

УДК 552.3(571.5)

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ДЕВОНСКОГО МАГМАТИЗМА АЛТАЕ-САЯНСКОЙ РИФТОВОЙ ОБЛАСТИ: СОСТАВ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПРИРОДА МАНТИЙНЫХ ИСТОЧНИКОВ

© 2010 г. А. А. Воронцов*, В. В. Ярмолюк**, Г. С. Федосеев***,
А. В. Никифоров**, Г. П. Сандимирова*

*Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН

ул. Фаворского, 1а, Иркутск, 664033, Россия; e-mail: voron@igc.irk.ru

** Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН
Старомонетный пер., 35, Москва, 109017, Россия; e-mail: volya@igem.ru

*** Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

просп. Академика Коптюга, 3, Новосибирск, 630090, Россия; e-mail: fedoseev@uiggm.nsc.ru

Поступила в редакцию 01.04.2010 г.

Получена после доработки 25.04.2010 г.

На основе систематических исследований геохимических и изотопных (Sr, Nd) параметров базитов из разных вулканических районов девонской Алтае-Саянской рифтовой области охарактеризованы составы мантийных источников магматизма и реконструированы геодинамические механизмы их вовлечения в процесс рифтогенеза. Установлено, что в пределах этой области высокотитанистые базиты ($4.2 > \text{TiO}_2 > 2.5$ мас. %) обогащены редкими литофильными элементами, в том числе редкоземельными элементами, по сравнению с N-MORB и близки к составу внутриплитовых субщелочных базальтов типа OIB. В отличие от них умеренно-титанистые базиты ($2.5 > \text{TiO}_2 > 1.1$ мас. %) в основном обеднены высокозарядными некогерентными элементами Th, U, Nb, Ta ($\text{La/Nb} = 1.2 - 2.2$), в меньшей степени Zr и Hf, а также LREE ($(\text{La/Yb})_N < 7$), но обогащены Ba. Данные характеристики умеренно-титанистых базитов сближают их с породами, сформированными в субдукционных обстановках. Геохимические параметры базитов отличаются явно выраженной неоднородностью, которая, очевидно, отражает гетерогенный характер мантийных источников, участвовавших в образовании рифтовой области. Так, наиболее заметные изменения состава пород, связанные с возрастанием доли источника типа OIB в составе магм, происходят в восточном направлении, т.е. от границы вглубь палеоконтинента. Изотопный состав базитов относительно устойчив в пределах отдельных рифтовых зон области и существенно различается при сравнении базитов разных зон. Изотопные характеристики пород позволяют распознать в их образовании три источника расплавов. Один из них, близкий по параметрам к мантии типа PREMA, является общим компонентом всех наблюдаемых трендов вариаций изотопных составов, независимо от положения соответствующих ассоциаций в строении области. Этот компонент преобладает в составе высокотитанистых базальтов с геохимическими характеристиками производных обогащенных мантийных источников типа E-MORB и OIB и рассматривается как плюмовый источник. Два других изотопных источника расплавов связаны с субдукционными процессами, так как они доминировали при образовании умеренно-титанистых базальтов, для которых характерны геохимические метки (прежде всего, Ta-Nb минимум), типичные для пород вулканических дуг. Эти отличия вполне согласуются с образованием АСРО в сложной геодинамической обстановке, которая предполагает воздействие источников внутриплитного магматизма (мантийного плюма) на область формирования расплавов активной континентальной окраины (на зону субдукции).

В истории Сибирского палеоконтинента особую роль сыграла девонская эпоха, когда в одних его частях существовали обширные осадочные бассейны, а в других он подвергался интенсивной деструкции, сопровождавшейся формированием крупных рифтовых систем. Такая система, выделяемая в настоящей работе как Алтае-Саянская рифтовая область (АСРО), возникла в юго-западном обрамлении Сибирской платформы. Ее элементами стали многочисленные грабены и прогибы, в том числе Минусинский, Тувинский и Делюно-Юстыдский проги-

бы, а также многочисленные грабены Северо-Западной Монголии. Их формирование, особенно на начальной (раннедевонской) стадии становления, сопровождалось крупномасштабным эффузивным магматизмом, существенная роль в котором принадлежала базальтовым излияниям (Лучицкий, 1960; Моссаковский, 1963; Гордиенко, 1987) (рис. 1).

По своим геологическим характеристикам АСРО сопоставляется с крупными изверженными провинциями, образующимися над мантийными плюмами (Coffin, Eldholm, 1992). К числу таких ха-

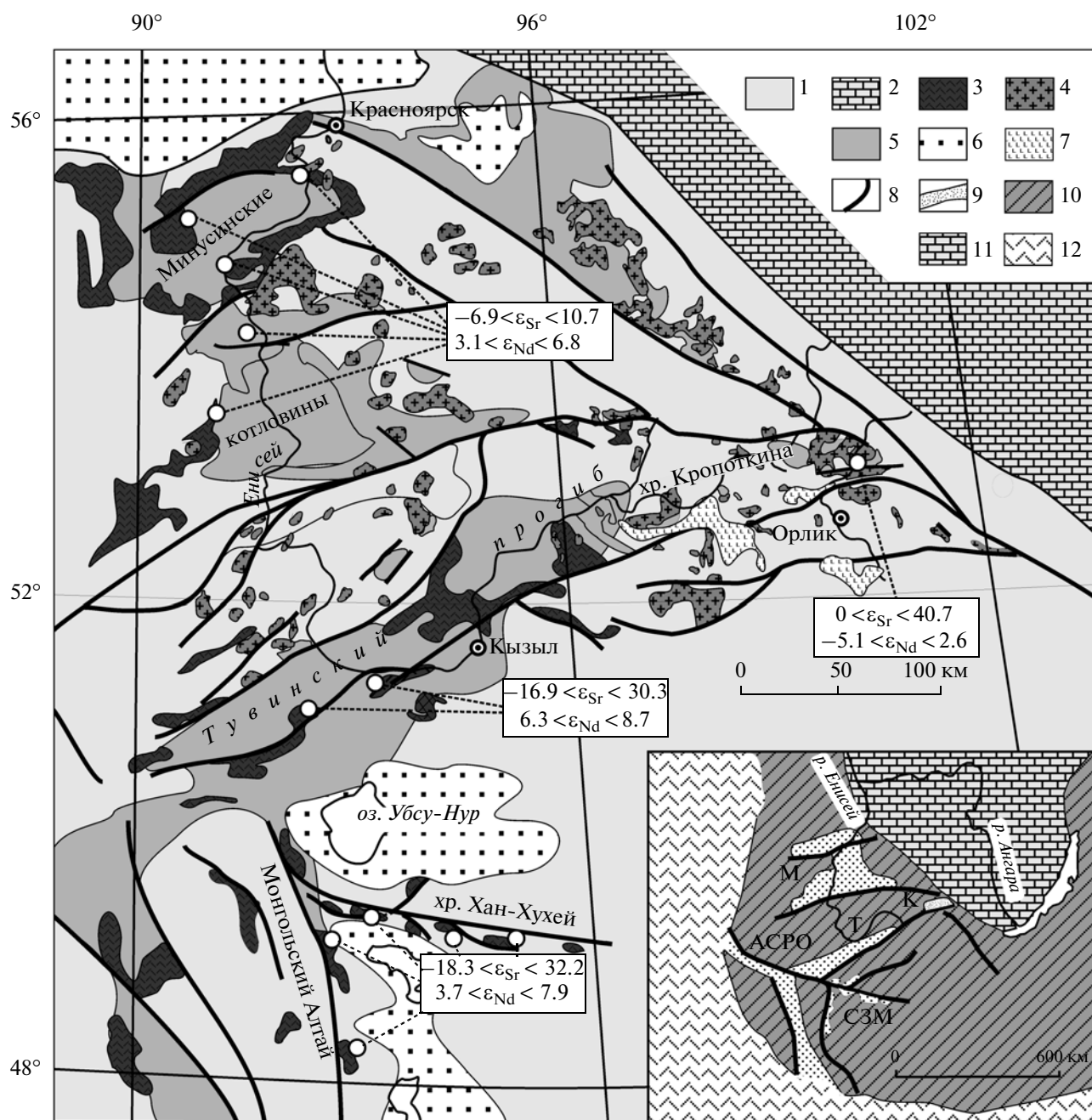


Рис. 1. Схема размещения раннедевонских магматических ассоциаций в структурах Алтае-Саянской рифтовой области (составлена на основе материалов (Лучицкий, 1960; Государственная ..., 1973)).

