

## ВУЛКАНИЗМ КАК ИНДИКАТОР ГЛУБИННОГО МЕХАНИЗМА ФОРМИРОВАНИЯ ЯПОНСКОГО И ОХОТСКОГО МОРЕЙ

*Т.А. Емельянова, Е.П. Леликов*

ФГБУН Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, ул. Балтийская 43,  
г. Владивосток, 690041; e-mail: [emelyanova@poi.dvo.ru](mailto:emelyanova@poi.dvo.ru)

Поступила в редакцию 26 марта 2012 г.

В статье приведены результаты геохимических исследований позднеолигоцен-плейстоценовых вулканических пород, сопровождавших формирование глубоководных котловин Японского и Охотского морей. Эти породы имеют изначально мантийную природу, являясь производными единого источника – шпинелевых перидотитов. Они сформировались в результате частичного плавления вторичных плюмов, расположенных на головной части основного мантийного плюма. Этот плюм наиболее близко поднялся к поверхности в районе Японской (Центральной) котловины, где были установлены окраинноморские базальтоиды с химическими свойствами источников HIMU (OIB). На более ранней стадии рифтогенеза в позднем олигоцене–раннем миоцене и на завершающей стадии в плиоцене–плейстоцене в районе Курильской котловины и хр. Витязя в магмогенерации принимала участие континентальная литосфера (верхняя мантия и кора).

**Ключевые слова:** окраинные моря, глубоководные котловины, вулканизм, геохимия, мантийные источники, мантийные плюмы, тихоокеанская плита, Японское, Охотское моря.

### ВВЕДЕНИЕ

Изучение вулканизма является приоритетным в вопросе, связанном с происхождением окраинных морей зоны перехода континент–океан, поскольку он служит индикатором глубинных процессов, лежащих в основе всех преобразований на поверхности Земли. Несмотря на значительный объем проведенных исследований по вулканизму Японского и Охотского морей и многочисленные публикации на эту тему отечественных и зарубежных исследователей, а также авторов данной статьи, вопрос о происхождении окраинных морей по-прежнему остается дискуссионным. В последние годы актуальными стали исследования геохимического состава вулканических пород, в том числе содержания крупноионных литофильных (LILE) и консервативных в присутствии водного флюида высокозарядных (HFSE) и редкоземельных (REE) элементов, а также соотношений изотопов Nd, Sr, Pb и Hf. В настоящей статье на основе новых данных по геохимии вулканических пород Японского и Охотского морей сделана попытка выявления мантийных источников, степени частичного плавления (СЧП) мантийного и корового вещества в

процессе магмогенерации на разных этапах тектономагматической активизации, а также причин (механизмов), вызвавших формирование глубоководных котловин данных морей.

При написании статьи были использованы данные по обработке и исследованию образцов вулканических пород, полученных авторами при драгировании различных структур морского дна Японского и Охотского морей и подводного хр. Витязя в морских экспедициях ТОИ ДВО РАН (1996–2010 гг.). Изучение химического состава этих пород производилось с помощью современных аналитических методов (см. примечание к табл. 1, 2). При этом авторами был использован большой объем материала, накопленный и обобщенный предшественниками, участвовавшими в многочисленных научно-исследовательских экспедициях в 70–80 гг. прошлого века [1, 2, 5, 19 и др.].

### РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Японское и Охотское окраинные моря граничат друг с другом, но, при этом, вулканические комплексы каждого из этих морей характеризуются существенными геохимическими различиями. Эти разли-

чия связаны с разной геохимической спецификой фундамента, на котором формируются котловины, и разной интенсивностью и характером тектонических процессов, обуславливающих смену различных геодинамических обстановок в период эволюции этих морей. Для обеих структур характерны две фазы вулканизма – позднемезозойско-раннекайнозойский и позднекайнозойский. Вулканы первой фазы относятся к образованиям Восточно-Сихотэ-Алинского и Охотско-Чукотского вулканических поясов. Первые развиты, главным образом, на возвышенности Ямато в Японском море. Вторые широко распространены на всех крупных возвышенностях Охотского моря. Позднекайнозойская фаза вулканизма непосредственно связана с формированием морских впадин и характерна для всей области Японского моря и южной части Охотского региона, в которую входят Курильская котловина, одноименная дуга и подводный хр. Витязя (рис. 1).

Позднекайнозойские вулканы подразделяются на следующие комплексы: 1 – позднеолигоцен-раннемиоценовый (известково-щелочных андезитои-

дов и кислых вулканокластитов), 2 – миоцен-плиоценовый (окраинноморских базальтоидов) и 3 – плиоцен-плейстоценовый (щелочных базальтоидов Цусимской котловины и известково-щелочных андезитов Курильской котловины и хр. Витязя). Однако, учитывая разные глубинные механизмы, провоцировавшие тектономагматическую активизацию в позднем кайнозое в пределах рассматриваемых морей, эти комплексы можно объединить в два крупных этапа – позднеолигоцен-миоценовый и плиоцен-плейстоценовый.

Геохимический анализ показал (табл. 1), что по соотношениям La/Sm и Sm/Yb позднекайнозойские вулканы относятся к производным шпинелевых перидотитов (рис. 2). Большинство пород характеризуются близкими значениями La/Sm (3.33–4.57) и Sm/Yb (1.53–2.10) и низкой степенью частичного плавления (СЧП) – 0.1–3, обусловившей в целом высокие концентрации несовместимых элементов.

