

ЗОНАЛЬНОСТЬ АССОЦИАЦИЙ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ВОСТОЧНЫХ ПРОВИНЦИЙ ТИХОГО ОКЕАНА

Э.Д. Голубева

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
690022, г. Владивосток, пр. 100-летия Владивостока, 159*

E-mails: office@fegi.ru

Поступила в редакцию 4 мая 2006 г.

Изучение магматизма петрологических провинций восточной части Тихого океана, выделенных с учетом особенностей химизма пород, слагающих морфотектонические структуры океанического дна, показало существенные различия ассоциаций слагающих эти провинции типов базальтов и выявило зависимость вариации состава пород от геодинамической обстановки их формирования. Установлена обусловленность характера ассоциаций формационно-геохимических типов базальтов от скорости спрединга в разных блоках рифтовой структуры срединно-океанического хребта. Выявлена зональность проявления различных типов базальтов в драгировках и скважинах глубоководного бурения срединно-океанического хребта, его боковых склонов и рифтовых зон. Определены направления вариации состава пород в срединно-океаническом хребте и примыкающих к нему рифтовых структурах Хуан де Фука, Галапагос и Калифорнийской. Ассоциации магно- и ферротолейтов в срединно-океаническом хребте Тихого океана и их перемежаемость в скважинах бурения свидетельствуют о преобладании феннеровского тренда эволюции состава базальтоидов, реализующегося в восстановительных условиях рифтогенеза. Наиболее неустойчивая геодинамическая обстановка и увеличение подщелоченных типов базальтов характерна для разломных зон, рифтовых структур, зон нарушения центров спрединга и фланговых зон срединного хребта.

Ключевые слова: *Тихий океан, Восточно-Тихоокеанское поднятие, рифтовые структуры, магматизм, типы и ассоциации базальтов, зональность, эволюция.*

ZONALITY OF MAGMATIC ROCK ASSOCIATIONS OF THE PACIFIC EASTERN PROVINCES

E.D. Golubeva

Far Eastern Geological Institute, Far Eastern Branch of RAS

The author studied the magmatism of the East Pacific petrological provinces that have been distinguished with regard to the rock chemistry and morphotectonic structures of the ocean floor. The significant differences between basalt types associations of these provinces was showed and the variations of rock composition depend on geodynamic regime of their formation was revealed. It was established that geochemical types of basalts had been dictated by the spreading rate in different blocks of the rift structure of the mid-oceanic ridge. Zonality of different type basalts in dragging and cores of deep-sea drilling of the mid-oceanic ridge, its slopes, and rift zones has been recognized. The trends of rock composition variation in the mid-oceanic ridge and adjacent Huan de Fuka, Galapagos, and California rift structures have been determined. Associations of magno- and ferrotholeiites in the mid-oceanic ridge and their alternation in the drilling holes testify to predominance of the fenner trend of evolution of basaltoid composition, which is realized under the reduction conditions of rifting. The most unstable geodynamic regime and increase of subalkaline types of basalts are typical for the fault zones, rift structures, zones of dislocations of spreading centers, and flank zones of the mid-oceanic ridge.

Key words: *Pacific Ocean, East-Pacific Rise, rift structures, magmatism, types and associations of basalts, zonality, evolution.*

Введение

Результаты изучения геологии и особенностей магматизма структур дна Тихого океана, самого обширного из всех океанов и имеющего наиболее сложное геологическое строение, являются ценным источником информации о глубинных процессах его формирования. Большой вклад в исследование магматизма океанов был сделан учеными разных стран, благодаря работам по глубоководному бурению и драгированию ложа океана. Изучение магматизма Тихого океана до сих пор является актуальной проблемой. Выявление характера распределения выделенных типов пород не только в Восточно-Тихоокеанском поднятии, но и на удалении от него и в окаймляющих его рифтовых структурах позволяет оценивать зональность океанических блоков на основе выявления закономерностей формирования магматических комплексов океана в разных геодинамических обстановках (рифтогенеза ВТП, окаймляющих рифтов, разломных зон и др.).

Работа является продолжением и развитием изучения геологии и магматизма Тихого океана, проводимого в рамках Международной программы «Мировой океан». Основой для исследований являлись коллекции кернов глубоководного бурения б/с «Гломар Челленджер», полученные из Скриппсовского института океанографии г. Вашингтона (рейсы 16-67; 64 скважины бурения; 600 образцов кернов). При общении петрогеохимической информации также использовались многочисленные опубликованные данные бурения и драгирования дна океана (более 12 тыс. проб).

Суммирование и изучение проб проводилось с использованием математических методов, позволяющих моделировать направление вариации состава пород в единой размерности. Кластерный или таксономический анализ информации использовался с целью автоматического разделения изучаемой выборки проб (объектов) на объективно существующие группы (таксоны или кластеры). Факторный анализ данных представляет собой математический метод описания информационной системы с помощью основополагающих комплексных параметров – факторов, являющихся линейными комбинациями исследуемых признаков. Факторные значения определяются по принципу максимизации связи между переменными, а главный фактор отражается вектором в многомер-

ном пространстве признаков с максимальным вкладом в изменчивость системы факторных параметров – признаков (R-метод) и объектов (Q-метод). Важным преимуществом применения комплекса этих методов является возможность одновременного графического изображения факторных значений переменных и объектов, что значительно облегчает интерпретацию расчетов [Голубева, 1990, 2005] эволюции магматизма в структурах океана.