1 – складчатое обрамление Сибирской платформы; 2 – Сибирская платформа, 3, 4 – раннедевонские магматические ассоциации: 3 – бимодальные базальт-трахириолит-комендитовые, 4 – субщелочные и щелочные граниты и сиениты; 5 – девонские прогибы, 6 – мезо-кайнозойские впадины; 7 – позднекайнозойские базальты; 8 – разломы.

Врезка: Закономерности проявления девонского внутриплитного магматизма в пределах юго-западного обрамления среднепалеозойского Сибирского палеоконтинента.

9 – рифтовые структуры (прогибы: М – Минусинский и Т – Тувинский; грабены: К – Кропоткинский, СЗМ – Северо-Западной Монголии); 10 – складчатое обрамление платформы, 11 – Сибирская платформа, 12 – Палеоазиатский океан. АСРО – Алтае-Саянская рифтовая область.

Цифрами даны пределы вариаций ϵ_{Sr} и ϵ_{Nd} в породах, рассчитанные на 390 млн. лет. Белыми точками выделены районы опробования базитов для изотопных Sr-Nd исследований.

рактистик относятся крупные размеры области (более 300 000 км²) при изометричной форме, большие объемы эффузивных пород основного и среднего-основного составов, сформированных за сравнительно короткий интервал времени в раннем девоне, наличие базитовых силлов и дайковых роев, а также структурный рисунок распределения впадин, который типичен для тройных соединений грабенов (triple-junction, по (Burke, Devey, 1973)). В то же время структурная позиция АСРО определяется близостью к девонской активной окраине Сибирского палеоконтинента и одновременным с ней формированием (Ярмолюк, Коваленко, 1991, 2003; Ярмолюк и др., 2000; Воронцов и др., 1997; Гордиенко, 2006). Такое геологическое положение АСРО приводит к разным толкованиям природы геодинамических процессов, приведших к ее образованию, а также к разным представлениям о механизмах, определивших специфику магматизма в ее пределах.

Целью настоящей работы является характеристика мантийных источников магматизма АСРО и реконструкция геодинамических механизмов их вовлечения в процесс рифтогенеза. В основу работы положены результаты систематических исследований состава базитов из разных вулканических районов АСРО, и в первую очередь данные об их геохимических и изотопных (Sr, Nd) параметрах.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЙ

Минусинский прогиб объединяет систему обособленных впадин, распределенных по площади около 10 000 км² между горными сооружениями Кузнецкого Алатау, Западного и Восточного Саяна. Наиболее крупными структурами являются Южно-Минусинская, Сыдо-Ербинская и Чебаково-Балахтинская впадины, рифтогенный характер которых подчеркивают их разломные (сбросы) борта, сформировавшиеся одновременно с началом магматической активности в их пределах (Лучицкий, 1960). Состав магматических продуктов в этих впадинах типичен для внутриплитных областей и включает ассоциации пород нормального ряда, а также повышенной щелочности и щелочных: базальтовые, базальт-андезибазальтовые, базальт-трахитовые, бимодальные базальт-трахидацит-трахириолитовые, нефелинит-фонотефритовые, с которыми сопряжены их интрузивные эквиваленты: долериты, тешениты, тералиты и щелочные сиениты. Эффузивные породы этих ассоциаций традиционно объединяются в раннедевонскую вулканогенно-осадочную быскарскую серию, залегающую с угловым и азимутальным несогласием на кембрийских отложениях и несогласно перекрытую осадочными отложениями живетского яруса. В основании серии часто отмечаются базальные конгломераты. Раннедевонский возраст базитовых магматических пород подтверждается

геологическими и геохронологическими (преобладающая часть датировок лежит в диапазоне 383–407.5 млн. лет) данными (Fedoseev, 2008).

Тувинский прогиб является одной из крупнейших постаккреционных структур Алтае-Саянской складчатой области. Он контролируется субширотной системой разломов, поперечной к простиранию структур девонской АКО, и протягивается на расстояние более 500 км вглубь палеоконтинента. Начальная (раннедевонская) стадия формирования прогиба была сопряжена с процессами рифтогенеза. В это время в основании прогиба возникли рои базитовых силлов и даек, зафиксировавшие крупноамплитудные вертикальные и горизонтальные растяжения его основания и активный подъем расправов к поверхности. Непосредственно в пределах рифтовой долины (Геология СССР, 1966) образовались мощные (более 1000 м) вулканические толщи, сложенные преимущественно лавами низко- и высокотитанистых базальтов нормального и субщелочного рядов щелочности (Sugorakova et al., 2009). Кислые породы (субщелочные риолиты) образуют крупные линзы в средних частях вулканических разрезов. Их доля возрастает в восточной части прогиба, где они становятся преобладающими.

Кропоткинский грабен отвечает восточному окончанию Тувинского прогиба, расположенного за пределами границ АКО в Урда-Хойт-Окинском междуречье Восточного Саяна. Вулканические толщи в его пределах представляют фрагменты лавового поля, вытянутого в субширотном направлении на расстояние более 60 км при ширине около 20 км. В строении этих толщ участвуют серии покровов базальтов, андезибазальтов, трахитов, трахириодацитов, трахириолитов и комендитов, а также слои и линзы пирокластического материала. В целом щелочно-сиалические породы резко преобладают. Согласно данным Rb-Sr изотопного датирования бимодальная вулканическая ассоциация хребта Кропоткина возникла 402 млн. лет назад, то есть в раннем девоне (Воронцов и др., 2008).

Грабены Северо-Западной Монголии сосредоточены в пределах границ раннекаледонской Озерной зоны и контролируются ограничивающими эту зону крупными разломами. Один из них (Цаган-Шибетинский) вытянут вдоль восточного склона Монгольского Алтая более чем на 150 километров. Два других (Хан-Хухейский и Агардакский) протягиваются по южному склону и центральной части хр. Хан-Хухей на расстояние свыше 250 километров. Формирование грабенов происходило в условиях рифтогенеза (Ярмолюк, Воронцов, 1993; Воронцов, 1993) и сопровождалось магматизмом высокой щелочности с широким участием субщелочных и щелочных базальтов, трахитов, щелочных трахириодацитов и пантеллеритов с многочисленными субвулканическими телами пород тех же составов – дифференцированных тешенитов, сиени-

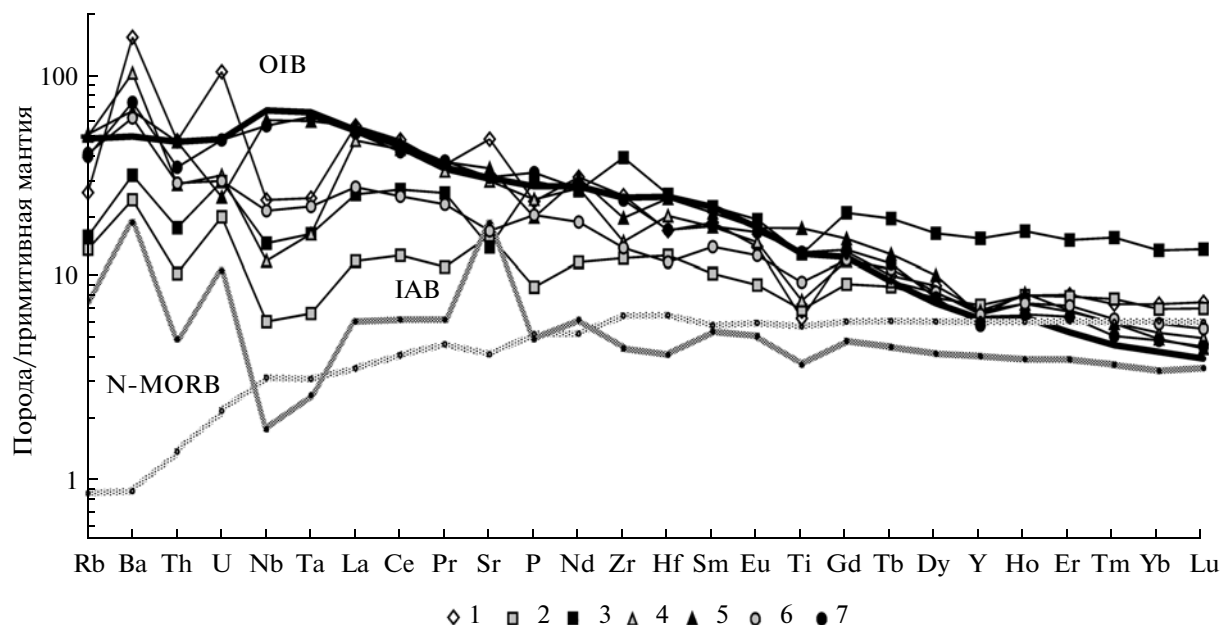


Рис. 2. График нормированного распределения редких и редкоземельных элементов в базитах Алтае-Саянской рифтовой области. Нормировано по (Sun, McDonough, 1989).