Но по многим другим химическим свойствам вулканические комплексы отличаются друг от друга. Особенно это касается миоцен-плиоценовых окра-

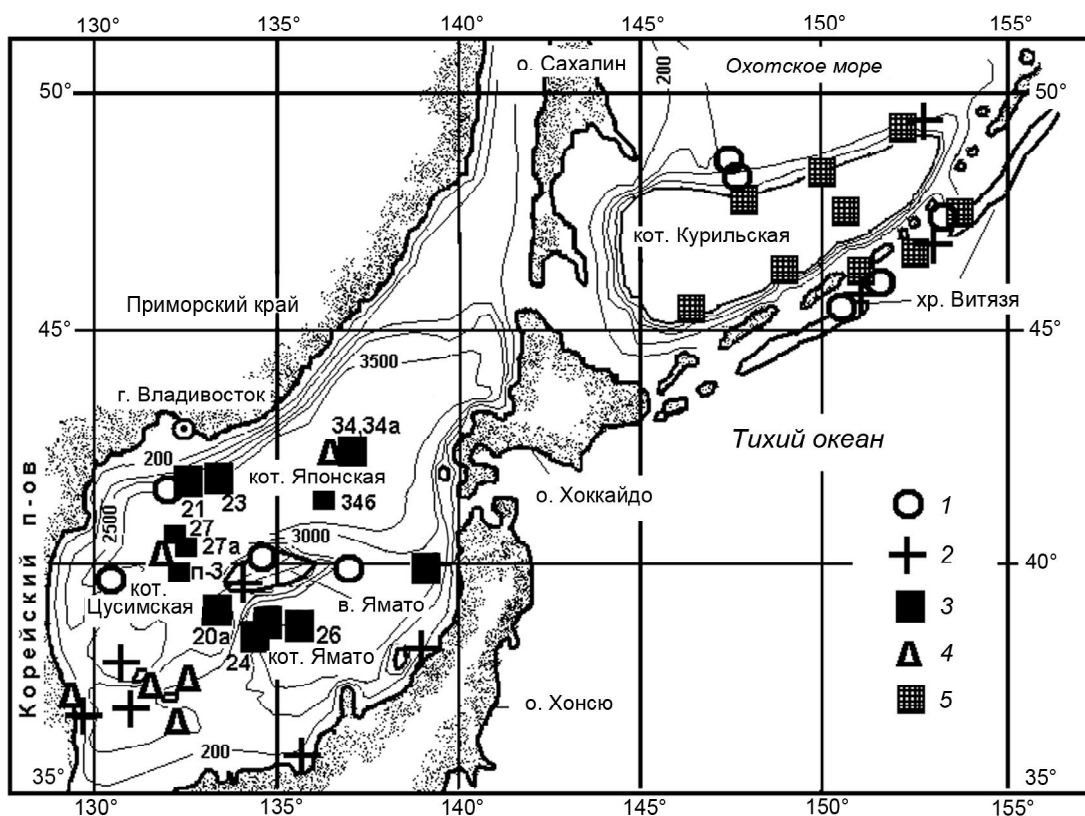


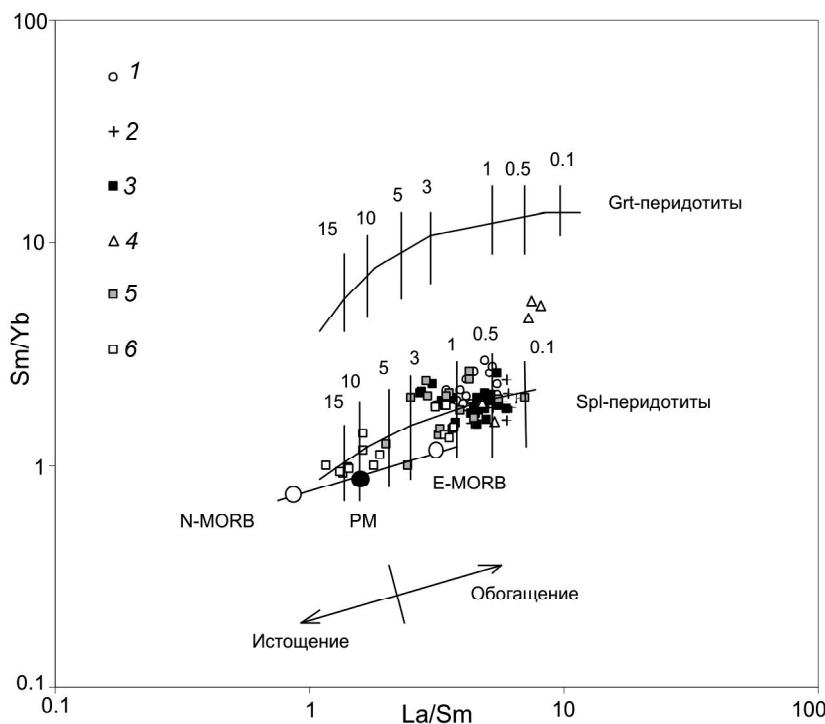
Рис. 1. Морфологическая схема Японского и южной части Охотского морей с местами отбора образцов вулканитов.

Точки отбора проб: 1 – позднеолигоцен-раннемиоценовых известково-щелочных андезитов, 2 – кислых вулканокластитов, 3 – миоцен-плиоценовых окраинноморских базальтоидов, 4 – плиоцен-голоценовых щелочных базальтоидов Цусимской котловины; 5 – плиоцен-плейстоценовых вулканитов Курильской котловины и подводного хр. Витязя.

Таблица 1. Представительные редкоземельные составы (г/г) позднеолигоцен-плиоценовых вулканитов Японского и Охотского морей и хр. Витязя.

