

УДК 552.03.

МАНТИЙНЫЕ ИСТОЧНИКИ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ВУЛКАНИЗМА О. ЖОХОВА (О-ВА ДЕ ЛОНГА, ВОСТОЧНАЯ АРКТИКА): ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ БАЗАЛЬТОИДОВ И ВКЛЮЧЕНИЙ ШПИНЕЛЕВЫХ ЛЕРЦОЛИТОВ

© 2015 г. Член-корреспондент РАН В. Г. Сахно, Р. Ш. Крымский, Б. В. Беляцкий,
С. С. Шевченко, С. А. Сергеев

Поступило 30.06.2014 г.

DOI: 10.7868/S0869565215040180

В последние десятилетия большое внимание уделено происхождению Северного Ледовитого океана: морфологии его структур, геологическому строению, эволюции [1, 2].

Детальные исследования выявили целый ряд особенностей его эволюции. Так, формирование Тихого океана началось более 1 млрд лет назад, Индийского и Атлантического — более 250 млн лет назад, Северный Ледовитый океан молодой, в основном кайнозойский. Для него свойственны морфологические особенности, связанные с природой формирования различных его частей. Океан разделяется на два суббассейна — Евразийский и Амеразийский, отличающихся по строению и истории их развития [1]. Развитие Евразийского суббассейна определяется спрединговой природой, тогда как для Амеразийского — по морфологии и строению характерны черты континентальной окраины, испытавшей рифтогенез и распад на ряд блоков (рис. 1).

Эти два бассейна отличаются не только морфологией и процессами формирования, но и глубинным строением. Для Амеразийского бассейна свойственна деструкция континентальных окраин, наличие краевого плато с континентальной корой, ряд погруженных блоков с корой океанического типа. В районе Новосибирского архипелага геофизическими исследованиями выявлено последовательное утонение земной коры (котловины Макарова, Подводников). На шельфе Де-Лонга мощность коры возрастает до более 40 км [2] и представляет собой фрагмент древнего осадоч-

ного бассейна, более древнего, чем сам Северный Ледовитый океан [1]. Интенсивный рифтогенез, раскол древней континентальной коры, погружение блоков и поднятия в смежных областях сопровождаются интенсивным базальтоидным магматизмом.

В этом отношении Новосибирские о-ва и проявленный здесь вулканизм являются ключевыми для решения не только вопросов мезозойско-кайнозойской тектонической эволюции шельфа Восточно-Сибирского моря и моря Лаптевых при рассмотрении гипотезы раскрытия Амеразийского бассейна и природы древних осадочных бассейнов Северного Ледовитого океана, но и положения западной ветви Южно-Ануйской сутуры [6]. Важное значение имеет изучение вулканизма о-вов Новосибирского архипелага (о-ва Жохова, Вилькицкого и др.) как индикаторов глубинных процессов и при сопоставлении с проявлениями континентального базальтоидного вулканизма, широко развитого в Арктической части северо-востока Азии и приуроченного к молодым наложенным впадинам рифтогенного типа, в которых происходила разгрузка напряжения, сопровождавшаяся щелочно-базальтовым вулканизмом. Установлено, что эти рифтогенные структуры имеют связь с подводными поднятием Менделеева и хребтом Ломоносова [7].

Таким образом, изучение вулканических образований о. Жохова, который располагается в центре группы островов Де-Лонга, может существенно дополнить представления о природе Полярной Арктики и ее шельфовой зоны, которая здесь, на восточном отрезке, занимает огромную площадь.

Изотопно-геохимическое и петрологическое изучение вулканических образований о-вов Де-Лонга было выполнено ранее, но оно было ограничено исследованиями Sm–Nd- и Rb–Sr-изотопных систем и петрохимических характеристик [3, 5]. Мы дополнили эти данные анализом

*Дальневосточный геологический институт
Дальневосточного отделения
Российской Академии наук, Владивосток
Всероссийский научно-исследовательский геологический
институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург
Санкт-Петербургский государственный университет*

