

ГЕОХИМИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ И ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ ПО РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫМ СИЛИКАТАМ ЩЕЛОЧНЫХ ТРАХИТОВ СРЕДИННОГО ХРЕБТА КАМЧАТКИ

Щербаков¹ Ю.Д., Карманов² Н.С., Перепелов¹ А.Б.

¹Институт геохимии им А.П.Виноградова СО РАН, г. Иркутск,
e-mail: scherb@igc.irk.ru

²Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск,
e-mail: krm@uiggm.nsc.ru

Трахиты наиболее распространены среди вулканических ассоциаций пород внутриконтинентальных рифтовых структур и океанических островов. Примером служат Восточно-Африканский рифт [Black et al., 1998], Гавайские острова [Cousens et al., 2003] и Канары [Carracedo et al., 2001]. Значительно реже они встречаются в зонах перехода океан-континент, то есть в структурах активных континентальных окраин и развитых островных дуг. В Курило-Камчатской островодужной системе трахиты обнаружены в районе вулканического пояса Срединного хребта Камчатки в строении раннеплейстоценовых вулканов Большой, Нюлкандя и Белоголовский [Волынец и др., 1984]. Нами в 2005-2010 гг. совместно с сотрудниками ИВиС ДВО РАН и МГУ проведено геологическое доизучение вулканических комплексов вулканов Большой и Белоголовский и получены детальные минералогическо-геохимические характеристики обнаруженных в их строении трахитов (рис. 1).

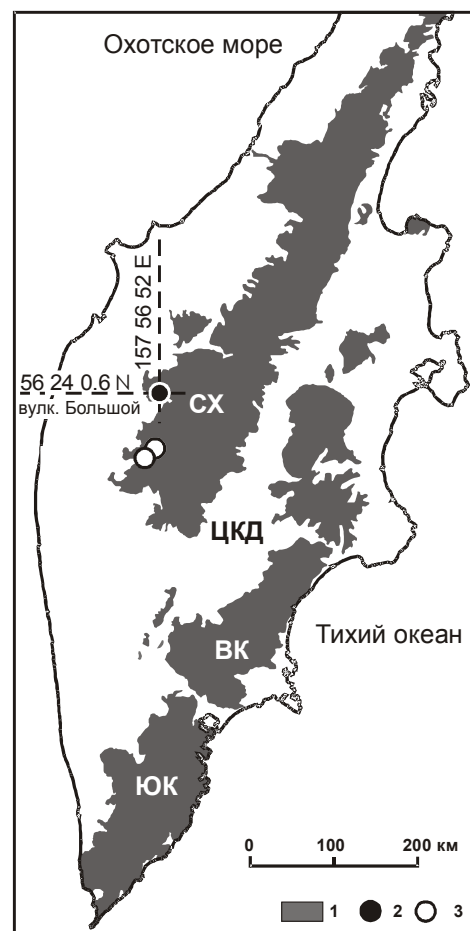


Рис. 1. Схема расположения проявлений трахитов на территории островодужной системы Камчатки.

1 – вулканические пояса, 2 – вулкан Большой, 3 – вулканы Белоголовский и Нюлкандя.

