

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ СОСТАВОВ БАЗАЛЬТОВ АРХЕЯ И ФАНЕРОЗОЯ: ВОЗМОЖНОСТИ И ОГРАНИЧЕНИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ ПО ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

© 2021 г. С. Д. Великославинский^a, *, Д. П. Крылов^a, А. Б. Котов^a, В. П. Ковач^a,
Е. В. Толмачева^a, Т. М. Сковитина^b, **

^aИнститут геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

^bИнститут земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

*e-mail: sd1949@yandex.ru

**e-mail: skovit71@gmail.com

Поступила в редакцию 07.12.2020 г.

После доработки 11.01.2021 г.

Принята к публикации 28.01.2021 г.

Проведено сопоставление химических составов фанерозойских базальтов всех известных геодинамических обстановок (срединно-океанические хребты, океанические плато, океанические острова, островные дуги, задуговые бассейны и предугловые прогибы, континентальные рифты, крупные магматические провинции) и архейских базальтов, включая базальты зеленокаменных поясов и высокометаморфизованных гнейсовых комплексов. С помощью линейного дискриминантного анализа показано, что по содержанию наименее подвижных главных и малых элементов архейские базальты значительно отличаются от базальтов фанерозоя. В связи с этим выявлено, что геохимическая система фанерозойских базальтов в большинстве случаев не может использоваться для реконструкций геодинамических обстановок формирования архейских базальтов. Полученные результаты проиллюстрированы на примере мезоархейских базальтов Олондинского фрагмента Токко-Ханинского зеленокаменного пояса.

Ключевые слова: геохимические характеристики базальтов, геодинамические обстановки, дискриминантный анализ, архей, фанерозой, Алданский щит, Олондинский фрагмент Токко-Ханинского зеленокаменного пояса

DOI: 10.31857/S0869590321050083

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время практически все геодинамические реконструкции не обходятся без анализа геохимических характеристик магматических пород. Основой геохимических методов распознавания геодинамических обстановок формирования изверженных пород (использование разнообразных тектономагматических диаграмм, спайдер-диаграмм или каких-либо других способов обработки и представления геохимических данных) является сопоставление геохимических особенностей исследуемых магматических пород с таковыми фанерозойских магматических пород, образование которых протекало в известных геодинамических обстановках. Такой подход представляется вполне приемлемым для реконструкций палеогеодинамических обстановок формирования фанерозойских изверженных пород. Однако его правомерность для определения палеогеодина-

мических обстановок образования раннедокембрийских, и особенно архейских, изверженных пород не очевидна, так как их геохимические характеристики могут существенно отличаться от таких их возможных фанерозойских аналогов (например, Великославинский и др., 2018а). В этом случае все геодинамические выводы, основанные, например, на сходстве составов архейских базальтов с составами фанерозойских базальтов той или иной геодинамической обстановки по ограниченному и заранее заданному набору геохимических параметров, могут оказаться некорректными. Имеющиеся в литературе данные также неоднозначны. В частности, результаты некоторых исследований (Barnes et al., 2012; Keller, Schoene, 2018; Barnes, Arnd, 2019) позволяют предполагать как уникальность химического состава архейских базальтов, так и их сходство с фанерозойскими базальтами крупных магматических провинций. Цель настоящей работы – сравнительный анализ

особенностей химического состава архейских базальтов и фанерозойских базальтов всех известных геодинамических обстановок на основе методов многомерного статистического анализа.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Фанерозойские базальты ($n = 45074$). Выборка в основном представлена результатами анализов, рассмотренных ранее (Великославинский, Крылов, 2014). Дополнительно использованы данные, опубликованные позднее 2014 г. (преимущественно из базы данных GEOROC – <http://geogos.mpch-mainz.gwdg.de/geogos/>). Кроме того, выборка дополнена результатами анализов базальтов океанических плато, преддуговых прогибов и задуговых бассейнов, а также базальтов фанерозойских орогенов, интерпретируемых как базальты палеоостровных дуг. Таким образом, фанерозойские базальты представлены базальтами современных океанических хребтов ($n = 9528$), позднемезозойскими базальтами океанических плато ($n = 1387$), базальтами современных островных дуг ($n = 5154$), преддуговых прогибов ($n = 902$), задуговых бассейнов ($n = 2560$), фанерозойскими базальтами палеоостровных дуг ($n = 716$), а также фанерозойскими внутриплитными базальтами ($n = 22722$).

Архейские базальты ($n = 6489$). В выборку архейских базальтов включены, в первую очередь, результаты анализов базальтов архейских зеленокаменных поясов, базитовых даек, а также амфиболитов и кристаллических сланцев, протолитами которых предположительно были базальты гранит-зеленокаменных и высокометаморфизованных гнейсовых областей. Выборка составлена, главным образом, на базе данных GEOROC, а также оригинальных данных авторов (преимущественно Алданский щит и Джугджуро-Становой супертеррейн Центрально-Азиатского складчатого пояса).

Эоархейские базальты (>3.8 млрд лет, $n = 265$) представлены базальтами зеленокаменных поясов Северо-Атлантического кратона (Гренландия, $n = 208$) и Канадского щита (провинция Сьюпериор, $n = 21$), а также амфиболитами гнейсового комплекса Акаста (Канадский щит, провинция Слейв, $n = 36$).

Палеоархейские базальты (3.2–3.8 млрд лет, $n = 725$). В выборку палеоархейских базальтов включены, главным образом, базальты зеленокаменных поясов кратона Каапваль ($n = 291$), Северо-Атлантического кратона (Гренландия, $n = 149$), кратона Пилбара (Австралия, $n = 93$), Индийского щита ($n = 69$), Северо-Китайского кратона ($n = 25$) и амфиболиты Охотского массива ($n = 49$).

Мезоархейские базальты (2.8–3.2 млрд лет, $n = 1331$). В этой выборке преобладают базальты

гнейсовых комплексов и зеленокаменных поясов Алданского щита и Джугджуро-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса ($n = 623$), базальты зеленокаменных поясов Северо-Атлантического кратона (Гренландия ($n = 296$), Канадского щита (провинция Сьюпериор, $n = 155$), Балтийского щита ($n = 74$) и Восточно-Австралийского кратона ($n = 73$).

Неоархейские базальты (2.5–2.8 млрд лет, $n = 3334$) составляют основной объем выборки архейских базальтов. В ней доминируют базальты зеленокаменных поясов Канадского щита ($n = 1093$). Также широко представлены базальты зеленокаменных поясов Балтийского щита ($n = 805$), Индийского щита ($n = 571$), Северо-Китайского кратона ($n = 404$), Западно-Австралийского кратона ($n = 314$), Африканского щита ($n = 282$) и Амазонского кратона ($n = 90$).

Исследования сводились преимущественно к сравнению геохимических характеристик архейских и фанерозойских базальтов. При этом основным инструментом послужил линейный дискриминантный анализ (наиболее распространенный алгоритм, предполагающий разные объемы сравниваемых выборок и сходство их ковариационных матриц). На первом этапе сравнивались обобщенные выборки архейских и фанерозойских базальтов по содержанию наименее подвижных петrogenных элементов, которые к тому же обеспечивают максимальные объемы сравниваемых выборок, а соответственно и их представительность. Далее сопоставлялись обобщенные выборки архейских базальтов с фанерозойскими базальтами различных геодинамических обстановок с использованием наиболее инертных главных и малых элементов по отдельности. С целью определения возможного временного рубежа, начиная с которого различия в химическом составе докембрийских и фанерозойских базальтов нивелируются, сравнивались протерозойские базальты с базальтами фанерозоя. И, наконец, в качестве примера были сопоставлены составы мезоархейских базальтов достаточно хорошо изученного Олондинского тектонического фрагмента Токко-Ханинского зеленокаменного пояса Чара-Олекминского геоблока Алданского щита с их возможными фанерозойскими аналогами.

СРАВНЕНИЕ СОСТАВОВ АРХЕЙСКИХ БАЗАЛЬТОВ И ФАНЕРОЗОЙСКИХ БАЗАЛЬТОВ РАЗЛИЧНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК

Результаты дискриминантного анализа обобщенных выборок архейских и фанерозойских базальтов с использованием петrogenных элементов (TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO и CaO) показаны на рис. 1а. Наиболее подвижные при метаморфизме щелочные элементы из рассмотрения исключены. Хотя

следует отметить, что выбор в качестве аргументов дискриминантной функции инертных компонентов является во многом излишней предосторожностью, поскольку, если метаморфические преобразования аллохимичны, то в той или иной степени меняются содержания всех, в том числе и малоподвижных элементов. В качестве примера можно рассмотреть весьма распространенный процесс окварцевания. Допустим, что этот процесс определяется только привносом кремнезема. В этом случае содержания всех остальных элементов уменьшаются за счет увеличения массы преобразованной породы. Иными словами, содержания неподвижных элементов при метаморфических преобразованиях остаются постоянными только в случае равенства масс протолита и метаморфической породы, что далеко не очевидно.

Из приведенных на рис. 1а данных следует, что подавляющее большинство архейских базальтов (около 85%) по содержанию выбранных инертных элементов значительно отличается от фанерозойских базальтов. Это может свидетельствовать об уникальности архейских базальтов и отсутствию оснований для геодинамических реконструкций путем сравнения с фанерозойскими базальтами. Наблюдаемые различия могут быть обусловлены как аллохимическими метаморфическими преобразованиями архейских базальтов, так и их формированием в специфических условиях.

Некоторая часть архейских базальтов тем не менее обнаруживает сходство с фанерозойскими базальтами (15% – область пересечения выборок на рис. 1а). В связи с этим для более корректного обоснования геохимической индивидуальности архейских базальтов и с целью поиска возможных их фанерозойских аналогов представляется необходимым сравнить архейские базальты с фанерозойскими базальтами всех известных геодинамических обстановок. Проведено сопоставление химических составов архейских базальтов с современными базальтами срединно-океанических хребтов (рис. 2), современными и кайнозойскими базальтами островных дуг (рис. 3), современными и кайнозойскими базальтами океанических островов (рис. 4), фанерозойскими базальтами крупных магматических провинций (рис. 5, 6), базальтами современных задуговых бассейнов (рис. 7), базальтами современных преддуговых прогибов (рис. 8), фанерозойскими базальтами континентальных рифтовых зон (рис. 9) и позднемезозойскими базальтами океанических плато (рис. 10). С целью минимизации эффекта метаморфических преобразований сопоставление химического состава архейских и фанерозойских базальтов выполнено с использованием содержаний преимущественно неподвижных и малоподвижных главных и малых элементов. Из полученных данных вытекают следующие выводы. Среди архейских базальтов практически полностью (на 5% уровне

значимости) отсутствуют базальты, идентичные по химическому составу MORB (рис. 2) (при этом архейские базальты обеднены относительно MORB тяжелыми РЗЭ и характеризуются более высокими концентрациями Rb, Th, Ba (рис. 2в, 2г), OIB (рис. 4), которые относительно архейских базальтов значительно обогащены практически всеми химическими элементами (рис. 4в, 4г), кроме тяжелых РЗЭ (Er, Tm, Yb, Lu), и также базальтам континентальных рифтов (рис. 8), химический состав которых близок к OIB (рис. 4в, 4г, 8в, 8г). Несколько менее контрастны химические составы архейских базальтов и базальтов современных островных дуг. Несмотря на некоторое сходство полей их составов (рис. 3в, 3г), область пересечения фигуративных точек не превышает 10% (рис. 3а, 3б). Следует отметить, что помимо более низких содержаний Ba и Sr (рис. 3в, 3г) архейские базальты также значительно отличаются от базальтов островных дуг повышенным содержанием FeO* и пониженным Al₂O₃. Отсутствие среди архейских базальтов пород, идентичных базальтам островных дуг, может означать отсутствие (или крайне ограниченное распространение) развитых островных дуг, а следовательно, и задуговых бассейнов в архее. Действительно, архейские базальты и базальты современных задуговых бассейнов обнаруживают существенные геохимические различия (рис. 7).

В крупных магматических провинциях развиты как высоко-Ti базальты, практически идентичные по составу OIB (рис. 4в, 5в), так и низко-Ti разности, имеющие некоторое сходство с базальтами островных дуг (рис. 3в, 6в). Количественное соотношение низко-Ti и высоко-Ti базальтов в разных провинциях варьирует в широких пределах. Например, среди траппов Сибири и траппов Кару преобладают (60–70%) низко-Ti ($TiO_2 < 1.5$ мас. %) разности, в Северо-Атлантической магматической провинции количество низко-Ti и высоко-Ti базальтов примерно одинаково, а в Мадагаскарской, Эфиопской провинциях и провинциях Эмейшань, Декан, Колумбия-Ривер-Снейк-Ривер-Плэйн преобладают (80–90%) высоко-Ti базальты. Хотя доля высоко-Ti ($TiO_2 > 1.5$ мас. %) базальтов в общей выборке архейских базальтов составляет всего лишь 15%, представляется правильным сравнить химические составы низко-Ti и высоко-Ti базальтов архея с соответствующими фанерозойскими базальтами крупных магматических провинций. Результаты такого сравнения показаны на рис. 5 и 6. Как и следовало ожидать, высоко-Ti базальты крупных магматических провинций фанерозоя и архейские базальты обнаруживают значительные различия. Область пересечения фигуративных точек их составов (рис. 5а, 5б) не превышает 10%. Этот вывод подтверждается и различиями в средних содержаниях Th, Nb, Ta, P, Hf, легких РЗЭ и более

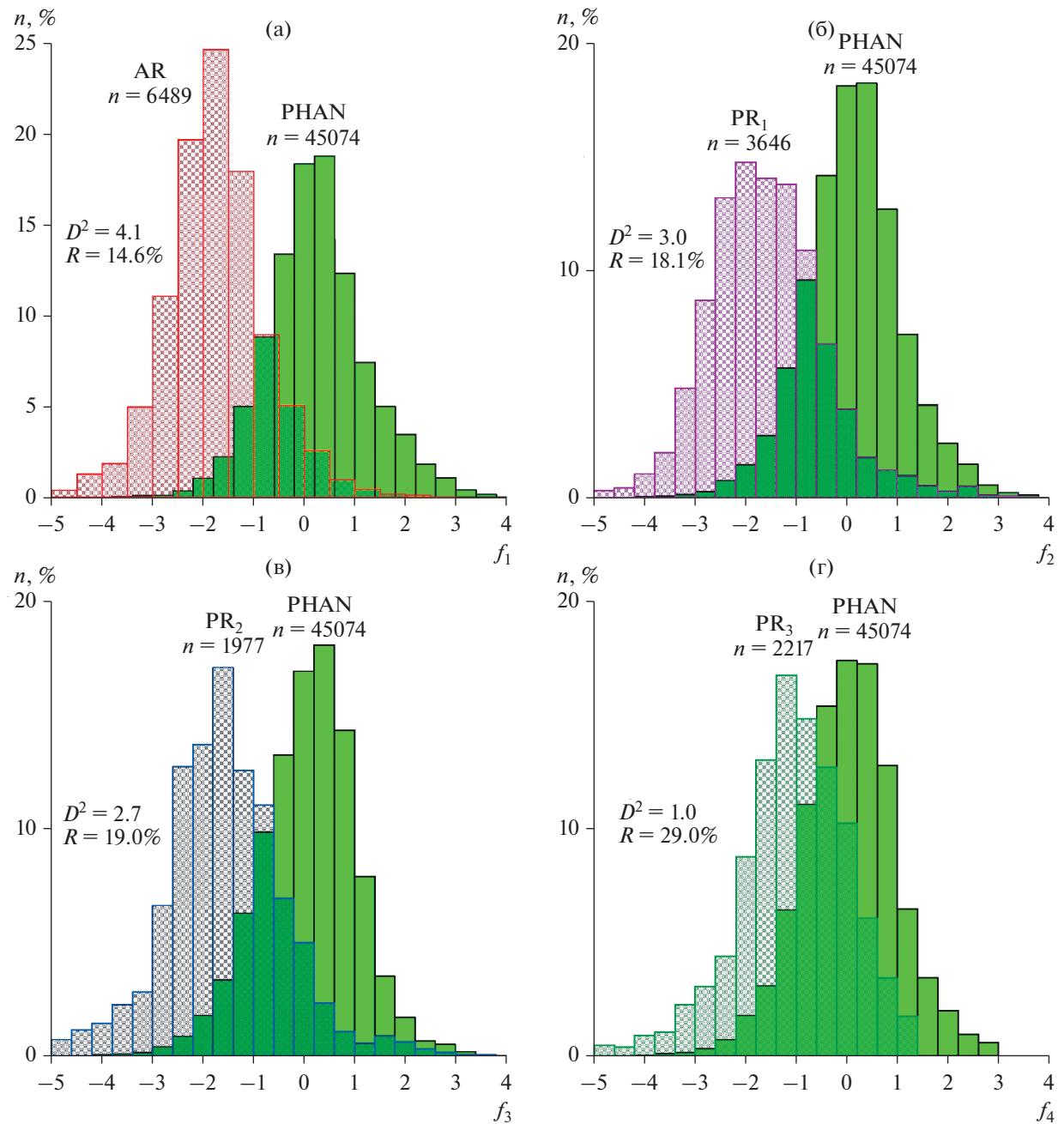


Рис. 1. Результаты дискриминантного анализа.
(а) – архейских (AR) и фанерозойских (PHAN) базальтов, (б) – палеопротерозойских (PR₁) и фанерозойских (PHAN) базальтов, (в) – мезопротерозойских (PR₂) и фанерозойских (PHAN) базальтов, (г) – неопротерозойских (PR₃) и фанерозойских (PHAN) базальтов.

Здесь и на последующих рисунках: R – средневзвешенный риск неправильной классификации (оценка величины области пересечения сравниваемых выборок); $n, \%$ – относительный объем выборки; D^2 – обобщенное расстояние Махаланобиса, f_1, f_2, \dots, f_{30} , а также D_x и D_y – дискриминантные функции, формулы расчета которых приведены в табл. 1.

дифференцированным распределением РЭ в базальтах крупных магматических провинций фанерозоя. Различия между низко-Т₁ базальтами (рис. 6) несколько меньше, но также весьма существенны (область пересечения их составов около 15%), несмотря на близость средних содержаний химических элементов (рис. 6в, 6г).