Типизация базальтов провинций восточной части Тихого океана

Определение типов пород океана (типизация) проводилась по минеральному и химическому составу с учетом геохимических характеристик (табл. 1). Базальты срединно-океанических хребтов (СОХ), для которых кроме вариации составов характерно постепенное увеличение от низких к более высоким уровням содержания щелочей, литофильных элементов-примесей (Rb, Ba, Sr) и значений нормированных [Evensen et al., 1978] отношений $(La/Sm)_n$, соответственно представлены: D – деплетированными, N – нормальными, T – переходными и E – обогащенными типами СОХ. Выделены калиевые ферротолейты и натриевые толейты (табл. 1, гр. 3, 4); отдельным формационно-геохимическим типом определены ультратитанистые ферротолейты (UTi-Fe-тип), известные из литературы как толейты плюмового типа (P-type) [Голубева, 1990]. Для сравнения в таблице приведены примитивные толейты океанических плит (табл. 1), которые, подобно породам Науру, А. Саундерсом с соавторами [Saunders et al., 1982] названы толейтами PIP (primitive inside plates). К ним относятся базальты океанических плато и впадин центральной и западной частей Тихого океана [Initial..., 1981. V. 61]. Будучи петрологическими и геохимическими аналогами толейтов и ферротолейтов СОХ T-типа, они отличаются повышенными значениями $(La/Sm)_n \approx 1$.

Подобные типы толейтов были выделены в Атлантическом океане на основании кластерного анализа петрохимического состава закалочных стекол срединно-океанического хребта по данным каталога Смитсониевского института США [Дмитриев, 1998].

Понятие петрологической провинции впервые в морской геологии применил Дж. Натланд для островной системы Лайн [Natland, 1976].

ЗОНАЛЬНОСТЬ АССОЦИАЦИЙ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Таблица 1

Петрогеохимическая систематика базальтов восточной части плато Тихого океана

Формационно-геохимические и геохимические типы пород	Типохимические особенности (средние значения окислов в мас. % и соотношений компонентов)						Геодинамическая позиция вулканизма (типичные примеры)
	TiO ₂	FeO	Na ₂ O	K ₂ O	Ba, г/т	[La/Sm] _n	
1. Толейты срединно-океанических хребтов (СОХ)							ВТП и ЮТП: 1, 2, 7 – осевые зоны, 3, 5, 6 – фланги поднятий, зоны нарушения центров спрединга; поднятия в зонах спрединга (рифтовые структуры Галапагос, Хуан де Фука), 4 – участки выклинивания рифтовых зон под покровами континентальной коры (Калифорнийская рифтовая зона); боковые склоны ВТП
1) магнотолейты (N-тип)	1,2	9,3	2,4	0,08	18	< 0,45-0,75	
2) ферротолейты (Fe-тип)	1,9	11,2	2,6	0,10	22	0,4-0,6	
3) калиевые ферротолейты (K-Fe-тип)*	2,0	11,4	2,7	0,65	31	0,6- 1,0	
4) Na-толейты (Na-тип)*	1,8	9,0	3,0	0,24	88	0,8-1,0	
5) переходные (Т-тип)	1,4	10,6	2,9	0,18	40	0,75-1,2	
6) обогащенные (Е-тип)	2,7	12,7	2,9	0,40	73	> 1,2	
7) деплетированные (D-тип)	0,9	8,5	2,1	0,07	10	> 0,45	
2. Ультратитанистые ферротолейты (UTi-Fe-тип)	2,7	14,0	2,7	0,13	13	0,6-1,0	Разломы в поднятиях рифтовых структур Хуан де Фука, Галапагос; Трансформные разломы
3. Примитивные толейты плит (PIP) магнотолейты (скв. 462)	1,0	10,6	2,0	0,13	8,4	0,75	Зоны рассеянного спрединга внутри абиссальных плит (впадина Науру), поднятий и плато (Манихики, Онтонг-Джава и др.).
Ферротолейты (скв. 462)	1,3	12,2	2,5	0,16	13	0,78	
4 (5). Субщелочные базальты	1,7	8,4	3,0	0,7	86	1,47	Разломные зоны и боковые склоны ВТП

Примечание. Таблица приведена в сокращенном виде (по И.Н. Говорову и Э.Д. Голубевой [Петрологические..., 1996]). *Новые типы, выделенные И.Н. Говоровым и Э.Д. Голубевой. В скобках – нумерация типа 4 в исходной таблице.

В результате изучения геологических и петрогеохимических особенностей магматизма ложа Тихого океана выделены петрологические провинции, представляющие собой морфотектонические области, характеризующиеся специфическими ассоциациями формационно-геохимических типов базальтов, связанных общностью происхождения и времени формирования. Среди 66 морфотектонических структур океанического дна (хребтов, поднятий, плато и др.) [Головинский, 1985] нами выделено 40 петрологических провинций [Петрологические..., 1996].

В работе изложены результаты дальнейшего исследования особенностей магматизма про-

винций восточной части Тихого океана на основании изучения характера распределения типов пород и их ассоциаций, слагающих различные блоки рифта ВТП, изменения их при удалении от центральной зоны рифта, а также в окаймляющих ВТП рифтовых зонах Хуан де Фука, Калифорнийской и Галапагосской (рис. 1А,Б,В).