Базиты: 1 – Минусинского прогиба; 2, 3 – Тувинского прогиба: 2 – умеренно-титанистые, 3 – высокотитанистые; 4, 5 – Кропоткинского грабена: 4 – умеренно-титанистые, 5 – высокотитанистые; 6, 7 – грабенов Северо-Западной Монголии: 6 – умеренно-титанистые, 7 – высокотитанистые. Жирные линии – спектры составов OIB и N-MORB по (Sun, McDonough, 1989), IAB по (Гриб и др., 2009).

тов, мариуполитов, щелочных микрогранитов. Возраст магматических ассоциаций отвечает раннему девону и обоснован находками фауны в осадочных породах ряда опорных вулканогенно-осадочных разрезов (Гаврилова, Лувсанданзан, 1983; Ярмолюк, Коваленко, 1991).

Завершая геологическую характеристику наиболее крупных фрагментов АСРО, следует отметить широкое развитие в пределах области систем разноориентированных грабенов, впадин и поясов сбросов. Такие особенности структуры типичны для внутриплитных областей, сформировавшихся в условиях регионального растяжения в результате сводообразования, что для Минусинских впадин подчеркивал еще И.В. Лучицкий (Лучицкий, 1960). Характер магматизма области, определяемый практически повсеместным развитием щелочных пород (фонолитов, тефритов, трахитов, пантеллеритов и комендитов и их плутонических аналогов) и бимодальных ассоциаций, также соответствует областям внутриплитного магматизма.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ БАЗИТОВ АСРО

В строении магматических ассоциаций всех рассмотренных рифтовых структур АСРО ведущей разновидностью пород являются базальты, трахибазальты и андезибазальты, а также базаниты и фонотефриты. Такие породы имеют мантийное

происхождение, что позволяет оценить составы мантийных источников рифтогенного магматизма практически по всей площади АСРО.

Содержания петрогенных, редких и редкоземельных элементов в представительных базитах приведены в таблице. Составы пород варьируют по кремнезему в диапазоне 43–55 мас. % SiO_2 и соответствуют натриевой ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 4$) и калиево-натриевой ($4 > \text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 1$) субщелочным сериям. По содержанию TiO_2 породы разделяются на умеренно-титанистую (TiO_2 от 1.1 до 2.5 мас. %) и высокотитанистую (TiO_2 от 2.5 до 4.2 мас. %) подгруппы, которые распространены во всех вулканических ареалах за исключением Минусинского прогиба. В пределах последнего базиты соответствуют только умеренно-титанистой подгруппе. По сравнению с N-MORB базиты области в целом обогащены редкими литофильными элементами, в том числе редкоземельными (рис. 2). В то же время они характеризуются вполне определенными различиями в относительном поведении несовместимых элементов, которые прямо коррелируются с содержанием TiO_2 . Подобные зависимости между Nb и TiO_2 показаны на рис. 3. Высокотитанистые базиты выделяются положительной Ta-Nb аномалией ($\text{La}/\text{Nb} \sim 0.9$), относительно обогащены LREE ($(\text{La}/\text{Yb})_N > 10$) и по геохимическим параметрам близки к базальтам типа OIB. В отличие от них умеренно-титанистые базиты в основном обеднены высокозарядными некогерентными элементами Th, U, Nb, Ta ($\text{La}/\text{Nb} = 1.2 - 2.2$),

Составы представительных базитов и средние составы базитов Алтае-Саянской рифтовой области

Компо- ненты	Минусинский прогиб			Тувинский прогиб					
	ум-Ті			ум-Ті			выс-Ті		
	КОП-1/5*	ДВН-2/17	Средн. по 13**	ДВ-1/7	ДВ-229	Средн. по 8	А-304	ДВ-6/4	Средн. по 4
SiO ₂	47.84	49.49	49.09	55.54	51.32	50.57	45.80	48.93	48.32
TiO ₂	1.51	1.38	1.39	1.68	1.84	1.53	2.66	3.44	2.86
Al ₂ O ₃	16.37	17.97	17.18	16.40	16.49	16.57	14.99	12.82	13.79
Fe ₂ O ₃	11.09	10.44	9.76	8.87	12.44	11.08	15.21	17.60	16.29
MnO	0.18	0.24	0.20	0.43	0.49	0.27	0.69	0.24	0.35
MgO	6.62	3.35	4.93	5.32	4.74	6.11	6.70	4.69	4.73
CaO	8.41	7.73	7.39	2.93	8.42	8.66	8.02	8.11	8.18
Na ₂ O	4.33	4.82	4.97	5.35	3.65	3.42	3.15	3.31	3.68
K ₂ O	0.86	1.88	1.36	0.51	0.35	0.49	1.35	0.82	0.80
P ₂ O ₅	0.62	0.59	0.52	0.23	0.17	0.20	0.36	0.51	0.66
П.п.п.	2.36	2.30	3.27	3.68	1.47	2.28	2.57	1.49	2.09
Сумма	100.37	100.41	100.25	100.15	100.19	100.14	99.98	100.32	100.21
Rb	4.9	21.9	16.9	8.0	5.3	8.9	4.0	17.1	10.2
Ba	1580	2110	1078	247	135	171	419	173	225
Th	3.1	4.3	4.1	1.3	0.9	0.9	0.3	2.1	1.5
U	1.68	2.84	2.19	0.59	0.41	0.42	0.28	0.71	0.63
Nb	17.8	10.5	17.4	7.0	3.5	4.4	8.5	10.0	10.7
Ta	0.96	0.63	1.02	0.44	0.22	0.28	0.64	0.58	0.68
La	41.7	36.6	38.7	10.4	7.7	8.4	7.2	18.6	17.8
Ce	90.9	84.2	85.6	30.4	20.9	23.1	22.4	48.4	48.6
Pr	10.4	10.0	9.9	4.2	3.1	3.1	3.5	7.3	7.3
Sr	1024	1017	1025	368	265	343	306	298	302
Nd	44.3	43.7	42.7	20.7	15.4	16.3	17.5	35.6	36.7
Zr	284	230	286	211	143	141	205	493	442
Hf	5.3	4.6	5.3	5.4	4.3	4.0	4.8	8.4	8.0
Sm	8.69	8.41	8.36	5.30	4.58	4.71	5.17	9.32	10.01
Eu	2.48	2.34	2.41	1.89	1.62	1.57	1.93	2.85	3.28
Gd	8.1	7.8	8.10	6.5	5.9	5.62	6.0	12.3	12.53
Tb	1.11	1.05	1.12	1.15	0.97	0.99	1.03	2.01	2.13
Dy	6.54	6.18	6.81	6.87	6.42	5.95	6.50	12.06	12.3
Y	29.7	28.6	31.8	41.2	36.0	33.8	31.7	74.0	71.8
Ho	1.29	1.22	1.36	1.61	1.45	1.36	1.43	2.73	2.81
Er	3.66	3.59	4.02	4.51	4.25	3.93	3.85	7.21	7.43
Tm	0.51	0.50	0.56	0.66	0.65	0.59	0.57	1.25	1.18
Yb	3.34	3.24	3.71	4.07	3.96	3.51	3.47	7.19	6.78
Lu	0.52	0.52	0.57	0.64	0.58	0.53	0.53	1.00	1.03

