

ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

УДК 552.23+552.33

ГРАНИТОИДЫ А-ТИПА: ПРОБЛЕМЫ ДИАГНОСТИКИ,
ФОРМИРОВАНИЯ И СИСТЕМАТИКИ

А.В. Гребенников

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН,
690022, Владивосток, просп. 100-летия Владивостока, 159, Россия

Дальневосточный федеральный университет, 690950, Владивосток, ул. Суханова, 8, Россия

Анализируются проблемы диагностики магматических образований, которые на основе своего безводного, щелочного и глиноземистого состава получили название «А-гранитоиды». Проявленные в различных геодинамических обстановках и имеющие (в силу своей первично-мантийной природы) ярко выраженную редкоземельную металлогеническую специализацию эти кислые интрузивные образования и их вулканические производные имеют важное научное и практическое значение. Однако ни значительное количество предложенных классификационных схем и диаграмм, основанных в том числе на дорогостоящих аналитических данных, ни оживленные дискуссии в научной литературе об их диагностике и двусмысленности упомянутого термина так и не позволили получить четкого определения их классификационных признаков. Анализируя результаты предшествующих исследований и опираясь на особенности петрохимического состава этих «А-типичных» пород, автор предлагает принципиально новую дискриминантную диаграмму для классификации магматических пород А-типа. Проведенный сравнительный анализ расчленения гранитов и связанных с ними кислых вулканических пород ($\text{SiO}_2 > 67$ мас. %) на основе тройной диаграммы $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{—Fe}_2\text{O}_3 \times 5\text{—}(\text{CaO} + \text{MgO}) \times 5$ и широко применяемых в настоящее время геохимических диаграмм показал преимущество предлагаемой диаграммы при распознавании А-гранитоидов различных геодинамических обстановок.

А-типы гранитов и риолитов, петрохимическая классификация, S- и I-гранитоиды, геодинамические обстановки.

A-TYPE GRANITES AND RELATED ROCKS: PROBLEMS OF IDENTIFICATION,
PETROGENESIS, AND CLASSIFICATION

A.V. Grebennikov

The problems of identification of A-type granitoids, igneous anhydrous alkaline aluminous rocks, are analyzed. These rocks occur in different geodynamic settings. Owing to their mantle nature, they show distinct REE specialization. These are felsic intrusive rocks, whose volcanic products are of crucial scientific and practical significance. However, neither the great number of proposed classification schemes and diagrams, including those based on expensive analytical data, nor hot scientific discussions of their identification and the ambiguity of the term A-granitoids helped to determine their classification features in full measure. A principally new discriminant diagram is proposed for the classification of igneous A-type rocks, based on the analysis of earlier obtained results and the petrochemical composition of these rocks. A comparative analysis of subdivision of granites and related felsic volcanic rocks ($\text{SiO}_2 > 67$ wt.%), based on the ternary $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{—Fe}_2\text{O}_3 \times 5\text{—}(\text{CaO} + \text{MgO}) \times 5$ and other widely applied diagrams, has shown the advantage of the proposed discriminant diagram for the classification of A-type granitoids from different geodynamic settings.

A-, S-, and I-type granites and rhyolites, petrochemical classification, tectonic settings

ВВЕДЕНИЕ

Прежде чем приступить к аналитическому обзору материалов, посвященных магматическим образованиям, проявленным зачастую в анорогенных (от англ. Anorogenic) обстановках и характеризующимся щелочным (Alkaline), безводным (Anhydrous) и в определенной степени глиноземистым (Aluminous) составом, заслужившим за долгие годы оживленных научных дискуссий еще одно название — «двусмысленные» (Ambiguous), необходимо остановиться на самом термине «А-граниты». Как в

зарубежной, так и отечественной литературе, да и в контексте данной статьи он используется как собирательный, в целом обозначающий особый тип кислых магматических пород, поскольку в равной степени соответствует как интрузивным, так и изверженным производным кислых магматических расплавов, столь широко проявленных и в пространстве, и во времени. В возросшем числе публикаций о петрологии, геохронологии, геохимии и металлогении *A*-гранитов, а в последние годы и в работах международного проекта IGCP 510 (Global Correlation of *A*-type Granites and Related Rocks, their Mineralization, and Significance in Lithospheric Evolution) геологи приходят к неутешительному выводу о том, что большинство поставленных вопросов о четком определении их отличительных признаков остаются все же не решенными. Более того, существующие классификационные схемы по *A*-типам гранитоидов настолько сложны и противоречивы, что применение их для той или иной конкретной цели — весьма затруднительная задача. В данной статье приводится обзор состояния проблемы на основе анализа научной литературы, посвященной кислым магматическим породам *A*-типа, и предлагается авторская максимально упрощенная петрохимическая дискриминантная диаграмма их разделения. Рассматривается возможность использования ее в качестве одного из инструментов всестороннего анализа магматических комплексов при петрогенетических и геодинамических построениях.

СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ

Введение термина «*A*-граниты» приписывается М. Лозеллу и Д. Вонсу, которые на конференции Геологической службы США в 1979 г. так охарактеризовали анорогенные граниты, выявленные в рифтовых зонах и стабильных блоках земной коры, характеризующиеся умеренной щелочностью и кристаллизовавшиеся при низкой фугитивности H_2O и O_2 расплавов, а также высоким отношении NF/H_2O [Loiselle, Wones, 1979]. Справедливости ради необходимо заметить, что на этой же конференции основоположники алфавитной классификации гранитоидов Б. Чаппелл и А. Вайт [Chappell, White, 1974] сделали обобщающий доклад, где привели генетическую схему, содержащую четыре основных типа гранитов, различающихся по составу и источнику пород. Помимо уже известных в то время *S* (высокоглиноземистых)- и *I* (известково-щелочных)-типов, в их схему вошли *M*-граниты (производные мантийных расплавов) и не получившие какой-либо аббревиатуры граниты анорогенных областей, которые и соответствовали *A*-гранитам. И хотя А. Уайт предложил применительно к ним термин «*R*-тип», делая упор на их происхождении из остаточного (Besidial) расплава [Bonin, 2007], он как слишком обобщающий так и не получил признания в научном мире. Первая статья, в которой использовался термин «*A*-граниты», появилась только в 1982 г. [Collins et al., 1982]. Ее авторы отнесли к *A*-типу гранитные комплексы Юго-Восточной Австралии на основе высоких концентраций Nb, Ga, Y и PЗЭ, при низких содержаниях Al (!), Mg и Ca. Ранняя кристаллизация амфибола (гастингсита) и поздняя — биотита (аннита) объяснялись авторами как результат обогащения магматических расплавов F и Cl. Ими же впервые было установлено, что высокие значения Ga/Al являются типичной чертой *A*-расплавов. Это свойство нашло отражение в последующих классификационных диаграммах [Whalen et al., 1987]. На основе отношения Ga/Al и содержаний Zr, Nb, Ce и Y были построены эмпирические поля, разделяющие *A*-типы гранитов и вообще большинство орогенных гранитоидов. К сожалению, на этих диаграммах кварц-полевошпатовые гранитоиды *I*- и *S*-типов, характеризующиеся высокой степенью дифференцированности, частично перекрывают поле *A*-гранитов.

Достаточно длительное время (а зачастую и сегодня) в научной литературе *A*-гранитоиды отождествляли с внутриплитными гранитоидами (WPG) на основе особенностей их геохимического состава. На диаграммах Дж. Пирса [Pearce et al., 1984] и Н. Харриса [Harris et al., 1986] они попадали главным образом в поле WPG. Учитывая высокие содержания суммы щелочей ($Na_2O + K_2O$), а точнее апаитовый характер этих расплавов ($Na + K > Al$), была предложена новая классификационная диаграмма для разделения *I*-, *S*- и *A*-типов [Maeda, 1990]. Необходимо заметить, что упомянутые классификации, во многом дополняя друг друга, достаточно четко разделяют кислые магматические породы, имеющие прямое мантийное происхождение, например, щелочные риолиты (комендиты и пантеллериты), от коровых расплавов (*I*- и *S*-тип). В то же время они не учитывают всего многообразия этих уникальных производных магматических расплавов. Комендиты (менее щелочные и железистые, но более глиноземистые риолиты) отмечены на вулканических островах, расположенных вкрест простирания срединно-океанических хребтов: о. Вознесения, Буве, Пасхи, Питкэрн и другие, и на континентах, где они ассоциируют с крупными рифтовыми системами (Кения, Эфиопия) или приурочены к участкам крупных тектонических дислокаций (западная часть США, Австралия). Пантеллериты (более щелочные и железистые, но менее глиноземистые риолиты) обычно наблюдаются на континентальных рифтах (Восточно-Африканский, Красное море), а также на океанических островах, представляющих продолжение морских плато (о. Гран-Канария, о. Кергелен, Азорские острова). Совместно комендиты и пантеллериты встречаются крайне редко. В пределах одного вулкана они описаны только в районе Афарского рифта (Эфиопия).

Что касается высокоглиноземистых *A*-гранитов, представленных рапакиви и подобными им породами корового происхождения, точки их составов обычно располагаются вблизи граничной области WPG—VAG (граниты вулканических дуг) [Pearce et al., 1984] или области FG (фракционированных гранитов) [Whalen et al., 1987] и, таким образом, не вполне соответствовали принятому к тому времени определению *A*-типа. Во многом благодаря такому несоответствию было предложено использовать термин «постколлизийные» в качестве аналога *A*-гранитов в связи с их большой распространенностью в различных типах коллизийных обстановок [Sylvester, 1989]. В это же время П. Мэниар и П. Пикколли предложили новую серию дискриминантных диаграмм для разделения гранитоидов [Maniар, Piccolli, 1989]. Среди анорогенных комплексов они выделили гранитоиды, связанные с рифтами, гранитоиды континентальных эпиорогенных поднятий, океанические плагиограниты. Впрочем в их классификации, как и на диаграммах Дж. Пирса с соавторами [Pearce et al., 1984], не нашлось места постколлизийным гранитоидам. Д. Роджер и Д. Гринберг попытались объединить эти понятия, выделив среди *A*-гранитоидов посторогенные и собственно анорогенные: граниты анортозитовых (рапакиви) и щелочные гранитоиды кольцевых комплексов [Rogers, Greenberg, 1990], т.е. основываясь исключительно на геодинамических обстановках их проявления, а не на геохимических параметрах.

