

УДК 551.35 + 552.313(265.54)

В. Т. Сьедин

ОСОБЕННОСТИ КАЙНОЗОЙСКОГО БАЗАЛЬТОИДНОГО МАГМАТИЗМА
И ВОПРОСЫ ПРОИСХОЖДЕНИЯ ЯПОНСКОГО МОРЯ

В Японском море выделяются четыре формационно-геохимических типа кайнозойских базальтоидов: 1 — континентальные толеиты; 2 — вулканические породы типа образований островных дуг; 3 — окраинно-морские толеиты и их дифференциаты; 4 — щелочные вулканические породы, характерные для континентальных рифтов. Базальты, развитые в глубоководных котловинах (окраинно-морские толеиты), — это породы, характерные для Японского моря, полные

Исследования в морях западной части Тихого океана показали, что развитые в их пределах базальтоиды характеризуются значительной пестротой состава [5, 6, 17, 23—28]. При этом в глубоководных котловинах наряду с базальтами, аналогичными океаническим толеитам, были установлены базальты, обнаруживающие геохимическое родство как с основными вулканитами островных дуг, так и с океаническими толеитами. Такие базальты автор предлагает выделить в отдельный формационно-геохимический тип — толеиты новообразованных котловин окраинных морей (окраинно-морские толеиты).

В пределах Японского моря выделяются четыре основных типа геоструктур: 1 — материковый склон; 2 — островной склон; 3 — глубоководные котловины; 4 — крупные внутренние возвышенности. Кайнозойский базальтоидный магматизм проявился как в пределах всех структур с континентальным и субконтинентальным типом строения земной коры, так и в глубоководных котловинах, лишенных «гранитного» слоя. Современная изученность кайнозойских базальтоидов Японского моря позволяет выделить среди них естественные ассоциации пород, отличающиеся друг от друга по химико-минералогическим особенностям, времени образования и приуроченности к определенному типу геоструктур моря. В основу классификации положен структурно-геохимический признак.

В Японском море выделяются четыре формационно-геохимических типа кайнозойских базальтоидов: 1 — континентальные толеиты; 2 — базальтоиды островных дуг; 3 — окраинно-морские толеиты и их дифференциаты; 4 —

геохимические аналоги которых пока не известны. Они характеризуются геохимическим родством с океаническими толеитами, толеитами гор и поднятий океана, а также с базальтами известково-щелочной серии островных дуг. Данные по кайнозойскому базальтоидному магматизму позволяют рассмотреть вопрос о происхождении Японского моря и природе его основных геоструктур.

щелочные базальтоиды типа пород континентальных рифтов.

Образования первого типа известны только на материковом склоне юго-восточного Приморья (рис. 1). Они характеризуются существенно оливин-плагиоклазовым парагенезисом минералов-вкрапленников, переменными содержаниями кремнезема (49—51 %), магния (5,5—8 %), титана (1,2—1,9 %) и калия (0,5—1,2 %) при почти неизменном содержании натрия (около 3 %), низкими — глинозема (16—16,5 %), высокими — сидерофильных элементов (табл. 1). Эти базальты насыщены кремнеземом и характеризуются обычно нормативным гиперстеном и оливином. По уровню содержания петрогенных окислов и микроэлементов они аналогичны неогеновым платобазальтам Приморья [13, 21]. При высоких концентрациях сидерофильных элементов отношение никеля к кобальту в них варьирует от 2 до 3,5, что близко к отношению этих элементов в оливиновом базальте совгаванской свиты (3,8) и в среднем континентальном толеите (3,3), по Б. Г. Лутцу [9]. Сходство с платобазальтами Приморья (континентальные толеиты) и близость по химическим особенностям к среднему континентальному толеиту (по Б. Г. Лутцу [9]) позволяют отнести рассматриваемые образования к континентальным толеитам. Многочисленные изотопные определения возраста (11—51 млн лет), полученные для базальтов этого типа калий-аргоновым методом (табл. 2), вероятно, не отражают истинного времени образования пород. Скорее всего, такой разброс в датировках связан с несовершенством применяемого метода или же с измененностью образцов [16]. Время формирования континенталь-