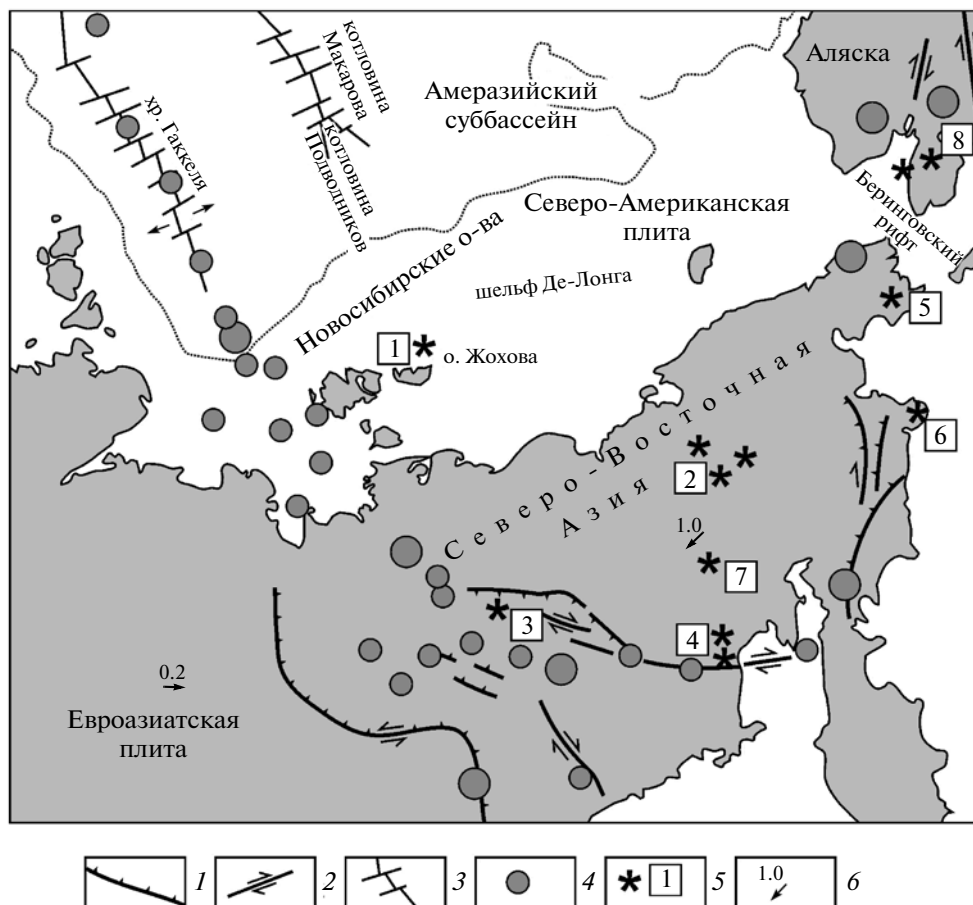


Рис. 1. Схема геологического строения и рельефа Северного Ледовитого океана и распределения центров кайнозойского щелочно-базальтового вулканизма с элементами современной геодинамики [7, 12] с дополнениями авторов. 1, 2 – активные разломы: 1 – сбросы, 2 – сдвиги; 3 – спрединговый характер хребтов; 4 – фокальные механизмы землетрясений с магнитудой 7–6 (соответственно размеру знака); 5 – проявления центров кайнозойского вулканизма преимущественно щелочного типа (вулканы и ареалы): 1 – о. Жохова, 2 – Анюйская группа, 3 – Балаган-Тас, 4 – Вилигинский, 5 – Энмеленский, 6 – Наваринский, 7 – Кедонский, 8 – вулканы Аляски (Имурук, Дэвил М. и др.); 6 – направления и скорость движения литосферных плит.

изотопных систем свинцов, осмия, определением микро-, редкоземельного состава базальтов и ультраосновных включений коллекций вулканитов, собранных на о. Жохова в высокоширотных экспедициях.

Изученные образцы – серые плотные породы, в разной степени пористые или мелкопористые, иногда шлаковидные с охристым налетом. Порфировые мелко-среднезернистые оливиновые базальты с большим количеством крупных и мелких ксеногенных оливинов раздробленных лерцолитовых включений. Кроме ксеногенных оливинов лерцолитовых включений встречаются кристаллы ортопироксенов. Как правило, в контакте с основной стекловатой массой вокруг них образуется широкая кайма, представленная скоплениями мелких моноклинных пироксенов. Редко встречаются ксеногенные зерна шпинели. Основная масса представлена стеклом с мелкими обособлениями калинатовых полевых шпатов и

“игольчатых” зерен клинопироксена. В отдельных образцах наблюдаются крупные резорбированные зерна кварца, неправильной формы и размером до 1.5–2.0 мм, с волнисто-мозаичным погасанием, которое характерно и для крупных ксеногенных оливинов, ортопироксенов. Вкрапленники (10–25%) представлены оливином, клинопироксеном, плагиоклазом. Основная масса, %: вулканическое стекло 20–30, микролиты плагиоклаза 25–35, пироксен (титан-авгит) 20–25, оливин 5–10, рудный 5–12, гидроокислы железа 6–8. Пироксеновые, оливиновые вкрапленники часто встречаются в виде остроугольных осколков. В одном крупном вкрапленнике оливина присутствует зерно хромшпинели.