Более пристального внимания заслуживают исследования Г.Н. Эби, подразделившего гранитоиды *A*-типа на две группы на основе содержания в них рассеянных элементов (Y, Nb, Ce и Ga) и, в частности, отношения Y/Nb [Eby, 1992]. Важно отметить, что предложенная диаграмма Г.Н. Эби могла быть использована только для пород, которые попадают в поля внутриплитных гранитоидов на схемах Дж. Пирса с коллегами [Pearce et al., 1984] и *A*-типов Дж. Уоллена с соавторами [Whalen et al., 1987]. В группу с низким Y/Nb (менее 1.2) вошли кислые магматические породы океанических островов и континентальных рифтов анорогенных обстановок. Предполагалось, что этот тип пород сформирован из источника поставивших базальты океанических островов (OIB) в обстановках внутриплитного или рифтового окружения. Группа с более высоким Y/Nb, соответствовавшая широкому диапазону геодинамических обстановок (в том числе коллизийных и составляющих исключение анорогенных гранит-рапакиви), возникла за счет базальтового источника континентальных окраин и островных дуг (IAB) или в результате частичного плавления коры. Одним из важных выводов профессора Массачусетского университета является заключение о том, что *A*-гранитоиды могут быть образованы самыми различными путями, которые не всегда соответствуют анорогенному режиму. В частности, выяснилось, что не все граниты первой группы (A_1) являются производными *M*-расплавов, а второй (A_2) — подтипом *I*-гранитов, как подразумевалось еще В. Коллинзом с соавторами [Collins et al., 1982]. Действительно, повторное выплавление магматических расплавов из коры, уже испытавшей частичное плавление и тем самым имеющей низкие содержания кремния, калия и Fe/Mg, должно приводить к иным содержаниям этих элементов в казалось бы типичных *A*-гранитах. К сожалению, представленные Г.Н. Эби данные, несомненно сыгравшие очень важную роль на первых этапах, не разделяют *A*-граниты на две дискретные группы, а, скорее, иллюстрируют (как показано в работе [Bonin, 2007]) сопряженность полей постколлизийных и посторогенных и далее до внутриплитных гранитоидов, формируя облако неопределенности вдоль границы групп A_1 — A_2 . Следовательно, при применении данной диаграммы необходима большая осторожность, особенно в части выводов об источниках магматических расплавов.

Иной путь выбрал Б. Барбарин, попытавшийся использовать комплекс критериев (минералогических, геологических, геохимических, в том числе и изотопных) для разделения гранитных серий и на этом основании судить о происхождении магм и геодинамических обстановках их образования [Barbarin, 1999]. Им выделены крайне высокоглиноземистые (*S*-тип), известково-щелочные орогенные и срединно-океанические толеитовые гранитоиды. К сожалению, в его классификацию вошли только агпаитовые *A*-граниты, для которых подразумевалось мантийное происхождение, а *A*-гранитоиды корового происхождения не нашли и в ней своего места.

Основываясь на опыте и существующих генетических схемах (их насчитывалось более 20) предыдущих исследователей, Р.Б. Фрост с соавторами предложил нетрадиционную классификацию кислых магматических пород, исходя из их петрохимического состава [Frost et al., 2001]. В этой систематике за основу были приняты три основных химических параметра: 1) индекс железистости $FeO^*/(FeO^* + MgO) > 0.486 + 0.0046 \times SiO_2$ мас. %, позволяющий разделять магнезиальные и железистые (собственно *A*-тип) гранитоиды, 2) модифицированный щелочно-известковистый индекс М. Пикока — $(Na_2O + K_2O - CaO) / (Ca - 1.67 \times P + Na + K)$ и дающий возможность разделить кислые магматические породы на высокоглиноземистые ($ASI > 1.0$), умеренно глиноземистые ($ASI < 1.0$, при $(Na + K) < Al$) и агпаитовые ($ASI < 1.0$, но $(Na + K) > Al$). Используя эти диаграммы, авторы не только выделили области распространения *A*-типов гранитоидов, но и разделили их впоследствии на восемь геохимических групп, характеризующихся различным происхождением и направленностью эволюции гранитных серий [Frost, Frost, 2011]. В частности, они показали, что умеренно глиноземистые железистые гранитоиды могли формироваться в ре-

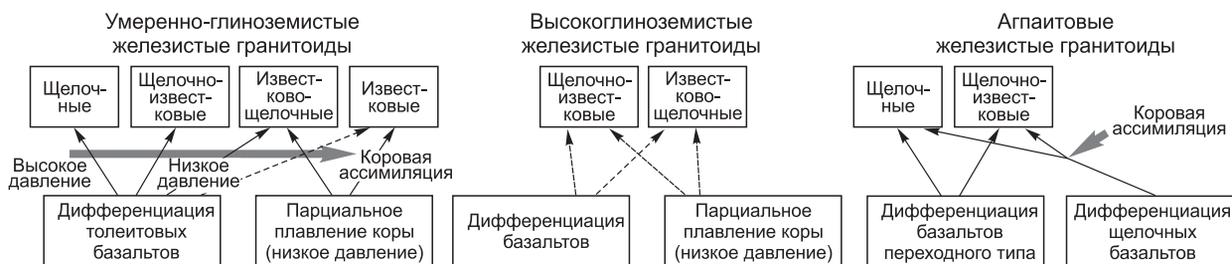


Рис. 1. Схема, иллюстрирующая петрогенезис различных типов железистых гранитоидов [Frost, Frost, 2011].

зультате дифференциации толеитовых базальтов. В процессе парциального плавления гранитной коры приобреталась высокая глиноземистость, при этом плавление кварц-полевошпатовых пород в условиях низких давлений могло приводить к кристаллизации известково-щелочных умеренно глиноземистых гранитоидов. В результате дифференциации базальтовых магм щелочного или промежуточного состава, сопровождающейся коровой ассимиляцией, формировались агпаитовые гранитоиды (рис. 1).

Анализируя существующие систематики, необходимо выделить дискриминантную диаграмму С.Д. Великославинского [2003], учитывающую большое количество эмпирических данных, характеризующих геохимический состав кислых магматических пород, и, таким образом, более приемлемую для геодинамической типизации. И хотя представленный им бинарный график не имеет прямого отношения к *A*-гранитоидам, он достаточно четко разделяет поля внутриплитных, коллизионных и субдукционных гранитоидов. К сожалению, на практике трудно обеспечить его основное условие — наличие широкого спектра геохимических данных:

$$X = (196.203 \times \text{SiO}_2) + (753.953 \times \text{TiO}_2) + (481.96 \times \text{Al}_2\text{O}_3) + (92.664 \times \text{FeO}) + (521.5 \times \text{MgO}) + (374.766 \times \text{CaO}) + (7.571 \times \text{Na}_2\text{O}) - (584.778 \times \text{K}_2\text{O}) - (0.379 \times \text{Ba}) - (0.339 \times \text{Sr}) - (0.733 \times \text{Rb}) - (0.429 \times \text{La}) - (3.33 \times \text{Ce}) - (5.242 \times \text{Nd}) + (10.565 \times \text{Sm}) - 19823.8;$$

$$Y = (1292.962 \times \text{SiO}_2) + (4002.667 \times \text{TiO}_2) + (1002.231 \times \text{Al}_2\text{O}_3) + (1297.136 \times \text{FeO}) + (262.067 \times \text{MgO}) + (1250.48 \times \text{CaO}) + (1923.417 \times \text{Na}_2\text{O}) + (1009.287 \times \text{K}_2\text{O}) + (0.3634 \times \text{Ba}) - (0.325 \times \text{Sr}) - (0.701 \times \text{Rb}) + (0.8015 \times \text{La}) + (3.347 \times \text{Ce}) + (2.68 \times \text{Nd}) + (10.11 \times \text{Sm}) - 126860.$$

В последнее время в зарубежной литературе наблюдается стремление создать универсальные диаграммы, способные разделить магматические породы (в том числе и граниты) в зависимости от проявления их в самых различных геодинамических обстановках. К сожалению, подобные графики помимо того, что требуют определенной статистической обработки, характеризуются довольно трудоемким и сложным пересчетом аналитических данных. В частности, к таковым относится недавно опубликованная диаграмма [Verma et al., 2013]:

$$X = (0.051 \times \ln(\text{TiO}_2/\text{SiO}_2)_{adj}) + (0.226 \times \ln(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2)_{adj}) + (-1.77 \times \ln(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2)_{adj}) + (1.83 \times \ln(\text{FeO}/\text{SiO}_2)_{adj}) + (-0.065 \times \ln(\text{MnO}/\text{SiO}_2)_{adj}) + (0.134 \times \ln(\text{MgO}/\text{SiO}_2)_{adj}) + (0.225 \times \ln(\text{CaO}/\text{SiO}_2)_{adj}) + (0.742 \times \ln(\text{Na}_2\text{O}/\text{SiO}_2)_{adj}) + (-1.78 \times \ln(\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2)_{adj}) + (0.146 \times \ln(\text{P}_2\text{O}_5/\text{SiO}_2)_{adj}) - 2.12;$$

$$Y = (1.09 \times \ln(\text{TiO}_2/\text{SiO}_2)_{adj}) + (-1.65 \times \ln(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2)_{adj}) + (-1.19 \times \ln(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2)_{adj}) + (1.03 \times \ln(\text{FeO}/\text{SiO}_2)_{adj}) + (0.82 \times \ln(\text{MnO}/\text{SiO}_2)_{adj}) + (0.026 \times \ln(\text{MgO}/\text{SiO}_2)_{adj}) + (0.223 \times \ln(\text{CaO}/\text{SiO}_2)_{adj}) + (0.212 \times \ln(\text{Na}_2\text{O}/\text{SiO}_2)_{adj}) + (0.085 \times \ln(\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2)_{adj}) + (-0.85 \times \ln(\text{P}_2\text{O}_5/\text{SiO}_2)_{adj}) + 2.54.$$

Еще одним аспектом проблемы изучения и типизации *A*-гранитоидов является распространенная интерпретация их как производных расплавов восстановленного типа. Вследствие этого, факту существования магнетитовых серий среди гранитоидов *A*-типа не уделялось достаточного внимания, поскольку в этом случае они не отвечали точному определению *A*-гранитов, а, скорее, соответствовали известково-щелочным (орогенным), или *I*-гранитам. Такие граниты, содержащие модальный магнетит, были впервые описаны именно как *A*-тип на территории США Дж. Андерсоном и И. Бендером [Anderson, Bender, 1989]. В 2007 г. и бразильские ученые, изучая гранитоиды бассейна р. Амазонка, также обнаружили, что эти породы, принадлежащие магнетитовой серии, имеют высокие коэффициенты железистости по валовому составу, биотиту и амфиболу, что предполагает кристаллизацию соответствующих расплавов в относительно восстановленных условиях [Dall'Agno, Olivera, 2007]. На этом основании они пришли к выводу, что магнетитовые и ильменитовые серии (в определении С. Ишихары [Ishihara, 1977])

не всегда являются эквивалентами окисленных и восстановленных *A*-гранитоидов. Для подобных пород авторами вводится термин «окисленный *A*-тип», а их кристаллизация предполагается из магм с существенным содержанием воды (≥ 4 мас. %), первичным источником которых могли быть кварц-полевошпатовые породы нижней коры. Уточняющий термин «окисленный *A*-тип» вносит еще большую неопределенность в понимание *A*-гранитоидов в целом, поскольку большинство классификаций, рассмотренных выше, не способны отличить подобные образования как от собственно *A*-гранитов, так и от орогенных известково-щелочных, и *I*-гранитов.

