

## НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ БАЗАЛТЫ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА ИЗ КУРАЙСКОГО АККРЕЦИОННОГО КЛИНА (*Горный Алтай*): ГЕОХИМИЯ, ПЕТРОГЕНЕЗИС, ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ

И.Ю. Сафонова, В.А. Симонов, М.М. Буслов, Ц. Ота\*, Ш. Маруяма\*\*

*Институт геологии и минералогии СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Контюга, 3, Россия*

*\* Institute for Study of the Earth's Interior, Okayama University at Misasa, Tottori 682-0193, Japan*

*\*\* Tokyo Institute of Technology, 2-12-1 O-okayama, Meguro-ku, Tokyo, 152-8550, Japan*

Позднеопротерозойские (поздненевендские) базальты Палеоазиатского океана входят в виде фрагментов в состав Курайского аккреционного клина (Горный Алтай, Россия). Детальное изучение их химического состава и взаимоотношений с ассоциирующими осадочными породами позволило выделить три типа базальтов. Базальты первой группы истощены REE, Nb и Ti, схожи по составу с N-MORB и ассоциируют с тонкослоистыми кремнистыми отложениями. Базальты второй и третьей групп имеют соответственно переходный и обогащенный состав и близки к внутриплитным базальтам Тихого океана. Они ассоциируют с отложениями склоновых фаций и карбонатной „шапки“ океанических поднятий. Истощенные базальты формировались из деплетированного верхнемантийного источника, а переходные и обогащенные — из гетерогенного мантийного источника. Температуры кристаллизации базальтов были определены по результатам экспериментов по гомогенизации расплавных включений во вкрапленниках клинопироксена (1160—1190 °C) и по составу последних (1100—1295 °C). По совокупности геолого-литологических и петролого-геохимических данных установлено, что базальты формировались в геодинамических обстановках срединно-океанических хребтов и океанических островов/плато.

*Палеоазиатский океан, базальты, петрохимия, геохимия, температура кристаллизации, MORB, OIB, Горный Алтай.*

### NEOPROTEROZOIC BASALTS OF THE PALEOASIAN OCEAN (*Kurai accretion zone, Gornyy Altai*): GEOCHEMISTRY, PETROGENESIS, AND GEODYNAMICS

I.Yu. Safonova, V.A. Simonov, M.M. Buslov, T.Ota, and Sh. Maruyama

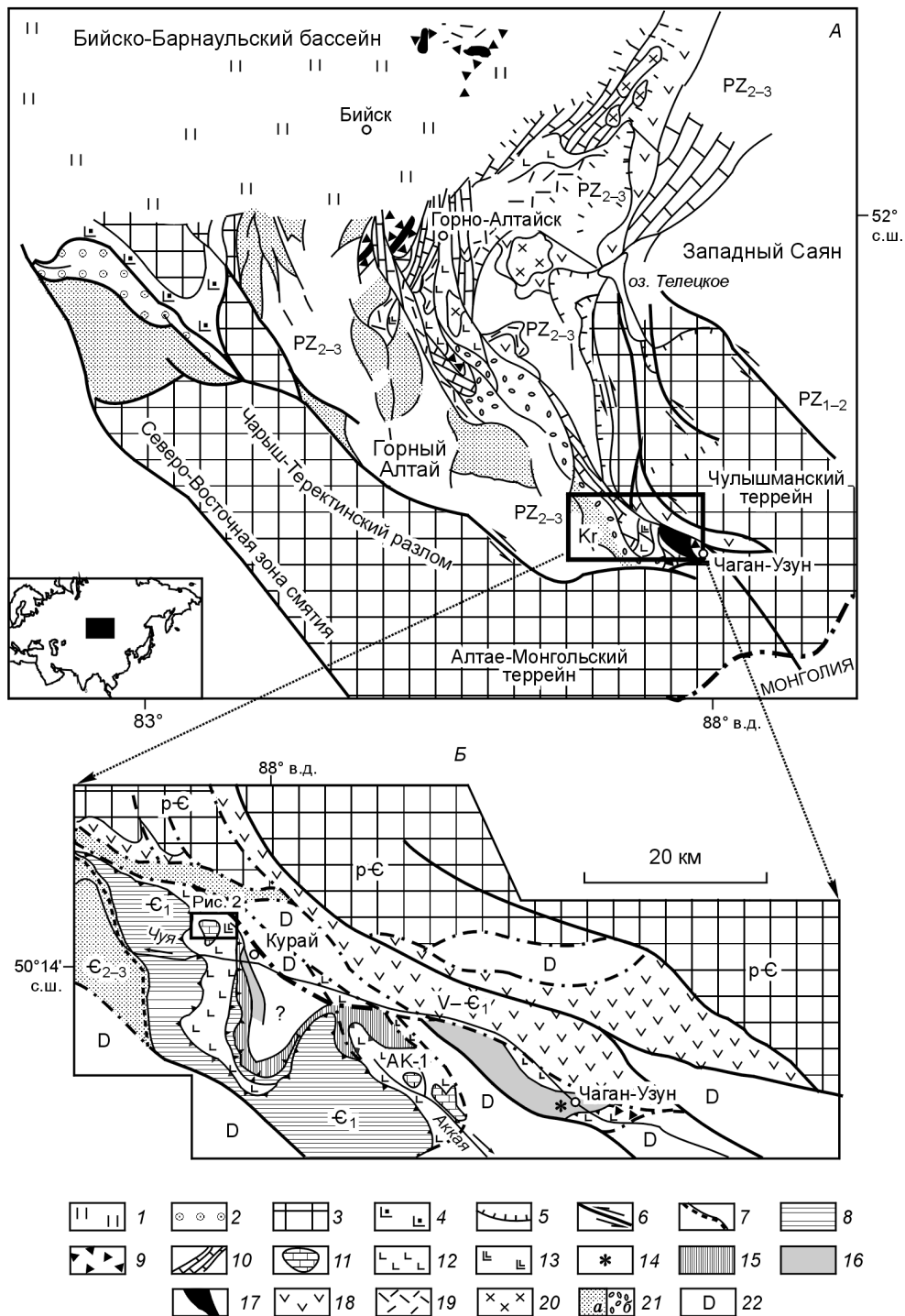
Late Neoproterozoic (Late Vendian) basalts of the Paleasian ocean are found as fragments in the Kurai accretion zone, Gornyy Altai, Russia. Detailed study of their geochemistry and relationships with associated sedimentary rocks permitted us to recognize three types of basalts: (1) basalts depleted in REE, Nb, and Ti, compositionally similar to N-MORB and associated with thin-bedded oceanic siliceous sediments, (2) basalts of transitional composition, and (3) basalts enriched in the above elements; basalts of types 2 and 3 are similar to Pacific intraplate basalts and are associated with carbonate "cap" sediments. The N-MORB-type basalts formed from a depleted upper-mantle source, whereas the transitional and enriched ones, from a heterogeneous mantle source. Their crystallization temperatures were estimated from the experiments on homogenization of melt microinclusions in clinopyroxene phenocrysts (1160—1190°C) and from the composition of the latter (1100—1295°C). The geological, lithological, petrological, and geochemical data show that the Kurai basalts formed in the geodynamic settings of mid-ocean ridges and oceanic seamounts/islands.

*Paleasian ocean, basalts, petrochemistry, geochemistry, crystallization temperature, MORB, OIB, Gornyy Altai*

#### ВВЕДЕНИЕ

Изучение фрагментов древней океанической литосферы, входящих в состав складчатых поясов, необходимо для понимания эволюции океанов прошлого и процессов роста континентальной коры в ходе аккреционно-коллизийных событий. В разное время фрагменты коры Палеоазиатского океана, включающие базальты океанического дна, сформированные в срединно-океанических хребтах (N-MORB), и внутриплитные базальты океанических поднятий (океанических островов и плато — OIB и OPB соответственно) были обнаружены во многих складчатых структурах Алтае-Саянской области (АСО) [Рифейско-нижнепалеозойские..., 1985; Добрецов и др., 1992, 1995, 2004; Симонов, 1993; Buslov et al., 1993, 2001; Берзин, Кунгурцев, 1996; Буслов, Ватанабе, 1996; Куренков и др., 2002; Симонов и др., 2004; Safonova et al., 2004; и др.].

Фрагменты коры Палеоазиатского океана входят в состав многих районов АСО, к числу которых относится и Горный Алтай (рис. 1), представляющей собой раннекаледонскую аккреционно-коллизийную структуру с фрагментами островных дуг венд-кембрийского возраста [Buslov et al., 1993, 2001, 2002; Симонов и др., 1994; Watanabe et al., 1994; Буслов, Ватанабе, 1996].



**Рис. 1. А — венд-кембрийские островодужные и океанические комплексы Горного Алтая ([Buslov et al., 2001] с изменениями). Кг — Курайский аккреционный клин. Б — геологическая схема Курайского аккреционного клина.**

1 — неоген-четвертичные отложения, 2 — раннеордовикский преддуговой бассейн, 3 — докембрийские террейны, 4 — позднекембрийская—раннеордовикская океаническая кора, 5 — надвиги, 6 — сдвиги, 7 — стратиграфический контакт; 8—17 — Курайский аккреционный клин: 8 — раннекембрийские олистостромы, нерасчлененные фрагменты базальтов MORB, OIB и OPB и экзотических террейнов „черных известняков“, 9 — олистостромы, 10 — карбонатные отложения океанических островов, 11 — раннекембрийские рифогенные известняки и доломиты карбонатной „шапки“ Курайского палеосимаунта, 12 — OIB/OPB, 13 — N-MORB, 14 — эколгиты, 15 — раннекембрийские амфиболиты и голубые сланцы, 16 — докембрийско-раннекембрийские серпентиниты и офиолиты, 17 — тела габбро-ультрамафитов (Чаган-Узунский массив); 18—22 — венд-раннекембрийская Кузнецко-Алтайская островная дуга: 18 — толеит-бонинитовые серии, 19 — известково-щелочные серии, 20 — массивы габброидов, 21 — среднепозднекембрийский Ануйско-Чуйский преддуговой бассейн (а — флиш, б — олистостромы), 22 — девонские вулканогенно-осадочные породы.

В статье рассматриваются критерии выделения океанических базальтов Палеоазиатского океана из Курайской аккреционной зоны Горного Алтая, параметры их петрогенезиса, тип мантийного источника и геодинамические условия образования на основе комплексного анализа структурно-литологических и петролого-геохимических данных.

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ БАЗАЛЬТОВ

На Горном Алтае океанические базальты широко развиты в пределах аккреционной призмы Кузнецко-Алтайской островной дуги, включающей Курайскую зону, расположенную в его юго-восточной части (см. рис. 1) [Буслов, Ватанабе, 1996; Buslov et al., 2001, 2002; Добрецов и др., 2004; Safonova et al., 2004; Uchio et al., 2004]. Комплексы аккреционного клина перекрываются среднепозднекембрийскими осадочными породами Ануйско-Чуйского преддугового прогиба и распространены на большой территории от пос. Чаган-Узун на востоке до пос. Акташ на западе. Наиболее полно они представлены на двух участках: в районе пос. Чаган-Узун и пос. Курай (см. рис. 1). Аккреционный комплекс состоит из тектонических пластин — фрагментов двух основных толщ: базальтовой с линзами известняков и карбонатной. Традиционно различные по составу и условиям образования тектонические пластины аккреционного клина включены в единые стратиграфические разрезы [Зыбин, Сергеев, 1978]. Тектонические пластины, сложенные вулканогенно-базальтовой толщей (пиллоу-лавы, потоки и дайки пироксеновых и плагиоклазовых порфировых базальтов, афировых базальтов, долеритов) и олистростомами отнесены к арыджанской или сагалакской свитам. Карбонатная толща причислена к баратальской свите и сложена серыми известняками с линзами и прослоями кремней.

В районе пос. Курай базальты встречаются в ассоциации с осадочными породами и присутствуют в виде тектонических пластин и чешуй Баратальского океанического острова (далее — Баратальского

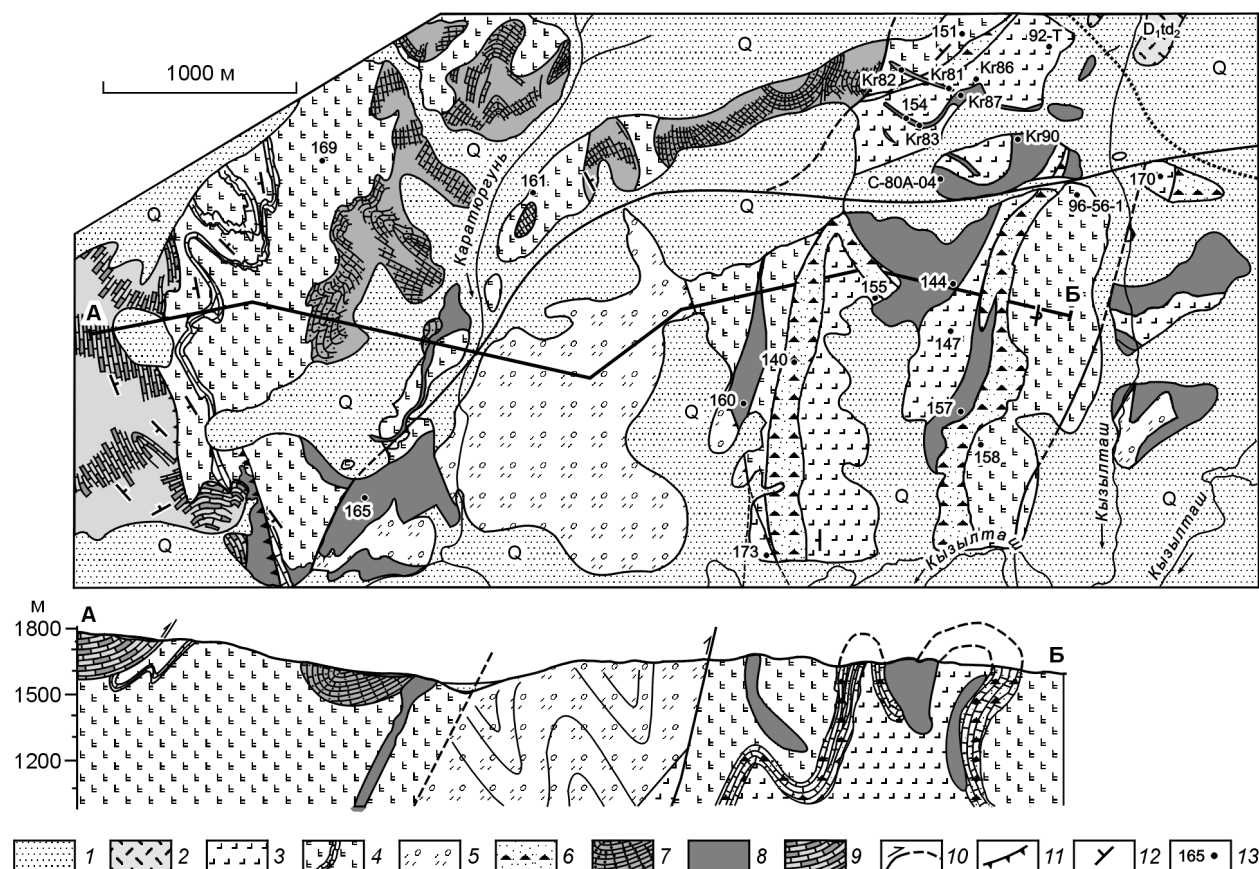


Рис. 2. Детальная геологическая схема участка Курайского аккреционного клина в бассейне р. Каратюргунь, к северо-западу от пос. Курай (Добрецов и др., 2004) с изменениями).

