

УДК 552.32(265.54)

СЛЕДЫ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО РИФТОГЕНЕЗА НА ЮГО-ЗАПАДЕ ЯПОНСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

© 2016 г. Е. А. Чернышева, Д. В. Ерошенко

*Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П. Шишова, РАН, Калининград**e-mail: elcher@atlas.baltnet.ru; eroshenko@atlas.baltnet.ru*

Поступила в редакцию 16.09.2014 г.

Юго-западная окраина Японской дуги в миоцене—плейстоцене развивалась в геодинамическом режиме континентального рифтогенеза. Это подтверждается широким проявлением метасоматоза мантийных перидотитов, подстилающих литосферу островов, и эпизодами глубинного магматизма (кимберлиты, мелилититы) в регионе. Высокая обогащенность глубинных расплавов несовместимыми редкими и редкоземельными элементами частично сохраняется в расплавах менее глубинных базальтов региона. В отличие от них, спрединговые базальты Японского моря и субдукционные базальты трога Нанкай на границе с Филиппинской плитой крайне обеднены редкими элементами.

DOI: 10.7868/S0030157416020040

Окраинные моря западного побережья Тихого океана образовались в результате длительного взаимодействия континентальной плиты Восточной Евразии и перемещавшихся вблизи нее океанических плит [1, 4, 15 и др.]. На границе континент—океан особенно актуальным является разделение геохимических типов магматических пород, свойственных различным геодинамическим обстановкам. Влияние океанических процессов на состав магматических серий изучено наиболее подробно: выделяются базальты океанического типа в новообразованных морях, продукты субдукции океанических плит [4, 6, 16] и другие признаки. В меньшей степени рассматривается влияние континента на характер магматизма окраинных морей, а, между тем, Восточно-Азиатская континентальная плита представляет собой один из самых древних и крупнейших кратонов. Она включает в себя Сино-Корейскую алмазоносную провинцию, охватывающую Северный и Северо-Восточный Китай и северную часть Корейского полуострова. В палеозое и кайнозое весь восток Азии испытал мощный рифтогенез, который, как предполагается, и привел к возникновению окраинных морей Тихого океана [4, 5]. Одновременно к западу от побережья произошло образование континентальной Восточно-Китайской рифтовой системы, контролирующей зоны активизации кимберлитовых полей.

Целью предлагаемого сообщения является анализ литературных данных о проявлениях континентального магматизма на юго-западе Японской островной дуги.

Формирование бассейна Японского моря целиком происходило на континентальной Евразий-

ской (Восточно-Азиатской) плите [6]. Длительно развивавшиеся тектонические процессы растяжения, сдвигов, надвигов и рифтогенеза сопровождалась утонением континентальной плиты вплоть до ее разрыва, что и привело к появлению бассейна океанического типа в северной части региона около 20 млн. л. н. [13]. Разрастание бассейна происходило в южном и юго-восточном направлении в том же режиме растяжения, сжатия и раскола земной коры. Полностью Японское море раскрылось 14–16 млн. л. н. Вулканическая деятельность в пределах Японской дуги имеет возраст преимущественно менее 12 млн. лет. Реликтовые блоки континентальной коры присутствуют в южной части Япономорского бассейна в виде поднятий и хребтов, разделенных грабенообразными впадинами [4].

Характер взаимодействия Японской островной дуги с океаническими плитами Тихого океана позволяет выделить три сегмента дуги (рис. 1, [1]): 1) на отрезке от Курил до северо-восточной части дуги Япония расположена на Северо-Американской плите, которая субдуцирована Тихоокеанской плитой; 2) дуга Идзу-Бонин располагается на Филиппинской плите и также субдуцирована Тихоокеанской плитой; 3) дуга от юго-восточной Японии до острова Рюкю располагается на Евразийской плите, которая субдуцирована Филиппинской плитой. При этом, в период раскрытия Японского бассейна плита Филиппинского моря находилась далеко на юге и продвинулась к юго-западной части Японии лишь около 2 млн. лет назад — так что эта часть дуги практически не затронута субдукцией, благодаря чему здесь сохранились следы более ранних геологиче-