Образцы/ элементы	1796-2	1472-3	443-2	1869-4	1605	1147	1149-3в	1225	1212	39-2	18-1	18-2	39-1	41-23	41-24-5	41-24
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Rb	14.22	24.88	43.92	186.19	300.23	16.40	20.04	35.08	59.72	43	47	50	26	8.18	29.83	25.49
Sr	427.56	637.32	404.57	18.68	39.35	254.73	231.57	231.14	761.61	520	549	561	430	169.56	309.29	381.09
Ba	394.74	596.45	583.51	210.53	282.93	232.04	238.40	166.47	773.72	343	371	396	426	92.85	320.15	257.49
Zr	76.21	113.03	240.73	226.40	190.66	100.42	96.45	93.80	271.34	75	86	90	160	47.15	52.67	95.94
Ti	5724.63	4365.92	6284.57	1496.61	1930.19	9321.0	9809.82	8216.9	16264.00	-	-	-	-	3788.19	2879.25	3389.28
Nb	5.15	4.12	9.14	26.40	19.12	20.05	24.50	26.75	74.45	2.5	2.7	2.9	5.3	0.50	1.44	2.20
Y	14.04	18.06	31.69	44.57	21.34	21.38	30.28	13.47	19.98	22.7	20.4	20.8	17	17.83	15.05	18.31
Hf	1.84	2.80	6.10	6.61	5.36	2.45	2.23	2.09	5.30	-	-	-	-	1.50	1.72	2.65
Ta	0.32	0.29	0.67	1.54	0.97	1.25	1.54	1.68	4.89	-	-	-	-	0.12	0.12	0.15
Co	18.10	28.66	11.12	1.39	5.79	20.02	23.74	35.81	26.07	24	15	17	12	23.25	12.66	12.26
Cr	61.52	12.94	5.42	5.08	12.75	100.17	93.44	81.26	76.01	78	32	20	18	9.91	9.97	10.28
Ni	10.39	14.13	7.36	5.56	10.32	71.09	25.30	67.68	42.11	38	17	19	12	14.90	9.85	13.83
V	155.42	126.89	121.98	3.01	30.95	165.16	216.74	81.25	135.12	324	212	220	139	239.28	130.63	116.04
Pb	139.75	12.19	12.61	-	-	4.16	10.83	7.29	-	-	-	-	-	3.56	4.72	4.64
La	10.77	22.41	27.91	59.30	33.66	14.52	19.11	12.56	52.34	12.2	14.1	14.5	19.1	3.13	9.11	12.95
Ce	24.59	54.80	91.75	121.14	83.46	29.56	33.43	32.64	109.35	27.5	31.2	31.9	40.7	8.84	20.72	29.37
Pr	2.78	5.42	7.65	13.28	8.16	3.66	4.13	3.12	11.24	-	-	-	-	1.28	2.52	3.59
Nd	12.63	22.95	32.99	48.98	30.34	16.65	18.26	12.78	43.41	17.8	18.2	18.7	19.5	6.96	11.19	15.81
Sm	2.81	4.36	6.74	9.13	5.58	3.99	4.25	2.72	7.17	4.27	4.08	4.1	4.3	2.18	2.66	3.49
Eu	1.03	1.25	1.77	0.47	0.39	1.31	1.40	0.88	2.21	1.48	1.38	1.37	1.19	0.71	0.83	1.05
Gd	3.38	4.91	9.00	9.95	6.31	5.02	5.94	3.54	8.11	-	-	-	-	3.28	3.65	4.81
Tb	0.46	0.59	1.02	1.40	0.82	0.70	0.84	0.49	0.90	0.68	0.59	0.62	0.72	0.52	0.46	0.59
Dy	2.77	3.37	6.15	8.36	4.78	4.13	5.16	2.95	4.42	-	-	-	-	3.57	2.91	3.59
Ho	0.55	0.65	1.22	1.67	0.91	0.82	1.04	0.58	0.76	-	-	-	-	0.76	0.61	0.74
Er	1.54	1.83	3.48	4.83	2.74	2.28	2.92	1.68	2.07	-	-	-	-	2.24	1.85	2.26
Tm	0.22	0.25	0.50	0.69	0.37	0.30	0.39	0.23	0.24	-	-	-	-	0.33	0.28	0.33
Yb	1.50	1.67	3.34	4.51	2.65	2.00	2.47	1.54	1.56	2.18	1.99	2.05	2.62	2.27	1.95	2.36
Lu	0.22	0.26	0.51	0.65	0.34	0.29	0.36	0.22	0.21	-	-	-	-	0.35	0.30	0.37

*Примечание.* Химические анализы выполнены по материалам автора в ИТиГ ДВО РАН в 2008 гг. методом ICP-MS Elan DRC II PerkinElmer (США) и методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (аналитики Авдеев Д.В., Зазулина В.Е.). Вулканические породы Японского моря: позднеолигоцен-раннемиоценовые андезиты (1–3) и вулканокластиты (4, 5); миоцен-плиоценовые окраинноморские (6–8) и плиоцен-голоценовые щелочные (9) базальтоиды; плиоцен-плейстоценовые вулканиты Курильской котловины (10–13) и хребта Витязя (14–16).

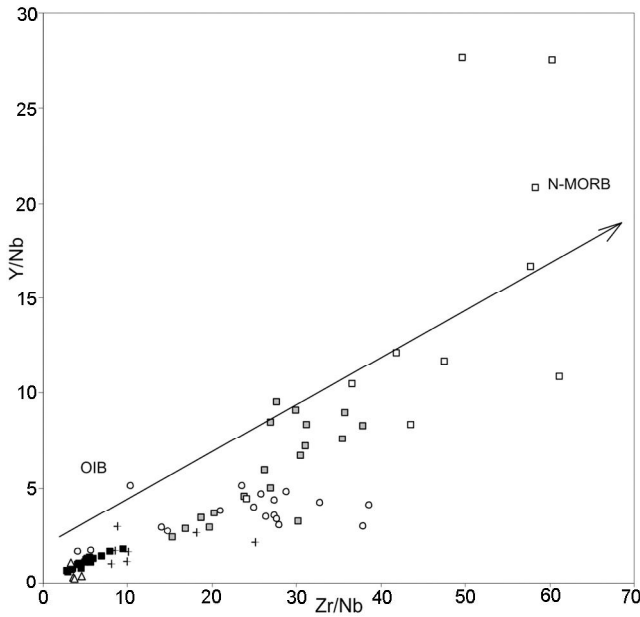


**Рис. 2.** Диаграмма La/Sm-Sm/Yb [23] для позднеолигоцен-раннемиоценовых андезитоидов (1) и вулканокластитов (2), миоцен-плиоценовых окраинноморских (3) и плиоцен-голоценовых щелочных (4) базальтоидов Японского моря; плиоцен-плейстоценовых вулканитов Курильской котловины (5) и хр. Витязя (6).