Щелочные трахиты указанных вулканов входят в состав пород щелочной базальт–трахит–трахириолит–комендитовой серии. Структура трахитов порфировая, основная масса пород (матрикс) в высокой степени раскристаллизована, вкрапленники представлены (табл. 1) клинопироксеном (Срх), К-На полевыми шпатами (Kfs) и слюдой (Bt). На уровне субфенокристаллов, кроме того, присутствуют амфиболы (Amph), титаномагнетит (TiMgt), ильменит (Ilm) и апатит (Ap). Среди микролитов определены Срх, ортопироксен (Орх), Amph, циркон, бадделит, Ap, TiMgt, Ilm, а также La-Ce содержащие минералы группы шевкинита близкие по составу к дингдаоxenгиту-(Ce), и в меньшей степени маониупенгиту-(Ce), имеющим формулы $(Ce,La)_4Fe^{2+}(Ti,Fe^{2+},Mg,Fe^{3+})_2Ti_2Si_4O_{22}$ и $(REE,Ca)_4(Fe^{3+},Ti,Fe^{2+})(Ti,Fe^{3+},Fe^{2+},Nb)_4Si_4O_{22}$, соответственно (табл. 2). Это подтверждается присутствием в обнаруженных TR-содержащих силикатах значимых концентраций Nb. Из-за отсутствия данных рентгеноструктурного анализа это сходство, тем не менее, недостаточно для отнесения минералов к той или иной разновидности. Вкрапленники полевых шпатов представлены анортоклазами и Na-санидинами ($Or_{19-48}; Ab_{43-70}An_{0-11}$) (рис. 2). Микролиты, субфенокристаллы и вкрапленники Kfs не зональны и не имеют существенных различий по составу. Вкрапленники Срх, напротив, зональны с повышением ферросилитовой составляющей от центра к краю кристаллов ($Wo_{36-45}Fs_{21-50}$). На классификационной диаграмме точки составов Срх соответствуют полям авгита и ферроавгита. С помощью эмпирических геотермобарометров [Putirka, 2008] были

получены данные о температуре кристаллизации вкрапленников ($T=1045-1072^{\circ}\text{C}$, $P=9-14.9$ кбар) и микролитов ($969-976^{\circ}\text{C}$).

Таблица 1.
Представительные анализы минералов трахита вулкана Большой (мас. %).

Минерал	Срх		Орх	Kfs		Mgt	Ilm		Bt ³	Amph	
	В	М	М	В	М	М	М	М	В	М	М
SiO ₂	51.54	49.31	48.50	63.65	66.75	0.36	0.28	0.00	36.30	52.03	45.93
TiO ₂	0.28	0.65	0.17	20.75	19.10	18.55	51.44	48.32	7.47	0.58	1.78
Al ₂ O ₃	0.89	0.34	0.00	0.21	0.74	0.42			14.10	1.51	2.32
Fe ₂ O ₃	2.81	2.71	1.24			31.67	5.57	4.98		4.97	10.93
FeO	11.76	1.74	1.24			47.30	40.42	43.40	11.76	8.12	10.75
MnO	1.10	1.74	2.25			1.45	1.60	2.03	0.00	0.83	0.87
MgO	11.34	8.71	12.42				2.55	0.36	15.92	16.05	11.28
CaO	20.34	16.44	4.30	2.41	0.27					8.12	7.68
Na ₂ O	0.59	0.63	0.27	8.01	7.36				1.06	4.43	3.75
K ₂ O				3.51	6.48				8.14	0.87	0.93
Nb ₂ O ₅								2.45			
Сумма	100.4	98.5	96.0	100.7	98.5	99.8	101.9	101.5	96.1	97.5	96.2
Wo/An	43.0	36.8	9.9	1.3	11.4						
En/Ab	33.4	27.1	39.7	36.2	19.8						
Fs/Or/Fe#	23.6	36.1	50.4	62.5	68.8	100.0	91.2	98.7	29.3	31.9	51.6

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории рентгеноспектрального анализа ФГБУН Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН на электронном сканирующем микроскопе JSM-6510LV с EDS INCA Energy-350+. Фазы: в – вкрапленник, м – микролит. Для Bt дано общее Fe в виде FeO.

