

УДК 552.2:551.72 (571.5)

К ВОПРОСУ О ВОЗМОЖНОСТИ ДИСКРИМИНАЦИИ ПОСТКОЛЛИЗИОННЫХ И ВНУТРИПЛИТНЫХ ГРАНИТОИДОВ А-ТИПА ПО ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

© 2025 г. С. Д. Великославинский^{1, *}, А. Б. Котов¹, Е. В. Толмачева¹,
Д. П. Крылов¹, Т. М. Сковитина²

¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

²Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

*e-mail: sd1949@yandex.ru

Поступила в редакцию 11.04.2024 г.

После доработки 30.05.2024 г.

Принята к публикации 16.06.2024 г.

На основе результатов дискриминантного анализа близких по геохимическим характеристикам выборок фанерозойских внутриплитных и постколлизийных гранитоидов А-типа предлагается диаграмма, позволяющая типизировать, по крайней мере, часть образцов А-гранитоидов. Показана применимость предложенной диаграммы для типизации не только фанерозойских, но и докембрийских гранитоидов А-типа.

Ключевые слова: дискриминантный анализ, внутриплитные гранитоиды А-типа, постколлизийные гранитоиды А-типа, геохимия

DOI: 10.31857/S0869590325010051 EDN: VDQWCX

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время геохимические инструменты, позволяющие различать гранитоиды А-типа, сформированные во внутриплитной и постколлизийной обстановках, отсутствуют. Однако ряд исследователей полагают, что это можно сделать с помощью тройных диаграмм Г.Н. Эби (Eby, 1992) и А.В. Гребенникова (2014). Следует отметить, что авторы упомянутых диаграмм не пытались решить эту задачу и, более того, указывали на то, что к геодинамическим интерпретациям, основанным на применении этих диаграмм, следует относиться с крайней осторожностью. Так, Г.Н. Эби включил в группу А₂-типа анорогенные (внутриплитные) гранитоиды одного из сателлитов Выборгского массива гранитов-рапакиви и предполагал (и был прав в своем предположении), что группе А₂-типа могут соответствовать и гранитоиды внутриплитных обстановок (рис. 1а–1в). А.В. Гребенников к группе А₂-типа также отнес ряд внутриплитных гранитоидов, в частности гранитоиды континентальных горячих точек (например, Йеллоустон) и ряда континентальных рифтов. Рисунок 1г демонстрирует, что фигуративные точки составов внутриплитных гранитоидов попадают как в поле А₁-типа, так и в поле А₂-типа. Таким образом, упомянутые

диаграммы не позволяют дискриминировать гранитоиды внутриплитных и постколлизийных обстановок, а группы А₁ и А₂ в понимании Г.Н. Эби и А.В. Гребенникова, по-видимому, следует рассматривать только как геохимические подтипы гранитоидов А-типа.

В связи с этим представляется небезынтересным оценить возможность подразделения очень близких по геохимическим характеристикам (рис. 2) внутриплитных и постколлизийных гранитоидов А-типа с помощью дискриминантного анализа.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Главным источником геохимической информации для составления обобщенной выборки гранитоидов А-типа (интрузивные разности и вулканиты) послужила база данных GEOROC (<http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>), в которой хранятся многочисленные опубликованные преимущественно в рецензируемых изданиях геохимические данные для магматических пород. В меньшей степени использованы не вошедшие в нее опубликованные данные о химическом составе гранитоидов. В базе данных GEOROC отсутствует возможность выбрать гранитоиды конкретного типа или той или иной геодинамической