инноморских базальтоидов Японского моря. Эти породы подробно описаны в публикациях предшественников и более ранних работах самих авторов [2, 9, 11]. Они представлены оливин-плагиоклазовыми и плагиоклазовыми базальтами (90 %), часто с хромшпинелидами. Изредка встречаются более кислые дифференциаты, с которыми они образуют ряд: оливиновые базальты–трахибазальты–трахиандезиты–трахиты–комендиты–пантеллелиты [2]. Окраинноморские базальтоиды характеризуются повышенными концентрациями как совместимых элементов группы Fe (Ni, Co, Cr, V и особенно Ti – TiO<sub>2</sub> достигает 2–3 %), так и большой группы несовместимых элементов (LILE, HFSE и LREE), обусловленных весьма низкой СЧП – 0.05–0.1. В сумме щелочей Na<sub>2</sub>O всегда преобладает над K<sub>2</sub>O, что отличает вулканиты океанических структур от континентальных и, в частности, окраинноморские базальтоиды от цусимских щелочных базальтоидов. Последние относятся к образованиям континентальных рифтов и характеризуются доминированием K<sub>2</sub>O над Na<sub>2</sub>O. К характерным свойствам окраинноморских базальтоидов также относятся весьма низкие значения отношений Zr/Nb (4.24–9.47) и Y/Nb (0.54–1.74) – на диаграмме Zr/Nb-Y/Nb они располагаются в области ис-

точника OIB (рис. 3). Этим породам также свойственны низкие показатели отношения La/Nb, лежащие в промежутке от 0.6 до 0.9, что характерно для плюмовых вулканических образований, по [26]. На диаграмме La/Nb-Ce/Y они образуют ореол вдоль линии плавления мантии, не демонстрируя смешения с корой (рис. 4). На нормализованных к хондриту многокомпонентных диаграммах для них характерен Ta-Nb максимум, аналогичный таковому для щелочно-базальтоидных вулканитов океанических островов – OIB [9]. На глубинную плюмовую природу окраинноморских базальтоидов указывают геохимические признаки наличия граната в источнике, что хорошо видно на диаграмме La/Sm-Lu/Hf – фигуративные точки некоторых образцов располагаются вблизи тренда гранатовых перидотитов (рис. 5).

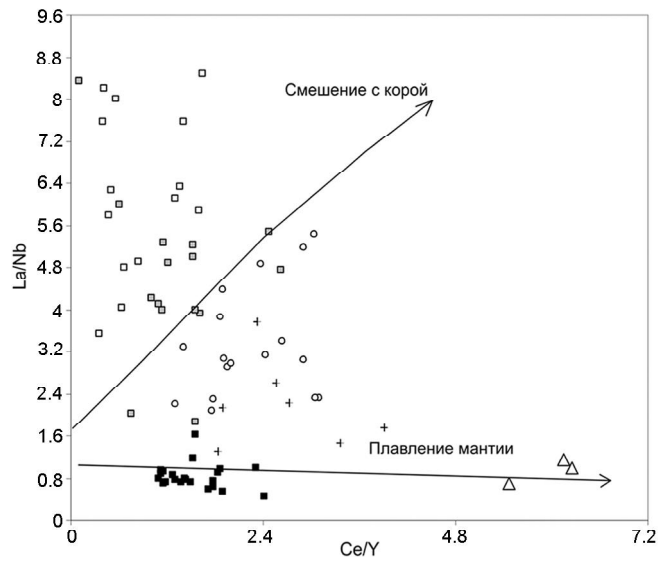
Более ранние позднеолигоцен-раннемиоценовые андезитоиды и вулканокластиты Японского моря и более поздние плиоцен-плейстоценовые вулканиты Курильской котловины и хр. Витязя по многим химическим параметрам отличаются от вышеописанных окраинноморских базальтоидов, что, вероятно связано с различиями в происхождении тех и других пород. Позднеолигоцен-раннемиоценовые и плиоцен-плейстоценовые вулканиты характеризуются пони-



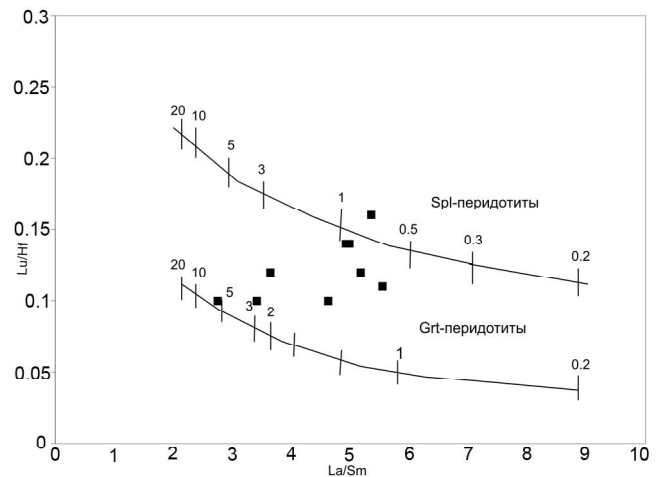
**Рис. 3.** Диаграмма Zr/Nb-Y/Nb [7].  
Условные обозначения см. на рис. 2.

женными содержаниями элементов группы Fe – Co, Ni, Cr, V и особенно Ti (TiO<sub>2</sub> составляет менее 1 %), а также пониженными содержаниями некоторых HFSE – Ta-Nb минимум на многокомпонентных диаграммах редкометалльных элементов, нормализованных к хондриту [9]. Все эти породы являются производными литосферного источника, характеризующаясь повышенными соотношениями La/Nb = 2–4 (рис. 6) и разной степенью участия коры в магмогенерации (рис. 4).

Отличия позднекайнозойских вулканических комплексов Японского и Охотского морей друг от друга и особенно от окраинноморских базальтоидов устанавливаются и по особенностям изотопной геохимии. Для окраинноморских базальтоидов свойственны повышенные значения <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd (0.5128–0.5130) и пониженные – <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr (0.7032–0.7035) (табл. 2; рис. 7). На диаграмме соотношения изотопов Sr и Nd их точки группируются в области источников PREMA и NIMU (OIB). Точки плиоцен-плейстоценовых щелочных базальтоидов Цусимской котловины тяготеют к линии смешения NIMU и EMI источника, характеризующаясь более низкими значениями <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd (0.5125–0.5126) и более высокими – <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr (0.7046–0.7047). Одновозрастные с цусимскими породами вулканиды Курильской котловины образуют ряд вдоль мантийной последовательности между источниками DM, NIMU и EMI. Базальты отличаются повышенными <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd (0.5126–0.5130) и пониженными <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr (0.7028–0.7033) отношения-



