

Вулканизм, новейшая геодинамика

УДК 551(571.53)

Базальты Быстринской зоны из источников континентальной литосферной мантии: Тункинская долина Байкальской рифтовой системы

Ю. Аило^{1,2}, С. В. Рассказов^{1,3}, Т. А. Ясныгина², И. С. Чувашова^{1,3},
Чжэньхуа Сие⁴, Йи-минь Сунь⁴

¹ Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

² Университет Аль-Фурат, Дейр-эз-Зор, Сирия

³ Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

⁴ Институт вулканов и минеральных источников Хэйлунцзянской Академии наук, Удаляньчи, Китай

Аннотация. По петрохимическим и микроэлементным данным предполагается происхождение базальтов осевой рифтовой долины из источников континентальной литосферной мантии, неоднородность которых была обусловлена извлечением компонентов верхней и нижней коры. Микроэлементное моделирование показало частичное плавление апатит-содержащих источников от 3 до 8 % при варьирующих соотношениях граната и клинопироксена.

Ключевые слова. Кайнозой, базальт, Байкальский рифт, микроэлементы

Basalts of the Bystraya zone from sources of sub-continental lithospheric mantle: the Tunka valley of the Baikal Rift System

Y. Ailow^{1,2}, S. V. Rasskazov^{1,3}, T. A. Yasnygina³, I. S. Chuvashova^{1,3},
Zhenhua Xie⁴, Yi-min Sun⁴

¹ Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

² Университет Аль-Фурат, Дейр-эз-Зор, Сирия

³ Institute of Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia

⁴ Institute of Volcano and Mineral Spring, Heilongjiang Academy of Science, Wudalianchi, China

Abstract. In terms of petrochemical and trace-element data, basalts from the axial rift valley are suggested to originate from sources of the sub-continental lithospheric mantle, inhomogeneity of which was due to extracting upper and lower crustal components. Trace-element modeling indicated 3-8 % partial melting of apatite-bearing sources with varying garnet and clinopyroxene proportions.

Keywords. Cenozoic, basalt, Baikal rift, trace elements

Введение

Кайнозойский континентальный рифтогенез сопровождается развитием вулканизма, но его распределение в рифтовых зонах зависит от многих факторов, таких как воздействие межплитных процессов на внутреннюю часть плиты, участие плавления подлитосферного мантийного материала,

адиабатически поднимающегося с разных уровней мантии, степень вовлечения в плавление литосферного материала и других. От флангов к осевым впадинам континентальных рифтовых зон Восточной Африки, Западной Европы, Байкальской и Рио-Гранде недосыщенные кремнеземом (ненормативные) щелочные вулканические породы сменяются нормально щелочными по-

родами, насыщенными кремнеземом (*ol-hy*-нормативными, иногда с нормативным *qz*). Чаще всего такая латеральная смена состава базальтов характеризует продвинутый (плиоцен-четвертичный) этап рифтогенеза (Lipman, 1969; Рассказов, 1993). Геохимическая специфика источников пород рифтовых зон остается слабо изученной.

Рифтовые впадины Байкальской системы в основном лишены новейшего вулканизма. Авулканична и крупнейшая Байкальская впадина. Такая пространственная разобщенность была отмечена уже на первых этапах геологических исследований кайнозоя территории юга Восточной Сибири и воспринималась как свидетельство отсутствия прямой связи между процессами вулканизма и рифтогенеза (Флоренсов и др., 1968). В некоторых осевых рифтовых структурах вулканизм все же проявился. Эти случаи требуют специального изучения.

Одна из ключевых территорий пространственного совмещения вулканизма с рифтовыми структурами — западное побережье Южного Байкала. В районе пос. Култук и на хребте Камар выявлены фации субвулканических тел, подводных извержений подушечных лав и гиалокластитов, а также наземных лавовых извержений временного интервала 18–12 млн лет назад. Установлен непосредственный контроль выходов вулканических пород Култукского вулкана затухающей ветвью Обручевского разлома, вертикальная амплитуда которой быстро уменьшается от северо-западного берега оз. Байкал в западном направлении. Обнаружены изменения состава продуктов вулканических извержений во времени и пространстве. Сделан вывод о резкой обособленности источников ранне-среднемиоценовых вулканических пород под западным краем Южно-Байкальской впадины от источников вулканических пород под Тункинской впадиной и о концентрированном плавлении мантийного материала под этими фрагментами рифтовой системы при относительном снижении степени плавления литосферного материала между ними (Култукский вулкан..., 2013).

Для выявления характера соотношений источников вулканических пород под терри-

торией предполагаемого снижения интенсивности глубинных процессов в настоящей работе приводятся результаты изучения состава пород Быстринской вулканической зоны, пересекающей осевую Тункинскую рифтовую долину. Эта зона характеризуется 1) находкой глубинных включений, 2) продольной сменой *hy*-нормативных пород *ne*-нормативными, 3) микроэлементной спецификой источников вулканических пород, свойственной континентальной литосфере, и 4) меняющимися соотношениями граната и клинопироксена в источниках плавления литосферного мантийного материала.

1. Методика аналитических исследований

Аналитические исследования микроэлементного состава вулканических пород выполнены в лаборатории изотопии и геохронологии Института земной коры СО РАН методом ICP–MS с использованием масс-спектрометра Agilent 7500ce центра коллективного пользования «Ультрамикроанализ» (пробоподготовка химика-аналитика М. Е. Марковой, измерения А.П. Чебыкина). Характеристика методик приведена в работе (Определение..., 2003). При калий-аргоновом датировании пород измерения радиогенного аргона проведены по методике, приведенной в работе (Геохронология..., 2000) (аналитик С. С. Брандт), измерения калия — методом пламенной фотометрии (аналитик М.М. Самойленко, аналитический центр). Возраст рассчитан по константам: $\lambda_K = 0,581 \cdot 10^{-10}$; $\lambda_\beta = 4,962 \cdot 10^{-10}$; $\lambda_K + \lambda_\beta = 5,543 \cdot 10^{-10} \text{ лет}^{-1}$, где λ_K — постоянная захвата электрона К-оболочки ядром ^{40}K ; λ_β — постоянная β -распада. Петрогенные оксиды определены в аналитическом центре института классическим «мокрым» методом (аналитики: Г. В. Бондарева и М. М. Самойленко, аналитический центр). Для ограниченного спектра микроэлементов (Cr, Ni) используются также результаты атомно-эмиссионного спектрального анализа (аналитики Т. И. Елизарьева и В. А. Русакова).

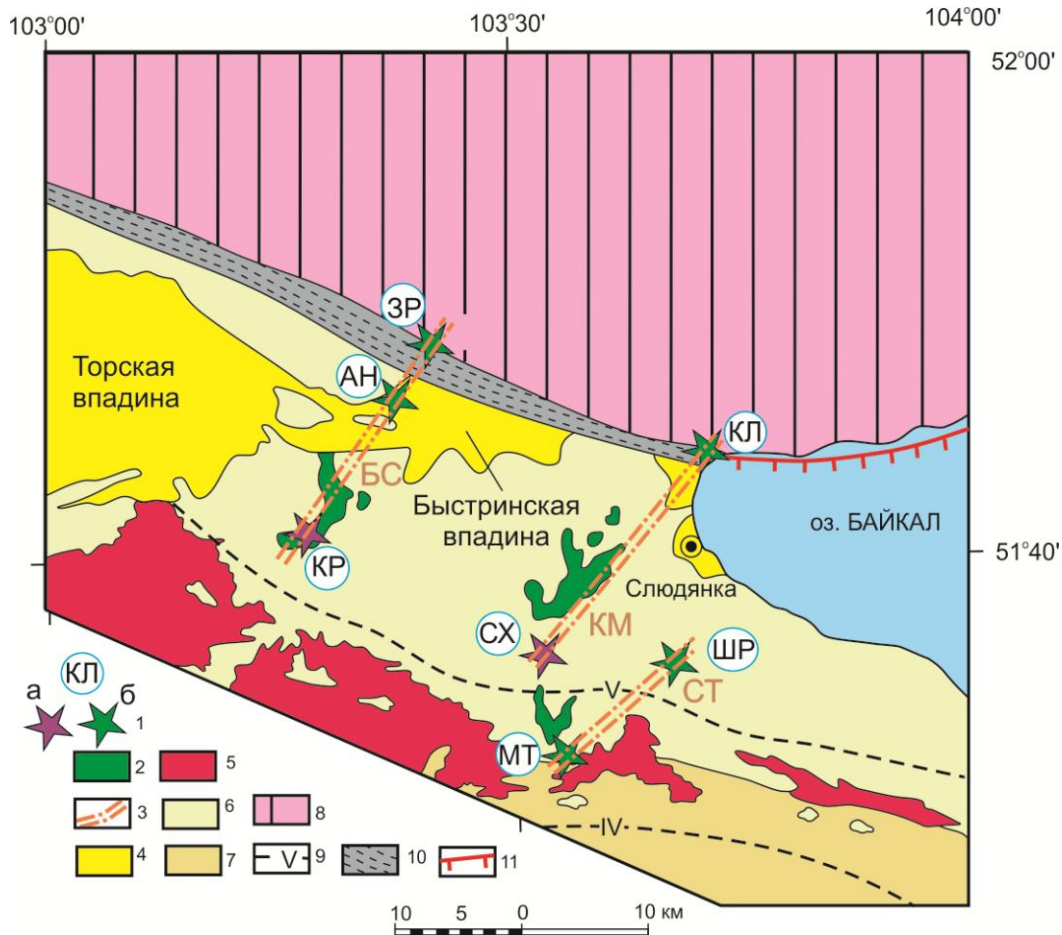


Рис. 1. Структурное положение Быстринской (БС), Камарской (КМ) и Становой (СТ) зон ранне-среднемиоценового вулканизма.