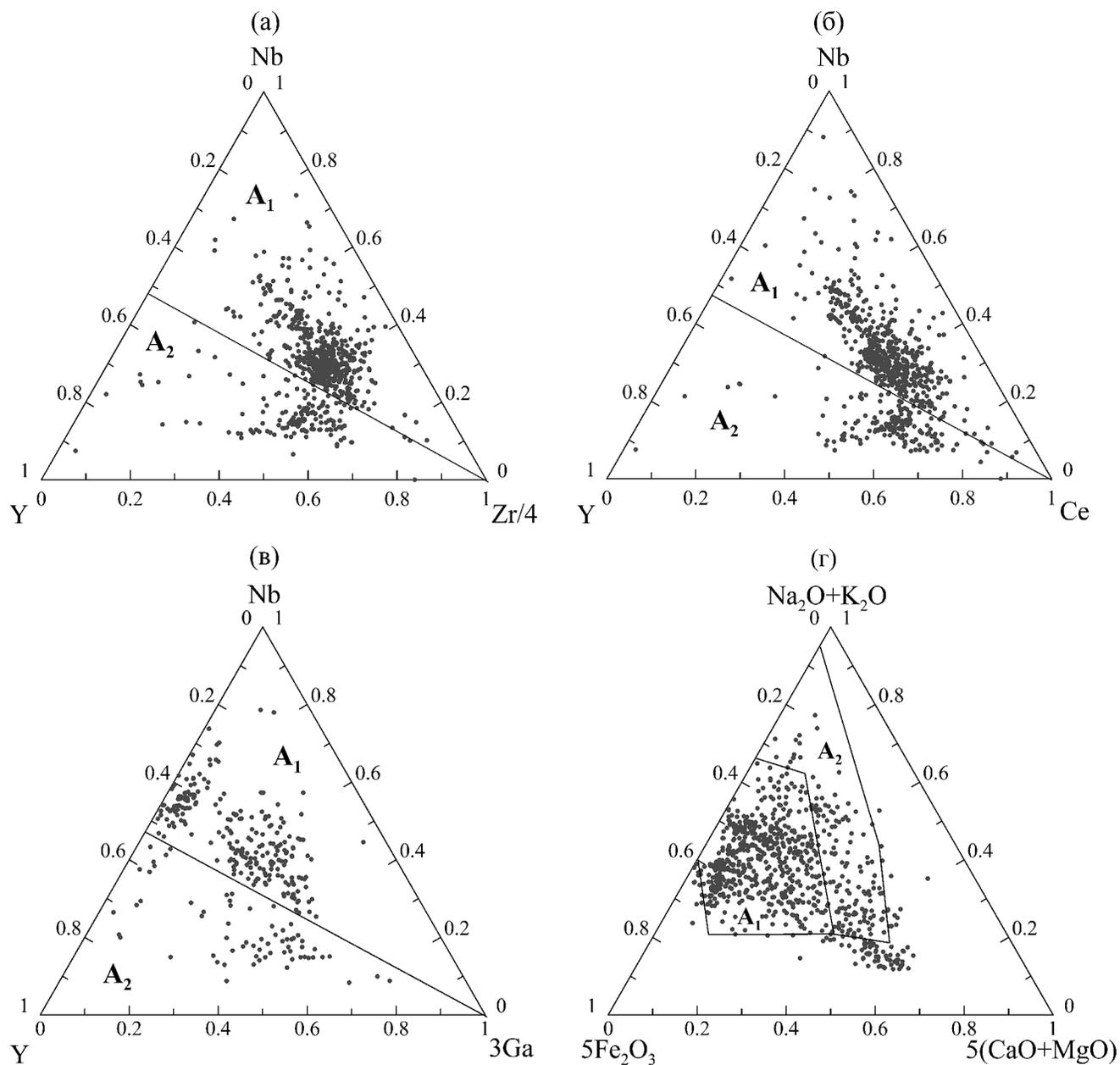


Рис. 1. Дискриминантные диаграммы, разделяющие гранитоиды A₁- и A₂-типов, с фигуративными точками внутриплитных гранитоидов А-типа (гранитоиды магматических провинций Парана (12774, 14432, 15031, 17543, 21646, 22077, 22838, 23186, 2465, 2651, 4760, 6404, 7504, 10321), Этендека (10395, 15916, 1800, 2752, 4639, 4755, 4761, 6919, 1793), Декан (10412, 1789, 1870, 1920, 1932, 1970, 1971, 23358, 24288, 6485, 1920, 18028,) и Эмейшань (14079, 14602, 15087, 18506, 19580, 19580, 21428, 21566, 22297, 14079, 14602, 12064); Восточно-Африканской (10543, 11646, 12263, 13166, 14226, 16964, 20947, 21827, 22442, 22828, 22856, 2852, 4940, 7625, 7885, 8059, 8061, 8101, 8111, 8314, 8582, 8583, 9648, 9700, 9726, 9751, 14226, 18206, 20693, 20042, 2855), Мид-Африканской (12784, 14572, 17079, 17310, 18535, 18574, 19289, 19912, 19957, 22346, 23443, 24153, 7606, 7609, 7834, 8042, 8099, 21881) и Западно-Антарктической (10064, 10315, 13387, 17911, 20561, 8053, 9969, 9970, 9979, 9981, 9983) рифтовых систем, данные GEOROC).

(а) – диаграмма Y–Nb–Zr/4, г/г (Ебу, 1992); (б, в) – диаграммы Y–Nb–Ce, г/г (б) и Y–Nb–3Ga, г/г (в) (Ебу, 1992); (г) – диаграмма 5Fe₂O₃_{3tot}–(Na₂O + K₂O)–5(CaO + MgO), молекулярные количества (Гребенников, 2014). На всех диаграммах показаны фигуративные точки образцов с содержанием SiO₂ > 67 мас. %. С целью минимизации списка литературы ссылки на источники даны в формате Geogos ID, позволяющем легко находить первоисточники в соответствующей базе данных.

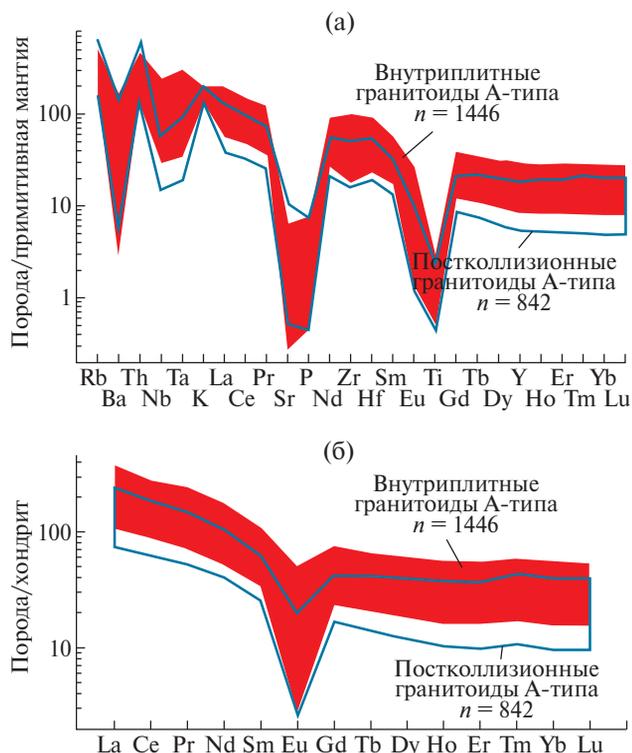


Рис. 2. Спайдердиаграммы, нормированные по примитивной мантии (а, б) (Sun, McDonough, 1989) и хондриту (в, г) (Taylor, McLennan, 1985), с полями состава эталонных выборок внутриплитных и постколлизийных гранитоидов А-типа. Поля составов ограничены 10- и 90-квантилями.

обстановки. Поэтому в качестве первого шага было необходимо выделить из всего многообразия гранитоидов группу гранитоидов А-типа.

Очевидно, что для этой цели должны быть в первую очередь использованы критерии, предложенные в работе (Whalen et al., 1987), определяющие гранитоиды А-типа. Из этих критериев чаще всего используются соотношения $(Ce + Nb + Zr + Y) > 350$ г/т и $Ga/Al > 2.6$. Причем второй критерий применяется реже, поскольку содержание Ga определено не для всех образцов гранитоидов А-типа, присутствующих в базе данных. Безусловно, оба критерия следует рассматривать как необходимое условие для отнесения гранитоидов к А-типу, но не достаточное. Так, при попытке выделить гранитоиды ($SiO_2 > 60$ мас. %) А-типа только по этим критериям оказывается, что в эту группу попадает достаточно много гранитоидов с геохимическими характеристиками, им не свойственными. В частности, это обогащенные Zr, PЗЭ и Y низкощелочные гранитоиды, гранитоиды с высокими содержаниями Ca или Mg, а также ряд гранитоидов с адакитоподобным распределением PЗЭ. Из этого следует необходимость введения дополнительных ограничений,

касающихся, по крайней мере, содержаний CaO, $(Na_2O + K_2O)$, MgO или FeO.