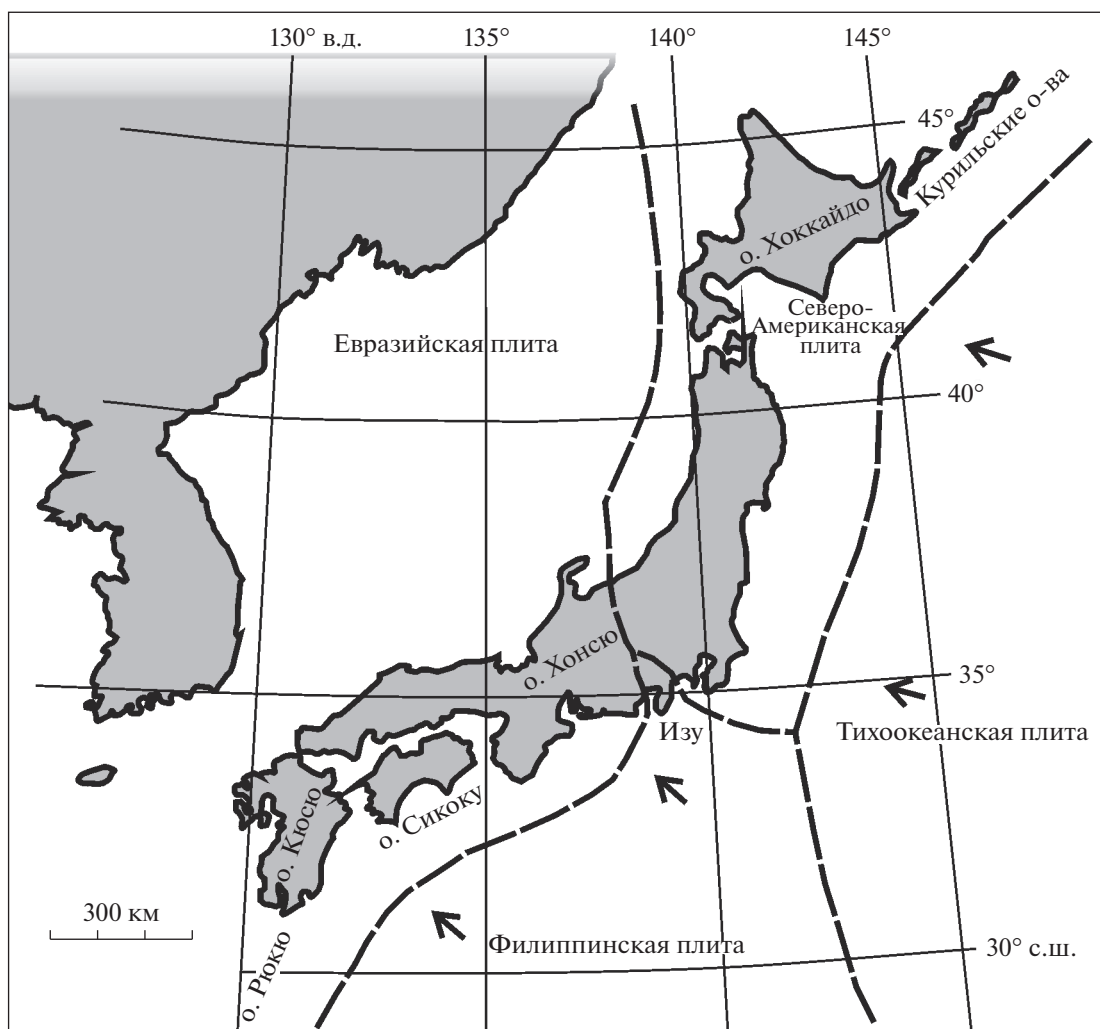


Рис. 1. Тектоническая схема района расположения Японского архипелага [1]. Штриховые линии означают границы между плитами. Стрелками обозначено движение океанических плит.

ских событий, непосредственно связанных с Восточно-Азиатской плитой. Наиболее ранним из них является внедрение даек лампрофиров в центральной части острова Сикоку, в районе Сингу (рис. 2) около 21 млн. л. н. [20]. В дайках присутствуют обильные ксенолиты мантийных и коровых пород, но самое главное – в мантийных ксенолитах наблюдаются **микровключения алмаза** [14]. Ксенолиты представлены перидотитами, пироксенитами и ксенокристаллами пироксена. Перидотиты охарактеризованы как переходные между плагиоклазовыми и шпинелевыми лерцолитами. Пироксены относятся к двум разновидностям (“зеленой” и “черной”), микроразнообразия алмаза обнаружены в виде изолированных включений только в “зеленой” разновидности пироксена. Во включениях алмаз может непосредственно контактировать с карбонатом и водными минералами, в вакуолях постоянно присутствует газ CO_2 .

Химический состав дайковых пород с ксенолитами косвенно свидетельствует о большой глубине их образования – для них характерно низкое содержание SiO_2 , высокое содержание TiO_2 и очень высокое содержание CO_2 (6–8 мас. %) при невысоком содержании H_2O , в отличие от других щелочных пород района (таблица). Петрологический анализ [14] предполагает, что алмазы и вмещающие минералы были образованы на глубине 150–170 км (при давлении около 5.5 ГПа), при температуре около 1500°C в мантийном субстрате, насыщенном углеродом. По возрасту лампрофировые дайки Сикоку древнее других миоценовых вулканических пород острова и близки к возрасту спрединговых базальтов Японского моря. Проявления алмазосодержащих даек и трубок взрыва известны в пределах разломных зон Северной Кореи, Приморья и Сихоте-Алиня на западном побережье моря. Возможно, существова-