Геологические и петрогеохимические особенности магматизма провинций восточной части Тихого океана

Выделенная изначально как океаническая [Пушаровский, 1986] утоненная кора риф-

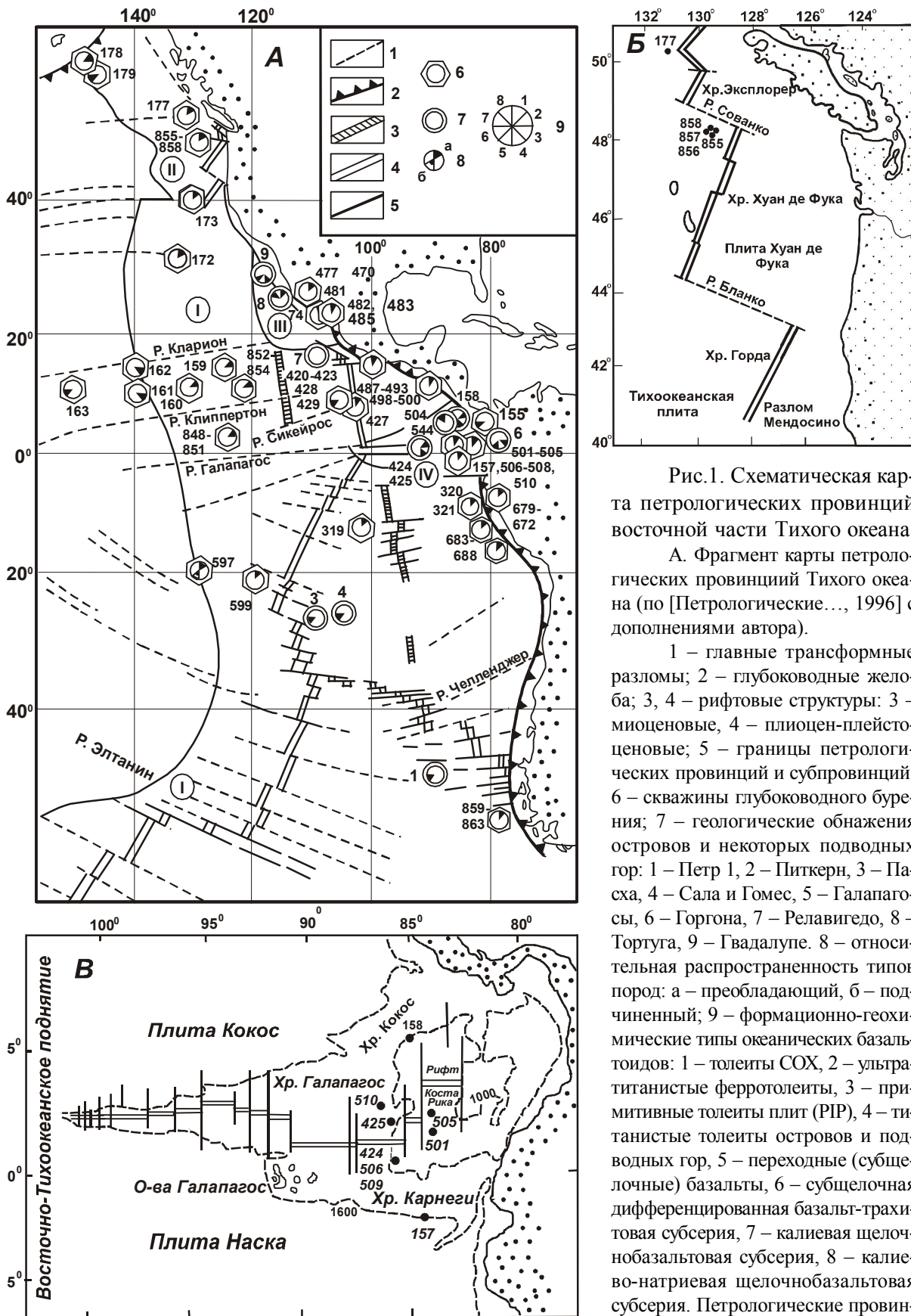


Рис.1. Схематическая карта петрологических провинций восточной части Тихого океана.

А. Фрагмент карты петрологических провинций Тихого океана (по [Петрологические..., 1996] с дополнениями автора).

1 – главные трансформные разломы; 2 – глубоководные желоба; 3, 4 – рифтовые структуры: 3 – миоценовые, 4 – плиоцен-плейстоценовые; 5 – границы петрологических провинций и субпровинций; 6 – скважины глубоководного бурения; 7 – геологические обнажения островов и некоторых подводных гор: 1 – Петр 1, 2 – Питкерн, 3 – Пасха, 4 – Сала и Гомес, 5 – Галапагосы, 6 – Горгона, 7 – Релавигедо, 8 – Тортуга, 9 – Гвадалупе. 8 – относительная распространенность типов пород: а – преобладающий, б – подчиненный; 9 – формационно-геохимические типы океанических базальтоидов: 1 – толеиты СОХ, 2 – ультра-титанистые ферротолеиты, 3 – примитивные толеиты плит (PIР), 4 – титанистые толеиты островов и подводных гор, 5 – переходные (субшелочные) базальты, 6 – субшелочная дифференцированная базальт-трахитовая субсерия, 7 – калиевая щелочнобазальтовая субсерия, 8 – калиево-натриевая щелочнобазальтовая субсерия. Петрологические провинции и субпровинции (римские цифры в кружках): 1 – Восточно-Тихоокеанская, 2 – Хуан де Фука, 3 – Калифорнийская, 4 – Галапагосская.

Б. Схематическая карта провинции Хуан де Фука (по [Dixon et al., 1986]).

В. Схематическая карта Гапагосской провинции (по [Ballard et al., 1984] с дополнениями автора).

ЗОНАЛЬНОСТЬ АССОЦИАЦИЙ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

тогенной структуры срединно-океанического хребта ВТП, несмотря на структурно-морфологическое единство, на большом протяжении характеризуется неоднородным строением коры и гетерогенным субстратом в различных его частях. В целом, хребет ВТП представлен цепочками как бы «нанизанных» на ось вулканов, каждый из которых периодически извергается в результате чередования периодов заполнения и опустошения магматических камер, находящихся под осевой зоной хребта.