1 — вулканы с глубинными включениями (а) (КР — Карьерный, СХ — Сухой) и без глубинных включений (б) Камарской вулканической зоны (КЛ — Култуковский, ШР — Широкий, МТ — Метео, АН — Анчукский, ЗР — Зыркузунский); 2 — базальтовый покров; 3 — осевая линия вулканической зоны; 4 — кайнозойские осадочные отложения рифтовых впадин; 5 — палеозойские граниты; 6–8 — осадочные и вулканогенно-осадочные метаморфические субтеррейны Хамардабанского составного террейна: 6 — Слюдянский, 7 — Хангарульский; 8 — Шарыжалгайский выступ фундамента Сибирской платформы; 9 — изограды метаморфизма: IV — калишпата, V — гиперстена; 10 — зона главного Саянского разлома — структурного шва кристаллического фундамента Сибирской платформы; 11 — Обручевский разлом с ярко выраженной кайнозойской кинематикой сбросового типа. Геологическая схема составлена по работам (Слюдянский кристаллический комплекс..., 1981; Террейны..., 2006) с упрощениями и дополнениями.

Fig. 1. Structural setting of the Bystraya (BC), Kamar (KM), and Stanovoy (CT) zones of Early-Middle Miocene volcanism.

1 – volcanoes with deep-seated inclusions (a) (KР – Kar’erny, SC – Sukhoi) and without deep-seated inclusions (b) from the Kamar volcanic zone (KЛ – Kultuk, ШР – Shiroky, МТ – Meteo, АН – Anchuk, ЗР – Zyrkuzun); 2 – basalt cover; 3 – centerline of a volcanic zone; 4 – Cenozoic sediments of a rift basin; 5 – Paleozoic granites; 6–8 – sedimentary and volcano-sedimentary metamorphic sub-terrains of the composite Khamardaban terrane: 6 – Slyudyanka, 7 – Hangarul; 8 – Sharyzhalgai basement of the Siberian Platform; 9 – isogrades of metamorphism: IV – K-feldspar, V – hypersthene; 10 – Main Sayan Fault Zone – suture of the crystalline basement of the Siberian Platform; 11 – Obruchev Fault with distinct Cenozoic kinematics of normal fault. The geological map is modified after (Slyudyanka crystalline complex..., 1981; Terranes ..., 2006).

2. Структурное положение Быстринской зоны

На западном побережье оз. Байкал вулканизм проявился в трех зонах: Камарской, Становой и Быстринской. Камарская и Быстринская зоны протягиваются на 20 км каждая. Между ними приблизительно такое же расстояние. Протяженность Становой зоны на одну треть меньше. Расстояние между Камарской и Становой зонами составляет не более 10 км. Докайнозойский фундамент территории представляет собой коллизионную границу Слюдянского блока, аккрецированного к краю архейского Шарыжалгайского кристаллического блока Сибирской платформы в раннем палеозое, около 480 млн лет назад. В слюдянском зональном метаморфическом комплексе Камарская и Быстринская вулканические зоны заключены в блоке гранулитового метаморфизма и утыкаются в главный Саянский разлом, тектониты которого круто погружаются в северо-северо-восточном направлении, под Шарыжалгайский блок. Становая зона находится во внутренней части Слюдянского блока и, в отличие от двух других зон, пересекает изограду гиперстена.

Молодые впадины Тункинской рифтовой долины унаследовали коллизионную границу. Камарская и Быстринская вулканические зоны пересекают осевую структуру рифтовой долины. Камарская выходит непосредственно на край Южно-Байкальской впадины, Быстринская — находится на перемычке между Быстринской и Торской впадинами (рис. 1). Быстринская впадина активно прогибалась с накоплением неоген-четвертичных отложений, но в неоплейстоцене была вовлечена в инверсионные восходящие движения.

3. Вулканы и их опробование

В Быстринской зоне проявилась активность трех вулканов: Зыркузунского, Анчукского и Карьерного.

Зыркузунский вулкан находится на поднятом северном плече рифтовой долины. Лавовый покров перекрывает тектониты

Главного Саянского разлома в виде слоя с видимой мощностью первые метры. В скважине, пройденной в базальтах, на глубине 6 м были вскрыты туфы (Ламакин, 1968). Их находка свидетельствует о местном вулканическом извержении лавового покрова.

Анчукский вулкан пространственно соответствует осевой части Тункинской рифтовой долины. Магмовыводящий канал обнажен перед входом в ущелье Зыркузунской петли, в левом борту р. Иркут. Расплавы внедрились в зоне северного краевого разлома рифтовой долины. Эрозионными процессами базальты канала были выведены на земную поверхность в миоцене. Между выступом субвулканического тела и северным бортом Быстринской впадины накапливались тонкообломочные озерные отложения. В позднем плиоцене Быстринская впадина активно прогибалась с накоплением более грубообломочного материала, суммарная мощность которого, по данным бурения, составляет 500 м. В четвертичное время субвулкан был вовлечен в поднятие вместе с северным рифтовым плечом. Прилежащий к нему с юга тектонический блок в процессе восходящих движений наклонился под углом 50–70° к осевой части долины (Расказов, 1993). В обнажении корневой части вулкана различаются две разновидности пород: светло-серая массивная (обр. р610/1) и темно-серая, местами пористая (обр. р610) (таблица).

Карьерный вулкан образует лавовый покров, залегающий на поверхности тектонического блока, наклоненного к осевой части долины. Карьером вскрыты лавовые потоки тонкостолбчатого и комбинированного плитчато-столбчатого сложения видимой мощностью не менее 25 м. В южной части карьера наблюдаются туфы вулканической постройки. В разных частях лавового потока (в том числе вскрытых карьером) отобрано 11 образцов массивного сложения (таблица). К-Аг датирование образца TN-15-05 показало возраст вулкана $13,2 \pm 1,5$ млн лет ($K_2O=1,85$ мас. %, $^{40}Ar_{рад.}=7,92 \times 10^{-4}$ нмм³/г, $Ar_{возд.}=92\%$).

Петрогенные оксиды и микроэлементы в вулканических породах Быстринской зоны

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7
№ образца	p528A	p528A1	p528A2	p528Am	БК-1	p610	p610/1
SiO ₂ , мас. %	49.1	Н. о.	Н. о.	49.26	48.24	45.53	46.32
TiO ₂	2.12	Н. о.	Н. о.	2.07	2.45	2.29	2.29
Al ₂ O ₃	15.4	Н. о.	Н. о.	14.61	13.18	14.65	15.71
Fe ₂ O ₃	2.13	Н. о.	Н. о.	11.49	12.02	1.47	2.28
FeO	8.45	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	12.02	9.2
MnO	0.14	Н. о.	Н. о.	0.15	0.2	0.17	0.15
MgO	7.93	Н. о.	Н. о.	8.41	8.9	9.12	8.87
CaO	7.93	Н. о.	Н. о.	7.97	8.31	8.25	8.6
Na ₂ O	3.4	Н. о.	Н. о.	3.01	2.48	2.3	3.34
K ₂ O	1.56	Н. о.	Н. о.	1.39	1.57	1.16	1.93
P ₂ O ₅	0.56	Н. о.	Н. о.	0.36	0.51	0.62	0.56
H ₂ O ⁻	0.32	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	0.36	0.32
H ₂ O ⁺	1.2	Н. о.	Н. о.	2.3	1.99	2.26	0.75
Сумма	100.24	Н. о.	Н. о.	101.02	99.85	100.2	100.32
Sc, мкг/г	17.8	16.3	14.7	Н. о.	20.0	Н. о.	19.8
V	100	191	Н. о.	161	174	220	140
Co	39	42	Н. о.	50	49.4	63	58
Ni	86	119	Н. о.	90	169	160	150
Cu	32	40	34	Н. о.	Н. о.	Н. о.	50
Rb	19.2	18.1	16.7	17.0	17.0	18	26.7
Sr	931	725	652	592	531	1000	1192
Y	20.5	18.7	17.3	22.0	19.2	Н. о.	19.4
Zr	185	185	157	165	166	Н. о.	193
Nb	34.7	30.9	29.8	15.0	29.7	Н. о.	42.5
Cs	Н. о.	0.40	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.
Ba	317	351	321	279	330	210	401
La	23.4	24.3	23.6	Н. о.	21.5	Н. о.	28.5
Ce	71.0	53.1	50.1	Н. о.	46.0	Н. о.	57.1
Pr	6.03	6.92	5.99	Н. о.	Н. о.	Н. о.	6.52
Nd	29.5	29.6	30.3	Н. о.	25.0	Н. о.	30.5
Sm	6.57	6.75	6.62	Н. о.	5.88	Н. о.	6.32
Eu	2.06	2.05	2.03	Н. о.	1.87	Н. о.	1.98
Gd	5.85	5.73	5.60	Н. о.	Н. о.	Н. о.	5.57
Tb	0.84	0.77	0.77	Н. о.	0.77	Н. о.	0.81
Dy	3.97	4.16	3.91	Н. о.	Н. о.	Н. о.	3.90
Ho	0.70	0.73	0.68	Н. о.	Н. о.	Н. о.	0.70
Er	1.85	1.65	1.82	Н. о.	Н. о.	Н. о.	1.78
Tm	Н. о.	0.25	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.
Yb	1.30	1.40	1.51	Н. о.	1.47	Н. о.	1.44
Lu	0.19	0.20	0.19	Н. о.	0.225	Н. о.	0.20
Hf	4.06	4.42	4.18	Н. о.	4.19	Н. о.	4.77
Ta	2.03	2.08	2.17	Н. о.	1.93	Н. о.	2.72
Pb	2.5	2.7	2.7	Н. о.	Н. о.	Н. о.	2.8
Th	2.16	1.98	2.43	Н. о.	2.15	Н. о.	3.22
U	0.68	0.66	0.74	Н. о.	Н. о.	Н. о.	1.013