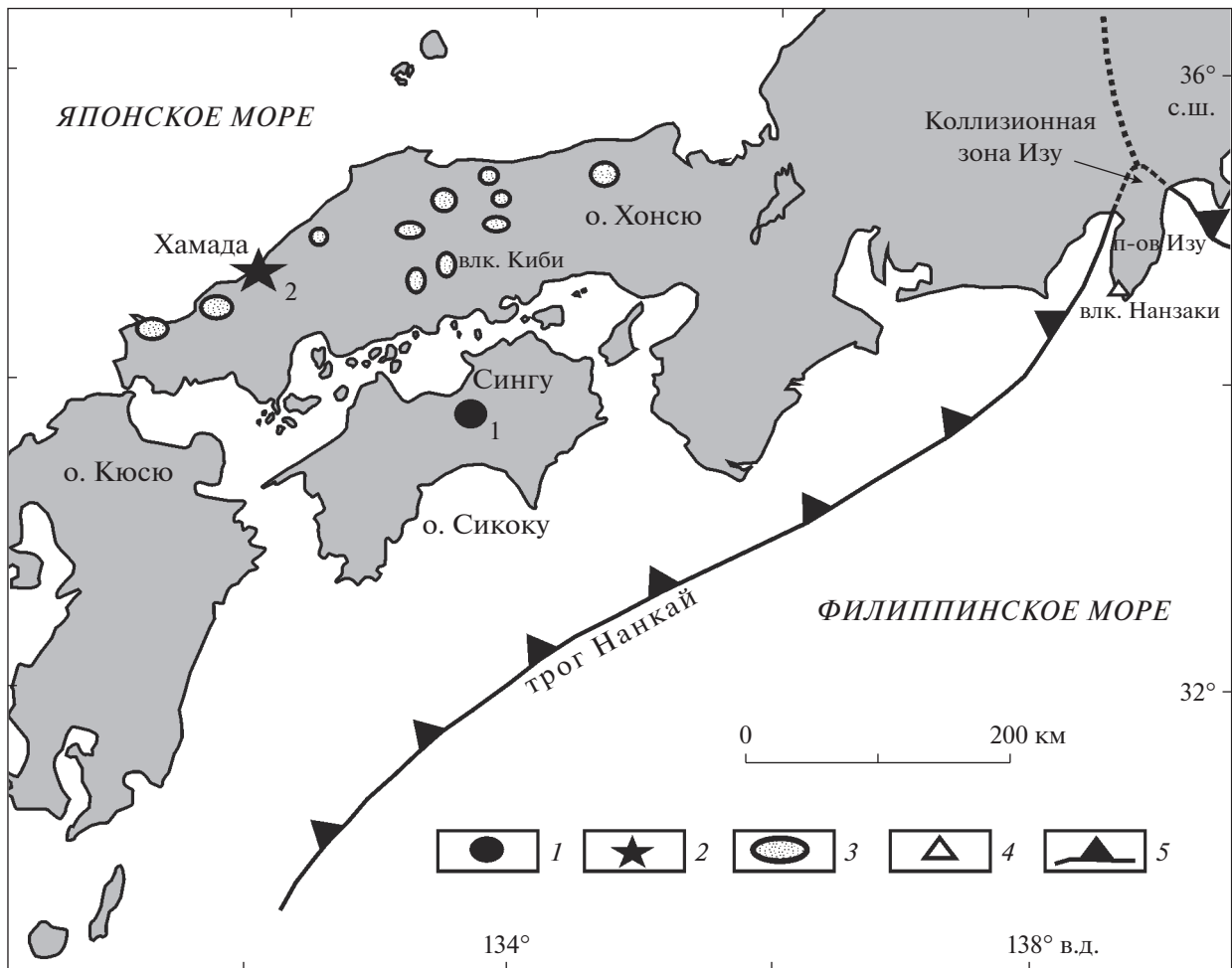


Рис. 2. Проявления вулканизма на юго-западе Японских островов:

- 1 – дайки лампрофиров с ксенолитами алмазоносных перидотитов в районе Сингу [14];
- 2 – лавы мелилит-оливиновых нефелинитов в районе Хамада [19];
- 3 – вулканы субщелочных базальтов о. Хонсю [12];
- 4 – базанитовый вулкан Нанзаки на полуострове Изу [16];
- 5 – граница океанической плиты Филиппинского моря (трог Нанкай [17]).

ла общая система глубинных разломов мантийного заложения, соединявшая Японскую дугу с Евразийской плитой [4, 5].

Второе проявление “знаковых” континентальных пород Японской островной дуги находится на юго-западе о. Хонсю в районе Хамада [19]. Это небольшой поток необычной для Японских островов лавы **мелилит-оливиновых нефелинитов**, занимающий площадь около 2 км² с максимальным превышением 186 м над уровнем моря (рис. 2). Поток перекрывает юрские сланцы на востоке и риолиты раннего миоцена на западе. Время формирования мелилит-оливиновых нефелинитов Хамады по данным определения абсолютного возраста (K-Ar) 5.75 ± 0.20 и 6.10 ± 0.19 млн. л.

В лавах отмечены мантийные ксенолиты перцолита и верлита размером от 1–3 до 6 см. Нефе-

линиты имеют крайне тонкозернистую структуру с редкими фенокристаллами оливина (до 2 мм), титаномагнетита (0.5 мм) и более мелкими редкими фенокристаллами клинопироксена и мелилита. Основная масса породы сложена клинопироксеном, оливином, мелилитом, титаномагнетитом, нефелином и апатитом. Химический состав мелилит-оливиновых нефелинитов Хамады отличается от других вулканитов о. Хонсю крайне низким содержанием SiO₂ (около 37 мас. %), пониженным содержанием Al₂O₃, повышенными содержаниями TiO₂, CaO, MgO, щелочей и фосфора, а самое главное – аномально высокими содержаниями несовместимых редких элементов Sr, Ba, Nb, Zr и легких РЗЭ (таблица, рис. 3). Эти признаки характеризуют вулканиты Хамады как глубинные расплавы очень низкой степени плавления, близкие к первичным. Изотопный состав Sr и Nd в ме-