Таблица. Продолжение

Компоненты	Кропоткинский грабен					
	ум-Ті			выс-Ті		
	АРЫ-1/1	АРЫ-1/5	Средн. по 7	МНГ-1/2	МНГ-1/4	Средн. по 4
SiO ₂	50.38	48.81	49.57	43.50	48.61	45.43
TiO ₂	1.92	1.57	1.70	4.19	3.73	3.84
Al ₂ O ₃	15.99	16.29	16.20	14.63	16.56	14.84
Fe ₂ O ₃	11.69	11.13	11.73	16.39	14.66	14.84
MnO	0.13	0.18	0.17	0.27	0.18	0.20
MgO	4.75	7.60	5.55	6.29	2.97	6.36
CaO	8.66	9.67	8.68	8.73	4.82	8.46
Na ₂ O	4.07	2.35	3.63	2.16	4.60	3.00
K ₂ O	0.62	0.94	1.17	1.51	1.35	1.13
P ₂ O ₅	0.65	0.57	0.53	0.44	0.36	0.44
П.п.п.	0.97	0.96	1.08	1.94	2.10	1.45
Сумма	100.12	100.22	100.22	100.23	100.10	100.13
Rb	28.1	21.2	32	37.2	34.5	32.9
Ba	930	715	717	552	682	468
Th	2.5	1.9	2.5	2.9	7.6	4
U	0.71	0.41	0.68	0.57	0.32	0.53
Nb	9.5	8.9	8.7	45.0	38.4	43
Ta	0.77	0.85	0.68	2.71	2.34	2.44
La	38.0	31.0	32.9	33.4	54.2	38.7
Ce	87.1	83.8	76.8	78.8	105.2	82.9
Pr	10.7	10.2	9.9	9.7	12.6	10.4
Sr	1172	679	637	770	540	737
Nd	41.0	35.3	37.6	40.8	48.1	42.3
Zr	172	164	170	195	257	223
Hf	5.2	7.5	6.3	7.2	9.0	7.7
Sm	8.90	8.00	7.99	8.63	9.98	9.35
Eu	2.79	2.43	2.54	3.12	3.00	2.98
Gd	8.1	6.6	7.31	9.6	9.6	9.37
Tb	1.20	1.06	1.05	1.42	1.49	1.42
Dy	7.08	6.14	6.3	7.69	8.11	7.68
Y	37.1	32.0	31.6	28.8	27.4	30
Ho	1.38	1.13	1.24	1.44	1.32	1.39
Er	3.69	3.10	3.31	3.43	3.36	3.36
Tm	0.49	0.40	0.45	0.45	0.42	0.45
Yb	2.75	2.52	2.68	2.37	2.28	2.49
Lu	0.39	0.35	0.38	0.31	0.31	0.34

Таблица. Окончание

Компоненты	Грабены Северо-Западной Монголии					
	ум-Тi			выс-Тi		
	БРГ-1/8	БРГ-6/2	Средн. по 9	ХН-5/30	ХН-10/3	Средн. по 6
SiO ₂	49.87	53.72	49.63	47.11	43.91	47.13
TiO ₂	1.73	1.82	2.09	3.59	4.05	2.92
Al ₂ O ₃	16.35	14.45	15.20	15.33	15.80	16.67
Fe ₂ O ₃	9.86	10.21	10.61	12.01	13.60	11.33
MnO	0.27	0.39	0.28	0.20	0.24	0.19
MgO	5.38	3.63	5.91	4.57	4.91	4.30
CaO	7.27	6.51	6.73	5.79	8.82	6.83
Na ₂ O	4.59	3.17	3.85	3.78	3.42	3.83
K ₂ O	0.76	2.08	1.45	1.61	0.85	1.74
P ₂ O ₅	0.20	0.26	0.45	0.72	0.74	0.72
П.п.п.	2.53	2.46	2.69	3.82	2.15	3.06
Сумма	99.37	99.17	99.48	99.99	99.58	99.59
Rb	16.7	76.6	26.2	18.9	10.9	25.4
Ba	210	1081	432	394	290	516
Th	1.0	4.5	2.5	2.5	2.0	3
U	0.37	0.82	0.64	0.76	0.64	1.01
Nb	5.1	8.8	15.4	35.2	32.7	40.4
Ta	0.42	0.48	0.93	2.23	2.22	2.57
La	8.8	20.4	19.4	34.0	30.2	35.8
Ce	20.7	47.1	45.1	75.2	65.1	74.7
Pr	3.1	6.4	5.1	9.7	8.4	9.4
Sr	405	336	362	481	730	666
Nd	14.1	26.7	25.7	39.8	33.9	37.4
Zr	86	154	159	290	225	273
Hf	2.4	3.9	3.7	5.6	4.6	5.4
Sm	3.93	6.45	6.37	8.94	7.61	8.02
Eu	1.46	2.20	2.19	2.94	2.73	2.84
Gd	4.9	7.5	7.36	8.9	8.0	8.27
Tb	0.83	1.26	1.2	1.40	1.24	1.28
Dy	4.69	6.87	6.35	6.57	5.93	5.96
Y	22.6	35.5	30.4	30.5	26.4	26.9
Ho	0.94	1.38	1.25	1.22	1.08	1.1
Er	2.64	4.02	3.55	3.46	2.96	3.13
Tm	0.37	0.54	0.47	0.43	0.36	0.39
Yb	2.26	3.50	2.97	2.74	2.22	2.46
Lu	0.32	0.51	0.42	0.38	0.30	0.34

Примечание. Петрогенные элементы – в мас. %, редкие литофильные элементы – в г/т. ум-Тi – умеренно-титанистые, выс-Тi – высокотитанистые. Fe₂O₃ – общее железо. Определение химического состава пород проведено: петрогенные элементы – рентгенофлуоресцентным методом в ИГХ СО РАН, микроэлементы – методом ICP-MS в Аналитическом центре коллективного пользования ИНЦ СО РАН. Пробоподготовка: сплавление с метаборатом лития.

* Номер пробы. ** Средний состав по 13 пробам.

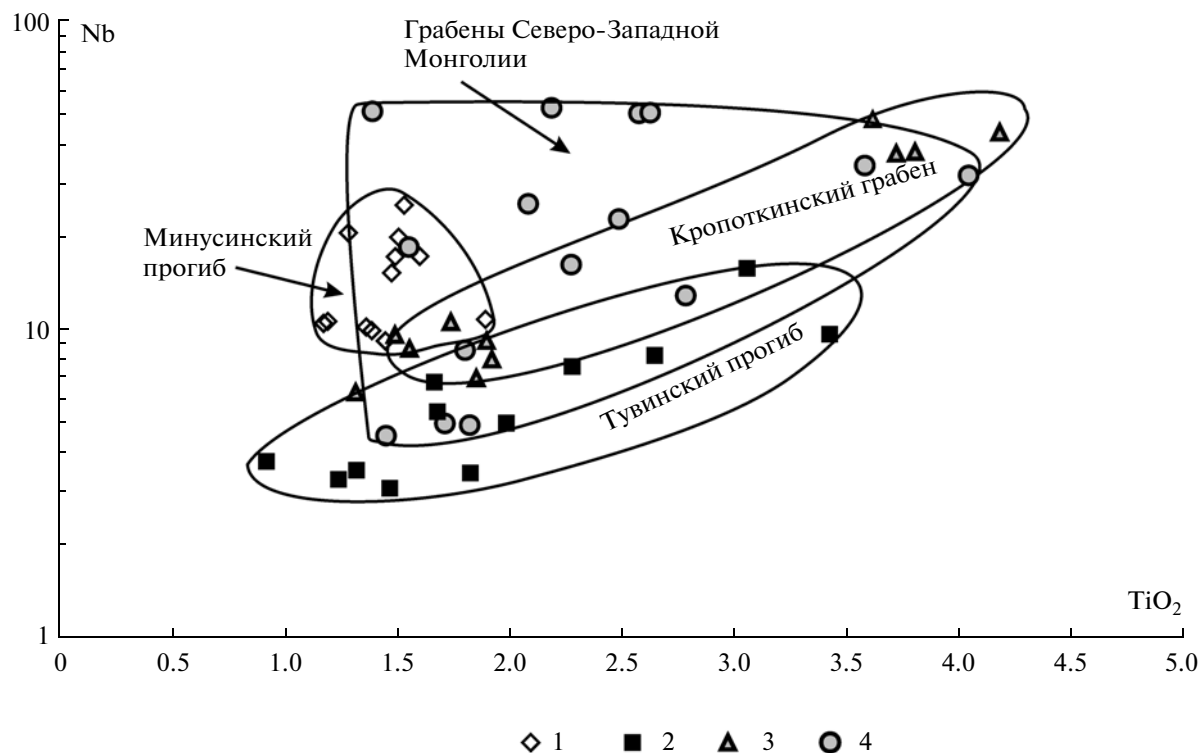


Рис. 3. Корреляционные зависимости между Nb и TiO_2 в базитах Алтае-Саянской рифтовой области.