Сопоставление химических составов архейских базальтов и базальтов крупных магматических провинций в областях развития океанической коры (оceanic plateau) представляется более актуальным, поскольку в последнее время многие исследователи в качестве фанерозойских аналогов архейских базальтов рассматривают именно базальты

Таблица 1. Список дискриминантных функций, использованных в работе

Дискриминируемые объекты	Дискриминантная функция	D^2
AR-PHAN	$f_1 = 1.46\text{TiO}_2 + 0.16\text{Al}_2\text{O}_3 - 0.45\text{FeO}^* + 0.02\text{MgO} + 0.14\text{CaO} - 1.79$	4.1
PR ₁ -PHAN	$f_2 = 1.35\text{TiO}_2 + 0.15\text{Al}_2\text{O}_3 - 0.45\text{FeO}^* + 0.08\text{MgO} + 0.25\text{CaO} + 2.86$	3.0
PR ₂ -PHAN	$f_3 = 1.01\text{TiO}_2 - 0.19\text{Al}_2\text{O}_3 - 0.69\text{FeO}^* - 0.05\text{MgO} + 0.21\text{CaO} + 6.60$	2.7
PR ₃ -PHAN	$f_4 = 1.23\text{TiO}_2 + 0.07\text{Al}_2\text{O}_3 - 0.47\text{FeO}^* - 0.002\text{MgO} + 0.37\text{CaO} - 2.25$	1.0
AR-MORB	$f_5 = 2.19\text{TiO}_2 - 0.4\text{FeO}^* + 0.01\text{La} + 0.452\text{Yb} + 0.27\text{MgO} + 0.25\text{CaO} + 0.10\text{Al}_2\text{O}_3 + 0.006\text{Zr} - 0.038\text{Nd} - 0.02\text{Ce} + 0.048\text{Sm} - 0.008\text{Nb} - 5.32$	8.5
AR-ARC	$f_6 = -0.65\text{TiO}_2 - 0.30\text{Al}_2\text{O}_3 + 0.22\text{FeO}^* - 0.56\text{MgO} - 0.06\text{CaO} - 0.0030\text{Sr} - 0.031\text{Y} - 0.0075\text{Zr} + 0.044\text{Nb} - 0.001\text{Ba} - 0.021\text{La} + 0.029\text{Ce} + 0.056\text{Nd} - 0.34\text{Sm} + 0.32\text{Eu} + 0.22\text{Yb} + 0.098\text{Hf} + 0.23\text{Ta} + 5.1$	5.0
AR-OIB	$f_7 = 1.48\text{TiO}_2 - 0.23\text{FeO}^* + 0.24\text{MgO} + 0.13\text{Al}_2\text{O}_3 + 1.06\text{Eu} - 0.074\text{Nd} + 0.005\text{Zr} + 0.10\text{CaO} - 0.166\text{Yb} + 0.008\text{Nb} + 0.09\text{Sm} - 0.0048\text{Ce} - 0.0036\text{La} - 5.85$	14.4
AR-LIPs ($\text{TiO}_2 < 1.5$ мас. %)	$f_8 = -3.20\text{TiO}_2 - 0.21\text{Al}_2\text{O}_3 + 0.31\text{FeO}^* - 0.32\text{MgO} - 0.22\text{CaO} - 0.028\text{Y} - 0.017\text{Zr} + 0.0013\text{Nb} - 0.05\text{La} + 0.003\text{Ce} + 0.07\text{Nd} + 0.0122\text{Sm} - 0.16\text{Eu} + 0.123\text{Yb} + 8.85$	3.6
AR-LIPs ($\text{TiO}_2 > 1.5$ мас. %)	$f_9 = 1.05\text{TiO}_2 + 0.21\text{Al}_2\text{O}_3 - 0.42\text{FeO}^* + 0.14\text{MgO} + 0.17\text{CaO} + 0.064\text{Y} + 0.002\text{Zr} - 0.007\text{Nb} + 0.031\text{La} - 0.019\text{Ce} - 0.02\text{Nd} - 0.012\text{Sm} + 0.6\text{Eu} - 0.72\text{Yb} - 3.60$	6.5
AR-RIFT	$f_{10} = -1.63\text{TiO}_2 + 0.26\text{FeO}^* - 0.003\text{Nb} - 0.16\text{MgO} - 0.18\text{Al}_2\text{O}_3 - 0.003\text{Zr} + 0.05\text{CaO} - 0.106\text{Eu} + 0.12\text{Yb} + 0.007\text{Ce} - 0.01\text{La} - 0.015\text{Sm} + 3.77$	12.1
AR-BAB	$f_{11} = 1.24\text{TiO}_2 + 0.2\text{Al}_2\text{O}_3 - 0.46\text{FeO}^* + 0.13\text{MgO} + 0.11\text{CaO} + 0.024\text{Y} + 0.0095\text{Zr} + 0.05\text{La} - 0.07\text{Ce} + 1.05\text{Eu} - 2.62$	5.3
AR-OP	$f_{12} = -2.18\text{TiO}_2 - 0.05\text{Al}_2\text{O}_3 + 0.36\text{FeO}^* - 0.21\text{MgO} - 0.15\text{CaO} - 0.018\text{Y} - 0.005\text{Zr} - 0.02\text{Nb} + 0.08\text{La} - 0.018\text{Ce} + 0.06\text{Nd} + 0.019\text{Sm} - 1.12\text{Eu} + 0.21\text{Yb} + 2.69$	3.7
AR-FAB	$f_{13} = -0.51\text{TiO}_2 + 0.14\text{Al}_2\text{O}_3 + 0.49\text{FeO}^* + 0.23\text{MgO} + 0.14\text{CaO} - 0.019\text{Y} + 0.007\text{Zr} - 0.032\text{Nb} - 0.079\text{La} + 0.087\text{Ce} - 0.0012\text{Nd} + 0.12\text{Sm} - 1.02\text{Eu} - 0.08\text{Yb} - 10.27$	1.3
AR-Олондо	$f_{14} = -0.51\text{TiO}_2 + 0.07\text{Al}_2\text{O}_3 - 0.17\text{FeO}^* - 0.03\text{MgO} - 0.28\text{CaO} + 0.009\text{Y} - 0.006\text{Zr} + 0.008\text{Nb} + 0.044\text{La} - 0.026\text{Ce} + 0.01\text{Nd} - 0.05\text{Sm} + 1.52\text{Eu} + 0.21 + 2.68$	0.68
Олондо-LIPs ($\text{TiO}_2 < 1.8\%$)	$f_{15} = 2.03\text{TiO}_2 - 0.12\text{Al}_2\text{O}_3 - 0.71\text{FeO}^* + 0.05\text{MgO} + 0.01\text{CaO} + 6.52$	3.1
Олондо-LIPs ($\text{TiO}_2 > 1.8$ мас. %)	$f_{16} = 1.31\text{TiO}_2 - 0.10\text{Al}_2\text{O}_3 - 0.6\text{FeO}^* - 0.04\text{MgO} - 0.06\text{CaO} + 6.36$	4.4
MORB-(ARC + WPB)	$f_{17} = -0.26\text{TiO}_2 + 0.19\text{Al}_2\text{O}_3 + 0.42\text{FeO}^* - 0.04\text{MgO} - 0.24\text{CaO} - 0.019\text{Y} + 0.00006\text{Zr} - 0.005\text{Nb} + 0.0176\text{La} - 0.0175\text{Ce} + 0.051\text{Nd} + 0.079\text{Sm} + 0.0196\text{Eu} - 1.024\text{Yb} - 2.67541$	6.6
ARC-WPB	$f_{18} = -0.69\text{TiO}_2 + 0.32\text{Al}_2\text{O}_3 - 0.07\text{FeO}^* - 0.04\text{MgO} + 0.09\text{CaO} - 0.01\text{Y} - 0.002\text{Zr} - 0.007\text{Nb} - 0.002\text{La} - 0.007\text{Ce} + 0.025\text{Nd} + 0.063\text{Sm} - 0.088\text{Eu} - 0.019\text{Yb} - 2.54$	6.4
Олондо-LIPs ($\text{TiO}_2 < 1.8$ мас. %)	$f_{19} = 2.41\text{TiO}_2 + 0.06\text{Al}_2\text{O}_3 - 0.55\text{FeO}^* + 0.23\text{MgO} + 0.071\text{Y} + 0.0022\text{Zr} - 0.0126\text{Nb} - 0.026\text{La} + 0.035\text{Ce} - 0.074\text{Nd} + 0.13\text{Sm} + 0.25\text{Eu} + 0.12\text{Yb} - 2.31888$	4.3
Олондо-ARC	$f_{20} = 1.934\text{TiO}_2 + 0.17\text{Al}_2\text{O}_3 - 0.63\text{FeO}^* + 0.005\text{MgO} + 0.02\text{Y} - 0.016\text{Zr} - 0.054\text{Nb} - 0.02\text{La} - 0.012\text{Ce} + 0.054\text{Nd} + 0.23\text{Sm} + 0.77\text{Eu} - 0.38\text{Yb} + 0.77$	5.9
MORB-BAB-Олондо	$f_{21} = -2.69\text{TiO}_2 + 0.23\text{Al}_2\text{O}_3 + 0.82\text{FeO}^* - 0.3\text{MgO} - 0.03\text{CaO} - 0.25\text{Y} + 0.017\text{Zr} - 0.62\text{Nb} + 0.11\text{La} + 0.13\text{Ce} + 0.23\text{Nd} + 0.83\text{Sm} - 1.67\text{Eu} + 0.104\text{Yb} + 1.01\text{Th} - 2.87$	
	$f_{22} = -2.85\text{TiO}_2 + 0.24\text{Al}_2\text{O}_3 + 1.29\text{FeO}^* + 0.56\text{MgO} + 0.18\text{CaO} - 0.07\text{Y} + 0.10\text{Zr} - 0.11\text{Nb} - 0.84\text{La} + 1.08\text{Ce} - 1.81\text{Nd} + 3.32\text{Sm} - 1.66\text{Eu} - 1.36\text{Yb} - 0.18\text{Th} - 19.77$	

Таблица 1. Окончание

Дискриминируемые объекты	Дискриминантная функция	D^2
ARC-FAB-Олондо	$f_{23} = -2.19\text{TiO}_2 + 0.4\text{Al}_2\text{O}_3 + 0.47\text{FeO}^* + 0.1\text{MgO} + 0.15\text{CaO} - 0.006\text{Y} - 0.029\text{Zr} + 0.187\text{Nb} + 0.05\text{La} + 0.18\text{Ce} + 0.072\text{Nd} + 0.11\text{Sm} + 3.21\text{Eu} - 1.37\text{Yb} + 0.4\text{Th} - 12.40$	
	$f_{24} = 2.42\text{TiO}_2 + 0.05\text{Al}_2\text{O}_3 - 0.72\text{FeO}^* + 0.08\text{MgO} - 0.16\text{CaO} + 0.007\text{Y} - 0.06\text{Zr} - 0.31\text{Nb} + 0.24\text{La} - 0.33\text{Ce} + 0.25\text{Nd} - 0.6\text{Sm} + 6.53\text{Eu} - 0.44\text{Yb} - 0.13\text{Th} + 5.67$	
WPB-Олондо	$f_{25} = -0.35\text{MgO} - 0.31\text{CaO} - 2.29\text{TiO}_2 - 0.25\text{Al}_2\text{O}_3 - 0.18\text{Y} + 0.27\text{FeO}^* + 0.07\text{Zr} - 0.17\text{La} - 0.21\text{Eu} - 0.15\text{Nb} - 0.21\text{Nd} + 12.09$	3.1
OP-Олондо	$f_{26} = 1.46\text{TiO}_2 - 0.06\text{Al}_2\text{O}_3 - 0.72\text{FeO}^* + 0.2\text{MgO} - 0.09\text{CaO} - 0.001\text{Y} - 0.024\text{Zr} + 0.77\text{Nb} - 0.36\text{La} - 0.45\text{Ce} + 0.35\text{Nd} - 1.62\text{Sm} + 9.12\text{Eu} + 0.33\text{Yb} - 0.63\text{Th} + 3.07$	10.0
Амфиболиты-базальты	$f_{27} = -0.95\text{TiO}_2 + 0.47\text{Al}_2\text{O}_3 + 0.44\text{FeO}^* + 0.18\text{MgO} - 0.14\text{CaO} - 9.73$	0.46
Амфиболиты-базальты	$f_{28} = 0.19\text{TiO}_2 - 0.19\text{Al}_2\text{O}_3 + 0.06\text{FeO}^* - 0.07\text{MgO} + 0.07\text{CaO} + 0.035\text{Y} + 0.0017\text{Zr} + 0.00009\text{Nb} + 0.021\text{La} - 0.006\text{Ce} + 0.01\text{Nd} - 0.04\text{Sm} + 0.06\text{Eu} - 0.73\text{Yb} + 1.79$	
AR _{низко-Th} -LIPs _{низко-Th}	$f_{29} = -1.46\text{TiO}_2 - 0.22\text{Al}_2\text{O}_3 + 0.17\text{FeO}^* - 0.28\text{MgO} - 0.19\text{CaO} - 0.02\text{Y} - 0.006\text{Zr} - 0.0009\text{Nb} - 0.08\text{La} + 0.053\text{Ce} + 0.03\text{Nd} - 0.09\text{Sm} - 0.79\text{Eu} + 0.22\text{Yb} - 0.08\text{Th} + 8.39$	4.8
AR _{низко-Th} -OP _{низко-Th}	$f_{30} = 2.29\text{TiO}_2 + 0.06\text{Al}_2\text{O}_3 - 0.33\text{FeO}^* + 0.25\text{MgO} + 0.15\text{CaO} + 0.015\text{Y} + 0.013\text{Zr} + 0.09\text{Nb} + 0.037\text{La} - 0.07\text{Ce} - 0.055\text{Nd} - 0.03\text{Sm} + 1.74\text{Eu} - 0.27\text{Yb} - 2.26\text{Th} - 3.52$	4.6
	$D_x = 176.94\text{SiO}_2 - 1217.77\text{TiO}_2 + 154.51\text{Al}_2\text{O}_3 - 63.1\text{FeO}^* - 15.69\text{MgO} + 372.43\text{CaO} + 104.41\text{Na}_2\text{O} - 19.96\text{K}_2\text{O} - 873.69\text{P}_2\text{O}_5 - 11721.488$	3.0
	$D_y = 94.39\text{SiO}_2 - 103.3\text{TiO}_2 + 417.98\text{Al}_2\text{O}_3 - 55.63\text{FeO}^* + 57.61\text{MgO} + 118.42\text{CaO} + 502.02\text{Na}_2\text{O} + 6.37\text{K}_2\text{O} + 415.31\text{P}_2\text{O}_5 - 13724.66$	2.5

Примечание. Содержания главных элементов в мас. %, микроэлементов – в г/т, $\text{FeO}^* = 0.9\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$. Сокращения и другие обозначения – в подписях к рисункам.

океанических плато. Анализ геохимических данных для базальтов океанических плато показал, что наиболее близкими к архейским базальтам являются составы базальтов Каррибско-Колумбийского плато, поднятия Шатского, плато Онтонг-Ява и Врангеля. Поэтому архейские базальты сравнивались только с базальтами вышеперечисленных океанических плато. Несмотря на сходство средних содержаний малых элементов в архейских базальтах и фанерозойских базальтах океанических плато (рис. 10в, 10г), различия в их химическом составе, согласно результатам дискриминантного анализа (рис. 10а, 10б), весьма существенны, хотя и несколько меньше чем в составах архейских и базальтов крупных магматических континентальных провинций фанерозоя.

Аналитические данные для базальтов преддуговых прогибов, излияние которых связывается с самыми начальными стадиями субдукции, предшествующими формированию нормальных островодужных лав (Reagan et al., 2010 и др.), к сожалению, немногочисленны. Анализ этих данных показал, что наиболее близкими к архейским ба-

зальтам являются базальты преддуговых прогибов дуги Тонга, Изу-Бонинской и Марианской дуг. На рис. 8 представлены результаты сравнения химического состава архейских базальтов и базальтов перечисленных преддуговых прогибов. Согласно этим данным, химический состав значительной части архейских базальтов соответствует составу базальтов преддуговых прогибов.

СРАВНЕНИЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ПРОТЕРОЗОЙСКИХ И ФАНЕРОЗОЙСКИХ БАЗАЛЬТОВ

В предыдущем разделе было показано, что архейские базальты по химическому составу значительно отличаются от фанерозойских базальтов и, по-существу, представляют собой самостоятельные геохимические типы базальтов. Для оценки возрастного рубежа, начиная с которого геохимические различия докембрийских и фанерозойских базальтов становятся незначительными, было проведено сравнение палео-, мезо- и неопротерозойских базальтов с фанерозойскими базальтами, результаты которого показаны на рис. 1б, 1в, 1г. Макси-

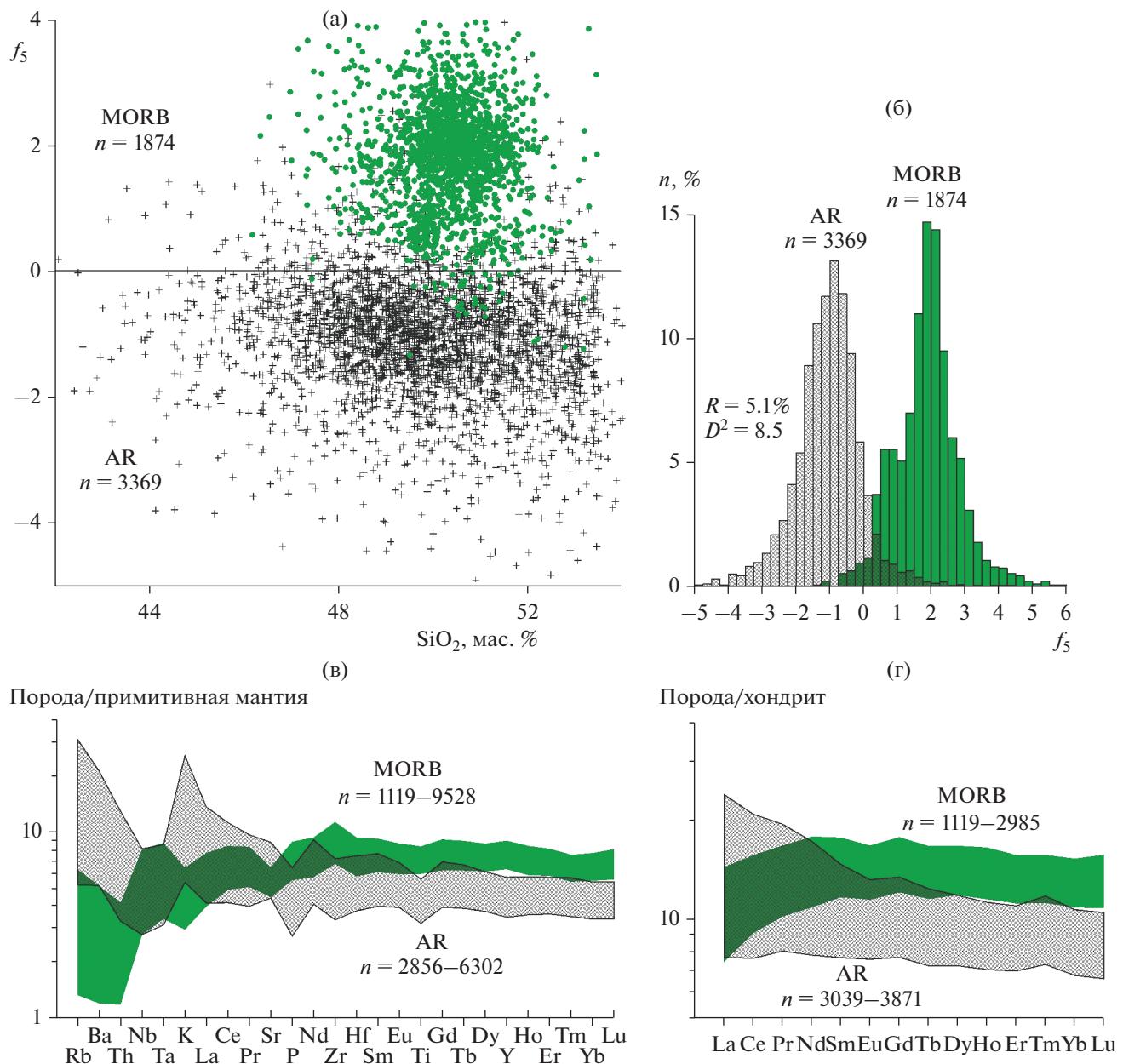


Рис. 2. Сравнение химических составов архейских базальтов (AR) и базальтов срединно-океанических хребтов (MORB).