Вулканыты Япономорского бассейна

№ пробы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Обр.	SNG-N-01	A-8	HM 18-1	HM 11-1	HM 21L	AR14	TKY	B201	T802	797
SiO ₂	41.69	43.76	35.63	36.23	36.89	44.19	46.90	42.44	42.91	49.27
TiO ₂	2.05	2.07	2.59	2.58	2.56	1.93	1.80	1.198	1.441	1.79
Al ₂ O ₃	14.70	14.82	11.42	11.29	11.58	13.15	14.24	14.88	14.96	17.33
Fe ₂ O ₃	1.19	10.53	14.78	14.96	14.55	—	—	11.31	11.55	11.05
FeO	8.83	—	—	—	—	10.08	9.68	—	—	—
MnO	0.16	0.16	0.34	0.34	0.33	0.17	0.16	0.204	0.20	0.45
MgO	7.31	7.68	8.63	8.80	9.09	12.05	10.45	12.44	10.34	11.65
CaO	8.99	8.95	14.46	14.04	14.70	11.33	10.59	12.57	12.57	3.13
Na ₂ O	2.85	2.47	4.62	4.71	2.92	1.74	2.97	1.80	2.18	3.58
K ₂ O	1.65	1.88	2.31	2.53	1.89	1.53	0.89	0.81	0.35	0.38
P ₂ O ₅	0.46	0.52	2.28	2.34	2.22	0.49	0.51	0.41	0.52	0.21
CO ₂	8.14	—	0.07	0.07	0.05	—	—	—	—	—
П.п.п.	1.76	—	1.85	1.67	4.04	—	—	2.13	2.51	7.36
Сумма	99.82	92.84	99.98	99.66	100.85	96.62	98.18	100.20	99.53	100.07
Sc	—	22	—	—	—	—	—	35	36	44.1
V	—	—	—	—	—	—	—	304	336	480
Cr	300	210	—	—	—	470	360	730	570	294
Co	—	37.8	—	—	—	—	—	55	49	40.9
Ni	100	130	72	73	76	310	230	310	240	55
Cu	—	—	—	—	—	—	—	100	80	70
Zn	—	—	—	—	—	—	—	30	90	90
Rb	—	46	61	63	76	57	40	22	10	2
Ba	—	1370	1891	1424	1708	730	720	598	450	70
Sr	—	670	2937	2787	2622	620	670	945	616	153
Y	—	21.3	52	51	51	26	25	20.4	22.3	35
Nb	—	—	158	149	153	48	45	30.6	37.8	7
Ta	—	3	—	—	—	—	—	2.06	2.08	0.333
Zr	—	200	360	348	357	180	180	61	104	121
Hf	—	13.8	—	—	—	—	—	1.6	2.4	3.11
La	—	32.1	195	215	210	36	40	28.7	28.6	8.21
Ce	—	69.5	326	361	350	71	76	51.1	54.5	21.6
Pr	—	—	—	—	—	—	—	6.22	6.34	—
Nd	—	30.39	152	155	155	33	45	25.3	27.6	13.6
Sm	—	6.01	21.6	23.6	23.1	6.3	6.8	5.6	5.87	4.12
Eu	—	2	4.5	5.0	4.9	2.0	2.0	1.74	1.83	1.52
Gd	—	—	—	—	—	—	—	4.94	5.31	—
Tb	—	0.8	—	—	—	—	—	0.79	0.81	0.86
Dy	—	—	12.2	13.4	13.0	—	—	4.3	4.42	—
Ho	—	—	—	—	—	—	—	0.82	0.82	—
Er	—	—	—	—	—	—	—	2.1	2.17	—
Tm	—	—	—	—	—	—	—	0.294	0.301	—
Yb	—	1.62	4.8	5.0	5.2	2.1	2.0	1.77	1.89	3.65
Lu	—	—	—	—	—	0.34	0.36	0.249	0.299	0.522
Pb	—	—	9	10	10	—	—	5	5	3
Th	—	5.78	23	23	22	5.3	6.5	3.81	5.14	0.37
U	—	—	—	—	—	—	—	1.22	—	0.22

Примечания: 1, 2 – дайки лампрофиров [15, 20]; 3–5 – меллит-оливиновые нефелиниты Хамады [19]; 6–7 – субщелочные базальты района Кибидзи [12]; 8–9 – базальты Нанзаки (шлак и массивная лава) [16]; 10 – спрединг-базальт Японского моря (скв. 797 ODP) [7]. Прочерк – нет данных.