А З И А Т С К И Й
К О Н Т И Н Е Н Т

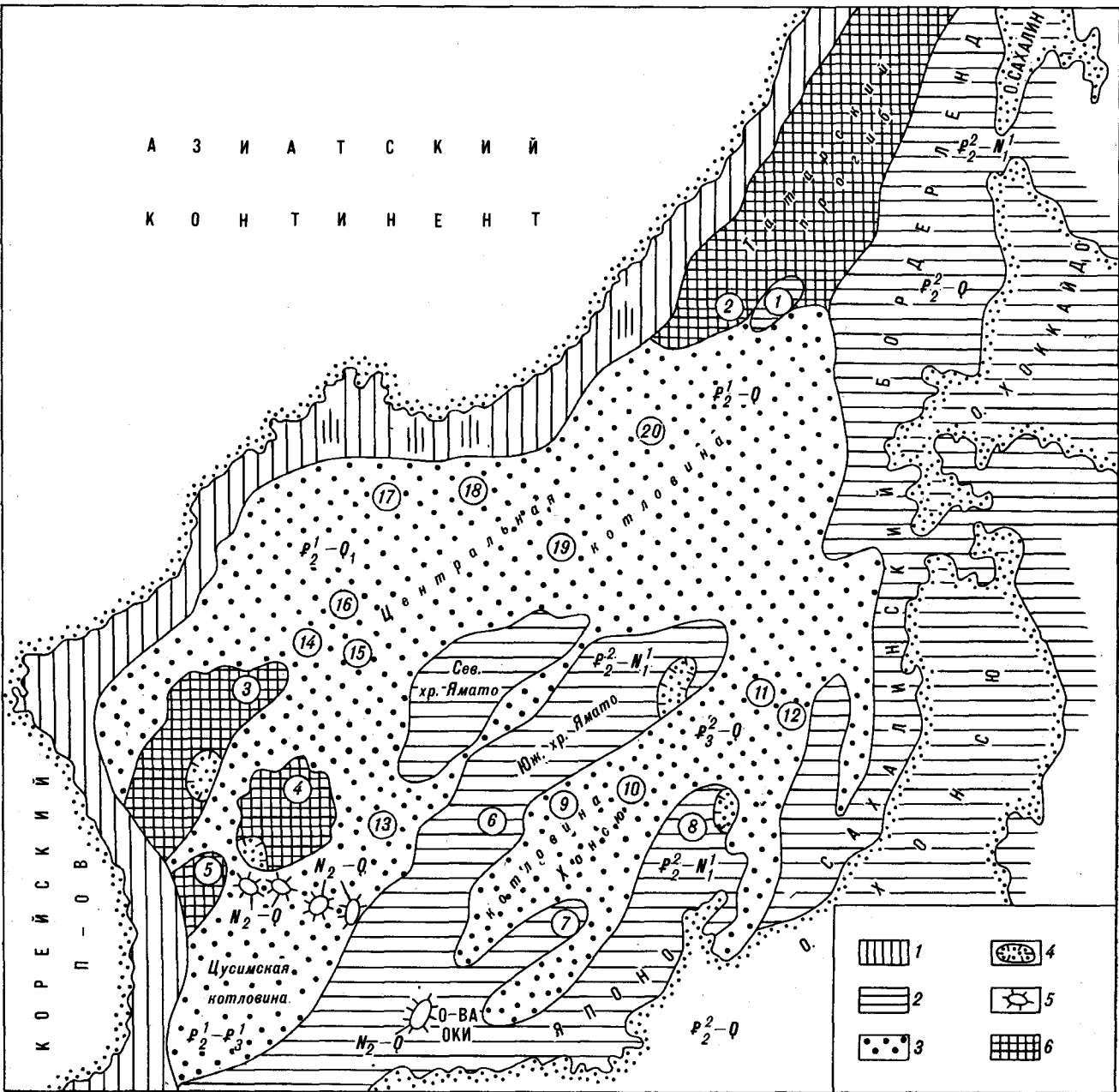


Рис. 1. Схема кайнозойского базальтоидного магматизма Японского моря.

1—5 — формационно-геохимические типы базальтоидов и районы их распространения: 1 — континентальные толеиты (линии сгущены в местах обнаружения базальтов этого типа), 2 — базальтоиды островодужного типа, 3, 4 — окраинно-морские толеиты и их дифференциаты (3 — котловины и их ответвления, 4 — наложенные постройки), 5 — щелочные базальтоиды типа пород континентальных рифтов, 6 — районы моря без проявления активного базальтоидного магматизма. Цифрами в кружках обозначены возвышенности: 1 — Витязя, 2 — Аллатова, 3 — Восточно-Корейская, 4 — Кристофовича, 5 — Улышндо, 6 — Пржевальского, 7 — хребет Оки, 8 — Ното, 9 — Медведева, 10 — Полигона-8, 11 — Мейё-2, 12 — Мацу, 13 — Галагана, 14 — Полигона-4, 15 — Кольцо, 16 — Гэбасс, 17 — Первенца, 18 — Тарасова, 19 — Безымянная, 20 — Богорова. Индексами показано время проявления магматизма.

ных толеитов определено как неогеновое на основании их полного сходства с платобазальтами Приморья и общности структурного положения.

Базальтоиды второго (островодужного) типа распространены значительно шире, чем континентальные толеиты. Они развиты на

крупных подводных поднятиях в центральной (возвышенность Ямато и ее отроги), а также в восточной и северо-восточной (структуры Японо-Сахалинского бордерленда) частях Японского моря (см. рис. 1). Для них характерны преобладание лейкократовых минералов-вкрапленников и присутствие магнетита во всем