Для отбраковки высококальциевых гранитоидов мы использовали параметр $lnCaO < (-0.115 \times SiO_2 + 8.84)$ (уравнение разграничительной линии между полями А-типа и известково-щелочных гранитоидов на диаграмме SiO_2-CaO (Patino-Douce, 1997)). А для количественной оценки последующих ограничений случайным образом была составлена достаточно представительная ($n = 2625$) выборка гранитоидов, которые авторами соответствующих публикаций были идентифицированы как гранитоиды А-типа (компиляция из более 190 источников, перечисление которых в рамках настоящей публикации представляется нецелесообразным). Эта выборка, в которую вошли геохимические данные из многочисленных работ, включает далеко не полный перечень известных к настоящему времени гранитоидов А-типа, но, безусловно, отражает представления исследователей об их химическом составе. Выборка достаточно однородна, но в ней присутствует около 5% образцов с аномально низкими содержаниями щелочей, FeO, низким значением $Ga/Al < 2.6$, $(Ce + Nb + Zr + Y) < 350$ г/т и высоким содержанием MgO. В связи с этим следует ограничивать минимальные содержания ряда элементов 5%, а максимальные – 95% квантилями. Таким образом, для геохимической идентификации гранитоидов А-типа были введены следующие критерии: 1) $(Ce + Nb + Zr + Y) > 325$ г/т; 2) $Ga/Al > 2.4$; 3) $(Na_2O + K_2O) > 0.119 \times SiO_2 - 2.13$ мас. %; 4) $lnCaO < (-0.115 \times SiO_2 + 8.84)$; 5) $MgO < -0.11 \times SiO_2 + 8.832$ мас. %; 6) $FeO^*/(FeO^* + MgO) > 0.75$; 7) $Y > 17$ г/т и $Yb > 1.5$ г/т. Введение дополнительных критериев не решает всех проблем геохимической идентификации гранитоидов А-типа. В частности, при таком подходе в выделяемую группу гранитоидов А-типа могут попасть отдельные образцы гранитоидов из массивов, гранитоиды которых в целом не соответствуют этому типу, и, наоборот, некоторые образцы из массивов гранитоидов А-типа могут быть отбракованы. Однако в данном случае важно отметить, что предлагаемый подход позволил из всего многообразия гранитоидов выделить достаточно однородную группу с отчетливо выраженными геохимическими характеристиками гранитоидов А-типа, представленную вполне сопоставимыми между собой по своим геохимическим характеристикам внутриплитными и постколлизийными гранитоидами. Сформированная таким образом выборка гранитоидов А-типа классифицировалась на внутриплитные и постколлизийные гранитоиды. Для этой цели использовались первоисточники.

В подгруппу внутриплитных гранитоидов А-типа (интрузивные разности и вулканы) включены фанерозойские плюмовые и/или рифтогенные магматические породы крупных

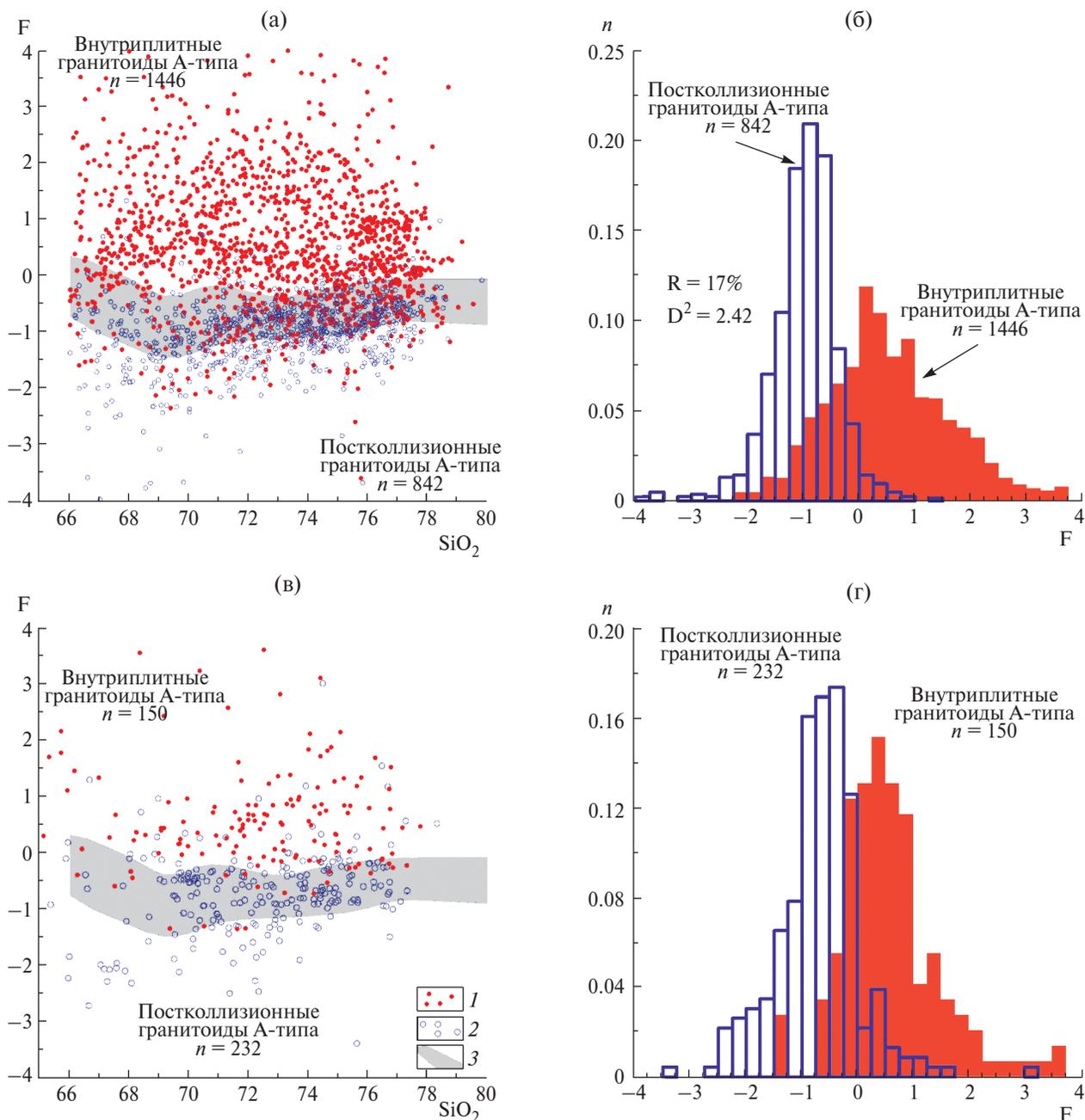


Рис. 3. Результаты дискриминантного анализа сравниваемых выборок внутриплитных и постколлизийных гранитоидов А-типа ($\text{SiO}_2 > 66$ мас. %).