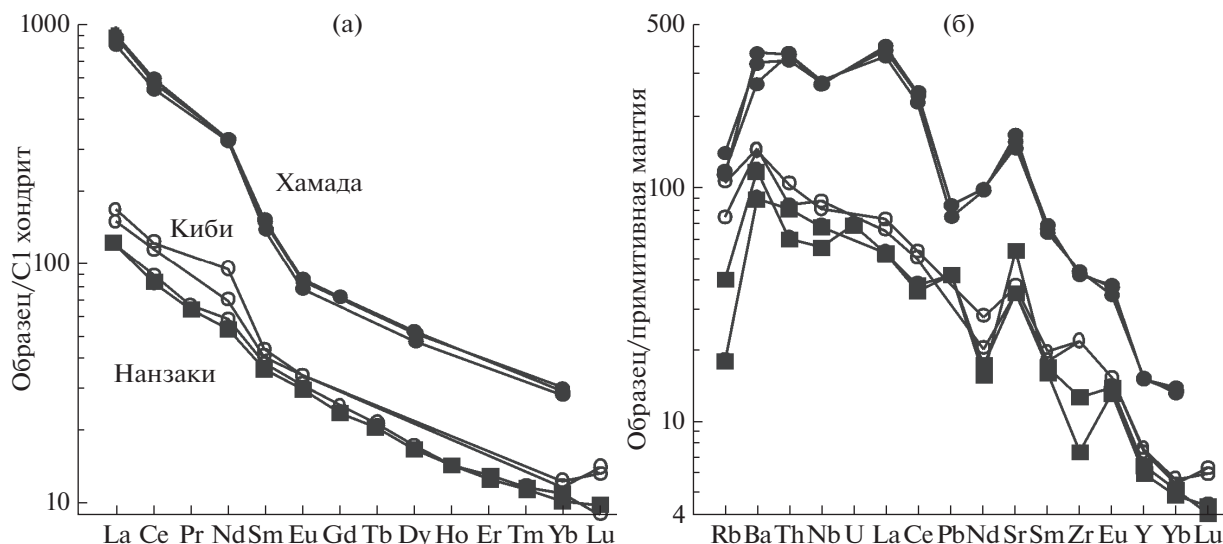


Рис. 3. Геохимическая характеристика мелилит-оливиновых нефелинитов Хамады (верхняя линия), базальтов вулкана Киби и базанитов вулкана Нанзаки, о. Хонсю. Распределение редкоземельных элементов (а) и несовместимых элементов-примесей (б), нормировано по хондриту и примитивной мантии соответственно по [18].

лилит-оливиновых нефелинитах также свидетельствует об их глубинном мантийном источнике: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.703794–0.703909; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 0.512824–0.512932 [19]. Исследователи полагают, что причиной необычного обогащения нефелинитов редкими элементами явился активный метасоматоз мантийных лерцолитов и верлитов у нижней границы литосферной плиты под воздействием карбонатитовых или кимберлитовых расплавов. Мантийные ксенолиты с признаками метасоматоза, как уже отмечалось, широко распространены на юго-западе Японии [1, 10].

На основании приведенных данных можно говорить о принадлежности вулканитов Хамады к серии оливиновый мелилитит-нефелинит-фонолит [8, 21, 22 и др.], хорошо известной на многих континентах в районах проявления рифтогенного щелочного магматизма, где они нередко тесно соседствуют с кимберлитами или присутствуют в комплексных массивах щелочных пород с карбонатитами. Классическим примером проявления вулканизма этого типа является Центральная и Западная Европа, где в результате кайнозойской коллизии Африканской и Европейской континентальных плит происходили процессы крупномасштабных движений в верхней мантии [22]. Воздымание фундамента привело к растяжению литосферной плиты с уменьшением ее мощности, растрескиванием и рифтогенезом. В известных рифтовых зонах и грабенах Германии, Франции, Чехии лавы и вулканические постройки сложены щелочными базальтами, базанитами, оливиновыми нефелинитами и мелилититами, источником которых были мантийные перидотиты, метасоматически обогащенные в результате

привноса редких и летучих компонентов (CO_2) из сублитосферной мантии. Следует отметить, что вулканиты серии мелилитит-нефелинит-фонолит в этих рифтовых зонах, а также в подобных структурах Африки, Америки и других регионов имеют очень близкие характеристики изотопного состава Sr и Nd [21, 22 и др.].

Развитие событий на юго-западе Японии, тоже повторяющее данный сценарий – от метасоматоза мантийных перидотитов к последовательному образованию пород кимберлитовой и мелилититовой серий, – несомненно, было связано с тектонической активизацией Восточно-Азиатской плиты, мощная субконтинентальная мантия которой обеспечивала приток тепла, летучих и редких элементов в зону растяжения и рифтогенеза вдоль юго-западной окраины Японских островов.

ОБСУЖДЕНИЕ

Исследования поведения углерода в глубинах Земли на основании многих фактов показывают, что магматические процессы в условиях верхней и нижней мантии осуществляются при высокой активности щелочных карбонатитовых расплавов малой степени плавления, равновесных с породами основного и ультраосновного парагенезиса [3]. Карбонатитовый метасоматоз способен приводить к значительному обогащению мантийных перидотитов несовместимыми редкими элементами. Высокая растворимость CO_2 в карбонатно-силикатных мантийных расплавах является важным фактором транспортировки алмазсодержащих кимберлитов с глубины 150–250 км [2]. Данные

