнейсы, 7–9 – линии смешения (цифрами показана доля корового контаминации).

имеющие повышенное  $(\text{Nb}/\text{Y})_{\text{pm}}$  и в меньшей степени  $(\text{La}/\text{Sm})_n$  отношение.

#### Влияние коровой контаминации

Состав высокотемпературных мafических пород может быть изменен при коровой контаминации исходных базитовых расплавов. Главными признаками коровой контаминации служат возрастание содержания  $\text{SiO}_2$ , снижение Mg# и различная степень обогащения некогерентными редкими элементами с увеличением  $(\text{La}/\text{Sm})_n$  и снижением  $(\text{Nb}/\text{La})_{\text{pm}}$ , что определяет обратную корреляцию между указанными отношениями (Puchtel et al., 1997; Hollings, Kerrich, 1999; Polat et al., 2006; Said, Kerrich, 2009). Изотопным признаком коровой контаминации является снижение  $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$  при увеличении  $(\text{La}/\text{Sm})_n$ .

Гранулиты первого типа, как отмечалось выше, не обнаруживают корреляции между Mg# и  $(\text{La}/\text{Sm})_n$  (рис. 4б). Они показывают слабую обратную зависимость между  $(\text{La}/\text{Sm})_n$  и  $(\text{Nb}/\text{La})_{\text{pm}}$  (рис. 4е), но отсутствие аналогичной корреляции между  $(\text{La}/\text{Sm})_n$  и  $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$  (рис. 6б). Потенциальные коровые контаминанты в Иркутском блоке включают палеоархейские плагиогнейсы и неоархейские высоко-Al гнейсы, образовавшиеся до мafического магматизма. Плагиогнейсы сходны по содержаниям  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Zr}$ ,  $\text{Nb}$  с мafическими гранулитами, но относительно обогащены легкими РЗЭ

(Туркина и др., 2011), тогда как высоко-Al гнейсы резко обогащены легкими РЗЭ,  $\text{Nb}$ ,  $\text{Zr}$  (Туркина и др., 2017) в сравнение с мafическими гранулитами (рис. 4). Как плагиогнейсы, так и высоко-Al гнейсы имеют пониженное  $(\text{Nb}/\text{La})_{\text{pm}}$  (0.32–0.33) и повышенное  $(\text{La}/\text{Sm})_n$  (4.1–4.5), что может объяснить обратную зависимость между этими отношениями при коровой контаминации, но мafические гранулиты перекрываются по величине  $(\text{Nb}/\text{La})_{\text{pm}}$  (0.25–0.54) с этими потенциальными коровыми контаминантами в составе Иркутского блока ( $(\text{Nb}/\text{La})_{\text{pm}} = 0.26–0.56$ ). Мafические гранулиты показывают субвертикальный тренд концентраций Nb относительно  $(\text{Nb}/\text{Y})_{\text{pm}}$ , тогда как палео- и неоархейские гнейсы имеют повышенное  $(\text{Nb}/\text{Y})_{\text{pm}}$ , что противоречит контаминации подобными коровыми породами (рис. 4д). Наконец, главным доводом против коровой контаминации является отсутствие обратной зависимости между  $(\text{La}/\text{Sm})_n$  и  $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$  для большинства мafических гранулитов (рис. 6б), а также отчетливая прямая корреляция  $\text{TiO}_2$  и Nb (рис. 4а), поскольку контаминация должна сопровождаться ростом концентрации Nb без увеличения содержания  $\text{TiO}_2$ .

Мafические гранулиты второго типа имеют отношения немобильных редких элементов, близкие к примитивной мантии, и положительную величину  $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$ , что исключает влияние коровой контаминации на их состав. Среди всех мafических гранулитов выделяется два образца, которые

имеют повышенные  $(La/Sm)_n$  (1.5–1.9) и отрицательные  $\epsilon_{Nd}(T)$  (−1.5 и −1.4). Для этих пород контаминацией могли быть палеоархейские плагиогнейсы, которые на время 2.7 млрд лет имеют  $\epsilon_{Nd} = -6.5$ . Фигуративные точки составов рассматриваемых образцов лежат на кривой смешения плагиогнейсов и мафических гранулитов первого типа при вкладе корового материала ~20%. Это предположение согласуется с ростом  $(La/Sm)_n$  (1.5–1.9) и снижением  $(Nb/La)_{pm}$  (0.5–0.7) для этих образцов относительно мафических гранулитов первого типа ( $(La/Sm)_n = 0.8–1.1$ ,  $(Nb/La)_{pm} = 0.9–1.0$ ) (рис. 6б).