(а) — диаграмма SiO_2 —F с фигуративными точками внутриплитных (1) и постколлизийных (2) гранитоидов; (б) — распределение значений F для сравниваемых выборок внутриплитных и постколлизийных гранитоидов А-типа; (в) — диаграмма SiO_2 —F с фигуративными точками внутриплитных (1) и постколлизийных (2) гранитоидов контрольных выборок; (г) — распределение значений F для контрольных выборок внутриплитных и постколлизийных гранитоидов А-типа.

n — относительная частота встречаемости, D^2 — расстояние Махаланобиса, R — средневзвешенный риск неправильной классификации; $F = 0.17\text{SiO}_2 + 3.52\text{TiO}_2 + 0.11\text{FeO}^* - 1.67\text{MgO} + 0.55\text{CaO} + 0.21\text{K}_2\text{O} - 0.0018\text{Rb} - 0.0024\text{Sr} - 0.0075\text{Y} + 0.0178\text{Nb} + 0.0004\text{Ba} + 0.0162\text{Sm} + 0.1333\text{Yb} - 0.0469\text{Hf} - 0.0109\text{Th} - 15.62$; $\text{FeO}^* = 0.9\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$; петрогенные элементы даны в мас. %, малые элементы — в г/т. 1 — внутриплитные гранитоиды, 2 — постколлизийные гранитоиды, 3 — область неопределенности, ограниченная 5- и 95-м квантилями распределения значений F для постколлизийных и внутриплитных гранитоидов соответственно.

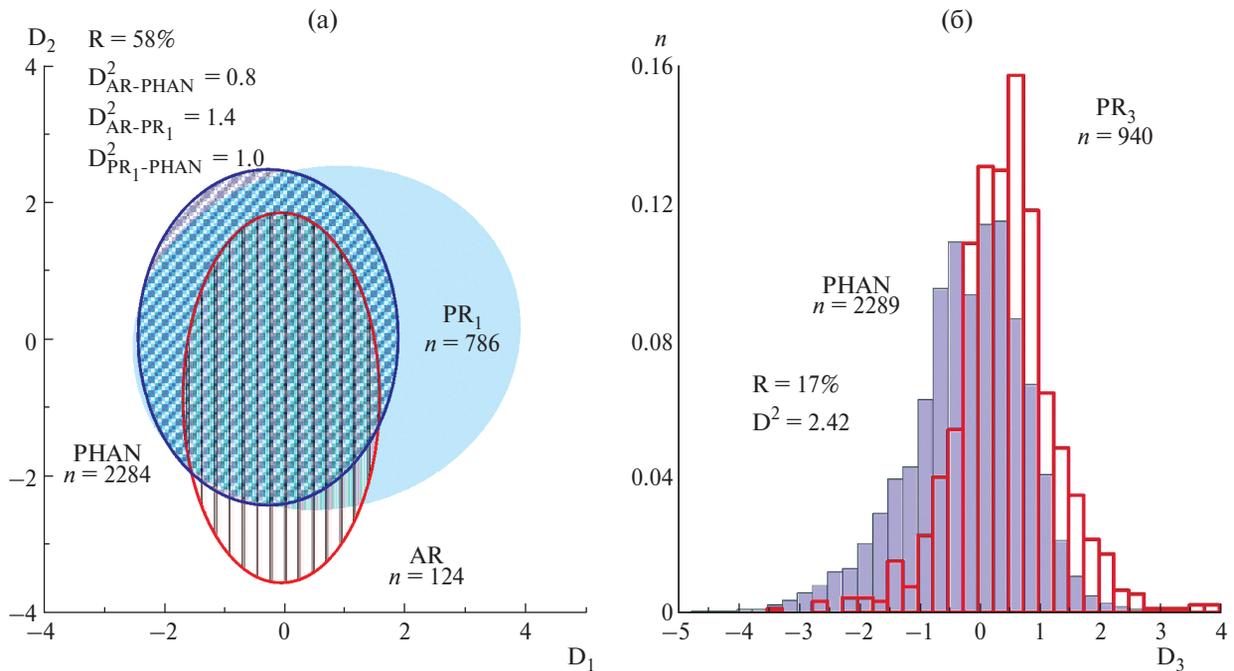


Рис. 4. Результаты дискриминантного анализа докембрийских и фанерозойских гранитоидов А-типа. (а) – диаграмма D_1 – D_2 с 95%-ми эллипсами распределения фигуративных точек архейских (AR), палеопротерозойских (PR_1) и неопротерозойских (PR_3) гранитоидов А-типа; (б) – распределение значений дискриминантной функции D_3 , разделяющей неопротерозойские (PR_3) и фанерозойские (PHAN) гранитоиды А-типа.
 $D_1 = -0.04SiO_2 - 1.18TiO_2 + 0.04FeO^* + 0.09MgO + 0.64CaO + 0.32K_2O - 0.00003Rb - 0.0029Sr + 0.0075Y + 0.0013Nb + 0.0014Ba + 0.009Sm - 0.058Yb + 0.00011Hf + 0.017Th - 0.65$;
 $D_2 = -0.36SiO_2 - 0.12TiO_2 - 0.26FeO^* - 2.34MgO - 0.78CaO + 0.05K_2O + 0.0006Rb - 0.002Sr + 0.001Y - 0.00055Nb - 0.00007Ba + 0.008Sm + 0.008Yb + 0.00003Hf + 0.009Th + 27.98$;
 $D_3 = -0.05SiO_2 - 2.38TiO_2 - 0.33FeO^* + 1.6MgO + 0.47CaO + .18K_2O - 0.003Rb + 0.003Sr + 0.027Y - 0.012Nb - 0.001Ba + 0.006Sm - 0.15Yb + 0.04Hf - 0.014Th + 4.24$;
 $FeO^* = 0.9Fe_2O_3 + FeO$; содержания главных элементов даны в мас. %, малых элементов – в г/т. Остальные обозначения см. на рис. 2.