Суммируя изложенное выше, попытаемся выделить основные особенности *A*-гранитоидов. Их ассоциации закартированы на всех континентах (включая Антарктиду), а время образования варьирует от неогархея (около 2.7 млрд лет) до кайнозой (10 млн лет и моложе). Достаточно редкие для нижней коры (как, например, некоторые чарнокитовые комплексы), они обычны для близповерхностных, субвулканических уровней, где формируют кольцевые корнеподводящие каналы кальдер. В основном их классифицируют как кварцевые сиениты, умеренно глиноземистые и агпаитовые граниты, а вулканические аналоги — как витрофировые риолиты, комендиты и пантеллериты. Для них типичен щелочно-известковый до щелочного, железистый валовый состав, высокие концентрации крупноионных литофильных, высокозарядных (прежде всего, Nb, Ga и Y), редкоземельных элементов (за исключением европия) и низкие содержания Sr, Sc, V, обилие галогенов, особенно F. *A*-граниты очень легко выявить на основе минерального состава: присутствия железистых силикатов (феррогеденбергита, феррогастингсита, файлита и аннита) или характерных для агпаитовых разностей эгирина, арфведсонита и рибекита, а также пертитового полевого шпата. Поскольку граниты *A*-типа отмечены в ассоциации с основными изверженными породами и на континентах, и на океаническом дне, их происхождение связывают с мантийными производными щелочных расплавов. Изотопные соотношения (Rb-Sr, Sm-Nd) указывают на присутствие в них мантийных меток. Они характеризуются высоким металлогеническим потенциалом, который был впервые отмечен при изучении гранитов Нигерии [Bowden et al., 1987]. Помимо F, Y, Zr и группы редкоземельных элементов, *A*-гранитоиды известны и как источники Sn, а также W, Ta, Nb и Be. Sn-In минерализация свойственна топазовым гранитам Северо-Восточной и Центральной Бразилии [Botelho, Moura, 1998]. FeO-Cu-Au проявления парагенетически связаны с *A*-гранитами штата Миссури (США) [Kisvarsanyi, Kisvarsanyi, 1990] и Австралии [Pollard, 2006]. Что же касается геодинамических условий их проявления, то они отмечены в самых различных обстановках — от внутримантийных до границ скольжения плит. Зачастую *A*-граниты и риолиты ассоциируются с мантийным плюмом, такие как файлитовые риолиты Йеллоустона. Они встречаются в областях континентального рифтогенеза, например, гранитные комплексы Африки, Южной Америки и северо-восточной части США, обусловленные раскрытием Атлантического океана, а также связаны с комплексами, установленными в зонах крупномасштабных континентальных растяжений (провинция Бассейнов и Хребтов на западной окраине США).

МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В попытке создать универсальную диаграмму, способную дискриминировать *A*-гранитоиды от остальных типов, был использован альтернативный подход бытующему мнению о том, что специфические особенности магматических пород из-за незначительных различий в составе основных петрогенных оксидов для пород близкой кремнекислотности выявить невозможно. Однако и существующие классификации гранитных пород, основанные на учете концентраций рассеянных и редких элементов, не способны однозначно диагностировать их в отношении источника и тектонической принадлежности [Frost et al., 2001], поскольку рассеянные элементы в кислых расплавах (в отличие от базальтов) обычно являются некогерентными [Bea, 1996]. Такие элементы, как R3Э, U, Th и Zr, входят главным образом в состав аксессуарных минералов: апатита, циркона, сфена, ортита и монацита. Другие элементы, включая Nb и Y, концентрируются в оксидах и амфиболах, их содержания отражают историю кристаллизации и некоторые интенсивные параметры (фугитивность кислорода и воды) этого процесса. Коровая контаминация также обычно оказывает гораздо большее влияние на содержания рассеянных элементов в гранитных, нежели более основных расплавах. Таким образом, выбор петрогенных элементов в качестве основы систематики закономерен.

Основным петрохимическим параметром для *A*-гранитов, как было уже отмечено ранее, является их железистость. Не случайно авторы работы [Frost, Frost, 2011] вслед за Р. Кризером с коллегами [Creaser et al., 1991] отметили, что за 30 лет существования термин «*A*-тип» утратил первоначальное значение, а наиболее подходящее название для этих типов магматических пород в настоящее время — «fegtoan» (железистый), весьма точно характеризующее их сущность и основные отличительные черты. Объективно говоря, железистость расплавов, формирующих *A*-граниты, по нашему мнению, обусловлена отнюдь не высокими содержаниями закисного и окисного железа, а благодаря очень низким (зачастую близким к нулю) содержаниям магния. Очень низкие содержания другого термфильного элемента

Различные типы кислых магматических пород и их характеристики

Местоположение	Характеристика	Возраст, изотопия	Литературный источник
	Граниты A_1-типа		
Океанические острова	Комендиты о. Пасхи, Вознесения, Буве, Храфтингнускер, Гран-Канария; пантеллериты о. Сокорро, Лисискард, Баран-ко дел Таурито, Санта-Барбара; комендиты и пантеллериты о. Папуа-Новая Гвинея, Мейор, севера Новой Зеландии	от 3000 до 300 тыс. лет, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7050$	[Baker, 1974; Karsten et al., 1974; Smith et al., 1977]
о. Пантеллерия (Средиземное море)	Апгаитовые трахиты и пантеллериты	~ 50—45 тыс. лет	[Avanzinelli et al., 2004]
о. Корсика (Средиземное море)	Альбит-рибекит-эгириновые граниты	~ 246 млн лет, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7034$	[Bonin et al., 1978]
плато Кергелен (юг Индийского океана)	Трахитовые и риолитовые лавы и кластические породы	~ 68 млн лет, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7054—0.7059$	[Barron et al., 1991; Kieffer et al., 2002]
СВ США, Нью-Хэмпшир (The White Mountain Batholith)	Кварцевые сиениты и рибекитовые граниты	~ 200—155 млн лет, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7031$	[Eby et al., 1992]
Малави, Восточно-Африканский рифт (Chilwa Alkaline Province)	Амфибол-пироксеновые, эгирин-рибекитовые граниты	~ 135—105 млн лет	[Woolley, Jones, 1987]
Эфиопия, Восточно-Африканский рифт (Asela—Ziway area)	Игнимбриты пантеллеритов, редко комендитов	~ 1.8—0.2 млн лет, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \approx 0.51278$	[Trua et al., 1999]
Кения, Восточно-Африканский рифт (Naivasha Rhyolite Complex)	Комендиты: экструзивы и лавовые потоки	~ 15 тыс. лет, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7055—0.7073$	[MacDonald et al., 1987]
СВ и Сев. Нигерия (Nigerian Younger Complex)	Альбит-рибекитовые и арфведсонитовые граниты	160—150 млн лет	[Orajaka, 1986; Ogunleyea et al., 2005], http://research.gg.uwo.edu/granite/granites/
Судан (Ras ed Dom Ring Complex)	Сиениты, щелочные граниты	~ 236 млн лет, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7056$	[O'Halloran, 1985]
Зап. Йемен, Арабский полуостров (Trap Series of the Afro-Arabian Plate)	Арфведсонитовые граниты	~ 23—20 млн лет, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7040—0.7050$	[Carpaldi et al., 1987]
Саудовская Аравия, Арабский полуостров (Hadh Aldyaheen, Jabal Sayid Complexes)	Рибекитовые граниты	573—557 млн лет	[Radain et al., 1981]
влк. Пектусан (граница Сев. Кореи и Китая)	Игнимбриты и туфы трахириолитового, комендитового и пантеллеритового составов	3 млн лет — 1702 г., $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7054$	[Попов и др., 2005]
Монголо-Трансбайкальский пояс гранитоидов (брянский комплекс)	Эгирин-рибекитовые граниты, комендиты и трахириолиты	279—285 млн лет, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7050—0.7053$	[Litvinovsky et al., 2002; Добренов, 2003]
Юж. Гренландия (Gardar Province)	Щелочные граниты	~ 1150 млн лет, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7083$	[Goodenough et al., 2000]
	Граниты A_2-типа		

Местоположение	Характеристика	Возраст, изотопия	Литературный источник
Запад США, Айдахо, Юга, Невада	Топазовые риолиты экструзивных куполов	от 50 до 0.6 млн лет, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7100$	[Christiansen et al., 2007]
Запад США, Калифорния (Death Valley Region)	Биотит-роговообманковые гранит-рапакиви	12.4—9.8 млн лет, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7059—0.7126$	[Calzia, Ramo, 2005]
Запад США, Калифорния (Coso Volcanic Field)	Риолиты экструзивных куполов и лавовых потоков	от 1040 до 60 тыс. лет, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7055$	[Bacon et al., 1981]
США, Вайоминг (Yellowstone)	Лавы, игнимбриты и вулканические стекла риолитов	от 10 до 0.07 млн лет, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7081—0.7185$	[Cathery, Nash, 2004; Girard, Stix, 2010; Pritchard, Larson, 2012]
США, Вайоминг (Sherman Batholith)	Биотит-роговообманковые с фаялитом гранит-рапакиви	~ 1430 млн лет, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7065—0.7309$	[Frost et al., 1999]
Центр. США, Колорадо (Pikes Peak)	Биотит-амфиболовые, фаялитовые и рибекитовые граниты	~ 1080 млн лет, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7100$	[Smith et al., 1999]
ЮВ Австралия (Gabo, Mumbulla Suites, Naraburra Granite)	Рибекитовые и биотитовые граниты; эгириновые и арфведсонитовые граниты	Ранний и поздний девон	[Collins et al., 1982; Wormald, Price, 1988]
СЗ Индия, Раджастан; ЮВ Индия (Chimakurti, Etrakonda, Upparapadu Plutons)	Альбит-амфиболовые граниты; ферросиениты	~ 1780 млн лет; ~ 1352 млн лет, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7217—0.7734$	[Kaur et al., 2006; Kumar et al., 2007]
СВ Китай (Qianshan pluton)	Биотитовые и амфиболовые граниты	~ 126 млн лет, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7215—0.7283$	[Yang et al., 2006]
Зап. Йемен, Арабский полуостров	Граниты с биотитом и кальциевым амфиболом	~ 23—20 млн лет, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7059—0.7212$	[Carpaldi et al., 1987; Tommazzini et al., 1994]
Египет, Юж. Синай (Katherine Volcanics)	Щелочные риолиты, лавы и пирокластика	590—560 млн лет, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \approx 0.7062$	[Azet, 2007]
Дальний Восток России, Приморье (Восточный Сихотэ-Алинь)	Туфы, игнимбриты, лавы риодацитов и риолитов (богопольский вулканический комплекс)	~ 59—50 млн лет, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7068—0.7081$	[Михайлов, 1989; Гребенников, 2003; Grebennikov, Maksimov, 2006; Гребенников, Попов, 2014]
Дальний Восток России, п-ов Камчатка (Срединный хребет)	Комендиты, дайки и субвулк. тела (влк. Белоголовский, Нюлкандя, Черлук)	Плиоцен-четвертичный, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \approx 0.7062$	[Патока, 1983; Покровский, 2000]
СЗ Намибия (Gross Spitzkoppe and Klein Spitzkoppe Stocks)	Биотитовые и роговообманково-биотитовые топаз-флюоритовые граниты	~ 135—125 млн лет, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7100—0.7160$	[Frindt et al., 2004; Naarala et al., 2007]
Сейшельские острова	Рибекитовые и биотитовые граниты	~ 570 млн лет, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7275$	[Suwa et al., 1994]
Вост. Боливия (Velasco Alkaline Province)	Рибекитовые и биотитовые граниты	~ 143—134 млн лет, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7060—0.7090$	[Fletcher, Beddoe-Stephens, 1987]
Центр. Европа (граница Чехии и Германии)	Биотитовые граниты, туфы, игнимбриты и лавы риолитов	~ 325—295 млн лет	[Breiter, 2012]
Южная часть Северо-Байкальского вулкано-тектонического пояса (постколлизийные комплексы)	Кварц-полевошпатовые экструзивные и покровные риолиты, биотитовые лейкограниты (приморский комплекс)	~ 1849—1875 млн лет, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51122—0.51153$	[Донская и др., 2008; Савельева, Базарова, 2012]