Микрозондовое изучение минерального состава основной массы вулканитов показало наличие кристаллов лейцита, титаномагнетита. Ксеноморфные мелкие кристаллы оливина – обломки лерцолитовых оливинов. Они высокомагнезиальные и, как

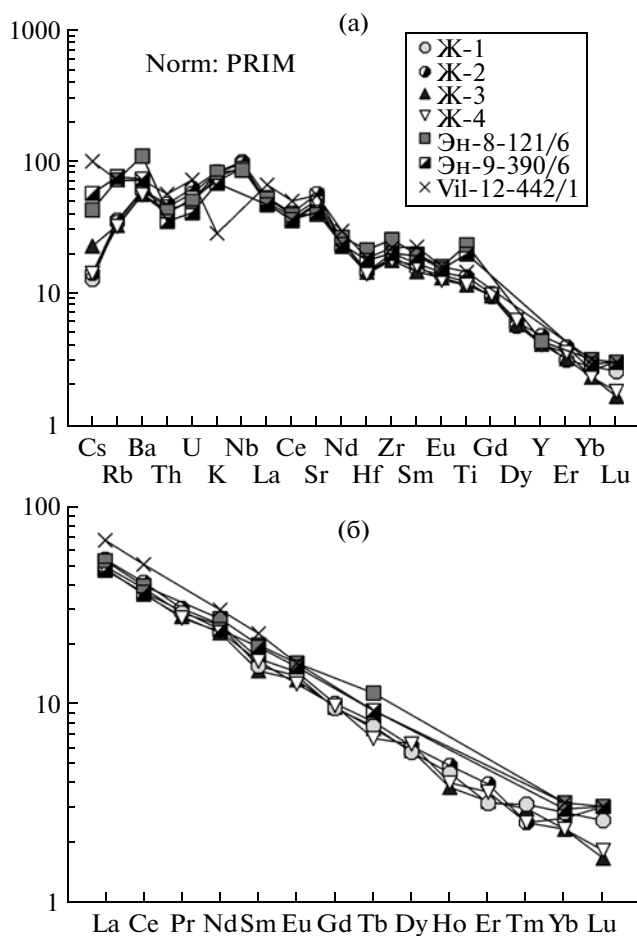


Рис. 2. Мультикомпонентные диаграммы распределения микро- (а) и редкоземельных (б) элементов в щелочных базальтах о. Жохова, нормированных к примитивной мантии [11].

Ж-1, 2, 3, 4 – щелочные базальты о. Жохова; Эн-8-121/6, Эн-9-390/6 – щелочные базальты Энмеленских вулканов; Vil-12-442/1 – Вилигинский вулкан северо-восточной Чукотки [8].

правило, содержат Ni до 0.23–0.49%. Стекло основной массы имеет кислый, не свойственный базальтам состав, %: SiO₂ до 62, Al₂O₃ до 22, Na₂O до 8, K₂O более 2, практически отсутствует Mg. Этот феномен, который был зафиксирован в стекле основной массы, встречается в нескольких точках.

По минеральному, химическому составу изученные образцы базальтов, содержащие включения шпинелевых лерцолитов, относятся к щелочным оливиновым пикробазальтам и в какой-то степени близки к щелочным базальтам континентальных рифтовых зон северо-востока Азии (Энмеленским, Вилигинским вулканам и др.) [8].

Результаты анализа валовых проб базальтов и двух ксенолитов шпинелевых лерцолитов приведены в табл. 1 и представлены на мультикомпо-