Формационно-геохимические типы кайнозойских базальтоидов Японского моря

Комп- нент	n																	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
	2/8	22/10	16/9	6/2	2	11/28	18/47	7/10	14/28	9/8	7/8	3/7	4/2	7/9	2/6	1/1	1/4	8/11
SiO ₂	48,99	51,02	58,29	64,99	70,25	47,29	49,07	50,96	57,03	60,03	63,85	69,79	43,52	44,51	46,48	47,80	51,40	59,59
TiO ₂	1,37	0,94	0,90	0,53	0,38	1,48	1,78	2,06	1,03	0,81	0,36	0,16	2,64	3,31	2,91	2,50	1,80	0,45
Al ₂ O ₃	16,30	18,63	17,79	16,16	15,51	18,09	18,61	16,02	17,64	17,34	14,04	13,30	14,34	16,82	17,00	18,35	19,62	19,15
Fe ₂ O ₃	2,28	2,64	4,00	1,46	1,42	5,45	5,15	6,95	4,50	4,42	2,85	1,60	4,63	5,43	6,37	7,11	6,67	3,05
FeO	8,76	4,30	3,17	3,94	1,67	4,42	2,60	4,75	2,37	1,49	2,78	1,42	6,94	5,41	3,45	4,92	2,03	0,72
MnO	0,16	0,12	0,41	0,09	0,09	0,19	0,14	0,21	0,12	0,08	0,15	0,07	0,15	0,16	0,16	0,21	0,16	0,12
MgO	7,50	4,38	2,42	1,37	0,88	6,82	4,06	4,00	1,55	0,66	0,53	0,51	10,79	5,90	6,48	3,27	2,71	0,81
CaO	9,65	9,14	5,75	3,38	3,38	9,53	10,84	8,34	5,05	2,73	2,10	1,34	10,46	8,95	8,19	6,83	4,20	1,72
Na ₂ O	2,68	3,23	3,94	3,84	3,68	2,78	2,93	3,19	4,64	5,56	4,53	3,87	2,42	3,34	4,08	3,62	3,84	5,69
K ₂ O	0,57	1,82	1,82	2,85	3,41	1,07	1,24	1,11	3,24	5,10	3,54	4,63	1,20	2,91	3,25	4,02	4,80	6,33
П. п. п.	1,34	2,36	1,26	1,06	3,41	2,58	2,87	1,86	2,27	1,41	3,12	3,45	2,44	1,72	1,44	1,01	3,00	2,18
Co	80	28	20	14	28	28	24	19	6	4	5	2	84	23	34	21	8	2
Ni	226	28	18	13	100	48	15	10	8	8	4	4	208	56	93	30	10	5
Cr	320	43	31	12	324	324	42	14	14	8	3	2	370	80	149	50	23	5
V	212	171	118	105	205	239	213	44	44	28	9	16	260	173	167	120	70	10
Zr	91	161	175	205	150	456	152	261	362	362	453	303	165	264	333	400	500	660
Rb	H. a.	8	H. a.	H. a.	23	23	42	42	50	104	93	H. a.	28	47	22	H. a.	H. a.	H. a.
Sr	H. a.	699	H. a.	H. a.	407	427	427	456	460	180	34	H. a.	917	1040	914	H. a.	H. a.	H. a.

Примечание. 1 — тип 1 — континентальный толент; 2—5 — тип 2 — островные вулканы (2 — базальт, 3 — андезит, 4 — дацит, 5 — липарит); 6—12 — тип 3 — окраино-морские толенты и их дифференциаты (6 — оливиновый базальт, 7 — плагиоклазовый базальт, 8 — ферробазальт, 9 — трахит, 10 — трахит, 11 — трахит, 12 — трахит); 13—18 — тип 4 — щелочные базальтоиды типа континентальных рифтов (13 — пикритовый базальт, 14 — пикрит-оливиновый базальт, 15 — оливиновый базальт, 16 — амфиболовый базальт, 17 — лейкобазальт, 18 — трахит). H. a. — не анализировалось, n — количество анализов (в числителе — по петрогенным окислам, в знаменателе — по редким элементам).

эволюционном ряду; подчиненная роль оливина среди меланократовых минералов в базальтах; присутствие ортопироксена и водосодержащих минералов (биотит, амфибол), роль которых среди темноцветных возрастает от основных пород к кислым. По содержанию кремнезема описываемые вулканы образуют эволюционный ряд от базальтов до липаритов, при этом увеличение кремнезема сопровождается постепенным ростом щелочей (при постоянном преобладании натрия) и уменьшением глинозема, железа, магния, кальция и титана, т. е. наблюдается боуэновский тренд дифференциации (см. табл. 1). Вулканы этого типа пересыщены кремнеземом и характеризуются присутствием нормативного кварца, количество которого значительно увеличивается от базальтов к липаритам. Кроме того, они характеризуются низкими концентрациями сидерофильных элементов. В основных разностях они составляют 15—50 г/т, причем по мере раскисления пород содержание этих элементов практически не меняется. Никель-кобальтовое отношение в базальтах меняется от 0,8 до 1,2 (среднее 1,0), что при низких содержаниях сидерофильных элементов (менее 60 г/т) является типоморфным признаком для базальтов островных дуг [9, 12]. Таким образом, по соотношению и характеру поведения главных петрогенных элементов базальтоиды данного типа относятся к породам известково-щелочной серии, о чем свидетельствует и индекс Пикока, равный для них 58,3. Содержание сидерофильных микроэлементов и их соотношения позволяют отнести эти вулканы к известково-щелочной серии островных дуг. В целом вулканические породы этого типа по химическим особенностям пород и минералов, характеру эволюции (рис. 2) представляют собой типичные образования известково-щелочной серии островных дуг. Время их излияния, согласно геологическим данным [1, 3, 7, 8] и радиоизотопным определениям (см. табл. 2), различное: на возвышенности Ямато средний — верхний эоцен — поздний олигоцен (ранний миоцен?), на структурах Японо-Сахалинского бордерленда — нижний — верхний миоцен. Образования третьего типа — наиболее распространенные породы среди кайнозойских вулканических Японского моря. Они слагают вулканические горы в хребтах в глубоководных котловинах (Хонсю, Центральной) и формируют мелкие