Базиты: 1 – Минусинского прогиба; 2 – Тувинского прогиба; 3, 4 – Кропоткинского грабена: 3 – умеренно-титанистые, 4 – высокотитанистые; 5, 6 – грабенов Северо-Западной Монголии: 5 – Монгольского Алтая, 6 – хр. Хан-Хухей.

в меньшей степени Zr и Hf, а также легкими редкоземельными элементами ($(La/Yb)_N < 7$), но обогащены Ba. Подобные черты состава умеренно-титанистых базитов сближают их с породами, сформированными в субдукционных обстановках.

Распределение несовместимых элементов относительно La, который выбран в качестве индекса дифференциации, показано на графиках (рис. 4). В соответствии с этими графиками различия в составе пород определяются, с одной стороны, их принадлежностью к высоко- или умеренно-титанистым подгруппам, с другой – структурным (и географическим) положением.

Вариации содержания Nb в высокотитанистых базитах Кропоткинского грабена и в базальтах хр. Хан-Хухей Северо-Западной Монголии происходят между составами N-MORB, E-MORB, IAB, с одной стороны, и OIB – с другой (рис. 4), и в целом они ближе к составам базальтов OIB, что хорошо отражено на спайдерграммах (рис. 2). В отличие от них высокотитанистые базиты Тувинского прогиба и Монгольского Алтая характеризуются пониженными содержаниями Nb и Ta. Совместно с умеренно-титанистыми базитами они образуют общий тренд, который отражает более медленный рост Nb в ряду дифференциатов ($Nb/La \sim 0.4$; в высокотитанистых > 1). Отметим

также, что по сравнению с вулканитами других районов базиты Тувинского прогиба характеризуются более высокими отношениями Zr/La и HREE/La, что является причиной более быстрого накопления Zr, средних и тяжелых REE в крайних дифференциатах этих пород (рис. 2 и 4). Также отметим, что базиты Минусинской впадины являются наиболее обогащенными LREE, Nb, Sr, Ba и U породами среди умеренно-титанистых базитов АСРО.

Аналогичные закономерности прослеживаются и на диаграммах вариаций парных отношений элементов относительно La (рис. 5). Разделение высокотитанистых и низкотитанистых базитов отмечается только на графиках, в которых одним из компонентов парного отношения является Nb или Ta. В этом случае формируются две совокупности составов, прослеживающихся в целом согласно друг другу и тренду вариаций состава мантийных источников. На графиках Zr/Nb–La и La/Nb–La точки составов базитов хр. Хан-Хухей и высокотитанистых вулканитов хр. Кропоткина распределены вдоль тренда E-MORB и OIB, что свидетельствует о ведущей роли источников такого типа в их образовании. Умеренно-титанистые базиты, а также высокотитанистые базальты Тувинского прогиба прослеживаются параллельно этому тренду от области составов, близких к источникам IAB и N-MORB, в сторону

более высоких содержаний La (и других несовместимых элементов), типичных для источника OIB. На графиках без участия Nb (La/Yb–La, Th/Y–La и др.) составы всех пород укладываются в общий тренд, протягивающийся от области сближенных составов IAB, N-MORB и E-MORB через OIB в область более высоких содержаний несовместимых элементов. Эти соотношения позволяют сделать вывод, что в магматизме области в той или иной степени участвовали все упоминаемые мантийные источники при преобладании источников типа E-MORB и OIB. Об этом, в частности, свидетельствуют зависимости парных отношений несовместимых элементов (рис. 6). На этих диаграммах отчетливо видно, что составы базитов хр. Хан-Хухей Северо-Западной Монголии и высокотитанистых базитов Кропоткинского грабена группируются вблизи состава OIB. Составы базальтов Тувинского прогиба, Монгольского Алтая и Минусинских впадин независимо от содержания в них TiO_2 в основном распределены между составами N-MORB, E-MORB и OIB при несомненном участии IAB.

Необходимо подчеркнуть, что базиты каждой структуры АСРО обладают определенными геохимическими особенностями. Отмечаемые на графиках группы точек составов, отвечающие разным структурам АСРО, по-видимому, можно связать с преобладанием в формировании соответствующих структур разных мантийных источников. Так, распределение точек состава базитов Тувинского прогиба позволяет предполагать, что геохимическую специфику их магматизма, определяло, прежде всего, сочетание источников типа E-MORB и IAB и, в меньшей степени, типа N-MORB и OIB. Положение на графиках точек состава базитов Минусинских грабенов предполагает, что в их образовании преобладал источник типа OIB при участии других источников, в том числе IAB. В образовании умеренно-титанистых базитов Монгольского Алтая и восточной части Тувинского прогиба (грабены хр. Кропоткина) помимо указанных источников определенную роль, вероятно, играл также источник типа E-MORB.

На дискриминационной диаграмме (рис. 7а) видно, что в целом составы базитов АСРО группируются вдоль линии, отделяющей область плюмовых источников от поля составов вулканических дуг. При этом можно отметить, что основные породы структур, наиболее удаленных от границы вглубь континента (грабены хр. Хан-Хухей и хр. Кропоткина), в основном несут геохимические метки плюмовых источников. Умеренно-титанистые базальты, доминирующие в строении западной части Тувинского прогиба, Минусинских впадин, а также грабенов восточного склона Монгольского Алтая в основном располагаются в поле составов вулканических дуг (рис. 7), что согласуется, как было отмечено выше, с наличием Ta-Nb минимумов в их геохимических спектрах.

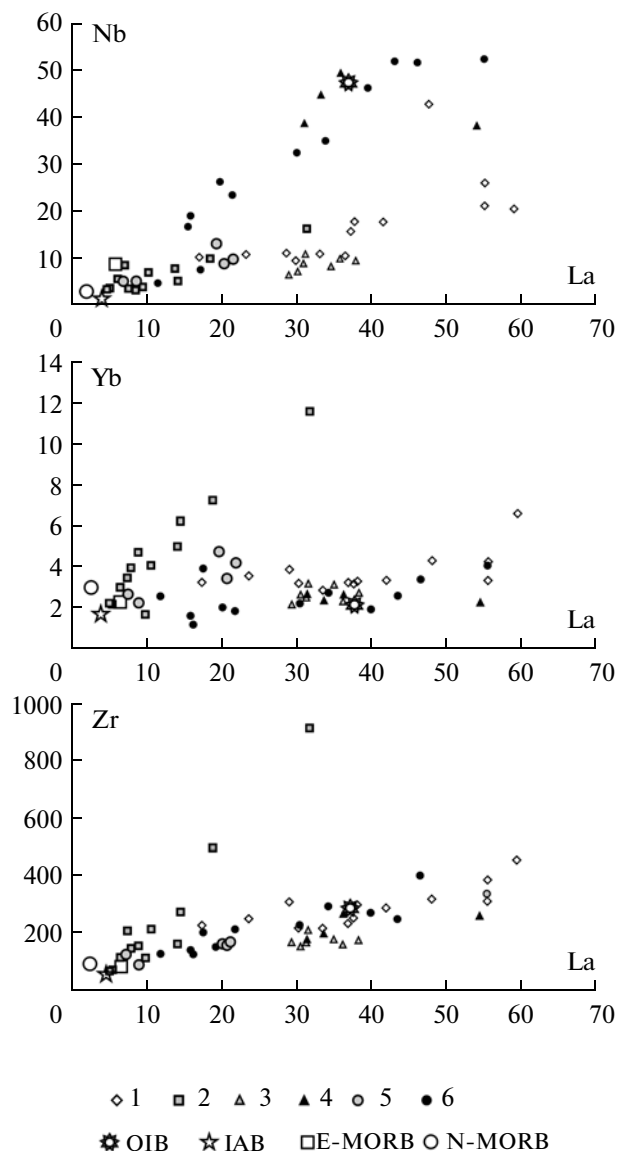


Рис. 4. Корреляционные зависимости между несовместимыми элементами и La в базитах Алтае-Саянской рифтовой области.

Составы E-MORB, N-MORB, OIB по (Sun, McDonough, 1989), IAB по (Гриб и др., 2009). Условные обозначения см. рис. 3.