**Рис. 4.** Диаграмма La/Nb-Ce/Y [7].  
Условные обозначения см. на рис. 2.



**Рис. 5.** Диаграмма La/Sm-Lu/Hf [27] для миоцен-плиоценовых окраинноморских базальтоидов.

ми; андезиты – пониженными <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd (0.5118–0.5126) и повышенными <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr (0.7044–0.7065). По изотопным соотношениям Sr и Nd плиоцен-плейстоценовые вулканиды хр. Витязя так же, как и вулканические породы Курильской котловины, формируют ряд вдоль мантийной последовательности от деплетированного мантийного резервуара DM до обогащенного EMI, типичного для верхней коры или океанического осадка [18]. Но в целом они отличаются от курильских более высокими значениями <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr (0.703309–0.706447). Это объясняется либо большей контаминацией магматических расплавов вулканидов хр. Витязя континентальной корой, либо, что бо-

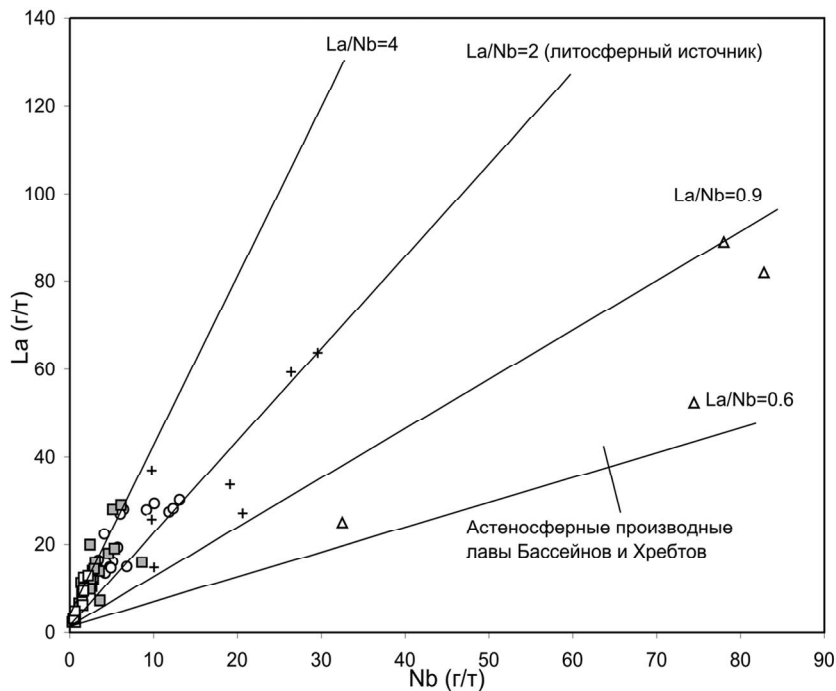


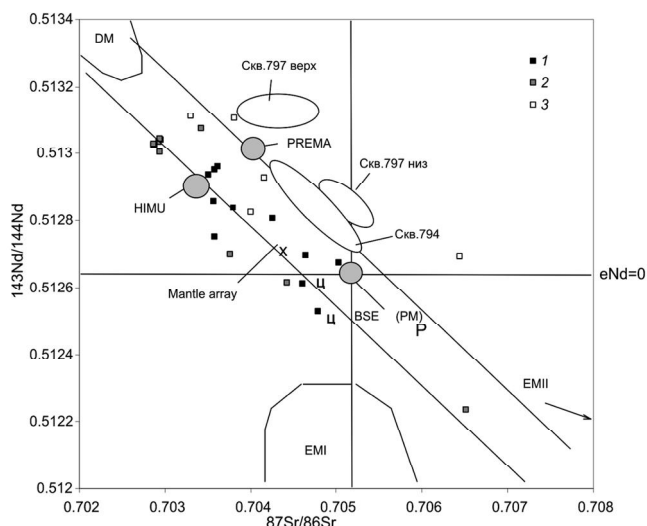
Рис. 6. Диаграмма La-Nb [8].

Условные обозначения см. на рис. 2.

Таблица 2. Значения соотношений изотопов Sr и Nd в вулканитах Японского и Охотского морей и хр. Витязя.

№№	№№ обр.	Порода	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$
1	1612-5	Трахиандезиты	0.703793±13	0.512836±12
2	2519-1	Базальты	0.704261	0.512807
3	2070-А	-	0.703513±15	0.512935±13
4	77131-Б	-	0.703225±13	0.513037±8
5	7714-А	-	0.703583±14	0.512952±12
6	931-1-г	-	0.703577±15	0.512751±8
7	1149-3	-	0.704647	0.512695
8	1679	-	0.705027	0.512674
9	1344-5	-	0.703612	0.512961
10	1226-а	-	0.703573	0.512855
11	936	-	0.704783	0.512528
12	1212	-	0.704608±14	0.512611±8
13	126-1-5	Трахиандезиты	0.703303	0.512603
14	19-10	Андезибазальты	0.703158	0.512973
15	27-18-1	-	0.702874±7	0.513036±4
16	27-18-2	-	0.702870±7	0.513040±7
17	Ge99-39/1	Андезиты	0.706519±8	0.511877±9
18	28-48-1-1с	-	0.704424±7	0.512619±6
19	37-14-4	Андезибазальты	0.703999	0.512824
20	37-17-6	Дациты	0.706447	0.512692
21	37-24-2	Андезиты	0.704163	0.512927
22	37-17-2	Базальты	0.703808	0.513106
23	37-25-1а	Базальты	0.703309	0.513112

Примечание. Анализы выполнены: 1–6 – в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН; 7–13, 18–23 – в лаборатории ГЕОХИ РАН, 14–17 – [29]. Места отбора проб: 1–12 – Японское море: 1–9 миоцен-плиоценовый комплекс, 10–12 – плиоцен-голоценовый комплекс; 13–18 – Охотское море, Курильская котловина, плиоцен-плейстоценовый комплекс; 19–23 – хр. Витязя: 19–21 – позднелигоцен-раннемиоценовый комплекс, 22–23 – плиоцен-плейстоценовый комплекс.



**Рис. 7.** Изотопные отношения Nd и Sr в миоцен-плейстоценовых вулканитах глубоководных котловин Японского (1) (Ц – Цусимская котловина), Охотского (2) (Курильская котловина) морей и в палеоцен-плейстоценовых вулканитах хр. Витязя (3).