Формирование обновленной литосферы океана, по мнению многих исследователей, происходит в результате спрединга океанической коры, о чем свидетельствуют расположенные симметрично относительно оси ВТП линейно-полосовые магнитные аномалии, находящиеся на различных расстояниях друг от друга в блоках поднятия, разделенных трансформными разломами [Plate..., 1981-1987]. В различные интервалы времени значения скоростей спрединга (отношения расстояний между аномалиями к времени ее формирования) существенно снижаются в направлении от северных и экваториальных зон к южным (рис. 2). Наибольшие значения скорости спрединга – от 6 до 12 см/год – фиксируются вблизи оси рифта (до 7-9 млн. лет) в приэкваториальных зонах ВТП (от 12° с.ш. до 18° ю.ш.); при удалении от оси спрединга скорости снижаются. Далее, в северном и в южном направлениях (12-23° с.ш. и 18-40° ю.ш.), скорости спрединга также имеют существенно более низкие значения.

Попытка оценки характера ассоциаций типов пород в осевой части рифта ВТП проведена по результатам изучения выделенных кластерным анализом состава типов базальтовых стекол, драгированных в рифтовой зоне ВТП, на основании информационного банка данных [Melson et al., 1977]. Проведенные расчеты [Сушневская, Цехоня, 1992] показали, что в каждом из блоков срединно-океанического хребта (I – 31-27° ю.ш.; II – 25-13° ю.ш.; III – 11-6° ю.ш.; IV – 6° ю.ш.-1° с.ш.; V – 8-15° с.ш.; VI – 20-23° с.ш.) сосуществуют различные типы толеитов. Обобщение этой информации с использованием таксономического и факторного анализа позволило вычислить таксоны близких по составу стекол, представленных оливиновыми толеитами с повышенной железистостью (табл. 2, гр. 3, 4), кварц-гиперстеновыми толеитами с возрастанием железистости (гр. 5-7) и калиевыми ферротолеитами (гр. 8). Разным блокам осе-

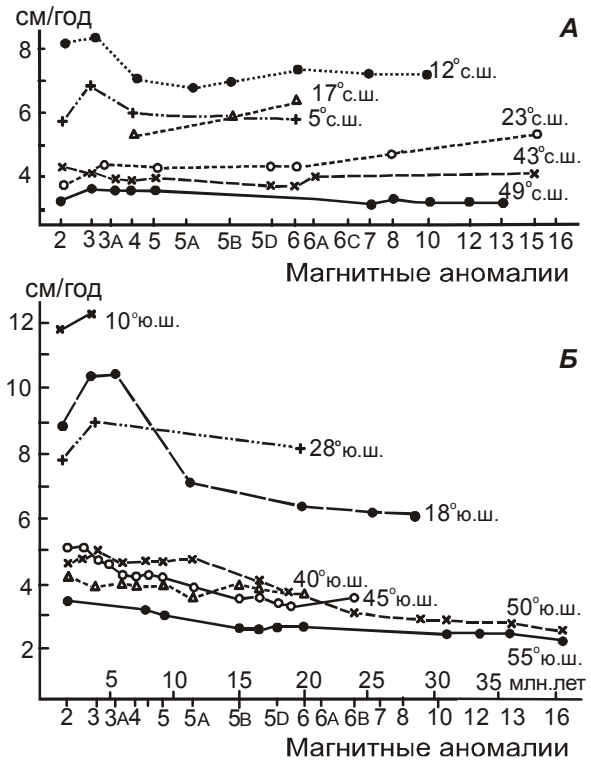


Рис. 2. Диаграмма значений скорости спрединга срединно-океанического хребта Тихого океана (ВТП).

А – северная зона, Б – южная зона.

вой зоны рифта присущи различные ассоциации типов стекол. Так, в северных и в приэкваториальных блоках (IV–VI) наиболее широко развиты оливиновые базальтовые стекла, отсутствующие в южном блоке (I); калиевые ферротолеитовые стекловатые базальты проявлены в основном в III блоке (11-6° ю.ш.), а высокожелезистые разности базальтов, напротив, преобладают в южных блоках (I,II).

Факторный анализ данных позволил моделировать вариации факторных параметров (линейных функций химизма пород). Так, на диаграмме (рис. 3) I-й главный фактор вариации системы (Fe + Ti–Mg + Ca) соответствует феннеровскому тренду эволюции, характерному для большинства областей факторных значений точек, контуры которых вертикально вытянуты в направлении II-го фактора (Si–Al + K + Na), соответствующего боуэнскому эволюционному тренду. Эта тенденция вариации состава характерна для стекол, кристаллизующихся в магматических камерах, расположенных в приповерхностных условиях при низком давлении (P = 0,001 кбар).

В общем, оливиновые и оливин-пироксеновые железистые разности стекловатых ба-

Средний состав закалочных стекол рифтовой долины ВТП

	1	2	3(7/74)	4(11/146)	5(12/132)	6(8/74)	7(5/21)	8(4/10)
SiO ₂	49,74	48,98	49,27	50,58	50,86	50,92	50,60	50,87
TiO ₂	0,86	0,97	1,21	1,44	1,80	2,19	3,02	2,03
Al ₂ O ₃	17,80	17,94	17,37	15,68	14,66	13,91	12,96	15,75
FeO	7,18	7,51	8,47	9,31	10,72	12,60	14,61	9,74
MgO	9,52	10,06	8,91	7,91	7,00	6,26	5,49	6,67
CaO	12,47	12,21	11,86	12,01	11,63	10,75	9,95	11,02
Na ₂ O	2,32	2,19	2,69	2,68	2,84	2,98	3,33	3,22
K ₂ O	0,06	0,06	0,09	0,10	0,13	0,15	0,16	0,71
P ₂ O ₅	0,05	0,08	0,11	0,13	0,19	0,20	0,28	0,28
f	55,0	57,3	48,7	54,1	60,5	67,8	69,6	59,4
Ab	19,62	18,53	21,24	22,62	23,98	24,26	27,52	26,70
An	37,97	38,92	32,47	30,61	26,87	23,03	19,09	23,84
Ol	6,58	8,93	9,91	1,25	–	–	–	–
Di	18,97	17,00	17,79	22,61	23,81	19,72	23,48	23,50
Hу	12,02	11,35	8,17	16,38	15,82	18,95	14,92	13,91
Q	–	–	–	–	5,12	6,16	5,07	0,66