(а) – диаграмма SiO_2 -дискриминантная функция f_5 с фигурационными точками архейских базальтов (крестики) и базальтов островных дуг (кружки); (б) – распределение значений f_5 для архейских базальтов и базальтов срединно-океанических хребтов; (в) – содержания редких элементов в архейских базальтах и базальтах срединно-океанических хребтов, нормированные по примитивной мантии; (г) – содержания редкоземельных элементов в архейских базальтах и базальтах срединно-океанических хребтов, нормированные по хондрию.

Здесь и на последующих рисунках примитивная мантия по (Sun, McDonough, 1989), хондрит по (Taylor, McLennan, 1985), поля составов ограничены верхним и нижним квартилями.

мальные различия были обнаружены между архейскими и фанерозойскими базальтами, в то время как между неопротерозойскими и фанерозойскими базальтами они минимальны. Принимая во внимание достаточно большие объемы сравниваемых выборок, эта особенность, скорее всего, не слу-

чайна. Таким образом, начиная с неопротерозоя различия в химическом составе между базальтами и, возможно, между геодинамическими обстановками их формирования нивелируются.

На рис. 11 показаны средние содержания химических элементов в архейских, протерозой-

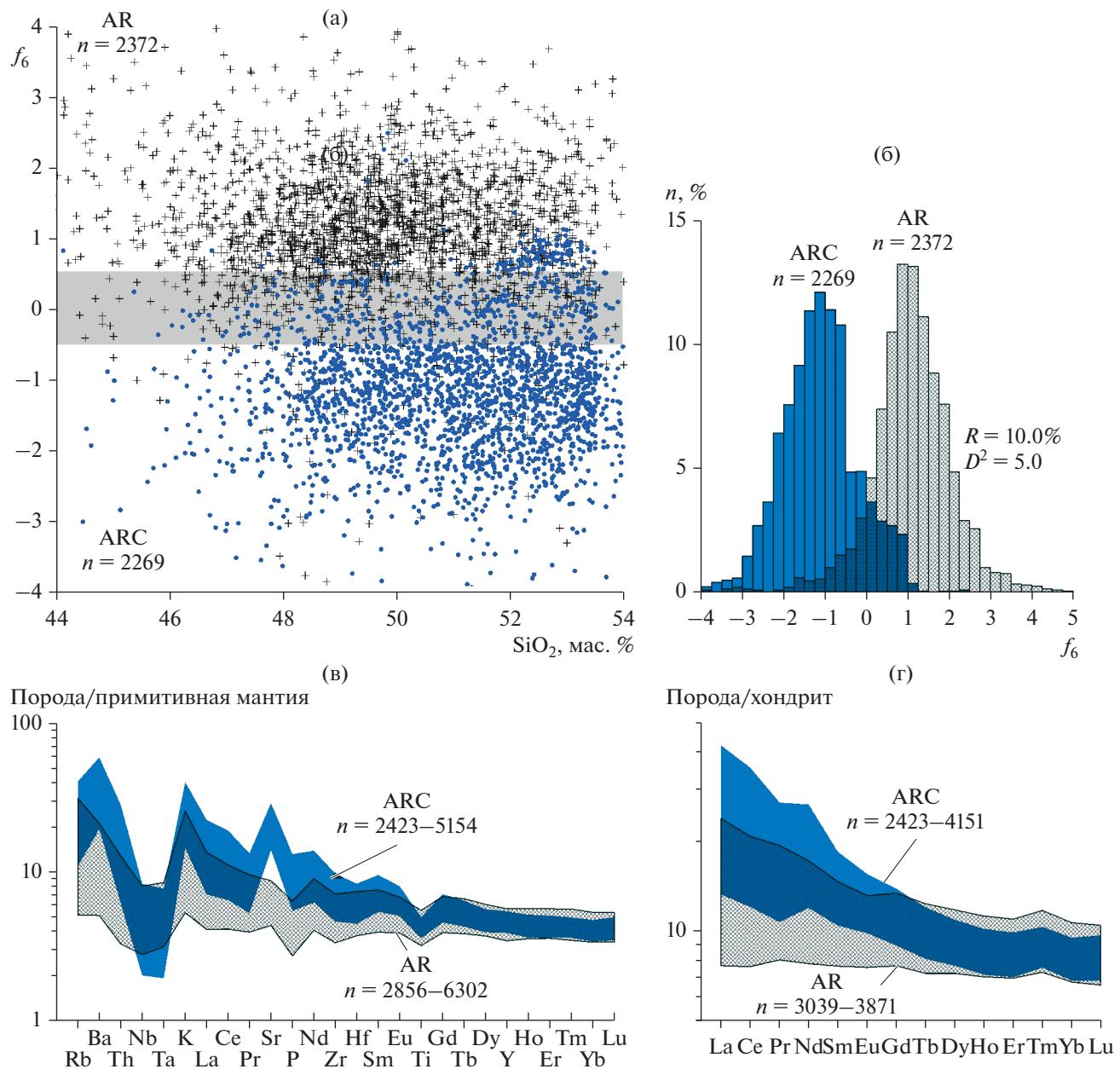


Рис. 3. Сравнение химических составов архейских базальтов (AR) и базальтов островных дуг (ARC).

(а) – диаграмма SiO_2 –дискриминантная функция f_6 с фигуративными точками архейских базальтов (крестики) и базальтов островных дуг (кружки); (б) – распределение значений f_6 для архейских базальтов и базальтов островных дуг;

(в) – содержания редких и рассеянных элементов в архейских базальтах и базальтах островных дуг, нормированные по примитивной мантии; (г) – содержания редкоземельных элементов в архейских базальтах и базальтах островных дуг, нормированные по хондриту.

Здесь и на последующих рисунках прямоугольник (серое поле на рис. (а)) – область неопределенности, ограниченная

5-м и 95-м квантилями распределения значений дискриминантной функции, разделяющей сравниваемые выборки.

ских и фанерозойских базальтах. Наблюдаются закономерное увеличение содержаний TiO_2 , Sr , Hf , Zr , Th , P_2O_5 , практически всех РЗЭ и Na_2O от архея до фанерозоя, что в первом приближении можно рассматривать как тренд геохимической эволюции базальтов. Также отмечается и существенное увеличение вариации содержаний Hf ,

Ta , Th , Zr , Nb и ряда других элементов в базальтах фанерозоя. Вероятнее всего, эти закономерности объясняются формированием как низко- Ti базальтов с низкими содержаниями Nb , Th , Zr , Hf , Ta , легких РЗЭ (MORB, базальты островных дуг), так и отсутствием в архее высоко- Ti базальтов типа OIB с высокими содержаниями перечисленных

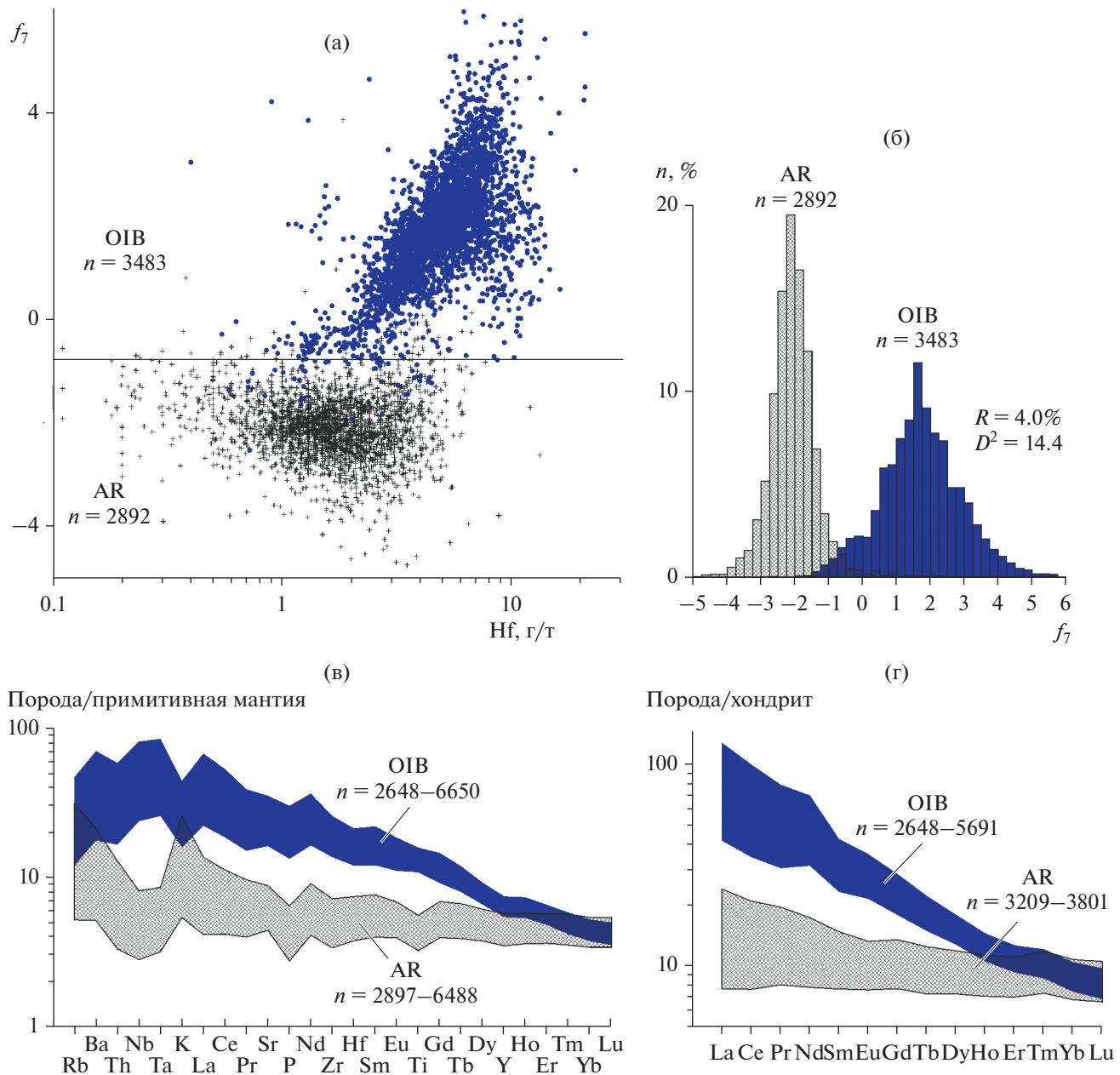


Рис. 4. Сравнение химических составов архейских базальтов (AR) и базальтов океанических островов (OIB).

(а) – диаграмма Hf–дискриминантная функция f_7 с фигуративными точками архейских базальтов (крестики) и базальтов океанических островов (кружки); (б) – распределение значений f_7 для архейских базальтов и базальтов океанических островов; (в) – содержания редких элементов в архейских базальтах и базальтах океанических островов, нормированные по примитивной мантии; (г) – содержания редкоземельных элементов в архейских базальтах и базальтах океанических островов, нормированные по хондриту.

элементов. Следует отметить, что эти закономерности (по крайней мере, в отношении содержаний TiO_2 , Na_2O , Zr , Nb и Sr) в целом соответствуют ранее опубликованным данным (Keller, Schoene, 2018).

Выводы, сделанные в этом разделе, безусловно, следует рассматривать как предварительные. Для более надежных обоснований требуется проведение анализа геохимических особенностей протеро-

зойских базальтов, что выходит за рамки настоящей публикации.

Полученные результаты целесообразно проиллюстрировать на конкретном примере, в качестве которого выбран достаточно хорошо изученный Олондинский тектонический фрагмент Токко-Ханинского зеленокаменного пояса западной части Алданского щита.

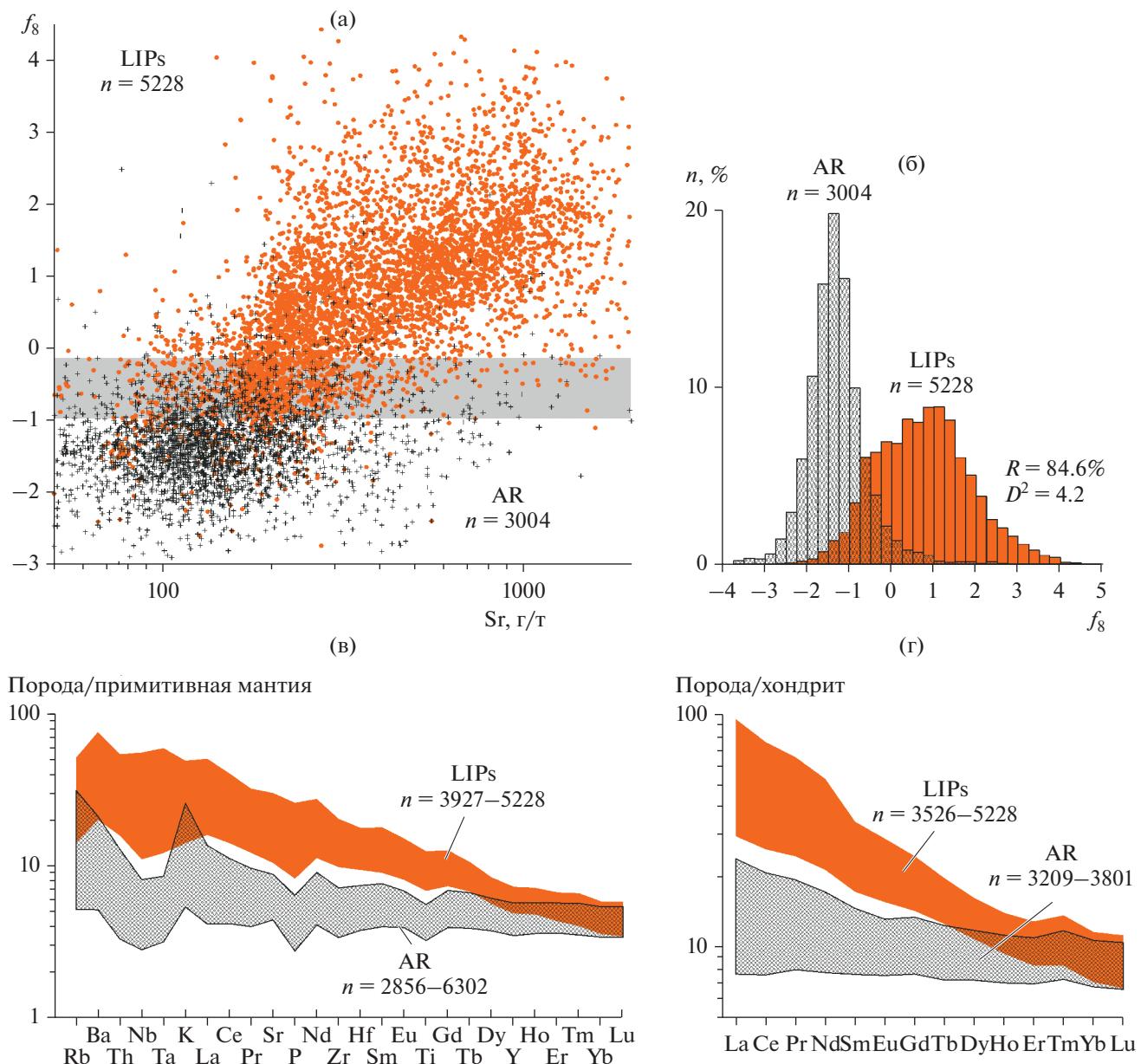


Рис. 5. Сравнение химических составов низко-Ti архейских базальтов (AR) и низкотитанистых базальтов крупных континентальных магматических провинций (LIPs).

(а) – диаграмма Sr–дискриминантная функция f_8 с фигурационными точками архейских базальтов (крестики) и базальтов крупных магматических провинций (кружки); (б) – распределение значений f_8 для архейских базальтов и базальтов крупных магматических провинций, нормированные по примитивной мантии; (в) – содержания редких элементов в архейских базальтах и базальтах крупных магматических провинций, нормированные по хондриту.

LIPs – провинции Кару, Феррар, Арктическая, Северо-Атлантическая, Центрально-Атлантическая, Колумбия Ривер и Снейк Ривер Плейн, Декан, Эмейшань, Парана-Этендека, Сибирские траппы, Эфиопское плато, Мадагаскарская, Таримская.