Результаты определения возраста базальтоидов Японского моря

№ п/п	Номер пробы	Кол-во калия, %	$^{40}\text{K}\cdot 10^{-7}$, г/г	$^{40}\text{Ar}\cdot 10^{-7}$, г/г	^{40}Ar		Возраст, млн лет	№ п/п	Номер пробы	Кол-во калия, %	$^{40}\text{K}\cdot 10^{-7}$, г/г	$^{40}\text{Ar}\cdot 10^{-7}$, г/г	^{40}Ar		Возраст, млн лет
					^{40}Ar	^{39}Ar							^{40}Ar	^{39}Ar	
1	686	—	—	—	—	—	51	30	1155/1	1,91	12,32	0,08178	0,000637	11,5	
2	686/1	—	—	—	—	—	52	31	2068	0,95	11,59	0,023053	0,001989	34,3	
3	686/5	0,83	10,126	0,013625	0,001345	0,0006548	23,2	32	2070	1,28	15,616	0,053375	0,003417	58,5	
4	761	1,98	24,16	0,01582	0,0006548	0,001036	11,5	33	7714 ^a	0,63	7,686	0,2362	0,003074	52,7	
5	790/6	2,07	25,254	0,02618	0,001036	—	18,0	34	7728	1,45	17,69	0,00666	0,000376	6,5	
6	791 ^a	—	—	—	—	—	44,0	35	5850	—	—	—	—	<18,0	
7	791 ^b	0,51	6,222	0,012050	0,001937	—	33,4	36	2054	1,36	16,2221	0,014767	0,0091	15,6	
8	791/2	0,58	7,076	0,00989	0,0013967	—	24,2	37	2055/2	4,98	60,756	0,063054	0,004038	18,0	
9	443/1	1,65	20,13	0,027	0,0013	—	23	38	2209	1,08	13,176	0,014323	0,004092	19,0	
10	444/1	1,56	19,03	0,05	0,0026	—	46	39	77131	0,80	9,76	0,00661	0,000678	11,8	
11	444/2	1,13	13,79	0,036	0,0026	—	46	40	77132	0,66	8,052	0,00466	0,000578	10,0	
12	444/6	1,78	21,72	0,038	0,0017	—	30	41	77106	2,22	27,084	0,1443	0,000533	9,3(10,2)	
13	413/1	1,65	20,13	0,027	0,0013	—	23	42	77107/1	1,95	23,79	0,019946	0,000838	14,5	
14	416	1,29	15,74	0,028	0,0018	—	32	43	77108	1,91	23,303	0,01626	0,0006979	12,0	
15	YS ₁₋₂	1,44	—	—	—	—	21,6±5	44	MASA	1,75	—	—	—	4,16±0,16	
16	YS ₁₋₁	0,94	—	—	—	—	19,3±5	45	77117	4,15	50,63	0,05306	0,001048	18,2	
17	4226	1,23	15,01	0,00928	0,000618	—	11,0	46	77117/4	1,92	23,424	0,02189	0,0009346	16,2	
18	1317	1,06	12,932	0,005755	0,000447	—	7,7	47	77119	2,03	24,766	0,01832	0,00074	12,9	
19	7734/1	1,36	16,592	0,009625	0,00058	—	10,0	48	1468/1	1,22	14,5521	0,00642	0,000662	11,4	
20	7736	0,70	8,54	0,01095	0,001282	—	22,2	49	1471/8	2,03	24,766	0,01754	0,007044	12,2	
21	1679/1	1,33	16,236	0,011446	0,00075	—	12,8	50	1618	0,83	10,126	0,01854	0,001830	31,6	
22	1474	3,79	46,238	0,00071	0,000001	—	1,0(1,0)	51	2397/2	0,90	10,7352	0,03794	0,003534	60,2(62,5)	
23	7749	0,66	8,052	0,00375	0,0004659	—	8,0	52	2417	1,78	21,2318	0,002125	0,000100	2,0	
24	7766 ^b	4,39	53,558	0,11643	0,000217	—	3,8	53	7778/3	1,34	16,348	0,050179	0,003069	52,7	
25	7752	0,62	7,564	0,00175	0,000231	—	4,0	54	7779/4	3,47	42,334	0,03164	0,000747	13,0	
26	7753	0,66	8,052	0,00569	0,000707	—	12,3	55	936	2,49	30,38	0,006027	0,0001983	3,5	
27	1165	0,28	3,42	0,0303	0,000865	—	15,5	56	1212 ^b	2,50	30,50	0,003928	0,000128	2,2	
28	1147 ^г	1,01	12,047	0,01242	0,001007	—	17,2	57	1208	4,74	57,83	0,0112	0,0001936	3,5	
29	1149/5	1,34	16,35	0,01507	0,0009217	—	16,0								

Примечание. 1—8 — континентальные толелиты; 9—16 — базальтоиды островидного типа (возвышенность Ямаго); 17—54 — окраинно-морские толелиты и их дифференцаты; 17—38 — Центральная котловина (17, 18 — базальты хребта Галагана (полюгон 20-А); 19—22 — возвышенность Гебасс (19—21 — базальты, 22 — трахит-дацит); 23, 24 — возвышенность Гарасо; 31, 32 — базальты возвышенности И-4; 27, 28 — базальты возвышенности «Перенца»; 29, 30 — базальт с вулканической и трахитоидной возвышенностью Гарасо; 31, 32 — базальты возвышенности Бельминной; 33—37 — хр. Богорова (33—36 — базальты, 37 — трахит); 38 — базальт с вулканической возвышенностью Гарасо; 39—49 — котловина Хондо (39, 40 — базальты с возвышенности Полигона-8, 41—44 — трахитоидные горы Мацу; 45—47 — возвышенность Миде-2 (43 — трахит, 46, 47 — трахитоиды); 48, 49 — возвышенность Миде-2 (48 — базальт, 49 — долерит); 50—54 — надолженные горы стройки (50—52 — базальты с возвышенности Ямаго (53 — базальт, 54 — трахитиды)); 55—57 — щелочные базальтоиды типа пород континентальных рифтов (55 — базальт с возвышенности Глебова, 56, 57 — трахит Оми (56 — базальт, 57 — трахит)); 1, 2, 6 — из [14]; 9—14 — из [1]; 15, 16, 44 — из [18]; 35 — из [20]; 19, 20, 23, 34, 39—43, 45—47, 53, 54 — коллекция Ю. Б. Балазова. Определения выполнены калий-аргоновым методом в ИО Палеонтология А. А. Грачевой. В скобках приведены результаты повторных определений из одной и той же пробы.