Таким образом, геохимические параметры базитов АСРО отличаются явно выраженной неоднородностью, которая, очевидно, отражает не только гетерогенный характер мантийных источников, участвовавших в образовании рифтовой области, но и закономерное их распределение в основании региона. Так, наиболее заметные вариации состава пород, связанные с возрастанием доли источника типа OIB в составе магм (рис. 2–7), происходят в восточном направлении, т.е. от границы вглубь палеоконтинента. В этом направлении происходит увеличение общей щелочности базитов и содержания в них титана и редких литофильных элементов,

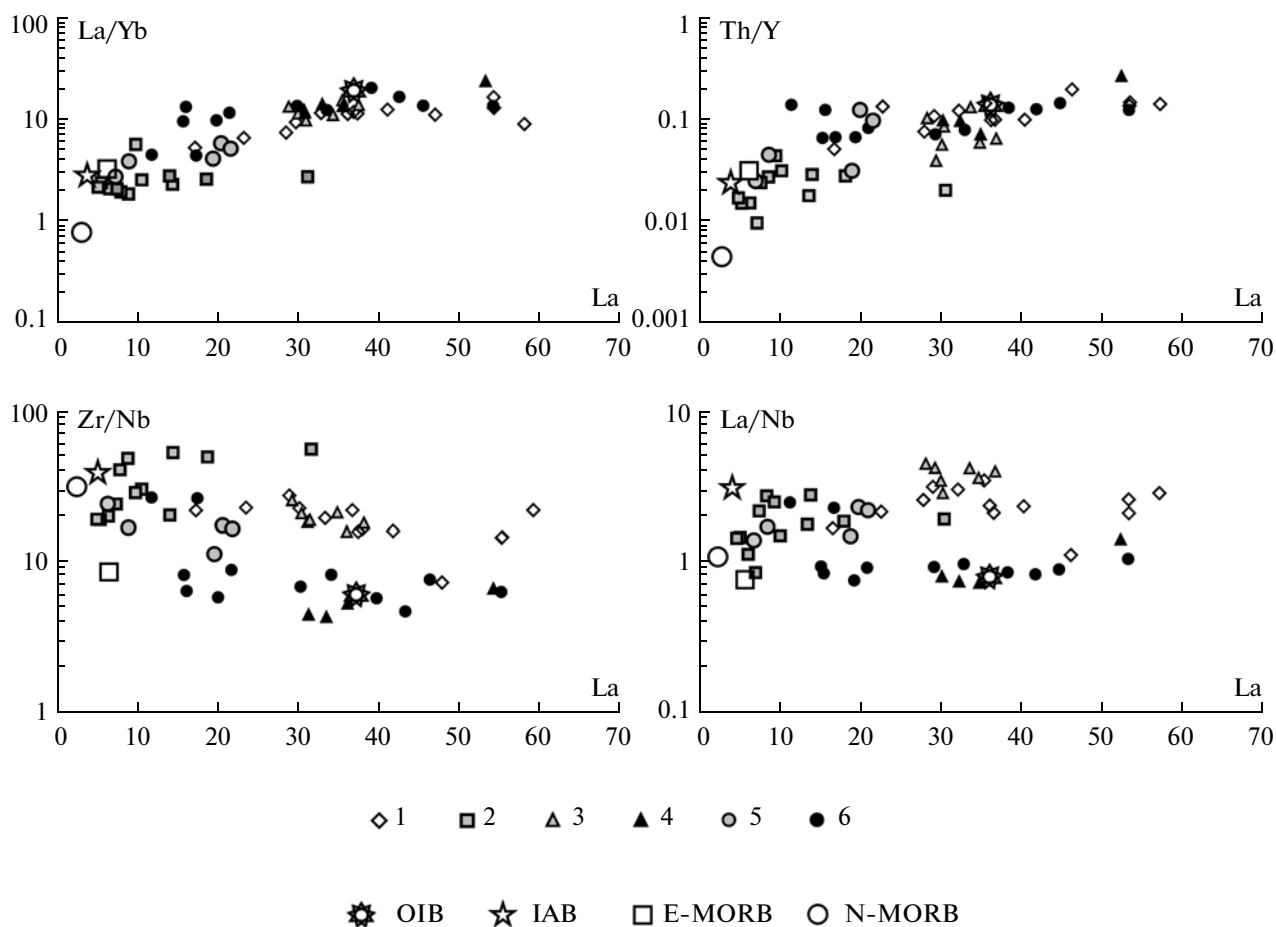


Рис. 5. Корреляционные зависимости между отношениями несовместимых элементов и La в базальтах Алтае-Саянской рифтовой области.

Условные обозначения см. рис. 3.

прежде всего Th, U, Nb, Ta, а также рост легких REE относительно тяжелых.

ИЗОТОПНЫЕ ИСТОЧНИКИ МАГМАТИЗМА АСРО

Дополнительную характеристику изменчивости состава источников расплавов в пределах АСРО дают изотопные данные, представленные на графике $\varepsilon_{\text{Sr}}(\text{T})-\varepsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ (рис. 8). Точки составов базитов здесь группируются в линейно вытянутые тренды, веерообразно расходящиеся от области мантийных источников DM и PREMA и распределенные между трендом, параллельным оси $\varepsilon_{\text{Sr}}(\text{T})$, и трендом, параллельным последовательности составов мантийных пород в океанах (иначе — линии мантийной корреляции). Наличие этих трендов позволяет предполагать участие в формировании расплавов источника типа DM и PREMA, а также, по крайней мере, двух других источников, обогащенных, прежде всего, радиогенным стронцием. Один из них был резко обеднен REE, поэтому его участие в образовании пород влияло только на изменение изотопного со-

става Sr и практически не отразилось на изотопном составе Nd, определив, таким образом, горизонтальный характер вариаций составов на графике (рис. 8). Влияние этого компонента наиболее заметно в породах западной, приближенной к краю палеоконтинента части АСРО, а именно в породах Тувинского прогиба и грабенов Северо-Западной Монголии.

Другой компонент был относительно обогащен LREE и характеризовался отрицательными значениями $\varepsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$, поэтому его участие в источнике расплавов привело к образованию трендов, параллельных линии мантийной корреляции. Участие этого компонента более заметно в структурах, удаленных вглубь континента и, в частности, зафиксировано в составе базальтов Кропоткинского грабена и базитов Минусинских впадин.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Геологические данные свидетельствуют о проявлении девонского магматизма АСРО при региональном растяжении, которое привело к образова-