магматических провинций: Парана (около 130 млн лет), Декан (около 65 млн лет), Серкум–Парана (130 млн лет), Эмейшань (около 260 млн лет), Тарим (270–290 млн лет), Мадагаскар (около 90 млн лет), Эфиопское плато (0–30 млн лет), Кару и Феррар (около 180 млн лет), Йеллоустон (0–20 млн лет) и др.; континентальных рифтов: Восточно-Африканский рифт (0–30 млн лет), Мидафриканская рифтовая система (0 млн лет), Западно-Антарктическая рифтовая система (0–30 млн лет), рифтовая система Южной Монголии (200–290 млн лет), Исландии (0–15 млн лет) и ряда океанических островов: Канарские острова (0–15 млн лет), Маркизовы острова (0–4 млн лет), Азорские острова (0–2 млн лет) и др.

В подгруппу постколлизийных гранитоидов А-типа (интрузивные разности и вулканы) включены фанерозойские магматические породы, которые по данным авторов соответствующих публикаций формировались в обстановках постколлизийного растяжения, коллапса орогена или обстановки slab-break-off. Группа постколлизийных

гранитоидов представлена кайнозойскими породами Альпийского-Гималайского пояса, герцинскими образованиями Европейского орогенного пояса, разновозрастными образованиями Центрально-Азиатского подвижного пояса и ряда других мобильных поясов. С гранитоидами А-типа часто связаны месторождения Sn, Ta, Nb, Zr и РЗЭ. Для этих гранитоидов характерны anomalously высокие содержания этих элементов. Алгоритм дискриминантного анализа предусматривает операции с корреляционными матрицами, а anomalously величины в используемых переменных могут существенно исказить коэффициенты корреляции, что, соответственно, сказывается на значении коэффициентов дискриминантной функции; образцы с $(Ce + Nb + Zr + Y) > 2500$ г/т в формируемые выборки не включались.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Геохимические характеристики подготовленных для дискриминации (эталонных) выборок

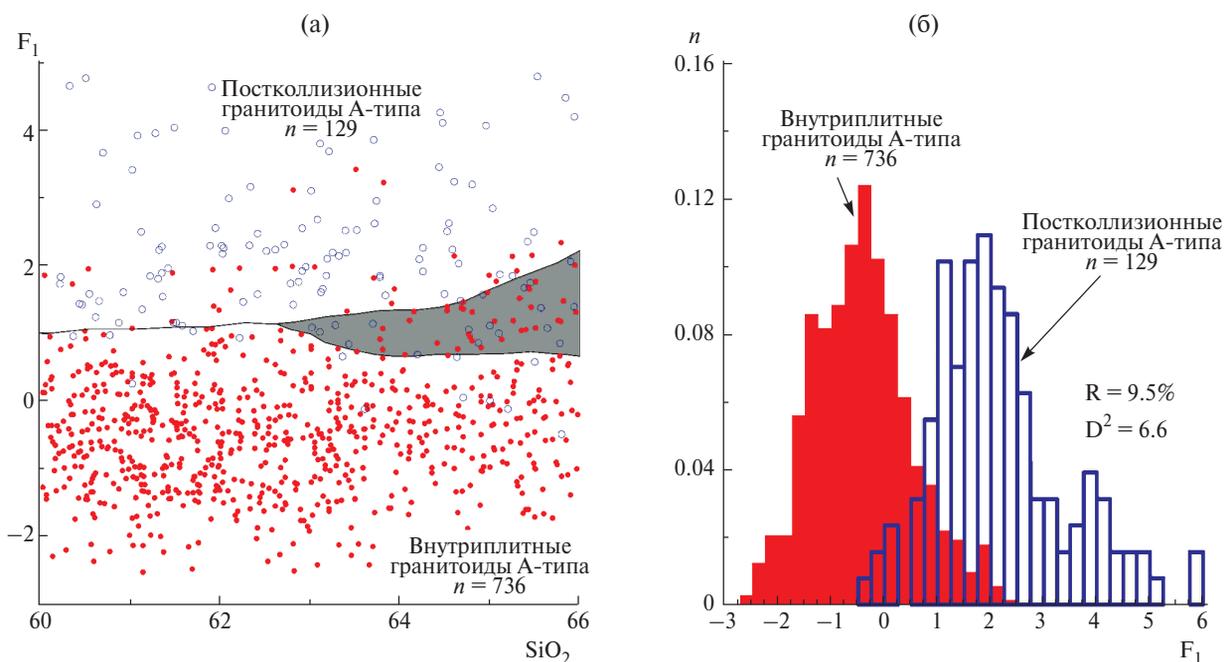


Рис. 5. Результаты дискриминантного анализа выборок внутриплитных и постколлизийных гранитоидов А-типа ($60 < SiO_2 < 66$ мас. %).

(а) – диаграмма SiO_2 – F_1 с фигуративными точками внутриплитных и постколлизийных гранитоидов; (б) – распределение значений F_1 для выборок внутриплитных и постколлизийных гранитоидов А-типа. Область неопределенности ограничена 5- и 95-м квантилями распределения значений F_1 для постколлизийных и внутриплитных гранитоидов соответственно.

$F_1 = 0.125Na_2O + 0.00076Sr + 0.00837Rb - 0.0033Nb + 1.11MgO - 1.79TiO_2 - 0.00093Zr - 0.30K_2O - 0.12FeO^* + 0.00033Ce - 0.1032Yb + 0.14CaO + 0.0059Nd - 0.0951Eu + 0.0053Y + 2.90$. Условные обозначения см. на рис. 3.

внутриплитных и постколлизийных гранитоидов практически одинаковы (рис. 2), что весьма ограничивает применение традиционных спайдер-диаграмм для их подразделения. Поэтому для этой цели был применен линейный дискриминантный анализ, который предполагает многочисленные варианты решений, обусловленные вариациями набора химических элементов, участвующих в математической обработке данных. В процессе поиска оптимальных решений было выявлено, что качество дискриминации зависит от содержания SiO_2 . Так, различия в химическом составе сравниваемых групп гранитоидов с содержанием SiO_2 менее 65–66 мас. % существенно больше, чем для более кислых разновидностей. Однако эти различия нивелируются при сопоставлении полных ($SiO_2 > 60$ мас. %) выборок внутриплитных и постколлизийных гранитоидов. Поэтому дискриминантный анализ проведен по отдельности как для гранитоидов с содержанием $SiO_2 < 66$ мас. %, так и для гранитоидов с содержанием $SiO_2 > 66$ мас. %.