Юго-западная окраина Сибирского кратона	Бiotитовые, биотит-амфиболовые и лейкограниты	Ранний протерозой, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_t = 0.51109 - 0.51136$	[Туркина и др., 2006]
Вост. окраина Сибирского кратона	Риолит-граниты (тыньярский комплекс)	~ 276—268 млн лет, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t = 0.7030$	[Иванов и др., 2012]
Енисейский криз	Лейкограниты (кутукасского и глушихинского комплексов)	~ 700—690 млн лет ~ 750—720 млн лет	[Ножкин и др., 2008] [Верникозская и др., 2007]
Верхояно-Колымская складчатая область	Щелочно-полевошпатовые (эпирин-арфведсонитовые) и микроклин-альбитовые граниты	Неопротерозой—поздний мел, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t = 0.7030 - 0.7441$	[Трунилина и др., 2008]
Прочие типы гранитоидов:			
синклизационные, граниты вулканических дуг и континентальных окраин (S- и I-типы) и др.			
Кордильеры (запад США и СЗ Мексика)	Гранодиориты и высоко-К граниты	~ 117 млн лет	http://research.gg.uwoyo.edu/granite/granites
Анды (Чили, Боливия, Аргентина)	Игнимбриты риодацитов и риолитов	Миоцен-четвертичный	[Pichler, Zeil, 1971; Магматические..., 1987; Coira, Kay, 1993]
Каледониды (Ирландия и Великобритания)	Гранодиориты и высоко-К граниты	~ 420 млн лет	http://research.gg.uwoyo.edu/granite/granites
Лейкограниты (Непал, Сев. Португалия, США)	Мусковитовые высоко-Si граниты	от 1700 млн лет до миоцена	»
Австралия (Lachlan Fold Belt)	Роговообманковые и двуслодные граниты	~ 420—360 млн лет	[Chappell, White, 1988, 1992]
Камчатка (влк. Узон и Семьячк)	Игнимбриты риодацитов и риолитов	Позднечетвертичный	[Леонов, Гриб, 2004]
Приморье (Восточно-Сихотэ-Алиньский вулканический пояс)	Туфы, игнимбриты, лавы риодацитов и риолитов (приморский, каменский, верхнесобольевский, сяновский вулканические комплексы)	Турон—маастрихт	[Михайлов, 1989; Гребенников, Попов, 2014]
Северо-Саянская зона Западного Саяна	Плагиограниты (майнский комплекс)	~ 524 млн лет	[Руднев и др., 2005]
Южная окраина Сибирского кратона	Трондлемиты (чуйский комплекс)	~ 2019 млн лет	[Донская и др., 2013]
Окисленный A-тип			
Бразилия (краевые части Амазонского щита)	Анортозит-гиперстеновые гранит-рапакиви	от 1880 до 580 млн лет, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t = 0.7065 - 0.7130$	[Dal'AgnoI, Olivera, 2007; Fraga et al., 2009; Janasi et al., 2009]
ЮЗ Норвегия (расслоенный интрузив)	Анортозит-гиперстеновые гранит-рапакиви	~ 1500 млн лет, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t = 0.7075 - 0.7200$	[Duchesne, Wilmart, 1997]
Финляндия, Россия	Гранит-рапакиви	от 2500 до 1540 млн лет	[Elliott et al., 2005; Lauri et al., 2006; Berg-рин, 2006; Heilimo et al., 2009]
Южный Тянь-Шань (хр. Кокшаал)	Биотит-амфиболовые, топазовые лейкограниты, гранит-рапакиви	296—279 млн лет, $\epsilon_{\text{Nd}} = -1.6 \dots -6.9$	[Копорелко et al., 2007]
Южная окраина Сибирского кратона	Биотит-амфиболовые граниты (кутимский комплекс)	~ 2020 млн лет, $\epsilon_{\text{Nd}} = 1.9 - 2.5$	[Донская и др., 2013]

Примечание. Названия мест проявления, имеющих широкую известность в мировой научной литературе, приведены на английском языке.

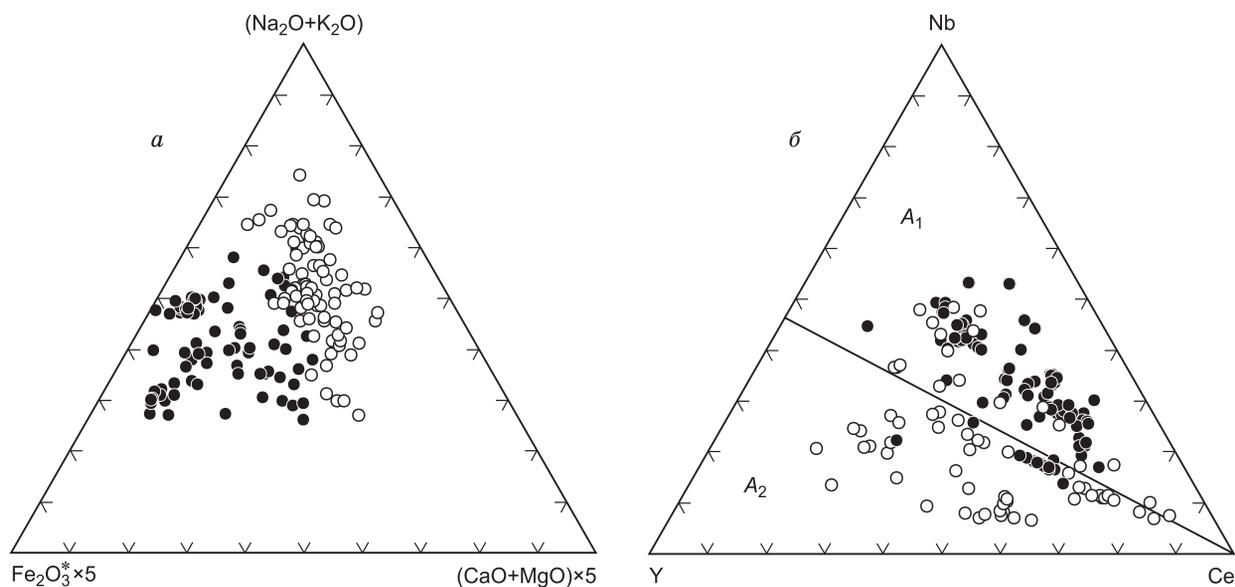


Рис. 2. Тройные петрогенетические диаграммы:

a — $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ — $\text{Fe}_2\text{O}_3 \times 5$ — $(\text{CaO} + \text{MgO}) \times 5$ (мол. кол.); *б* — Nb—Y—Ce (г/т) для гранитов *A*-типа [Eby, 1992]. A_1 — поле кремнекислых пород океанических островов, континентальных рифтов и горячих точек (залитые символы), сформированных из базальтового источника океанических островов внутриплитного или рифтового окружения; A_2 — поле гранитоидов постколлизийных, посторогенных и анорогенных геодинамических обстановок (незалитые символы), сформированных из базальтового источника островных дуг и континентальных окраин или корового источника тоналитов и гранодиоритов, или частичным плавлением коры.

Ca и высокие Na и K — еще одна специфическая черта *A*-гранитов. Закономерностями соотношения этих элементов в *A*-расплавах автор и руководствовался при построении дискриминантных диаграмм.

Для построения диаграмм были использованы опубликованные данные химического состава пород *A*-типа (в общей сложности более 900 анализов, в том числе 185 для окисленных *A*-гранитов), отражающие характеристики их различных фациальных типов (гранитов, туфов, игнимбритов, лав, экструзивных тел) из наиболее известных в мировом масштабе проявлений (в том числе учтенные в классификационных построениях [Whalen et al., 1987; Eby, 1992; Frost et al., 2001]). Кроме этого, в сравнительных целях в базу данных были включены результаты около 600 химических анализов, представляющие составы других типов гранитоидов, в том числе *S*- и *I*-типов (таблица). В выборку включались только магматические породы с содержанием SiO_2 более 67 мас. %, не подверженные значительным вторичным изменениям, потери при прокаливании в которых не превышали 4 мас. %. Исключались анализы пород, представляющих фрагменты стекол, фьямме, а также экстремальные разности — представители крайних членов высокодифференцированных расплавов и продуктов ликвации. Составы были пересчитаны на сухой остаток и приведены к 100 %. Молекулярные количества рассчитывались по стандартным методикам [Четвериков, 1956].

В результате построения многочисленных эмпирических схем была найдена наиболее информативная тройная диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ — $\text{Fe}_2\text{O}_3 \times 5$ — $(\text{CaO} + \text{MgO}) \times 5$, основанная на молекулярных количествах петрогенных элементов (рис. 2, *a*). Данная диаграмма позволяет намного эффективней разделить составы подтипов *A*-гранитоидов, выделенных Г.Н. Эби [1992] (см. рис. 2, *б*).