лее вероятно, морской водой. Причем, от молодых плиоцен-плейстоценовых вулканитов хр. Витязя к более древним палеоценовым повышается начальное изотопное отношение Sr (от 0.703309 до 0.706447) и соответственно понижается начальное изотопное отношение Nd (от 0.512692 до 0.513112). Это обстоятельство также служит доказательством тому, что хр. Витязя сформировался на континентальном фундаменте, модельный возраст которого недавно был установлен – более 700 млн лет, что соответствует докембрию [17].

### ОБСУЖДЕНИЕ

Японское море и южная часть Охотского региона, по-видимому, развивались как единое целое под воздействием механизмов, спровоцировавших два мощных этапа тектономагматической активизации – позднеолигоцен-миоценового и плиоцен-плейстоценового. В более ранних публикациях авторы высказывали свою точку зрения о том, что Курильская котловина является северо-восточным продолжением Японской (Центральной) котловины [9–11]. Совместно они образуют единую Японо-Курильскую впадину. При этом максимум тектонических процессов приходится на Японскую котловину, в которой установлена кора океанического типа [12].

Эволюция описываемого региона (рис. 1) началась с растяжения окраины континента в позднеолигоцен-раннемиоценовое время в районе Японской котловины и юго-восточной части Курильской котло-

вины. Начало рифтогенеза в этот период ознаменовалось вспышкой известково-щелочного вулканизма, продукты которого установлены на возвышенностях, окружающих Японскую котловину, и на хр. Сакура в Курильской котловине [9–11, 20]. Одновременно с ними, в зоне сжатия по обрамлению Японо-Курильской впадины, формируются кислые вулканокластические породы (спекшиезы туфы, игнимбриты). Это комплекс “зеленых туфов”, широко развитый в зоне перехода. В целом он представляет собой мощные пирокластические потоки, которые характерны для областей, где происходит образование континентальных рифтов. В частности, такие же породы широко развиты в районе Красного моря [3].

Существует множество точек зрения на формирование окраинных морей. Но в последние годы наибольшую популярность приобретает гипотеза мантийных плюмов (плюмтектоника), согласно которой плюмы (и/или суперплюмы), формируясь на разных уровнях, а главным образом, на границе ядро-мантия – в слое D”, где температура составляет 5000 °С, затем продвигаются вверх со скоростью 1 см в год [3, 25]. Достигая нижней границы коры, головная часть основного плюма “растекается” и на ней образуются вторичные плюмы (протуберанцы), которые начинают плавиться под воздействием адиабатической декомпрессии [3]. Расплавленная жидкость выдавливается вверх в магматические очаги – таких очагов может насчитываться несколько на пути подъема расплава к поверхности.

В пользу подъема мантийного плюма в область Японского и Охотского морей свидетельствуют как геофизические данные, так и описанные ранее геохимические особенности вулканических пород. К геофизическим доказательствам относятся: повышенный тепловой поток в обоих морях и расположение поверхности Мохо. Согласно сейсмическим и гравиметрическим данным, полученным геофизиками в разные годы, в самых глубоких частях Японской и Курильской котловин отсутствует гранитный слой, а мощность коры (без осадочного слоя) составляет 6–8 км, что соответствует мощности коры северо-западной части Тихого океана [4, 12–16 и др.]. Геохимическим подтверждением плюмовой модели, по нашим данным, является наличие в Японском море окраинноморских базальтоидов с характеристиками OIB.

В позднем олигоцене–раннем миоцене подъем мантийного плюма спровоцировал рифтогенез и формирование Японской и Курильской котловин. Судя по изотопному составу Nd и Sr вулканических пород, в пределах Японского моря в это время формируются магматические расплавы – производные источников PM и PREMA (рис. 7). Продукты этих

расплавов – вулканиты с возрастом 14–23 млн лет установлены в скважинах 794 и 797 в котловине Ямато [21, 28]. Среди этих пород обнаружены самые деплетированные разновидности, по своим химическим свойствам близкие толеитам N-MORB (DM источника), позволившие установить время максимального окраинноморского рифтогенеза в Японском море, который приходится на конец раннего–начало среднего миоцена [21]. Позднее, в основном в промежутке времени от 7 до 13 млн лет назад, формируются максимально обогащенные расплавы, производными которых стали окраинноморские базальтоиды, аналогичные OIB.

Общая картина принадлежности каждого из позднекайнозойских комплексов Японского и Охотского морей к той или иной геодинамической обстановке и определенному типу мантийных источников отражена на диаграмме Zr/Y-Nb/Y (рис. 8). Большинство вулканитов описываемого региона относятся к “неплюмовым” образованиям, а типично “плюмовыми” являются миоцен-плиоценовые окраинноморские базальтоиды. Это означает то, что на ранней стадии формирования котловин (поздний олигоцен–ран-

ний миоцен) магматические расплавы, скорее всего, формировались в пределах континентальной литосферы. Плавление происходило под воздействием тепла и флюидов, исходящих от поднимающегося мантийного плюма. Максимальный подъем его головной части к поверхности приходится в районе Японской (Центральной) котловины на конец раннего миоцена–начало среднего миоцена, и с этого времени вплоть до плиоцена здесь формируется кора океанического типа с образованием вулканических пород с химическими свойствами, близкими к N-MORB и OIB. Но, надо полагать, что большая часть плюма так и не достигла подошвы коры почти под всей областью Охотского региона вплоть до плейстоцена. Это подтверждается повсеместным проявлением здесь в разное время известково-щелочного вулканизма.