Примечание. Использованы данные [Melson et al., 1977; Sinton et al., 1991; Сущевская, Цехоня, 1992]. 1-2 – составы исходных расплавов срединных поднятий: 1 – Атлантического (ТОР-2) и 2 – Тихого (Т2-Рас) океанов; 3-8 – средние составы групп (таксонов) закалочных стекол базальтов ВТП: 3 – оливиновые толеиты, 4-7 – оливиновые ферротолеиты, кварц-пироксеновые ферротолеиты, 8 – калиевые ферротолеиты.

Анализы приведены к 100 %. FeO = FeO + Fe₂O₃ + Mn. В скобках после номера столбца указаны количество кластеров, выделенных в различных блоках ВТП, по Н.М. Сущевской и Т.И. Цехоне [1992], и общее количество проб таксона.

базальтов осевой зоны рифта ВТП образуют специфические ассоциации в различных блоках срединного хребта: магнезиальные деплетированные – в северных и в приэкваториальных зонах, что, по-видимому, обусловлено меньшей степенью фракционирования при более высокой скорости спрединга в этих блоках рифта ВТП. Соответственно, в южных зонах ВТП при меньшей скорости спрединга рифта проявлены более фракционированные железистые стекла.

Изучение ассоциаций типов базальтов ВТП показало, что на всем протяжении хребта вблизи осевой зоны поднятия широко развиты стекловатые разности базальтов, состав которых варьирует от магнезиальных толеитов СОХ D- и N-типов до ферротолеитов. При удалении от центральной зоны рифта в драгировках и скважинах бурения часто проявлены более раскристаллизованные разности базальтов, количество вкрапленников в которых увеличивается до 10-15 % от объема породы; при этом в обычных ассоциациях типов базальтов увеличивается количество подщелоченных разностей толеитов и ферротолеитов. Так, для глубоководных скважин 420-429, пробуренных вкрест простирания ВТП (8-9° ю.ш. и 104-107° з.д.), возраст которых меняется от 1,2 до 4,3 млн. лет

[Initial..., 1980. V. 54] характерно, что, несмотря на сходство ассоциаций типов базальтов в скважинах (табл. 3, гр. 1-3), вариации их состава возрастают с удалением от рифтовой зоны и появляются базальты Т- и Е-типов. В скважинах, еще более удаленных от рифтовой зоны ВТП (319А, 597 и др.) [Initial..., 1976. V. 34; 1992. V. 140], кроме обычных толеитов N-типа проявлены натриевые и калиевые ферротолеиты (Na- и K-типы) (табл. 3, гр. 4-9) [Голубева, 2004].

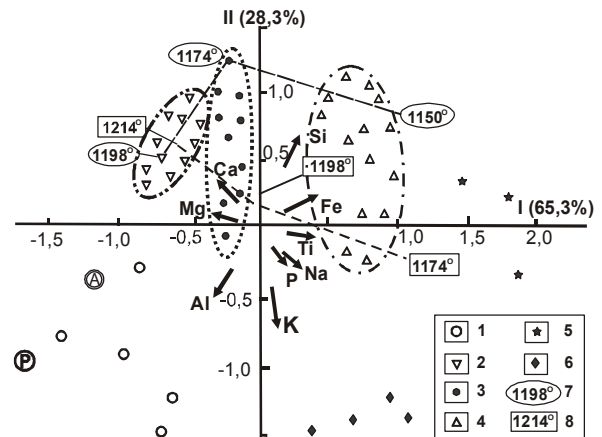
Выделенная в Калифорнийском заливе провинция, до рифтообразования представляла собой геосинклинальную структуру окраины Трансамериканского вулканического пояса. Формирование залива, обусловленное процессами растяжения и отделения полуострова Калифорния от материка, началось около 5 млн. лет назад [Saunders et al., 1982]. Согласно геофизическим данным, дно Калифорнийского залива подстилается корой океанического типа. Фрагменты вулканических полей залива образуют пояс северо-западного простирания, характеризующийся омоложением вулканических пород в юго-восточном направлении от раннемиоценового (17 млн. лет) на севере до позднемиоценового (6-7 млн. лет) в устье залива [Initial..., 1981. V. 64]. По проекту глубоководно-

ЗОНАЛЬНОСТЬ АССОЦИАЦИЙ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Рис. 3. Факторная диаграмма закалочных стекол базальтов рифтовой долины ВТП (по данным [Melson et al., 1977]).