Вынесенные составы различных фациальных типов магматических пород (около 1500 химических анализов) образуют на представленной диаграмме три основных поля (рис. 3, *a*). Первые два поля (A_1 , A_2) соответствуют кислым магматическим породам *A*-типа различного возраста и геодинамических обстановок формирования (см. таблицу). Они достаточно четко (с незначительным перекрытием, около 2—3 %) обособлены от прочих типов кислых магматических пород, включающих *I*-, *S*-типы гранитов островных дуг и активных континентальных окраин. Интересной и важной особенностью диаграммы является концентрация точек состава каждого из проявлений *A*-гранитов только в одном из выделенных полей (см. рис. 3, *б*). Исключение составляют лишь субсолъвусные и гиперсолъвусные граниты Западного Йемена (см. таблицу). Однако двойственность их состава, а также генезиса и уровней заложения магматических расплавов отмечена в целом ряде публикаций [Capaldi et al., 1987; Tommazzini et al., 1994]. Кроме этого, существует и общая закономерность первичных отношений стронция для составов

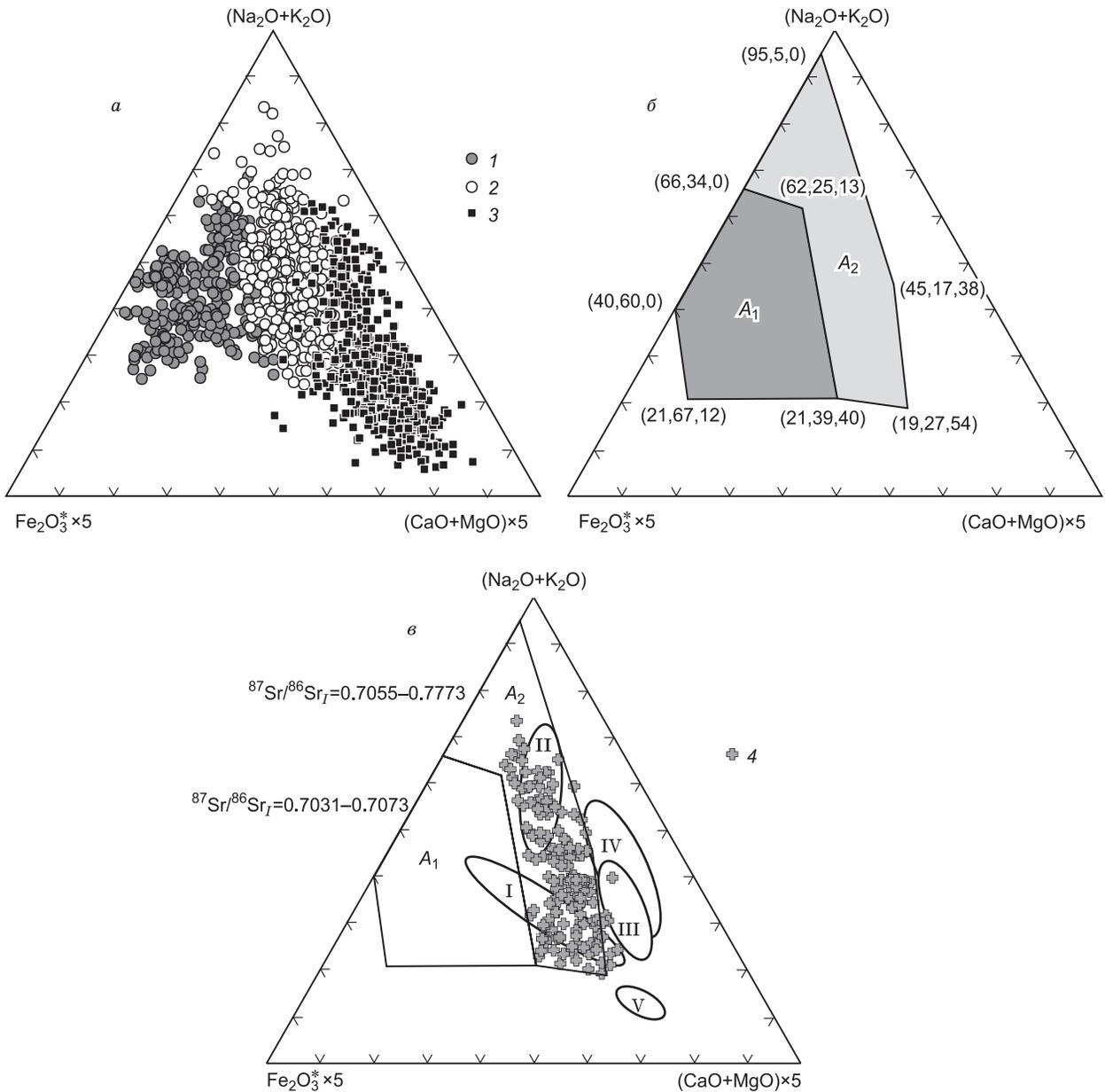


Рис. 3. Диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ — $\text{Fe}_2\text{O}_3^* \times 5$ — $(\text{CaO} + \text{MgO}) \times 5$ (мол. кол.).

a—в — пояснение см. в тексте. A_1 — поле кремнекислых пород внутриплитных геодинамических обстановок: океанических островов и континентальных рифтов; A_2 — кислые магматические ассоциации, проявленные в геодинамических условиях внутри- и окраинно-континентального типов. Поля разделены линиями с координатами.

Римскими цифрами обозначены поля кислых магматических пород главных геодинамических обстановок, по данным [Наумов и др., 2010]: I — обстановки проявления мантийных плюмов в условиях океанических плит (океанические острова и лавовые плато); II — обстановки внутриконтинентальных рифтов и областей континентальных горячих точек; III и IV — обстановки, связанные с субдукционными процессами (III — зоны островодужного магматизма, заложенные на океанической коре, IV — зоны магматизма активных континентальных окраин, вовлекающие в процессы магнеобразования континентальную кору); V — обстановки задугового спрединга. 1, 2 — граниты A_1 - и A_2 -типов соответственно; 3 — прочие типы гранитоидов: синколлизийные, граниты вулканических дуг и континентальных окраин (*S*- и *I*-типы) и др.; 4 — окисленный *A*-тип. Fe_2O_3^* — суммарное железо, пересчитанное в форму Fe_2O_3 . Пример пересчета мас. % в мол. кол.:

$$\text{CaO (мол.)} = \text{CaO (мас. \%)} \times 1000/56.08;$$

$$\text{MgO (мол.)} = \text{MgO (мас. \%)} \times 1000/40.32;$$

$$\text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ (мол.)} = \text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ (мас. \%)} \times 1000/159.68;$$

$$\text{Na}_2\text{O (мол.)} = \text{Na}_2\text{O (мас. \%)} \times 1000/61.99;$$

$$\text{K}_2\text{O (мол.)} = \text{K}_2\text{O (мас. \%)} \times 1000/94.20.$$

пород каждого условно выделенного поля A_1 и A_2 . Так, первый из них характеризуется более низкими первичными отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$, в то время как составы второго свидетельствуют о значительном влиянии на их формирование процессов ассимиляции коровым материалом (см. таблицу, рис. 3, в). Характерно, что соотношения изотопов стронция для нижних частей вулканических разрезов A_2 -типа обычно максимальны и постепенно уменьшаются вверх по разрезу [Кузьмин, 1985; Grebennikov, Maksimov, 2006]. На диаграмму также были вынесены составы «проблематичных» гранитоидов окисленного A -типа (см. таблицу) и магматических расплавов различных геодинамических обстановок по данным изучения расплавных включений В.Б. Наумовым с соавторами [2010] (более 2000 определений). Все они в целом хорошо вписываются в выделенные поля (см. рис. 3, в).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Анализ данных, вынесенных на предлагаемую тройную диаграмму (см. рис. 3), позволяет с определенной осторожностью связывать магматические комплексы с той или иной геодинамической обстановкой, поскольку геохимические особенности гранитных магм прежде всего отражают состав их источника. Более того, вулканические (как и интрузивные) фации являются производными сложного сочетания характеристик внутрикоровых расплавов, базитовых магм и осадочного субстрата. Никакая диаграмма не может заменить всесторонний анализ данных по составу и изотопным свойствам магматических пород, а также их структурному положению и возрасту для того, чтобы понять их генезис и геодинамические условия формирования. Поэтому далее приводятся лишь обобщающие выводы, характерные в целом для каждой из выделенных групп, а данная диаграмма предлагается в качестве одного из инструментов всестороннего анализа магматических комплексов.

Типичными представителями группы A_1 являются гранитоиды бимодальных магматических серий, образованные в условиях глобального континентального и океанического рифтогенеза. В поле A_2 попадают кислые магматические ассоциации, связанные с локальными режимами растяжения, проявленными в геодинамических условиях внутри- и окраинно-континентального типов. По-видимому, первые обусловлены процессами горизонтального растяжения и расширения в коре в масштабе всей планеты и разрывом сплошности литосферных плит. Вторые — с рифтогенезом, вызванным растяжением и утонением континентальной коры (вследствие постсубдукционных и постколлизийных процессов) без или с частичным разрывом ее сплошности и последовательном заполнении образовавшихся между ними зияний поднимающимся из мантии Земли горячим глубинным магматическим материалом.

Как следует из таблицы, A_1 -тип образуется в условиях внутриплитного магматизма: во внутриокеанической системе (океанические острова) или у дивергентных границ литосферных плит в холодных внутриконтинентальных рифтах, таких как рифтовые пояса или зоны трехлучевых соединений, где структурные условия образования магматитов обусловлены чистым раздвигом за счет относительно беспрепятственной проницаемости глубинных расплавов или мантийных плюмов [Добрецов, 2003]. Об этом же свидетельствует огромное количество данных изотопных исследований (см. ссылки в таблице), напрямую указывающих на образование кислых расплавов посредством дифференциации щелочной или промежуточной базальтовой магм и на минимальное влияние процессов их контаминации коровым материалом.

Напротив, граниты S - и I -типов (результат переплавления осадочных или изверженных пород), обедненные мантийными элементами, выплавляются в закрытой системе, существующей у конвергентной границы плит, где доступ мантийного вещества перекрыт субдуцирующим и/или стагнирующим слэбом океанической плиты. Их формирование обусловлено сложными процессами преобразования первичных магм по мере продвижения к поверхности. Так, согласно работе [Добрецов и др., 2012], основанной на данных сейсмотомографии, фиксируется до пяти уровней становления расплава: уровень дегидратации и частичного плавления слэба с отделением расплавов — водных флюидов и последующим их перемещением в породы мантийного клина; образование магматических очагов и контаминации расплавов мантийным материалом; формирование на границе кора—мантия крупного очага, обогащенного летучими компонентами; образование внутрикоровых очагов и, наконец, формирование верхнекорового (0—5 км) очага с дальнейшим протеканием процессов ассимиляции и дифференциации.

Гранитоиды A_2 -типа, состав которых обусловлен, по-видимому, дискретной проницаемостью литосферных плит мантийными расплавами, сопровождающихся существенно восстановленным характером флюида, несут следы взаимодействия коровых магм с обогащенным материалом подлитосферной мантии и образуются в иных, чем A_1 -тип, условиях. Например, они формируются в местах (запад США, Дальний Восток России, ЮВ Австралия и др.), где имеет место глобальная смена геодинамической обстановки, когда ортогональное (встречное) движение плит у конвергентной границы (субдукция) может смениться на их сдвиговое перемещение относительно друг друга, что соответствует понятию трансформная континентальная окраина [Ханчук и др., 1997]. В этом случае погруженный слэб (часть плиты

в зоне субдукции) и сама океаническая плита (вне зоны субдукции) за счет нахождения на разных гипсометрических уровнях будут обладать различными динамическими характеристиками. Поэтому на глубинах, не превышающих первых десятков километров, могут образоваться разрывы слэба в виде крутонаклонных структур сдвигового растяжения, которые и обеспечивают проницаемость для мантийного вещества. Видимо, наиболее благоприятными участками, образующими подводящие каналы для мантийного вещества, являются зоны трансформных разломов, погруженных под активную континентальную окраину (Египет, Западный Йемен, Восточная Боливия и др.).

Другим условием образования гранитов A_2 -типа могут быть участки конвергентных (коллизионных) границ плит, ориентированные под углом (не ортогонально) к направлению их движения. В этом случае на общем фоне деформаций сжатия будет иметь место сдвиговая составляющая смещений (режим транспрессии). В результате такого движения (пост/позднеколлизионные обстановки) образуются оперяющие структуры растяжения, простирание которых совпадает с направлением движения плиты. Примерами, проявленными в подобных обстановках, являются A -граниты СЗ Индии, Тянь-Шаня, Южной Гренландии, ЮЗ Сибирского кратона и др.