Рассмотрим возможность подразделения наиболее представительных групп гранитоидов с содержанием $SiO_2 > 66$ мас. %.

В результате анализа нескольких вариантов, представляется, что оптимальным решением

подразделения внутриплитных и постколлизийных гранитов А-типа с содержанием $SiO_2 > 66$ мас. % (вполне удовлетворительная дискриминация сравниваемых выборок при минимальном количестве переменных) является дискриминантная функция F и построенная на ее основе диаграмма (рис. 3). Значительная часть фигуративных точек постколлизийных гранитоидов (около 60%) локализована в области неопределенности, в то время как большая часть фигуративных точек внутриплитных гранитоидов (около 80%) выходит за ее пределы. Таким образом, эта дискриминантная функция позволяет идентифицировать в первую очередь внутриплитные гранитоиды. Эффективность распознавания постколлизийных гранитов значительно ниже, поскольку большая часть их фигуративных точек находится в области неопределенности. В целом полученные результаты показывают, что надежное подразделение внутриплитных и постколлизийных гранитоидов А-типа только по геохимическим данным в связи с близостью химического состава сравниваемых выборок невозможно. Однако в ряде конкретных случаев эта диаграмма может оказаться полезной, поскольку существенная часть фигуративных точек внутриплитных гранитоидов и некоторая часть

постколлизийных гранитоидов локализованы вне области неопределенности.

Предлагаемая дискриминантная диаграмма основана на результатах обработки геохимических данных для фанерозойских гранитоидов А-типа. Поэтому применимость этой диаграммы для типизации докембрийских гранитоидов А-типов не очевидна. Не исключено, что химический состав докембрийских и, в первую очередь, архейских гранитоидов А-типа, значительно отличается, в частности, вследствие увеличения разнообразия источников формирования фанерозойских гранитоидов по сравнению с архейскими. В связи с этим с помощью дискриминантного анализа с использованием того же набора переменных, что и для расчета дискриминантной функции F (рис. 3а, 3б), проведено сравнение архейских, палео- и неопротерозойских гранитоидов А-типа. Согласно результатам дискриминантного анализа (рис. 4), значимые отличия в химическом составе сравниваемых гранитоидов отсутствуют, что, в свою очередь, обосновывает применимость диаграммы $\text{SiO}_2\text{--}F$ (рис. 3а, 3б) для типизации докембрийских гранитоидов А-типа.

Оценка достоверности распознавания внутриплитных и постколлизийных гранитоидов А-типа с помощью диаграммы $\text{SiO}_2\text{--}F$ (рис. 3а, 3б) проведена с использованием контрольных выборок преимущественно неопротерозойских гранитоидов.

В контрольную выборку внутриплитных гранитоидов ($n = 154$) включены: неопротерозойские гранитоиды, сформированные в условиях рифтинга суперконтинента Родиния ($n = 71$) по данным (Frimmel et al., 2001; Ling et al., 2003; Tollo et al., 2004; Li et al., 2008; Wang et al., 2010; Zhang et al., 2019); плюмовые и рифтогенные неопротерозойские гранитоиды Аравийско-Нубийского щита ($n = 23$) по данным (Mushkin et al., 2003; El-Bialy, Hassen, 2012) и Таримского кратона ($n = 5$) по данным (Wang et al., 2015); палеопротерозойские гранитоиды Балтийского щита ($n = 35$), в том числе рапакиви Выборгского и Салминского плутонов по данным (Ларин, 2011; Naapala et al., 2005; Kärenlampi et al., 2019) и Северо-Китайского кратона ($n = 10$) по данным (Deng et al., 2020), а также фанерозойские гранитоиды ($n = 10$) по данным (Zhang et al., 2015; Vincent et al., 2022).

В контрольную выборку постколлизийных гранитоидов А-типа ($n = 232$) включены неопротерозойские гранитоиды Аравийско-Нубийского щита ($n = 120$) по данным (Mohamed, 1997; Azer et al., 2011; Moghazi et al., 2011; Moghazi et al., 2012; Mouftia et al., 2013; Moreno et al., 2014; Basta et al., 2017; Abuamarah et al., 2021); мобильных поясов Бразилии ($n = 53$) по данным (Matos et al., 2002; Skieresz, 2015; Florisbal et al., 2009; Sommer et al., 2006; Matte et al., 2016); Африки ($n = 28$) по данным (Couzinie et al., 2020; Asrat, Barbey, 2003;

Goodenough et al., 2010); Индии ($n = 12$) по данным (Wang et al., 2018), а также палеопротерозойские граниты кодарского комплекса ($n = 19$) Алданского щита (Larin et al., 2021).

Критерии, использованные для эталонных и контрольных выборок, одинаковы.

Результаты теста (рис. 3в, 3г) сводятся к следующему. Из 154 образцов внутриплитных гранитоидов А-типа контрольной выборки два образца (1%) определены неправильно, 22 (14%) не классифицированы (попали в область неопределенности), а 130 (84%) определены правильно. Из 232 образцов орогенных гранитоидов контрольной выборки правильно распознаны 46 образцов (20%), 33 образца (14%) определены неправильно, а большая часть образцов (66%) не классифицированы. Таким образом, результаты теста практически соответствуют результатам дискриминантного анализа эталонных выборок.

Объемы эталонных выборок гранитоидов А-типа с содержанием $60 < \text{SiO}_2 < 66$ мас. % существенно меньше, чем для более кислых разновидностей и составляют 736 и 129 образцов для внутриплитных и постколлизийных гранитоидов соответственно. Принимая во внимание относительно низкую представительность, в первую очередь выборки постколлизийных гранитоидов, дискриминантную диаграмму $\text{SiO}_2\text{--}F_1$ (рис. 5) следует рассматривать как сугубо предварительную.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Главные выводы проведенного исследования сводятся к следующему:

1. В связи с близостью геохимических характеристик внутриплитных и постколлизийных гранитоидов А-типа возможность создания полноценной тектоно-магматической диаграммы, позволяющей надежно распознавать эти обстановки только по геохимическим характеристикам гранитоидов с содержанием $\text{SiO}_2 > 66$ мас. %, по крайней мере, на основе собранных авторами данных представляется малоперспективной. Однако нельзя исключать и того, что появление новых геологических и геохимических данных, а также комплексирование геохимических и изотопно-геохимических данных позволит изменить ситуацию к лучшему (представляется, что вклад коровой составляющей в источники постколлизийных гранитоидов в целом выше, чем в источники внутриплитных гранитоидов).