1 — четвертичные отложения, 2 — раннедевонские вулканогенно-осадочные породы; 3 — вендские(?) базальты типа N-MORB; 4–9 — поздневендские комплексы пород Курайского палеосимаунта: 4 — вулканогенная толща с ОРВ и ОИВ и прослоями известняков, 5 — вулканогенно-осадочные породы склоновых фаций, 6 — вулканогенно-карбонатно-кремнисто-конгломератовые образования склоновых фаций, 7 — массивные известняки карбонатной шапки, 8 — дайки и силлы пироксен-базальтовых порфиров с характеристиками ОРВ, 9 — докембрийские(?) сероводородные доломиты и известняки; 10 — сдвиги, 11 — надвиги, 12 — элементы залегания слоистости, 13 — место отбора образцов.

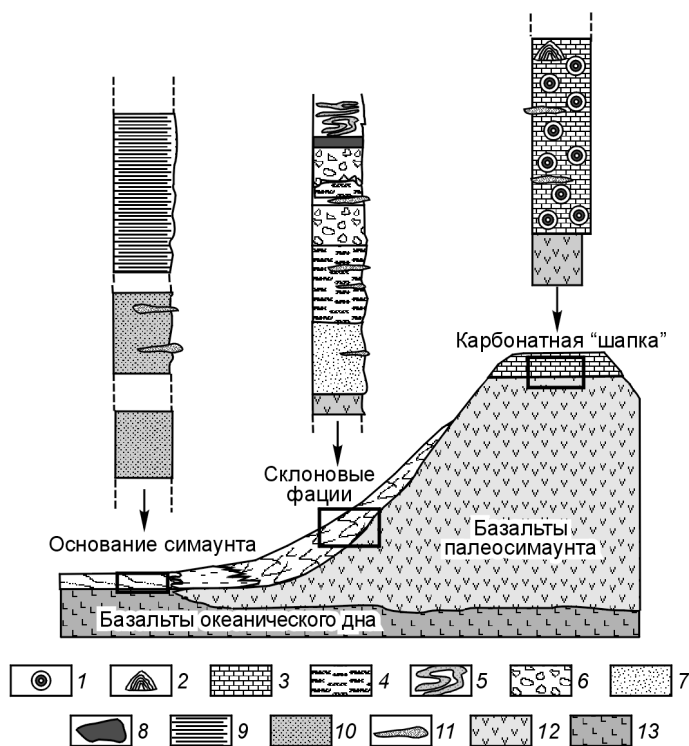


Рис. 3. Схематическая реконструкция строения Курайского палеосимаунта, перекрытого осадочными породами карбонатной шапки (1—3), склоновых фаций (4—8) и подошвы симаунта (9, 10) (по [Isozaki et al., 1990] с изменениями).

1 — оолиты, 2 — строматолиты, 3 — массивные известняки, 4 — слоистый известковый аргиллит с Z-складками, 5 — слоистый известковый аргиллит, 6 — обломочный материал/брекчия, 7 — плохо сортированный известковый аргиллит, 8 — углистые прослои, 9 — тонкослоистый известковый аргиллит, 10 — массивный известковый аргиллит, 11 — линзы кремней, 12 — базальты магматического тела симаунта, 13 — базальты океанического дна.

палеосимаунта), входящих в состав Курайского аккреционного клина [Buslov et al., 2001; Добрецов и др., 2004]. Пластины чередуются с олистостромами, перидотитами и серпентинитовыми меланжами с блоками высокобарических пород. Осадочные породы представляют собой элементы океанической стратиграфии (OPS-oceanic plate stratigraphy, по [Isozaki et al.]) и характеризуются закономерной сменой фаций от мелководных

известняков (вершина палеоострова) через лавобрекчии, обломочные известняки и кремнистые аргиллиты (склоновые фации) до глубоководных обломочных и тонкослоистых осадочных пород основания палеоокеанического острова. Все это присуще породам, отлагавшимся в условиях океанического острова или плато. Поздненеопротерозойский возраст базальтов оценивался по возрасту ассоциирующим с ними известняков, который был определен с помощью методики Pb-Pb изохроны ( $598 \pm 25$  млн лет) [Uchio et al., 2004].

К северо-западу от пос. Курай (рис. 2) базальты слагают фрагмент Баратальского палеосимаунта, состоящего из лавовых потоков, дайкосиллового комплекса и склоновых фаций. Палеосимаунт перекрыт породами карбонатной „шапки“ и залегает на базальтах океанического дна. На участке, где были отобраны пробы, можно наблюдать первичные взаимоотношения между базальтами и отложениями карбонатной „шапки“ и склоновых фаций, а также между базальтами океанического дна и обломочными вулканогенно-осадочными породами основания палеосимаунта (см. рис. 2, 3) [Buslov et al., 2002; Uchio et al., 2004; Добрецов и др., 2004].

Базальты океанического дна формируют пиллоу-лавы и лавобрекчии в ассоциации с зелеными и серыми кремнями и представлены преимущественно оливин-пироксеновыми и пироксеновыми порфировыми базальтами, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой фации. Оливин почти полностью замещен серпентином, пироксен и вулканическое стекло — хлоритом и эпидотом.

Отложения океанического острова включают вулканогенную, вулканогенно-осадочную и осадочную толщи. **Вулканогенная толща** (магматическое тело палеосимаунта) сложена подушечными и вариолитовыми лавами плагиоклазовых и пироксен-плагиоклазовых порфировых базальтов, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации. Среди магматических пород комплекса встречаются редкие прослои и линзы обломочных мраморизованных известняков и доломитов, реже кремнистых пород и вулканомиктовых песчаников.

**Вулканогенно-осадочная толща** (склоновые фации) сложена слоистыми и массивными известняками, кремнистыми аргиллитами, пиллоу-лавами и вулканокластитами, переслаивающимися с хлоритизированными глинистыми породами и вулканомиктовыми песчаниками. Осадочные породы характеризуются многочисленными признаками формирования на склонах вулканической постройки. К их числу относятся конседиментационные складки, брекчирование, не выдержанные по мощности пласты осадочных пород. Местами осадочно-вулканогенные породы формируют брекчии, состоящие из глинисто-карбонатно-кремнистого цемента и обломков базальтов, карбонатных и глинисто-кремнистых пород.

Базальты вулканогенной и вулканогенно-осадочной толщ подвержены зеленосланцевому метаморфизму. Пироксен и вулканическое стекло частично или полностью замещены хлоритом и эпидотом, плагиоклаз часто альбитизирован.



Таблица 1. Содержание петрогенных (мас.%) и редких элементов (г/т) в океанических базальтах из Курайского аккреционного клина Горного Алтая

Компонент	147	170	92-T-2	92-T-4	173	KR86	123	125	144	146	151	154	155	157	161	165	169	KR82	KR83	KR87	KR90	C-80A-04	96-56-1
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
SiO <sub>2</sub>	49.18	48.51	49.16	48.69	51.75	49.59	51.15	50.84	48.94	47.25	49.63	46.27	52.36	47.28	47.53	47.29	48.89	49.22	48.69	50.76	49.73	48.45	50.15
TiO <sub>2</sub>	1.75	1.45	1.10	1.14	0.79	1.02	1.32	1.66	1.77	1.84	1.09	2.36	1.84	1.53	1.78	1.65	0.43	2.05	2.42	2.07	1.68	1.86	1.51
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.10	13.44	15.07	15.50	13.90	15.15	13.47	14.83	13.49	13.67	15.80	12.90	14.17	15.72	16.15	14.60	17.86	14.24	14.39	16.36	13.84	12.21	14.57
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.85	14.38	12.12	12.12	11.56	11.91	8.04	7.51	11.73	12.91	11.34	14.96	11.24	10.93	12.33	13.57	8.82	13.39	14.53	11.61	11.81	11.73	13.76
MnO	0.24	0.24	0.14	0.15	0.21	0.22	0.16	0.17	0.21	0.23	0.20	0.25	0.17	0.21	0.21	0.21	0.18	0.21	0.24	0.21	0.45	0.18	0.26
MgO	6.94	5.92	5.78	6.09	7.65	5.27	7.87	5.43	7.23	7.26	6.24	6.96	4.59	7.07	7.25	6.69	6.23	6.05	4.91	4.35	6.04	7.73	3.89
CaO	8.67	6.37	9.97	9.44	6.64	9.09	8.71	7.34	9.30	10.00	7.76	6.82	6.32	8.11	5.24	6.95	8.06	8.79	7.47	8.07	8.30	10.97	5.44
Na <sub>2</sub> O	4.23	6.21	2.74	3.06	3.88	5.15	3.04	4.58	3.86	3.32	3.28	5.18	4.76	3.85	4.44	4.28	4.75	3.92	3.88	5.00	5.27	2.09	5.76
K <sub>2</sub> O	0.36	0.21	0.10	0.10	0.76	0.03	1.34	0.71	0.35	0.29	0.37	0.49	0.70	0.74	0.44	0.44	0.90	0.21	1.45	0.45	0.12	0.30	0.71
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.18	0.10	0.12	0.11	0.05	0.10	0.17	0.45	0.18	0.18	0.08	0.23	0.21	0.13	0.43	0.37	0.40	0.23	0.25	0.25	0.18	1.18	0.58
П.п.п.	2.37	3.07	4.15	3.92	2.73	—	4.57	6.10	2.44	2.74	3.83	3.35	2.53	3.19	3.71	3.59	3.13	—	—	—	—	3.98	3.26
Сумма	99.87	99.90	100.44	100.32	99.91	97.52	99.84	99.62	99.49	99.68	99.62	99.78	98.89	98.75	99.51	99.63	99.65	98.31	98.24	99.12	97.43	100.68	99.89
Mg#	51.93	45.16	48.82	50.12	56.96	46.97	66.19	59.12	55.21	52.93	52.39	48.20	44.96	56.40	54.04	49.65	58.55	47.47	40.34	42.83	50.56	54.26	36.12
La	2.70	3.20	2.80	2.50	3.20	1.86	7.00	8.00	5.30	5.70	7.00	6.50	5.90	7.50	8.00	7.20	20.00	6.08	5.40	6.59	4.51	13.00	11.00
Ce	7.2	8.5	6.0	6.0	8.0	5.54	16.5	18.0	16.0	16.5	20.0	15.5	18.5	18.6	20.6	16.6	42.0	19.05	16.15	20.44	13.76	31.00	25.00
Nd	5.80	6.80	6.20	8.00	6.30	0.99	10.20	14.00	14.90	13.20	14.10	12.30	17.90	10.30	15.60	11.40	19.90	3.26	2.74	3.50	2.39	14.00	16.00
Sm	1.90	2.65	2.20	2.40	1.93	5.56	2.70	4.30	5.05	4.40	4.90	4.70	5.94	3.62	4.20	3.60	4.10	17.35	14.63	18.37	12.83	4.78	5.20
Eu	0.74	1.00	1.10	1.15	0.65	0.85	0.90	1.60	1.70	1.70	1.80	1.65	1.75	1.80	1.88	1.77	1.30	2.04	1.82	1.97	1.50	1.40	2.00
Gd	—	—	3.00	3.80	2.50	8.17	—	—	6.90	—	—	—	—	—	—	—	—	7.97	6.48	3.05	6.10	5.40	—
Tb	0.48	0.57	0.58	0.65	0.71	0.56	0.48	0.95	1.28	1.09	1.06	0.94	1.11	0.74	0.80	0.74	0.41	1.44	1.14	1.47	1.11	0.83	1.10
Yb	2.10	2.70	2.70	2.50	2.20	2.38	2.00	2.80	5.10	5.00	5.00	3.40	4.70	2.70	2.90	2.80	1.40	5.97	4.12	6.20	4.48	1.90	3.80
Lu	0.33	0.48	0.42	0.48	0.32	2.38	0.33	0.41	0.73	0.80	0.80	0.60	0.77	0.40	0.43	0.41	0.22	0.90	0.62	0.93	0.68	0.25	0.55
Cr	165	24.9	—	—	—	—	154	12.5	—	106	113	61	29.2	33.9	38.9	41.7	47.5	—	—	—	—	226.3	—
Co	47	51	—	—	51	—	42	30	55	53	48	52	38	38	39	40	24	—	—	—	—	62	48
Ni	71	9.1	—	—	20	20	96	7.4	51	41	38.9	21.7	22.9	7	22.2	14.3	7.7	39	14	23	42	105.0	—
V	166	341	—	—	—	—	89	135	—	326	362	417	337	307	469	349	67	—	—	—	—	—	—
Rb	3.0	2.8	—	—	12.6	0.5	10.4	11.4	2.8	3.1	7.9	5.5	6.8	6.3	6.5	5.8	19.0	3.4	10.2	4.4	1.5	6.5	15.0
Sr	256	201	—	—	378.2	81.4	315.0	405.0	245.8	211	368	148	171	327	475	514	901	189	125	361	252	161	560
Ba	50	10	—	—	265	26.3	200	270	50	10	160	70	100	260	600	70	300	57	160	177	98	141	480
Ta	0.11	—	0.12	0.10	0.12	0.02	0.53	0.17	0.34	0.22	0.22	0.23	0.20	0.21	0.16	0.16	0.10	0.15	0.16	0.17	0.10	1.23	0.25
Nb	2.0	1.0	—	—	1.4	0.4	9.9	3.0	4.7	4.0	4.2	5.1	4.5	3.7	4.3	3.1	4.1	3.0	3.3	3.3	1.8	20.0	4.0
Zr	58	73	—	—	52	43	96	69	157	157	177	137	186	78	99	72	40.4	173	133	189	132	157.0	108

Окончание табл. 1

Компонент	147	170	92-T-2	92-T-4	173	KR86	123	125	144	146	151	154	155	157	161	165	169	KR82	KR83	KR87	KR90	C-80A-04	96-56-1
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
Hf	1.3	1.6	1.6	1.3	1.5	1.2	2	2.1	4	3.6	3.9	2.9	3.9	1.9	2.1	1.6	0.8	4.5	3.5	5	3.6	3.8	2
Th	0.5	0.18	0.2	0.15	0.35	0.8	0.55	0.5	0.31	0.25	0.3	0.35	0.25	0.45	0.5	0.4	0.85	0.3	0.3	0.5	0.7	1.11	0.9
Y	26.7	35.5	—	—	22	19	22.9	29.9	53	58	63	48.8	61	35.2	38.2	32.6	16	37	50	48	42	42.5	40
U	0.3	0.04	—	—	0.19	—	0.27	0.24	0.19	0.2	0.32	0.05	0.04	0.2	0.28	0.13	0.04	—	—	—	—	0.38	—
Zr/Nb	30	72	—	—	39	121	10	23	33	39	42	27	41	21	23	24	10	58	40	58	74	8	27
(La/Sm) <sub>N</sub>	0.89	0.76	0.80	0.66	1.04	0.57	1.63	1.17	0.66	0.82	0.90	0.87	0.81	1.10	1.20	1.26	3.07	0.67	0.72	0.69	0.64	1.67	1.33
(Gd/Yb) <sub>N</sub>	0.98*	0.95*	0.90	1.08	0.23	0.98	1.17	1.52	1.08	0.94	0.96	1.28	1.02*	1.35*	1.30*	1.21*	1.88	1.03	1.20	1.03	1.06	1.07	1.31*
(La/Yb) <sub>N</sub>	0.87	0.80	0.70	0.68	0.98	0.53	2.37	1.93	0.71	0.77	0.95	1.29	0.85	1.88	1.86	1.74	9.65	0.69	0.89	0.72	0.68	1.69	—
(Nb/La) <sub>PM</sub>	0.70	0.30	—	—	0.45	0.62	1.36	0.37	0.85	0.68	0.58	0.75	0.74	0.47	0.52	0.41	0.20	0.47	0.59	0.47	0.38	1.48	0.35
(Th/La) <sub>PM</sub>	1.50	0.45	—	—	0.88	3.47	0.64	0.51	0.47	0.35	0.35	0.44	0.34	0.48	0.51	0.45	0.34	0.40	0.45	0.61	1.25	0.69	0.66
(Nb/Th) <sub>PM</sub>	0.47	0.67	—	—	0.51	0.18	2.14	0.72	1.81	1.93	1.68	1.72	2.16	0.97	1.03	0.91	0.57	1.19	1.31	0.77	0.30	2.15	0.53
Eu/Eu*	1.03	1.05	1.31	1.24	0.77	1.08	0.98	1.03	3.18	1.03	1.02	1.00	1.02	1.24	1.29	1.39	1.05	0.94	1.03	0.87	0.90	0.81	1.08
Ti/Ti*	4.90	3.06	2.61	2.47	1.91	2.59	2.91	2.14	3.74	2.24	2.15	2.88	2.16	2.15	2.47	2.60	0.72	1.91	2.76	1.84	2.03	2.22	1.64

Примечание. Отношения Eu/Eu\* и Ti/Ti\* рассчитывались по методу [Taylor, McLellan, 1985] по нормированным Gd и Sm; значения отношений (Gd/Yb)<sub>N</sub> со звездочкой рассчитывались по модельному значению Gd\*. Ti\* — содержание титана, экстраполированное на мультикомпонентных спектрах, нормированных по примитивной мантии. Анализировались валовые пробы пород. Базальты: 1—6 — деплетированные, 7—21 — переходные, 22, 23 — обогащенные. Прочерк — не определено.