Фигуративные точки кластеров состава стекол рифтовой зоны ВТП: 1 – оливиновых толеитов N-типа и исходных расплавов (А – Атлантика, Р – Тихий океан); 2 – оливиновых ферротолеитов ($f = \text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO}) = 54,1$); 3-5 – кварц-пироксеновых ферротолеитов: 3 – $f = 60,5$; 4 – $f = 67,8$; 5 – $f = 69,6$; 6 – калиевых ферротолеитов. 7-8 – температуры экспериментальных трендов фракционирования: 7 – при $P = 0,001$ кбар, 8 – при $P = 4$ кбар. Средние составы таксонов базальтовых стекол приведены в табл. 2. Координаты центра: (мас. %): $\text{SiO}_2 - 50,23$; $\text{TiO}_2 - 1,80$; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 15,05$; $\text{FeO} - 10,7$; $\text{MgO} - 7,20$; $\text{CaO} - 11,45$; $\text{Na}_2\text{O} - 2,87$; $\text{K}_2\text{O} - 0,19$; $\text{P}_2\text{O}_5 - 1,55$.

На факторных диаграммах (рис. 3-5) стрелками указаны параметры элементов (координаты конца которых соответствуют направлениям вариации элементов в выборке); точки или оконтуренные группы точек на графике отражают значения факторных нагрузок на пробы.



Хребт Горда имеет длину около 300 км и состоит из разделенных разломами сегментов, характеризующихся разной скоростью спрединга: около 5,5 см в год в северной части хребта и 2,3 см в год в южной [Kay et al., 1970; Davis, Clague, 1987].

Провинция Хуан де Фука представляет собой сложную геологическую систему, состоящую из структур, сложенных разными типами пород. Базальты провинции представлены в основном свежими стекловатыми фрагментами лавовых потоков и шаровых лав, имеющих состав соответствующий D- и N-типам толеитов и ферротолеитов ВТП. Петрохимической особенностью магматизма провинции Хуан де Фука является появление нетипичных для ВТП базальтов с одновременно высокими концентрациями железа и магния при низком содержании титана (табл. 4, гр. 2), а среди драгированных пород хребтов Эксплорер и Хуан де Фука обнаружены ультратитанистые ферротолеиты P-типа (табл. 4, гр. 3, 4).

На факторной диаграмме магматизма провинции (рис. 4) прослеживается картина существенного различия состава пород в разных блоках провинции. В центральной части диаграммы находится область распространения точек базальтов хребта Горда, имеющих тренд вариации состава толеитов от N- до T-типа. Расположенная левее область оконтуривает точки, соответствующие составу пород зоны хребта Эксплорер (толеиты от D- до N-типа). А в правой части находится область, соответствующая группе фигуративных точек состава ферротолеитов северного блока хребта Хуан де Фука (табл. 4, гр. 4, 5), направление изменения состава которых соответствует феннеровскому тренду вариации состава базальтов, проявляющегося обычно в условиях рифтогенеза. Как

го бурения, в заливе пробурены серии скважин в северной и в южной его части, в устье залива.

Породы фундамента в разрезах северных скважин Калифорнийского залива представлены переслаивающимися с осадками силлами базальтов, долеритов и габброидов, где базальты скв. 478 близки по составу толеитам и D- и N-типа, а в скв. 477А и 481 – ферротолеитам различной степени железистости [Initial..., 1981. V. 64, 65]. В этих же рейсах, в скважинах, пробуренных в бортах различных рифтовых впадин южной части провинции (474А, 482, 483 и 485), достигнуты свежие массивные потоки лав эффузивного комплекса, переслаивающиеся с осадками; состав базальтов близок толеитам и D- и N-типа и ферротолеитам ВТП (табл. 3, гр. 12, 14). Для пород всех скважин залива характерны повышенные содержания натрия, литофильных микроэлементов (Ba, Sr, Zr) и близкие к единице отношения лантана к самарию (табл. 3, гр. 11, 13, 15).

В провинции Хуан де Фука, расположенной в северной части Тихого океана, вблизи Американского континента, прослеживается горная система хребтов и желобов меридионального простирания, образующая цепочку современных рифтовых хребтов Эксплорер, Хуан де Фука и Горда (рис. 1Б). Находящийся на оси современного спрединга хребт Хуан де Фука сдвигается относительно Тихоокеанской плиты со скоростью около 3 см/год [Dixon et al., 1986].

Таблица 3

Химический состав базальтов скважин глубоководного бурения ВТП и Калифорнийского рифта

	1(53)	2(36)	3(18)	4(3)	5(28)	6(4)	7(13)	8(42)	9(20)	10(7)	11(13)	12(6)	13(52)	14(34)	15(114)
SiO ₂	50,43	50,51	49,89	49,44	48,99	47,65	49,53	50,08	49,46	50,07	48,38	48,45	49,40	49,43	49,28
TiO ₂	1,53	1,99	2,47	1,19	1,92	2,00	0,89	1,32	1,23	1,56	1,60	0,96	1,71	1,54	2,02
Al ₂ O ₃	14,53	13,76	13,37	14,81	14,00	13,03	16,17	14,56	14,68	13,62	16,79	16,19	14,95	14,31	14,31
FeO*	9,63	11,04	12,49	9,45	11,00	12,58	8,34	10,06	10,50	11,86	9,70	8,63	10,21	10,27	11,18
MnO	0,19	0,19	0,20	0,19	0,20	0,23	0,15	0,17	0,17	0,20	0,19	0,16	0,19	0,18	0,19
MgO	7,59	6,80	6,54	7,70	7,00	6,69	8,65	7,54	6,86	6,99	6,95	9,49	7,32	7,89	7,58
CaO	11,74	10,93	10,10	12,59	11,05	10,64	13,16	11,90	12,13	11,00	11,99	12,39	11,85	11,88	11,15
Na ₂ O	2,60	2,72	2,73	2,58	2,97	3,04	2,07	2,42	2,19	2,61	2,65	2,07	2,58	2,28	2,48
K ₂ O	0,17	0,37	0,18	0,16	0,22	0,57	0,04	0,10	0,61	0,14	0,10	0,03	0,08	0,07	0,10
P ₂ O ₅	0,17	0,23	0,25	0,14	0,21	0,36	0,09	0,12	0,12	0,14	0,17	0,07	0,15	0,12	0,18
п.п.п.	0,90	1,29	0,61	2,08	2,21	1,88	1,64	1,42	1,95	1,41	0,55	1,20	1,24	1,51	1,04
Сумма	99,48	99,83	99,14	100,02	99,75	99,38	100,73	99,69	99,18	99,70	99,51	99,64	99,68	99,48	99,51
f	41,6	47,7	51,7	40,8	46,7	51,3	35,2	42,8	46,4	48,8	41,6	33,8	43,9	42,2	45,3
Rb	1,7	3,5	1,2	4,2	4,1	15	2,3	2,5	17	3,6	1,2	1,8	1,2	0,7	2,6
Sr	138	124	121	117	134	155	80	85	92	84	140	121	106	101	85
Ba	15	19	26	30	18	21	-	-	-	-	24	18	23	13	25
Zr	104	149	182	101	134	123	54	80	77	90	112	55	111	96	132
Ni	73	67	61	121	92	74	119	81	78	55	102	116	69	63	67
Cr	71	173	114	268	206	136	418	205	263	99	297	335	236	233	249
(La/Sm) _n	0,73	0,77	0,75	0,36	0,54	0,56	0,66	0,65	0,69	0,78	0,75	0,77	0,81	0,55	0,54