Таким образом, редкоэлементные и изотопные параметры большинства мафических гранулитов не дают свидетельств влияния коровой контаминации.

### Мантийные источники

Положительные значения  $\epsilon_{Nd}(T)$  для мафических гранулитов, не испытавших коровой контаминации, свидетельствуют о формировании их магматических протолитов из долгоживущего депленированного источника. Вместе с тем широкий диапазон  $\epsilon_{Nd}(T)$  от +3.9 до 0.7, а также обогащение Th и легкими РЭ относительно Nb для гранулитов первого типа допускают вклад корового материала в их образование. Для фанерозойских базальтов такие геохимические характеристики рассматриваются как следствие либо контаминации коровым материалом, либо плавления мантийного сегмента, измененного под действием флюидов/расплавов в надсубдукционных зонах (Saunders et al., 1991; Pearce, Parkinson, 1993; Straub, Zellmer, 2012). Подобная интерпретация предлагается и для архейских мафических пород с аналогичным обеднением Nb относительно Th и La (Sandeman et al., 2006; Polat et al., 2006; Polat, 2009; Jenner et al., 2009; Furnes et al., 2013; Angerer, Kerrich, Hagemann, 2013; Sandeman et al., 2013; Sotiriou et al., 2022), в качестве их источника рассматривается “гидратированная” мантия (Condie, 2018) или субконтинентальная литосферная мантия (Hughes et al., 2014; Pearce et al., 2021). Поскольку коровая контаминация не оказывала влияния на состав большинства мафических гранулитов, то наиболее вероятным источником расплавов для пород первого типа могла быть субконтинентальная литосферная мантия. На диаграмме  $TiO_2/Yb$ – $Th/Nb$  (рис. 7) фигуративные точки пород образуют субвертикальный тренд из области депленированного мантийного источника, продуцирующего N-MORB, в поле субдукционно-модифицированной литосферной мантии. Исходно депленированный характер мантийного источника согласуется с низкими величинами  $(Nb/Y)_{pm} = 0.9–1.1$  для наиболее магнезиальных разностей гранулитов, а также положительной величиной  $\epsilon_{Nd}(T)$ . Поскольку при плавлении мантийных перidotитов  $K_dNb < K_dY$ ,

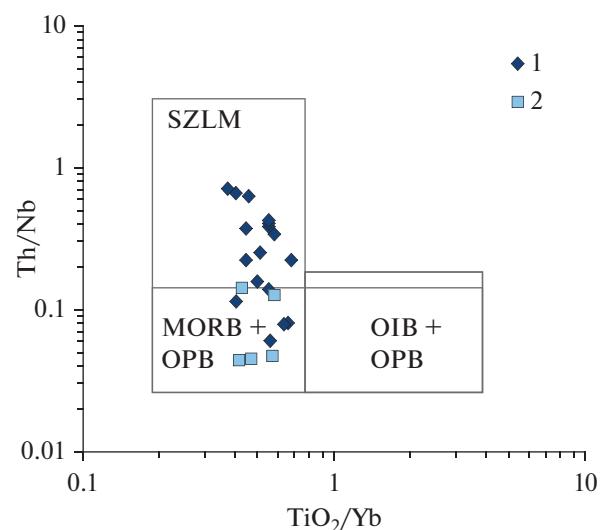


Рис. 7. Диаграмма  $TiO_2/Yb$ – $Th/Nb$  для мафических гранулитов Иркутского блока.

1, 2 – мафические гранулиты первого и второго типа. Поля по (Pearce et al., 2021): SZLM – субдукционно-модифицированная литосферная мантия; базальты: MORB – срединно-океанических хребтов, OPB – океанических плато, OIB – океанических островов.

то  $(Nb/Y)_{pm} \leq 1.1$  свидетельствует в пользу умеренно депленированного источника. Рост  $(Nb/Y)_{pm}$  в наиболее обогащенных  $TiO_2$  мафических гранулитах до 1.3–1.4, может быть обусловлен фракционированием расплава с относительным накоплением более некогерентного Nb. Напротив, мафические гранулиты второго типа обладают как положительными значениями  $\epsilon_{Nd}(T)$ , так и низкими  $(Nb/Y)_{pm}$  (0.8–1.0) и  $TiO_2/Yb$ , подобными N-MORB (рис. 7), они лишены субдукционных сигнатур, что указывает на астеносферный депленированный мантийный источник.