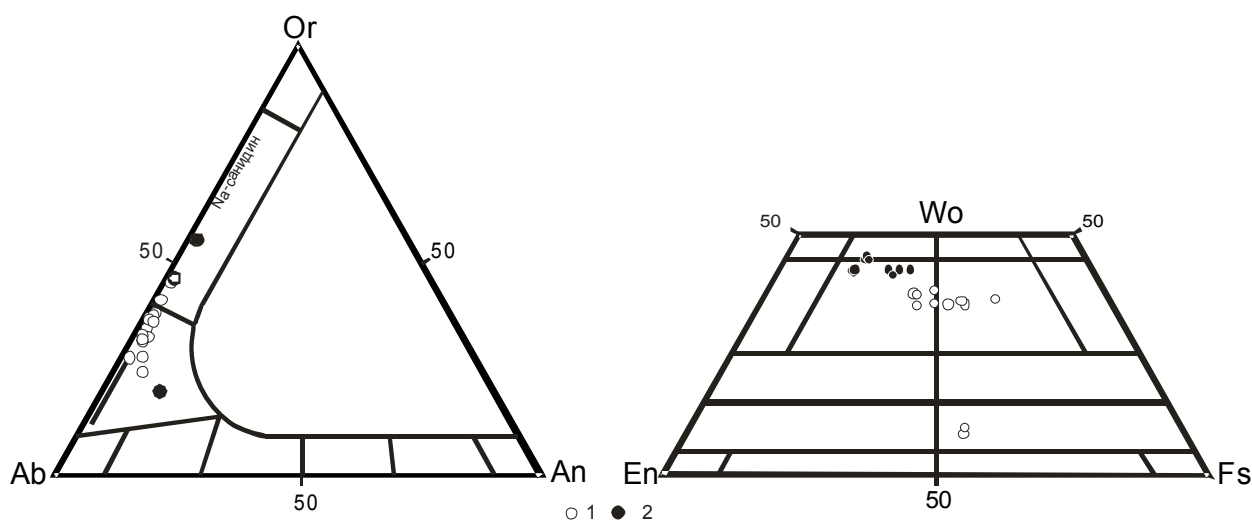


Рис. 2. Составы пироксенов и полевых шпатов трахитов вулкана Большого.
1 – микролиты; 2. – вкрапленники.

Микролиты Орх отвечают по составам пижониту ($\text{Wo}_{8-9}\text{Fs}_{50}$). Слюды представлены не зональным Bt (Mg_{66-70}). Микролиты ильменитов содержат до 2.5 мас.% Nb. Amph трахитов отвечают по составу рихтериту ($\text{Fe}\# 31.9$ Na 1.2 ф.е) и магнизальному катафориту ($\text{Fe}\# 51.6$, Na 1.1 ф.е). Обнаружение Na-Ca Amph подтверждает высокую натровую щелочность трахитового расплава и отнесение этих пород к щелочной группе. В апатите содержания F достигают 2.9-5.1 мас.%.

Сравнение распределения магматофильных элементов для трахитов различных геодинамических обстановок показывает, что трахиты вулканов Большого и Белоголовского обладают характеристиками сходными с трахитами океанических островов и внутриконтинентальных рифтовых зон (рис. 3).

Таблица 2.

Составы (мас.%) и кристаллохимические формулы (ф.е.) TR-содержащих минералов из трахитов вулкана Большого

№ п/п	1	2	3	4
SiO ₂	18.80	18.98	18.51	19.17
TiO ₂	16.56	16.36	15.86	15.91
Al ₂ O ₃	н.о.	н.о.	0.32	0.40
FeO	8.15	8.14	6.72	8.07
Fe ₂ O ₃	2.47	2.77	4.65	3.02
MgO	н.о.	н.о.	0.25	н.о.
CaO	4.31	4.30	3.47	3.75
K ₂ O	н.о.	н.о.	0.17	0.12
Ce ₂ O ₃	20.30	19.60	20.31	20.50
La ₂ O ₃	15.83	16.58	15.91	14.27
Pr ₂ O ₃	0.00	0.00	1.25	1.22
Nd ₂ O ₃	2.95	1.87	2.85	3.27
ThO ₂	0.65	0.66	0.99	0.67
ZrO ₂	1.85	2.07	1.15	1.58
Nb ₂ O ₅	2.98	2.76	2.63	2.92
Сумма	94.85	94.10	95.04	94.87
K			0.046	0.032
Ce	1.577	1.525	1.585	1.588