В отличие от перечисленных примеров, отмеченных на границах литосферных плит, существует еще одна группа A_2 -гранитоидов, проявленная в зонах внутриконтинентального растяжения. Примером таких обстановок может быть самая большая вулканическая система Северной Америки — Йеллоустонская суперкальдера, возникшая над горячими мантийными потоками (плюмами) и являющаяся частью (СВ продолжением) провинции Бассейнов и Хребтов [Smith et al., 2009] — классического примера интенсивных сдвиговых деформаций. Подобные деформации вызваны, по одним данным [Best, Christiansen, 1991], откатом или закусыванием на постсубдукционных (постконвергентных) стадиях аккрецированного океанического слэба с последующим его утонением и интенсивным растяжением и воздыманием астеносферного диапира, обусловившего магматизм A -типа. По другим [Рифтогенный магматизм..., 1991], — погружением спредингового хребта под континентальную плиту. Перекрытые мантийные диапиры послужили источником корового рифтогенеза и сопутствующего ему магматизма. Дальнейшее пододвигание Северо-Американской плиты в ЮЗ направлении с одновременными процессами внутриконтинентального растяжения, вызванного сменой геодинамического режима [Jones et al., 1996], обусловило разрастание мантийного диапира (плюма), изогнутого в СЗ направлении и вызвавшего интенсивный разогрев континентальной литосферы с формированием Йеллоустонской суперкальдеры, заполненной туфами и лавами A -риолитов.

Необходимо отметить, что режимы растяжения, отмеченные для обоих типов A -гранитоидов, имеют существенные различия. Так, Р.В. Бак с соавторами [Buck et al., 1988] выделяли две модели образования рифтовых систем: «Simple shear» и «Pure shear». В первом случае деформации идут по типу сдвига только в субгоризонтальной плоскости, во втором — утонение коры идет за счет растяжения в обоих направлениях. Однако эти режимы деформаций, как показано в работе [Скляров и др., 1997], в большей мере определяются не столько условиями напряжения и составом среды, а главным образом зависят от термального состояния коры. Как известно, существуют два крайних типа деформаций — хрупкое и пластичное. При хрупких деформациях и холодной коре (классический континентальный рифтогенез — A_1 -тип) взаимодействие мантийных магм с коровым материалом является минимальным. Если же на пути их движения появляется разогретая вязкотекучая (пластичная) среда, то существует вероятность полной остановки продвижения магматического расплава с формированием интрузивных тел или промежуточного очага с последующими прорывами наверх. В этом случае вероятность контаминации сильно возрастает (A_2 -тип). Кроме того, форма подводящего магматического канала также имеет значительное влияние на процессы ассимиляции. В случае вертикального прорыва тепловое воздействие на вмещающие породы ограничено (первые сантиметры), даже для тел в десятки метров мощностью. Если же на определенном уровне происходит растекание магмы (лополит, силл и т.п.), то мощность зоны теплового воздействия возрастает на порядки. Важным заключением этой работы [Скляров и др., 1997, см. рис. 1] является наличие различной степени контаминированных магм в зависимости от положения их в зоне разогрева, что во многом определяет сложность однозначного определения геодинамической обстановки при использовании только геохимических составов магматических пород. В то же время рассмотренные условия во многом определяют специфику выплавления A -гранитоидов и, в частности, их подразделения на A_1 - и A_2 -типы.

Основным отличительным петрохимическим признаком A -гранитоидов, как видно из представленной диаграммы (см. рис. 3), является соотношение двухвалентных относительно небольших термфильных и крупных щелочных катионов. Процесс преобразования состава горной породы (расплава) с аналогичным привнесом одних (SiO_2 , Na_2O и K_2O) и выносом других (MgO , FeO и CaO и др.) химических компонентов, известный в литературе как палингено-метасоматическое гранитообразование, обусловлен особенностями флюидного режима, а именно воздействием восходящих трансмагматических растворов, формирующихся в результате дегазации мантии. Эти флюиды обладают ярко выраженным

восстановительным потенциалом, что находит свое отражение в минералогии *A*-расплавов. Широкая распространенность в вулканических аналогах *A*-гранитов (феррогеденбергита, феррогиперстена, высокожелезистого биотита, фаялита), практическое отсутствие магнетита при обилии ильменита, низкая степень окисленности вулканических стекол, присутствие самородных фаз железа, когенита и муассанита наряду с данными хроматографии и составом флюидных и расплавных включений, а также значительную роль в проявлениях такого вулканизма взрывных, эксплозивных явлений позволяют предполагать участие в составе флюида водородной (углеводородной, фтористой) составляющей [Гребенников и др., 2012]. Особая роль водород-углеводородного флюида заключается в создании деполимеризирующего воздействия на кремнекислый расплав [Безмен и др., 2005], способствующего аморфизации кристаллических соединений. Последнее объясняется вступлением водорода в реакцию с силикатным кислородом этих группировок [Природные стекла..., 1987], что ослабляет его связь с кремнием и способствует в конечном итоге их разрушению, а с понижением температуры и дефлюидизации (стеклованию) — еще одной характерной черты *A*-вулканитов. Деполимеризация, а также разрушение прежде всего каркасных полевошпатовых сиботаксисов под воздействием водно-водородного флюида вместе с ощелачивающим эффектом приводит к изменению структурной позиции алюминия (смене его координации с IV на VI). Это играет ключевую роль в перестройке структуры расплава, снижению на порядки его вязкости [Эпельбаум, 1980] и в конечном итоге определяет такой необычный набор минеральных ассоциаций. Отмеченные особенности минерального соответствия фаз согласуются с теоретическими и экспериментальными выводами В.Н. Анфилогова с соавторами [1982].

Таким образом, различия в минералогическом и геохимическом составах *A*-гранитов и сопутствующих им вулканических пород от синколлизонных гранитов вулканических дуг и континентальных окраин (*S*- и *I*-типов) до других кислых магматических образований, проявленных в пределах конвергентных границ литосферных плит, главным образом связаны с дифференциацией внутрикоровых расплавов при активном участии восстановленных (существенно-водородных) флюидов, источником которых в процессе образования кислых магм являлось обогащенное вещество подлитосферной мантии. Можно предположить, что различие состава гранитов *A*₁- и *A*₂-типов, выражающееся в уменьшении мантийного вещества в последнем из них, зависит как от структурных условий проницаемости для глубинных расплавов, поступающих на верхние гипсометрические уровни литосферы, так и их взаимодействия с коровым материалом.

Предложенная автором тройная диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{Fe}_2\text{O}_3 \times 5 - (\text{CaO} + \text{MgO}) \times 5$, основанная на молекулярных количествах петрогенных оксидов, позволяет достаточно надежно разделить *A*-гранитоиды и кислые магматические образования других типов. Выделенные поля среди *A*-типов соответствуют двум петрогенетическим типам, возникшим в результате дифференциации щелочно-базальтовых магм при незначительных процессах ассимиляции (*A*₁) и обусловленных значительным контаминирующим взаимодействием мантийных расплавов с кислым материалом континентальной коры (*A*₂). К применению предлагаемой диаграммы для интерпретации геодинамических условий образования следует подходить крайне осторожно — в качестве использования ее как одного из инструментов всестороннего анализа полученной геологической и петролого-геохимической информации. Тем не менее первый тип (*A*₁) преимущественно образуется в условиях внутриплитного магматизма: во внутриокеанической системе (океанические острова) или у дивергентных границ литосферных плит в холодных внутриконтинентальных рифтах. Второй (*A*₂) — в пост(поздне)коллизонной обстановке, а также при скольжении литосферных плит и на поздних стадиях развития горячих рифтогенных структур.

При интерпретации петрохимических данных необходимо учитывать ряд ограничений, введенных автором при апробации данной диаграммы, — использовать только кислые магматические породы, содержание кремнезема в которых превышает 67 мас. %; исключить породы, подверженные вторичным наложенным изменениям и представляющие вулканические стекла, фьямме или их фрагменты, а также экстремальные разности ($\text{SiO}_2 > 80$ мас. %) и продукты ликвации; для каждого комплекса магматических пород рекомендуется применять 95%-й доверительный интервал, что поможет добиться максимальной достоверности; осмотрительно подходить при трактовке составов окисленных (магнетитовых) *A*-гранитоидов (в том числе постколлизонных) в связи с возрастанием области перекрытия (до 10 %) с высокодифференцированными *I*- и *S*-типов в самой нижней части поля *A*₂.

Автор выражает благодарность Я.В. Кузьмину (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск) за помощь в получении доступа к международным журналам и редактировании рукописи, С.А. Касаткину, В.К. Попову (ДВГИ ДВО РАН, г. Владивосток) и Т.В. Донской (ИЗК СО РАН, г. Иркутск) за плодотворные научные консультации. Отдельная благодарность В.Г. Хомичу (ДВГИ ДВО РАН, г. Владивосток), О.М. Туркиной (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск) и Е.В. Скларову (ИЗК СО РАН, г. Иркутск) за критические замечания, позволившие значительно улучшить качество статьи.

Работа выполнена при поддержке гранта ДВО РАН 12-III-A-08-155.

ЛИТЕРАТУРА

Анфилов В.Н., Бобылев И.Б., Брагина Г.И. Кислотно-основные свойства силикатных расплавов и роль летучих компонентов в процессах кислотно-основного взаимодействия // Флюиды в магматических процессах. М., Наука, 1982, с. 228—241.

Безмен Н.И., Жариков В.А., Завельский В.О., Калинин А.Г. Плавление щелочных алюмосиликатных систем под давлением водно-водородного флюида ($P_{\text{общ}} = 200$ МПа) // Петрология, 2005, т. 13, № 4, с. 451—472.

Великославинский С.Д. Геохимическая типизация кислых магматических пород ведущих геодинамических обстановок // Петрология, 2003, т. 11, № 4, с. 363—380.

Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В., Вингейт М.Т.Д. Лейкогранитный магматизм А-типа в эволюции континентальной коры западного обрамления Сибирского кратона // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 5—21.

Ветрин В.Р., Бережная Н.Г., Родионов Н.В. Петрология посторогенных гранитоидов северной части Балтийского щита // ДАН, 2006, т. 411, № 6, с. 798—802.

Гребенников А.В. Петрогенезис игнимбригов Якутинской вулканоструктуры (Приморье): Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Владивосток, ДВГИ ДВО РАН, 2003, 33 с.

Гребенников А.В., Попов В.К. Петрогеохимические аспекты позднемелового и палеогенового игнимбригового вулканизма Восточного Сихотэ-Алиня // Тихоокеанская геология, 2014, т. 33, № 1, с. 41—65.

Гребенников А.В., Щека С.А., Карабцов А.А. Силикатно-металлические сферулы и проблема механизма игнимбриговых извержений (на примере Якутинской вулканотектонической структуры) // Вулканология и сейсмология, 2012, № 4, с. 1—20.

Добрецов Н.Л. Мантийные плюмы и их роль в формировании анорогенных гранитоидов // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (12), с. 1243—1261.