Изотопный состав Nd является долговременной характеристикой мантии, продуцирующей базитовые магмы, следовательно положительные значения  $\epsilon_{Nd}(T)$  для большинства мафических гранулитов свидетельствуют о формировании их магматических протолитов из депленированного мантийного источника. Однако, широкий диапазон значений  $\epsilon_{Nd}(T)$ , низкие  $(Nb/La)_{pm}$  и повышенные  $(La/Sm)_n$  предполагают вариабельный вклад корового материала на уровне генерации расплава. Это предположение согласуется с моделью формирования протолитов неоархейских мафических и кислых гранулитов в результате субдукции под окраину палеоархейского континентального блока (Turkina et al., 2012). В условиях повышенных температур неоархейской мантии (Herberg et al., 2010) при субдукции могли плавиться гидратированные базальты океанической плиты и перекрывающие их терригенные осадки.

Таблица 3. Модель плавления деплелированной мантии

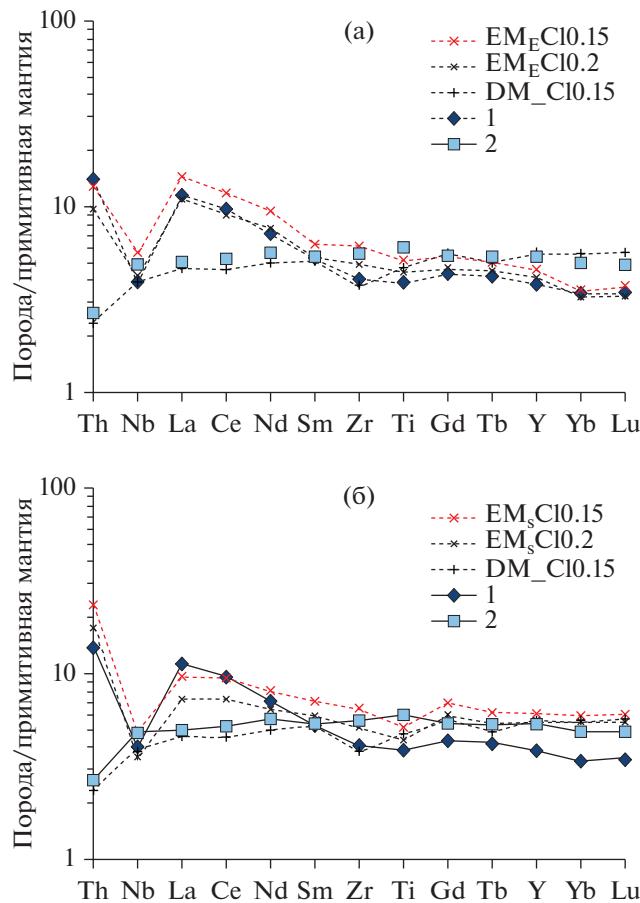
Элементы	DM	K <sub>d</sub>				Cl <sub>DM 0.15</sub>
		Ol	Opx	Cpx	Spl	
Th	0.03	0.00025	0.0005	0.007	0.013	0.2
Nb	0.4	0.00007	0.0013	0.00365	0.01	2.8
La	0.5	0.0001	0.0008	0.043	0.0006	3.2
Ce	1.2	0.00055	0.0016	0.0875	0.0006	8.1
Nd	1.1	0.00175	0.0056	0.235	0.0006	6.7
Sm	0.4	0.0015	0.015	0.405	0.0006	2.3
Zr	7	0.0005	0.01775	0.1975	0.07	43
Ti	1200	0.015	0.082	0.3955	0.15	6170
Gd	0.6	0.0029	0.034	0.52	0.0009	3.3
Tb	0.1	0.0025	0.054	0.61	0.0012	0.5
Y	5	0.0015	0.095	0.67	0.002	25.3
Yb	0.7	0.05	0.22	0.71	0.0045	2.8
Lu	0.1	0.0325	0.22	0.58	0.00525	0.4

Примечание. Концентрация в модельном расплаве (Cl) при степени плавления 15%. DM – состав деплелированной мантии. Коэффициенты распределения (K<sub>d</sub>) Ol, Opx, Cpx из (Humbert et al., 2020), Spl из (Béédard, 2001). Соотношения фаз при немодальном плавлении шпинелевого лерцолита: в источнике – Ol (0.57), Opx (0.25), Cpx (0.16), Spl (0.02), при образовании расплава – Ol (0.07), Opx (0.25), Cpx (0.8), Spl (0.02), по (Pfänder et al., 2002). Использовано уравнение: Cl/C<sub>o</sub> = 1/D(1 – PF/D)<sup>1/P-1</sup>, где концентрация в расплаве (Cl) и источнике (C<sub>o</sub>), валовый коэффициент распределения исходных фаз (D) и плавящихся фаз (P), F – степень плавления.