Продолжение таблицы

№ п/п	8	9	10	11	12	13	14
№ образца	p610/1An	p682	TN-15-02	TN-15-03	TN-15-04	TN-15-05	TN-15-06
SiO ₂ , мас. %	Н. о.	45.15	44.65	Н. о.	44.77	44.49	48.8
TiO ₂	Н. о.	2.4	2.63	Н. о.	2.73	2.59	2.38
Al ₂ O ₃	Н. о.	14.8	13.76	Н. о.	13.39	13.79	15.16
Fe ₂ O ₃	Н. о.	3.13	3.46	Н. о.	2.23	3.2	4.83
FeO	Н. о.	8.08	8.18	Н. о.	9.42	8.27	6.11
MnO	Н. о.	0.17	0.17	Н. о.	0.17	0.18	0.16
MgO	Н. о.	8.49	10.16	Н. о.	10.44	10.03	6.65
CaO	Н. о.	9.52	9.54	Н. о.	9.86	9.57	8.69
Na ₂ O	Н. о.	3.12	2.7	Н. о.	2.98	2.75	3.23
K ₂ O	Н. о.	2.04	1.89	Н. о.	1.72	1.85	1.52
P ₂ O ₅	Н. о.	0.68	0.64	Н. о.	0.66	0.64	0.54

H ₂ O ⁻	Н. о.	0.81	0.44	Н. о.	0.21	0.43	0.48
H ₂ O ⁺	Н. о.	1.98	2.1	Н. о.	1.8	2.15	1.83
Сумма	Н. о.	100.37	100.32	Н. о.	100.38	99.94	100.38
Sc, мкг/г	26.0	19.9	15.1	14.4	14.5	22.8	15.8
V	194	380	234	215	218	229	167
Co	47	79	49	47	51	50	39
Ni	150	190	171	150	196	187	75
Cu	55	50	44	44	45	39	44
Rb	28.6	30.4	29.2	51.9	34.8	34.2	14.8
Sr	966	2968	959	1096	1129	1287	800
Y	21.4	21.1	24.0	24.8	22.5	24.2	20.0
Zr	247	199	211	232	202	253	165
Nb	43.7	57.7	64.0	73.7	55.2	63.7	32.8
Cs	0.21	Н. о.	0.38	0.54	0.36	0.40	0.67
Ba	445	568	516	585	432	521	276
La	31.6	37.5	39.9	45.1	35.1	39.8	22.9
Ce	65.2	113.9	84.5	93.0	76.1	85.1	49.7
Pr	7.99	8.07	9.78	10.54	8.92	9.77	6.34
Nd	32.2	37.5	38.20	40.5	36.2	38.8	26.9
Sm	6.94	7.77	7.89	8.28	7.82	7.88	6.26
Eu	2.08	2.15	2.52	2.60	2.47	2.52	2.09
Gd	6.34	6.41	7.36	7.58	7.14	7.47	5.95
Tb	0.86	0.91	1.05	1.07	1.00	1.04	0.86
Dy	4.71	4.36	5.49	5.71	5.24	5.42	4.43
Ho	0.81	0.82	0.91	0.93	0.85	0.90	0.75
Er	1.97	1.97	2.29	2.36	2.17	2.28	1.86
Tm	0.30	Н. о.	0.30	0.31	0.28	0.28	0.24
Yb	1.62	1.63	1.64	1.78	1.49	1.65	1.38
Lu	0.24	0.24	0.24	0.24	0.21	0.24	0.20
Hf	5.81	5.01	5.06	5.39	5.06	6.03	3.97
Ta	2.97	3.89	4.59	5.04	3.89	4.33	2.18
Pb	3.3	3.4	2.5	3.4	2.1	5.0	4.6
Th	3.59	4.49	4.95	5.83	4.54	4.99	2.01
U	0.95	1.26	1.03	1.54	1.63	0.88	0.31

О к о н ч а н и е т а б л и ц ы

№ п/п	15	16	17	18	19
№ образца	TN-15-07	TN-15-08	TN-15-09	TN-15-11	TN-15-12
SiO ₂ , мас. %	47.41	48.27	47.32	48.5	47.56
TiO ₂	2.12	2.27	2.41	2.33	2.36
Al ₂ O ₃	15.73	15.55	14.55	14.68	14.09
Fe ₂ O ₃	2.28	4.56	3.03	3.92	2.42
FeO	9.51	6.74	8.73	7.56	9.15
MnO	0.16	0.16	0.16	0.15	0.16
MgO	7.79	7.79	8.79	8.39	9.39
CaO	8.28	8.36	8.65	8.59	8.55
Na ₂ O	3.78	3.67	3.65	3.74	3.64
K ₂ O	1.79	1.78	1.66	1.48	1.68
P ₂ O ₅	0.6	0.6	0.63	0.6	0.66
H ₂ O ⁻	0.05	0.08	0.05	0.02	0.08
H ₂ O ⁺	0.72	0.51	0.72	0.44	0.68
Сумма	100.22	100.34	100.35	100.4	100.42
Sc, мкг/г	19.5	19.7	22.1	19.0	18.3
V	169	169	173	175	167
Co	45	42	47	46	47
Ni	135	129	146	118	153
Cu	43	41	22	29	28
Rb	21.1	19.5	19.6	19.4	17.6
Sr	908	827	745	744	739
Y	21.5	23.2	23.5	23.4	22.4
Zr	167	172	198	168	194
Nb	36.2	38.2	42.4	40.0	44.0
Cs	0.34	0.21	0.24	0.33	0.22

Ba	507	479	398	403	374
La	27.0	28.6	28.0	26.9	28.4
Ce	58.6	64.0	61.4	59.9	62.5
Pr	6.90	7.67	7.50	7.29	7.59
Nd	27.9	30.8	30.8	30.1	31.3
Sm	6.12	6.66	6.85	6.74	6.86
Eu	2.02	2.15	2.28	2.27	2.31
Gd	5.75	6.30	6.57	6.52	6.55
Tb	0.82	0.89	0.95	0.94	0.94
Dy	4.43	4.91	5.04	5.05	5.10
Ho	0.76	0.88	0.89	0.89	0.84
Er	2.07	2.27	2.29	2.29	2.24
Tm	0.29	0.31	0.30	0.31	0.28
Yb	1.58	1.75	1.76	1.70	1.63
Lu	0.23	0.26	0.26	0.26	0.24
Hf	3.94	4.01	4.74	4.10	4.40
Ta	2.47	2.54	2.88	2.67	2.97
Pb	Н. о.	3.4	2.0	2.5	2.5
Th	2.48	2.16	2.41	2.45	2.52
U	0.51	0.29	0.44	0.41	0.25

Примечание к таблице: Породы вулканов: 1–5 — Зыркузунского; 6–8 — Анчукского; 9–19 — Карьерного (9–13 — щелочные оливиновые базальты, 14 — базальт, 15–19 — трахибазальты). Н. о. — не определялось. Курсивом даны результаты атомно-эмиссионного спектрального анализа.