**Осадочная толща** (карбонатная „шапка“ острова) сложена карбонатными и кремнистыми породами. Карбонатные породы представлены серыми массивными и слоистыми известняками и карбонатной брекчий. Известняки часто согласно перекрывают пиллоу-лавы. Массивные известняки содержат кремнистые нодулы и прослойки и линзы черных известняков, а также строматолиты и ооиды. Микритовые слоистые известняки частично доломитизированы и ассоциируют с известняковой брекчий. Для них характерны текстуры оползания. В обеих разновидностях известняков отсутствует крупнозернистый терригенный материал. Массивные, серые кремнистые породы местами переслаиваются со слоистыми известняками (см. рис. 3).

Дайкосилловые тела долеритов и габродолеритов расположены преимущественно внутри магматического тела океанического острова, но иногда прорывают породы склоновых фаций и массивные известняки карбонатной „шапки“.

Океанические базальты, рассматриваемые в статье, были отобраны на Курайском участке (табл. 1, см. рис. 2) (обр. 144-173, 96-56-1, KR-82/90, C-80A-04 и 92-T-2, 4) и на Чаган-Узунском участке, к юго-западу от пос. Чаган-Узун в долине р. Аккая (см. рис. 1, участок АК-1, обр. 123, 125).

#### АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Для геохимического изучения образцы базальтов были отобраны из наименее измененных базальтовых потоков и даек. Большая часть аналитических исследований проводилась в Институте геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск). Породообразующие элементы анализировались рентгенофлуоресцентным методом (XRF — аппарат „Научприбор“) по ГОСТу 41-08-212-82 Мингео СССР. Редкие земли (REE), некоторые высокозарядные (HFSE), крупноионные литофильные (LILE) и порообразующие (Na, Ca, Fe) элементы проанализированы методом нейтронно-активационного анализа (INAA) с использованием Ge-детекторов для гамма-лучей и энергии от 30 до 2000 кэВ. Облучение образцов проводилось на ядерном реакторе Томского политехнического университета интегральным потоком  $10^{17}$  н/см<sup>2</sup>. Замеры были сделаны на гамма-спектрометре в два этапа с периодами охлаждения в 1 неделю и 3 месяца. Содержания Y, Zr, Nb, Ti, Rb, Sr, Pb, V, Mn, Ni, Cu, Zn также были опре-

делены рентгенофлуоресцентным методом с синхротронной радиацией (SR XRF) [Bobrov et al., 1998; Phedorin et al., 2000].

Для проверки достоверности полученных аналитических данных 29 элементов из групп REE, HFSE и LILE были дополнительно проанализированы в 9 образцах на масс-спектрометре на индуктивно связанной плазме (ICP MS) на приборе Element Finnigan.

Химический состав порфировых вкрапленников клинопироксена и расплавных включений был проанализирован на микрозондовом анализаторе Camebax Micro при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе зонда 40 нА и диаметре электронного пучка 2 мкм.

Расплавные включения исследовались в высокотемпературной термокамере с инертной средой по методике, описанной в работах [Симонов, 1993; Sobolev, Danyushevsky, 1994; Соболев, 1997]. Содержания редких и редкоземельных элементов в расплавных включениях определены на ионном микроанализаторе IMS-4f в Институте микроэлектроники РАН (г. Ярославль) по методике [Соболев, 1996].

## ПЕТРОГРАФИЯ

Океанические базальты в составе Курайского аккреционного клина имеют разнообразные петрографические структуры от мелко- и среднезернистых миндалекаменных и порфировых до афировых. Преобладают порфировые и афировые базальты. Встречаются как массивные, так и миндалекаменные разновидности. Миндалины заполнены кальцитом и хлоритом. Порфировые вкрапленники представлены плагиоклазом и клинопироксеном. Вкрапленники клинопироксена 0.3—1.0 мм в диаметре, бесцветные, плеохроизм не отмечается. Оливин, пироксен и вулканическое стекло частично или полностью замещены хлоритом и эпидотом, а плагиоклаз часто альбитизирован.

Основная масса состоит из клинопироксена, плагиоклаза, магнетита и имеет вариолитовую или гиалопилитовую структуру. Хотя базальты чаще всего изменены постмагматическими процессами и содержат большое количество вторичных минералов, таких как эпидот, хлорит и альбит, их первичная магматическая структура сохранилась достаточно хорошо. Рудные минералы, в основном магнетит, присутствуют в виде аксессуарных фаз.

## ПЕТРОХИМИЯ И ГЕОХИМИЯ БАЗАЛЬТОВ

Химический состав курайских базальтов представлен в табл. 1. По соотношению Nb/Y—SiO<sub>2</sub> [Winchester, Floyd, 1977] изученные вулканы относятся к субщелочным базальтам (рис. 4, Б), а по Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—TiO<sub>2</sub> + FeO—MgO (см. рис. 4, А) — курайские базальты соответствуют высоко-Fe толеитам. Таким образом, их можно отнести к Fe-Mg толеитовой серии.

Базальты характеризуются относительно широким разбросом значений Mg# и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> при достаточно узком диапазоне SiO<sub>2</sub>: SiO<sub>2</sub> = 44—52 мас.%, Mg# = 66—36 (MgO = 5—7.9 мас.%), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 7.5—

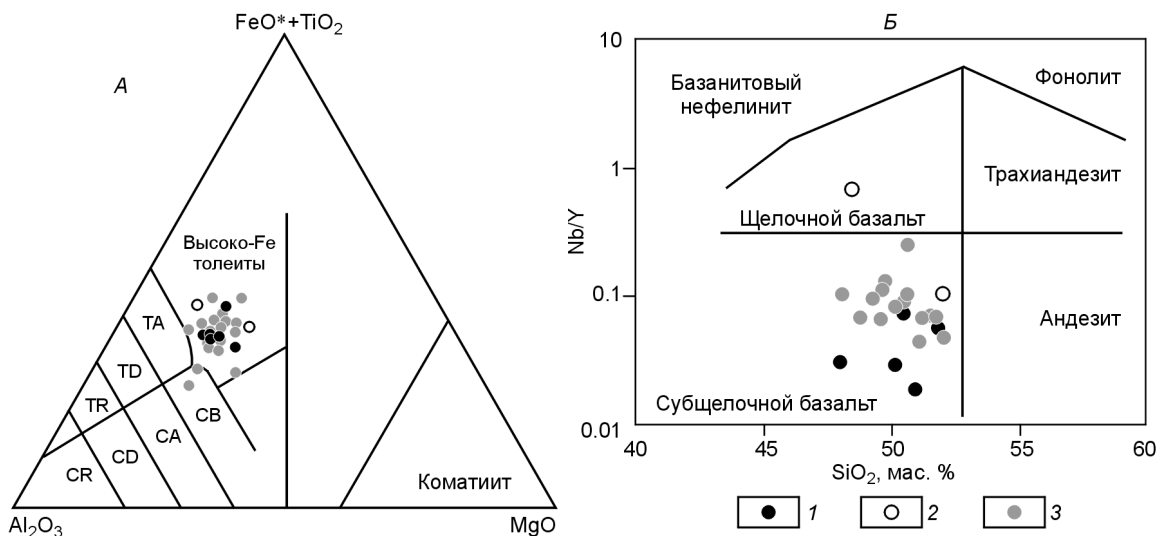
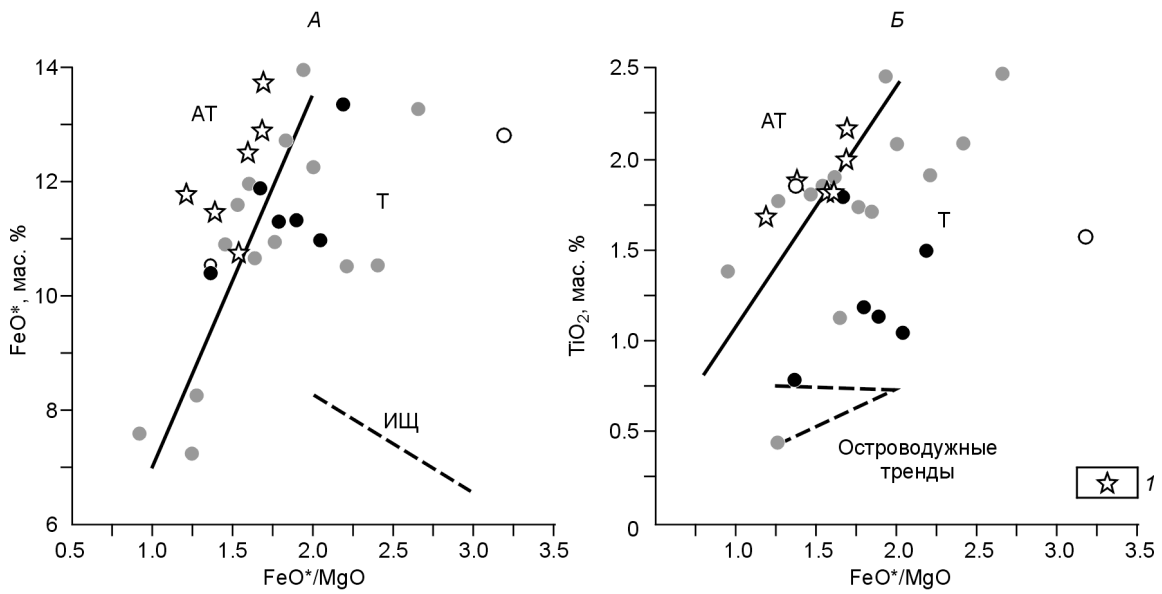


Рис. 4. Классификационные диаграммы для базальтов Курайского аккреционного клина.

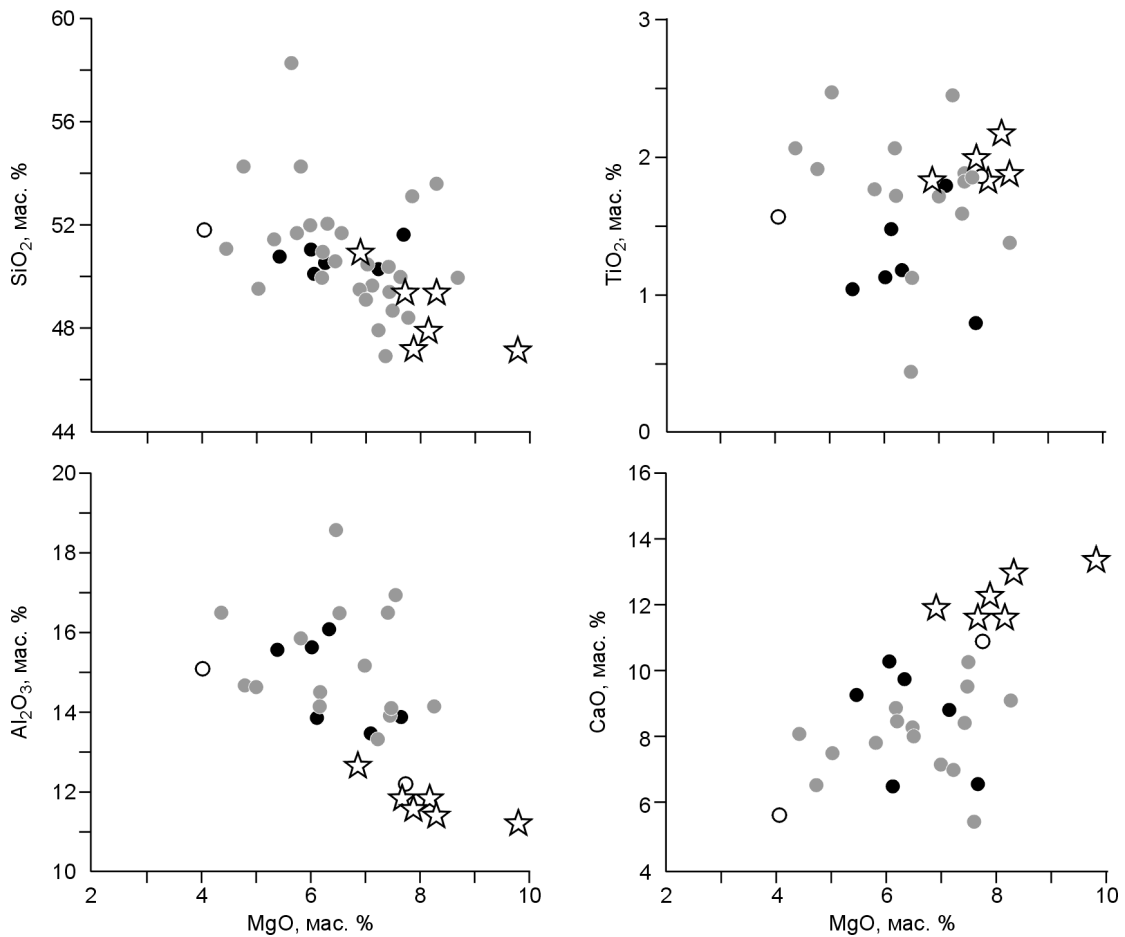
А — диаграмма Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—FeO\* + TiO<sub>2</sub>—MgO [Jensen, 1976]. Толеитовая серия: ТА — андезит, TD — дацит, TR — риолит; известково-щелочная серия: СВ — базальт, СА — андезит, CD — дацит, CR — риолит.

Б — диаграмма Nb/Y—SiO<sub>2</sub> [Winchester, Floyd, 1977]. Базальты: 1 — деплетированные, 2 — обогащенные, 3 — переходные.



**Рис. 5. Бивариантные диаграммы для базальтов Курайского аккреционного клина.**

А — FeO\*—FeO\*/MgO; Б — TiO<sub>2</sub>—FeO\*/MgO. Поля абиссальных толеитов АТ, толеитов Т, известково-щелочных вулканитов ИЩ приведены по данным А. Мияширо [Miyashiro, 1973]. 1 — расплавные включения в пироксене; ост. усл. обозн. см. на рис. 4.