2. Тем не менее на основании результатов дискриминантного анализа составленных выборок фанерозойских внутриплитных и постколлизийных гранитоидов А-типа предлагается диаграмма, позволяющая реконструировать геодинамические обстановки формирования для некоторой части

образцов гранитоидов А-типа. Эффективность распознавания принадлежности анализируемых объектов к внутриплитным или постколлизийным гранитоидам существенно повышается, если среди них присутствуют гранитоиды с содержанием $60 < \text{SiO}_2 < 66$ мас. %.

3. Гранитоиды, используемые для определения их геодинамической обстановки формирования с помощью представленных дискриминантных функций, должны удовлетворять следующим условиям: а) $2500 > (\text{Ce} + \text{Nb} + \text{Zr} + \text{Y}) > 325$ г/т; б) $\text{Ga}/\text{Al} > 2.4$; в) $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) > 0.119 \times \text{SiO}_2 - 2.13$ мас. %; г) $\text{InCaO} < (-0.115 \times \text{SiO}_2 + 8.84)$; д) $\text{MgO} < -0.11 \times \text{SiO}_2 + 8.832$ мас. %; е) $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) > 0.75$; ж) $\text{Y} > 17$ г/т; з) $\text{Yb} > 1.5$ г/т и $\text{SiO}_2 > 60$ мас. %.

4. Предложенная диаграмма применима для типизации не только фанерозойских, но и докембрийских гранитоидов А-типа.

Источники финансирования. Исследования выполнены при финансовой поддержке государственной темы НИР ИГГД РАН FMUW-2022-0003.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гребенников А.В.* Гранитоиды А-типа: проблемы диагностики, формирования и систематики // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 9. С. 1356–1373.
- Ларин А.М.* Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. СПб.: Наука, 2011. 402 с.
- Abuamarah B.A., Azer M.K., Asimow P.D., Shi Q.* Post-collisional volcanism with adakitic signatures in the Arabian-Nubian Shield: a case study of calc-alkaline Dokhan volcanics in the Eastern Desert of Egypt // Lithos. 2021. V. 388–389. P. 10651.
- Asrat A., Barbey P.* Petrology, geochronology and Sr-isotopic geochemistry of the Konso pluton, south-western Ethiopia: implications for transition from convergence to extension in the Mozambique Belt // Int. J. Earth Sci. (Geol. Rusch.). 2003. V. 92. P. 873–890.
- Azer M.K., Farahat E.S.* Late Neoproterozoic volcano-sedimentary successions of Wadi Rufaiyil, southern Sinai, Egypt: a case of transition from late- to post-collisional magmatism // J. Asian Earth Sci. 2011. V. 42 P. 1187–1203.
- Basta F.F., Maurice A.E., Bakhit B.R. et al.* Intrusive rocks of the Wadi Hamad Area, North Eastern Desert, Egypt: change of magma composition with maturity of Neoproterozoic continental island arc and the role of collisional plutonism in the differentiation of arc crust // Lithos. 2017. V. 288–289. P. 248–263.
- Couzinié S., Ménot R.P., Doumngang J.-C. et al.* Crystalline inliers near lake Iro (Se Chad): post-collisional Ediacaran A₂-type granitic magmatism at the southern margin of the Saharan metacraton // J. Afr. Earth Sci. 2020. V. 172. P. 1–18.
- Deng X.-Q., Peng T., Zhou Ya. et al.* Origin of the Late Paleoproterozoic low- $\delta^{18}\text{O}$ A-type granites on the southern margin of the North China craton and their geodynamic mechanism // Prec. Res. 2020. V. 351. P. 105960.
- Eby G.N.* Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications // Geology. 1992. V. 20. P. 641–644.
- El-Bialy M.Z., Hassen I.S.* The late Ediacaran (580–590 Ma) onset of anorogenic alkaline magmatism in the Arabian-Nubian Shield: Katherina A-type rhyolites of Gabal Ma'ain, Sinai, Egypt // Prec. Res. 2012. V. 216–219. P. 1–22.
- Florisbal L.M., Bitencourt M.F., Nardi L., Stoll V.* Early post-collisional granitic and coeval mafic magmatism of medium- to high-K tholeiitic affinity within the Neoproterozoic Southern Brazilian Shear Belt // Prec. Res. 2009. V. 175. P. 135–148.
- Frimmel H.E., Zartman R.E., Späth A.* The Richtersveld igneous complex, South Africa: U-Pb zircon and geochemical evidence for the beginning of Neoproterozoic continental breakup // J. Geol. 2001. V. 109. P. 493–508.
- Goodenough K.M., Thomas R.J., De Waele B. et al.* Post-collisional magmatism in the central East African Orogen: The Maevarano Suite of north Madagascar // Lithos. 2010. V. 116. P. 18–34.
- Haapala I., Ramo O.T., Frindt S.* Comparison of Proterozoic and Phanerozoic rift-related basaltic-granitic magmatism // Lithos. 2005. V. 80. P. 1–32.
- Kärenlampi K., Kontinen A., Huhma H., Hanski E.* Geology, geochronology and geochemistry of the 2.05 Ga gneissic A₁-type granites and related intermediate rocks in central Finland: implication for the tectonic evolution of the Karelia craton margin // Bull. Geol. Soc. Finland. 2019. V. 91. P. 35–73.
- Larin A.M., Kotov A.B., Kovach V.P. et al.* Rapakivi granites of the Kodar complex (Aldan Shield): age, sources, and tectonic setting // Petrology. 2021. V. 29. P. 277–299.
- Li X.-H., Li W.-X., Li Z.-X., Liu Y.* 850–790 Ma bimodal volcanic and intrusive rocks in Northern Zhejiang, South China: a major episode of continental rift magmatism during the breakup of Rodinia // Lithos. 2008. V. 102. P. 341–357.
- Ling W.-L., Shan G., Zhang B.-R. et al.* Neoproterozoic tectonic evolution of the Northwestern Yangtze craton, South China: implications for amalgamation and break-up of the Rodinia supercontinent // Prec. Res. 2003. V. 122. P. 111–140.
- Matos D.F., De Lima E.F., Sommer C.A. et al.* Neoproterozoic post-collisional rhyolites from Santuario area, southern Brazil: lithochemistry, mineral chemistry

and the origin of the textural diversity // *Revista Brasileira de Geociências*. 2002. V. 32. P. 255–266.