«Вершинное» положение в рельефе (рис. 2) свидетельствует об активности вулканов Быстринской зоны до эрозионного расчленения территории, в отличие от Камарской зоны, в которой вулканические породы выполняли глубоко расчлененный эрозионный рельеф. Датировка $13,2 \pm 1,5$ млн лет Карьерного вулкана сопоставляется с интервалом датировок 13,4–11,7 млн лет, полученным

для пород верхнего пакета вулкана Сухого Камарской зоны (Култукский вулкан..., 2013).

Следовательно, вулканизм Камарской и Быстринской зон был одновременным. Эрозионное расчленение Камарской зоны было связано с ее локальным поднятием, не распространявшимся на сопредельную территорию Быстринской зоны.

Абс. высота, м

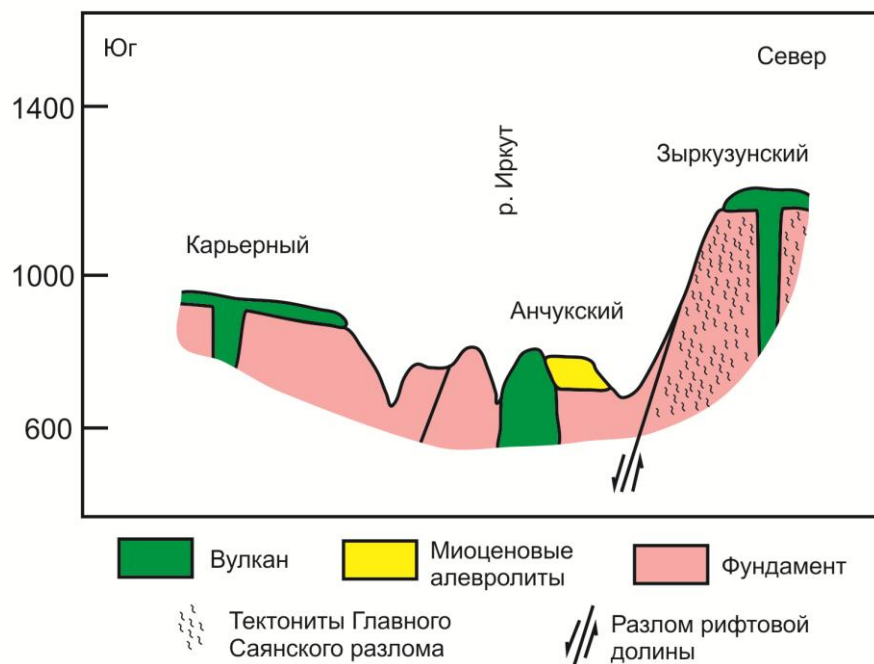


Рис. 2. Положение вулканов Быстринской зоны в рельефе Тункинской долины.

Fig. 2. Location of the Bystraya zone volcanoes in relief of the Tunka Valley.

4. Петрохимическая характеристика пород

На классификационной диаграмме $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} — \text{SiO}_2$ (рис. 3) все фигуративные точки пород распределились в полях трахибазальта и базальта. Породы Карьерного вулкана разделились на 2 группы, образующие тренды, сходящиеся между собой в области трахибазальта (при повышенном содержании суммы щелочей) и расходящиеся в области базальта (при пониженном содержании суммы щелочей). Тренд первой группы направлен от поля трахибазальта через

поле базальта к полю базанита, тренд второй группы — от поля трахибазальта через поле базальта к полю андезибазальта. Фигуративная точка трахибазальта Анчукского вулкана попадает на пересечение трендов пород Култуковского вулкана, фигуративная точка базальта не отличается от трахибазальтовой по содержанию кремнезема, но обнаруживает резкое падение суммы щелочей. Фигуративное поле пород Зыркузунского вулкана находится на базальтовом окончании трахибазальт-андезибазальтового тренда Карьерного вулкана.

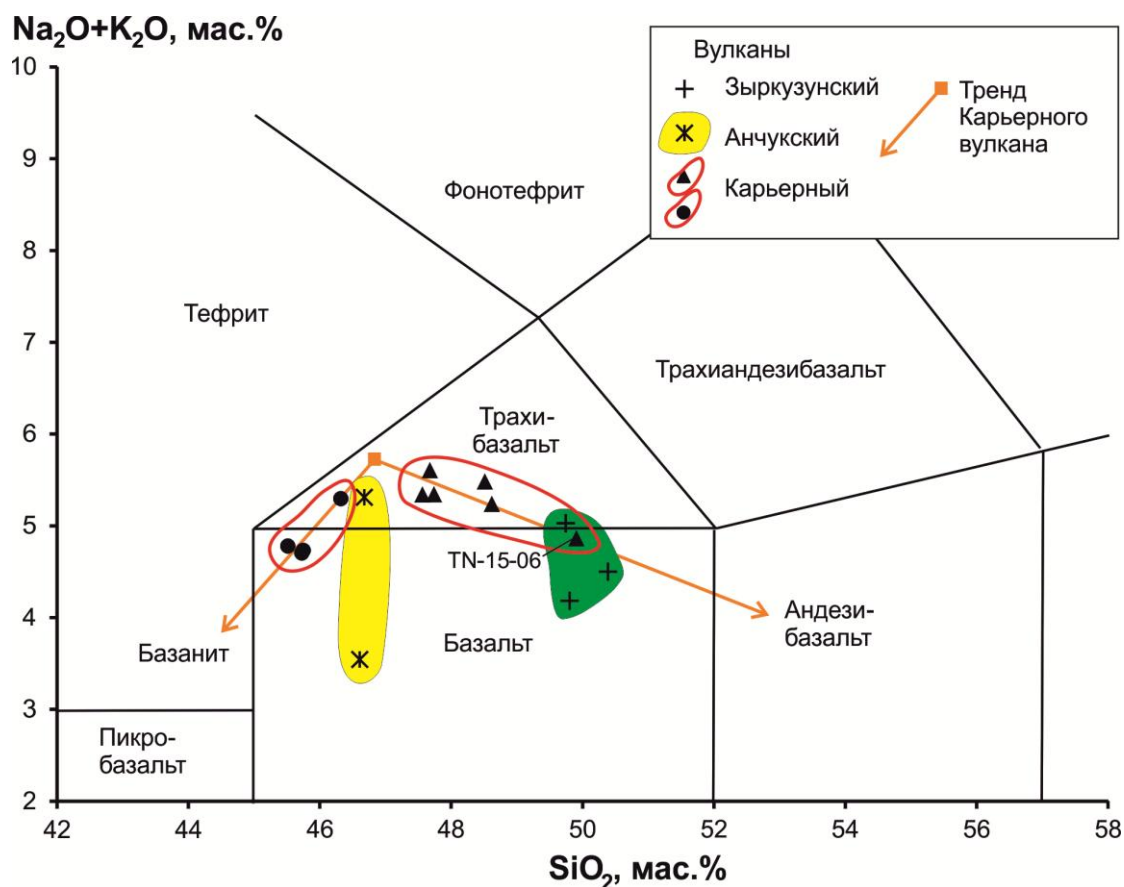


Рис. 3. Группирование пород вулканов Быстринской зоны на диаграмме щелочи–кремнезем.

Показаны разделительные линии классификации вулканических пород, принятой Международным союзом геологических наук. Составы пересчитаны на 100 % за вычетом потерь при прокаливании.

Fig. 3. Grouping of volcanic rocks from the Bystraya zone on the total alkalis – silica diagram.

Classification dividing lines for volcanic rocks are of the International Union of Geological Sciences. Compositions are recalculated to 100 % without loss on ignition.

На диаграмме нормативных минералов ($ne-hy$) — $100 \times an/(an+ab)$ (рис. 4) породы трахибазальт–базанитового тренда Карьерного вулкана отличаются повышенным содержанием нормативного ne (5–7 %) и анор-

тита (60–62 %). В породах трахибазальт–андезибазальтового тренда содержания нормативного ne составляют 2–5 % (в образце TN-15-06 рассчитан нормативный hy) при пониженных содержаниях нормативного

анортита (42–48 %). С относительным снижением содержаний нормативного анортита

предельные содержания нормативного *ne* снижаются.