БАЗАЛЬТЫ ОЛОНДИНСКОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО ФРАГМЕНТА ТОККО-ХАНИНСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА

Олондинский фрагмент (рис. 12) расположен в пределах Чара-Олекминского геоблока Алданского

платформенного щита (Попов и др., 1990; Пухтель, Журавлев, 1993; Котов, 2003 и др.). Супракrustальные образования фрагмента представлены метаморфизованными в условиях от эпидот-амфиболитовой фации до низкотемпературных субфаций амфиболитовой фации коматитами (актинолит-хлоритовые сланцы) и

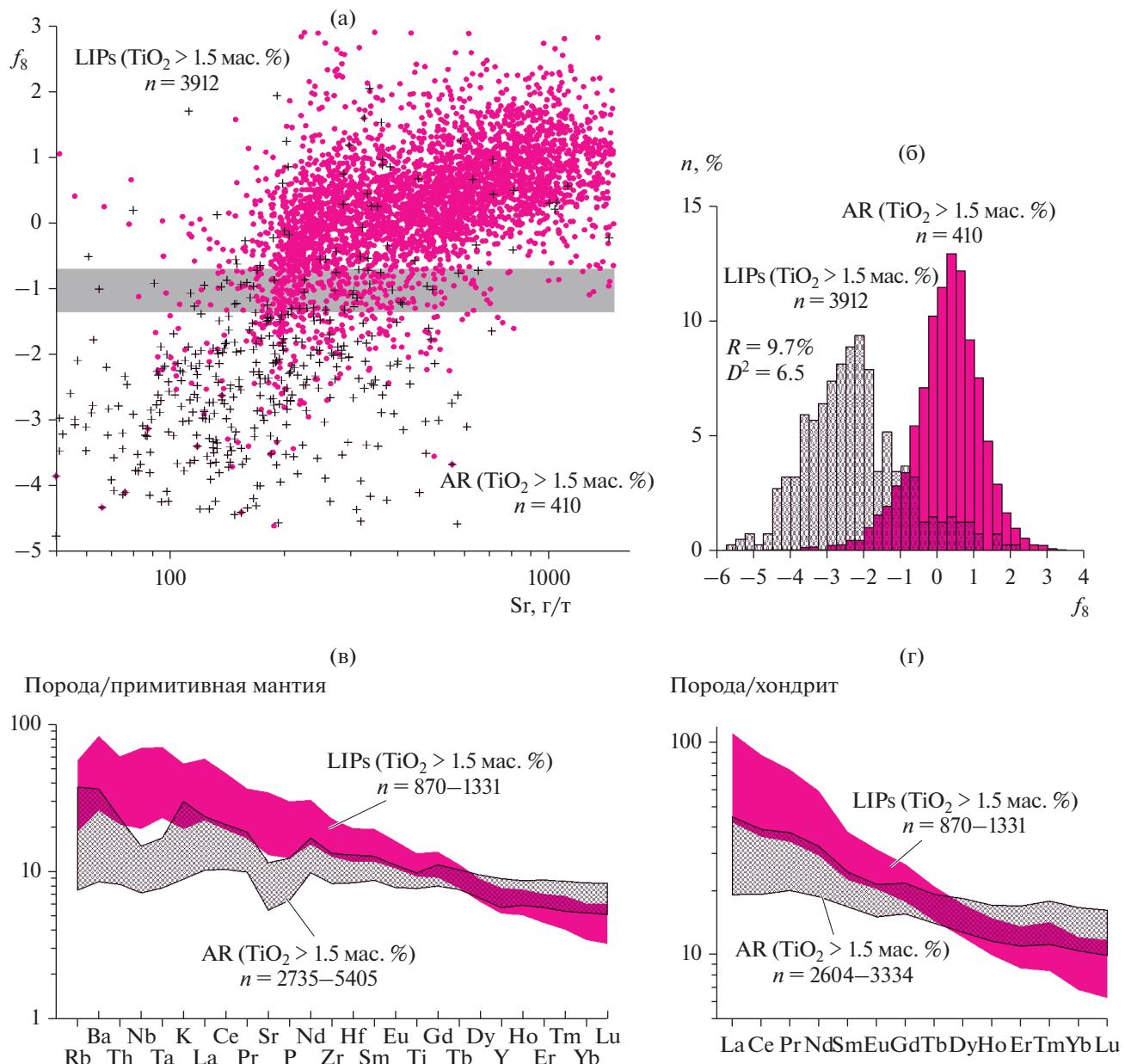


Рис. 6. Сравнение химических составов высоко-Тi архейских базальтов (AR) и высоко-Тi базальтов крупных континентальных магматических провинций (LIPs).

Условные обозначения см. на рис. 5.

их туфами (карбонат-антофиллитовые сланцы), толеитовыми базальтами (мелкозернистые пла-гиоклаз-кварц-рого-обманковые амфиболиты) и, возможно, биотитовыми микрогнейсами, протолит которых однозначно не определен (осадочные породы, андезиты, или ТТГ-олекминского комплекса). В отличие от коматиитов, превращенных в актинолит-хлоритовые сланцы, низкотемпературные вторичные изменения в метабазальтах практически не проявлены.

Распределение TiO_2 (рис. 13а) позволяет разделить метатолеиты Олондинского фрагмента на две группы: существенно преобладающие низкоТi ($\text{TiO}_2 < 1.8$ мас. %) и высоко-Тi ($\text{TiO}_2 > 1.8$ мас. %) метабазальты, которые отличаются не только по содержанию TiO_2 , но также по содержаниям Al_2O_3 , FeO , MgO , CaO , K_2O и P_2O_5 (табл. 2). Судя по количеству аналитических данных (рис. 13а), доля высоко-Тi базальтов, скорее всего, не превы-

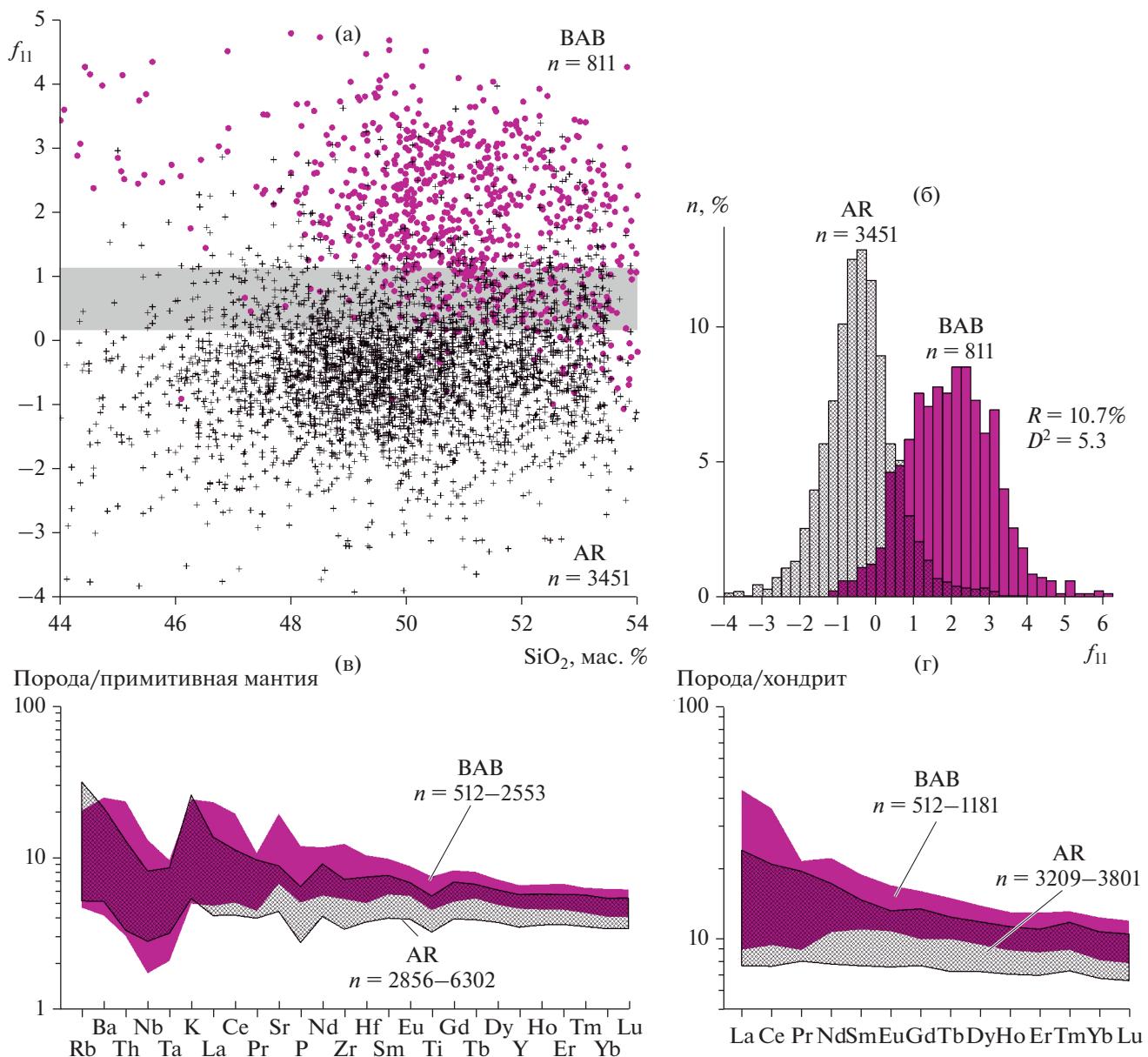


Рис. 7. Сравнение химических составов архейских базальтов (AR) и базальтов современных задуговых бассейнов (BAB).

(а) – диаграмма SiO_2 -дискриминантная функция f_{11} с фигуративными точками архейских базальтов (крестики) и базальтов задуговых бассейнов (кружки); (б) – распределение значений f_{11} для архейских базальтов и базальтов задуговых бассейнов; (в) – содержания редких элементов в архейских базальтах и базальтах задуговых бассейнов, нормированные по примитивной мантии; (г) – содержания редкоземельных элементов в архейских базальтах и задуговых бассейнов, нормированные по хондриту.

BAB – задуговые бассейны Алеутской островной дуги, дуги Бисмарка, Японских дуг, дуг Кермадек, Тонга, Скоша, Марианской, Камчатской и Новогебридской.

шает 15%. Геологические соотношения между базальтами этих групп неизвестны.

По содержанию петрогенных элементов метабазальты Олондинского фрагмента полностью соответствуют “среднестатистическому” архейскому базалту (рис. 13б), а по содержанию малых элементов – наиболее деплетированным архей-

ским базальтам (рис. 13в, 13г, 13д). Результаты дискриминантного анализа, учитывающие содержания петрогенных и малых элементов (рис. 13в), также показывают, что базальты Олондинского фрагмента не отличаются от обобщенной выборки архейских базальтов. Для базальтов Олондинского фрагмента характерны низкие содержания TiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , P_2O_5 , Rb , Ba , Th , Nb , Ta , Zr , РЗЭ,

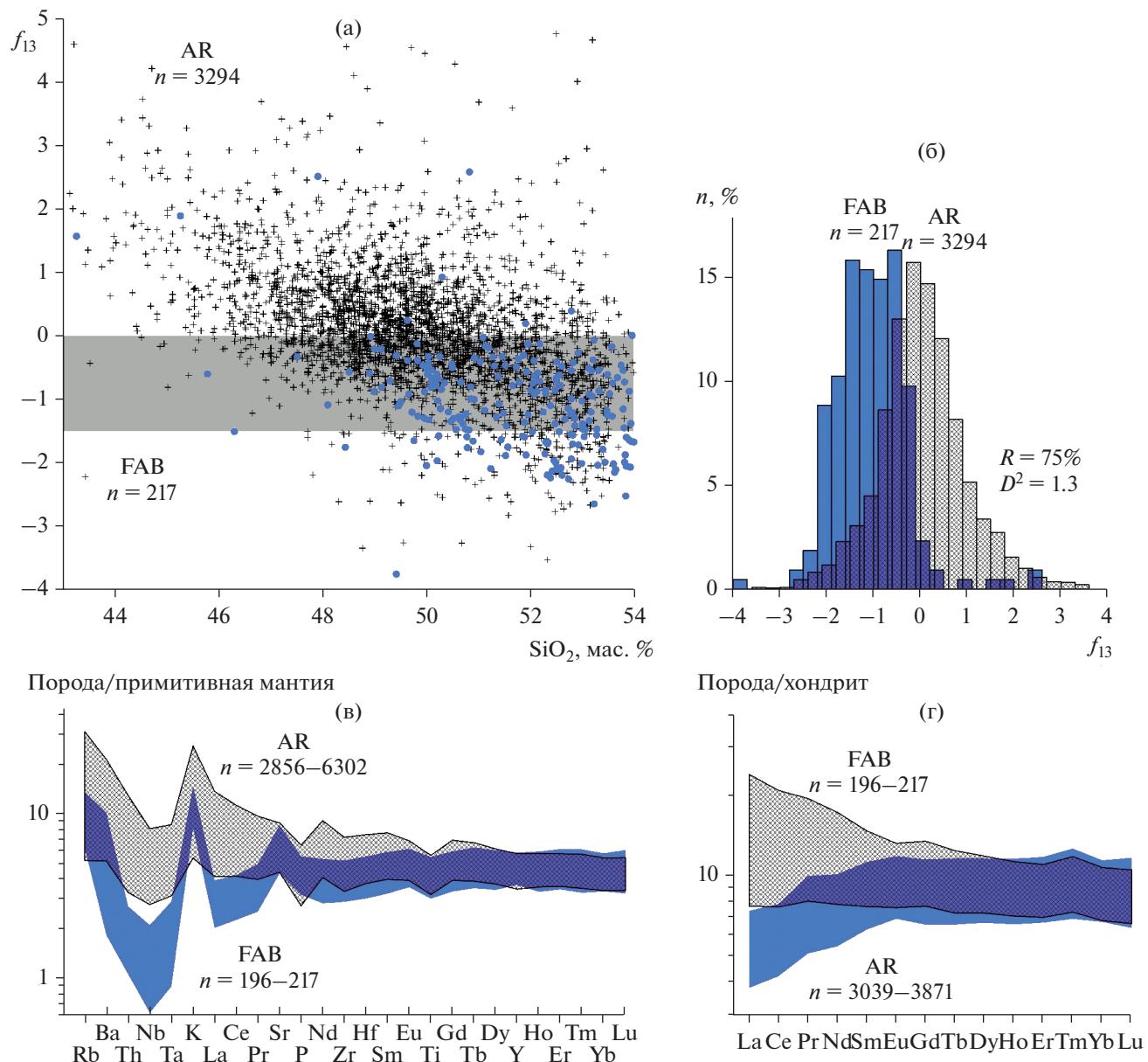


Рис. 8. Сравнение химических составов архейских базальтов (AR) и базальтов современных преддуговых прогибов (FAB).

(а) – диаграмма SiO_2 –дискриминантная функция f_{13} с фигурационными точками архейских базальтов (крестики) и базальтов преддуговых прогибов (кружки); (б) – распределение значений f_{13} для архейских базальтов и базальтов преддуговых прогибов; (в) – содержания редких элементов в архейских базальтах и базальтах задуговых бассейнов, нормированные по примитивной мантии; (г) – содержания редкоземельных элементов в архейских базальтах и базальтах задуговых бассейнов, нормированные по хондриту.

FAB – преддуговые прогибы Изу-Бонинской, Марианской дуг и дуги Тонга.

Y и Hf (табл. 2, рис. 13г, 13д), “плоское” распределение РЗЭ (средние значения $(\text{La/Yb})_N = 1.05$, $(\text{La/Sm})_N = 0.97$, $(\text{Gd/Yb})_N = 1.1$) без Eu-аномалии (среднее значение $\text{Eu/Eu}^* = 0.94$). Спайдер-диаграммы базальтов Олондинского фрагмента по своей конфигурации напоминают спайдер-диаграммы современных MORB (рис. 2в, 2г, 13г, 13д),

но отличаются низкими концентрациями Y, Zr, Hf, Ti, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd и других тяжелых РЗЭ.