Примечание. Скважины бурения ВТП: 1-3 – базальты скв. 421, 422, 423, 427, 428, 429 [Initial..., 1980. V. 54]: 1 – толеиты COX N-типа, 2 – калиевые ферро-толеиты, 3 – ферротолеиты; 4-6 – скв. 319A [Initial..., 1976. V. 34]: 4 – толеиты N-типа, 5 – ферротолеиты Na-типа, 6 – калиевые ферротолеиты; 7-10 – скв. 597 [Initial..., 1992. V. 140]: 7 – толеиты D-типа, 8 – толеиты N-типа, 9 – калиевые ферротолеиты, 10 – ферротолеиты; 11-15 – скважины бурения Калифорнийского рифта: 11 – скв. 474A [Initial..., 1981. V. 64] ферротолеиты Na-типа; 12, 13 – скв. 483 [Initial..., 1981. V. 65]: толеиты D-типа (12), ферротолеиты Na-типа (13); 14 – скв. 482C [Initial..., 1981. V. 65]: ферротолеиты N-типа; 15 – скв. 485C [Initial..., 1981. V. 65]: ферротолеиты COX N-типа. Средние составы пород рассчитаны по данным бурения и материалам автора по коллекциям глубоководного бурения (скв. 319A, 427, 428). * Суммарное железо в виде FeO.

Таблица 4

Химический состав базальтов провинций Хуан де Фука и Галапагосской

	1(22)	2(1)	3(21)	4(2)	5(32)	6(11)	7(45)	8(7)	9(5)	10(6)	11(7)	12(12)	13(38)	14(28)	15(2)
SiO ₂	48,69	48,24	49,82	48,95	49,92	50,10	50,31	50,67	50,48	51,10	49,90	50,48	50,56	50,33	48,82
TiO ₂	1,74	3,53	1,89	2,65	1,47	1,83	1,52	1,89	1,08	1,95	3,48	1,00	1,89	0,76	2,47
Al ₂ O ₃	13,55	10,69	13,83	13,15	15,00	13,97	15,24	14,56	15,99	13,54	11,54	15,61	12,94	15,58	13,26
FeO*	11,35	19,33	11,99	14,35	10,38	12,00	9,62	10,69	8,93	13,07	17,65	9,22	13,30	8,39	11,17
MnO	0,21	0,33	0,21	0,19	0,20	0,20	0,17	0,19	0,17	0,22	0,25	0,16	0,21	0,16	0,22
MgO	8,68	5,44	6,80	6,23	7,70	6,86	7,92	7,20	8,28	6,98	4,42	7,79	6,41	8,29	7,65
CaO	11,71	8,38	11,16	10,10	12,25	11,46	11,45	11,03	12,43	10,57	9,33	12,62	10,40	13,74	10,60
Na ₂ O	2,41	2,79	2,54	2,72	2,43	2,56	2,64	2,71	2,28	2,45	2,52	1,99	2,32	2,01	1,43
K ₂ O	0,30	0,53	0,16	0,13	0,10	0,13	0,13	0,17	0,06	0,13	0,18	0,07	0,09	0,03	0,31
P ₂ O ₅	0,18	0,39	0,17	0,20	0,14	0,18	0,14	0,17	0,08	0,18	0,31	0,07	0,16	0,05	0,30
п.п.п.	0,46	1,47					0,11	0,12				0,72	0,94	0,85	3,17
Сумма	99,26	101,12	98,57	98,67	99,59	99,29	99,25	99,40	99,78	100,19	99,58	99,01	99,22	100,10	99,44
f	42,3	66,6	49,7	56,2	57,4	30,9	40,5	45,4	37,7	51,2	69,1	39,9	53,8	36,2	45,0
Rb	7	10	1,6	2,0	2,0	2,2	114	142	93	72	54	25,4	30,0	23,2	216
Sr	140	133	78	100	113	110						57	57	57	47
Ba	47	21	18	20	27	42								16	36
Zr	116	280	163		92	120	109	113	68	149	235	60	120	36	117
Ni	93	147	50	33	73	56	134	134	162	79	30	94	62	82	110
Cr	323	171	104		247	94	322	325	512	186	58	407	101	445	180
V	276	400	388		307	382			230	364	620	248		275	320
(La/Sm) _n	0,91	0,92	0,64	0,71			0,62	0,82	0,44	0,86	0,66	0,32	0,41	0,30	