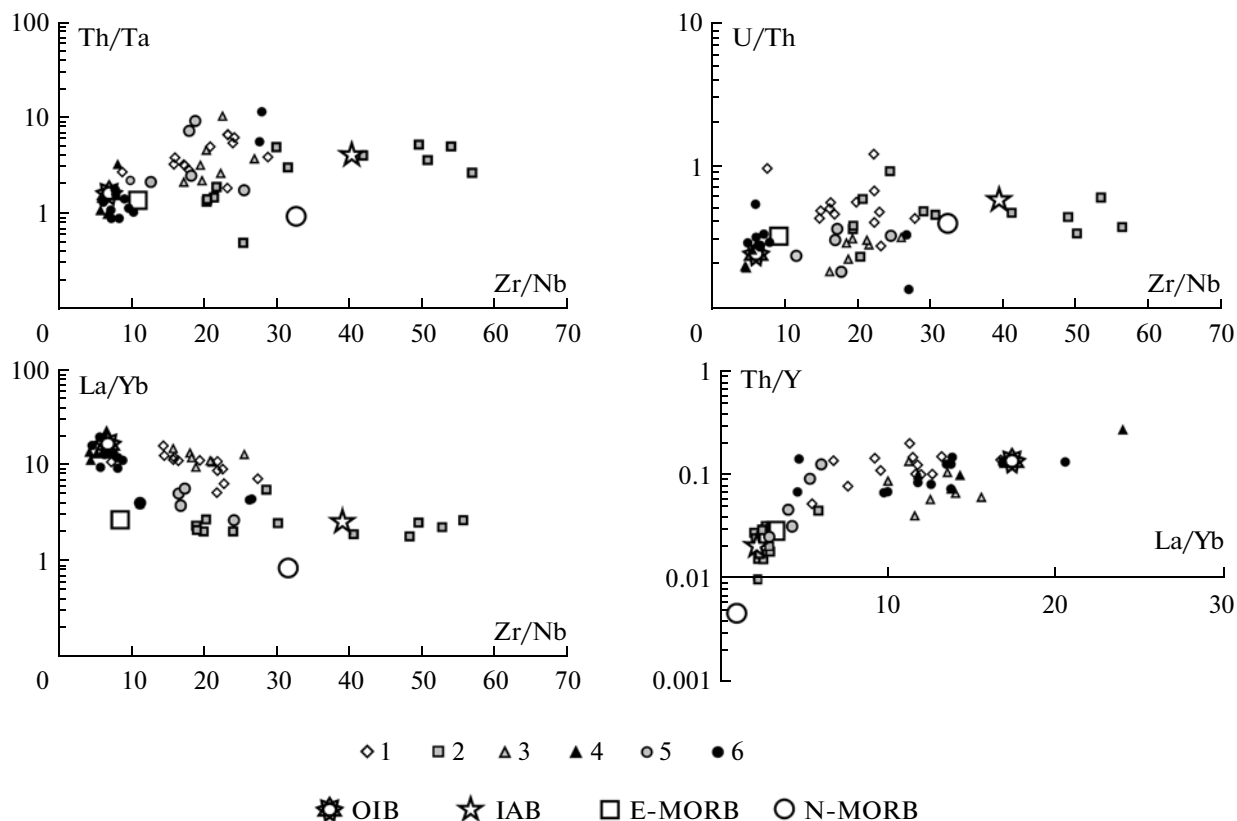


Рис. 6. Корреляционные зависимости между отношениями несовместимых элементов в базитах Алтае-Саянской рифтовой области.

Условные обозначения см. рис. 3.

нию многочисленных грабенов, относительно равномерно рассредоточенных по площади при разной их ориентировке. Подобная обстановка типична для крупных изверженных провинций, формирующихся на сводовых поднятиях и характеризующихся радиально расходящимся рисунком основных структурных элементов, в том числе в виде тройных сочленений наиболее крупных грабенов. Однако, в отличие от таких изверженных провинций, магматизм АСРО выделяется вариациями состава, которые свидетельствуют об участии в его формировании, наряду с внутриплитными источниками (с характеристиками OIB, E-MORB и N-MORB), также источников, обычных для магматизма конвергентных границ.

Эти отличия вполне согласуются с образованием АСРО в сложной геодинамической обстановке, которая предполагает воздействие источников внутриплитного магматизма (мантийного плюма) на область формирования расплавов активной континентальной окраины (на зону субдукции). Как уже отмечалось, изотопные характеристики пород позволяют распознать в их образовании три источника расплавов.

Один из них, близкий по параметрам к мантии типа PREMA, является общим компонентом всех

наблюдаемых трендов вариаций изотопных составов, независимо от положения соответствующих ассоциаций в строении области. Этот компонент преобладает в составе высокотитанистых базальтов с геохимическими характеристиками производных обогащенных мантийных источников типа E-MORB и OIB, и его, по-видимому, следует рассматривать как плюмовый источник. К этому источнику, очевидно, следует отнести также компонент с геохимическими характеристиками типа N-MORB, влияние которого в соответствии с вышеприведенными графиками можно предполагать в формировании магматических пород АСРО, и прежде всего умеренно-титанистых базитов.

Два других изотопных источника расплавов мы связываем с субдукционными процессами, так как они доминировали при образовании умеренно-титанистых базальтов, для которых характерны геохимические метки (прежде всего, Ta-Nb минимум), типичные для пород вулканических дуг. Появление компонента, обогащенного ^{87}Sr и резко обедненного REE, может быть объяснено вовлечением в зону субдукции карбонатного материала, который характеризуется высокими содержаниями Sr, повышенными отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0.708$ (для морских карбонатов раннего девона (Burke et al., 1982)) и низ-

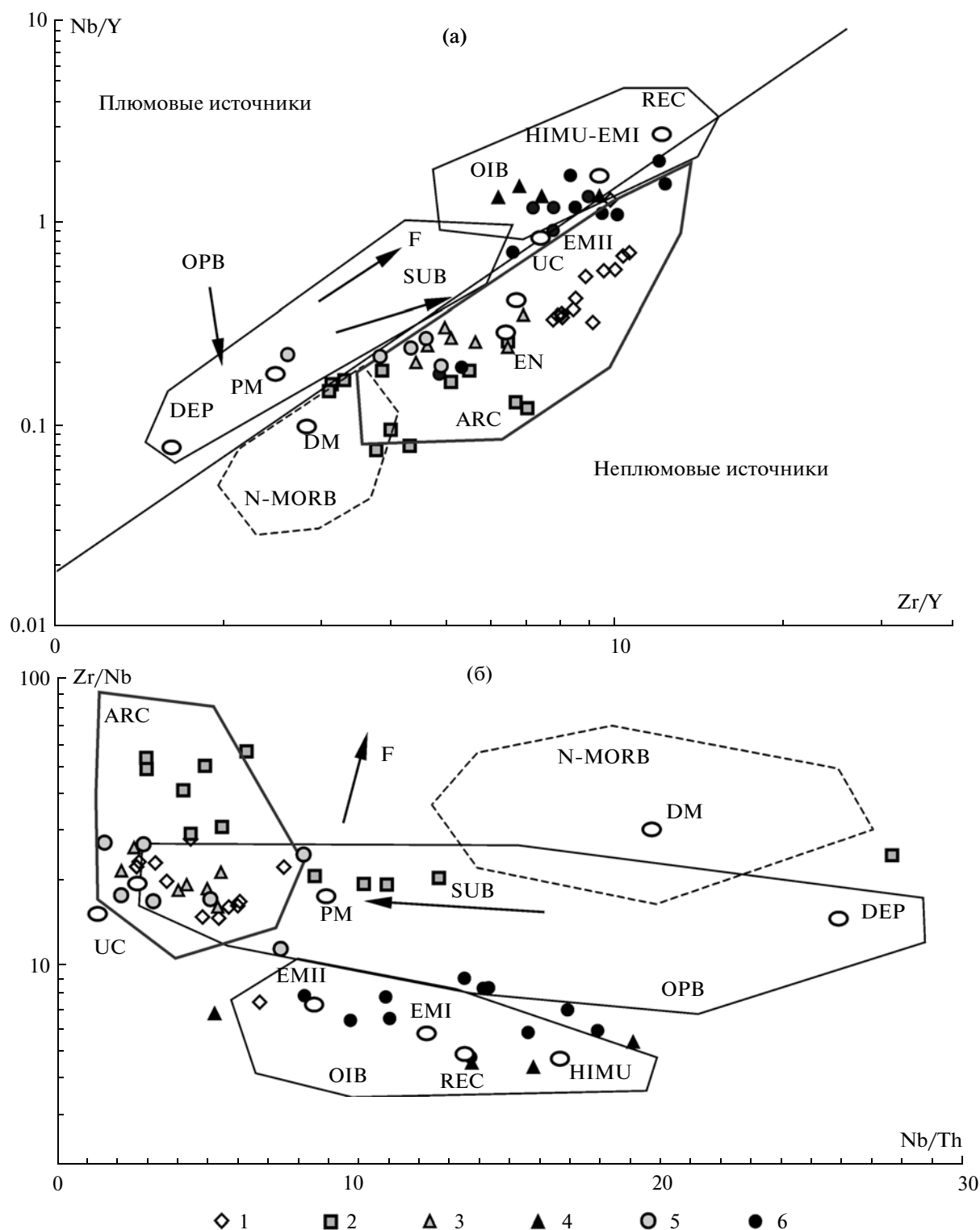


Рис. 7. Составы базальтов Алтае-Саянской рифтовой области на диаграммах в координатах парных отношений Nb/Y–Zr/Y (а) и Zr/Nb–Nb/Th (б) относительно средних составов типовых базальтов и магматических источников по (Condie, 2005).

Условные обозначения см. рис. 3. Поля составов разных типов базальтов: OIB – океанических островов, N-MORB – срединно-океанических хребтов, ARC – островодужных, OPB – океанических плато. Типовые магматические источники: PM – примитивная мантия, DEP – глубинная деплетированная мантия, DM – малоглубинная деплетированная мантия, REC – рециклированный компонент, EN – обогащенный компонент, UC – верхняя кора, EMI – обогащенная мантия с высоким Rb/Sr, EMI – обогащенная мантия с высоким Nd/Sm, HIMU – обогащенная мантия с высоким μ (U/Pb). Стрелки отражают эффекты объемного плавления (F) и субдукционного обогащения (SUB).