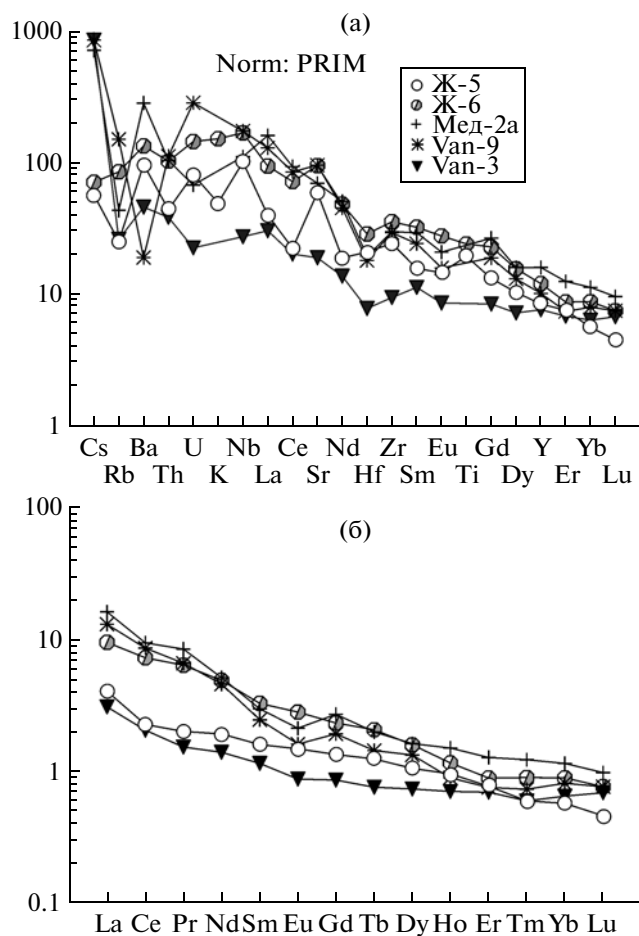


Рис. 3. Мультикомпонентные диаграммы распределения микро- (а) и редкоземельных (б) элементов в ксенолитах шпинелевых лерцолитов, отобранных в базальтах о. Жохова Ж-2, 3, нормированных к примитивной мантии [11].

Ж-5, Ж-6 – ксенолиты о. Жохова; Мед-2002a – ксенолиты вулкана Медвежий (Западное Приморье); Van-9, Van-3, – ксенолиты вулкана Ванцинский (северо-восточный Китай – рифт Тяньлу).

нентных диаграммах, нормированных к примитивной мантии [11]. Для сравнения петрохимического, микро-, редкоземельного составов базальтоидов о. Жохова на диаграммах приведены данные по щелочным базальтам рифтовых зон континентальной части северо-востока Азии (Вилигинский и Энмеленский ареалы) [8].

Как видно из табл. 1 и диаграмм (рис. 2, 3), щелочные базальты о. Жохова отличаются незначительными вариациями петрогенных и микро-, редкоземельных элементов. По петрохимическому составу они могут быть отнесены к высокомагнезиальной, высокощелочной (с преобладанием Na над K) калиево-натровой серии.

По микро- и редкоземельному составу базальты о. Жохова характеризуются сравнительно высокими концентрациями некогерентных и редко-

Таблица 1. Петрохимический (мас. %), микро- и редкоземельный (ppm) состав представительных базальтов и ксенолитов шпинелевых лерцолитов о. Жохова