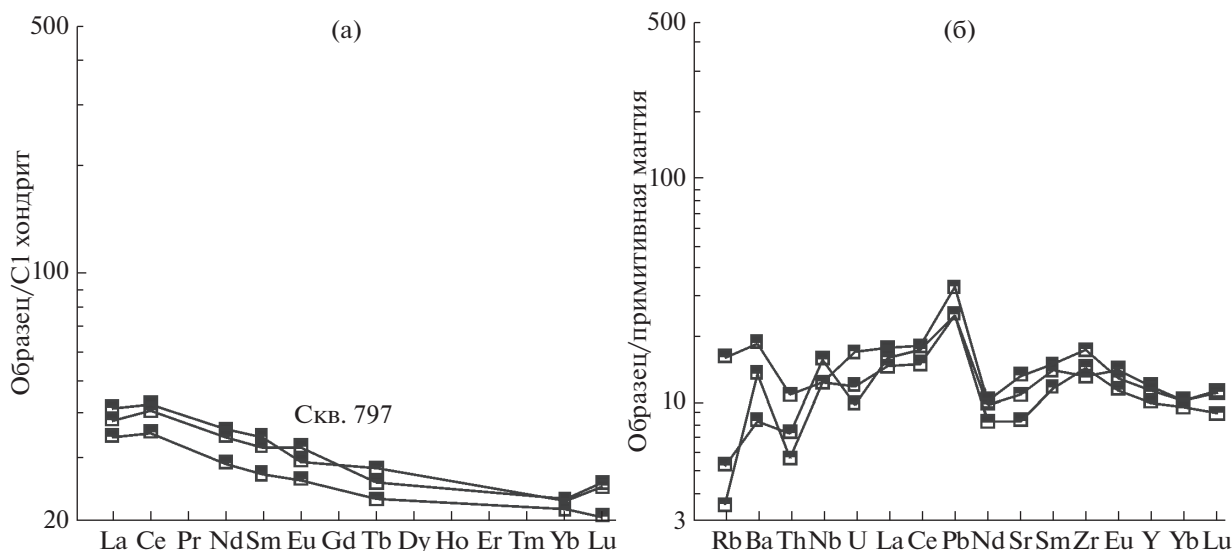


Рис. 4. Геохимическая характеристика спрединговых базальтов Японского моря по данным скв. ODP 797 [13]. Распределение редкоземельных элементов (а) и несовместимых элементов-примесей (б) в базальтах. Нормировано по хондриту (а) и примитивной мантии (б) по [18].

по включениям в мантийных минералах и экспериментальные исследования свидетельствуют о том, что зарождение и рост кристаллов алмаза в перидотитах, насыщенных щелочно-карбонатным расплавом, вполне возможны в условиях литосферной мантии [3]. Экспериментально показано [2, 11], что в присутствии большого количества CO_2 в равновесии с мантийными перидотитами возможно образование всего спектра расплавов от карбонатитов до кимберлитов. Переход от кимберлитового расплава к расплаву мелилитита осуществляется путем уменьшения давления CO_2 от 8–6 ГПа до 4–3 ГПа, а при дальнейшем его уменьшении возможен переход к составу базальта или пикрита [2, 3, 11 и др.]. Так что содержания 6–8 мас. % CO_2 в дайках лампрофиров Сикоку [10], вероятно, действительно отражают условия высокого давления CO_2 при образовании ксенолитов алмазосодержащих перидотитов.

Тектонические события на севере Японского моря около 20 млн. л. назад, как уже упоминалось, привели к разрыву литосферной плиты и спредингу новообразованной океанической коры [13]. В дальнейшем происходило перемещение Японских островов в юго-восточную часть моря, одновременно с активизацией тектонических процессов на Восточно-Азиатской плите. Процессы растяжения, сжатия и сдвигов земной коры при перемещении островной дуги к югу происходили без разрыва континентальной коры [4], но сопровождалась тепловым и флюидным потоком, направленным от кратона в сторону зоны рифтообразования [6]. Главным результатом его воздействия было метасоматическое преобразование перидо-

титов, подстилающих континентальную плиту островов. Возможно, что раздробленная подошва континентальной плиты в области рифтогенеза служила экраном или ловушкой для захвата обогащенных летучими и несовместимыми редкими элементами карбонатитовых расплавов, поступавших из субкратонной мантии. Появление лавы аномально обогащенных редкими и редкоземельными элементами мелилит-оливиновых нефелинитов на острове Хонсю явилось результатом плавления обогащенной “подошвы” континентальной плиты около 6 млн. л. н. Режим растяжения литосферной плиты (рифтогенез) является максимально благоприятным для появления расплавов малой степени плавления,ковыми являются кимберлиты и мелилититы. Смена глубинных расплавов кимберлитовой серии Сикоку (глубина 150–170 км) расплавами мелилититовой серии Хамады (глубина около 90 км), как уже отмечалось, должна сопровождаться уменьшением давления CO_2 от 6–5 ГПа до 4–3 ГПа [11]. Дальнейший подъем магмы приводил к ее дегазации на глубинах 30–60 км и увеличению степени плавления исходного субстрата. Именно этот тип вулканических пород представлен здесь же, на юго-западе острова Хонсю (район Чугоку), в виде довольно многочисленных вулканов, сложенных субщелочными и щелочными базальтами и их дифференциатами с возрастом от 12 до 0 млн. лет (рис. 2) [12]. Изотопный состав вулканитов варьирует в сторону более низких величин $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и повышенных $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ — по сравнению с нефелинитами Хамады [15]. В отличие от более глубинных вулканитов, базальты имеют иной минеральный состав и значительно беднее