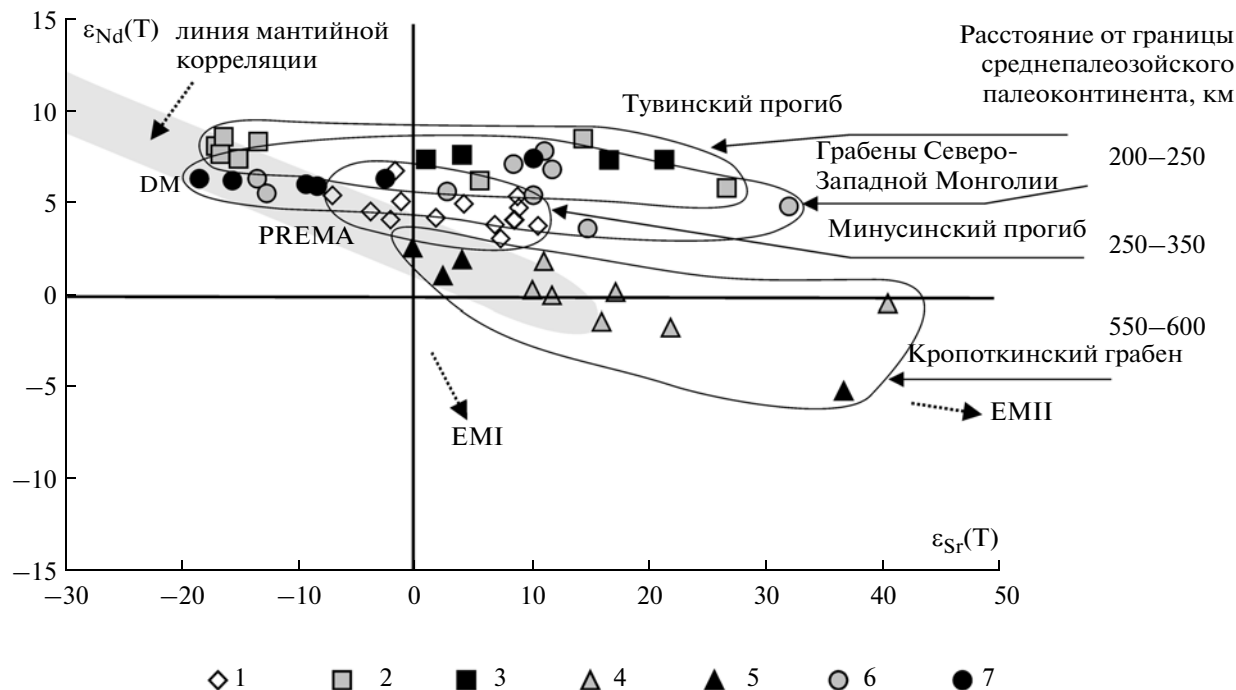


Рис. 8. Изотопный состав базитов Алтае-Саянской рифтовой области на диаграмме $\epsilon_{Sr}(T)$ – $\epsilon_{Nd}(T)$, где $T = 390$ млн. лет. Измерения проводили в изотопных лабораториях Центра коллективного пользования ИИЦ СО РАН и ИГЕМ РАН на масс-спектрометрах Finnigan MAT-262 и Sector-54 соответственно. PREMA – преобладающая мантия. Условные обозначения см. рис. 2.

кими содержаниями REE и который, вполне вероятно, вовлекался в зону субдукции.

Другой изотопный компонент в источнике расплавов может быть оценен на основе данных об изотопном составе Nd базальта ($\epsilon_{Nd}(T) = -5.1$) и стронция $\epsilon_{Sr}(T) = 36.90$, который занимает правую нижнюю позицию на изотопной диаграмме (рис. 8). Такой состав породы допускает участие в ее образовании субстрата, характеризующегося мезопротерозойским модельным изотопным возрастом ($T_{Nd}(DM) \sim 1.6$ млрд. лет). Это может быть как терригенный материал, вовлеченный в зону субдукции, так и контаминированный литосферный материал.

Таким образом, представленные данные не противоречат ранее высказанным нами представлениям о том, что образование АСРО было связано с перекрытием активной окраиной Сибирского континента крупного мантийного плюма (Ярмолюк, Коваленко, 2003; Ярмолюк и др., 2000; Воронцов и др., 1997). Состав плюма определяли мантийные компоненты разной степени обогащения, отвечавшие источникам N-MORB, E-MORB, OIB, что, возможно, свидетельствует о зональной вещественной структуре плюма. Его воздействие на литосферу привело к образованию многочисленных грабенов, а также к проявлению крупнообъемного магматизма, в источниках которого, наряду с мантией плюма, вовлекалась мантия мантийного клина и, вероятно, литосферный материал.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты №№ 10-05-00055, 08-05-00347).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Воронцов А.А. Петрохимическая характеристика девонского субщелочного-щелочного магматизма северо-западной Монголии // Геология и геофизика. 1993. Т. 34. № 8. С. 117–124
- Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Сандимирова Г.П., Пахольченко Ю.А. Источники базитовых расплавов девонских бимодальных рифтогенных магматических ассоциаций Центральной Азии (на основе данных о редких элементах и изотопах стронция в базитах Северо-Западной Монголии) // Петрология. 1997. Т. 5. № 3. С. 236–252.
- Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Сандимирова Г.П. Базальт-трахириолит-комендитовая ассоциация хребта Кропоткина (Восточный Саян) и проблема девонского рифтогенеза в южном обрамлении Сибирской платформы // Докл. АН. 2008. Т. 423. № 2. С. 222–227.
- Гаврилова С.П., Лувсанданзан Б. Девонский магматизм. Западная Монголия. Континентальный вулканизм Монголии. М.: Наука, 1983. С. 6–9.
- Геология СССР. Т. XXIX. Ч. 1. Гл. ред. академик А.В. Сидоренко. М.: Недра, 1966. 459 с.
- Гордиенко И.В. Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Наука, 1987. 238 с.
- Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозойского складчатого обрамления юга си-

- бирской платформы // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 53–70.
- Государственная геологическая карта СССР (новая серия). Масштаб 1 : 1000000. М.: Мингео СССР, 1973.
- Гриб Е.Н., Леонов В.Л., Перепелов А.Б. Геохимия вулканических пород Карымского вулканического центра // Вулканология и сейсмология. 2009. № 6. С. 3–25.
- Лучицкий И.В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 276 с.
- Моссаковский А.А. Тектоническое развитие Минусинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 216 с.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и рудоносность. М.: Наука, 1991. 263 с.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. 2003. Т. 11. № 6. С. 556–586.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника. 2000. № 5. С. 3–29.
- Ярмолюк В.В., Воронцов А.А. Девонский вулканизм восточного обрамления Монгольского Алтая и его структурная приуроченность // Геотектоника. 1993. № 4. С. 76–86.
- Burke W.H., Denison R.T., Hetherington E.A., Koepnick R.B., Nelson N.F., Otto J.B. Variation of seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ throughout Phanerozoic time // Geology. 1982. V. 10. P. 516–519.
- Burke K., Dewey D.F. Plume generated triple junctions: key indicators in applying plate tectonics to old rocks // J. Geol. 1973. V. 81. № 4. P. 406–433.
- Coffin M.F., Eldholm O. Volcanism and continental breakup: a global compilation of large igneous provinces // Eds. Storey B.C., Alabaster T., Pankhurst R.J. Magmatism and the Causes of Continental Breakup. Special Publication. Geological Society of London, London. 1992. P. 17–30.
- Condie K.C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2005. V. 79. P. 491–504.
- Fedoseev Geliy S. The role of magmatism in age specification of Devonian continental trough deposits: evidence from the Minusa Basin, western Siberia, Russia // Bulletin of Geosciences. 2008. V. 83. № 4. P. 473–480.
- Sugorakova A.M., Nikiforov A.V., Bolonin A.V. Devonian magmatism of the Tuvian Trough / Large Igneous Provinces of Asia, Mantle Plumes and Metallogeny // Abstracts of the International Symposium. Novosibirsk: Sipprint, 2009. P. 353–355.
- Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the ocean basins. Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. № 42. P. 313–345.