	1	2	3	4
La	1.239	1.300	1.251	1.114
Pr			0.097	0.094
Nd	0.224	0.142	0.217	0.247
Ca	0.980	0.979	0.793	0.850
Th	0.031	0.032	0.048	0.032
A(4)	4.1	4.0	4.0	4.0
Fe ⁺²	1.0	1.0	1.0	1.0
Fe ⁺²	0.446	0.448	0.198	0.428
Fe ⁺³	0.394	0.444	0.745	0.481
Ti	0.643	0.615	0.542	0.532
Al			0.080	0.100
Nb	0.286	0.265	0.253	0.279
Zr	0.191	0.215	0.120	0.163
Mg			0.079	
B				
(2)	2.0	2.0	2.0	2.0
Ti	2.0	2.0	2.0	2.0
Si	4.0	4.0	3.9	4.1
ΣK	13.0	13.0	13.0	13.0
ΣA	22.0	22.0	22.0	22.0

Примечание. Разделение FeO и Fe₂O₃ рассчитано по стехиометрии минералов. ΣK – сумма катионов, ΣA – сумма анионов.

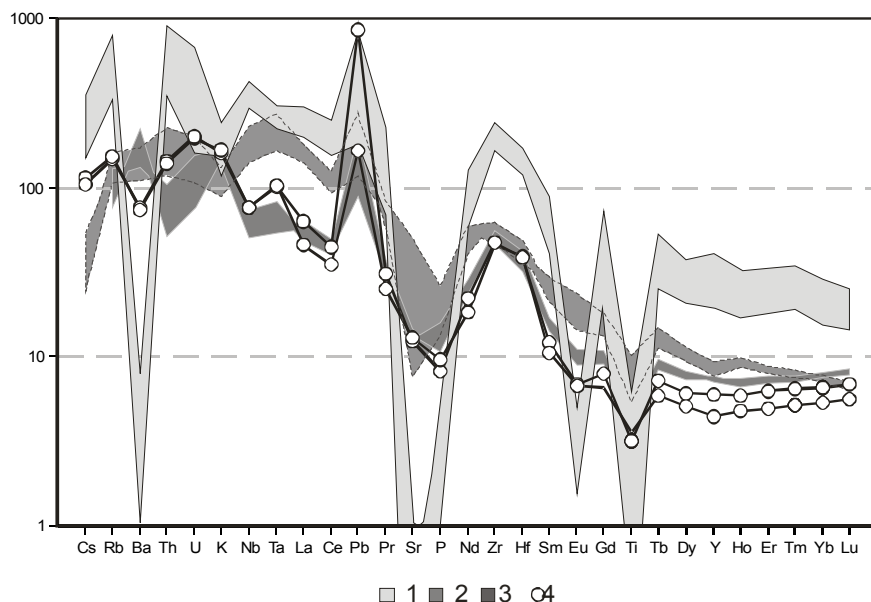


Рис 3. Диаграмма распределения магматофильных элементов в трахитах различных геодинамических обстановок.

1 – внутриплитные трахиты (вулкан Пектусан) [Popov et al., 2005], 2 – трахиты Канарских островов [Carracedo et al., 2001], 3 – трахиты вулкана Белоголовского, 4 – трахиты вулкана Большого. Содержания элементов в трахитах (ppm) нормированы на примитивную мантию [Sun S.S., McDonough, 1989].