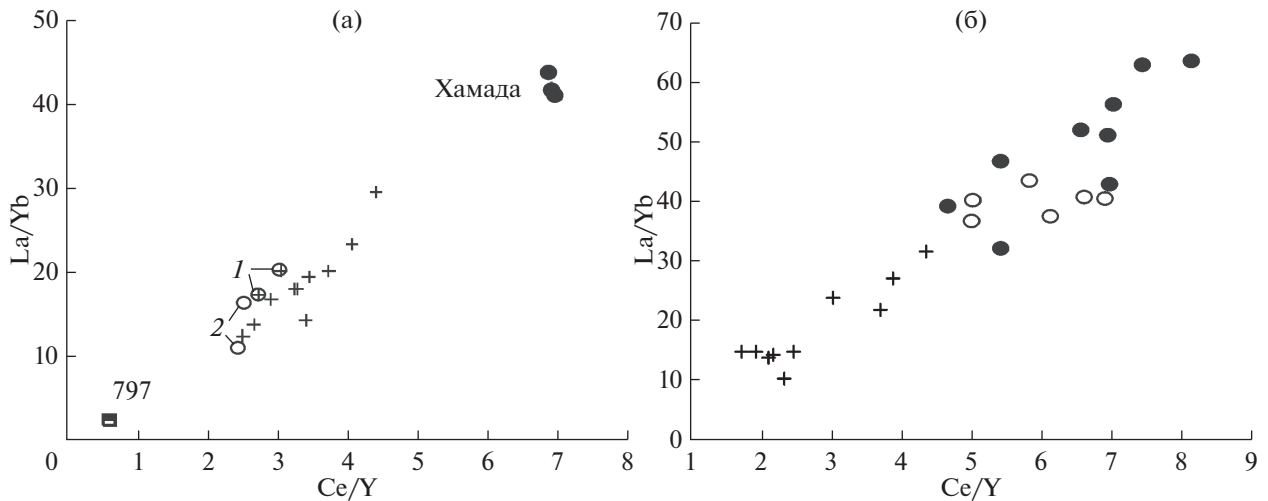


Рис. 5. Вариации степени обогащенности вулканитов редкими элементами (La/Yb) в зависимости от глубины выплавки (Ce/Y) [9].

(а) – Японская островная дуга: 797 – спрединговые базальты Японского моря; крестики – субшелочные базальты юго-западной части острова Хонсю по данным [12], (дифференцированные разности не показаны); 1 – базальты вулкана Киби [12]; 2 – базаниты вулкана Нанзаки [16]; Хамада – мелилит-оливиновые нефелиниты о. Хонсю [19]. (б) – Рифты и грабены Центральной и Западной Европы: мелилититы и оливиновые нефелиниты – темные кружки, базаниты – светлые, крестики – щелочные и субщелочные базальты [21, 22].

редкоземельными и другими несовместимыми элементами, но удивительно похожи по характеру их распределения (рис. 3а, 3б). Для сравнения приведены данные по составам наименее дифференцированных базальтов вулкана Киби (возраст 9 млн. л.) и базанитов молодого вулкана Нанзаки (0.43 млн. л.) на полуострове Изу (рис. 2), – крайней восточной точке о. Хонсю, которую исследователи (не без сомнений) относят к Изу-Бонинской островной дуге [16]. По изотопному составу базаниты Нанзаки значительно отличаются от вулканитов других частей этой островной дуги, но близки базальтам Хонсю: $^{87}Sr/^{86}Sr$ 0.703143–0.703272; $^{143}Nd/^{144}Nd$ 0.512992–0.513023 [16]. Разница в возрасте (Киби – Нанзаки) не отражается на составе базальтоидов, что свидетельствует в пользу единого обогащенного источника базальтов острова Хонсю. Скорее всего, этим источником могли быть метасоматически обогащенные (карбонатизированные) перидотиты подошвенной части литосферной плиты Японских островов, из которых на раннем этапе и при иных условиях выплавлялись более глубинные мелилитовые нефелиниты Хамады. Важно отметить, что базальты острова Хонсю отличаются по своим геохимическим характеристикам и от спрединговых базальтов в северной части Японского моря (скв. 797 ODP [7]) (рис. 4а, 4б), и от субдукционных базальтов трога Нанкай (скв. 808 ODP [17]). Спрединговые базальты – наиболее истощенные и наименее глубинные, по составу близки океаническим (MORB) с реликтами континентальной

коры, о чем свидетельствует четко выраженная аномалия Pb на спайдерграмме.

Сравнение составов вулканитов Японской дуги (рис. 5а) с сериями пород из грабенов и рифтов Центральной и Западной Европы (рис. 5б) позволяет отметить некоторые общие черты между ними. На рисунке 5а, 5б показана зависимость степени обогащенности расплавов (La/Yb) от глубины их выплавки (Ce/Y) [9]. На обоих графиках наиболее глубинные мелилититы и оливиновые нефелиниты максимально обогащены, в отличие от базанитов и базальтоидов.

Базальты и базаниты о. Хонсю частично наследуют повышенную обогащенность глубинного рифтогенного субстрата. Вулканиты, близкие им по геохимическим характеристикам, редко встречаются среди пород Тихого океана (например, скв. 801 ODP). Возможно, они образованы в сходных условиях и могут служить реперами геодинамической обстановки континентального рифтогенеза.

ВЫВОДЫ

На юго-западе Японской островной дуги сохранились признаки континентального рифтогенеза на окраине Восточно-Азиатской плиты, о чем свидетельствуют широко проявленное метасоматическое преобразование мантийных перидотитов региона и последовательное формирование пород кимберлитовой серии Сингу (около 21 млн. л. н.) и лав мелилититовой серии Хамада (5–7 млн. л. н.). Эти явления связаны с активиза-