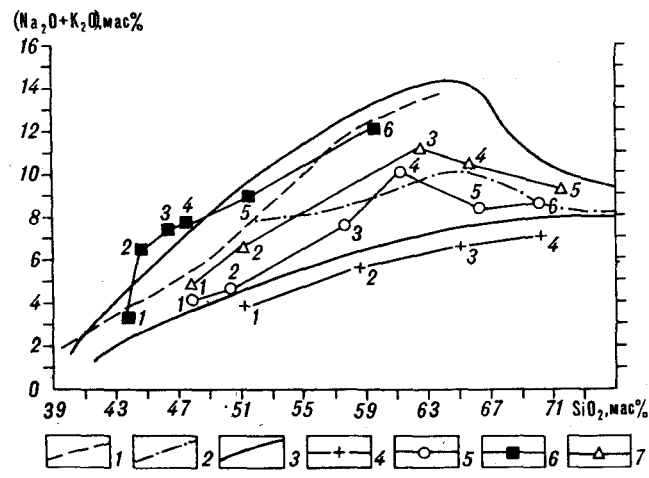


Рис. 2. Диаграмма эволюции составов базальтоидов Японского моря.

1 — нижняя граница распространения пород, содержащих фельдшпатоиды; 2 — нижняя граница распространения безфельдшпатоидных щелочных пород; 3 — границы распространения субщелочных пород; 4—7 — эволюционные тренды базальтоидов Японского моря: 4 — островодужного типа (1 — базальт, 2 — андезит, 3 — дацит, 4 — липарит), 5 — окраинно-морские толеиты и их дифференциаты (1 — оливинный базальт, 2 — ферробазальт, 3 — трахиандезит, 4 — трахит, 5 — трахидацит, 6 — трахилипарит), 6 — щелочные базальтоиды Пусимской котловины (1 — пикрито-базальт, 2 — пироксен-оливинный базальт, 3 — оливинный базальт, 4 — амфиболовый базальт, 5 — лейкобазальт, 6 — трахит, 7 — щелочные базальтоиды о. Дого [29] (1 — оливинный базальт, 2 — муджирит, 3 — трахит, 4 — трахидацит, 5 — трахилипарит).

наложенные постройки в краевых частях крупных возвышенностей — Ямато, Ното, Восточно-Корейской (см. рис. 1). По содержанию кремнезема они образуют ряд пород от базальтов до трахилипаритов (см. табл. 1). Особенности вулканитов этого типа являются отсутствие ортопироксена и присутствие кварца (обычно в резко подчиненном количестве) лишь в некоторых наиболее кислых разновидностях — трахидацитах и трахилипаритах. Для преобладающей части базальтов характерны существенно оливин-плаггиоклазовый парагенезис минералов-вкрапленников с резко подчиненным количеством клинопироксена и отсутствие магнетита. Другие разности базальтов (пироксен-оливинные, ферробазальты) и более кислые дифференциаты характеризуются обычно присутствием рудных минералов. Водосодержащие минералы в базальтах отсутствуют и обычно не характерны для кислых разновидностей.

Окраинно-морские толеиты — это специфические породы, характерные для Японского моря (см. табл. 1). Высокое содержание глинозема (17—20%), щелочей (3,5—4,5%) и связанных с последними Zr, Rb, а также низкая кальциевоность (8,5—11,0%) свидетельствуют об их геохимическом родстве с основными вулканитами известково-щелочной серии островных дуг, тогда как содержание остальных петрогенных окислов, высокий уровень сидерофильных элементов (Ni 40—250, Cr 150—

500 г/т) и особенности химизма их минералов сближают эти базальты с океаническими толеитами и толеитами океанических гор и поднятий. По характеру эволюции описываемые базальтоиды существенно отличаются от островодужных вулканитов Японского моря (известково-щелочная серия). Вначале идет интенсивное накопление железа и титана, сопровождающееся уменьшением глинозема (до 13—15%), магния (до 3,5) и незначительным увеличением щелочей и кремнезема, т. е. проявляется феннеровский тренд дифференциации. На этом же этапе эволюции в базальтах резко уменьшаются концентрации сидерофильных элементов (до 20—40 г/т). Далее, по мере роста кремнезема, первоначально идет интенсивное увеличение (до 10—11% в трахитах), а затем падение (до 8—9%) щелочности в трахидацитах и трахилипаритах (см. рис. 2). Содержания кальция, железа, магния и титана значительно уменьшаются, причем их уровень в конечных дифференциатах почти в два раза ниже, чем в кислых вулканитах островодужного типа. Количество глинозема в средних разновидностях (трахиандезиты, трахиты) долго удерживается на одном и том же довольно высоком уровне (17—19%), а затем резко уменьшается на 4—6% в трахидацитах и трахилипаритах. Базальты этого типа недосыщены или насыщены кремнеземом и характеризуются нормативным кварцем, гиперстеном, оливинном и редко нефелином; более кислые вулканиты обычно пересыщены кремнеземом, но количество нормативного кварца в них обычно ниже, чем в равных по уровню кислотности базальтоидах островодужного типа Японского моря. В целом эволюция базальтовой магмы в пределах вулканических гор и наложенных построек в Японском море протекает по законам, свойственным для магм толеитового типа (наличие феннеровского тренда и пантеллеритовой тенденции). Ее характер в данном случае отвечает особенностям эволюции базальтоидного магматизма на горах и поднятиях океана.