Добрецов Н.Л., Кулаков И.Ю., Литасов Ю.Д. Пути миграции магм и флюидов и составы вулканических пород Камчатки // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (12), с. 1633—1661.

Донская Т.Г., Бибикова Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Баянова Т.Б., ДеВазле Б., Диденко А.Н., Бухаров А.А., Кирнозова Т.И. Петрогенезис и возраст вулканитов кислого состава Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса, Сибирский кратон // Петрология, 2008, т. 16, № 5, с. 452—479.

Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Пресняков С.Л., Баянова Т.Б. Палеопротерозойские гранитоиды чуйского и кутимского комплексов (юг Сибирского кратона): возраст, петрогенезис и геодинамическая природа // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (3), с. 371—389.

Иванов К.С., Ерохин Ю.В., Ронкин Ю.Л., Хиллер В.В., Родионов Н.В., Лепихина О.П. Первые сведения о раннепротерозойском сиалическом фундаменте на востоке Западно-Сибирской платформы (результаты исследования Тыньярского риолит-гранитного массива) // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (10), с. 1304—1321.

Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск, Наука, 1985, 198 с.

Леонов В.Л., Гриб Е.Н. Структурные позиции и вулканизм четвертичных кальдер Камчатки. Владивосток, Дальнаука, 2004, 189 с.

Магматические горные породы. Кислые и средние породы / Под ред. В.В. Ярмолюка, В.И. Коваленко. Т. 4. М., Наука, 1987, 374 с.

Михайлов В.А. Магматизм вулканотектонических структур южной части Восточно-Сихотэ-Алиньского вулканического пояса. Владивосток, ДВО АН СССР, 1989, 172 с.

Наумов В.Б., Коваленко В.И., Дорофеева В.А., Гирнис А.В., Ярмолюк В.В. Средний состав магматических расплавов главных геодинамических обстановок по данным изучения расплавных включений в минералах и закалочных стекол пород // Геохимия, 2010, т. 48 (12), с. 1266—1288.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Постников А.А., Травин А.В., Эрнст Р.Е. Неопротерозойский рифтогенный и внутриплитный магматизм Енисейского края как индикатор процессов распада Родины // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (7), с. 666—688.

Патока М.Г. Плиоцен-четвертичные кислые щелочные породы центральной части Срединного хребта Камчатки: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Петропавловск-Камчатский, ДВНЦ АН СССР, 1983, 23 с.

Покровский Б.Г. Коровая контаминация мантийных магм по данным изотопной геохимии. М., Наука/Интерпериодика, 2000, 225 с. (Тр. ГИН РАН, вып. 535).

Попов В.К., Сахно В.Г., Кузьмин Я.В., Гласкок М.Д., Цой Б.-К. Геохимия вулканических стекол вулкана Пектусан // ДАН, 2005, т. 403, № 2, с. 242—247.

- Природные стекла** — индикаторы геологических процессов / Под ред. О.А. Богатикова, А.М. Борсука. М., Наука, 1987, 157 с.
- Рифтогенный магматизм** активных континентальных окраин и его рудоносность / Под ред. В.В. Ярмолюка, В.И. Коваленко. М., Наука, 1991, 263 с.
- Руднев С.Н., Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Шокальский С.П., Борисов С.М., Травин А.В., Левченков В.А., Терлеев А.А., Куйбида М.Л.** Геологическая позиция, возраст и геохимическая модель формирования островодужных плагиогранитов Западного Саяна // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (2), с. 170—187.
- Савельева В.Б., Базарова Е.П.** Геохимические особенности, условия кристаллизации и потенциальная рудоносность раннепротерозойского приморского комплекса гранитов рапакиви (Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (2), с. 193—218.
- Скляров Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И.** Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск, Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГТМ СО РАН, 1997, 197 с.
- Трунилина В.А., Орлов Ю.С., Роев С.П., Зайцев А.И.** Состав и генетические аспекты формирования гранитов А-типа Верхояно-Колымской складчатой области // Отечественная геология, 2008, № 5, с. 99—109.
- Туркина О.М., Ножкин А.Д., Баянова Т.Б.** Источники и условия образования раннепротерозойских гранитоидов юго-западной окраины Сибирского кратона // Петрология, 2006, т. 14, № 3, с. 282—303.
- Ханчук А.И., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А., Симаненко В.П.** Раннемеловая и палеогеновая трансформные континентальные окраины (калифорнийский тип) Дальнего Востока России // Тектоника Азии. М., ГЕОС, 1997, с. 240—243.
- Четвериков С.Д.** Руководство к петрохимическим пересчетам химических анализов горных пород и определению их химических типов. М., Госгеолтехиздат, 1956, 246 с.
- Эпельбаум М.Б.** Силикатные расплавы с летучими компонентами. М., Наука, 1980, 254 с.
- Anderson J.L., Bender E.E.** Nature and origin of Proterozoic A-type granitic magmatism in the southwestern United States of America // Lithos, 1989, v. 23, p. 19—52.
- Avanzinelli R., Bindi L., Menchetti S., Conticelli S.** Crystallisation and genesis of peralkaline magmas from Pantelleria Volcano, Italy: an integrated petrological and crystal-chemical study // Lithos, 2004, v. 73, p. 41—69.
- Azer M.K.** Tectonic significance of Late Precambrian calc-alkaline and alkaline magmatism in Saint Katherina Area, Southern Sinai, Egypt // Geol. Acta, 2007, v. 5, p. 255—272.
- Bacon C.R., MacDonald R., Smith R.L., Baedecker P.A.** Pleistocene high-silica rhyolites of the Coso Volcanic Field, Inyo County, California // J. Geophys. Res., 1981, v. 86, p. 10223—10241.
- Baker P.E.** Peralkaline acid volcanic rocks of oceanic islands // Bull. Volcanol., 1974, v. 38, p. 737—754.
- Barbarin B.** A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments // Lithos, 1999, v. 46, p. 605—626.
- Barron J., Larsen B., Baldauf J., Shipboard Scientific Party.** Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results // College Station, TX, 1991, v. 119, p. 868—891.
- Bea F.** Residence of REE, Y, Th, and U in granites and crustal protoliths, implications for the chemistry of crustal melts // J. Petrol., 1996, v. 37, p. 521—552.
- Best M.G., Christiansen E.H.** Limited extension during peak Tertiary volcanism, Great Basin of Nevada and Utah // J. Geophys. Res., 1991, v. 96, p. 13509—13528.
- Bonin B.** A-type granites and related rocks: evolution of a concept, problems and prospects // Lithos, 2007, v. 97, p. 1—29.
- Bonin B., Grelou-Orsini C., Vialette Y.** Age, origin and evolution of the anorogenic complex of Evisa (Corsica): a K-Li-Rb-Sr study // Contr. Miner. Petrol., 1978, v. 65, p. 425—432.
- Botelho N.F., Moura M.A.** Granite-ore deposit relationships in central Brazil // J. South Amer. Earth Sci., 1998, v. 11, p. 427—438.
- Bowden P., Black R., Martin R.F., Ike E.C., Kinnaird J.A., Batchelor R.A.** Niger-Nigerian alkaline ring complexes: a classic example of African Phanerozoic anorogenic mid-plate magmatism // Alkaline igneous rocks / Eds. J.G. Fitton, B.G. J. Upton. Geol. Soc. London, Special Publ. 1987, v. 30, p. 357—379.
- Breiter K.** Nearly contemporaneous evolution of the A- and S-type fractionated granites in the Krušné hory/Erzgebirge Mts., Central Europe // Lithos, 2012, v. 151, p. 105—121.
- Buck W.R., Martinez F., Stecklear M.S., Cochran J.R.** Thermal consequences of lithospheric extension: pure and simple // Tectonics, 1988, v. 7, № 2, p. 213—234.

Calzia J.P., Ramo O.T. Middle Miocene rapakivi granites of Death Valley // Fifty years of Death Valley research: a volume in honor of Lauren A. Wright and Bennie Troxel / Ed. J.P. Calzia. *Earth-Sci. Rev.*, 2005, v. 73, p. 221—243.

Capaldi G., Chiesa S., Manetti P., Orsi G., Poli G. Tertiary anorogenic granites of the western border of the Yemen Plateau // *Lithos*, 1987, v. 20, p. 433—444.

Cathey H.E., Nash B.P. The Cougar Point Tuff: Implications for Thermochemical Zonation and Longevity of High-Temperature, Large-Volume Silicic Magmas of the Miocene Yellowstone Hotspot // *J. Petrol.*, 2004, v. 45, p. 27—58.

Chappell B.W., White A.J.R. Two contrasting granite types // *Pacific Geol.*, 1974, v. 8, p. 173—174.

Chappell B.W., White A.J.R. *I*- and *S*-type granites in the Lachlan Fold Belt // *Trans. R. Soc. Edinb.: Earth Sci.*, 1988, v. 79, p. 169—181.

Chappell B.W., White A.J.R. *I*- and *S*-type granites in the Lachlan Fold Belt // *Trans. R. Soc. Edinb.: Earth Sci.*, 1992, v. 83, p. 1—26.

Christiansen E.H., Haapala I., Hart G.L. Are Cenozoic topaz rhyolites the erupted equivalents of Proterozoic rapakivi granites? Examples from the western United States and Finland // *Lithos*, 2007, v. 97, p. 219—246.

Coira B., Kay S.M. Implications of Quaternary volcanism at Cerro Tuzgle for crustal and mantle evolution of the Puna Plateau, Central Andes, Argentina // *Contr. Miner. Petrol.*, 1993, v. 113, p. 40—58.

Collins W.J., Beams S.D., White A.J.R., Chappell B.W. Nature and origin of *A*-type granite with particular reference to southeastern Australia // *Contr. Miner. Petrol.*, 1982, v. 80, p. 189—200.

Creaser R.A., Price R.C., Wormald R.J. *A*-type granites revisited: assessment of a residual-source model // *Geology*, 1991, v. 19, p. 163—166.

Dall'Agnol R., Olivera D.C. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajas, Brasil: implications for classification and petrogenesis of *A*-type granites // *Lithos*, 2007, v. 93, p. 215—233.

Duchesne J., Wilmart E. Igneous charnockites and related rocks from the Bjerkreim—Sokndal layered intrusion (Southwest Norway): a jotunite (hypersthene monzodiorite)-derived *A*-type granitoid suite // *J. Petrol.*, 1997, v. 38, p. 337—369.

Eby G.N. Chemical subdivision of the *A*-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications // *Geology*, 1992, v. 20, p. 641—644.

Eby G.N., Krueger H.W., Creasy J.W. Geology, geochronology, and geochemistry of the White Mountain batholith, New Hampshire // *Eastern North American Mesozoic magmatism* / Eds. J.H. Puffer, P.C. Ragland. *Geol. Soc. Amer., Spec. Paper*, 1992, v. 268, p. 379—398.

Elliott B.A., Peck W.H., Ramo O.T., Vaasjoki M., Nironen M. Magmatic zircon oxygen isotopes of 1.88—1.87 Ga orogenic and 1.65—1.54 Ga anorogenic magmatism in Finland // *Miner. Petrol.*, 2005, v. 85, p. 223—241.