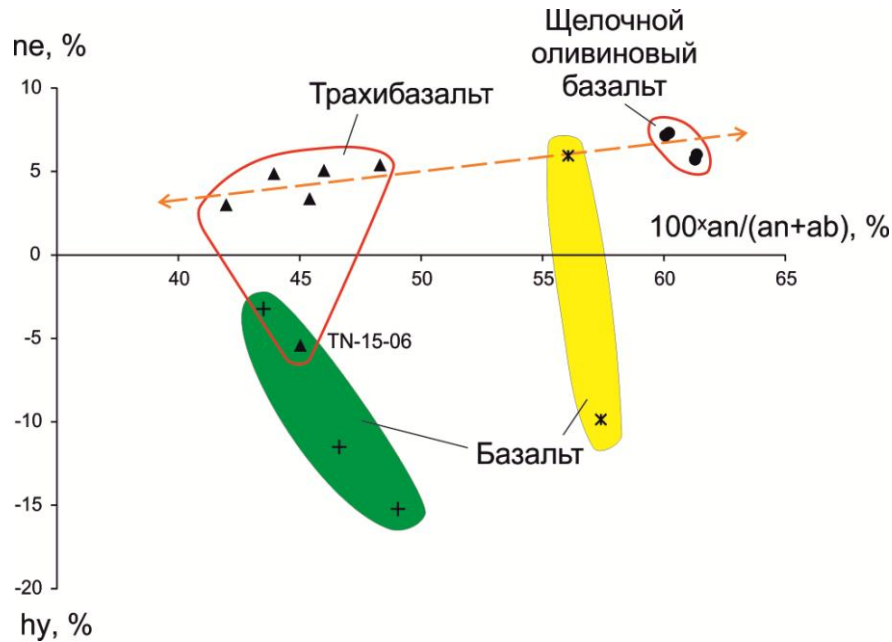


Рис. 4. Группирование пород вулканов Быстринской зоны на диаграмме нормативных минералов: нефелина (*ne*), гиперстена (*hy*) и анортита ($100 \times an/(an+ab)$) в системе CIPW.

Условные обозначения см. рис. 3. Штриховой линией с двусторонними стрелками показано относительное снижение предельных содержаний *ne* при уменьшении $100 \times an/(an+ab)$ от группы щелочного оливинового базальта к группе трахибазальта Карьерного вулкана.

Fig. 4. Grouping of volcanic rocks from the Bystraya zone in the diagram of normative minerals: nepheline (*ne*), hypersthene (*hy*) and anorthite ($100 \times an/(an+ab)$) in the CIPW system.

Symbols as in Fig. 3. The dashed line with double-headed arrows shows the relative decreasing maximum content of *ne* accompanied reducing $100 \times an/(an+ab)$ from the alkali olivine basalt group to the trachybasalt one in the Kar'erny volcano.

По положению на диаграмме щелочи–кремнезем породы базанитового тренда не могут относиться к базанитам. Учитывая повышенные содержания нормативного *ne* и анортита, эта группа пород Карьерного вулкана обозначается как щелочно-оливинобазальтовая. Другая группа пород этого вулкана имеет трахибазальт-базальтовый состав. В трахибазальтах рассчитывается нормативный *ne*, в базальтах — нормативный *hy*.

Один из образцов Анчукского вулкана приближается по составу к щелочному оливиновому базальту, другой соответствует базальту с повышенным содержанием нормативного анортита. Породы Зыркузунского вулкана характеризуются нормативным *hy* и

сопоставляются с единственным образцом базальта (TN–15–06) Карьерного вулкана.

На диаграмме $MgO - SiO_2$ (рис. 5) выделяется средний тренд существенных вариаций SiO_2 (от 46,5 до 50,7 мас. %) при слабых вариациях MgO (8,0–9,5 мас. %). В средний тренд объединяются породы всех вулканов Быстринской зоны. Исключение составляют породы Карьерного вулкана. Щелочные оливиновые базальты дают отклонение от среднего тренда с относительным возрастанием содержания MgO от 8,9 до 10,8 мас. % и снижением SiO_2 от 46,5 до 45,5 мас. %, базальты — противоположное отклонение с относительным снижением содержания MgO от 9,5 до 7,0 мас. % и относительным возрастанием SiO_2 от 47,6 до 50,0 мас. %.

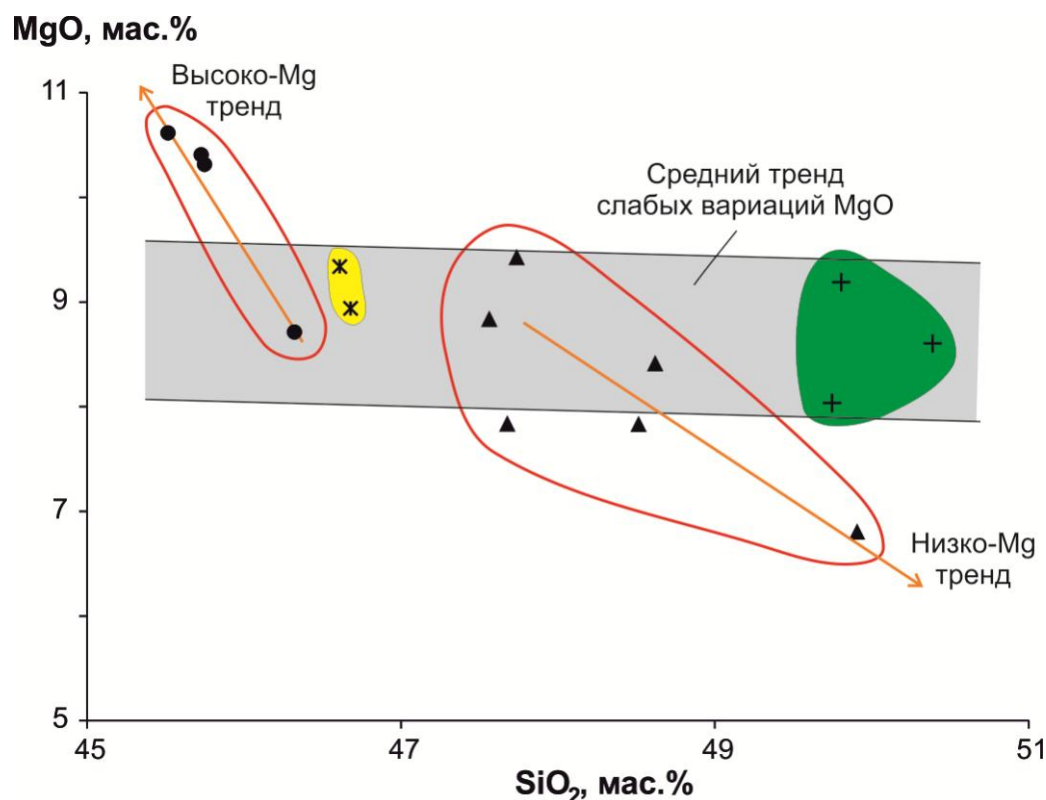


Рис. 5. Группирование пород вулканов Быстринской зоны на диаграмме MgO–SiO₂.

Условные обозначения см. рис. 3.

Fig. 5. Grouping of volcanic rocks from the Bystraya zone in the MgO vs. SiO₂ diagram.

Symbols as in Fig. 3.

5. Микроэлементная характеристика пород

Редкоземельные элементы (РЗЭ) пород Быстринской зоны показывают обогащение легкими членами ряда. Нормированные спектры прямые, за исключением спектра образца p682, имеющего Ce-аномалию (рис. 6). В воде и осадочных породах Ce-аномалия может образоваться в окислительных условиях, способствующих вхождению в минералы церия в форме иона Ce^{+4} . Возможно, аномалия отражает вторичные изменения породы. Обр. p682 отличается также пониженными содержаниями средних РЗЭ (от Eu до Dy), относительно других щелочных оливиновых базальтов Карьерного вулкана, и высоким содержанием Sr (2970 мкг/г). В других породах Быстринской зоны концен-

трации Sr варьируются в интервале 530–1290 мкг/г (таблица).

Микроэлементные спектры вулканических пород Быстринской зоны разделяются на две группы. Щелочные оливиновые базальты Карьерного вулкана характеризуются высокими $(La/Yb)_N$ (15,6–17,2) и повышенными концентрациями несовместимых микроэлементов, выраженными максимумами Nb–Ta, Ba, Sr. В базальтах и трахибазальтах Карьерного вулкана, в породах Анчукского и Зыркузунского вулканов $(La/Yb)_N$ снижается до интервала 9,9–13,5 с общим понижением концентраций несовместимых микроэлементов. Спектры базальтов и трахибазальтов Карьерного вулкана отличаются минимумом U, а Зыркузунского — пониженными содержаниями РЗЭ, Nb и Ta.