Базальты со сходным распределением малых элементов широко распространены в различных архейских зеленокаменных поясах разных регионов. Так, базальты Олондинского фрагмента обнаруживают сходство с базальтами мезоархей-

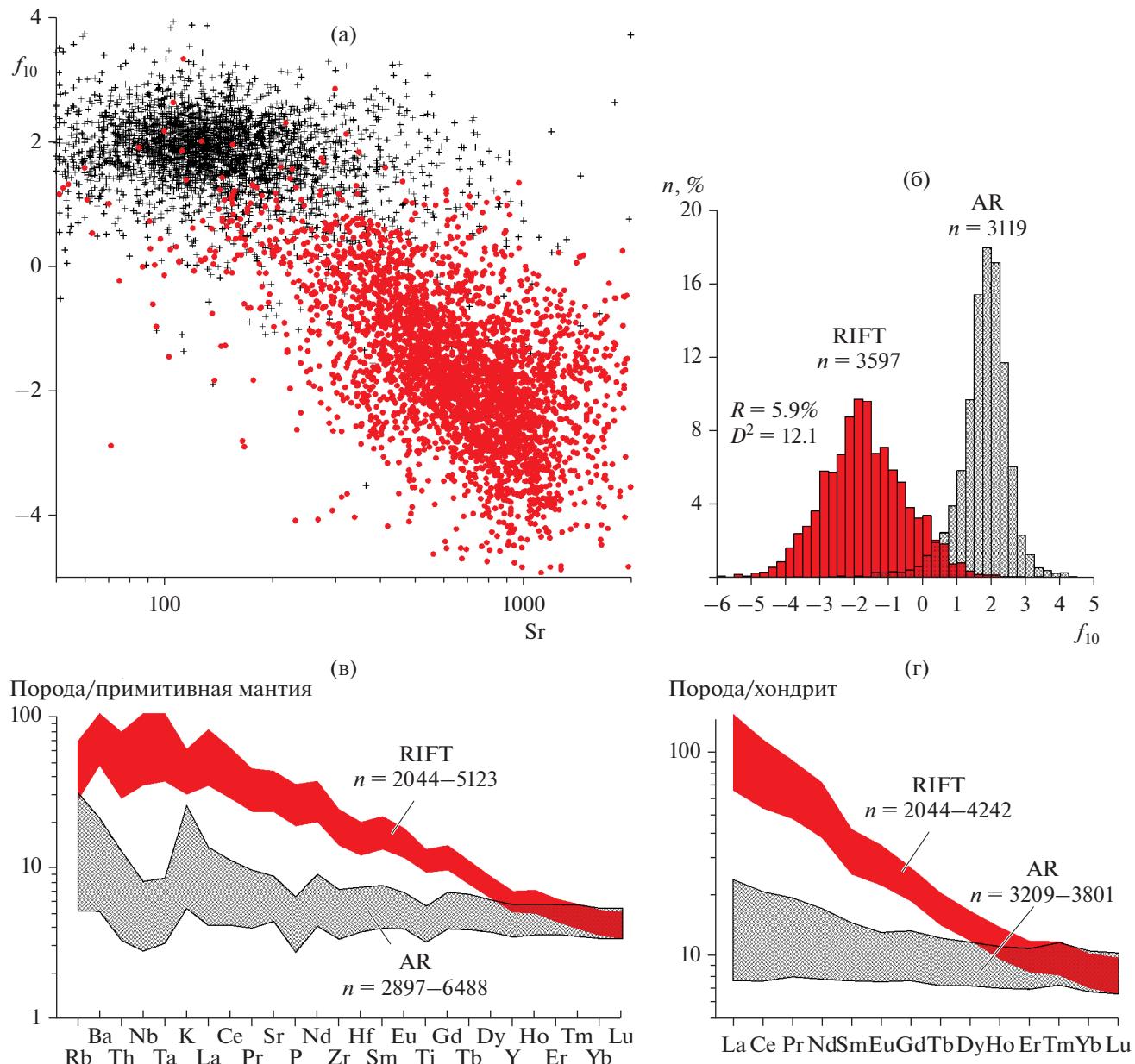


Рис. 9. Сравнение химического состава архейских базальтов (AR) и базальтов континентальных рифтовых зон (RIFT). (а) – диаграмма Sr–дискриминантная функция f_{10} с фигуративными точками архейских базальтов (крестики) и базальтов континентальных рифтовых зон (кружки); (б) – распределение значений f_{10} для архейских базальтов и постдокембрийских базальтов континентальных рифтовых зон; (в) – содержания редких элементов в архейских базальтах и постдокембрийских базальтах континентальных рифтовых зон, нормированные по примитивной мантии; (г) – содержания редкоземельных элементов в архейских базальтах и постдокембрийских базальтах континентальных рифтовых зон, нормированные по хондриту.

ских зеленокаменных поясов Гренландии (пояса Ivisaartoq, Nigerlikasik, Tartoq Group), мезоархейских зеленокаменных поясов Канадского щита (пояс Birch-Uchi), неоархейских зеленокаменных поясов Канадского щита (пояса Frotet-Evans, Island Lake, Lake St. Joseph, Meen-Dempster, Wabigoon, Trempe, Hearne), неоархейских зеленокаменных поясов Африканского щита (пояса Geita,

Musoma-Mara, Nzega, Sukumaland, Belingwe), неоархейских зеленокаменных поясов Индийского щита (пояса Ramagiri, Sandur, Veligallu), неоархейских зеленокаменных поясов Северо-Китайского кратона (пояса Qixingtai-Yanlingguan-Panchezhou, Taishan, Dengfeng, Qingyuan, Qingsong), раннеархейских зеленокаменных поясов Западно-Австралийского кратона, неоархейских

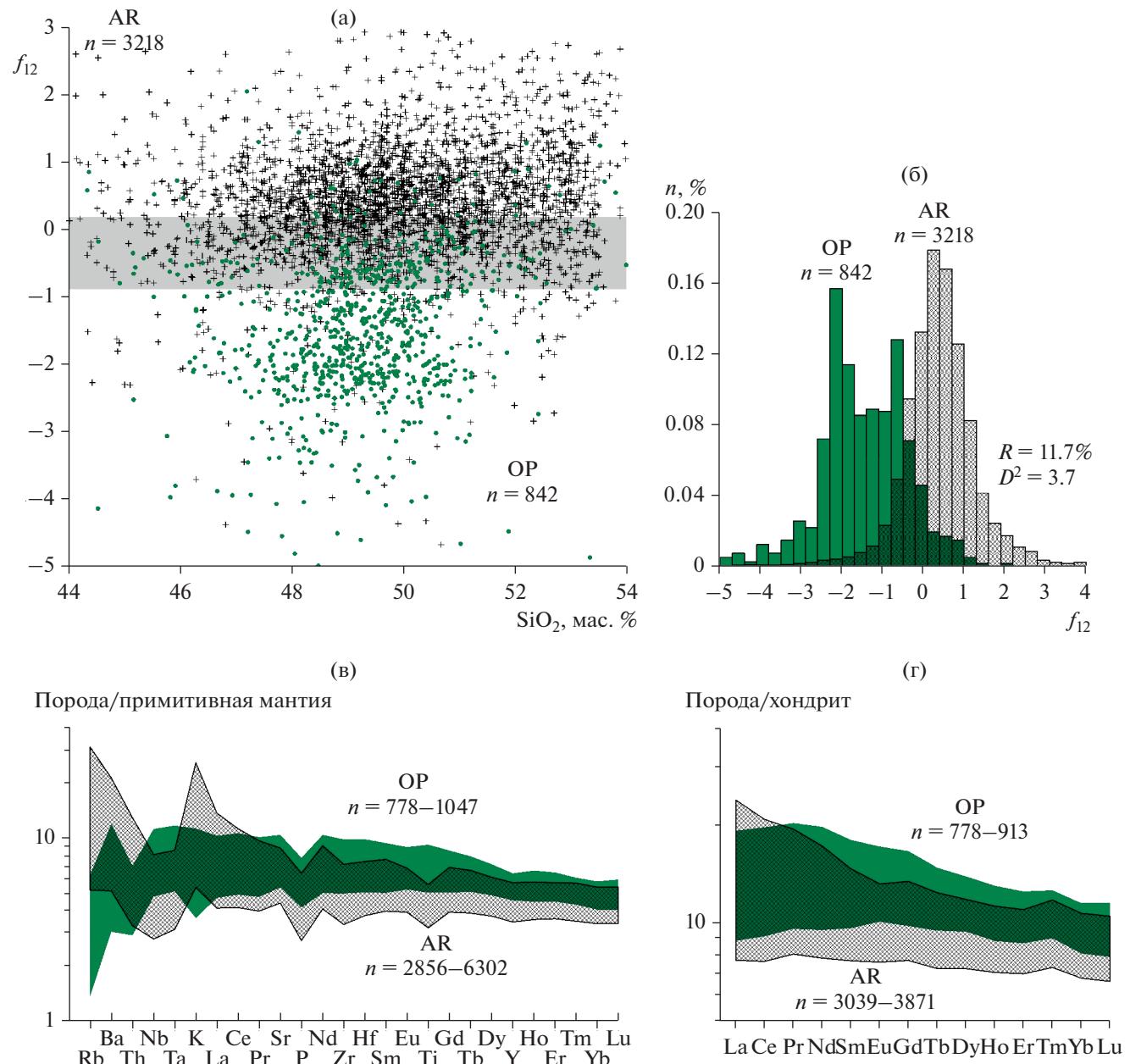


Рис. 10. Сравнение химических составов архейских базальтов (AR) и базальтов океанических плато (OP).

(а) – диаграмма SiO₂–дискриминантная функция f_{12} с фигуративными точками архейских базальтов (крестики) и базальтов океанических плато (кружки); (б) – распределение значений f_{12} для архейских базальтов и базальтов океанических плато; (в) – содержания редких элементов в архейских базальтах и базальтах океанических плато, нормированные по примитивной мантии; (г) – содержания редкоземельных элементов в архейских базальтах и базальтах океанических плато, нормированные по хондруиту.

зеленокаменных поясов Западно-Австралийского кратона (пояса Eastern Goldfields Superterrane, West Yilgarn Superterrane) и др. Обобщенные поля составов базальтов, близких к таковым базальтам Олондинского фрагмента, показаны на рис. 14а, 14б. При этом базальты Олондинского фрагмента достаточно резко контрастируют с базальтами несколько менее обширной группы зеленокамен-

ных поясов, которые характеризуются наличием более отчетливой Ta-Nb аномалии, более дифференцированным распределением РЗЭ и соответственно более высоким содержанием легких РЗЭ (рис. 14в, 14г). Примерами зеленокаменных поясов, в которых преобладают базальты этого типа, являются зеленокаменные пояса Канадского щита (зоархейский пояс Акаста, неоархейский пояс Point

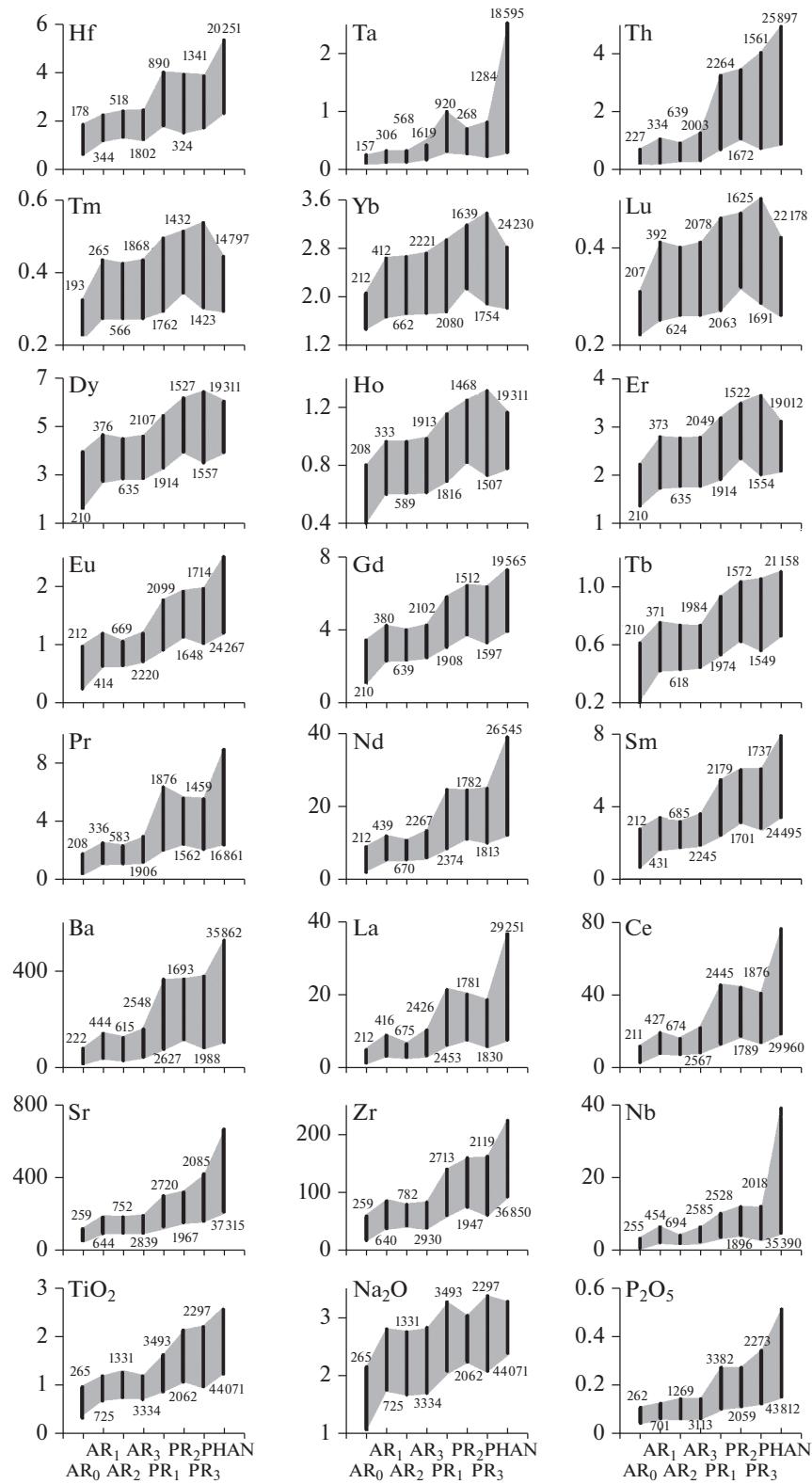


Рис. 11. Средние содержания химических элементов (в г/т, оксиды в мас. %) в докембрийских и постдокембрийских базальтах. Интервалы содержаний ограничены квартилями.

AR₀ – эоархей (>3.8 млрд лет), AR₁ – палеоархей (3.2–3.8 млрд лет), AR₂ – мезоархей (2.8–3.2 млрд лет), AR₃ – неоархей (2.5–2.8 млрд лет), PR₁ – палеопротерозой (1.6–2.5 млрд лет), PR₂ – мезопротерозой (1.0–1.6 млрд лет), PR₃ – неопротерозой (0.54–1.0 млрд лет), PHAN – фанерозой (<0.54 млрд лет).

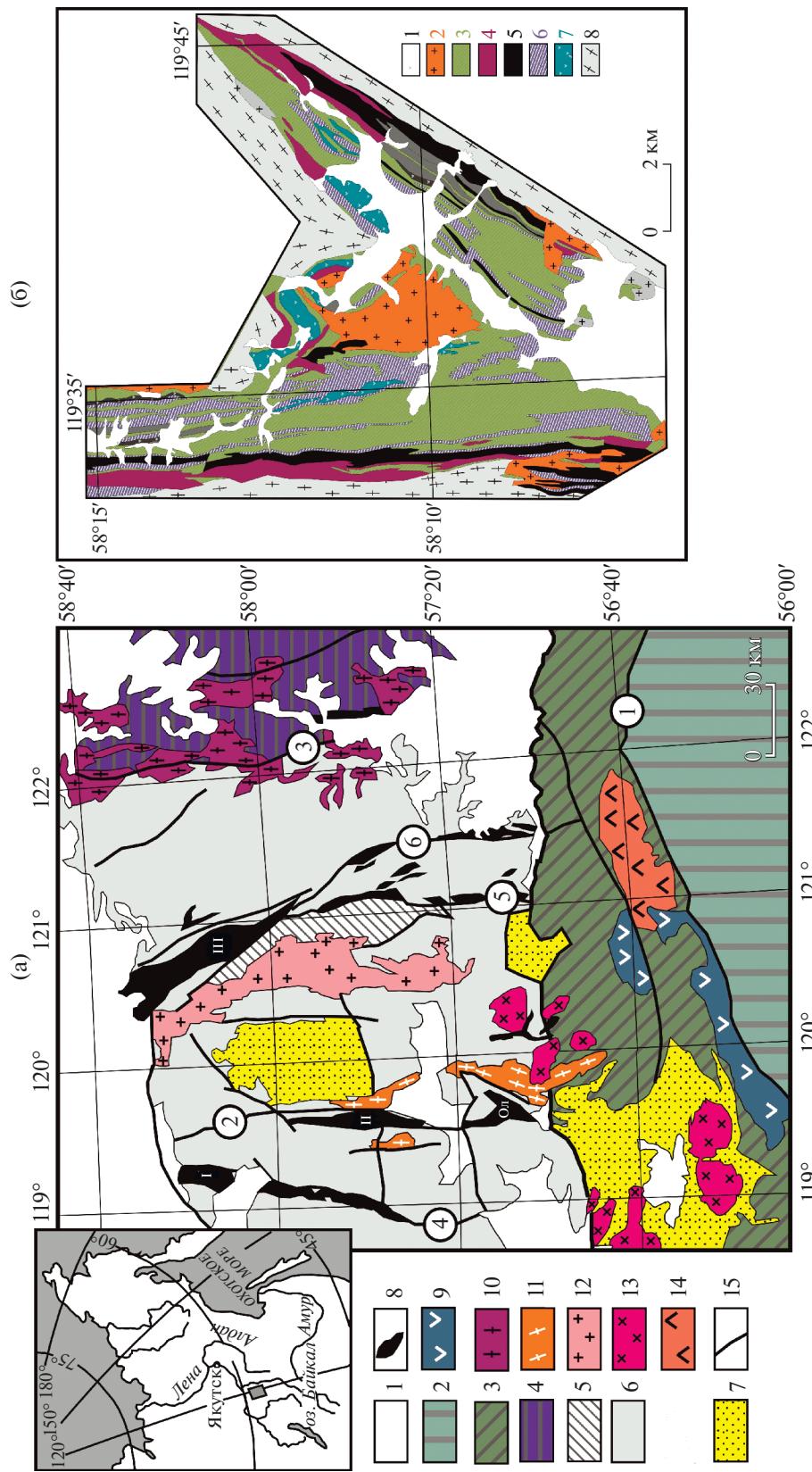


Рис. 12. Схематическая геологическая карта западной части Алданского щита (а) и схематическая геологическая карта Олондинского тектонического фрагмента Токко-Ханинского зеленокаменного пояса (б). Составлены с использованием данных (Государственная..., 2010, 2015; Попов и др., 1990).
 (а): 1 – четвертичные, юрские, кембрийские и венд-рифейские отложения нерасчлененные; 2 – метаморфические и магматические комплексы Джутджуро-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса; 3 – метаморфические и магматические комплексы Станового структурного шва; 4 – метаморфические и магматические комплексы Алданской гранулито-гнейсовой области; 5 – гранулиты и троныемитовые породы (тоналит-троньемитовые ортогнейсы и метабазиты) Оломокитского комплекса; 6 – тоналит-троньемитовые ортогнейсы мезоархейского (Великославинский и др., 2018б и др.) олекминского комплекса; 7 – метаосадочные породы палеопротерозойского удоканского комплекса; 8 – фрагменты архейских и палеопротерозойских зеленокаменных поясов; 9 – анерготиты каларского комплекса ($2398 \pm 4 - 2522 \pm 2$ млн лет (Котов и др., 2004)); 11 – Ханинский массив А-транитов; 12 – граниты чародоканского комплекса ($1871 - 1880$ млн лет (Ларин и др., 2012)); 14 – Тасский массив сиенитов и граносиенитов (286 ± 4 млн лет (Глебовицкий и др., 2009)); 15 – главные разрывные нарушения. Цифрами в кружках обозначены зоны разломов: 1 – разлом, 2 – Тарын-Юряхская зона разрывных нарушений, 3 – Амгинский разлом, 4 – Чара-Токкинская зона разрывных нарушений, Римскими цифрами обозначены эзеленокаменные пояса: I – Чаротоккинский зона разрывных нарушений, 6 – Темуякит-Тунгурчинская зона разрывных нарушений, Римскими цифрами обозначены эзеленокаменные пояса: I – Чаротоккинский, II – Токко-Ханинский, III – Темуякит-Тунгурчинский. Ол – Олондинский фрагмент Токко-Ханинского пояса.
 (б): 1 – четвертичные отложения; 2 – габбро-плагиогранитовые массивы; 3 – микрогнейсы; 4 – базальты; 5 – коматиты и их туфы; 6 – габбро-амфиболиты; 7 – интрузии оливинитов; 8 – тоналит-троньемитовые ортогнейсы олекминского комплекса.