Mattè V., Sommer C.A., Lima E.F. et al. Post-collisional Ediacaran volcanism in Oriental Ramada plateau, southern Brazil // *Amer. Earth Sci.* 2016. V. 71. P. 201–222.

Moghazi A.-K.M., Harbi H.M., Ali K.A. Geochemistry of the Late Neoproterozoic Hadb Adh Dayheen ring complex, Central Arabian Shield: Implications for the origin of rare-metal-bearing post-orogenic A-type granites // *J. Asian Earth Sci.* 2011. V. 42. P. 1324–1340.

Moghazi A.-K.M., Ali K.A., Wilde S.A. et al. Geochemistry, geochronology, and Sr-Nd isotopes of the Late Neoproterozoic Wadi Kid volcano-sedimentary rocks, southern Sinai, Egypt: implications for tectonic setting and crustal evolution // *Lithos*. 2012. V. 154. P. 147–165.

Mohamed A. Post-collision, A-type granites of Homrit Waggat Complex, Egypt: petrological and geochemical constraints on its origin // *Prec. Res.* 1997. V. 82. P. 211–236.

Mohammed Z., El-Bialy M.Z. On the Pan-African transition of the Arabian-Nubian Shield from compression to extension: The post-collision Dokhan volcanic suite of Kid-Malhak region, Sinai, Egypt // *Gondwana Res.* 2010. V. 17. P. 26–43.

Moreno J.A., Molina J.F., Montero P. et al. Unraveling sources of A-type magmas in juvenile continental crust: Constraints from compositionally diverse Ediacaran post-collisional granitoids in the Katerina Ring Complex, southern Sinai, Egypt // *Lithos*. 2014. V. 192–195. P. 56–85.

Moufti A.M.B., Mouftia Ali K.A., Whitehouse M.J. Geochemistry and petrogenesis of the Ediacaran post-collisional Jabal Al-Hassirring complex, Southern Arabian Shield, Saudi Arabia // *Geochemistry*. 2013. V. 73. P. 451–467.

Mushkin A., Navon O., Halicz L. et al. The petrogenesis of A-type magmas from the Amram Massif, Southern Israel // *J. Petrol.* 2003. V. 44. P. 815–832.

Patino-Douce A.E. Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids // *Geology*. 1997. V. 25. P. 743–746.

Skieresz O.D., Sommer C.A., Philipp R.P. et al. Post-collisional subvolcanic rhyolites associated with the Neoproterozoic Pelotas batholith, southern Brazil // *J. S. Amer. Earth Sci.* 2015. V. 63. P. 84–100.

Sommer C.A., Lima E.F., Nardi L.V.S. et al. The evolution of Neoproterozoic magmatism in Southernmost Brazil: shoshonitic, high-K tholeiitic

and silica-saturated, sodic alkaline volcanism in post-collisional basins // *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. 2006. V. 78 P. 573–589.

Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 1989. V. 42. P. 313–345.

Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: its composition and evolution. Oxford: Blackwell Publ., 1985. 312 p.

Tollo R.P., Aleinikoff J.N., Bartholomew M.J., Rankin D.W. Neoproterozoic A-type granitoids of the central and southern Appalachians: intraplate magmatism associated with episodic rifting of the Rodinian supercontinent // *Prec. Res.* 2004. V. 128. P. 3–38.

Vincent V.I., Wang L.-X., Zhu Yu.-X. et al. Onset of the anorogenic alkaline magmatism in the Nigerian Younger Granite province: Constraints from the Daura and Dutse complexes // *Lithos*. 2022. V. 410–411. | P. 106561.

Wang Ch., Zhang Ji.-H., Li M. et al. Generation of ca. 900–870 Ma bimodal rifting volcanism along the southwestern margin of the Tarim craton and its implications for the Tarim-North China connection in the Early Neoproterozoic // *J. Asian Earth Sci.* 2015. V. 113. P. 610–625.

Wang Q., Derek A., Wyman D.A. et al. Petrology, geochronology and geochemistry of ca. 780 Ma A-type granites in South China: Petrogenesis and implications for crustal growth during the breakup of the supercontinent Rodinia // *Prec. Res.* 2010. V. 178. P. 185–208.

Wang W., Pandit M.K., Zhao J.-H. et al. Slab break-off triggered lithosphere-asthenosphere interaction at a convergent margin: the Neoproterozoic bimodal magmatism in NW India // *Lithos*. 2018. V. 296–298. P. 281–296.

Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1987. V. 95. P. 407–419.

Zhang Ch.-L., Li H., Ernst R. E. et al. A fragment of the ca. 890 Ma large igneous province (LIP) in southern Tarim, NW China: a missing link between São Francisco, Congo and North China cratons // *Prec. Res.* 2019. V. 333. P. 18–31.

Zhang M., Guo Zh., Cheng Zh. et al. Late Cenozoic intraplate volcanism in Changbai volcanic field, on the border of China and North Korea: insights into deep subduction of the Pacific slab and intraplate volcanism // *J. Geol. Soc.* 2015. V. 172. P. 648–663.

On the Possibility of Discrimination of Post-Collisional and Within-Plate A-Type Granitoids Based on Geochemical Data

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

¹*Institute of Geology and Geochronology of Precambrian RAS, St. Petersburg, Russia*

²*Institute of the Earth's Crust SO RAS, Irkutsk, Russia*

Based on the results of discriminant analysis of samples of Phanerozoic intraplate and post-collisional A-type granitoids with similar geochemical characteristics, a diagram is proposed that allows typing at least part of the A-granitoid samples. The applicability of the proposed diagram for the typification of not only Phanerozoic, but also Precambrian A-type granitoids is shown.

Keywords: discriminant analysis, intraplate A-type granitoids, post-collisional A-type granitoids, geochemistry