Время излияния окраинно-морских толеитов и их дифференциатов в Центральной котловине и котловине Хонсю различное. В Центральной котловине и на наложенных постройках, расположенных на примыкающих к ней возвышенностях (Восточно-Корейская, Ямато), время их формирования поздний палеоцен — поздний плиоцен (плейстоцен?); в котловине Хонсю — поздний олигоцен — поздний плиоцен (плейстоцен?). Такое время образования этих базальтоидов определяется исходя из данных радиоизотопных определений, конкретных геологических наблюдений и общих геологических представлений автора, основанных на сравнительном анализе данных по различным окраинным морям Тихого океана.

Многочисленные определения (более 35) радиозотопного возраста (см. табл. 2) пород этого типа дают интервал 1—60 млн лет. Современная вулканическая деятельность в котловинах Японского моря не обнаружена. Для базальтоидов котловины Хонсю основная часть определений (10) ложится в диапазон 9,3—18,2 млн лет, что отвечает верхам нижнего миоцена — среднему миоцену. Одно определение (4,16 млн лет) отвечает плиоцену (данные японских авторов). Последнее может указывать на то, что основной этап формирования вулканических построек в котловине Хонсю происходил в нижнем — среднем миоцене и, вероятно, затем продолжался (или возобновился) в плиоцене. Для пород Центральной котловины и наложенных построек, расположенных на сопряженных с ней возвышенностях (Восточно-Корейская, Ямато), анализ данных по радиозотопному возрасту (27 определений) дает следующее: шесть определений отвечают палеогену (31—60 млн лет); основная часть определений ложится в интервал 10—22 млн лет (нижний — средний миоцен); три определения (6,5; 7,7; 8,0 млн лет) дают позднемиоценовый возраст и четыре — плиоценовый. При этом позднемиоценовый и плиоценовый возраст имеют главным образом более кислые дифференциаты и оливин-клинопироксеновые базальты. И те и другие, по мнению автора, образуются на завершающем этапе эволюции магматического очага. Данные изотопного возраста пород Центральной котловины позволяют говорить о существовании здесь трех этапов магматизма: палеогенового, в период которого происходило, вероятно, образование котловины и началось формирование подводных гор; нижне-среднемиоценового, когда магматизм локализовался и происходило интенсивное формирование вулканических построек; плиоценового, в течение которого вулканические процессы протекали на некоторых, наиболее крупных, постройках.

Со склонов подводных гор котловин наряду с вулканическими породами были подняты слаболитифицированные диатомовые осадочные образования, в которых часто встречаются обломки базальтов. Возраст этих пород (по данным Н. Г. Ващенко) главным образом позднемиоценовый. Последнее указывает на то, что к тому времени основное формирование постройки завершилось и на ней происходило осадконакопление. Следует отметить, что станции с осадочными образованиями взяты главным образом не с привершинной, а с нижней или средней части вулканической постройки. Количество пирокластики в позднемиоценовых отложениях Японского моря уменьшается по сравнению со среднемиоценовыми. Этот факт также подтверждает мнение о том, что в

позднем миоцене и плиоцене вулканическая деятельность сократилась — действовали лишь единичные наиболее крупные вулканы.

По мнению автора, окраинные моря северо-западной части Тихого океана и их глубоководные котловины образовались в результате единого для всех морей циклического деструктивного процесса. В Филиппинском море данными глубоководного бурения установлено, что фундамент Западно-Филиппинской котловины сформировался в среднепалеогеновое время, а в котловинах Сикоку и Паресе-Вела — в позднеолигоцен-среднемиоценовое время. Друг от друга они отделены остаточной островной дугой — хребтом Кюсю-Палау, активный магматизм островодужного типа на котором протекал в среднеэоцен-позднеолигоценное время. Иными словами, в Филиппинском море имеются две разновозрастные котловины, разделенные остаточной островной дугой, магматизм на которой проявился в определенный период. То же самое, но не так отчетливо, наблюдается и в Японском море: две глубоководные котловины — Центральная и Хонсю, разделены возвышенностью Ямато, островодужный магматизм на которой, так же как на Кюсю-Палау, протекал в среднеэоцен-позднеолигоценное время. Эти факты позволяют говорить об аналогии в образовании котловин Японского и Филиппинского окраинных морей, а значит, и о формировании Центральной котловины в Японском море в палеогеновое, а котловины Хонсю — в позднеолигоцен-нижнемиоценовое время.