**Рис. 6. Бивариантные диаграммы MgO—породообразующие оксиды.**

Усл. обозн. см. на рис. 4, 5.



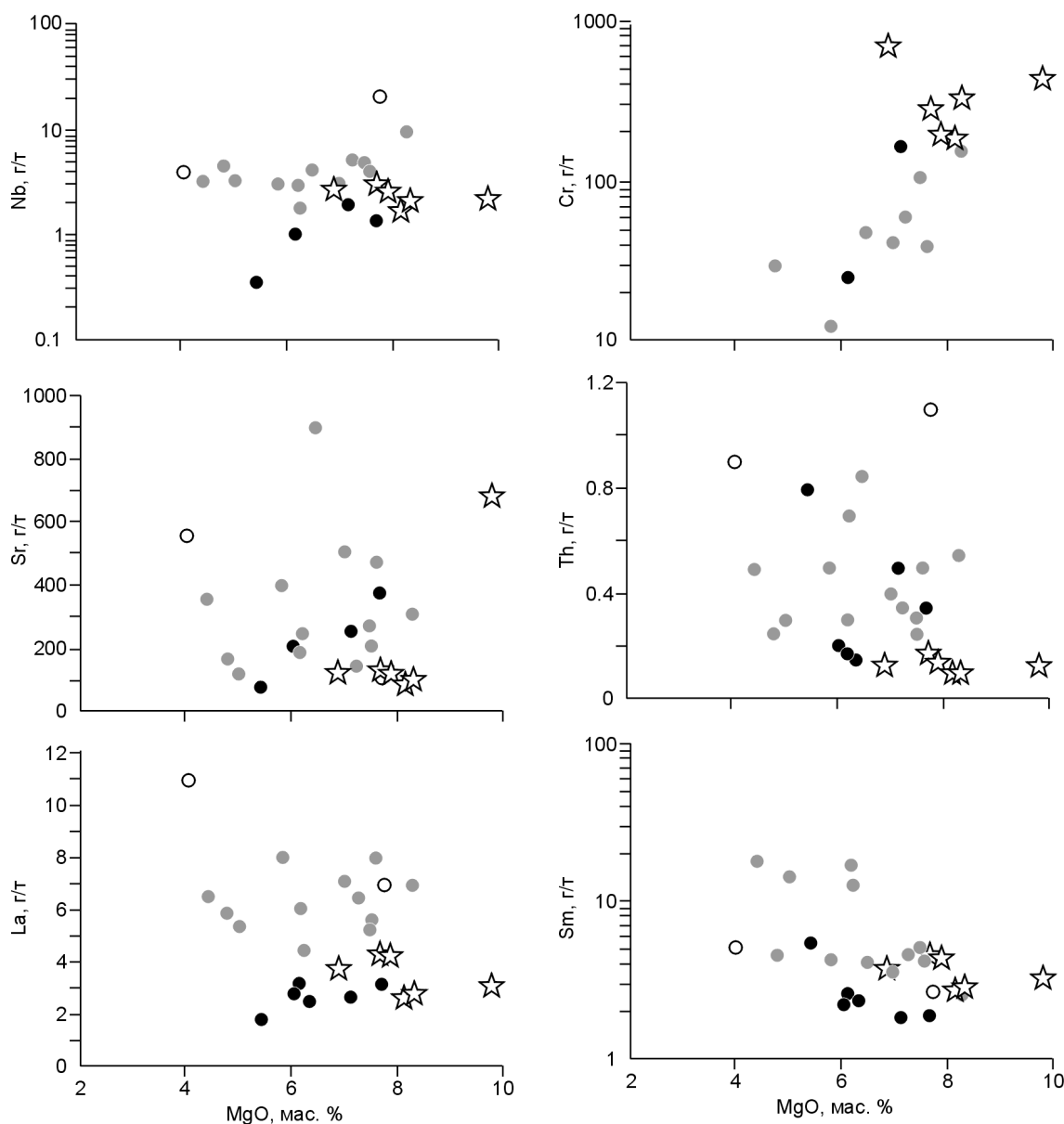


Рис. 7. Бивариантные диаграммы MgO—Cr, Sr, Nb, La, Sm и Th.

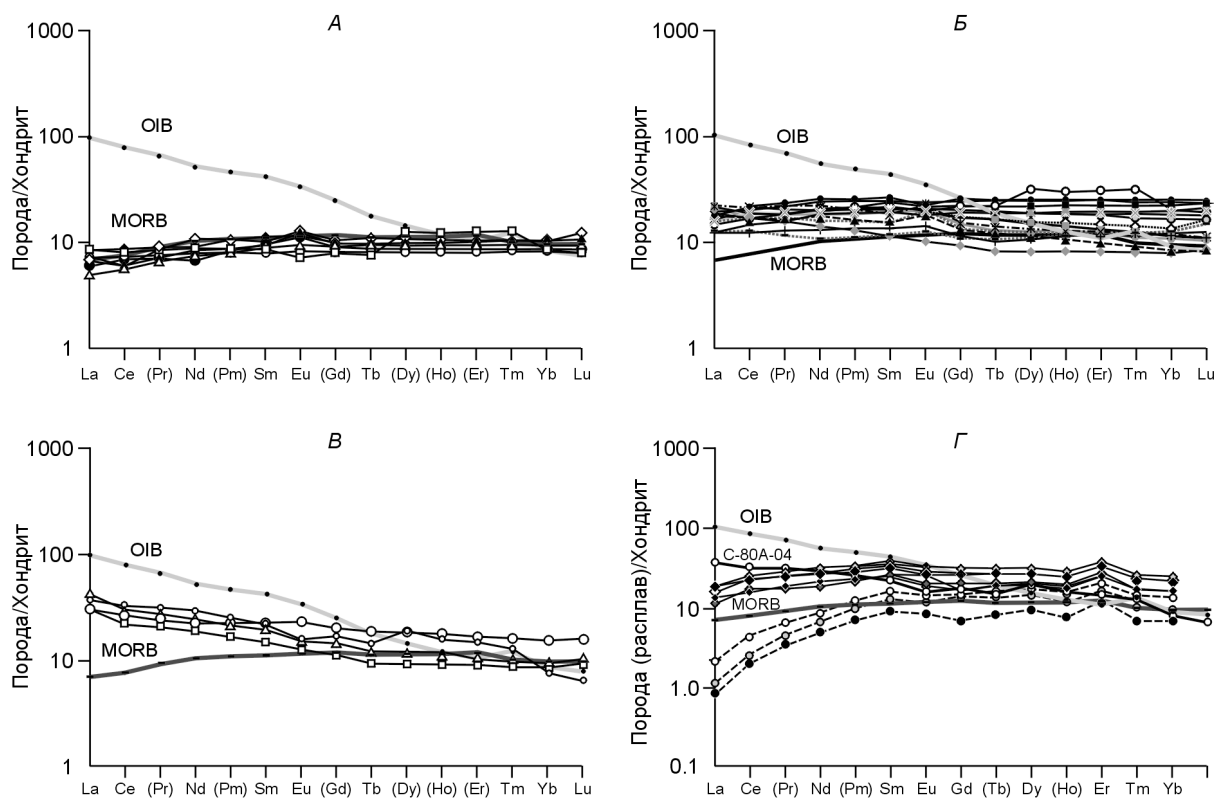
Усл. обозн. см. на рис. 4, 5.

14.9 мас.% и Ni = 7—96 г/т. Содержания  $TiO_2$  и  $P_2O_5$  варьируют соответственно от 0.43 до 2.42 мас.% и от 0.08 до 0.58 мас.% (см. табл. 1). При этом обр. 125, 161, 165, 169, 96-56-1 имеют отношение  $P_2O_5/TiO_2 > 0.15$ , а остальные  $< 0.15$ . По сравнению с островодужными толеитами (IAT) [Фролова, Бурикова, 1997] курайские метабазальты обеднены K, Rb, Ba и имеют немного завышенные содержания Zr, Nb, U, Th, Hf.

Поскольку при увеличении  $FeO^*$  растет  $FeO^*/MgO$ , то можно предположить толеитовый тренд (рис. 5, А). Увеличение содержания  $TiO_2$  с ростом  $FeO^*/MgO$  не так очевидно, т. е. на диаграмме А. Мияширо [Miyashiro, 1973] породы занимают промежуточное положение между океаническими и островодужными толеитами (см. рис. 5, Б). Широкие вариации Ba/Rb (2—104) предполагают изменение содержания этих подвижных щелочных металлов в ходе постмагматических преобразований. П.п.п. в большинстве образцов составляет более чем 2 мас.% (см. табл. 1).

Базальты Курайского аккреционного клина были разделены по содержанию титана на две группы: Ti-деплементированные (среднетитанистые в нашем случае,  $1 < TiO_2 < 1.3$  мас.%) и Ti-неистощенные (обогащенные Ti,  $2.5 > TiO_2 > 1.5$  мас.%) различия (см. рис. 5, Б, 6).

На двойных диаграммах MgO—породообразующие оксиды отрицательный тренд наблюдается только по  $SiO_2$ , а положительный по CaO — для более низкотитанистой группы (см. рис. 6). На бива-



**Рис. 8. Нормированные по хондриту кривые распределения редкоземельных элементов для курайских базальтов.**

*А* — деплетированные, *Б* — переходные, *В* — обогащенные, *Г* — расплавные включения (сплошные линии) и клинопироксены (штриховые линии) из обр. С-80-А-04. Нормировочные значения и данные для MORB и OIB взяты из [Sun, McDonough, 1989].

риантных диаграммах соотношений MgO и редких элементов отчетливых корреляционных трендов не наблюдается (рис. 7).

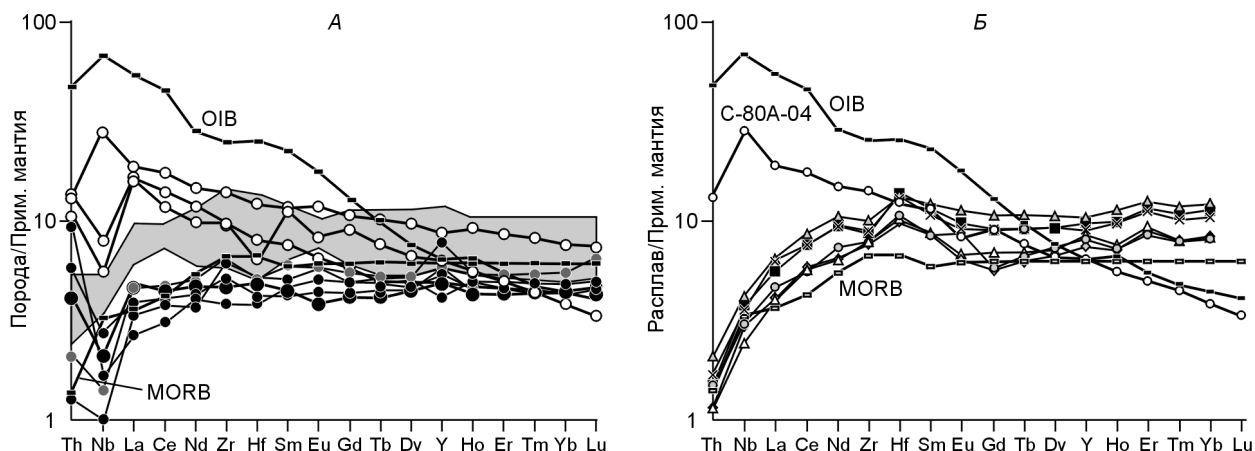
Изучение закономерностей распределения концентраций HFSE, LILE, REE и отношений Zr/Nb позволило разделить изученные базальты на три группы. Породы первой группы имеют химические характеристики, близкие к таковым для N-MORB, т. е. обеднены LREE, LILE и HFSE, имеют повышенные значения Zr/Nb (65 в среднем) (см. табл. 1, ан. 1—6). Во вторую, самую многочисленную группу, входит наибольшее количество изученных образцов, которые имеют промежуточный состав и интерпретируются как переходные базальты океанических плато (OPB) с Zr/Nb, составляющим в среднем 35 (см. табл. 1, ан. 7—21). Породы третьей группы ближе по составу к базальтам океанических островов (OIB) и имеют повышенные LILE, LREE и HFSE, а Zr/Nb составляет 8 и 26 соответственно (см. табл. 1, ан. 22, 23).

Базальты первой группы (N-MORB) характеризуются LREE-деплетированными кривыми распределения редких земель (рис. 8, *А*) с  $La_N = 5.08—8.7$ ,  $(La/Yb)_N = 0.53—0.87$  и небольшими положительными Eu-аномалиями;  $(La/Sm)_N$  варьирует от 0.57 до 0.89, а  $(Gd/Yb)_N$  — от 0.9 до 1.08 (см. табл. 1).

Базальты второй, самой многочисленной группы (OPB) имеют довольно плоские кривые распределения REE (см. рис. 8, *Б*), которым присущи более высокий общий уровень концентраций REE, отсутствие заметного обогащения LREE  $(La/Yb)_N > 10$ , характерного для типичных базальтов горячих точек. Породы имеют  $La_N = 12.3—21.8$ ,  $(La/Yb)_N = 0.74—2.37$ ,  $(La/Sm)_N$  варьирует от 0.7 до 1.63, а  $(Gd/Yb)_N$  — от 0.92 до 1.56 (см. табл. 1). Кривые REE курайских OPB очень похожи на таковые для платобазальтов бассейна Науру и плато Онтонг-Джава [Safonova et al., 2004].

Базальты третьей группы (OIB) характеризуются самыми высокими концентрациями LREE, средними HREE при  $La_N = 30—36.8$ ,  $(La/Yb)_N = 1.96—4.8$  и имеют умеренно обогащенные LREE кривые без Eu аномалий;  $(La/Sm)_N$  варьирует от 1.33 до 1.67, а  $(Gd/Yb)_N$  — от 1.07 до 1.31 (см. рис. 8, *В*, табл. 1).

Большинство мультикомпонентных диаграмм содержания редких элементов, нормированных по примитивной мантии, характеризуются наличием Nb-минимума и обогащением HFSE и редкоземельными элементами относительно MORB (рис. 9, *А*). При этом, как и в случае с REE, спектры деплетированных базальтов расположены ниже, чем спектры переходных и обогащенных. А соотношения в системе



**Рис. 9.** Мультикомпонентные диаграммы распределения редких элементов, нормированные по примитивной мантии для образцов из Курайского аккреционного клина.

*А* — базальты (темные и белые кружки — деплетированные и обогащенные базальты соответственно, серое поле — переходные базальты); *Б* — расплавные включения в клинопироксенах из образца обогащенного базальта C-80A-04 (белые кружки). Нормировочные значения и данные для MORB и OIB взяты из [Sun, McDonough, 1989].

Th—Nb—La подтверждают справедливость разделения базальтов на три группы. Тем не менее для подавляющего большинства образцов всех групп базальтов отмечается умеренное обеднение Nb и Th по отношению к лантану ( $(\text{Nb}/\text{La})_{\text{PM}} = 0.3\text{—}0.75$ ;  $(\text{Th}/\text{La})_{\text{PM}} = 0.3\text{—}0.9$ , см. табл. 1) в отличие от щелочных базальтов, сформированных в обстановке континентальных рифтов (с характерным обогащением Th) или океанических островов (с характерным обогащением Nb). По отсутствию заметной дифференциации HREE можно предположить мантийный источник расплава, находящийся на уровне шпинелевой фации.

#### ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВКРАПЛЕННИКОВ КЛИНОПИРОКСЕНА

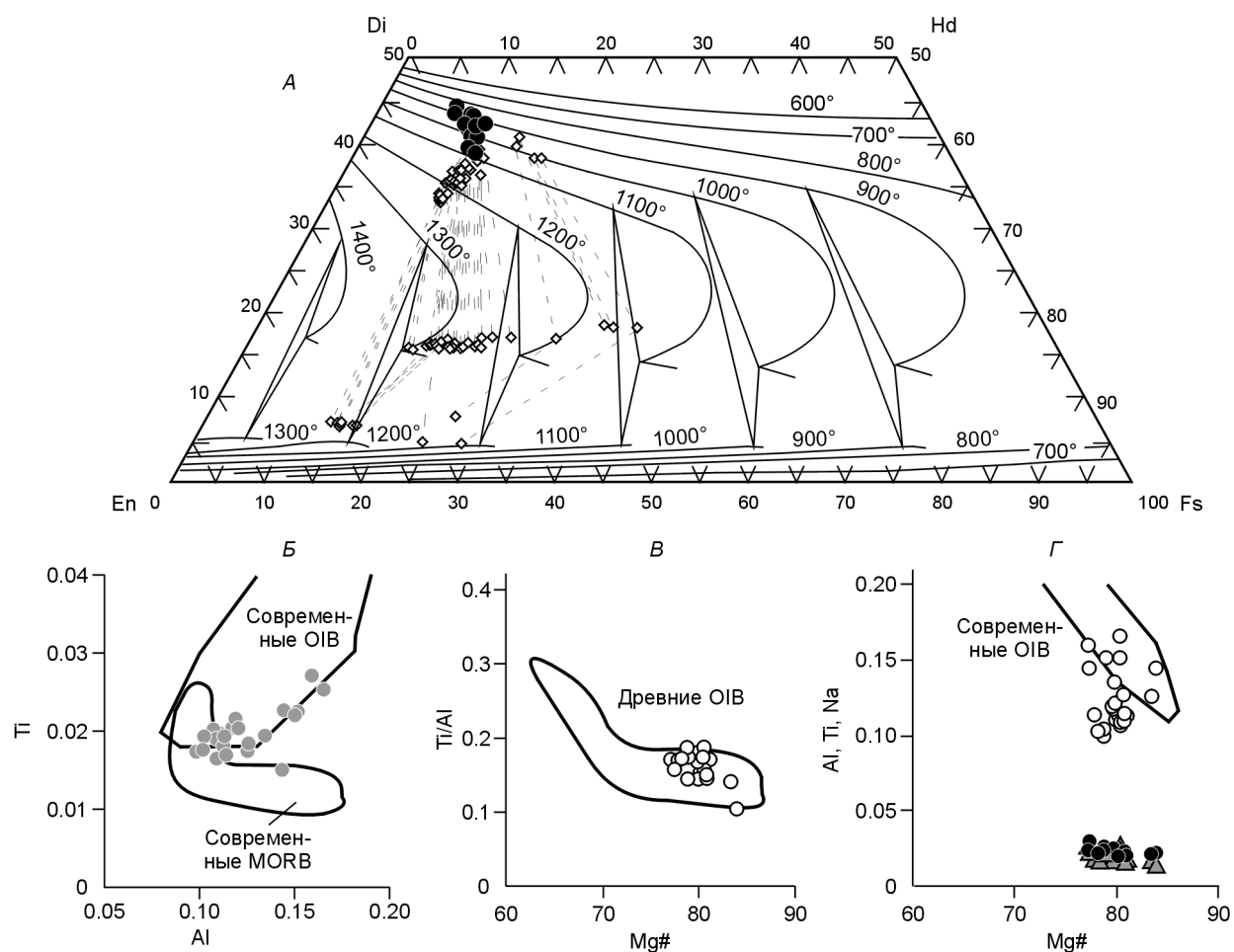
Вкрапленники реликтового клинопироксена проанализированы в образце базальта C-80A-04 (см. табл. 1, точку отбора см. на рис. 2). Вкрапленники содержат расплавные включения. Химический состав клинопироксена соответствует  $\text{Wo}_{37,4\text{—}43,3}\text{En}_{46,1\text{—}49,2}\text{Fs}_{8,7\text{—}13,6}$ , где Wo — волластонит, En — энстатит, Fs — ферросилит. На рис. 10, *А* большинство точек составов попадает между изотермами кристаллизации 1100 и 900 °C [Lindsley, 1983]. Это немного ниже, чем интервалы температур 1100—1295 и 1008—1126 °C, рассчитанные на основе пироксеновых термометров Мерсиера и Нимиса—Тэйлора [Mercier, 1981; Nimis, Taylor, 2000].

Поскольку состав клинопироксена в базальтовых лавах контролируется составом исходных магматических расплавов, то по нему можно судить о составе исходной магмы [Nisbet, Pearce, 1977]. На диаграмме Al—Ti (ф.е.) (см. рис. 10, *Б*) показаны составы клинопироксенов по сравнению с современными OIB и MORB. При высоких значениях Al клинопироксены OIB и MORB достаточно четко отличаются друг от друга, что подтверждается и для гораздо более древних пород среднеархейского возраста кратона Пилбара Западной Австралии [Komiya et al., 2002]. По сравнению с кайнозойскими OIB и MORB клинопироксены из более древних базальтов обеднены и Al и Ti (см. рис. 10, *Б—Г*).

Точки состава клинопироксена в координатах Ti/Al—Mg# (см. рис. 10, *В*) образуют компактное поле на уровне значений Mg# = 77—84. При этом значения Ti/Al (0.15—0.2) выше, чем для N-MORB (0.5—1.0) и соответствуют данным по древним и современным базальтам океанических островов [Komiya et al., 2002].

По сравнению с современными OIB клинопироксены из неопротерозойских базальтов Курайской зоны содержат меньше Al, Ti, Na при близких значениях Mg# (см. рис. 10, *Г*). Магматические тренды наблюдаются только по Na и Ti. По Al закономерного тренда состава нет, так как содержания его в клинопироксене низкое.

Для клинопироксенов характерны пониженные концентрации LREE ( $(\text{La}/\text{Yb})_N = 0.1\text{—}0.8$ ) (см. рис. 8, *Г*). Средние REE в пироксенах менее истощены относительно HREE, чем LREE ( $(\text{La}/\text{Sm})_N = 0.09\text{—}0.13$ ,  $(\text{Gd}/\text{Yb})_N = 1.4\text{—}1.8$ ). Сравнение спектров REE для курайских клинопироксенов с таковыми для пироксенов из архейских базальтов типа MORB и OIB кратона Пилбара показало, что уровень концентраций и степень дифференциации REE в первых ближе к таковым типа OIB [Komiya et al., 2002].



**Рис. 10. Состав клинопироксенов из образца базальта С-80А-04.**

*А* — четырехугольная диаграмма Линдлея [Lindsley, 1983]; *Б* — двойная диаграмма Al—Ti (ф.е. — формульные единицы, пересчитанные на 6 кислорода); *В* — двойная диаграмма Mg#—Ti/Al; *Г* — комбинированная двойная диаграмма Mg#—Ti (треугольники), Al (кружки белые), Na (кружки черные). Границы полей взяты из [Komiya et al., 2002].

Так же, как и вендские, архейские клинопироксены характеризуются слабодифференцированными HREE и значениями  $La_N$ , варьирующими от 1 до 3 (см. рис. 8, *Г*) [Komiya et al., 2002].

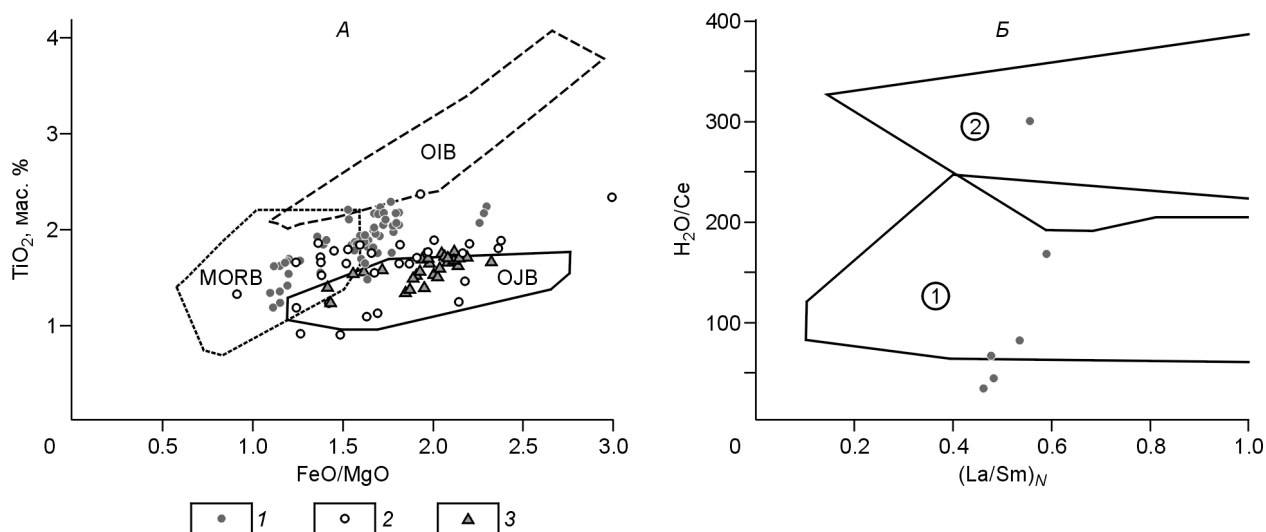
**ХАРАКТЕРИСТИКА РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ**

Были изучены составы расплавных включений в клинопироксенах из образца порфирового базальта С-80А-04 (см. табл. 1, рис. 2). Эксперименты по гомогенизации включений проводились в микротермокамере при температурах свыше 1000 °С. Закаленные гомогенизированные включения были проанализированы (60 определений) на микрозонде (см. рис. 5—9). Такой объем данных по расплавным включениям получен впервые для столь древних палеоокеанических структур.

Расплавные включения (размерами 5—75 мкм) многофазовые: газовый пузырек + кристаллические зеленоватые фазы + рудная фаза + светлое стекло по краю. В термокамере около 900 °С светлые фазы становятся темными. Начиная с 950 °С, появляются первые порции светлого расплава и обособляется газовый пузырек. Включения становятся гомогенными в интервале температур 1160—1190 °С.

На диаграмме FeO\*/MgO—TiO<sub>2</sub> (рис. 11, *А*) расплавные включения, обладая повышенными значениями TiO<sub>2</sub> (1.1—2.3 мас.%), располагаются между тремя основными полями MORB—OIB—OJB. Как и для бассейна Науру и плато Онтонг-Джава, для них характерны широкие вариации FeO\*/MgO при умеренном росте TiO<sub>2</sub>. По сравнению с MORB включения имеют в среднем более высокие значения FeO\*/MgO, но немного более низкие по сравнению с OIB содержания TiO<sub>2</sub>, что приближает их к базальтам горячих точек [Симонов и др., 2005].

Точки составов расплавов (см. рис. 5, *А*) находятся рядом с точками базальтов переходного типа, но отличаются более высокой степенью дифференциации по сравнению и с деплетированными, и с обога-



**Рис. 11. Состав расплавных включений.**

*А* — диаграмма  $\text{TiO}_2$ — $\text{FeO/MgO}$ . 1, 3 — гомогенизированные расплавные включения в клинопироксенах: 1 — Курайского аккреционного клина, 3 — бассейна Науру в районе плато Онтонг-Джава; 2 — валовый состав базальтов Курайского палеосимаунта. OJB — базальты плато Онтонг-Джава.

*Б* — диаграмма  $\text{H}_2\text{O/Ce}$ — $(\text{La/Sm})_N$  для расплавных включений в клинопироксенах из Курайского аккреционного клина. Поля: 1 — стекла Срединно-Атлантического хребта севернее  $35^\circ$  с.ш., 2 — стекла из районов срединно-океанических хребтов и внутриплитных областей, формировавшихся под влиянием мантийных плюмов Тихого и Индийского океанов. За основу взят рисунок из [Симонов и др., 2004], построенный на основе оригинальных данных с использованием материалов из [Michael, 1995].

шенными базальтами. Точки составов расплавных включений (см. рис. 6) располагаются в конце всех трендов дифференциации и имеют пониженное содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и повышенное —  $\text{CaO}$  и  $\text{MgO}$ . По содержанию редких элементов расплавные включения отличаются от состава материнского базальта более высоким Cr, пониженными Sr и Th (см. рис. 7) и более низкими Nb/Y (0.04—0.06).

Расплавные включения имеют более плоские, чем материнский базальт С-80А-04 (см. табл. 1, ан. 22), кривые распределения REE ( $\text{La}_N = 11.5$ — $18.5$ ,  $(\text{La/Yb})_N = 0.61$ — $0.76$ ,  $(\text{La/Sm})_N = 0.46$ — $0.59$ ,  $(\text{Gd/Yb})_N = 1.95$ — $2.06$ ) и близки к таковым для базальтов типа ОРВ (см. рис. 8, *Б, Г*) и платобазальтов Науру и Онтонг-Джава [Safonova et al., 2004; Симонов и др., 2004]. Включения также имеют близкие с базальтами типа ОРВ значения отношения  $\text{Zr/Nb}$  (41.2 и 34.6 соответственно).