Компонент	Ж-1	Ж-2	Ж-3	Ж-4	Ж-5	Ж-6	Ж-7 ^A	Ж-8 ^A	Ж-9	VB-26	VB-27	VB-28	Эн	Вил
SiO ₂	43.84	45.18	43.90	44.79	45.11	44.06	44.68	44.76	44.63	43.70	42.40	43.70	40.85	42.50
TiO ₂	2.32	2.53	2.20	2.20	0.37	0.46	2.23	2.40	2.08	2.53	2.99	2.22	3.49	2.76
Al ₂ O ₃	11.92	13.10	11.33	11.62	3.62	4.02	11.91	13.12	11.49	12.30	12.00	11.50	10.70	11.90
Fe ₂ O ₃	11.96	11.64	12.77	11.54	9.4	9.36	4.97	4.87	10.10	11.90	12.30	11.80	12.36	13.54
FeO	—	—	—	—	—	—	6.27	6.97	1.18	—	—	—	—	—
MnO	0.15	0.15	0.15	0.14	0.12	0.12	0.16	0.16	0.15	0.16	0.15	0.16	—	0.16
MgO	13.08	10.39	14.12	13.96	38.02	37.68	13.98	10.78	14.68	13.20	12.70	16.40	12.40	9.00
CaO	7.50	8.19	6.97	7.30	3.02	2.61	7.50	8.25	7.06	8.09	8.34	7.51	9.53	5.0
Na ₂ O	4.48	4.88	4.24	4.46	0.50	1.05	4.29	4.70	4.28	5.16	4.87	3.76	4.08	2.90
K ₂ O	2.65	2.69	2.45	2.28	0.16	0.49	2.49	2.53	2.15	1.94	3.38	2.23	2.93	1.40
P ₂ O ₅	0.81	0.90	0.69	0.77	0.02	0.14	0.77	0.87	0.74	0.86	0.85	0.65	0.93	0.70
H ₂ O	0.07	0.16	0.07	н. о.	н. о.	н. о.	0.03	0.08	0.05	н. о.	н. о.	н. о.	0.50	0.12
ппп	0.74	0.50	0.79	0.49	—	0.44	0.39	—	0.88	<0.1	<0.1	<0.1	0.52	—
Сумма	99.52	100.32	99.68	99.55	100.33	100.43	99.66	99.50	99.47	99.90	99.80	99.80	99.10	99.3
Sc	15.4	16.5	14.2	14.7	13.0	12.5	15.7	16.2	14.5	15.3	12.5	17.4	17.2	18.0
V	183.8	182.2	172.3	150.7	76.25	79.90	166.1	171.7	133.5	175.0	201.0	166.0	—	—
Cr	646.0	378.0	596.0	684.0	3279	2395	669.4	436.9	602.2	394.0	314.0	538.0	332.0	473.0
Co	58.13	50.53	62.48	58.78	99.61	95.41	63.87	57.24	66.92	66.80	73.10	83.10	6.2	54.0
Ni	491.5	305.9	586.8	554.7	1980.0	1879.0	497.5	297.2	550.6	456.0	385.0	641.0	293.0	416.0
Cu	20.77	20.17	54.18	31.33	18.16	36.67	43.14	46.30	47.30	51.40	66.90	51.10	—	54.0
Zn	112.7	116.3	143.7	106.4	72.3	79.7	100.3	113.2	106.4	157.0	165.0	145.0	—	95.0
Ga	20.18	21.30	20.26	20.13	4.51	5.71	23.89	26.61	23.80	22.30	23.50	19.40	—	—
Rb	19.15	19.94	18.18	17.89	1.41	4.75	24.02	27.28	23.28	17.50	35.00	22.30	57.0	40.0
Sr	964	1071	899.2	918.5	112.5	180.2	949.0	1057	926.0	959.0	971.0	788.0	1063	1048
Y	17.21	18.71	16.11	15.96	3.32	4.73	17.59	19.51	17.17	н. о.	н. о.	н. о.	21.0	28.0
Zr	184.7	197.6	175.0	174.9	24.09	34.82	193.1	214.2	192.1	210.0	225.0	168.0	313	218
Nb	62.49	64.49	58.59	57.59	6.58	11.03	65.11	70.36	62.43	84.60	93.40	62.10	98.0	69.0
Cs	0.09	0.10	0.16	0.10	0.04	0.05	0.27	0.30	0.31	0.34	0.39	0.30	0.80	0.70
Ba	373.8	380.4	353.6	350.7	61.3	84.2	343.5	374.8	343.2	436.0	572.0	345.0	844.0	451.0
La	30.98	33.60	30.26	30.01	2.54	5.97	30.06	33.42	29.51	43.70	51.30	30.90	59.0	42.0
Ce	60.61	64.96	56.51	57.31	3.58	11.51	59.08	64.99	57.56	84.40	94.70	59.60	109.6	80.0
Pr	7.20	7.58	6.91	6.79	0.50	1.59	6.83	7.63	6.67	10.10	11.40	7.00	—	—
Nd	30.04	30.41	27.58	27.86	2.31	5.89	27.15	30.18	26.48	38.40	44.80	28.70	52.60	36.00
Sm	6.16	6.73	5.83	6.53	0.63	1.30	5.73	6.38	5.32	8.19	9.17	5.97	8.20	9.00
Eu	2.07	2.17	1.98	1.89	0.22	0.42	1.96	2.18	1.92	2.85	2.95	2.16	1.20	2.40
Gd	5.05	5.33	5.13	5.22	0.71	1.23	5.66	6.21	5.45	7.37	8.48	5.71	—	—
Tb	0.75	0.79	0.73	0.65	0.12	0.20	0.72	0.79	0.71	1.05	1.03	0.78	1.60	0.90
Dy	3.76	4.04	3.84	4.14	0.69	1.04	3.51	3.81	3.42	4.53	4.86	3.58	—	—
Ho	0.66	0.72	0.56	0.59	0.14	0.17	0.63	0.68	0.59	0.81	0.78	0.66	—	—
Er	1.36	1.70	1.39	1.55	0.33	0.38	1.46	1.60	1.43	1.70	1.73	1.60	—	—
Tm	0.21	0.17	0.20	0.17	0.04	0.06	0.17	0.19	0.16	0.19	0.18	0.16	—	5.00
Yb	1.25	1.17	1.03	1.03	0.25	0.39	0.97	1.16	0.98	1.28	1.04	1.04	1.60	1.40
Lu	0.17	0.20	0.11	0.12	0.03	0.05	0.14	0.15	0.14	0.15	0.13	0.15	0.20	0.20
Hf	4.06	4.10	4.08	3.96	0.59	0.81	3.66	3.99	3.52	4.98	5.19	3.97	6.60	5.20
Ta	3.46	3.52	3.08	3.33	0.37	0.54	2.99	3.16	2.91	4.99	5.35	3.76	6.80	5.10
Pb	0.29	1.09	0.80	2.29	5.51	2.32	1.56	2.25	1.57	1.05	1.14	1.22	—	—
Th	3.98	4.19	3.75	3.54	0.39	0.91	3.25	3.60	3.19	4.83	5.63	3.73	8.00	7.00
U	1.26	1.37	1.09	1.16	0.18	0.32	1.18	1.27	1.04	1.71	1.98	1.41	2.10	1.60