Таблица 4. Модели плавления базальтов и терригенных осадков

Элементы	B (23-08)	K <sub>d</sub>			Cl <sub>E 0.1</sub>	AS	K <sub>d</sub>				Cl <sub>S 0.2</sub>
		Grt	Cpx	Rt			Pl	Grt	Bt	Rt	
Th	0.59	0.0075	0.104		3.80	7.6	0.06	0.0075	0.5		27.2
Nb	4.1	0.04	0.007	150	6.22	9.2	0.60	0.04	2	150	8.2
La	4.3	0.028	0.028		34.41	21	0.45	0.028	1		52.7
Ce	11	0.08	0.059		68.45	39	0.35	0.08	0.25		137
Nd	8.2	0.222	0.115		33.62	18.5	0.30	0.222	0.2		70.1
Sm	2.4	1.43	0.259		3.06	3.8	0.20	1.43	0.25		13.8
Zr	57	0.537	0.125	3.7	148	129	0.25	0.537	0.2	3.7	486
Ti	7320	2.63	0.473	45	4821	6600	0.10	2.63	1	45	11462
Gd	3.4	4.84	0.422		1.56	4.6	0.15	4.84	0.1		15.1
Tb	0.65	5	0.44		0.29	0.8	0.15	5	0.1		2.6
Y	25	14.1	0.603		4.27	30	0.2	14.1	1		52.2
Yb	2.9	23.3	0.6		0.31	3	0.09	23.3	0.1		5.2
Lu	0.43	24	0.6		0.04	0.47	0.10	24	0.3		0.76

Примечание. Концентрации в модельных расплавах из базальтов (Cl<sub>E</sub>) и глинистых сланцев (Cl<sub>S</sub>) при степени плавления 10 и 20%. Соотношения фаз при плавлении базальта: Grt (0.43), Cpx (0.56), Rt (0.004), глинистого сланца: Pl (0.12), Grt (0.24), Bt (0.011), Rt (0.004). Источники: В – базальт (образец магического гранулита 23-08) и AS – средний состав архейских парagneйсов Иркутского блока. Использовано уравнение: Cl = C<sub>o</sub>/[D(1 – F) + F], где концентрация в расплаве (Cl) и источнике (C<sub>o</sub>), валовый коэффициент распределения фаз (D), F – степень плавления.



**Рис. 8.** Результаты расчетного моделирования плавления мантийных источников в сравнении с мафическими гранулитами Иркутского блока. (а): EM<sub>E</sub>Cl0.15, EM<sub>E</sub>Cl0.2 – модельные расплавы из перидотитов субконтинентальной литосферной мантии, метасоматизированных под действием расплава из базальта (эктолита), цифрами указаны степени плавления мантийного источника. DM\_Cl0.15 – модельные расплавы из деплелированных перидотитов. 1 и 2 – мафические гранулиты первого и второго типов. (б): EM<sub>S</sub>Cl0.15, EM<sub>S</sub>Cl0.2 – модельные расплавы из перидотитов субконтинентальной литосферной мантии, метасоматизированных под действием расплава из глинистых сланцев. Остальные условные обозначения см. на рис. (а). Детали и граничные условия моделей смотрите в тексте и в табл. 3–5.

Для проверки данной гипотезы было выполнено расчетное моделирование плавления мантийного источника, образованного при метасоматозе деплелированных перидотитов под действием кислых расплавов. Литосферная верхняя мантия деплелирована, поскольку является реститом от экстракции мафических расплавов. Точный состав ее не известен, но может быть оценен при моделировании образования мафических гранулитов второго типа, имеющих деплелированный источник. Ключевые параметры для модели образования магматических протолитов гранулитов второго типа и

модельный состав деплелированного источника приведены в табл. 3 и на рис. 8а.

В модели образования мафических гранулитов первого типа предполагается, что расплавы из пород погружающейся плиты (базальтов или глинистых осадков) полностью реагируют с деплелированными перидотитами (что описывается как двухкомпонентное смешение), а рефертилизированные перидотиты плавятся с образованием базальтовой магмы. Ключевые параметры этой модели суммированы в табл. 4 и 5 и на рис. 8. Состав модельных мафических расплавов зависит от геохимических характеристик плавящегося материала и вклада кислых расплавов, а также степени последующего плавления перидотитов. Поэтому результаты моделирования демонстрируют лишь принципиальную возможность образования магм, сходных по составу с мафическими гранулитами первого типа из метасоматизированных перидотитов субконтинентальной литосферной мантии. Наилучшим образом образование мафических гранулитов с максимальным Mg# соответствует 20% плавлению шпинелевых перидотитов с добавкой 3% кислого расплава из базальтового (эктолитового) субстрата (при степени плавления 10%) (рис. 8а, б6).