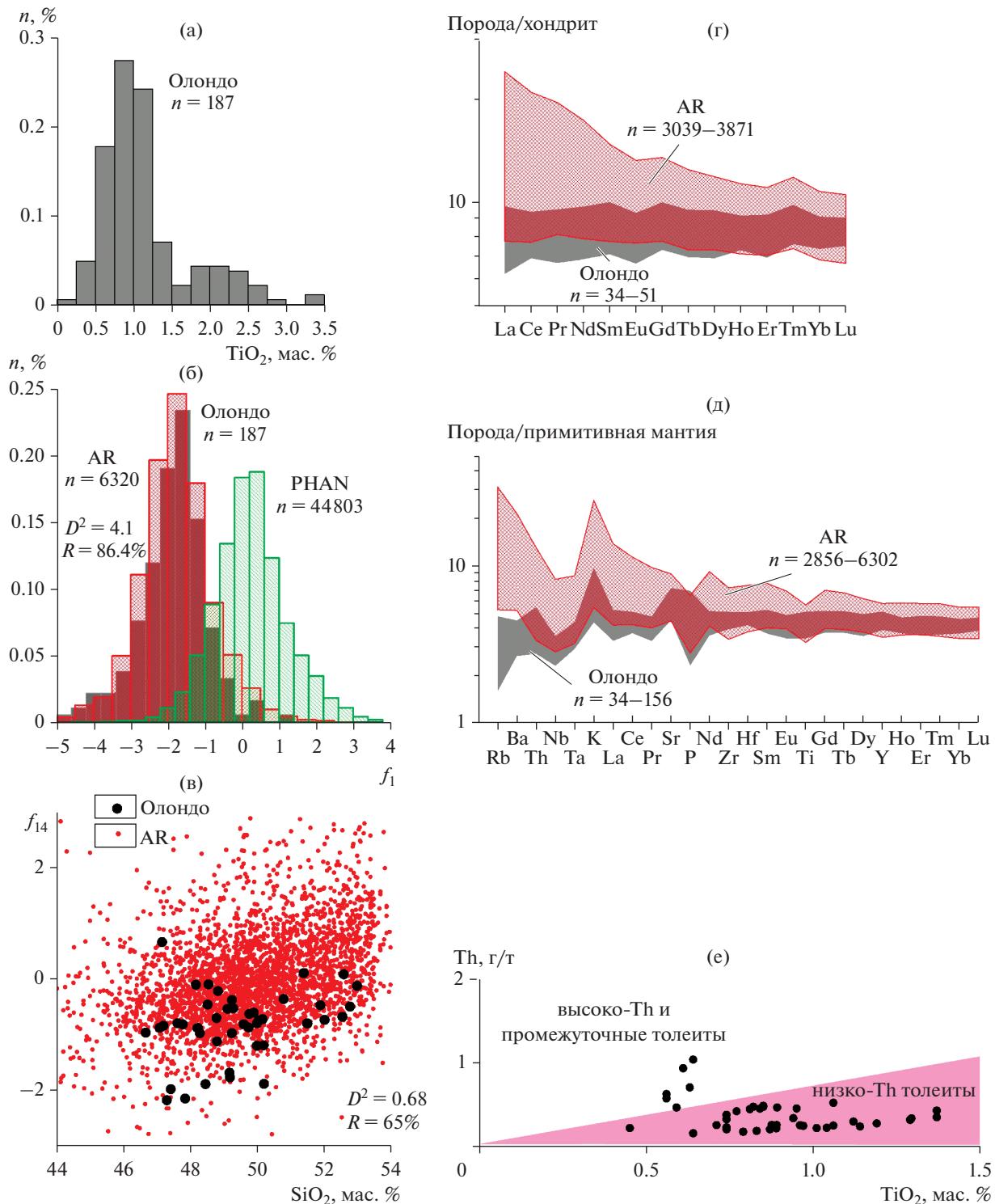


Рис. 13. Геохимические характеристики базальтов Олондинского фрагмента Токко-Ханинского зеленокаменного пояса. (а) – распределение TiO_2 (мас. %) в базальтах Олондинского фрагмента Токко-Ханинского зеленокаменного пояса. (б) – результаты дискриминантного анализа (петрогенные элементы) архейских и постдокембрийских базальтов с гистограммой распределения значений f_1 для базальтов Олондинского фрагмента Токко-Ханинского зеленокаменного пояса. (в) – диаграмма $\text{SiO}_2 - f_{14}$ с фигуративными точками базальтов Олондинского фрагмента Токко-зеленокаменного пояса. (г) – содержания редкоземельных элементов в архейских базальтах в целом (AR) и базальтах Олондинского фрагмента Токко-Ханинского зеленокаменного пояса (Olondo), нормированные по хондриту. (д) – содержания редких элементов в архейских базальтах в целом (AR) и базальтах Олондинского фрагмента Токко-Ханинского зеленокаменного пояса (Olondo), нормированные по примитивной мантии. (е) – классификационная диаграмма $\text{TiO}_2 - \text{Th}$ (Barnes et al., 2012) с фигуративными точками составов базальтов Олондинского фрагмента Токко-Ханинского зеленокаменного пояса.

Таблица 2. Химический состав низко-Ti ($\text{TiO}_2 < 1.8$ мас. %) и высоко-Ti ($\text{TiO}_2 > 1.8$ мас. %) метабазальтов Олондинского зеленокаменного пояса

Компоненты	$\text{TiO}_2 < 1.8$ мас. %			$\text{TiO}_2 > 1.8$ мас. %		
	<i>n</i>	q ₁	q ₂	<i>n</i>	q ₁	q ₂
SiO_2	156	48.00	50.14	29	47.30	49.77
TiO_2	156	0.74	1.10	29	2.03	2.43
Al_2O_3	156	14.285	15.40	29	12.20	14.03
FeO	156	11.036	13.09	29	14.75	17.896
MnO	156	0.18	0.22	29	0.20	0.25
MgO	156	6.93	8.56	29	4.04	6.06
CaO	156	10.20	12.00	29	7.61	9.9
Na_2O	156	1.38	2.22	29	1.83	2.73
K_2O	154	0.13	0.30	29	0.33	1.23
P_2O_5	156	0.05	0.15	29	0.17	0.27
Rb	69	1	3	—	—	—
Sr	69	94	151	—	—	—
Y	69	17.6	23.0	—	—	—
Zr	69	44	57	—	—	—
Nb	60	1.6	2.5	—	—	—
Ba	36	18	31	—	—	—
La	40	2.26	3.56	—	—	—
Ce	41	6.55	8.96	—	—	—
Pr	34	0.91	1.30	—	—	—
Nd	51	4.83	6.89	—	—	—
Sm	51	1.63	2.31	—	—	—
Eu	41	0.57	0.81	—	—	—
Gd	41	2.22	3.05	—	—	—
Tb	34	0.40	0.55	—	—	—
Dy	41	2.61	3.60	—	—	—
Ho	34	0.62	0.78	—	—	—
Er	41	1.71	2.28	—	—	—
Tm	34	0.27	0.35	—	—	—
Yb	40	1.81	2.24	—	—	—
Lu	35	0.28	0.34	—	—	—
Hf	34	1.28	1.56	—	—	—
Ta	41	0.12	0.18	—	—	—
Pb	34	2.07	4.15	—	—	—
Th	41	0.23	0.46	—	—	—
U	41	0.07	0.13	—	—	—

Примечание. q¹ и q² – нижний и верхний квартили соответственно, *n* – объем выборки. Содержания петрогенных оксидов даны в мас. %, малых элементов – в г/т.

Lake, неоархейский пояс Rae Supracrustal), Индийского щита (неоархейские пояса Kadiri, Penakacherla, Kudremukh-Agumbe, Sigegudda, Chandenar-Gadmiri), Северо-Китайского кратона (неоархейский пояс Jiapigou) и Амазонского кратона (архейские

пояса Crixas Greenstone Belt, Carajas Basin). Следует отметить, что этот список зеленокаменных поясов определялся на основании сходства наиболее распространенных геохимических типов базальтов.

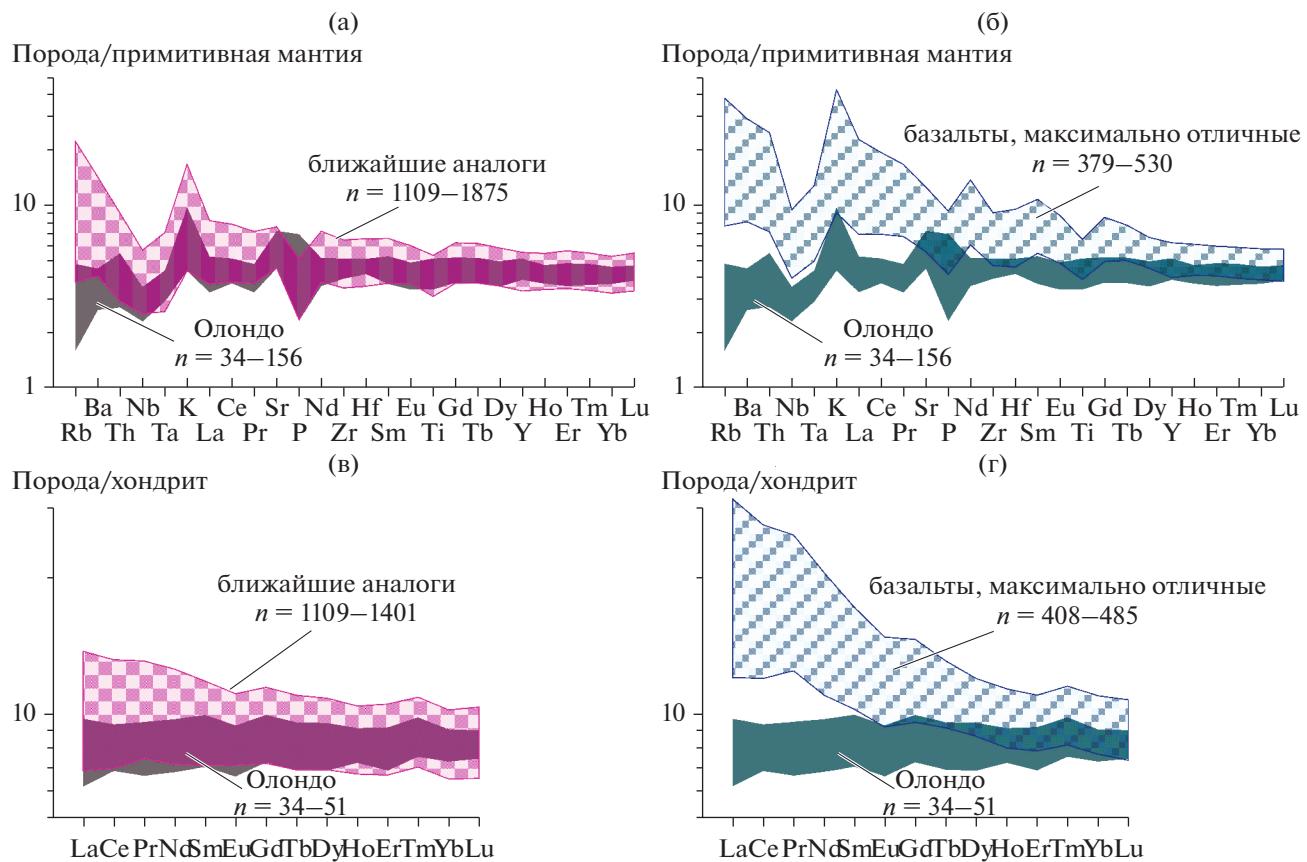


Рис. 14. Содержания редких элементов в базальтах Олондинского фрагмента Токко-Ханинского зеленокаменного пояса (Олондо), нормированные по примитивной мантии (а, б), и редкоземельных элементов, нормированных по хондриту (в, г), в базальтах архейских зеленокаменных поясов разных кратонов, обнаруживающих сходство (а, в) или контрастирующих (б, г) с базальтами Олондинского фрагмента.

Для базальтов, имеющих сходство с составами базальтов Олондинского фрагмента, предложены самые различные варианты геодинамических обстановок формирования, определение которых основано преимущественно на результатах анализа геохимических характеристик вулканитов. Например, предполагается, что зеленокаменные пояса Dengfeng (Deng et al., 2016) и Ivisiartoq (Ropelat et al., 2007) формировались в обстановках, близких к обстановке современных преддуговых прогибов. Пояс Meen-Dempster (Hollings, Kerrich, 2000) рассматривается как результат тектонического совмещения островной дуги и связанного с ней задугового бассейна. Формирование поясов Nigelerlikasik (Klausen et al., 2017), Island Lake (Parks et al., 2014) и Central Wabigoon (Wyman et al., 2000) предполагается в условиях субдукционных обстановок. В качестве фанерозойских аналогов базальтов зеленокаменных поясов Pilbara и Geita предполагаются базальты океанических плато, формирование которых связано с проявлениями мантийных плюмов (Arndt et al., 2001; Smithies et al., 2005; Cook et al., 2016). По данным (Barnes et al., 2012), излияния низко-Th толеитов супертеррейна East-

Goldfields, к разряду которых относятся и базальты Олондинского фрагмента (рис. 13е), связанны с головной частью мантийного плюма, а сами базальты наиболее близки к базальтам кайнозойской Северо-Атлантической крупной магматической провинции.

Принимая во внимание неоднозначность геодинамической интерпретации, представляется необходимым проверить вышеперечисленные гипотезы на примере базальтов Олондинского фрагмента Токко-Ханинского зеленокаменного пояса.

Для разделения базальтов островных дуг и базальтов внутриплитных обстановок по содержанию петрогенных (в том числе и мобильных) элементов была предложена диаграмма $D_x - D_y$ (рис. 15а). На этой диаграмме практически все фигуративные точки составов базальтов Олондинского фрагмента локализованы в поле базальтов внутриплитных обстановок, и только точки единичных образцов попадают в поле базальтов островных дуг. Согласно полученным данным, базальты Олондинского фрагмента должны интерпретироваться как внутриплитные. Однако ранее было показано,

что рассматриваемые базальты, как и подавляющее большинство архейских базальтов, отличаются от фанерозойских базальтов и, скорее всего, представляют собой самостоятельный геохимический тип, который не учитывался при построении тектономагматических (геодинамических) диаграмм. Иными словами, заранее неизвестно, в каких полях той или иной тектономагматической диаграммы будут располагаться фигуративные точки составов архейских, а в данном случае олондинских базальтов. В связи с этим результаты, полученные с помощью диаграммы D_x – D_y , требуют дополнительной верификации. Для этого был проведен дискриминантный анализ (принимались во внимание только немобильные главные элементы) выборки базальтов Олондинского фрагмента и низкотитанистых (рис. 15б), и высокотитанистых (рис. 15в) базальтов крупных магматических провинций. Область пересечения базальтов Олондинского фрагмента и базальтов крупных магматических провинций не велика (рис. 15б, 15в), т.е. вероятность интерпретации базальтов Олондинского фрагмента как внутриплитных базальтов крупных магматических провинций даже на основании содержаний неполного набора петрогенных элементов весьма мала, а результаты распознавания с помощью диаграммы D_x – D_y ошибочны. Таким образом, рассмотренный пример иллюстрирует непригодность тектономагматических диаграмм, основанных на геохимических данных фанерозойских базальтов, для геодинамической типизации архейских базальтов.

Для разделения базальтов островных дуг, срединно-океанических хребтов и внутриплитных обстановок была предложена диаграмма, предусматривающая использование как подвижных, так и малоподвижных петрогенных и малых элементов (Великославинский, Крылов, 2014). По тем же исходным данным, но с использованием в качестве аргументов дискриминантных функций концентраций только немобильных элементов построена дискриминантная диаграмма, разделяющая указанные базальты не хуже, чем ранее предложенная диаграмма. На первый взгляд такая диаграмма (рис. 16а) больше подходит для распознавания геодинамических обстановок формирования метаморфизованных архейских базальтов. Фигуративные точки состава базальтов Олондинского фрагмента на этой диаграмме примерно поровну распределились в полях базальтов островных дуг, внутриплитных базальтов и полем неопределенности между этими группами базальтов (рис. 16а). Для проверки результатов распознавания проведен дискриминантный анализ (с учетом немобильных главных и малых элементов) базальтов Олондинского фрагмента и низкотитанистых базальтов крупных магматических провинций (рис. 16б), и базальтов островных дуг (рис. 16в). Как и следовало ожидать, базальты Олондинского фрагмента

по содержанию петрогенных и малых элементов значительно отличаются как от базальтов островных дуг, так и от базальтов крупных магматических провинций, что еще раз иллюстрирует непригодность тектономагматических диаграмм, основанных на геохимических данных для фанерозойских базальтов, для геодинамической типизации базальтов архея.