Примечание. н.о. – не обнаружено; прочерк – не определяли; определение петрогенных, микро- и редкоземельных элементов проводили в Аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН с использованием приборов ICAP 6500Duo (“Thermo Scientific Corporation”, США), Agilent 7500 с (“Agilent Technologies”, США);

Ж-1, 2, 3, 4, 7^A, 8^A, 9, VB-26, VB-27, VB-28 – щелочные базальты о. Жохова; Ж-5, 6 – включения шпинелевых лерцолитов о. Жохова; Эн – Энемеленские, Вил – Вилигинские щелочные базальты Восточной Чукотки [8].

Таблица 2. Изотопный состав Nd, Sr в щелочных базальтах о. Жохова

№ пробы	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$ abs	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ $\pm 2\sigma$ %	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ $\pm 2\sigma$ %	$\pm 2\sigma$ abs
	ppm					ppm				
VB-26	7.629	36.60	0.12613 ± 0.3	0.512980	0.000003	22.23	1078	0.05963 ± 0.53	0.703264 ± 0.002	0.000014
Opх	0.339	1.401	0.14631 ± 0.3	0.512950	0.000008	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.
O1	0.118	0.538	0.12455 ± 0.3	0.512916	0.000007	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.
VB-28	5.732	26.59	0.13031 ± 0.3	0.512988	0.000005	29.50	774.1	0.11021 ± 0.42	0.703537 ± 0.001	0.000007
O1	0.0641	0.333	0.11664 ± 0.3	0.512131	0.000015	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.
Ж-1	6.215	29.30	0.12822 ± 0.3	0.513005	0.000003	21.80	850.3	0.07416 ± 0.41	0.703193 ± 0.001	0.000009
Ж-2	7.458	34.71	0.12990 ± 0.3	0.512989	0.000005	30.20	1011	0.08638 ± 0.45	0.703182 ± 0.001	0.000008
Ж-3	6.378	29.87	0.12908 ± 0.3	0.512993	0.000004	29.20	851.0	0.09924 ± 0.51	0.703194 ± 0.002	0.000014
Ж-4	6.326	29.80	0.12829 ± 0.3	0.513003	0.000005	24.04	884.3	0.07864 ± 0.44	0.703130 ± 0.002	0.000014

Примечание. Определения изотопов проводили в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург) на термоионизационном 9-коллекторном масс-спектрометре Triton ("Thermo Finigan", Германия); номера проб соответствуют таковым в табл. 1.

Таблица 3. Изотопный состав свинцов и осмия в щелочных базальтах о. Жохова

№ пробы	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Re	Os	$^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$	$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$	$\pm 2\sigma$ abs
	$\pm 2\sigma$ abs			ppb		$\pm 2\sigma$ %		
VB-26	н. о.	н. о.	н. о.	0.344	0.1833	7.28 ± 0.961	0.12897 ± 0.38	0.00049
VB-28	н. о.	н. о.	н. о.	0.486	0.2933	7.94 ± 1.099	0.13348 ± 0.34	0.00045
Ж-1	17.9765 ± 0.0015	15.5211 ± 0.0014	37.7559 ± 0.0035	0.501	0.2815	8.56 ± 2.596	0.15505 ± 0.56	0.00086
Ж-2	18.0560 ± 0.0008	15.5112 ± 0.0008	37.8020 ± 0.0022	0.317	0.1576	9.67 ± 3.150	0.15423 ± 0.79	0.00121
Ж-3	18.0081 ± 0.0010	15.5286 ± 0.0011	37.7857 ± 0.0035	0.515	0.3590	6.90 ± 2.145	0.15278 ± 0.60	0.00091
Ж-4	18.0318 ± 0.0011	15.5107 ± 0.0010	37.7620 ± 0.0028	0.171	0.2385	3.45 ± 2.537	0.13601 ± 0.34	0.00046