Таким образом, подъем мантийного плюма в позднем олигоцене–миоцене спровоцировал первый этап тектономагматической активизации в пределах Японского и Охотского морей. Он вызвал формирование основной рифтовой системы – Японо-Курильской впадины, а также ряда мелких рифтов в Цусим-

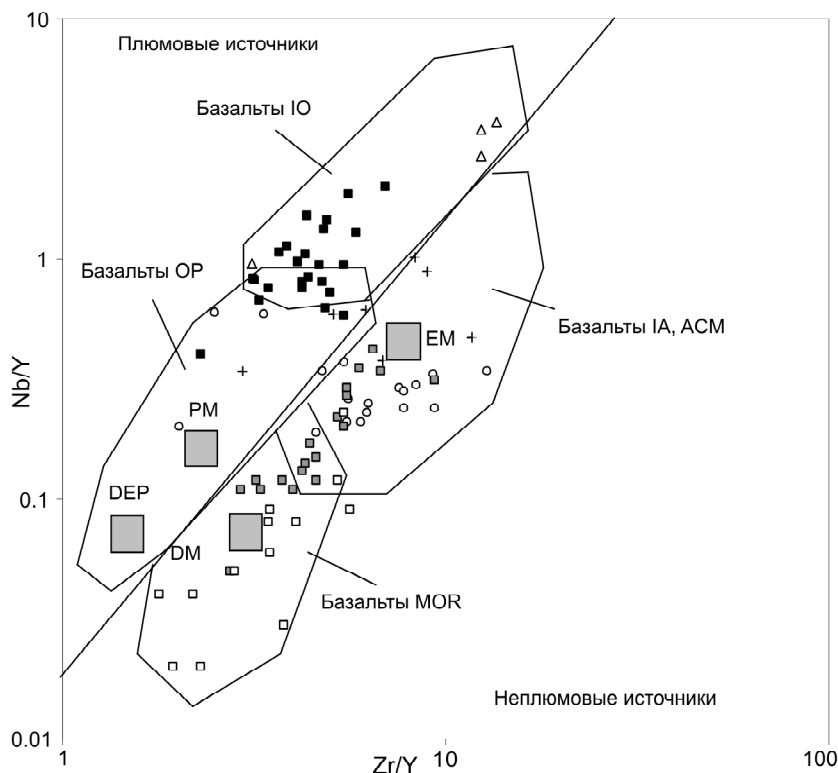


Рис. 8. Диаграмма Zr/Y-Nb/Y [6, 24].

Условные обозначения см. на рис. 2.

Квадратом обозначены: PM – примитивная мантия, DM – малоглубинная деплетированная мантия; DEP – глубинная деплетированная мантия; EM – обогащенная мантия. Области: IO – океанических островов, OP – океанических плато, MOR – срединно-океанических хребтов, AI – островных дуг, ACM – активных континентальных окраин.



ской котловине [21] и сети разломов в Курильской котловине, одноименной дуге и хр. Витязя [15, 19]. В плиоцене–плейстоцене именно на эти области приходится максимум второго и последнего этапа тектономагматической активизации с мощным проявлением рифтогенного и островодужного вулканизма. Этот этап характерен для всей зоны перехода континент–океан [22]. На наш взгляд, он был вызван движением (сдвигом) тихоокеанской плиты в сторону окраины континента, носящим пульсационный характер и проявляющимся в пределах окраины неоднократно, по крайней мере, со времени формирования окраинно-континентальных поясов. В плиоцен-плейстоцене очередной сдвиг способствовал завершению формирования впадин окраинных морей и островных дуг в том виде, который характерен для них сегодня.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Геохимические особенности большинства позднекайнозойских вулканических пород указывают на их принадлежность к производным малоглубинного литосферного мантийного источника – шпинелевых перидотитов – и разную степень контаминации расплавов корой. На этом фоне резко выделяются миоцен-плиоценовые окраинноморские базальтоиды Японского моря, которые демонстрируют свойства, характерные для N-MORB и OIB. В процессе формирования котловин Японского и Охотского морей выделяется два основных этапа тектономагматической активизации – позднеолигоцен-миоценовый и плиоцен-плейстоценовый. Первый этап был вызван подъемом мантийного плюма, который наиболее близко поднялся к поверхности в районе Японской котловины и привел к формированию коры океанического типа в самой глубокой ее части. Второй этап, плиоцен-плейстоценовый, был спровоцирован сдвигом тихоокеанской плиты в сторону окраины континента, вызвавшим мощную вспышку островодужного и рифтогенного вулканизма и способствовавшим завершению формирования островных дуг и задуговых бассейнов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ-ДВО РАН (проект № 09-05-98602), ДВО РАН (проект № 12-Ш-А-07-116, № 12-Ш-А-07-122) и ФЦП “Мировой океан”.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Авдейко Г.П., Антонов А.Ю., Волюнец О.Н. и др. Вулканизм и зональность Курильской островной дуги. М.: Наука, 1992. 528 с.
2. Берсенев И.И., Леликов Е.П., Безверхний В.Л. и др. Геология дна Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 140 с.
3. Богатиков О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В. Магматизм, тектоника, геодинамика Земли. М.: Наука, 2010. 606 с.
4. Валитов М.Г., Кононец С.Н., Кулинич Р.Г. Структурно-плотностные модели земной коры сочленения Япономорской впадины с прилегающим континентом // Дальневосточные моря России. В 4 кн. / Гл. редактор В.А. Акуличев. Кн. 3: Геологические и геофизические исследования. Охотское море / Отв. ред. Р.Г. Кулинич. М.: Наука, 2007. С. 48–53.
5. Васильев Б.И., Жильцов Э.Г., Суворов А.А. Геологическое строение юго-западной части Курильской системы дуга-желоб. М.: Наука, 1979. 105 с.
6. Войнова И.П. Вулканизм западной Палеооцифики (ретроспекции по аккреционным комплексам Сихотэ-Алиня // Тектоника, магматизм и геодинамика Востока Азии: VII Косыгинские чтения: Материалы всерос. конф., 12–15 сентября 2011 г., г. Хабаровск / Отв. ред. А.Н. Диденко, Ю.Ф. Манилов. Хабаровск: ИТиГ им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, 2011. С. 21–24.
7. Генштафт Ю.С., Грачев А.Ф., Салтыковский А.Я. Геохимические особенности кайнозойских базальтов Монголии: проблема природы мантийных источников // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 3. С. 377–389.
8. Гусев А.И., Коробейников А.Ф. Мантийно-коровое взаимодействие в генерации различных типов оруденения: геофизические и петрологические аспекты // Изв. Том. политех. ун-та. 2009. Т. 315, № 1. С. 18–25.
9. Емельянова Т.А., Леликов Е.П. Миоцен-плейстоценовый вулканизм глубоководных котловин Японского и Охотского морей // Тихоокеан. геология. 2010. Т. 29, № 2. С. 58–69.
10. Емельянова Т.А., Леликов Е.П. Магматизм и его роль в формировании структур окраинных морей Тихого океана // Литосфера. 2010. № 3. С. 21–35.
11. Емельянова Т.А., Леликов Е.П. Роль вулканизма в формировании Японского, Охотского и Филиппинского окраинных морей // Петрология. 2010. Т. 18, № 6. С. 73–94.
12. Карп Б.Я. Строение земной коры дна Японского моря по сейсмическим данным моря // Геология и полезные ископаемые шельфов России / Под. ред. М.Н. Алексеева. М.: ГЕОС, 2002. С. 352–354.
13. Карп Б.Я., Карнаух В.Н., Медведев С.Н. и др. Структура осадочного чехла и акустического фундамента Курильской котловины. Дальневосточные моря России // Дальневосточные моря России. В 4 кн. / Гл. редактор В.А. Акуличев. Кн. 3: Геологические и геофизические исследования. Охотское море / Отв. ред. Р.Г. Кулинич. М.: Наука, 2007. С. 155–165.
14. Косминская И.П., Зверев С.М., Вейцман П.С. и др. Основные черты строения земной коры Охотского моря и Курило-Камчатской зоны Тихого океана по данным глубинного сейсмического зондирования // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1963. № 1. С. 20–41.
15. Кулинич Р.Г., Карп Б.Я., Баранов Б.В. и др. О структурно-геологической характеристике Хсейсмической брешии в центральной части Курильской островной дуги // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 1. С. 5–19.
16. Кулинич Р.Г., Валитов М.Г., Николаев С.М., Колпацикова Т. Н. Рельеф поверхности Мохо и типы земной коры в северо-западной части Японского моря по гравиметрическим данным Дальневосточные моря России // Дальневос-