Fletcher C.J.N., Beddoe-Stephens B. The petrology, chemistry and crystallization history of the Velasco alkaline province, eastern Bolivia // *Alkaline igneous rocks* / Eds. J.G. Fitton, B.G.J. Upton. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 1987, v. 30, p. 403—414.

Fraga L.M.B., Dall'Agnol R., Costa J.B.S., Macambira M.J.B. The Mesoproterozoic Mucajai anorthosite-mangerite-rapakivi granite complex, Amazonian craton, Brazil // *Canad. Miner.*, 2009, v. 47, p. 1469—1492.

Frindt S., Haapala I., Pakkanen L. Anorogenic Gross Spitzkoppe granite stock in central western Namibia. Part I. Petrology and geochemistry // *Amer. Miner.*, 2004, v. 89, p. 841—856.

Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks // *J. Petrol.*, 2001, v. 42, p. 1771—1802.

Frost C.D., Frost B.R. On ferroan (*A*-type) granitoids: their compositional variability and modes of origin // *J. Petrol.*, 2011, v. 52, p. 39—53.

Frost C.D., Frost B.R., Chamberlain K.R., Edwards B.R. Petrogenesis of the 1.43 Ga Sherman batholith, SE Wyoming: a reduced rapakivi-type anorogenic granite // *J. Petrol.*, 1999, v. 40, p. 1771—1802.

Girard G., Stix J. Rapid extraction of discrete magma batches from a large differentiating magma chamber: the Central Plateau Member rhyolites, Yellowstone Caldera, Wyoming // *Contr. Miner. Petrol.*, 2010, v. 160, p. 441—465.

Goodenough K.M., Upton B.G.J., Ellam R.M. Geochemical evolution of the Ivigtut granite, South Greenland: a fluorine-rich «*A*-type» intrusion // *Lithos*, 2000, v. 51, p. 205—221.

Grebennikov A.V., Maksimov S.O. Fayalite rhyolites and a zoned magma chamber of the Paleocene Yakutinskaya volcanic depression in Primorye, Russia // *J. Miner. Petrol. Sci.*, 2006, v. 101, p. 69—88.

Haapala I., Frindt S., Kandara J. Cretaceous Gross Spitzkoppe and Klein Spitzkoppe stocks in Namibia: topaz-bearing *A*-type granites related to continental rifting and mantle plume // *Lithos*, 2007, v. 97, p. 174—192.

Harris N.B.W., Pearse J.A., Tindle A.G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism // *Collisions tectonics* / Eds. M.P. Cowards, A.C. Ries. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 1986, v. 19, p. 67—81.

Heilimo E., Halla J., Lauri L.S., Ramo O.T., Huhma H., Kurhila M.I., Front K. The Paleoproterozoic Nattanen-type granites in northern Finland and vicinity — a postcollisional oxidized *A*-type suite // *Bull. Geol. Soc. Finland*, 2009, v. 81, p. 7—38.

Ishihara S. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks // *Mining Geol.*, 1977, v. 27, p. 293—305.

Janasi V., Vlach S.R.F., Campos Neto M., Ulbrich H.G.J. Associated *A*-type subalkaline and high-K calc-alkaline granites in the Itu granite province, southeastern Brazil: petrological and tectonic significance // *Can. Miner.*, 2009, v. 47, p. 1505—1526.

Jones C.H., Unruh J.R., Sonder L.J. The role of gravitational potential energy in active deformation in the southwestern United States // *Nature*, 1996, v. 381, p. 37—41.

Karsten M., Baker P.E., Buckley Fl. Petrology and geochemistry of Easter Island // *Contr. Miner. Petrol.*, 1974, v. 44, p. 85—100.

Kaur P., Chaudhri N., Okrusch M., Koepke J. Palaeoproterozoic *A*-type felsic magmatism in the Khetri Copper Belt, Rajasthan, northwestern India: petrologic and tectonic implications // *Miner. Petrol.*, 2006, v. 87, p. 81—122.

Kieffer B., Arnd N.T., Weis D. A bimodal alkalic shield volcano on Skiff Bank: its place in the evolution of the Kerguelen Plateau // *J. Petrol.*, 2002, v. 43, p. 1259—1286.

Kisvarsanyi E.B., Kisvarsanyi G. Alkaline granite ring complexes and metallogeny in the Middle Proterozoic St. Francois terrane, southeastern Missouri, U.S.A. // *Mid-Proterozoic Laurentia—Baltica* / Eds. C.F. Gower, T. Rivers, B. Ryan. Geol. Assoc. Canada, Spec. Paper, 1990, v. 38, p. 433—446.

Konopelko D., Biske G., Seltmann R., Eklund O., Belyatsky B. Hercynian postcollisional *A*-type granites of the Kokshaal Range, Southern Tien Shan, Kyrgyzstan // *Lithos*, 2007, v. 97, p. 140—160.

Kumar K.V., Frost C.D., Frost B.R., Chamberlain K.R. The Chimakurti-Errakonda-Uppalapadu plutons, Eastern Ghats Belt, India: an unusual association of tholeiitic and alkaline magmatism // *Lithos*, 2007, v. 97, p. 30—57.

Lauri L.S., Ramo O.T., Huhma H., Manttari I., Rasanen J. Petrogenesis of silicic magmatism related to the 2.44 Ga rifting of Archean crust in Koillismaa, eastern Finland // *Lithos*, 2006, v. 86, p. 137—166.

Litvinovsky B.A., Jahn B., Zanzvilevich A.N., Saunders A., Poulain S., Kuzmin D.V., Reichow M.K., Titov A.V. Petrogenesis of syenite—granite suites from the Bryansky Complex (Transbaikalia, Russia): implications for the origin of *A*-type granitoid magmas // *Chem. Geol.*, 2002, v. 189, p. 105—133.

Loiselle M.C., Wones D.R. Characteristics and origin of anorogenic granites // *Abstracts of papers to be presented at the annual meetings of the Geological Society of America and Associated Societies*. San Diego, California, 1979, v. 11, November 5—8, p. 468.

MacDonald R.M., Davies G.R., Bliss C.M., Leat P.T., Bailey D.K., Smith R.L. Geochemistry of high-silica peralkaline rhyolites, Naivasha, Kenya Rift Valley // *J. Petrol.*, 1987, v. 28, p. 979—1008.

Maeda J. Opening of the Kuril Basin deduced from the magmatic history of central Hokkaido, North Japan // *Tectonophysics*, 1990, v. 174, p. 235—255.

Maniar P.D., Piccolli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1989, v. 101, p. 635—643.

Ogunleye P.O., Ikeb E.C., Garba I. Geochemical characteristics of the niobium-rich arfvedsonite granites, Younger Granites province of Nigeria // *Chemie der Erde*, 2005, v. 65, p. 279—296.

O'Halloran D.A. Ras ed Dom migrating ring complex: *A*-type granites and syenites from the Bayuda Desert, Sudan // *J. Afric. Earth Sci.*, 1985, v. 3, p. 61—75.

Orajaka I.P. Geochemistry of Kaffo Valley albite-riebeckite-granite, Liruei granite ring-complex, northern Nigeria // *Chem. Geol.*, 1986, v. 56, p. 85—92.

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrol.*, 1984, v. 25, p. 956—983.

Pichler H., Zeil W. The Cenozoic rhyolite-andesite association of the Chilean Andes // *Bull. Volcanol.*, 1971, v. 35, p. 424—452.

Pollard P.J. An intrusion-related origin for Cu–Au mineralization in iron oxide–copper–gold (IOCG) provinces // *Miner. Deposita*, 2006, v. 41, p. 179—187.

Pritchard C.J., Larson P.B. Genesis of the post-caldera eastern Upper Basin Member rhyolites, Yellowstone, WY: from volcanic stratigraphy, geochemistry, and radiogenic isotope modeling // *Contr. Miner. Petrol.*, 2012, v. 164, p. 205—228.

Radain A.A.M., Fyfe W.S., Kerrich R. Origin of peralkaline granites of Saudi Arabia // *Contr. Miner. Petrol.*, 1981, v. 78, p. 358—366.

Rogers J.J.W., Greenberg J.E. Late-orogenic, post-orogenic, and anorogenic granites: distinction by major-element and trace-element chemistry and possible origins // *J. Geol.*, 1990, v. 98, p. 291—310.

Smith I.E.M., Chappell B.W., Ward G.K., Freeman R.C. Peralkaline rhyolites associated with andesitic arcs of the Southwest Pacific // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1977, v. 37, p. 230—236.

Smith D.R., Noblett J., Wobus R.A., Unruh D., Douglass J., Beane R., Davis C., Goldman S., Kay G., Gustavson B., Saltoun B., Stewart J. Petrology and geochemistry of late-stage intrusions of the *A*-type, mid-Proterozoic Pikes Peak batholith (Central Colorado, USA): implications for petrogenesis models // *Precam. Res.*, 1999, v. 98, p. 271—305.

Smith R.B., Jordan M., Steinberger B., Puskas C.M., Farrell J., Waite G.P., Husen S., Chang W-L., O'Connell R. Geodynamics of the Yellowstone hotspot and mantle plume: seismic and GPS imaging, kinematics, and mantle flow // *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 2009, v. 188, p. 26—56.

Suwa K., Tokieda K., Hoshino M. Palaeomagnetic and petrological reconstruction of the Seychelles // *Precam. Res.*, 1994, v. 69, p. 281—292.

Sylvester P.J. Post-collisional alkaline granites // *J. Geol.*, 1989, v. 97, p. 261—280.

Tommasini S., Poli G., Manetti P., Conticelli S. Oligo-Miocene *A*-type granites and granophyres from Yemen: isotopic and trace-element constraints bearing on their genesis // *Eur. J. Miner.*, 1994, v. 6, p. 571—590.

Trua T., Deniel C., Mazzuoliet R. Crustal control in the genesis of Plio-Quaternary bimodal magmatism of the Main Ethiopian Rift (MER): geochemical and isotopic (Sr, Nd, Pb) evidence // *Chem. Geol.*, 1999, v. 155, p. 201—231.

Verma S.P., Pandarinath K., Verma S.K., Agrawal S. Fifteen new discriminant-function-based multi-dimensional robust diagrams for acid rocks and their application to Precambrian rocks // *Lithos*, 2013, v. 168—169, p. 113—123.

Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. *A*-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contr. Miner. Petrol.*, 1987, v. 95, p. 407—419.

Woolley A.R., Jones G.C. The petrochemistry of the northern part of the Chilwa alkaline province, Malawi // *Alkaline igneous rocks* / Eds. J.G. Fitton, B.G.J. Upton. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 1987, v. 30, p. 335—356.

Wormald R.J., Price R.C. Peralkaline granites near Temora, southern New South Wales: tectonic and petrological implications // *Aust. J. Earth Sci.*, 1988, v. 35, p. 209—221.

Yang J.-H., Wu F.-Y., Chung S.-L., Wilde S.A., Chu M.-F. A hybrid origin for the Qianshan *A*-type granite, northeast China: geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic evidence // *Lithos*, 2006, v. 89, p. 89—106.

*Рекомендована к печати 23 мая 2013 г.
Е.В. Складовым*

*Поступила в редакцию
11 марта 2013 г.*