Предложенная модель позволяет объяснить геохимические особенности мафических гранулитов первого типа, но не может обеспечить вариации значения  $\varepsilon_{Nd}(T)$ , поскольку кислый расплав из базальтового субстрата должен иметь деплелированный изотопный Nd состав, соответствующий породам архейской океанической коры. Это заставляет предполагать вклад в преобразование литосферной мантии и расплавов из древних терригенных осадков. При палеоархейском возрасте осадков и изотопных параметрах тождественных плагиогнейсам Иркутского блока их вклад не должен превышать 3%, чтобы понизить  $\varepsilon_{Nd}(T)$  до минимальных значений (0.7) в мафических гранулитах.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Неоархейские (2.7–2.66 млрд лет) мафические и преобладающие кислые гранулиты слагают доминирующую метаморфическую толщу в Иркутском блоке Шарыжалайского выступа на юго-западе Сибирского кратона. По составу мафические гранулиты разделены на два типа. Доминирующие породы первого типа характеризуются широкими диапазонами Mg#, содержания TiO<sub>2</sub>, немобильных редких элементов (РЭ, Zr, Nb) и положительных значений  $\varepsilon_{Nd}(T)$ . Повышенное (La/Sm)<sub>n</sub> и обеднение Nb относительно Th и легких РЭ мафических гранулитов первого типа является типичным для базальтов субдукционного происхождения или контаминированных коровыми материалом. Отсутствие обратной зависимости между (La/Sm)<sub>n</sub> и  $\varepsilon_{Nd}(T)$  и отчетливая прямая корреля-

**Таблица 5.** Модели плавления обогащенной мантии

Элементы	$EM_E 0.03$	$Cl_E 0.15$	$Cl_E 0.2$	$EM_S 0.01$	$Cl_S 0.15$	$Cl_S 0.2$
Th	0.16	1.1	0.8	0.3	2.0	1.5
Nb	0.6	4.0	3.0	0.51	3.4	2.5
La	1.5	9.9	7.5	1.0	6.6	5.0
Ce	3.26	21.2	16.3	2.6	16.9	13.0
Nd	2.06	12.7	10.2	1.77	11.0	8.8
Sm	0.48	2.8	2.4	0.53	3.1	2.6
Zr	11.2	69	55	11.8	72	58
Ti	1309	6728	5751	1303	6697	5724
Gd	0.57	3.2	2.7	0.75	4.1	3.6
Tb	0.1	0.5	0.5	0.12	0.7	0.6
Y	4.1	20.7	18.6	5.47	27.7	24.9
Yb	0.44	1.7	1.6	0.74	2.9	2.7
Lu	0.066	0.3	0.3	0.107	0.4	0.4

Примечание. Концентрация в модельных расплавах (Cl) при степени плавления 15% и 20%. Мантийные источники, обогащенные под действием расплавов из базита ( $EM_E$ ) и глинистого сланца ( $EM_S$ ), цифрами указана доля кислого расплава. Соотношение фаз и коэффициенты распределения см. табл. 3.

ция  $TiO_2$  и Nb свидетельствуют против влияния коровой контаминации на состав мафических гранулитов первого типа. Согласно изотопному составу и  $(Nb/Y)_{pm} \leq 1.1$ , эти породы имели исходно деплетированный мантийный источник. Модель образования их магматических протолитов предполагает плавление деплетированных перidotитов субконтинентальной литосферной мантии, измененных под воздействием расплавов из базальтов и терригенных осадков субдуцирующей плиты.

Мафические гранулиты второго типа имеют более узкий диапазон  $Mg\#$ , содержания  $TiO_2$ , положительных  $\epsilon_{Nd}(T)$  и плоские редкоземельные спектры и лишены субдукционных сигнатур, что указывает на астеносферный деплетированный мантийный источник. Разности, контаминированные породами палеоархейской коры, отличаются повышенными  $(La/Sm)_n$ , обогащением Th и легких РЗЭ относительно Nb и отрицательными значениями  $\epsilon_{Nd}(T)$ .