Образования четвертого типа — щелочные базальтоиды, сходные с породами континентальных рифтов, развиты в Японском море незначительно (см. рис. 1). Они известны только в юго-западной части моря, где слагают локальные вулканические постройки как в пределах жестких блоков древней сиалической коры (о. Дого), так и в глубоководной части моря (север Цусимской котловины). Структуры, расположенные в Цусимской котловине, образуют как бы цепочку, вытянутую почти в широтном направлении. Они формируют собой северную границу Цусимской котловины. С запада на восток следуют о. Уллындо, подводная возвышенность Глебова, о. Чукто, гайот Оки (см. рис. 1). Вулканы о. Дого образуют эволюционный ряд от щелочных оливинных базальтов до трахилипаритов. Характерными особенностями их кислых разновидностей являются преобладание калия над натрием и присутствие в них щелочных минералов [29]. Базальтоиды Цусимской котловины по содержанию кремнезема (41—61 %) образуют ряд пород от пикритовых базальтов до щелочных трахитов (см. табл. 1). Разнообразие минерального состава обуславливает и вариации хими-

ческого состава вулканитов. Базальтоиды Цусимской котловины (за исключением пикритовых базальтов) характеризуются высокой щелочностью на протяжении всего эволюционного ряда (см. рис. 2). Особенности поведения натрия и калия свидетельствуют о калиевом типе щелочности, причем по мере раскисления пород интенсивность накопления калия по отношению к натрию увеличивается и калий становится преобладающим элементом среди щелочей (см. табл. 1). На высокую щелочность и ее калиевый тип указывает характер поведения циркония: в базальтах его концентрации изменяются от 200 до 400 г/т, затем идет резкое накопление этого элемента по мере раскисления пород, и в трахитах содержание циркония составляет 600—900 г/т (см. табл. 1). Основной особенностью вулканитов Цусимской котловины является высокое содержание в базальтах титана (до 3,6 %) и калия (до 4,8 %), а также преобладание последнего над натрием в некоторых основных и во всех кислых разностях (см. табл. 1).

Плиоцен-четвертичные калиевые щелочные базальтоиды широко развиты по обрамлению Японского моря. Они известны в Китае, Приморье, на Корейском полуострове и на Японских островах [3, 4, 21]. Из литературы известно, что щелочной базальтоидный магматизм, характеризующийся преобладанием калия над натрием, не свойствен для океанов и развит главным образом на континентах [9, 10, 22], где он обычно локализуется в структурах растяжения — континентальных рифтах. Щелочной вулканизм Японского моря проявился в пределах жестких структур, которые считаются частью Сино-Корейского щита, или же в непосредственной близости от них. При этом он локализован практически вдоль одной линии, что наводит на мысль о приуроченности магматизма к мощной зоне разломов, образовавшейся в период плиоцен-четвертичной активизации впадины Японского моря.

Таким образом, особенности минерального и химического составов щелочных базальтоидов Японского моря, их структурное положение, а также сходство со щелочными (калиевыми) вулканитами континентов позволяют отнести их к типу щелочных базальтоидов континентальных рифтов.

Время образования щелочных базальтоидов Цусимской котловины устанавливается достаточно определенно как плиоцен-четвертичное на основании следующих фактов: все щелочные базальты, развитые по обрамлению Японского моря, имеют плиоцен-четвертичный возраст [3, 4, 21]; щелочные вулканиты о. Дого (Японское море, рядом с Цусимской котловиной) также образовались в плиоцен-четвертичное время [29]; последнее извержение вул-

кана на о. Уллындо происходило в историческое время [4]. Кроме этих общегеологических фактов, на такой возраст щелочных пород Цусимской котловины указывают некоторые радиоизотопные датировки (см. табл. 2) и свежий облик самих пород.

Имеющиеся данные по кайнозойскому базальтоидному магматизму позволяют рассмотреть вопрос о происхождении Японского моря и природе его главных структур. Существует прямая связь между тектоникой и магматизмом, т. е. зоны высокой подвижности всегда сопряжены с активным вулканизмом. Однако породы, образовавшиеся в различных тектонических активных зонах, существенно различаются, т. е. определенный комплекс магматических пород образуется только в конкретной тектонической обстановке. А. А. Маракушев [11] выделяет две группы подвижных поясов с активным магматизмом: одни находятся в преобладающем режиме растяжения, другие — сжатия. По мнению этого автора, в режиме сжатия развивается магматизм на островных дугах и активных окраинах континентов, а в обстановке растяжения — в рифтах и зонах внутриплитовых разломов океанов и континентов, а также в глубоководных впадинах окраинных морей. В обстановке сжатия формируются вулканиты островодужного типа, а континентальные, океанические, окраинно-морские толеиты и их дифференциаты — в условиях растяжения. Щелочные породы также образуются в условиях растяжения земной коры, но только в том случае, если оно было незначительным или уже ослабло [11, 19].

Время образования базальтоидов, свойственных обстановке сжатия, в Япономорском регионе различно: в Приморье (кузнецовская свита известково-щелочной серии континентальных окраин) — палеоцен — ранний эоцен [2]; на возвышенности Ямато — средний эоцен — поздний олигоцен; на Японо-Сахалинском бордерленде — ранний-поздний миоцен. Современный вулканизм этого типа главным образом сосредоточен в зоне Насу (о. Хонсю). Время излияния базальтоидов, характерных для зон растяжения, в различных местах Япономорского региона также неодинаковое: в Центральной глубоководной котловине — поздний палеоцен — плейстоцен, в котловине Хонсю — поздний олигоцен — плейстоцен. Современный вулканизм в пределах этих структур не известен. Наиболее активному магматизму котловины Хонсю соответствует по времени период формирования континентальных толеитов в Приморье и на его материковом склоне. Базальтоиды щелочного типа в Японском море изливались в плиоцен-четвертичное время, вплоть до современного. В этот же период формировались и щелочные вулканиты во внут-

ренной зоне о. Хонсю — район Саньин-Хокурису на п-ове Корея (вулкан Пэктусан и др.) и в Приморье [3, 4, 21].