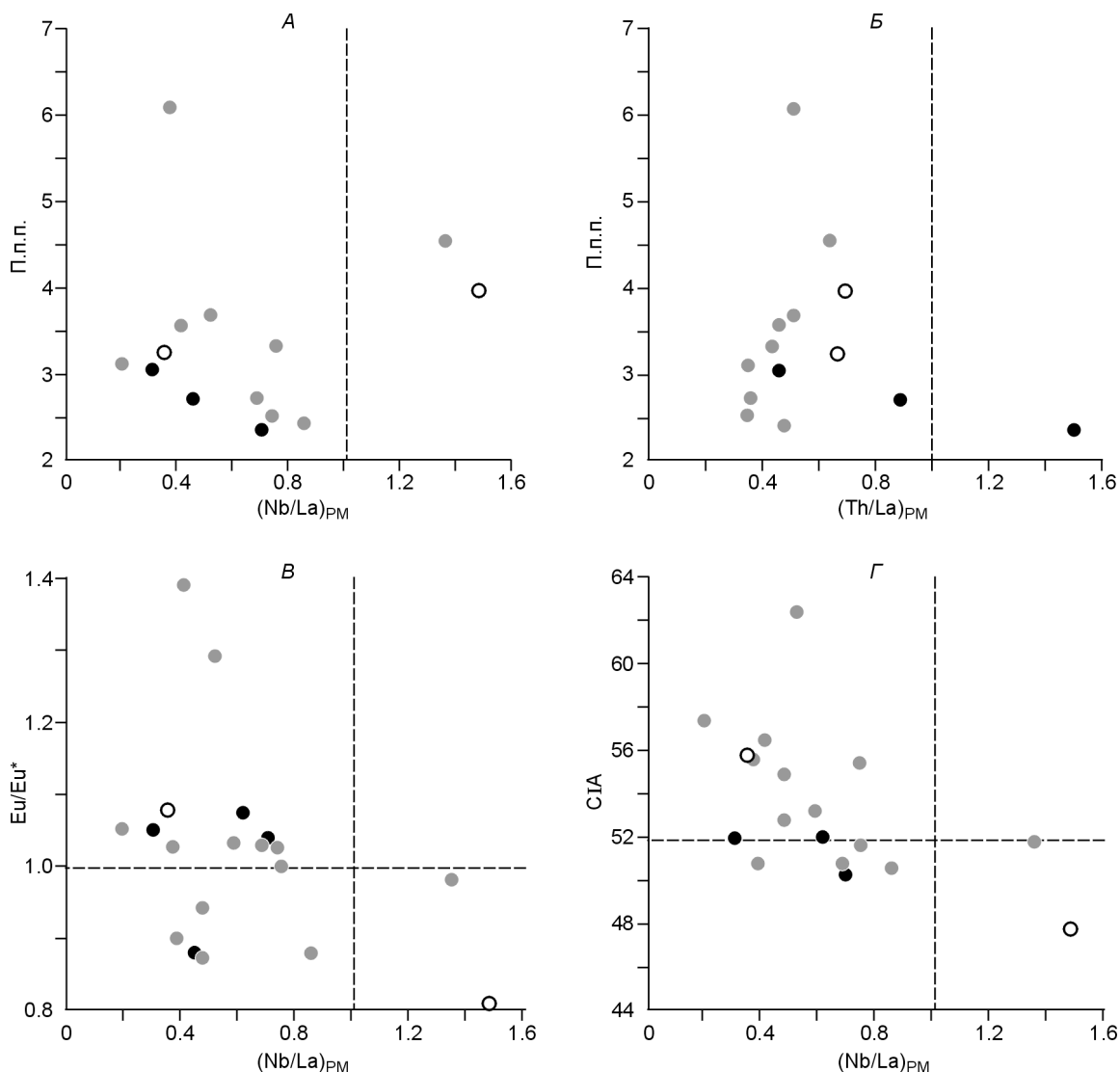
Мультикомпонентные диаграммы содержаний редких элементов для включений, нормированных по примитивной мантии, отличаются от таковых для материнского базальта отсутствием Nb-максимума, характерного для обр. С-80А-04 и более низкими значениями Th (см. табл. 1, ан. 22; рис. 9). Для включений характерно обеднение Nb по отношению к лантану ( $(\text{Nb/La})_{\text{PM}} = 0.56$ — $0.72$ ), но обогащение по отношению к Th ( $(\text{Nb/Th})_{\text{PM}} = 1.98$ — $2.54$ ).

Исследования расплавных включений с помощью ионного зонда позволили получить информацию о роли воды в магматических системах курайских базальтов. По содержанию воды (0.07—0.29 мас.%) включения близки к стеклам и расплавным включениям базальтов бассейна Науру [Симонов и др., 2004], и они соответствуют нормальным сухим магмам типа N-MORB. По соотношению воды и REE большая часть точек включений попадает в поле стекол Срединно-Атлантического хребта (см. рис. 11, *Б*) [Michael, 1995; Симонов и др., 2004].

### ПРОЦЕССЫ, ВЛИЯЮЩИЕ НА КОНЕЧНЫЙ СОСТАВ БАЗАЛЬТОВ

В различных геодинамических обстановках формируются базальты разного состава, поэтому, изучая химический состав вулканических толщ, можно определить условия их формирования. На исходный состав базальтов может повлиять тип/глубина мантийного источника, степень его частичного плавления, процессы кристаллизационной дифференциации и контаминации расплавом материала сиалической (континентальной) и/или мафической (океанической) коры. На конечный состав пород, который собственно и является объектом геохимического исследования, влияют различные постмагматические процессы, имевшие место после излияния базальтов на поверхность. Это в основном гидротермальные изменения и метаморфизм в условиях океанического дна, а также зеленокаменные изменения в ходе последующих





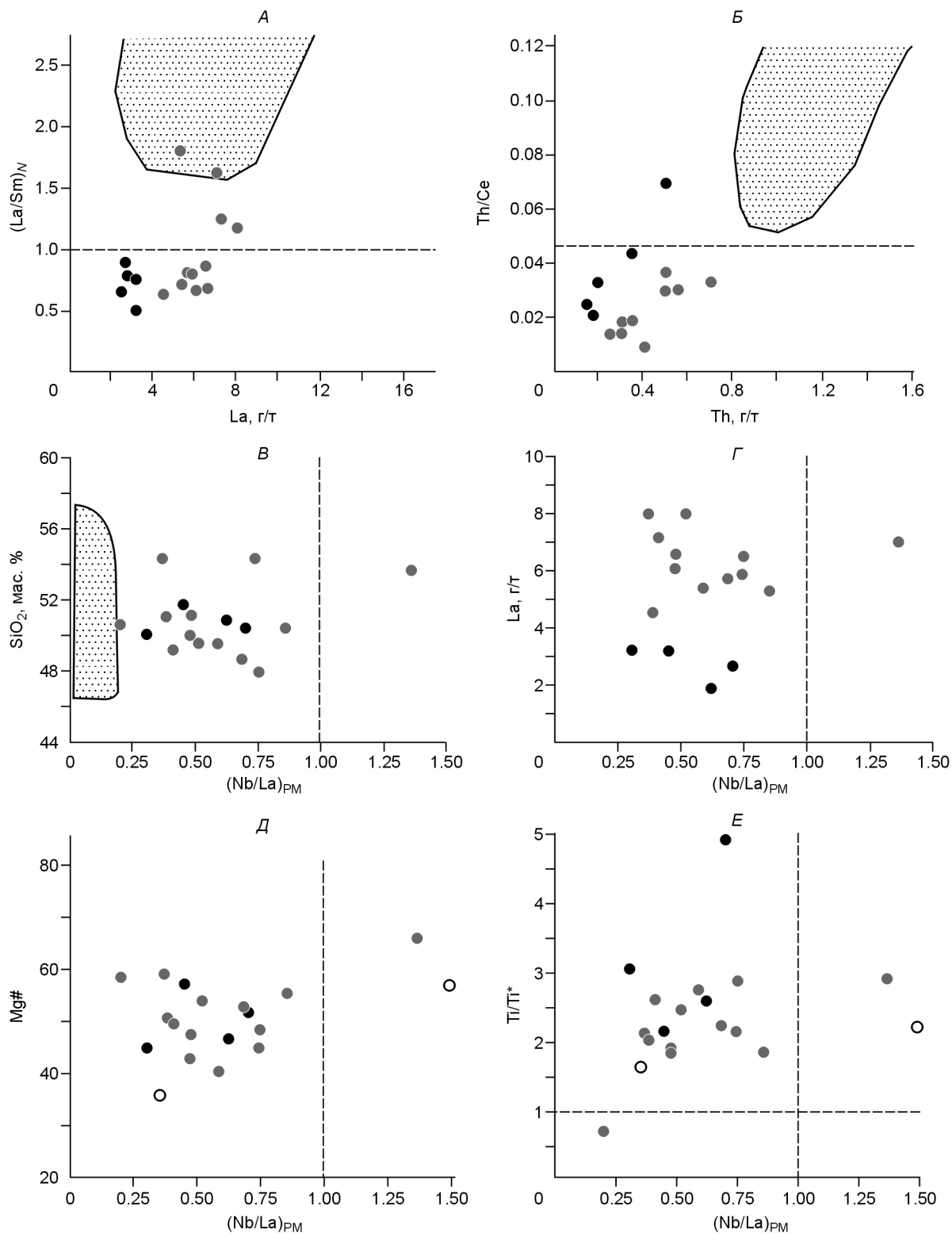
**Рис. 12.** Графики в координатах П.п.п.— $(\text{Nb}/\text{La})_{\text{PM}}$  и  $(\text{Th}/\text{La})_{\text{PM}}$ ,  $(\text{Nb}/\text{La})_{\text{PM}}$ — $\text{Eu}/\text{Eu}^*$ , химический индекс измененности CIA —  $(\text{Nb}/\text{La})_{\text{PM}}$  [Nesbitt, Young, 1982],  $\text{CIA} = \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{Al}_2\text{O}_3)$ .

Графики показывают, что межэлементные отношения в системе Th, Nb, La не коррелируют со степенью изменения пород и метаморфизмом. Штриховой линией показаны отношения элементов в примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989]. Усл. обозн. см. на рис. 4.

метаморфических преобразований. Поэтому, прежде чем перейти к геодинамическим интерпретациям, надо оценить степень воздействия таких процессов на состав базальтов.

**Вторичные изменения и метаморфизм.** Различная подвижность элементов вполне допустима для вендских вулканических пород, которые претерпели гидротермальные изменения в условиях морского дна, зеленокаменные изменения и тектонические деформации. Однако большинством исследователей признается, что наименее подвижными в таких условиях являются REE, HFSE и некоторые переходные металлы [Winchester, Floyd, 1977; Ludden et al., 1982; Condie, 1994; и др.]. Низкая подвижность HFSE, REE (за исключением Eu) и в меньшей степени Th подтверждается: отсутствием заметного обогащения/истощения определенных групп элементов в зависимости от п.п.п. (рис. 12, А, Б, табл. 1); схожестью спектров REE и мультикомпонентных диаграмм в пределах каждой группы базальтов (см. рис. 8, 9); отсутствием корреляций между индикаторными отношениями  $(\text{Th}/\text{La})_{\text{PM}}$  и  $(\text{Nb}/\text{La})_{\text{PM}}$  и п.п.п., CIA и  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  (см. рис. 12).

Дополнительным источником информации о первичном составе базальтовых магм является состав расплавных включений во вкрапленниках оливина и пироксена. Для геодинамических и петрогенетических реконструкций не использовались образцы с высокими значениями п.п.п. или большими Eu-аномалиями.



**Рис. 13.** *A—E* — графики в координатах  $\text{La}—(\text{La}/\text{Sm})_N$  (*A*),  $\text{Th}—\text{Th}/\text{Ce}$  (*B*),  $(\text{Nb}/\text{La})_{\text{PM}}—\text{SiO}_2$  (*B*) и  $(\text{Nb}/\text{La})_{\text{PM}}—\text{La}$  (*Г*) для деплетированных и переходных базальтов и вариационные диаграммы  $(\text{Nb}/\text{La})_{\text{PM}}—\text{Mg}\#$  (*Д*) и  $(\text{Nb}/\text{La})_{\text{PM}}—\text{Ti}/\text{Ti}^*$  (*E*) для всех групп базальтов.

Коровая контаминация (*A—Г*) и фракционная кристаллизация (*Д, E*) не оказывают существенного влияния на взаимоотношения элементов в системе  $\text{Th}—\text{Nb}—\text{La}$ . Штриховой линией показаны отношения элементов в примитивной мантии. Выделенные поля (*A—B*) соответствуют контаминированным базальтам пояса Ветреный, Балтийский щит [Puchtel et al., 1997]. Усл. обозн. см. на рис. 4.

лиями. Элементы Na, K, Ba, Rb и Sr также принимались как подвижные при постмагматических процессах и поэтому не учитывались при геодинамических и петрогенетических построениях.

**Контаминация расплавом материала континентальной коры** вполне вероятна, но на основании многочисленных геологических данных исследователи данного региона единодушно считают, что рассматриваемые базальтовые толщи образовались в океанической обстановке [Гусев, 1991; Добрецов и др., 1992, 2004; Buslov et al., 1993, 2002; Берзин и др., 1994; Симонов и др., 1994; Гибшер и др., 1996]. Ассоциации базальтов с океаническими осадками и породами из офиолитовых разрезов и переслаивание базальтов с массивными известняками предполагают океанические условия их формирования, а не излияние вулканических пород в континентальной обстановке.

Наличие отрицательных аномалий по Nb практически во всех образцах базальтов может быть свидетельством коровой контаминации (см. рис. 9), но, во-первых, практически отсутствует корреляция между отношениями  $(\text{Nb}/\text{La})_{\text{PM}}$  и  $(\text{Th}/\text{La})_{\text{PM}}$ , во-вторых, содержания Th достаточно низкие (см. табл. 1, рис. 9, А), в-третьих, выше было показано, что базальты образовались на океанической, а не на континентальной коре.

На примере архейских базальтов Западной Австралии и протерозойских базальтов Ветреного пояса Балтийского щита было показано, что характерным признаком коровой контаминации вулканических пород является корреляция содержания  $\text{SiO}_2$ , Th и LREE с отрицательными Nb-аномалиями, что в нашем случае не наблюдается (рис. 13, В, Г) [Redman, Keays, 1985; Arndt, Jenner, 1986]. На диаграммах, построенных для контаминированных пород [Puchtel et al., 1997], видно, что подавляющее большинство точек составов образцов, для которых отмечается Nb-минимум, не попадают в поле контаминированных вулканитов (см. рис. 13, А—В).

Таким образом, низкие значения  $(\text{Nb}/\text{La})_{\text{PM}}$  отражают деплетированный характер мантийного источника и поэтому предполагают контаминацию базальтового расплава скорее компонентами литосферной мантии, на состав которой влияет обедненная Nb погружающаяся океаническая плита, а не коровую контаминацию. Низкие концентрации Th (в среднем 0.3 г/т) также говорят в пользу отсутствия коровой контаминации (см. табл. 1) [Li et al., 2002]. Повышенные содержания Th в некоторых образцах Курайского аккреционного клина ( $(\text{Th}/\text{La})_{\text{PM}} > 1$ , обр. 147, KR-86, KR-90) можно отнести за счет поверхностных постмагматических изменений.

**Фракционная кристаллизация.** Значительные вариации MgO во всех группах базальтов могут свидетельствовать о связи аномалий по Nb с фракционной кристаллизацией (см. табл. 1, рис. 7), поскольку Nb является когерентным элементом для оксидов Ti и Fe, характерных для основных расплавов.

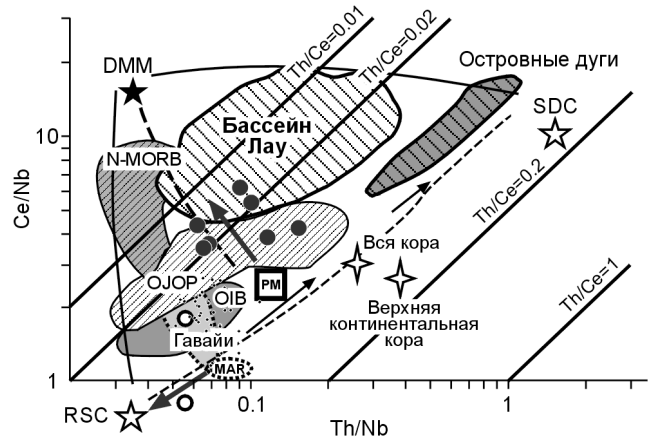
Ограниченный диапазон вариаций отношений  $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}}$  для деплетированных и большинства переходных базальтов при широком разбросе значений Mg# (в среднем от 30 до 60) предполагает отсутствие значительного фракционирования LREE в результате фракционной кристаллизации клинопироксена (см. рис. 13, А; табл. 1). Это также подтверждается отсутствием корреляций аномалий по Nb с Mg# (см. рис. 13, Д). С другой стороны, Nb может аккумулироваться Fe-Ti оксидами, но поскольку корреляции между  $(\text{Nb}/\text{La})_{\text{PM}}$  и титаном также не отмечается (см. рис. 13, Е), то фракционирование Nb с Fe-Ti оксидами мы не рассматриваем как фактор, повлиявший на его распределение после формирования первоначального базальтового расплава. Корреляции между  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и отношениями  $(\text{Nb}/\text{La})_{\text{PM}}$  и  $(\text{Th}/\text{La})_{\text{PM}}$  не наблюдается ни для одной группы базальтов. По совокупности перечисленных фактов мы полагаем, что процессы фракционной кристаллизации не оказали существенного влияния на межэлементные соотношения в системе Th—Nb—LREE в изученных основных вулканических породах (Fowler, Jensen, 1989; Polat et al., 1999). Поскольку большинство образцов второй группы обеднено Cr, мы можем предположить фракционирование хромшпинелидов в промежуточных камерах (см. табл. 1, рис. 7).