цией глубинных тектонических процессов в субкратонной мантии Восточно-Азиатской плиты и притоком щелочных карбонатитовых расплавов в зоне рифтогенеза на разрушающейся континентальной плите Японской островной дуги. В режиме растяжения на плите формировались наиболее глубинные расплавы малой степени плавления, максимально обогащенные несовместимыми редкими и редкоземельными элементами. Повышенная обогащенность частично наследуется менее глубинными вулканитами и может служить репером при реставрации древних геодинамических обстановок.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Arai S.* Петрологические особенности перидотитов верхней мантии под островными дугами Японии. Петрогенезис шпинелевых перидотитов // Геол. геофиз. 1991. № 1. С. 14–31.
2. *Гирнис А.В., Рябчиков И.Д.* Условия и механизмы образования кимберлитовых магм // Геол. рудн. месторожд. 2005. Т. 47. № 6. С. 524–536.
3. *Добрецов Н.Л., Шацкий А.Ф.* Глубинный цикл углерода и глубинная геодинамика: роль ядра и карбонатитовых расплавов в нижней мантии // Геол. геофиз. 2012. Т. 53. № 11. С. 1455–1475.
4. *Меланхолина Е.Н.* Тектоника Северо-Западной Пацифики: соотношения структур океана и континентальной окраины. М.: Наука, 1988. 216 с.
5. *Столбов С.М., Ермолаева Л.А., Сеницын А.В.* Структурная ситуация проявлений кимберлитового магматизма и перспективы алмазоносности северной (советской) части Восточно-Китайской кимберлитовой провинции // Геол. геофиз. 1992. № 10. С. 123–129.
6. *Фролова Т.И., Перчук Л.Л., Бурикова И.А.* Магматизм и преобразование земной коры активных окраин. М.: Недра, 1989. 261 с.
7. *Allan J.F., Gorton M.P.* Geochemistry of igneous rocks from Legs 127 and 128, Sea of Japan // Proc. ODP. Sci. Res. 1992. V. 127/128 (2). P. 905–929.
8. *Dautria J.M., Dupuy C., Takherist D., Dostal J.* Carbonate metasomatism in lithospheric mantle: peridotitic xenoliths from melilititic district of the Sahara basin // Contrib. Mineral. Petrol. 1992. V. 111. P. 37–52.
9. *Ellam R.M.* Lithospheric thickness as a control on basalt geochemistry // Geology. 1992. V. 20. P. 153–156.
10. *Goto K., Arai S.* Petrology of peridotite xenoliths in lamprophyre from Shingu, Southwestern Japan: implications for origin of Fe-rich mantle peridotites // Mineral. Petrology. 1987. V. 37. P. 137–155.
11. *Gudfinnsson G.H., Presnall D.C.* Continuous gradations among primary carbonatitic, kimberlitic, melilititic, basaltic, picritic, and komatiitic melts in equilibrium with garnet lherzolite at 3–8 GPa // J. Petrol. 2005. V. 46 (8). P. 1645–1659.
12. *Iwamori H.* Degree of melting and source composition of Cenozoic basalts in southwest Japan: evidence for mantle upwelling by flux melting // J. Geophys. Res. 1992. V. 97. № B7. P. 10.983–10.995.
13. *Jolivet L., Tamaki K.* Neogene kinematics in the Japan Sea region and volcanic activity of the Northeast Japan arc // Proc. ODP, Sci. Res. 1992. V. 127/128 (2). P. 1311–1331.
14. *Mizukami T., Wallis S., Enami M., Kagi H.* Forearc diamond from Japan // Geology. 2008. V. 36. № 3. P. 219–222.
15. *Nakamura E., McCulloch M.T., Campbell I.H.* Chemical geodynamics in the back-arc region of Japan based on the trace element and Sr-Nd isotopic compositions // Tectonophysics. 1990. V. 174. P. 207–233.
16. *Oshika J., Arakawa Y., Endo D., Shinmura T., Mori Y.* A rare basanite distribution in the northern part of the Izu-Bonin volcanic arc, Japan: petrological and geochemical constraints // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2014. V. 270. P. 76–89.
17. *Siena F., Coltori M., Saccani E., Vaccaro C.* Petrology of the basaltic rocks of the Nankai Trough basement // Proc. ODP, Sci. Results. V. 131. P. 197–210.
18. *Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes // Geol. Soc. Spec. Publ. London. 1989. V. 42. P. 313–345.
19. *Tatsumi Y., Arai R., Ishizaka K.* The petrology of a melilitite-olivine nephelinite from Hamada, SW Japan // J. Petrology. 1999. V. 40. № 4. P. 497–509.
20. *Uto K., Hirai H., Goto K., Arai S.* K-Ar ages of carbonate- and mantle nodule-bearing lamprophyre dikes from Shingu, central Shikoku, Southwest Japan // Geochem. Journ. 1987. V. 21. P. 283–290.
21. *Wedepohl K.H., Gohn E., Hartmann G.* Cenozoic alkali basaltic magmas of western Germany and their products of differentiation // Contrib. Mineral. Petrol. 1994. V. 115. P. 253–278.
22. *Wilson M., Rosenbaum J.M., Dunworth E.A.* Melilitites: partial melts of the thermal boundary layer? // Contrib. Mineral. Petrol. 1995. V. 119. P. 181–196.

The Signs of Continental Rifting in the Southwest Japan

E. A. Chernysheva, D. V. Eroshenko

Some marks of the rifting collision at the very edge of the Eurasian continental plate were conserved in the southwest of the Japan arc of islands. They are the following: 1) metasomatism of peridotites underneath southwestern Japan; 2) successive appearance of the deep generated rocks of kimberlitic and melilititic series. Their origin is related to carbonatitic melts input from subcratonic mantle of the Eurasian plate.