Максимумы нормированных концентраций высокозарядных элементов (Nb, Ta, Zr, Hf) характерны для трахитов всех отмеченных обстановок. При этом трахиты вулкана Большого и Белоголовского резко выделяются максимумами по Pb и сходны по уровню содержаний

многих элементов с внутриплитными трахитами вулкана Пектусан [Popov et al., 2005], тогда, как по содержаниям U и Th они сходны с трахитами океанических островов. Общей характеристикой трахитов всех рассматриваемых обстановок является наличие минимумов Sr, P и Ti, наиболее ярко проявленных для трахитов внутриплитного типа. Присутствие минимума Ba обнаруживается только у пород вулкана Пектусан и трахитов вулкана Большого. Содержания редкоземельных элементов (РЗЭ) в трахитах Камчатки отличаются более низкими уровнями в сравнении с трахитами океанических островов, что может являться показателем того, что источником расплавов для них служила деплетированная мантия. Европиевый минимум характерен только для внутриплитных трахитов ($Eu^* = 0.2-0.6$), тогда, как для трахитов Камчатки и океанических островов он не столь выражен.

Трахиты Камчатки нельзя однозначно отнести к рифтогенному внутриконтинентальному типу, или к типу океанических островов. Это, вероятно, связано с множественностью источников исходных магм, эволюция которых привела к формированию трахитов этой островодужной системы. Источниками трахитовых расплавов могли быть щелочные базальтоиды переходного типа, широко распространенные в Срединном хребте Камчатки [Волынец, 1993]. Сами щелочные базальты Камчатки, соответственно, также должны были являться продуктами различных мантийных источников. К этим источникам могут быть отнесены надсубдукционная метасоматизированная мантия и мантия EM-I типа. Для того, чтобы объяснить условия взаимодействия этих двух главных источников в условиях островодужной системы Камчатки, нам необходимо предполагать субдукционное окно (slab window). Такая структура могла образоваться в момент заложения новой зоны субдукции на Восточной Камчатке в позднем миоцене, с одновременным отмиранием палеозоны субдукции плиты Кула под Срединным хребтом. Начало погружения плиты Кула в астеносферную мантию и, вероятно, ее разрушение могло привести к образованию такого субдукционного окна. Трахиты, как и ассоциирующие с ними комендиты, явились крайним выражением процессов дифференциации поднимающейся щелочно-базальтовой магмы. В целом вещественными признаками трахитов Камчатки можно назвать высокую Na щелочность, низкие содержания Ti, P, Sr, высокие содержания Pb и проявление уникальной редкоземельной минерализации.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ, грант № 11-05-01009_a и Интеграционного проекта СО РАН № 79.

Литература

Волынец О.Н., Пополитов Э.И., Патока М.Г., Аношин Г.Н. Две серии лав повышенной щелочности в позднекайнозойской вулканической зоне Срединного хребта Камчатки // Доклады АН СССР. 1984. Т. 274 № 5. С. 1185-1188.

Волынец О.Н. Петрология и геохимическая типизация вулканических серий современной островодужной системы. Автореф. дис. д-ра геол.-минерал. наук. М. 1993. – 67 с.

Black S., Macdonald R., Barreiro B.A., Dunkley P.N., Smith M. Open system alkaline magmatism in northern Kenya: evidence from U-series disequilibria and radiogenic isotopes // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1998. V. 131. № 4. P. 364-378.

Carracedo J. C., Badiola E. R., Guillou H., de la Nuez J., Perex Torrado F. J. Geology and volcanology of la Palma and el Hierro, western Canaries // Estudios Geol. (Madrid). 2001. V. P. 175-273.

Cousens, B.L., Clague, D.A., and Sharp, W.A. Chronology, chemistry, and origin of trachytes from Hualalai volcano, Hawaii // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2003. V. 4. 1078, 27 PP.

Popov V.K., Sakhno V.G., Kuzmin Ya.V., Glascock, Choi B.K. Geochemistry of Volcanic Glasses from Parktusan volcano // Doklady Earth Science. 2005. V. 403. № 5. P. 803-807.

Putirka, K. D. Thermometers and barometers for volcanic systems // Rev. Mineral. Geochem. 2008 V. 69. P. 61-120.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes // Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society special publication. No 2. Blackwell Scientific Publications. 1989. P. 313-346.