## МАНТИЙНЫЕ ИСТОЧНИКИ И ПЕТРОГЕНЕЗИС

**Процессы плавления в мантии.** Различный состав не только некогерентных, но и породообразующих элементов в базальтах Курайского аккреционного клина предполагает неодинаковые условия частичного плавления. Отрицательные аномалии по Nb относительно La и Th характерны как для деплетированных, так и для переходных базальтов (см. рис. 9, А, 13). В работе [Bach et al., 1996] формирование обедненных Nb пород рассматривается как результат второго этапа плавления мантийного источника, из которого была предварительно удалена часть расплава в условиях крайне низких степеней частичного плавления. При таком плавлении должны иметь место как пониженные концентрации ниобия, так и тория, что не характерно для большинства изученных толеитов ( $\text{Th} = 0.15\text{—}0.8$  г/т). С другой стороны, если допускать процессы частичного плавления в мантийном источнике, то, вероятно, на уровне шпинелевой фации, так как большинство деплетированных и переходных базальтов имеют кривые REE, не фракционированные в области тяжелых редких земель (см. рис. 8). Тем не менее корреляции между  $(\text{Nb}/\text{La})_{\text{PM}}$  и  $(\text{Th}/\text{La})_{\text{PM}}$  по отношению к  $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}}$  характерные для пород, образованных в результате

**Рис. 14. Вариационная диаграмма Ce/Nb—Th/Nb [Saunders et al., 1988].**

Сплошными линиями показано простое смешение деплецированной мантии (DMM), остаточных компонентов слэба (RSC) и компонентов, полученных при плавлении субдуцирующего слэба (SDC). Штриховой линией и тонкими стрелками показано простое отделение расплава и образование DMM, RSC и SDC [Saunders et al., 1988]. Жирные стрелки — пути смешения компонентов RSC, DMM и PM (примитивная мантия) для переходных (залитые кружки) и обогащенных (белые кружки) базальтов Курайского аккреционного клина. Данные по океаническим плато Науру, Онтонг-Джава (OJOP) и бассейну Лая взяты из [Floyd, 1989], [Hemmond et al., 1993] и [Ewart et al., 1994] соответственно. Данные для Срединно-Атлантического хребта (MAR) и островных дуг взяты из [Saunders et al., 1988, 1991] соответственно. Данные для PM, N-MORB, E-MORB и OIB взяты из [Sun, McDonough, 1989], для всей коры и верхней континентальной коры — из [Taylor, McLennan, 1985]. Поля для Гавайских островов и плато Онтонг-Джава построены по базе данных GEOROC.



частичного плавления, отсутствуют, и некоторые образцы с фракционированными HREE имеют как положительные, так и отрицательные аномалии по Nb (см. табл. 1).

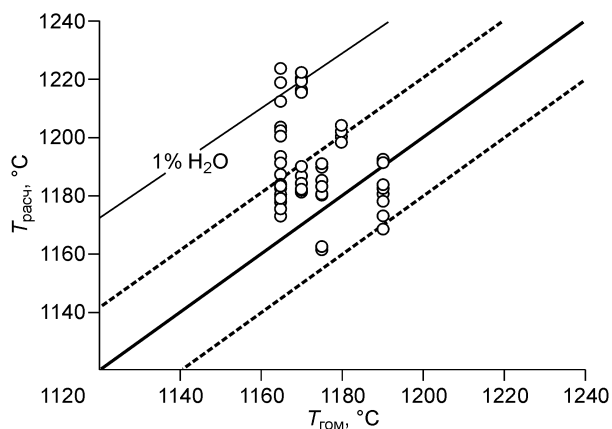
**Мантийные источники.** Основываясь на приведенных выше данных, можно предположить, что процессы частичного плавления в мантии, фракционной кристаллизации, коровой контаминации, постмагматических изменений и метаморфизма не оказали существенного влияния на соотношения элементов в системе Th—Nb—LREE. В таком случае вариации этих элементов в изученных базальтах могут быть связаны с гетерогенным составом мантии [Polat et al., 1999].

Поскольку Nb, La и Th имеют близкие коэффициенты распределения, то их соотношения не будут заметно меняться даже при относительно высоких степенях частичного плавления, что допускается при образовании океанических лав [Sun, McDonough, 1989]. А.Д. Саундерс [Saunders et al., 1988] предложил описывать взаимоотношения в системе Th—Nb—Ce для океанических базальтов через смешение трех мантийных компонентов: DMM — компонент истощенного мантийного источника MORB (высокие Ce/Nb, низкие Th/Nb); RSC — остаточный компонент рециклированной океанической коры, прошедшей через зону субдукции (низкие Ce/Nb и Th/Nb); SDC — субдукционный компонент островных дуг (высокие Ce/Nb и Th/Nb), т. е. этот компонент комплементарен к компоненту RSC (рис. 14). Во время субдукции Th и LREE ведут себя отлично от Nb: первые (как более подвижные) в основном мигрируют с флюидом или расплавом, которые отделяются от погружающегося слэба и позже иницируют островодужный вулканизм. Компонент RSC образуется за счет того, что более инертный Nb остается в остаточном океаническом слэбе и это приводит к появлению положительных аномалий по Nb относительно Th и LREE. Соответственно, для расплавов, выплавляющихся из надсубдукционной (поддуговой) мантии, т. е. компонента SDC, свойственны отрицательные Nb-аномалии. Рециклинг (возвращение океанической коры обратно в мантию, из которой она и образовалась) может иметь место как в виде субдукции, так и в виде деляминации.

Относительно низкие  $(\text{Nb/La})_{\text{PM}}$  характерны для большинства базальтов Курайского аккреционного клина (см. табл. 1, рис. 9), поэтому можно было бы предположить наличие в мантийном источнике компонента SDC [Sun, McDonough, 1989; Weaver, 1991], но для этого значения  $(\text{Th/Nb})_{\text{PM}}$  также должны быть достаточно высокие и при этом больше, чем  $(\text{Nb/La})_{\text{PM}}$ , что для большинства исследованных базальтов не характерно (см. рис. 9, табл. 1). Поэтому мы не рассматриваем участие в плавлении SDC компонента, а низкие  $(\text{Nb/La})_{\text{PM}}$  объясняем смешением компонента RSC и компонента, унаследованного от DMM. Единичные образцы с отрицательными аномалиями по Nb, но положительными по Th (см. табл. 1, обр. KR86, 147) могут содержать материал постмагматических изменений и поэтому на диаграммах, характеризующих мантийные источники, они не представлены.

Обогащенные базальты C-80A-04 и 123 характеризуются четко выраженными положительными аномалиями Nb по отношению к La, что предполагает участие в плюмовом расплаве компонента RSC [Sun, McDonough, 1989; Weaver, 1991]. Таким образом, по распределению редких элементов и положительным аномалиям по ниобию  $(\text{Nb/La})_{\text{PM}} > 1$  в Курайском аккреционном клине впервые идентифицированы базальты, мантийный источник которых содержал материал рециклированной океанической коры (см. рис. 9, 14). По мнению авторов, такие базальты с высоким Nb имеют признаки плюмовых базальтов типа HIMU [Hofmann, 1997], но это можно подтвердить или опровергнуть только с помощью изучения изотопного состава Pb. На диаграмме Th/Nb—Ce/Nb (см. рис. 14) переходные базальты Курайского аккреционного клина попадают в поле базальтов плато Онтонг-Джава.

Меловые и четвертичные базальты океанических плато и островов, связанные с действием мантийных плюмов, такие как Онтонг-Джава, Гавайи, Исландия и др., имеют разнообразные геохимические



**Рис. 15.** Соотношение температур гомогенизации расплавных включений ( $T_{\text{гом}}$ ) с температурами ( $T_{\text{расч}}$ ), рассчитанными по составу расплавных включений с помощью программы PETROLOG [Danyushevsky, 2001] для давления в 1 кбар.

Штриховые линии — пределы точности использованных термометров. 1 %  $\text{H}_2\text{O}$  — линия расплавов, содержащих 1 мас.%  $\text{H}_2\text{O}$  [Соболев, 1997].

многих редких элементов (Th, HFSE, REE), что предполагает их образование при смешении нескольких мантийных компонентов. На диаграмме Th/Nb—Ce/Nb видно (см. рис. 14), что деплетированные базальты могли образоваться при участии компонента DMM и материала примитивной мантии. В образовании обогащенных базальтов принимали участие обогащенный Nb компонент RSC и расплавы типа OIB, подобные Гавайской горячей точке.

**PT-условия формирования базальтов.** Расчеты температур и давлений кристаллизации базальтов были сделаны по составу вкрапленников клинопироксена и по результатам экспериментов по гомогенизации расплавных включений в клинопироксене.

В соответствии с диаграммой Линдслея (см. рис. 10, А) температуры кристаллизации составляют 1100 и 900 °C [Lindsley, 1983], что несколько ниже, чем температуры кристаллизации, рассчитанные по минеральным термометрам. Расчет температур по двум однопироксеновым термометрам Мерсиера [Mercier, 1981] и Нимиса—Тэйлора [Nimis, Taylor, 2000] производился с помощью специальной компьютерной программы, разработанной И.В. Ащепковым (устное сообщение). Значения температур при фиксированном давлении 2 кбар (вероятное давление в приповерхностной промежуточной камере) составляют соответственно 1100—1295 и 1008—1126 °C. Рассчитанные значения хорошо согласуются с температурами гомогенизации включений — 1160—1190 °C.

На основе данных по составам расплавных включений с помощью программы PETROLOG были рассчитаны ликвидусные температуры [Danyushevsky, 2001]. Полученные данные показали, что наиболее близки между собой расчетные данные для давления в 1 кбар и экспериментальные данные по гомогенизации включений, т. е. 1160—1190 °C (рис. 15). В то же время часть расчетных температур оказалась выше температур гомогенизации, что может свидетельствовать о повышенном содержании воды в расплаве [Соболев, 1997], соответствующем примерно 1 мас.%  $\text{H}_2\text{O}$ , хотя данные ионного зонда говорят в целом о невысоких значениях  $\text{H}_2\text{O}$  (0.1—0.3 мас.%) в стеклах расплавных включений [Симонов и др., 2005] (см. рис. 11, Б). Таким образом, исследования расплавных включений показали, что базальты Курайского палеосимаунта кристаллизовались в интервале от 1160 до 1190 °C, что соответствует данным по расплавным включениям в пироксенах из платобазальтов Науру [Симонов и др., 2004].

## ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ БАЗАЛЬТОВ

В настоящее время для проведения геодинамических реконструкций формирования магматических пород наиболее широко используются методы, основанные на изучении геохимических данных. Но при этом должны быть обязательно учтены и геологические условия нахождения пород, хотя в пределах большинства древних вулканогенно-складчатых поясов первоначальные взаимоотношения вулканических и осадочных толщ обычно нарушены в результате последующих коллизионно-аккреционных процессов. Тем не менее в Курайской зоне выявлены первичные взаимоотношения базальтов основного магматического тела с карбонатной „шапкой“ и склоновыми фациями океанического острова, а также налегание палеосимаунта на базальты океанического дна [Buslov et al., 1993; Добрецов и др., 2004; Safonova et al., 2004; Uchio et al., 2004].

Критерии, использованные для отнесения выделенных групп базальтов к той или иной геодинамической обстановке, приведены в табл. 2. Принимая во внимание геологические взаимоотношения и геохимические характеристики, базальты Курайского аккреционного клина образовались в следующих геодинамических обстановках.

Большинство деплетированных базальтов (тип N-MORB) образовалось в обстановке срединно-океанического хребта, что подтверждается их ассоциацией с пелагическими, тонкозернистыми терригенными



Таблица 2. Геохимические и геологические признаки формирования базальтов Курайского аккреционного клина в геодинамических обстановках срединно-океанических хребтов (N-MORB), океанических плато (OPB) и океанических островов (OIB)

Базальт	TiO <sub>2</sub>	REE спектры (La/Sm) <sub>N</sub>	(Nb/La) <sub>PM</sub>	(Th/La) <sub>PM</sub>	Zr/Nb	Геологические признаки	Вывод
Деплетированные	1.21	LREE-деплетированные (0.57—0.89)	0.62	0.71	65	Ассоциируют с тонкозернистыми кремнистыми отложениями; дайковый комплекс	MORB
Переходные	1.7	Плоские (0.7—1.63)	0.56	0.51	35	Ассоциируют с карбонатно-кремнистыми осадками склоновых фаций и известняками карбонатной „шапки“, наличие тефры	OPB, OIB
Обогащенные	1.68	LREE-обогащенные (2.09—2.24)	0.8	0.68	26		
N-MORB по [Sun, McDonough, 1989]	1.2	LREE-деплетированные (0.6)	0.9	0.39	32	Ассоциируют с пелагическими осадками	—
Платобазальты Онтонг-Джава и Науру (база данных GEOROC)	1.39	Плоские	1.0	0.7	17	Ассоциируют с мелководными (неритовыми) осадками	—
Базальты океанических островов по [Sun, McDonough, 1989]	2.86	LREE-обогащенные (2.33)	1.25	0.87	6	Ассоциируют с мелководными осадками склоновых фаций	—

Примечание. Таблица составлена с использованием данных из [Kerr et al., 2000; Фролова, Бурикова, 2002].

и кремнистыми осадками, наличием дайкового комплекса, как правило, низкими содержаниями TiO<sub>2</sub>, деплетированным характером спектров распределения REE (см. табл. 1, рис. 9).

В обстановке океанического острова образовались обогащенные базальты (тип OIB), для которых характерна ассоциация с кремнисто-карбонатными брекчированными отложениями склоновых фаций, а также обогащение титаном, LREE и ниобием ((Nb/La)<sub>PM</sub> > 1), что предполагает участие в источнике компонента RSC и образование расплава на уровне шпинелевой ((Gd/Yb)<sub>N</sub> = 1—1.5) фации (см. табл. 1, рис. 9, 10, 14, А).

Обосновано выделение базальтов переходного типа, близких по химическому составу к базальтам плато Онтонг-Джава и бассейна Науру. Ассоциация с отложениями склоновых фаций, наличие мощной карбонатной „шапки“ (до 500 м) [Uchio et al., 2004] и геохимическая специфика базальтов говорят в пользу обстановки подводного симаунта (как в Императорско-Гавайской цепи вулканов) [Regelous et al., 2003] или комбинации океанического острова и плато (как на плато Онтонг-Джава) [Neal et al., 1997]. Для этой группы базальтов характерны умеренные содержания TiO<sub>2</sub> (1.7 мас.% в среднем), плоские спектры REE, наличие четко выраженного Nb-минимума по отношению к La, но при этом, в отличие от надсубдукционных базальтов, для них не характерны повышенные содержания Th, т. е. для большинства образцов характерны (Nb/La)<sub>PM</sub> > (Th/La)<sub>PM</sub> и (Th/La)<sub>PM</sub> > 1.

## ВЫВОДЫ

Таким образом, изучение геологического положения и геохимических характеристик базальтов Палеоазиатского океана, которые в настоящее время представляют собой тектонические фрагменты в составе Курайского аккреционного клина, позволяет сделать следующие выводы.

1. Базальты представлены деплетированными, переходными и обогащенными Ti, Nb и LREE разновидностями. Деплетированные — схожи по составу с N-MORB и ассоциируют с тонкослоистыми кремнистыми отложениями. Переходные и обогащенные — близки к внутриплитным базальтам Тихого океана и ассоциируют с карбонатно-кремнистыми отложениями склоновых фаций и известняками карбонатной шапки океанических поднятий.