Анализ кайнозойского базальтоидного магматизма Японского моря и его обрамления показывает, что зоны вулканизма, характерного для условий сжатия, постепенно смещались с запада на восток (кузнецовская свита, возвышенность Ямато, внутренняя часть Японских островов и современная зона их вулканизма). Возраст магматизма, типичного для растяжения, также омолаживается в этом направлении — Центральная котловина, котловина Хонсю (щелочной вулканизм о. Хонсю и Японского моря). Из этого следует, что периоды сжатия закономерно сменялись периодами растяжения. Выделяются три уменьшающихся по интенсивности периода растяжения: 1 — поздний палеоцен — поздний эоцен (ранний олигоцен?), 2 — поздний олигоцен — ранний миоцен, 3 — плиоцен — современный — и четыре периода сжатия: 1 — ранний палеоцен — ранний эоцен, 2 — средний эоцен — ранний миоцен, 3 — ранний — поздний миоцен, 4 — поздний плиоцен — антропоген. В настоящее время Японская островная дуга находится в режиме преобладающего сжатия. Закономерная смена режимов растяжения и сжатия в Японском регионе позволяет говорить о сложном и направленном процессе формирования структур Японского моря. Определяющим фактором в образовании впадины было растяжение. Высокая пористость базальтов, развитых на возвышенностях в глубоководных котловинах [15], свидетельствует о формировании этих пород в близповерхностных условиях. Современное положение вершин вулканических построек (обычно глубже 1,5 км) позволяет говорить о постоянно существующей (до какого-

то периода) тенденции их погружения, что, вероятно, связано с постепенным опусканием дна глубоководных котловин. Это указывает на то, что наряду с определяющей ролью растяжения в формировании всех типов структур моря немаловажное значение имело и погружение, сопровождающее процессы растяжения.

Характер магматизма различных структур Японского моря позволяет говорить об их природе. Глубоководные котловины представляют собой новообразованные структуры, сформировавшиеся в условиях растяжения. При этом основной этап формирования Центральной котловины приходится на среднепалеогеновое, а котловины Хонсю — на позднеолигоцен-среднемиоценовое время. Эти котловины разделены возвышенностью Ямато, которая является частью остаточной островной дуги с активным вулканизмом островодужного типа среднеэоцен-позднеолигоценного времени.

Таким образом, Японское море сформировалось в кайнозойское время за счет дробления окраины Азиатского континента и дрейфа его отколовшихся фрагментов (протофундамента Японской островной дуги) в сторону Тихого океана. Образование его впадины происходило при чередующихся режимах растяжения и сжатия, каждый из которых отражен определенным циклом магматизма. Определяющим на всем этапе эволюции Японского моря был постоянно существующий режим сжатия во фронтальной (океанической) части сопряженной дуги. Накопившееся напряжение снималось процессом растяжения в тыловой части дуги, что приводило к горизонтальному смещению ее фронтальной части в восточном направлении (в сторону океана). Затем этот цикл повторялся.

ЛИТЕРАТУРА

1. Васильев В. И., Карп Б. Я. и др. Строение подводной возвышенности Ямато по геофизическим данным. — М.: Изд-во МГУ, 1975.
2. Вулканические пояса Востока Азии. — М.: Наука, 1984.
3. Геологическое развитие Японских островов. — М.: Мир, 1968.
4. Геология Кореи. — М.: Наука, 1964.
5. Геология дна Филиппинского моря. — М.: Наука, 1980.
6. Дмитриев Ю. И. Формационный тип базальтов океанических структур растяжения // Петрология и рудоносность индикаторных магматических формаций. — М.: Наука, 1981.
7. Ерохов В. Ф., Жидкова Л. С. и др. Геологическое строение острова Монерон (Японское море) // Геология и геофизика. — 1971. — № 1.
8. Куделькин В. В., Журавлева А. В., Шереметьева Г. Н. Палеогенные отложения острова Монерон (Татарский пролив) // Докл. АН СССР. — 1982. — Т. 267, № 3.
9. Лутц Б. Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. — М.: Недра, 1980.
10. Магматические горные породы. Щелочные породы. — М.: Наука, 1984.
11. Маракушев А. А. Петрогенезис и структурная эволюция земной коры // Вест. МГУ. Сер. геол. — 1984. — № 4.
12. Маргунов Ю. А. Проблема происхождения базальтоидных серий островных дуг по данным о соотношении никеля и кобальта // Докл. АН СССР. — 1983. — Т. 273, № 5.
13. Попов В. К. Петрология палеоген-неогеновых вулканических комплексов Восточного Сихотэ-Алиня. — Владивосток, 1986.
14. Пушин И. К., Берсенев И. И. Базальтоиды материкового склона у побережья Южного Приморья // Геология окраинных морей Тихого океана. — Владивосток, 1975.
15. Свининников А. И., Съедин В. Т. Физические свойства пород кайнозойских вулканогенных комп-