земельных элементов, свойственными щелочным базальтам океанических островов и внутриплитных вулканитов. Наибольшее сходство они имеют с щелочными базальтами Восточной Чукотки и Приохотья. Характерна и основная тенденция: повышенная концентрация Ti, Ta, легких РЗЭ и низкие содержания Rb, Hf. График распределения микро-, редкоземельных элементов (рис. 2) имеет прямолинейный характер.

Данные по распределению микро-, редкоземельных элементов в ксенолитах шпинелевых лерцолитов, извлеченных из базальтов о. Жохова (два образца), сопоставимы с таковыми из различных вулканов внутриплитных ареалов Дальнего Востока – Медвежинского, Ванцинского и других щелочных вулканов Усури-Амурского рифта и рифта Таньлу (рис. 3). Однако есть отличия, особенно по Rb, Th, K. Это связано с количе-

ственными соотношениями оливина и шпинели во включениях. На примере двух Ванцинских включений (рис. 3) видно, что при высоком содержании шпинели (Van-9) возрастает общий уровень концентраций микро-, редкоземельных элементов.

Изотопный состав щелочных базальтов о. Жохова представлен в табл. 2, 3. Характеристика Sm–Nd-, Rb–Sr-изотопных систем для базальтов и ксенолитов шпинелевых лерцолитов подробно рассмотрена в [3, 4]. Следует подчеркнуть, по данным этих авторов, источник щелочных базальтов расположен в зоне деплетированной мантии, а лерцолиты мантийных ксенолитов захвачены расплавом из зоны практически недифференцированной мантии.

Анализ наших данных подтверждает эти выводы. Изотопный состав базальтов: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$

0.512976–0.513005, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.703130–0.703264, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 17.9255–18.0583, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 15.4981–15.5286, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 37.6593–37.8020, $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 0.12897–0.17538, тогда как для лерцолитов: 0.512964–0.512979, 0.703247–0.703312, 18.1593–18.1732, 15.5539–15.5610, 37.9925–37.9985, 0.12565–0.12800 соответственно.

По данным изотопного состава, щелочные базальты о. Жохова – кайнозойские. Так, тренд в Sm–Nd-изотопных координатах, построенный по 4 анализам (2 валовые пробы + оливин + ортопироксен, СКВО 9.7), соответствует возрасту 10 млн лет с высокой погрешностью, определяемой малым фракционированием Sm/Nd в этих пробах, при начальном изотопном составе Nd, соответствующем +6.4 (в единицах ϵ). Рассчитанный линейный тренд по минеральным фракциям и валовой пробе обр. VB-26 соответствует возрасту 41 млн лет при (ϵ + 6.4), но высокая погрешность определения этого тренда свидетельствует об отсутствии полной гомогенизации изотопного состава на минеральном уровне. Линейные зависимости в Sm–Nd- и Rb–Sr-изотопных координатах по валовым пробам щелочных базальтов определяют вариации возраста при начальном изотопном составе Nd до ϵ + 9.4 и начального отношения изотопов стронция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.70294.

Оценка возраста базальтов о. Жохова на основании K–Ar-изотопного анализа по основной массе соответствует 3 млн лет (неопубликованные данные) – от 0.6 до 6 млн лет [4].

Как отмечено выше, протолит, из которого выплавлялся лерцолит, не имел высокой степени плавления. Ксенолит имеет низкое содержание Mg (38–37%), высокое содержание компонентов базальтового расплава (Ca 3.0–2.6, Al 4.0–3.6), что говорит о близости к составу примитивной континентальной мантии.

Анализ данных изотопного состава Pb базальтов о. Жохова показал, что они имеют менее радиогенные характеристики: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ до 18.06, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ до 15.53, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ до 37.80 по сравнению с современными базальтами срединно-океанических хребтов и океанических островов, связанных с действием горячих точек. Вместе с тем вариации изотопного состава Pb изученных образцов по величине сопоставимы с изотопными отношениями Pb, характерными для щелочных вулканитов континентальных рифтов, а также с изотопным составом щелочных базальтов кратонных областей востока Азии [9, 12]. Изотопный состав Pb в данном случае интерпретируется как результат смешения вещества при геохимической дифференциации, которая проходит в обедненной U, Th мантии либо определяется гетерогенностью U/Pb в верхней мантии и соответствует изотопным отношениям Pb гетерогенной мантии в процессе плавления базальтов.