2. Геохимические характеристики пород свидетельствуют, что базальты типа N-MORB формировались из деплетированного верхнемантийного источника (DMM), а переходные и обогащенные базальты — из гетерогенного мантийного источника, включающего компоненты DMM и RSC (рециклированного океанического слэба).

3. Температуры кристаллизации базальтов были рассчитаны по данным изучения состава вкрапленников пироксена и экспериментов по гомогенизации расплавных включений, они составляют соответственно 1100—1295 и 1160—1190 °С.

4. Базальты формировались в геодинамических обстановках срединно-океанических хребтов, океанических островов и плато. Тесная связь базальтов плюмового происхождения с базальтами океаниче-

ского дна предполагает существование в вендское время в Палеоазиатском океане океанических островов и плато. Полученные результаты подтверждают, что Палеоазиатский океан развивался по аналогии с Тихим океаном, т. е. в нем действовали горячие точки типа гавайской и мантийные плюмы, приведшие к образованию базальтовых плато типа Онтонг-Джава.

Авторы выражают глубокую признательность рецензентам О.М. Туркиной и О.М. Розену за конструктивные замечания и полезные дискуссии, позволившие значительно улучшить качество рукописи, а также искреннюю благодарность аналитикам В.А. Боброву, А.Д. Кирееву, Ю.П. Колмогорову, С.В. Палесскому, В.С. Пархоменко за сделанные анализы пород.

Работа выполнена при поддержке международного проекта РФФИ-Японское общество продвижения науки (грант 07-05-91211), и инициативного проекта РФФИ (грант 05-05-64899).

#### ЛИТЕРАТУРА

**Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В.** Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (1), с. 63—81.

**Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Сяо Сючань, Чанг Э.З.** Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), с. 8—28.

**Буслов М.М., Ватанабе Т.** Внутрисубдукционная коллизия и ее роль в эволюции аккреционного клина (на примере Курайской зоны Горного Алтая, Центральная Азия) // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (1), с. 82—93.

**Гибшер А.С., Есин С.В., Изох А.Э., Киреев А.Д., Петрова Т.В.** Диопсидсодержащие базальты кембрия Чепошской зоны Горного Алтая: модель фракционирования гибридных магм в промежуточных магматических камерах // Геология и геофизика, 1997, т. 38 (11), с. 1760—1772.

**Гусев Н.И.** Реконструкция геодинамических режимов докембрийского и кембрийского вулканизма в юго-восточной части Горного Алтая // Палеогеодинамика и формирование продуктивных зон Южной Сибири. Новосибирск, ОИГТМ СО АН СССР, 1991, с. 32—54.

**Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Куренков С.А.** Океанические и островодужные офиолиты Горного Алтая // Геология и геофизика, 1992 (12), с. 3—14.

**Добрецов Н.Л., Берзин Н.А., Буслов М.М., Ермиков В.Д.** Общие проблемы эволюции Алтайского региона и взаимоотношения между строением фундамента и развитием неотектонической структуры // Геология и геофизика, 1995, т. 36, (10), с. 5—19.

**Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Сафонова И.Ю., Кох Д.А.** Фрагменты океанических островов в структуре Курайского и Катунского аккреционных клиньев Горного Алтая // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (12), с. 1381—1403.

**Зыбин В.А., Сергеев В.П.** Стратиграфия верхнепротерозойских отложений юго-востока Горного Алтая // Новое в стратиграфии и палеонтологии докембрия Алтае-Саянской складчатой области и Тувы. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1978, с. 9—22.

**Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А.** Геодинамика палеоспрединга. М., ГЕОС, 2002, 294 с.

**Рифейско-нижнепалеозойские** офиолиты Северной Евразии / Ред. Н.Л. Добрецов. Новосибирск, Наука, 1985, 195 с.

**Сафонова И.Ю., Буслов М.М.** Геохимия океанических базальтов Курайской аккреционной призмы (Горный Алтай) // Глубинный магматизм, его источники и их связь с плюмовыми процессами / Ред. Н.В. Владыкина. Иркутск, Ин-т географии СО РАН, 2004, с. 314—332.

**Симонов В.А.** Петрогенезис офиолитов (термобарогеохимические исследования). Новосибирск, ОИГТМ СО РАН, 1993, 247 с.

**Симонов В.А., Добрецов Н.Л., Буслов М.М.** Бонинитовые серии в структурах Палеоазиатского океана // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), с. 182—199.

**Симонов В.А., Золотухин В.В., Ковязин С.В., Альмухамедов А.И., Медведев А.Я.** Петрогенезис базальтовых серий подводного плато Онтонг-Джава-Науру, Тихий океан // Петрология, 2004, т. 12, № 2, с. 191—205.

**Симонов В.А., Сафонова И.Ю., Ковязин С.В., Буслов М.М.** Петрогенезис базальтов Курайского палеосимаунта (Горный Алтай) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 5. Томск, ЦНТИ, 2005, с. 165—170.

**Соболев А.В.** Включения расплавов в минералах как источник принципиальной петрологической информации // Петрология, 1996, т. 4, № 3, с. 228—239.

**Соболев А.В.** Проблемы образования и эволюции мантийных магм: Автореф. дис. ... д. г.-м. н. М., ГЕОХИ РАН, 1997, 50 с.

**Фролова Т.И., Бурикова И.А.** Магматические формации современных геотектонических обстановок. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1997, 319 с.

**Фролова Т.И., Бурикова И.А.** Платобазальтовый магматизм и океанообразование // Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы. М., ОИФЗ РАН, 2002, с. 30—48.

**Arndt N.T., Jenner G.A.** Crustally contaminated komatiites and basalts from Kambalda, Western Australia // *Chem. Geol.*, 1986, v. 56, p. 229—255.

**Bach W., Erzinger J., Dosso L., Bollinger C., Bougnault H., Etoubleau J., Sauerwein J.** Unusually large Nb-Ta depletion in North Chile ridge basalts at 36°50' to 38°56' S: major element, trace element, and isotopic data // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1996, v. 142, p. 223—240.

**Bobrov V.A., Kalugin I.A., Phedorin M.A.** SRXFA of element composition of bottom sediments from Teletskoye Lake // *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research*, 1998, v. A405, p. 569—571.

**Buslov M.M., Berzin N.A., Dobretsov N.L., Simonov V.A.** Geology and tectonics of Gorny Altai. Novosibirsk, UIGGM Publ., 1993, 122 p.

**Buslov M.M., Saphonova I.Yu., Watanabe T., Obut O.T., Fujiwara Y., Iwata K., Semakov N.N., Sugai Y., Smirnova L.V., Kazansky A.Yu., Itaya T.** Evolution of the Paleo-Asian Ocean (Altai-Sayan Region, Central Asia) and collision of possible Gondwana-derived terranes with the southern marginal part of the Siberian continent // *J. Geosci.*, 2001, v. 5, № 3, p. 203—224.

**Buslov M.M., Watanabe T., Saphonova I.Yu., Yu I., Iwata K., Travin A., Akiyama M.** Vendian-Cambrian island arc system of the Siberian continent in Gorny Altai (Russia, Central Asia) // *Gondwana Res.*, 2002, v. 5, № 4, p. 781—800.

**Condie K.C.** Greenstones through time // *Archean crustal evolution* / Ed. K.C. Condie. Amsterdam, Elsevier, 1994, p. 85—120.

**Danyushevsky L.V.** The effect of small amounts of H<sub>2</sub>O on crystallisation of mid-ocean ridge and backarc basin magmas // *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 2001, v. 110, № 3—4, p. 265—280.

**Ewart A., Hergt J.M., Hawkins J.M.** Major element, trace element, and isotope (Pb, Sr, Nd) geochemistry of site 839 basalts and basaltic andesites, implications for arc volcanism // *Proc. Ocean Drilling Program, Sci. Results*, 1994, v. 135, p. 519—531.

**Floyd P.A.** Geochemical features of intra-plate oceanic plateau basalts // *Magmatism in the ocean basins* / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. London, Geol. Soc., Spec. Publ., 1989, v. 42, p. 215—230.

**Fowler A.D., Jensen L.S.** Quantitative trace element modeling of the crystallization history of the Kinojevis and Blake River groups, Abitibi greenstone belt, Ontario // *Canad. J. Earth Sci.*, 1989, v. 26, p. 1356—1365.

**Hards V.L., Kempton P.D., Thomson R.N.** The heterogeneous Iceland plume of the Snaefell volcanic centre // *J. Geol. Soc. London*, 1995, v. 152, p. 1003—1009.

**Hemond C., Arndt N.T., Lichtenstein U., Hofmann A.W., Oskarsson N., Steinthorsson S.** The heterogeneous Iceland plume: Nd-Sr-O isotope and trace element constrains // *J. Geophys. Res.*, 1993, v. 98, p. 15833—15850.

**Hofmann A.W.** Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // *Nature*, 1997, v. 385, p. 219—229.

**Isozaki Y., Maruyama Sh., Fukuoka F.** Accreted oceanic materials in Japan // *Tectonophysics*, 1990, v. 181, p. 179—205.

**Jensen L.S.** A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Division Mines Misc. Pap., 1976, v. 66, 22 p.

**Kerr A.C., White R.V., Saunders A.D.** LIP reading: recognizing oceanic plateaus in the geological record // *J. Petrol.*, 2000, v. 41, p. 1041—1056.

**Komiya T., Maruyama Sh., Hirata T., Nohda S.** Petrology and geochemistry of MORB and OIB in the Mid-Archean North Pole region, Pilbara craton, Western Australia: implications for the composition and temperature of the upper mantle at 3.5 Ga // *Int. Geol. Rev.*, 2002, v. 44, p. 988—1016.

**Li X., Li Zh.-X., Zgou H.** U-Pb zircon geochronology, geochemistry and Nd isotopic study of Neoproterozoic bimodal volcanic rocks in the Kandigan Rift of South China: implications of the initial rifting of Rodinia // *Precambrian Res.*, 2002, v. 113, p. 135—154.

**Lindsley D.H.** Pyroxene thermometry // *Amer. Miner.*, 1983, v. 68, p. 477—493.

**Ludden J., Gelinas L., Trudel P.** Archean metavolcanics. from the Rouyn-Noranda district, Abitibi greenstone belt, Québec. 2. Mobility of trace elements and petrogenetic constrains // *Canad. J. Earth. Sci.*, 1982, v. 19, p. 2276—2287.

**Mahoney J.J., Storey M., Duncan R.A., Spencer K.J., Pringle M.** Geochemistry and geochronology of Leg130 basement lavas: nature and origin of the Ontong Java Plateau // *Proc. of the Ocean Drilling Program, Sci. Results.*, 1993, v. 130, p. 3—22.

**Mercier J.-C.C.** Single-pyroxene thermobarometry // *Tectonophysics*, 1981, v. 70, p. 1—37.

**Michael P.J.** Regionally distinctive sources of depleted MORB: evidence from trace elements and H<sub>2</sub>O // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1995, v. 131, p. 301—320.

**Miyashiro A.** The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1973, v. 19, p. 218—224.

**Neal C.R., Mahoney J.J., Kroenke L.W., Petterson M.G.** The Ontong Java Plateau // *Large igneous provinces: continental, oceanic and planetary flood volcanism* / Ed. J.J. Mahoney. Geophysical Monograph, American Geophysical Union, 1997, p. 183—216.

**Nesbitt H.W., Young G.M.** Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // *Nature*, 1982, v. 299, p. 715—717.

**Nimis P., Taylor W.** Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part 1. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer // *Contr. Miner. Petrol.*, 2000, v. 139, p. 541—554.

**Nisbet E.G., Pearce J.A.** Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic setting // *Contr. Miner. Petrol.*, 1977, v. 63, p. 149—160.

**Phedorin M.A., Bobrov V.A., Chebykin E.P., Goldberg E.L., Melgunov M.S., Filipova S.V., Zolotarev K.V.** Comparison of synchrotron radiation X-ray fluorescence with conventional techniques for the analysis of sedimentary samples // *Geostan. Newslett.*, 2000, v. 24, № 2, p. 205—216.

**Polat A., Kerrich R., Wyman D.** Geochemical diversity in oceanic komatiites and basalts from the late Archean Wawa greenstone belts, Superior Province, Canada: trace element and Nd isotope evidence for a heterogeneous mantle // *Prec. Res.*, 1999, v. 94, p. 139—173.

**Puchtel I.S., Hasee K.M., Hofmann A.W., Chauvel C., Kulikov V.S., Garbe-Schonberg C.-D., Nemchin A.A.** Petrology and geochemistry of crustally contaminated komatiitic basalts from the Vetreny belt, southeastern Baltic Shield: evidence for an early Proterozoic mantle plume beneath rifted Archean continental lithosphere // *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 1997, v. 61, p. 1205—1222.

**Redman I.S., Keays R.R.** Archean volcanism in the eastern Goldfields province, Western Australia // *Prec. Res.*, 1985, v. 30, p. 113—152.

**Regelous M., Hofmann A.W., Abouchami W., Galer S.J.G.** Geochemistry of lavas from the Emperor seamounts, and the geochemical evolution of Hawaiian magmatism from 85 to 42 Ma // *J. Petrol.*, 2003, v. 44, № 1, p. 113—140.

**Safonova I.Yu., Buslov M.M., Iwata K., Kokh D.A.** Fragments of Vendian-Early Carboniferous oceanic crust of the Paleo-Asian Ocean in foldbelts of the Altai-Sayan region of Central Asia: geochemistry, biostratigraphy and structural setting // *Gondwana Res.*, 2004, v. 7, № 3, p. 771—790.

**Saunders A.D., Norry M.J., Tarney J.** Origin of MORB and chemically-depleted mantle reservoirs: trace element constrains // *J. Petrol. Spec. Lithosphere Iss.*, 1988, p. 415—455.

**Saunders A.D., Norry M.J., Tarney J.** Fluid influence on the trace element compositions of the subduction zone magmas // *Philos. Trans. Roy. Soc. London A*, 1991, v. 335, p. 337—392.

**Sobolev A.V., Danyushevsky L.V.** Petrology and geochemistry of boninites from the north termination of the Tonga Trench: constraints on the generation conditions of primary high-Ca boninite magmas // *J. Petrol.*, 1994, v. 35, p. 1183—1211.

**Sun S., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the ocean basins. Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 1989, v. 42, p. 313—345.

**Taylor S.T., McLennan S.M.** The continental crust: composition and evolution. Oxford, Blackwell, 1985, 312 p.

**Uchio Yu., Isozaki Yu., Ota T., Utsunomiya A., Buslov M., Maruyama Sh.** The oldest mid-oceanic carbonate buildup complex: setting and lithofacies of the Vendian (Late Neoproterozoic) Baratal limestone in the Gorny Altai Mountains, Siberia // *Proc. Japan Acad.*, 2004, v. 80, № 9, p. 422—428.

**Watanabe T., Buslov M.M., Koitabashi S.** Comparison of arc-trench systems in the Early Paleozoic Gorny Altai and the Mesozoic-Cenozoic of Japan // *Reconstruction of the Paleo-Asian Ocean* / Ed. R.G. Coleman. Netherlands, VSP Int. Sci. Publ., 1994, p. 160—177.

**Weaver B.L.** The origin of ocean island basalt endmember compositions: trace element and isotopic constraints // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1991, v. 104, p. 381—397.

**Winchester J.A., Floyd P.A.** Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // *Chem. Geol.*, 1977, v. 20, p. 325—343.