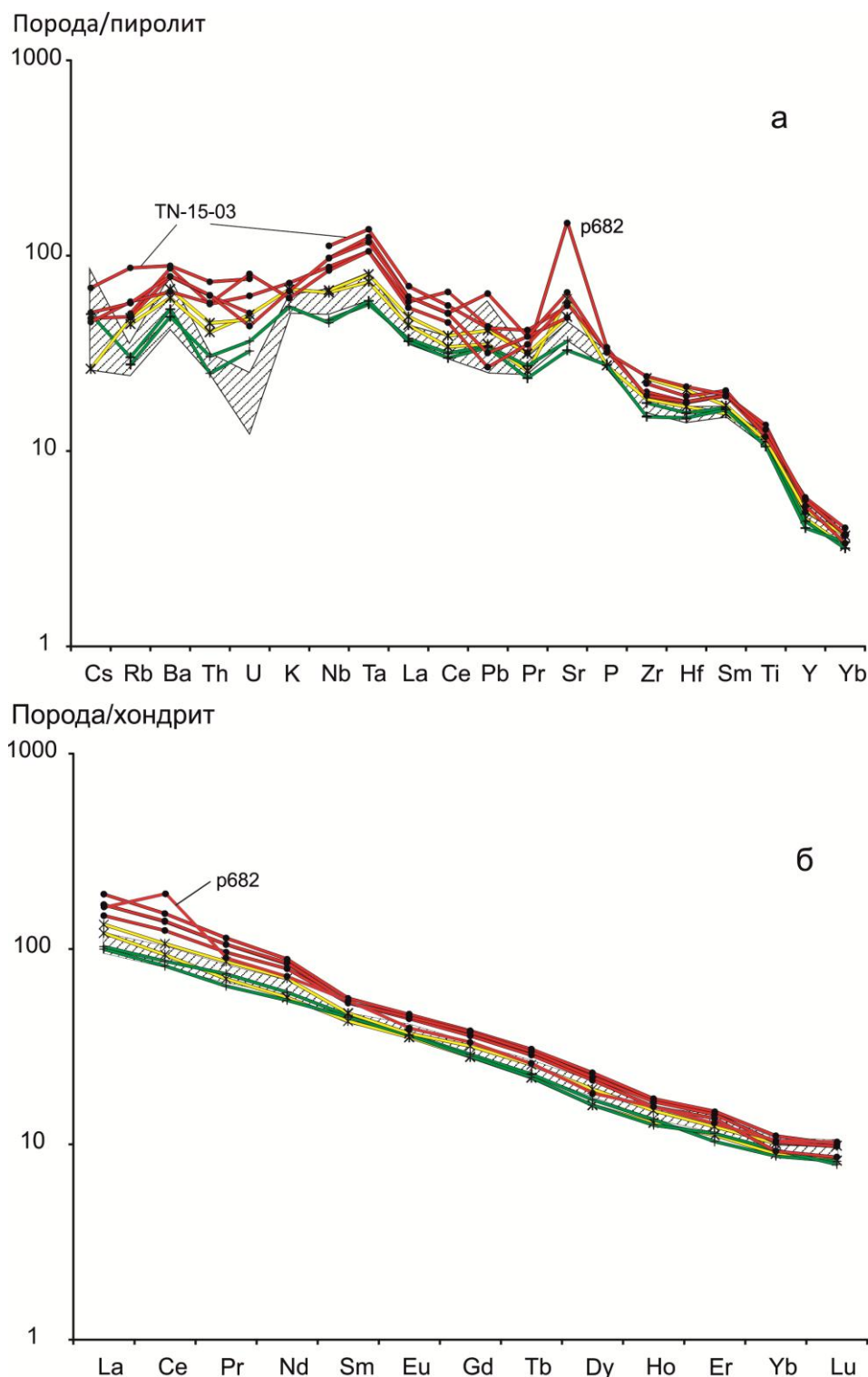


Рис. 6. Спектры несовместимых микроэлементов (а) и редкоземельных элементов (б), нормированных, соответственно, к примитивной мантии (пиролиту) и хондриту.

Условные обозначения см. рис. 3. Составы трахибазальтов и базальтов Карьерного вулкана показаны заштрихованным полем. Для нормирования использованы составы хондрита и пиролита (McDonough, Sun, 1995).

Fig. 6. Incompatible trace element (a) and rare earth element (b) patterns, normalized to the primitive mantle (pyrolite) and chondrite, respectively.

Symbols as in Fig. 3. Compositions of trachybasalts and basalts from Kar'erny volcano are shaded. Normalizing values of chondrite and pyrolite compositions are adopted after (McDonough, Sun, 1995).

6. Обсуждение

6.1. Структурное положение вулканов с глубинными включениями

Сходное структурное положение Камарской и Быстринской вулканических зон в блоке гранулитового метаморфизма Слюдянского кристаллического комплекса дополняется спецификой распределения глубинных включений из вулканических пород, обнаруженных на вулканах Сухой и Карьерный.

Вулканические постройки находятся на южных окончаниях, соответственно, Быстринской и Камарской вулканических зон, как бы ограниченных с юга изоградой гиперстена и областью широкого развития гранитоидного магматизма. На других вулканах западного побережья оз. Байкал глубинные включения отсутствуют.

6.2. Смена насыщенности-недосыщенности кремнеземом пород вдоль вулканических зон

На Зыркузунском вулкане, в зоне Главного Саянского разлома, базальты имеют исключительно *hy*-нормативный состав и сменяются на Анчукском вулкане осевой части Тункинской долины ассоциацией *hy*- и *ne*-нормативных пород. На Карьерном вулкане Южного плеча этой долины *ne*-нормативные базальты преобладают. В данном случае *hy*-нормативные составы были приурочены к структурной неоднородности края кристаллического фундамента Сибирского кратона, с удалением от которого *hy*-нормативные базальты сменялись *ne*-нормативными.

В работе (Култуковский вулкан..., 2013) было показано, что около 18 млн лет назад в Камарской и южной части Становой зоны все излившиеся лавы были *ne*-нормативными, а затем, в интервале 17,6–12,0 млн лет назад проявилась зональность с переходом (с севера на юг) от *ne*-нормативных базальтов Култуковского вулкана через *ne*- и *hy*-нормативные Сухого вулкана к *hy*-нормативным базальтам вулкана Метео. Направление этого перехода было противоположным по отношению к пространственному переходу от *ne*-

нормативных пород к *hy*-нормативным в Быстринской зоне.

Хотя край кратона ограничивал вулканические зоны с севера, извержение рядом с ним, в одном случае (в Быстринской зоне), *hy*-нормативных вулканитов, в другом (в Камарской зоне) - *ne*-нормативных свидетельствует о фактическом отсутствии контроля степени насыщенности-недосыщенности пород кремнеземом этой структурной неоднородностью.

Обращаясь вновь к поступлению глубинных включений на вулканах Карьерном и Сухом на южном краю гранулитового блока, отметим извержение *hy*-нормативных вулканитов на вулкане Метео около 17,6 млн лет назад к югу от вулкана Сухого Камарской зоны в соседнем менее метаморфизованном блоке. Такое продвижение вулканизма к югу может свидетельствовать об относительном усилении глубинных процессов в Камарской и Становой зонах относительно процессов Быстринской зоны.

6.3. Микроэлементная специфика источников континентальной литосферы

На диаграмме Th/Yb — Ta/Yb (рис. 7) фигуративные поля всех пород вулканов Быстринской зоны находятся ниже мантийного направления океанических базальтов. Такой характер смещения элементных отношений предполагает преобразование мантийных источников вулканических пород частичным плавлением с отделением компонента, соответствующего составу континентальной коры.

На рис. 7 выделяется тренд, протягивающийся приблизительно от эталонного состава базальта океанических островов (OIB) через фигуративное поле пород Анчукского вулкана и поле щелочных оливиновых базальтов Карьерного вулкана. Смещение фигуративных точек вдоль этого тренда объясняется одностадийным преобразованием источника типа OIB с разной степенью извлечения корового компонента: слабого — из источника пород Анчукского вулкана и более продвинутого — из источника пород Карьерного вулкана.