Мафические гранулиты, обогащенные биотитом и апатитом, имеют повышенные содержания  $K_2O$ ,  $P_2O_5$ , значительное накопление Zr, Nb, Th, легких РЗЭ и отрицательные  $\epsilon_{Nd}(T)$ , что обусловлено влиянием инъецирующих гранитоидов.

Различия двух типов мафических гранулитов не связано с постмагматическими процессами, а обусловлено вкладом в их образование двух источников: субконтинентальной литосферной и астеносферной мантии соответственно. Субконтинентальная литосферная мантия Иркутского блока на неоархейское время (~2.7 млрд лет) была изотопно-деплетирована, но обогащена некоге-

рентными редкими элементами, предположительно, под действием расплавов из пород субдуцирующей плиты.

**Благодарности.** Автор признателен докт. геол.-мин. наук А.И. Слабунову за конструктивные замечания, способствовавшие улучшению работы, и благодарит докт. геол.-мин. наук А.Э. Изоха за обсуждение в процессе подготовки рукописи.

**Источники финансирования.** Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 20-05-00265), базовое финансирование автора – сотрудника ИГМ СО РАН за счет субсидии.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гладкоуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М. и др. Китайский комплекс гранитоидов (юг Сибирского кратона): структурно-геологическая позиция, состав, возраст и геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 11. С. 1139–1150.
- Гладкоуб Д.П., Писаревский С.А., Мазукабзов А.М. и др. Первые свидетельства палеопротерозойского поздне-коллизионного базитового магматизма в Присаянском выступе фундамента Сибирского кратона // Докл. АН. 2013. Т. 450. № 4. С. 440–444.
- Грабкин О.В., Мельников А.И. Структура фундамента Сибирской платформы в зоне краевого шва (на примере Шарыжалгайского блока). Новосибирск: Наука, 1980. 90 с.
- Мехонюшин А.С., Эрнст Р.Э., Седерлунд У. и др. Связь платиноносных ультрамафит-мафитовых интрузивов с крупными изверженными провинциями (на примере Сибирского кратона) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 5. С. 1043–1057.
- Николаева И.В., Палесский С.В., Козыменко 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.
- Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Левицкий В.И. и др.* Возрастные рубежи проявления высокотемпературного метаморфизма в кристаллических комплексах Иркутского блока Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы: результаты U-Pb датирования единичных зерен циркона // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 1. № 4. С. 3–19.
- Сухоруков В.П.* Декомпрессионные минеральные микроструктуры в гранулитах Иркутского блока (Шарыжалгайский выступ Сибирской платформы) // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 9. С. 1314–1335.
- Сухоруков В.П., Туркина О.М.* Р-Т тренд метаморфизма и возраст мигматитов северо-западной части Иркутского блока (Шарыжалгайский выступ Сибирской платформы) // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 6. С. 837–856.
- 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.
- Туркина О.М., Капитонов И.Н.* Источники палеопротерозойских коллизионных гранитоидов (Шарыжалгайский выступ, ЮЗ Сибирского кратона): от литосферной мантии до верхней коры // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 4. С. 489–513.
- Туркина О.М., Сухоруков В.П.* Раннедокембрийский гранитоидный магматизм Китайского блока и этапы коллизионных событий на юго-западе Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 5. С. 745–763.
- Туркина О.М., Урманцева Л.Н., Бережная Н.Г., Скублов С.Г.* Формирование и мезоархейский метаморфизм гиперстеновых гнейсов в Иркутском гранулитогнейсовом блоке (Шарыжалгайский выступ Сибирского кратона) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 1. С. 122–137.
- Туркина О.М., Сергеев С.А., Сухоруков В.П., Родионов Н.В.* U-Pb возраст циркона из парагнейсов в гранулитовом блоке Шарыжалгайского выступа (юго-запад Сибирского кратона): свидетельства архейского осадконакопления и формирования континентальной коры от эо- до мезоархея // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 9. С. 1281–1297.