Анализ изотопного состава Re, Os и вариаций $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ (табл. 2) щелочных базальтов о. Жохова показывает типичное для вулканитов обеднение Os (менее 0.5 ppb) и относительное обогащение Re (0.17–0.85 ppb), что приводит к повышенным величинам Re/Os ($^{187}\text{Re}/^{186}\text{Os}$ до 24.94) и вариации отношения изотопного состава в пределах 0.1289–0.1754. Это соответствует составам современных мантийных расплавов (базальтов СОХ, океанических островов и дуг). В то же время некоторое повышение величины $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ (до 0.1754) при низких концентрациях Os можно объяснить влиянием коровой контаминации магмы, так как коровые породы значительно обогащены радиогенным изотопом Os ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} \gg 1.0$) по сравнению с мантийными составами. Из этого следует, что расплавы щелочных базальтов о. Жохова при их генерации отчасти могли быть контаминированы высокорadiогенным Os осадочных пород.

Суммируя данные, не только изложенные выше, но и результаты изучения базальтов, ультраосновных нодулей о. Жохова и о-вов Де-Лонга [3, 10], следует отметить следующее. Валовый состав, характер распределения микро-, редкоземельных элементов, изотопный состав Nd, Sr, Pb базальтов о. Жохова, несмотря на присутствие ксеногенного материала (оливин, пироксен, шпинель) мантийных ксенолитов, а также метаосадочных коровых пород [6], варьируют в незначительных пределах, что может свидетельствовать об изотопной и геохимической гомогенности мантийного источника и отсутствии значимых влияний процессов контаминации вмещающими коровыми породами. Такая однородность состава может быть следствием специфической природы источника расплавов в мантии, который был сформирован относительно быстро и не испытал длительной эволюции в мантии. Таким образом, по многим геохимическим параметрам изученные базальты и ксенолиты шпинелевых лерцолитов о. Жохова близки к внутриплитным континентальным вулканитам рифтогенной стадии, что подтверждает континентальный характер эволюции тектонических процессов в этой части Северного Ледовитого океана в кайнозое.

Результаты получены в рамках выполнения работ по ГК АМ-02-34/57 с Роснедра и при финансовой поддержке Президиума ДВО РАН по проекту П-12-1-08.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Грамберг И.С. // Геотектоника. 2001. № 6. С. 3–19.
2. Поселов В.А., Павленкин А.Д., Погребницкий Ю.Е. и др. В сб.: Геологическое строение и геоморфология Северного Ледовитого океана в связи с проблемой внешней границы континентального шельфа

- РФ в Арктическом бассейне. СПб.: ВНИИ Океанология, 2000. С. 77–85.
3. Богдановский О.Г., Минеев С.Д., Асонов С.С. и др. // Геохимия. 1992. № 1. С. 47–55.
 4. Богдановский О.Г., Силантьев С.А., Карпенко С.Ф. и др. // ДАН. 1993. Т. 330. № 6. С. 750–753.
 5. Савостин Л.А., Силантьев С.А., Богдановский О.Г. // ДАН. 1988. Т. 302. № 6. С. 1443–1447.
 6. Кораго Е.А., Столбов Н.М., Проскурнин В.Ф. В сб.: Осадочные бассейны и геологические предпосылки прогноза новых объектов, перспективных на нефть и газ. Материалы XLIV Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2012. С. 180–186.
 7. Имаев В.С., Имаев Л.П., Козьмин Б.М. // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17. № 2. С. 3–17.
 8. Akinin V.V., Sobolev A.V., Ntaflou Th. *Richterw* // *Contribs Mineral. and Petrol.* 2005. V. 150. № 1. P. 85–101.
 9. Сахно В.Г. Новейший и современный вулканизм Дальнего Востока. Позднеплейстоцен-голоценовый этап. Владивосток: Дальнаука, 2008. 123 с.
 10. Сурнин А.А., Округин А.В., Зайцев А.И. // Отеч. геология. 1998. № 6. С. 44–48.
 11. Wood D.A. // *J. Geol.* 1979. № 3. P. 449–503.
 12. Изменение окружающей среды и климата. Т. II. Новейший вулканизм Северной Евразии / Под ред. В.И. Коваленко, В.В. Ярмолюка, О.А. Богатикова. М.: ИГЕМ, 2008. 375 с.