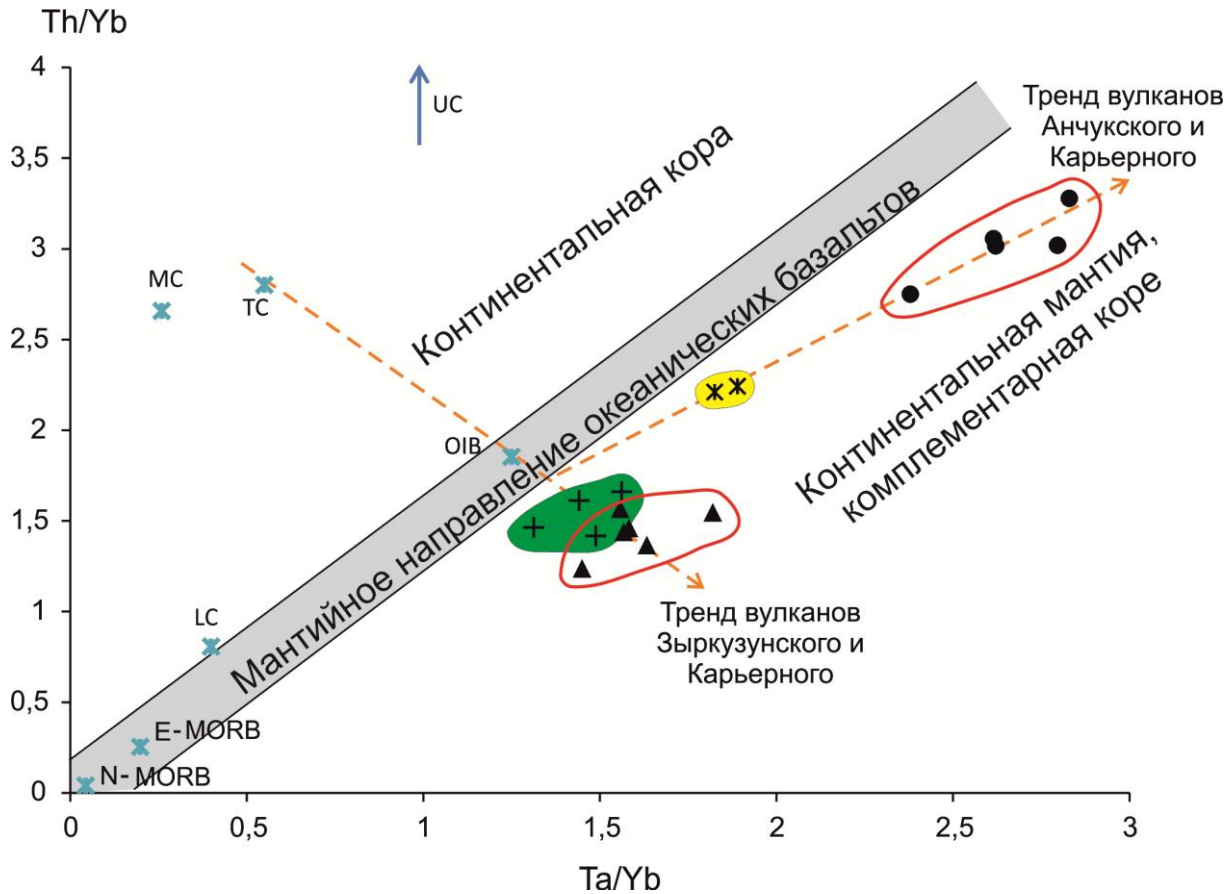


Рис. 7. Тренды компонентов континентальной мантии, комплементарных отделившимся компонентам коры, на диаграмме Th/Yb — Ta/Yb.

Условные обозначения см. рис. 3. Тренды показаны штриховыми линиями со стрелками (объяснения в тексте). Составы обогащенного и нормально базальтов срединных океанических хребтов (E-MORB и N-MORB) и базальта океанических островов (OIB) показаны по работе (Sun, McDonough, 1989), компоненты нижней коры (LC, lower crust), средней коры (MC, middle crust), верхней коры (UC, upper crust) и общего состава коры (TC, total crust) показаны по работе (Rudnick, Fountain, 1995).

Fig. 7. Trends of continental mantle components, complementary to the extracted crustal components, in the Th/Yb vs. Ta/Yb diagram.

Symbols as in Fig. 3. Trends are shown by dashed lines with arrows (explanation in the text). The compositions of the enriched and normal basalts from mid-oceanic ridges (E-MORB and N-MORB, respectively) and oceanic island basalts (OIB) are shown after (Sun, McDonough, 1989), the lower crust (LC), middle crust (MC), upper crust (UC), and total crust (TC) compositions are shown after (Rudnick, Fountain, 1995).

Тренд пород вулканов Анчукского и Карьерного вулканов образовался в результате извлечения корового компонента из обогащенного мантийного источника. Косое смещение точек по отношению к мантийному направлению океанических базальтов было идентифицировано в источниках позднекайнозойских вулканических пород рифта Рио-Гранде с нижнекоровой (гранулитовой) комплементарной составляющей такого процесса и в позднекайнозойских вулкани-

ческих породах Центральной Монголии не только с нижнекоровой (гранулитовой), но и с мантийной составляющей (Геохимическая эволюция..., 2010; Вулканические серии..., 2015).

Выделяются также ортогональная направленность извлечения компонента, близкого к среднему составу коры из обогащенного источника типа OIB. Тренд образуется при слабом смещении относительно состава OIB базальтов Зыркузунского вулкана и бо-

лее заметном — базальтов и трахибазальтов Карьерного вулкана. В этом случае из обогащенной мантии типа ОИВ извлекается компонент, отличающийся от нижнекорового и соответствующий составу средней-верхней части коры.

Допускается двухэтапный сценарий образования трендов пород вулканов Быстринской зоны. На первом этапе из источника типа ОИВ Зыркузунского и Карьерного вулканов извлекался компонент средней-верхней части коры; в меньшей степени под Зыркузунским вулканом, в большей — под Карьерным. На втором этапе из частично преобразованных источников извлекались нижнекоровые компоненты. Из обогащенного источника, наиболее близкого к составу ОИВ, формировался новый протяженный тренд источников базальтов–трахибазальтов Анчукского вулкана и щелочных оливиновых базальтов Карьерного вулкана. Источники, потерявшие средне-верхнекоровый компонент были лишь слегка модифицированы. Характер этих преобразований пока не достаточно ясен. Важно подчеркнуть, что образование трендов второго этапа привело к усложнению тренда первого этапа. Эффект рассеивания отразился в распределении фигуративных точек базальтов и трахибазальтов Зыркузунского и Карьерного вулканов. В сущности, тренд пород Анчукского и Карьерного вулканов также был производным двухэтапного преобразования мантийного источника, но при минимальном эффекте первого этапа.

6.4. Роль граната и клинопироксена в источниках

Результаты расчетов моделей частичного плавления для вулканических пород западного побережья оз. Байкал, приведенные ранее (Култукский вулкан..., 2013), показали общую пространственную смену роли граната и клинопироксена в мантийных источниках. Для пород южной части Култукской зоны (вулкана Сухого) и южного окончания Становой зоны (базальты первой фазы вулкана Метео) определен безгранатовый источник с высоким содержанием клинопироксена. Для пород северного окончания Камарской зоны (Култукского вулкана) и

южного окончания Становой зоны (вулкана Метео), наряду с подобными высокими содержаниями клинопироксена, рассчитаны содержания граната в мантийном источнике порядка 1 %.

Породы Быстринской зоны характеризовались в целом повышенными содержаниями граната в источнике (до 3,7 %) при низких содержаниях клинопироксена (2–3 %). Щелочные оливиновые базальты Карьерного вулкана образовались при слабом частичном плавлении (3,0–4,5 %) этого источника. При уменьшении содержания граната в источнике степень частичного плавления снижалась. Базальты Карьерного и Зыркузунского вулканов были производными более высокой степени частичного плавления (около 7,5 %), а базальты–трахибазальты Анчукского вулкана имели промежуточную степень плавления (около 5 %) такого же источника. Источник трахибазальтов Карьерного вулкана отличался относительным возрастанием роли клинопироксена.

Заключение

Быстринская вулканическая зона была активной в раннем?–среднем миоцене, до образования Торской и Быстринской впадин Тункинской рифтовой долины. Петрохимические и микроэлементные данные свидетельствуют об отчетливом группировании составов пород вулканов Быстринской зоны. С одной стороны, выделяются общие петрохимические характеристики пород вулканов (преимущественно базальт–трахибазальтовый состав, средний тренд слабых вариаций MgO), с другой стороны, выделяется явная индивидуальность пород Карьерного вулкана (базанитовый, высоко-Mg и андезибазальтовый, низко-Mg тренды).

Вулканы с глубинными включениями (Карьерный и Сухой) проявили активность в Быстринской и Камарской зонах около 13 млн лет назад у южного края гранулитового блока слюдянского кристаллического комплекса. Вдоль Быстринской зоны *hу*-нормативные породы сменялись *ne*-нормативными в направлении с севера на юг. На Зыркузунском вулкане, в зоне Главного Саянского разлома, базальты имели исключительно *hу*-нормативный состав, на Анчукском вулкане осевой части Тункин-

ской долины *hy*-нормативные породы ассоциировались с *ne*-нормативными, на Карьерном вулкане южного плеча этой долины *ne*-нормативные базальты преобладали. Близкий по времени переход от *hy*-

нормативных базальтов к *ne*-нормативным вдоль Камарской зоны имел противоположную направленность с юга на север.