- точные моря России. В 4 х кн. / Гл. редактор В.А. Акуличев. Кн. 3: Геологические и геофизические исследования. Японское море / Отв. ред. Р.Г. Кулинич. М.: Наука, 2007. С. 42–48.
17. Леликов Е.П., Емельянова Т.А., Цой И.Б. Геологическое строение тихоокеанского склона Курильской островной дуги // Геология морей и океанов: Материалы XIX Междунар. науч. конф. (школы) по морской геологии. Т. 1. М.: ГЕОС, 2011. С. 78–82.
  18. Мартынов Ю.А. Основы магматической геохимии. Владивосток: Дальнаука, 2010. 228 с.
  19. Сергеев К.Ф., Ким Ч.У., Кочергин Е.В. Поперечные разломы Курильской островной системы // ДАН СССР. 1982. Т. 264, № 2. С. 412–417.
  20. Тарарин И.А. Геологическое строение и модель формирования Курильской глубоководной впадины Охотского моря // Тихоокеанский рудный пояс: Материалы новых исследований. Владивосток: Дальнаука, 2008. С. 308–321.
  21. Филатова И.И. Закономерности динамики окраинноморского магматизма (Корейско-Японский регион) // Литосфера. 2004. № 3. С. 33–56.
  22. Шараськин А.Я. Тектоника и магматизм окраинных морей в связи с проблемами эволюции коры и мантии. М.: Наука, 1992. 162 с.
  23. Школьник С.И., Резников Л.З., В.Г., Беличенко В.Г., Бараш И.Г. Геохимия, вопросы петрогенезиса и геодинамическая типизация метавулканитов Тенкунского террейна (Байкало-Хубсугульский регион) // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 9. С. 1013–1024.
  24. Condie K.C. High field strength elements ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // *Litos*. 2005. V. 79. P. 491–504.
  25. Courtillot V., Davaille A., Besse J., J. Stock. Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2003. V. 205. P. 295–308.
  26. Gibson S.A., Thompson R.N., Dickin A.P., Leonardos O.H. Erratum to high-Ti and low-Ti mafic potassic magmas: key to plume-lithosphere interactions and continental flood-basalt genesis // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1996. V. 141. P. 325–341.
  27. Regelous M., Hofmann A.W., Abouchami W. et al. Geochemistry of lavas from the Emperor seamounts, and the geochemical evolution of Hawaiian magmatism from 85 to 42 Ma // *J. Petrol.* 2003. V. 44, N 1. P. 113–140.
  28. Poulet A, Bellon H. Geochemistry and isotopic composition of the volcanic rocks from the Yamato Basin: hole 794D, Sea from Japan / Tamaki K., Suyehiro, K., Allan, J., McWilliams, M., et al. // *Proceeding of the Ocean Drilling Program. Scientific Results*. 1992. V. 127/128. Pt. 2. P. 779–789.
  29. Tararin I.A., Lelikov E.P., Werner R. Petrology and geochemistry of the volcanic rocks dredged from the Geophysicist Seamount in the Kuril Basin: Evidence for the Existence of Thinned continental crust // *Gondwana Research*. 2003. V. 6, N 4. P. 757–765.

*Рекомендована к печати Ю.А. Мартыновым*

### *T.A. Emelyanova, E.P. Lelikov*

#### **Volcanism as an indicator of deep mechanism of the Japan and Okhotsk seas formation**

The results of geochemical research of the Late Oligocene–Early Miocene volcanic rocks following the formation of the deep-sea basins of the Japan and Okhotsk seas are presented. These rocks have primary mantle genesis and they are the production of a single mantle source – spinel peridotite. These rocks developed as a result of partial melting of the protuberances (secondary plumes) located on the leading part of the main mantle plume. This plume rose near to the continental crust in the area of the Japan (Central) Basin where marginal marine basaltoids bearing HIMU (IOB) chemical features have been established. and the oceanic crust had being disclosed in the Japan Basin. At the earlier riftogenic stages (Late Oligocene–Early Miocene) and at the final stage (Pliocene–Pleistocene) continental lithosphere (upper mantle and crust) had taken part in magma genesis in the areas of the Kuril Basin and Vityaz Ridge.

**Key words:** marginal seas, deep-water basins, volcanism, geochemistry, mantle sources, mantle plumes, Pacific Plate, Japan Sea, Okhotsk Sea.