Наконец, с целью поиска аналогов базальтов Олондинского фрагмента был реализован следующий подход. Из всей выборки фанерозойских базальтов были отобраны только наиболее близкие по химическому составу к базальтам Олондинского фрагмента, что позволило снизить уровень информационного шума, обусловленного большим количеством данных, заведомо отличных от геохимических характеристик исследуемых базальтов. В эту выборку вошли фанерозойские базальты, удовлетворяющие следующим условиям: $TiO_2 < 1.8$ мас. %, $Zr < 85$, $Y < 35$, $La < 9$, $Ce < 13$ и $Nd < 10$ г/т. В результате этой редукции в выборке фанерозойских базальтов осталось около 75% от имеющейся выборки базальтов преддуговых прогибов, около 30% – базальтов задуговых бассейнов, около 25% – базальтов срединно-океанических хребтов, около 20% – базальтов островных дуг и около 5% – внутриплитных базальтов. Результаты проведенного дискриминантного анализа базальтов Олондинского фрагмента с редуцированной выборкой фанерозойских базальтов показывают, что среди них полностью отсутствуют разности, идентичные базальтам срединно-океанических хребтов (рис. 17а), подтверждая тем самым данные, ранее полученные по другим параметрам (рис. 2, 16а), и разности, идентичные базальтам задуговых бассейнов (рис. 17а), что также согласуется с данными, приведенными на рис. 7. Области пересечения фигуративных точек химического состава базальтов Олондинского фрагмента и базальтов островных дуг и преддуговых прогибов (рис. 17б) не велики, а различия в химическом составе базальтов Олондинского фрагмента и базальтов океанических плато (рис. 17г) статистически значимы. Наиболее близкими к составу базальтов Олондинского фрагмента оказалась часть образцов низко-Ти базальтов крупных магматических провинций. Таким образом, если следовать общепринятым, но далеко не очевидному принципу, согласно которому геодинамические обстановки формирования архейских базальтов соответствуют обстановкам формирования наиболее близких по составу фанерозойских базальтов, то формирование базальтов Олондинского фрагмента можно связать с головной частью мантийного плюма. Однако, принимая во внимание, что множество образцов базальтов Олондинского фрагмента пересекаются всего лишь с 72 образцами “плюмовых” базальтов, что составляет менее 1.5% от общей выборки базальтов крупных магма-

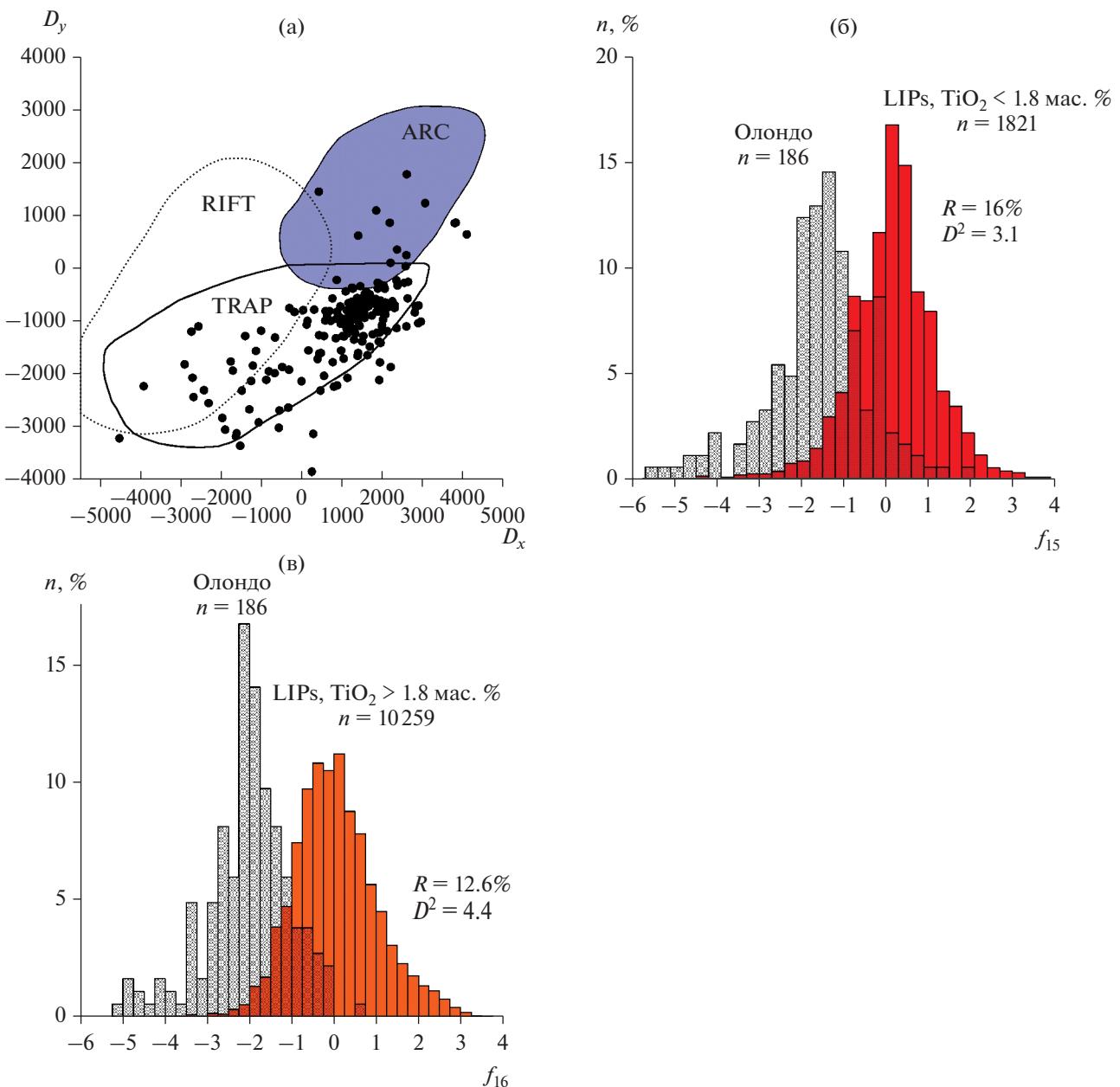


Рис. 15. Сравнение химических составов (петrogenные элементы) базальтов Олондинского фрагмента Токко-Ханинского зеленокаменного пояса (Олондо) и постдокембрейских базальтов крупных магматических провинций (LIPs). (а) – дискриминантная диаграмма D_x – D_y (Великославинский, Глебовицкий, 2005) с фигуративными точками базальтов Олондинского фрагмента Токко-Ханинского зеленокаменного пояса. ARC, RIFT, TRAP – базальты островных дуг, континентальных рифтов, траппы соответственно. (б) – результаты дискриминантного анализа базальтов Олондинского фрагмента Токко-Ханинского зеленокаменного пояса (Олондо) и низкотитанистых базальтов фанерозойских крупных магматических провинций (LIPs); (в) – результаты дискриминантного анализа базальтов Олондинского фрагмента Токко-Ханинского зеленокаменного пояса (Олондо) и высокотитанистых базальтов фанерозойских крупных магматических провинций (LIPs).

тических провинций, сделанный вывод представляется весьма дискуссионным. Вероятно, правильнее всего считать, что фанерозойские геохимические аналоги архейских базальтов Олондинского фрагмента отсутствуют. Таким образом, вопрос о

геодинамических обстановках формирования базальтов Олондинского фрагмента Токко-Ханинского зеленокаменного пояса остается открытым, а его решение, по-видимому, выходит за пределы только геохимических исследований.

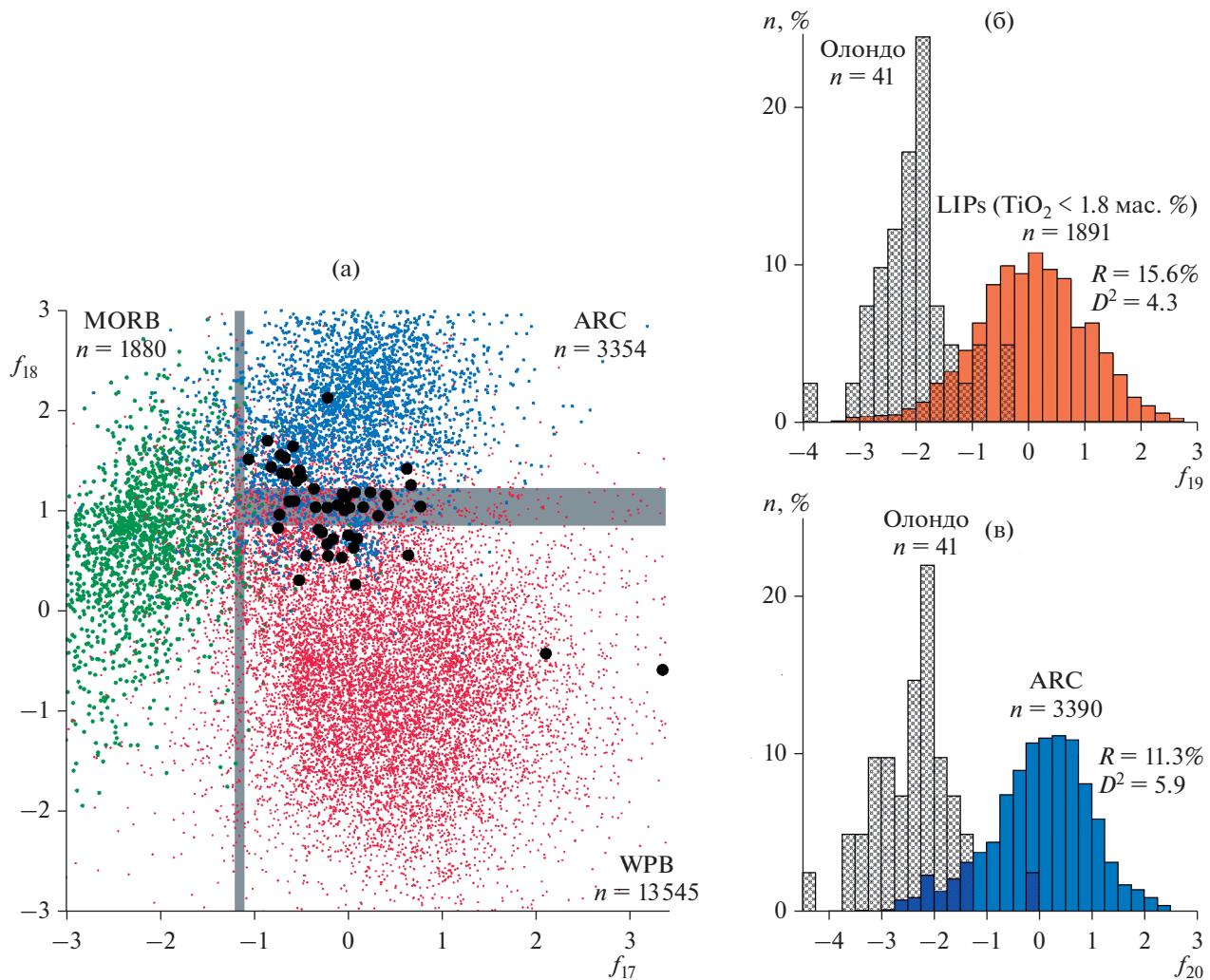


Рис. 16. Сравнение химических составов (петрогенные и малые элементы) базальтов Олондинского фрагмента Токко-Ханинского зеленокаменного пояса (Олондо) с составом фанерозойских базальтов крупных магматических провинций (LIPs) и базальтов островных дуг (ARC).

(а) – дискриминантная диаграмма f_{17} – f_{18} с фигурационными точками базальтов Олондинского фрагмента Токко-Ханинского зеленокаменного пояса (заливные кружки). Обозначения полей: ARC – базальты современных островных дуг, MORB – базальты срединно-океанических хребтов, WPB – базальты внутриплитных обстановок.

(б) – результаты дискриминантного анализа базальтов Олондинского фрагмента Токко-Ханинского зеленокаменного пояса (Олондо) и постдокембрийских низко-Ти базальтов крупных магматических провинций (LIPs).

(в) – результаты дискриминантного анализа базальтов Олондинского фрагмента Токко-Ханинского зеленокаменного пояса (Олондо) и базальтов современных островных дуг (ARC).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные результаты показывают, что химический состав подавляющей части архейских базальтов значительно отличается от состава фанерозойских базальтов. Различия могут быть обусловлены аллохимическими метаморфическими преобразованиями архейских базальтов, спецификой магмообразования в архее и, как следствие, возможным формированием архейских базальтов в специфических геодинамических обстановках, не реализованных в фанерозое, или совместным влиянием этих двух факторов. К сожалению, данные, на основании которых можно было бы количественно

оценить воздействие “метаморфического” фактора, отсутствуют. Использование содержаний только неподвижных элементов также, скорее всего, не позволяет снизить влияние фактора метаморфических преобразований, которое определяется не только соотношениями привноса–выноса химических элементов, но и изменением массы протолита и сформировавшейся метаморфической породы. В связи с этим могут быть небезынтересными результаты дискриминантного анализа обобщенной выборки неметаморфизованных фанерозойских базальтов и амфиболитов, протолитами которых являются фанерозойские базальты. В этом случае

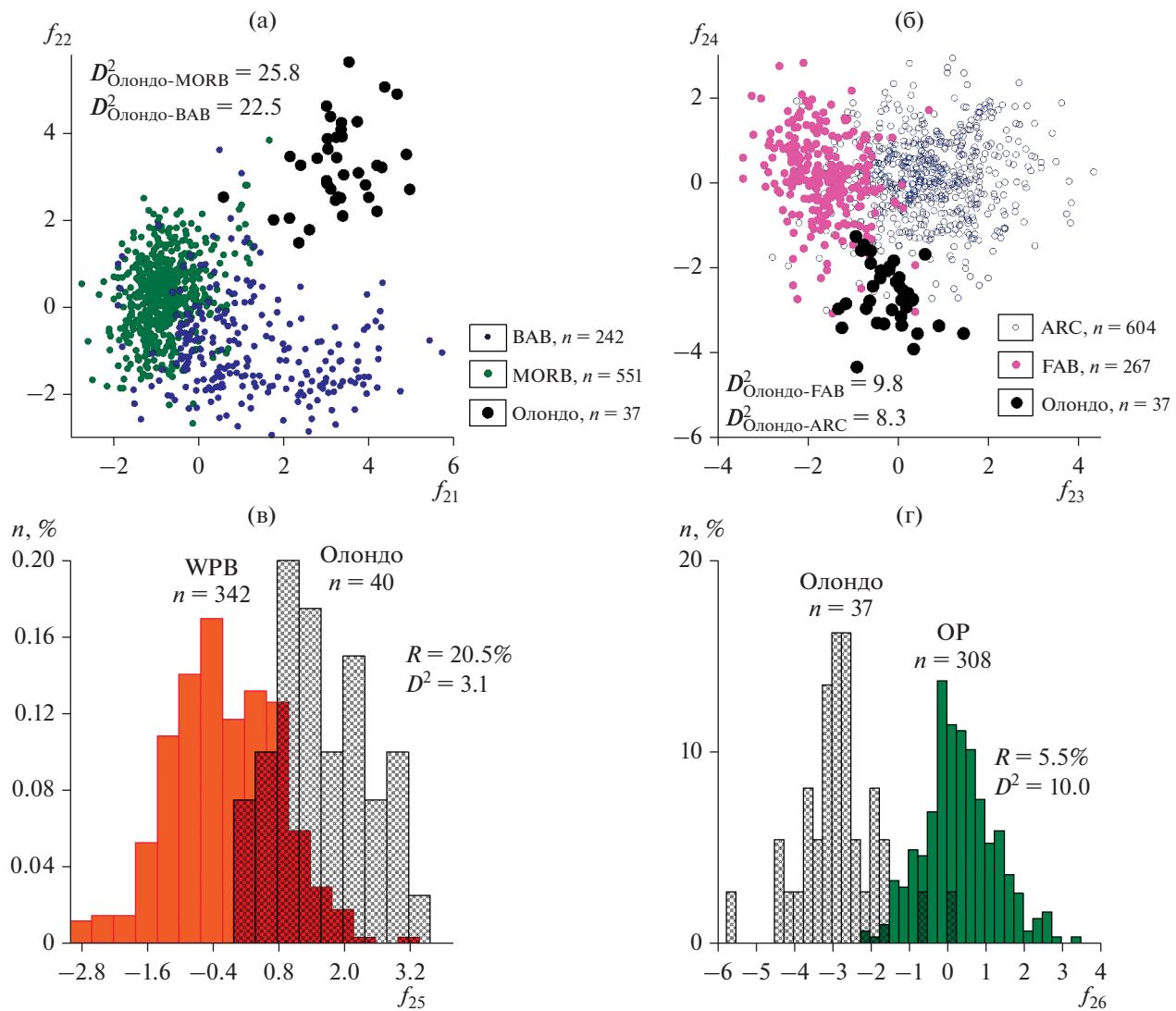


Рис. 17. Результаты дискриминантного анализа базальтов Олондинского фрагмента Токко-Ханинского зеленокаменного пояса и постдокембрийских базальтов разных геодинамических обстановок, наиболее близких по химическому составу к базальтам Олондинского фрагмента (пояснения в тексте).
 (а) – дискриминантная диаграмма, разделяющая базальты Олондинского фрагмента (Олондо), базальты срединно-океанических хребтов (MORB) и базальты задуговых бассейнов (BAB).
 (б) – дискриминантная диаграмма, разделяющая базальты Олондинского фрагмента (Олондо), базальты островных дуг (ARC) и преддуговых прогибов (FAB).
 (в) – дискриминантная диаграмма, разделяющая базальты Олондинского фрагмента (Олондо) и внутриплитные базальты (WPB).
 (г) – дискриминантная диаграмма, разделяющая базальты Олондинского фрагмента (Олондо) и базальты океанических плато (OP).

различия в химическом составе можно было бы связать с аллохимическими преобразованиями. Однако значительные различия не обнаружены (рис. 18). Принимая во внимание сравнительно небольшой объем выборки амфиболитов, полученные результаты также нельзя рассматривать как доказательство отсутствия воздействия “метаморфического” фактора, но это дает основание предполагать, что различия в химическом составе архейских и фанерозойских базальтов определя-

ются в том числе и спецификой условий магмообразования в архее.