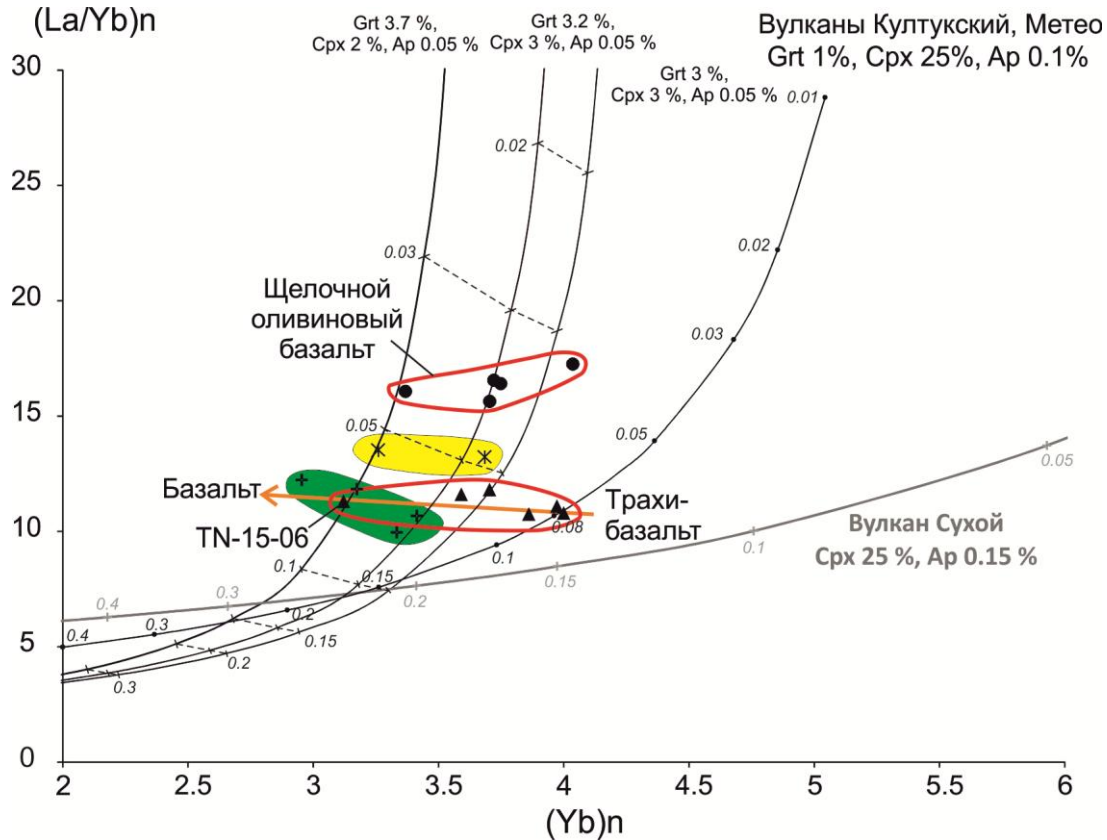


Рис. 8. Диаграмма $(La/Yb)_n - (Yb)_n$ для пород Быстринской зоны.

Условные обозначения см. рис. 3. Модельные кривые частичного плавления источников и процедура расчета этих кривых приведены в работе (Култукский вулкан..., 2013). Цифры курсивом на модельных кривых показывают степень частичного плавления (долю расплава). В расчете на 100 % содержание ортопироксена в источниках составляет 25 %, оставшаяся минеральная фаза — оливин. Составы нормированы к примитивной мантии (McDonough, Sun, 1995).

Fig. 8. The diagram $(La/Yb)_n$ vs. $(Yb)_n$ for rocks from the Bystraya zone.

Symbols as in Fig. 3. Model partial melting curves of sources and procedure of calculation of the curves is after (Kultuk volcano..., 2013). The figures in italic in the model curves show the degree of partial melting (melt fractions). In 100 % of source rocks, orthopyroxene content is 25 %, the remaining mineral phase is olivine. The compositions are normalized to the primitive mantle (McDonough, Sun, 1995).

Источники вулканических пород обнаруживают геохимические характеристики, свойственные мантийной части континентальной литосферы. По соотношению $Th/Yb - Ta/Yb$ намечено двухэтапное преобразование литосферного материала с извлечением из него компонентов верхней и нижней коры. Результаты микроэлементного моделирования свидетельствуют об образо-

вании вулканитов Быстринской зоны из апатит-содержащего источника с варьирующими содержаниями граната (3,2–3,7 %) и в основном с низкими содержаниями клинопироксена (2–3 %). Роль последней минеральной фазы возрастает только в источнике трахибазальтов Карьерного вулкана.

Благодарности

Работа выполнена в Китайско-Российском исследовательском центре Удаляньчи-Байкал по новейшему вулканизму и окружающей среде, грант № P162011012 и грант научно-исследовательского фонда Академии наук провинции Хэйлуцзян КНР (2016 г.) при частичном финансировании грантом РФФИ 17-05-00614.

Литература

- Вулканические серии Южно-Хангайского плато — краевой структуры Хангайского орогена: преобразование источников кайнозойских базальтов мантии Дзабханского микроконтинента / С. В. Рассказов [и др.]. Современная геодинамика и опасные природные процессы в Центральной Азии. — Вып. 8. — Труды X Российско-Монгольской конференции «Солнечно-земная физика и сейсмогеодинамика Байкало-Монгольского региона». — Институт земной коры СО РАН, Институт солнечно-земной физики СО РАН, 2015. — С. 75–86.
- Геохимическая эволюция средне-позднекайнозойского магматизма в северной части рифта Рио-Гранде, Запад США / С. В. Рассказов [и др.] // Тихоокеанская геология. — 2010. — Т. 29, № 1. — С. 15–43.
- Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь — Южная и Восточная Азия) / С. В. Рассказов [и др.]. — Новосибирск: Наука, 2000. — 288 с.
- Ламакин В. В. Неотектоника Байкальской впадины / В. В. Ламакин. — М.: Наука, 1968. — 247 с. (Труды Геологического института, вып. 187)
- Култукский вулкан: пространственно-временная смена магматических источников на западном окончании Южно-Байкальской впадины в интервале 18–12 млн лет назад / С. В. Рассказов [и др.] // *Geodynamics & Tectonophysics*. — 2013. — V. 4, N 2. — P. 135–168. doi:10.5800/GT2013420095.
- Рассказов С. В. Магматизм Байкальской рифтовой системы / С. В. Рассказов. — Новосибирск: ВО "Наука". Сиб. издательская фирма, 1993. — 288 с.
- Rudnick R. L. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective / R. L. Rudnick, D. M. Fountain // *Reviews of Geophysics*. — 1995. — V. 33, N 3. — P. 267–309.
- Слюдянский кристаллический комплекс / Е. П. Васильев [и др.]. — Новосибирск: Наука, 1981. — 197 с.
- Террейны Байкал-Хубсугульского фрагмента Центрально-Азиатского подвижного пояса палеозой. Состояние проблемы / В. Г. Беличенко [и др.] // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса. От океана к континенту. Т. 1. Мат-лы совещания. ИЗК СО РАН, 2006. — С. 37–40.
- Флоренсов Н. А. Кайнозойский вулканизм рифтовых зон. / Н. А. Флоренсов, В. П. Солоненко, Н. А. Логачев // Вулканизм и тектогенез. М.: Наука. — 1968. — С. 146–151.
- Определение микроэлементов методом ICP-MS с применением микроволнового кислотного разложения в вулканических породах основного и среднего состава / Т. А. Ясныгина [и др.] // Прикладная геохимия. Вып. 4. Аналитические исследования. М.: ИМГРЭ. — 2003. — С. 48–56.
- Lipman P. W. Alkaline and tholeiitic basaltic volcanism related to the Rio Grande depression, Southern Colorado and Northern New Mexico / P. W. Lipman // *Bull. Geol. Soc. Amer.* — 1969. — V. 80, N 7. — P. 1343–1354.
- McDonough W. F. The composition of Earth / W. F. McDonough, S.-S. Sun // *Chem. Geol.* — 1995. — V. 120. — P. 223–253.
- Sun S.-S. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. / S.-S. Sun, W. F. McDonough // *Magmatism in the ocean basins. Geol. Soc. Spec. Publ.* — 1989. — V. 42. — P. 313–345.

Аило Юссеф

664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,

Иркутский государственный университет, геологический факультет,
студент магистерской подготовки

Дейр-эз-Зор, Сирия,

Университет Аль-Фурат,

преподаватель

Email: youseph.gh.g@gmail.com

Рассказов Сергей Васильевич

доктор геолого-минералогических наук, профессор

664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,

Иркутский государственный университет, геологический факультет,

заведующий кафедрой динамической геологии

664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, Институт земной коры СО РАН

заведующий лабораторией изотопии и геохронологии

тел.: (3952) 51–16–59

Email: rassk@crust.irk.ru

Ясныгина Татьяна Александровна,

кандидат геолого-минералогических наук

664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, Институт земной коры СО РАН,

старший научный сотрудник

Email: ty@crust.irk.ru

Чувашова Ирина Сергеевна,

кандидат геолого-минералогических наук

664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,

Иркутский государственный университет, геологический факультет,

доцент

664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, Институт земной коры СО РАН,

старший научный сотрудник

тел.: (3952) 51–16–59

Email: chuvashova@crust.irk.ru

Чжэньхуа Сие, директор,

доктор наук, профессор,

*Институт вулканов и минеральных источников Хэйлуңцзянской Академии наук, Удаляньчи, Хэй-
лунцзян, 164155, Китай*

Сунь Йи-минь, научный сотрудник

*Институт вулканов и минеральных источников Хэйлуңцзянской Академии наук, Удаляньчи, Хэй-
лунцзян, 164155, Китай*

Email: 894817259@qq.com