- Туркина О.М., Родионов Н.В., Бережная Н.Г.* Цирконы из мафических пород: магматические vs. ксеногенные (примеры из раннедокембрийских пород юго-запада Сибирского кратона) // VII Российская конференция по изотопной геохронологии: “Возраст и корреляция магматических, метаморфических, осадочных и рудообразующих процессов”. Санкт-Петербург. 2022. С. 160–161.
- Angerer T., Kerrich R., Hagemann S.G.* Geochemistry of a komatiitic, boninitic, and tholeiitic basalt association in the Mesoarchean Koolyanobbing greenstone belt, Southern Cross Domain, Yilgarn craton: implications for mantle sources and geodynamic setting of banded iron formation // Precamb. Res. 2013. V. 224. P. 110–128.
- Béédard J.* Parental magmas of the Nain plutonic suite anortosites and mafic cumulates: a trace element modelling approach // Contrib. Mineral. Petrol. 2001. V. 141. P. 747–771.
- Furnes H., De Wit M., Robins B.* A review of new interpretations of the tectonostratigraphy, geochemistry and evolution of the Onverwacht Suite, Barberton greenstone belt, South Africa // Gondwana Res. 2013. V. 23. P. 403–428.
- Herzberg C., Condie K., Korenaga J.* Thermal history of the Earth and its petrological expression // Earth Planet. Sci. Lett. 2010. V. 292. P. 79–88.
- Hollings P., Kerrich R.* Trace element systematics of ultramafic and mafic volcanic rocks from the 3 Ga North Caribou greenstone belt, northwestern Superior Province // Precambr. Res. 1999. V. 93. P. 257–279.
- Hopgood A.M., Bowes D.R.* Contrasting structural features in the granulite-gneiss-charnockite-granite complex, Lake Baikal, USSR: evidence for diverse geotectonic regimes in early Proterozoic times // Tectonophysics. 1990. V. 17. P. 279–299.
- Hughes H.S.R., McDonald J., Goodenough K.M. et al.* Enriched lithospheric mantle keel below the Scottish margin of the North Atlantic Craton: evidence from the Palaeoproterozoic Scourie Dyke Swarm and mantle xenoliths // Precambr. Res. 2014. V. 250. P. 97–126.
- Humbert F., Aganic A., Massuyeau M. et al.* Rifting of the Kaapvaal craton during the early Paleoproterozoic: evidence from magmatism in the western Transvaal subbasin (South Africa) // Precambr. Res. 2020. V. 342. 105687.
- Jenner F.E., Bennett V.C., Nutman A.P. et al.* Evidence for subduction at 3.8 Ga: geochemistry of arc-like metabasalts from the southern edge of the Isua Supracrustal Belt // Chemical Geol. 2009. V. 261. P. 83–98.
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.J.* Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67. P. 137–150.
- Keppler H.* Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction-zone fluids // Nature. 1996. V. 380. P. 237–240.
- Ludden J., Gelinas L.* Archaean metavolcanics from the Rouyn-Noranda district, Abitibi greenstone belt, Quebec. 2. Mobility of trace elements and petrogenetic constraints // Canadian J. Earth Sci. 1982. V. 19. P. 2276–2287.
- Pearce J.A., Parkinson I.J.* Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis // Eds. H.M. Prichard, T. Alabaster, N.B.W. Harris, C.R. Neary. Magmatic Processes and Plate Tectonics: 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.
- Pfander A., Jochum K.P., Kozakov I. et al.* Coupled evolution of back-arc and arc-like mafic crust in the late-Neoproterozoic Agardagh Tes-Chem ophiolite, Central Asia: Evidence from trace element and Sm-Nd isotope data // Contrib. Mineral. Petrol. 2002. V. 143. P. 154–174.
- Polat A.* The geochemistry of Neoarchean (ca. 2700 Ma) tholeiitic basalts, transitional to alkaline basalts, and gabbros, Wawa Subprovince, Canada: implications for petrogenetic and geodynamic processes // Precambr. Res. 2009. V. 168. P. 83–105.
- Polat A., Li J., Fryer B. et al.* Geochemical characteristics of the Neoarchean (2800–2700 Ma) Taishan greenstone belt, North China Craton: evidence for plume–craton interaction // Chemical Geol. 2006. V. 230. P. 60–87.
- Poller U., Gladkochub D., Donskaya T. et al.* Multistage magmatic and metamorphic evolution in the Southern Siberian craton: Archean and Paleoproterozoic zircon ages revealed by SHRIMP and TIMS // Precambr. Res. 2005. V. 136. P. 353–368.