Наши данные показали, что среди архейских базальтов отсутствуют (на 95% уровне значимости) базальты, идентичные по составу MORB и OIB, что хорошо согласуется с результатами, полученными ранее (Barnes et al., 2012; Barnes, Arnd, 2019) на несколько ином фактическом материале, и иными (с помощью бинарных диаграмм ($Mg\#$ – Cr , $Mg\#$ – Ni , $Mg\#$ – La , $(La/Sm)_N$ – $(Nb/Yb)_N$, Nb/Yb –

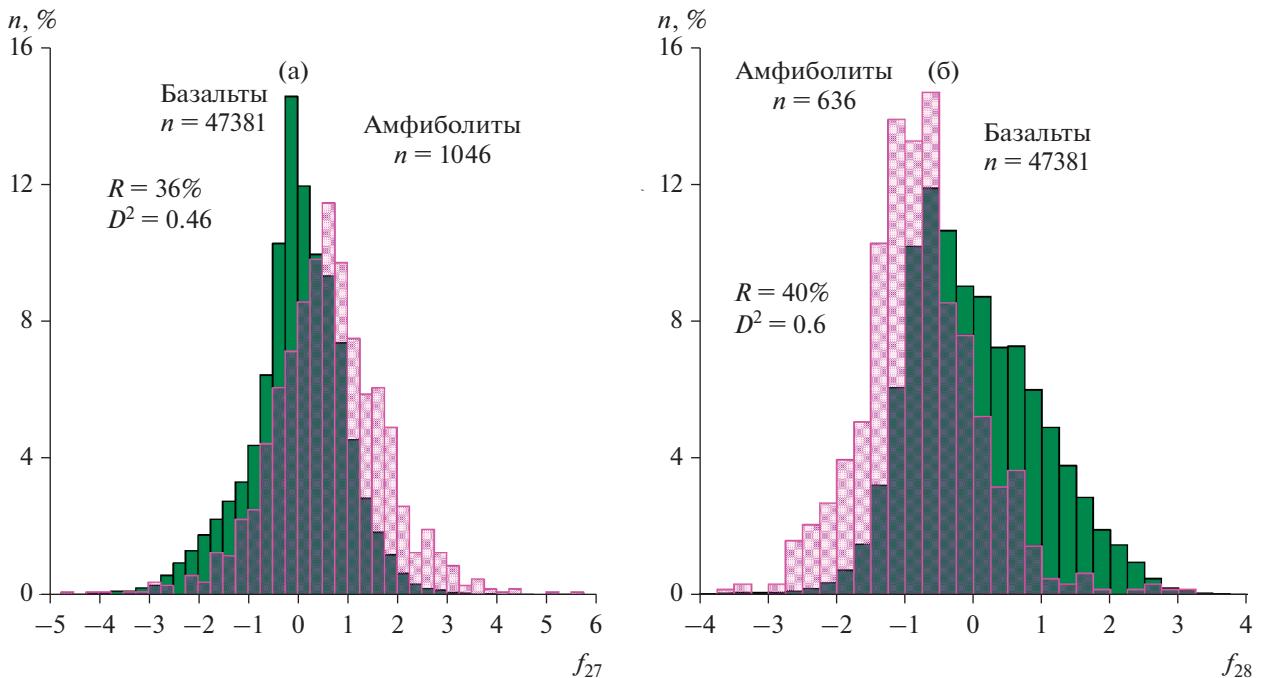


Рис. 18. Результаты дискриминантного анализа неметаморфизованных базальтов и амфиболитов, протолитами которых послужили фанерозойские базальты.

Th/Yb) методами, учитывающими более ограниченный набор геохимических характеристик.

Вероятность соответствия химического состава архейских базальтов составам как континентальных, так и океанических базальтов крупных магматических провинций также мала (рис. 5, 6, 10). Однако, согласно данным (Barnes et al., 2012; Barnes, Arnd, 2019), базальты именно этих обстановок рассматриваются в качестве наиболее вероятных аналогов архейских низко-Th базальтов. Для проверки этого предположения был дополнительно проведен сравнительный анализ химического состава архейских низко-Th базальтов и низко-Th фанерозойских базальтов крупных континентальных магматических провинций (рис. 19а, 19б) и океанических плато (рис. 19в, 19г), который выявил существенные различия сравниваемых выборок. Таким образом, наиболее близкими к архейским базальтам по химическому составу являются базальты преддуговых прогибов (рис. 8). Если исходить из далеко неочевидного принципа, согласно которому геодинамические обстановки формирования архейских базальтов соответствуют таким фанерозойским базальтам с идентичным химическим составом, можно предполагать, что значительная часть архейских базальтов образовалась в условиях преддуговых прогибов на самых начальных этапах субдукции. Если это предположение верно, то архейскую тектонику плит можно рассматривать как взаимодействие незначительных по размерам и движущихся с большими

скоростями микроплит, в результате чего субдукционные процессы ограничивались формированием только преддуговых прогибов и прерывались последующей коллизией, обусловившей, в свою очередь, проявление интенсивного гранитоидного адацитоподобного магматизма (наподобие фанерозойского постколлизионного “slab-failure” магматизма (Hildebrand et al., 2018)).

Такой сценарий позволяет, в частности, объяснить отсутствие в архее базальтов, идентичных современным базальтам островных дуг и задуговых бассейнов. Однако это всего лишь предположение. Представляется, что выявленную геохимическую специфику архейских базальтов нельзя рассматривать как доказательство специфических тектонических режимов в архее. Не исключено, что в аналогичных архейских и фанерозойских геодинамических обстановках различия в химическом составе формирующихся базальтов были обусловлены различиями в составе источников и P - T -условиях плавления. Однако решение этого вопроса выходит за рамки настоящей статьи. Таким образом, главным следствием проведенного исследования является неприменимость геодинамической систематики базальтов, разработанной для фанерозоя, для геодинамической типизации подавляющей части архейских базальтов. Хотя в целом вероятность идентичности химического состава архейских базальтов какого-либо конкретного комплекса и фанерозойских базальтов невелика, но все-таки отлична от нуля. Поэтому

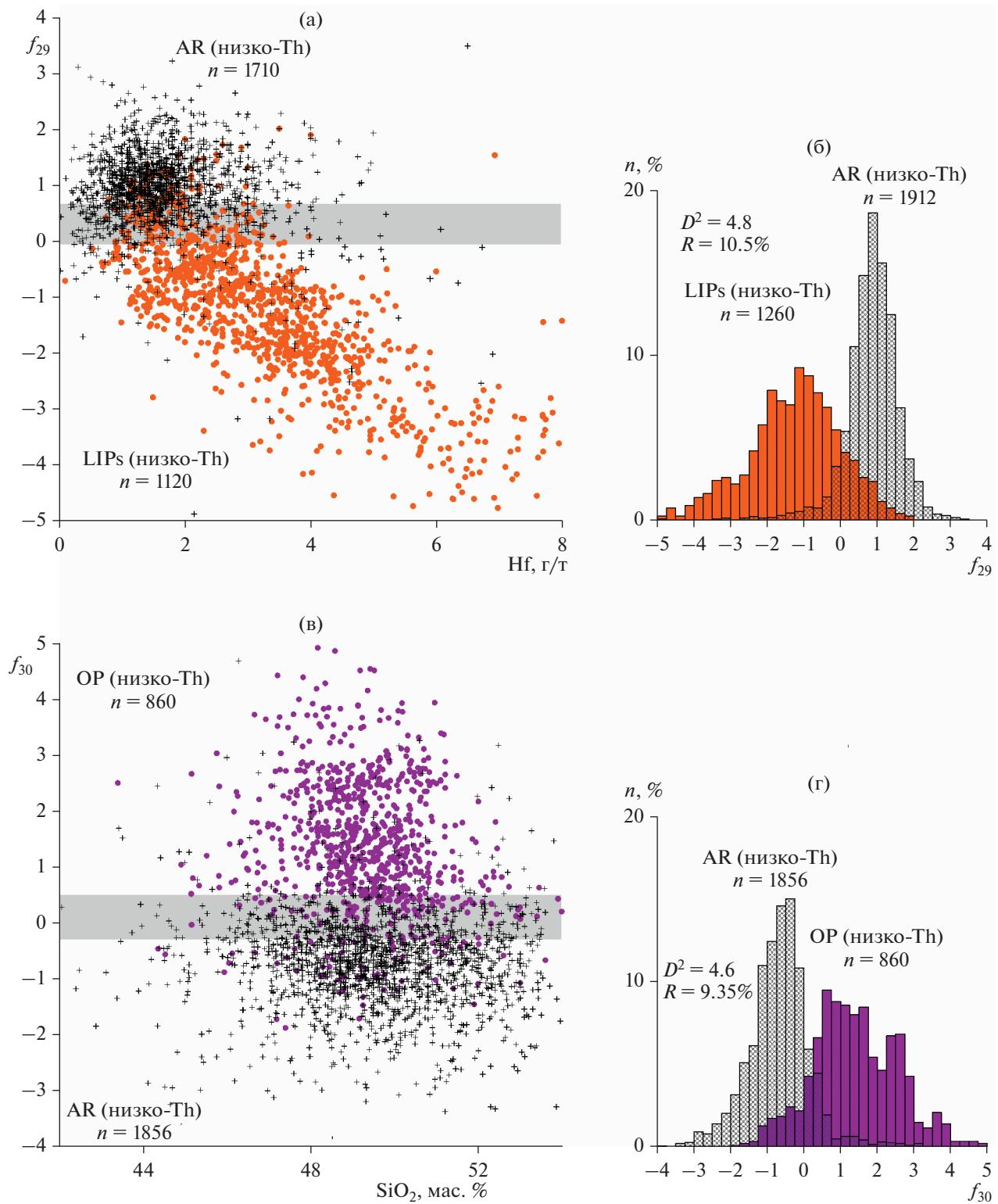


Рис. 19. Результаты дискриминантного анализа низко-Th архейских базальтов.

- (а) – диаграмма $Hf-f_{29}$ с фигуративными точками низко-Th архейских базальтов и низко-Th базальтов континентальных фанерозойских крупных магматических провинций.
- (б) – гистограмма распределения значений f_{29} для низко-Th архейских базальтов и низко-Th базальтов континентальных фанерозойских крупных магматических провинций.
- (в) – диаграмма SiO_2-f_{30} с фигуративными точками низко-Th архейских базальтов и низко-Th базальтов океанических плато.
- (г) – гистограмма распределения значений f_{30} для низко-Th архейских базальтов и низко-Th базальтов океанических плато.

процедура идентификации архейских базальтов на основе систематики фанерозойских базальтов не совсем безперспективна, но результаты сопоставлений, полученных с помощью того или иного ограниченного набора геохимических характеристик, необходимо дополнительно проверять, как это показано на примере базальтов Олондинского фрагмента. Сопоставление составов ранне-протерозойских докембрийских и фанерозойских базальтов (рис. 1) позволяют предположить, что начиная с неопротерозоя их различия нивелируются.

ВЫВОДЫ

1. Сопоставление химического состава фанерозойских океанических, островодужных и внутриплитных базальтов с базальтами архейских зеленокаменных поясов и высокометаморфизованных гнейсовых комплексов показывает их существенные отличия. В связи с этим геохимические систематики геодинамической типизации фанерозойских базальтов в большинстве случаев не могут быть использованы для реконструкций геодинамических обстановок формирования архейских базальтов. Полученные результаты проиллюстрированы на примере мезоахейских базальтов Олондинского фрагмента Токко-Ханинского зеленокаменного пояса.

2. Есть все основания полагать, что разработанные для фанерозойских базальтов геохимические подходы к их геодинамической типизации вполне пригодны для палеогеодинамических реконструкций формирования базальтов протерозоя.

Благодарности. Авторы выражают искреннюю благодарность В.В. Ярмолюку и А.А. Арзамасцеву, конструктивные замечания которых позволили значительно улучшить статью.

Источники финансирования. Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проекты №№ 18-55-52001, 19-05-00175), РНФ (проект № 19-17-00205) и ИГГД РАН (тема FMNU-2019-0005).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Великославинский С.Д., Крылов Д.П. Геодинамическая типизация базальтов по геохимическим данным // Геотектоника. 2014. № 6. С. 77–91.
- Великославинский С.Д., Глебовицкий В.А. Новая дискриминантная диаграмма для классификации островодужных и континентальных базальтов по петрохимическим данным // Докл. АН. 2005. Т. 401. № 2. С. 308–310.
- Великославинский С.Д., Котов А.Б., Крылов Д.П., Ларин А.М. Геодинамическая типизация адакитовых гранитоидов по геохимическим данным // Петрология. 2018а. Т. 26. № 3. С. 1–10.
- Великославинский С.Д., Плоткина Ю.В., Анисимова И.В. и др. Новые данные о возрасте тоналит-трондьемитовых ортогнейсов олекминского комплекса центральной части Чара-Олекминского геоблока Алданского щита // Докл. АН 2018б. Т. 482. № 5. С. 547–552.
- Глебовицкий В.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М. и др. Гранулитовые комплексы Джугдюро-Становой складчатой области и Пристанового пояса: возраст, условия и геодинамические обстановки проявления метаморфизма // Геотектоника. 2009. № 4. С. 3–15.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000 000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист О-50. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2010.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000 000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист О-51. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015.
- Котов А.Б. Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. СПб.: СПбГУ, 2003. 78 с.
- Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М. и др. Ранне-протерозойские гранитоиды зоны сочленения Олекминской гранит-зеленокаменной и Алданской гранулитогнейсовой областей, Алданский щит: возраст, источники и геодинамические условия формирования // Петрология. 2004. Т. 12. № 1. С. 46–67.
- Ларин А.М., Котов А.Б., Великославинский С.Д. и др. Раннедокембрийские гранитоиды А-типа Алданского щита и его складчатого обрамления: источники и геодинамические обстановки формирования // Петрология. 2012. Т. 20. № 3. С. 242–265.
- Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Каларский комплекс (Алдано-Становой щит) – древнейший представитель анортозит-мангерит-чарнокит-гранитной магматической ассоциации // Петрология. 2006. Т. 14. № 1. С. 4–24.
- Попов Н.В., Смелов А.Н., Добрецов Н.Н., Богомолова Л.М. Олондинский зеленокаменный пояс. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1990. 172 с.
- Пухтель И.С., Журавлев Д.З. Петрология основных-ультраосновных метавулканитов и ассоциирующих с ними пород Олондинского зеленокаменного пояса, Алданский щит // Петрология. 1993. Т. 1. № 3. С. 308–348.
- Arndt N.T., Bruzak G., Reischmann T. The oldest continental and oceanic plateaus: Geochemistry of basalts and komatiites of the Pilbara craton, Australia // Spec. Pap. Geol. Soc. Amer. 2001. V. 352. P. 359–387.
- Barnes S.J., Arndt N.T. Distribution and geochemistry of komatiites and basalts through the Archean // Earth's Oldest Rocks. Second Edition. Eds. M.J. Van Kranendonk, V.C. Bennett, J.E. Hoffmann, 2019. Ch. 6. P. 103–132.
- Barnes S.J., Van Kranendonk M.J., Sonntag I. Geochemistry and tectonic setting of basalts from the Eastern Goldfields Superterrane // Australian J. Earth Sci. 2012. V. 59. P. 707–735.
- Cook Y.A., Sanislav I.V., Hammerli J. et al. A primitive mantle source for the neoarchean mafic rocks from the Tanzania Craton // Geosci. Front. 2016. V. 7. P. 911–926.
- Deng H., Kusky T., Polat A. et al. A 2.5 Ga fore-arc subduction-accretion complex in the Dengfeng Granite-Green-

- stone Belt, Southern North China Craton // *Precambrian Res.* 2016. V. 275. P. 241–264.
- Hildebrand R.S., Whalen J.B., Bowring S.A.* Resolving the crustal composition paradox by 3.8 billion years of slab failure magmatism and collisional recycling of continental crust // *Tectonophysics*. 2018. V. 734–735. P. 69–88.
- Hollings P., Kerrich R.* An Archean arc basalt-Nb-enriched basalt-adakite association: The 2.7 Ga Confederation Assemblage of The Birch-Uchi greenstone belt, Superior Province // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2000. V. 139. P. 208–226.
- Keller B., Schoene B.* Plate tectonics and continental basaltic geochemistry throughout Earth history // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2018. V. 481. P. 290–304.
- Klausen M.B., Szilas K., Kokfelt T.F. et al.* Tholeiitic to calc-alkaline metavolcanic transition in the archean Nigerlikasik supracrustal belt, SW Greenland // *Prec. Res.* 2017. V. 302. P. 50–73.
- Parks J., Shoufa L., Davis D.W. et al.* Meso- and Neoarchean evolution of the Island Lake greenstone belt and the northwestern Superior Province: Evidence from lithogeochemistry, Nd isotope data, and U-Pb zircon geochronology // *Prec. Res.* 2014. V. 246. P. 160–179.
- Polat A., Appel P.W.U., Frei R. et al.* Field and geochemical characteristics of the Mesoarchean (~3075 Ma) Ivisaartoq greenstone belt, southern West Greenland: Evidence for seafloor hydrothermal alteration in supra-subduction oceanic crust // *Gondwana Res.* 2007. V. 11. Iss. 1–2. P. 69–91.
- Reagan M.K., Ishizuka O., Stern R.J. et al.* Fore-arc basalts and subduction initiation in the Izu-Bonin-Mariana system // *Geochem., Geophys., Geosyst.* (Electronic J. Earth Sci.). 2010. V. 11. № 3.
- Smithies R.H., Van Kranendonk M.J., Champion D.C.* It started with a plume – Early Archean basaltic proto-continental crust // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2005. V. 238. P. 284–297.
- Sun S.-S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts // *Magmatism in oceanic basin* // *Geol. Soc. Spec. Publ.* 1989. V. 42. P. 313–345.
- Taylor S.R., McLennan S.M.* The continental crust: its composition and evolution. Oxford: Blackwell Publication, 1985. 312 p.
- Wyman D.A., Ayer J.A., Devaney J.R.* Niobium-enriched basalts from the Wabigoon Subprovince, Canada: evidence for adakitic metasomatism above an Archean subduction zone // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2000. V. 179. P. 21–30.

Comparative Analysis of the Compositions of Archean and Phanerozoic Basalts: Possibilities and Limitations of Geodynamic Reconstructions on Geochemical Data

S. D. Velikoslavinskii¹, D. P. Krylov¹, A. B. Kotov¹, V. P. Kovach¹,
E. V. Tolmacheva¹, and T. M. Skovitina²

¹*Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia*

²*Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia*

A comparison was made of the chemical compositions of Phanerozoic basalts of all known geodynamic settings (mid-ocean ridges, oceanic plateaus, oceanic islands, island arcs, fore-arc and back-arc basins, continental rifts, large igneous provinces) and Archean basalts, including basalts of greenstone belts and high grade gneiss complexes. Linear discriminant analysis has shown that Archean basalts differ significantly from Phanerozoic basalts in terms of the content of the least mobile major and minor elements. In this regard, the geochemical systematics of Phanerozoic basalts in most cases cannot be used to reconstruct the geodynamic settings of the Archean basalts. The results obtained are illustrated by the example of the Mesoarchean basalts of the Olondo fragment of the Tokko-Khani greenstone belt.

Keywords: geochemical characteristics of basalts, geodynamic settings, discriminant analysis, Archean, Phanerozoic, Aldan shield, Olondo fragment of the Tokko-Khani greenstone belt