- Puchtel I.S., Haase K.M., Hofmann A.W. et al. Petrology and geochemistry of crustally contaminated komatiitic basalts from the Vetenry Belt, southeastern Baltic Shield: evidence for an early Proterozoic mantle plume beneath rifted Archean continental lithosphere // *Geochem. Cosmochim. Acta.* 1997. V. 61. P. 1205–1222.
- Rosen O.M., Condé K.C., Natapov L.M., Nozhkin A.D. Archean and Early Proterozoic evolution of the Siberian craton: a preliminary assessment // *Archean Crustal Evolution*. Amsterdam: Elsevier, 1994. P. 411–459.
- Sandeman H.A., Hanmer S., Tella S. et al. Petrogenesis of Neoarchaean volcanic rocks of the MacQuoid supracrustal belt: a back-arc setting for the northwestern Hearne subdomain, western Churchill Province, Canada // *Precambr. Res.* 2006. V. 144. P. 140–165.
- Sandeman 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 // *Precambr. Res.* 20013. V. 232. P. 119–139.
- Said N., Kerrich R. Geochemistry of coexisting depleted and enriched Paringa Basalts, in the 2.7 Ga Kalgoorlie Terrane, Yilgarn Craton, Western Australia: evidence for a heterogenous mantle plume event // *Precambr. Res.* 2009. V. 174. P. 287–309.
- Saunders A.D., Norry M.J., Tarney J. Fluid influence on the trace element compositions of subduction zone magmas // *Phil. Trans. Royal Soc. London.* 1991. A 335. P. 377–392.
- Smelov A.P., Timofeev V.F. The age of the North Asian Cratonic basement: an overview // *Gondwana Res.* 2007. V. 12. P. 279–288.
- 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 // *Precamb. Res.* 2022. V. 368. 106487.
- Straub S.M., Zellmer G.F. Volcanic arcs as archives of plate tectonic change // *Gondwana Res.* 2012. V. 21. P. 495–516.
- Tanaka T., Togashi S., Kamioka H., Amakawa H. JNDI-1: a neodymium reference in consistency with LaJolla neodymium // *Chemical Geol.* 2000. V. 168. P. 279–281.
- Turkina O.M., Berezhnaya N.G., Lepikhina 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 Neoarchaean evolution of the Siberian Craton // *Gondwana Res.* 2012. V. 21. P. 801–817.

## Variation in Trace Element and Isotope Composition of Neoarchean Mafic Granulites of the Southwest Siberian Craton: A Consequence of Various Mantle Sources or Crustal Contamination

O. M. Turkina

*V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of Russian Academy of Science, Novosibirsk, Russia*

The paper presents geochemical and isotopic characteristics of Neoarchean (2.7–2.66 Ga) mafic granulites of the Sharyzhalgay uplift in the southwestern Siberian craton. Mafic and predominant felsic granulites compose fragments of the metamorphic complex among the Neoarchean and Paleoproterozoic granitoids. Mafic granulites are characterized by the mineral association  $Cpx + Pl \pm Hbl \pm Opx \pm Qz$  and include two types with different major and immobile trace element contents. The dominant rocks of the first type have a wide range of Mg# and concentrations of  $TiO_2$  and immobile trace elements (REE, Zr, Nb, and most positive  $\epsilon_{Nd}(T)$  values). The first type of mafic granulites show elevated  $(La/Sm)_n$  and enrichment in Th and LREE relative Nb which is typical of basalts of subduction origin or crustal contaminated basalts. The absence of negative correlation between  $(La/Sm)_n$  and  $\epsilon_{Nd}(T)$  and a clear positive correlation of  $TiO_2$  with Nb testify against the effect of crustal contamination on the composition of the mafic granulites. The magmatic protoliths of first type of mafic granulites are suggested to form by the melting of depleted peridotites of the subcontinental mantle which metasomatized by melts formed from basalts or terrigenous sediments of the subducting plate. Mafic granulites of the second type have a narrower range of Mg#,  $TiO_2$  content, positive  $\epsilon_{Nd}(T)$ , flat rare earth patterns and no subduction signatures, which indicates an asthenospheric depleted mantle source. Mafic granulites contaminated by the Paleoarchean crust are characterized by increased  $(La/Sm)_n$ , depletion of Nb relative to Th and LREE, and negative  $\epsilon_{Nd}(T)$  values. Post magmatic influence of granitoids lead to the enrichment of mafic granulites in biotite and apatite, an increased in concentrations of  $K_2O$ ,  $P_2O_5$ , a significant enrichment of Zr, Nb, Th, LREE, and negative  $\epsilon_{Nd}(T)$  values. The difference between mafic granulites of the first and second types is not resulted from crustal contamination, but is due to the melting of two types of sources: asthenospheric and subcontinental lithospheric mantle. The subcontinental lithospheric mantle of the Irkut block was isotopically depleted for the Neoarchean time (~2.7 Ga), and its enrichment in incompatible trace elements, presumably by felsic melts generated from the rocks of subducting plate, immediately preceded mafic magmatism.

**Keywords:** Archean, mafic granulites, isotope Nd composition, mantle sources