Примечание. 1-8 – провинция Хуан де Фука; 1-2 – зона Эксплорер [Kay et al., 1970; Cousens et al., 1984]; 1 – феррогилеиты T-типа; 2 – ультрагилеиты феррогилеит Р-типа; 3-6 – хребет Хуан де Фука [Varr, Chase, 1974; Dixon et al., 1986]; 3 – феррогилеиты N-типа, 4 – феррогилеиты Р-типа, 5, 6 – феррогилеиты северного сегмента (S), гилеит южного сегмента хребта (6) [Шарапов и др., 2000]; 7, 8 – хребет Горда 7 – толелиты N-типа, 8 – феррогилеиты N-типа [Kay et al., 1970; Davis, Clague, 1987]; 9-15 – Галапагосская провинция. 9-11 – Галапагосский рифт [Clague et al., 1981]; 9 – толелиты MOR D-тип, 10 – феррогилеиты, 11 – ультрагилеиты феррогилеиты Р-типа; 12, 13 – скважины бурения 424, 425: 12 – толелиты D-типа, 13 – феррогилеиты; 14 – скв. 510 – толелиты D-типа; 15 – скв. 157 – калиевые феррогилеиты. * Суммарное железо в виде FeO.

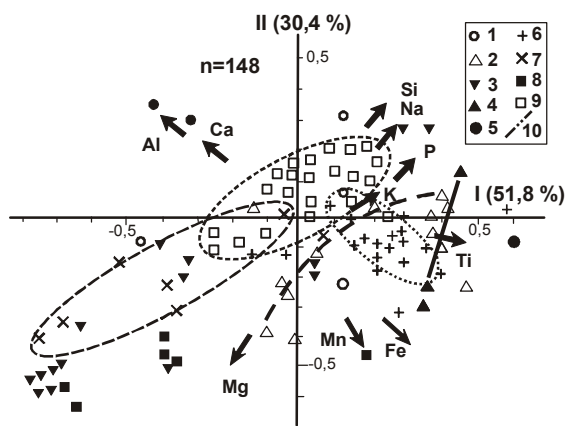


Рис. 4. Факторная диаграмма состава пород провинции Хуан де Фука.

1-4 – зона Эксплорер: 1 – возвышенность Делвуд, 2 – хребет, 3 – рифт, 4 – впадина; 5 – хребет Паул Ривер; 6, 7 – хребет Хуан де Фука: 6 – север, 7 – юг; 8 – разломная зона Сованко; 9 – хребет Горда; 10 – тренд изменчивости состава пород. Пунктирные линии оконтуривают соответствующие условным обозначениям точки зон провинции.

Координаты центра (мас. %): SiO_2 – 48,73; TiO_2 – 1,61; Al_2O_3 – 14,70; FeO – 10,72; MnO – 0,18; MgO – 8,13; CaO – 11,50; Na_2O – 2,43; K_2O – 0,21; P_2O_5 – 0,17.

отмечено выше, особенностью провинции является появление в ней ферротолейтов разных типов пород от нормальных (N-типа) до ультратитанистых ферробазальтов с высоким содержанием титана (табл. 4, гр. 1-5, 8). В отличие от них базальты, драгированные в южных сегментах хребта Хуан де Фука, представлены толейтами N-типа [Шарапов и др., 2000].

Галапагосская провинция охватывает систему подводных хребтов, протягивающуюся от ВТП к периферическому подвижному поясу Америки (рис. 1В). Широкий хребет Колон, примыкающий на востоке к ВТП, соединяет с ним расходящиеся под углом хребты Кокос и Карнеги. Система хребтов и разделяющих их впадин приурочена к зоне спрединга, протягивающейся в широтном направлении между океаническими плитами Кокос и Наска, раздвижение которых (Кокос – к северу, Наска – к югу), явилось причиной тектонического формирования Галапагосской рифтовой структуры [Heu et al., 1972; Holden, Dietz, 1972]. Изучение магматизма рифтовой зоны Галапагос проводилось по скважинам глубоководного бурения: на севере – 425 и 510 и на юге – 424 и 506-509 [Initial..., 1980. V. 54; 1983. V. 70] и по резуль-

татам драгирования [Clague et al., 1981; Puchelt, Emmertman, 1983; Perfit, 1983, и др.].

Факторный анализ данных драгирования и бурения Галапагосской провинции (рис. 5) показывает существенное различие магматизма западной и восточной зон провинции: преобладание ассоциаций магнезиальных типов базальтов в западной зоне и ферротитанистых – в восточной. В общем, факторная диаграмма свидетельствует о широком спектре пород провинции, состав большей части которых обычно характерен для срединно-океанического хребта (СОХ): от толейтов D- и N-типа до ферротолейтов. Для области, оконтуривающей составы пород скв. 425 и нижних горизонтов скв. 424, характерны деплетированные толейты, близкие D-типу драгированных базальтов Галапагосского рифта (табл. 4, гр. 9, 12, 14). Подобные породы вскрыты скв. 507, 510 и перемежаются с толейтами N-типа в разрезе скв. 504 (Коста-Риканский рифт) [Initial..., 1992. V. 140]. Базальты верхних горизонтов скв. 424 варьируют по составу от нормальных толейтов N-типа до ферротолейтов; при этом изменение последних направлено в сторону увеличения в них содержания калия и натрия. Область, оконтуривающая составы драгированных в зоне рифта ферротолейтов на диаграмме, указывает, что

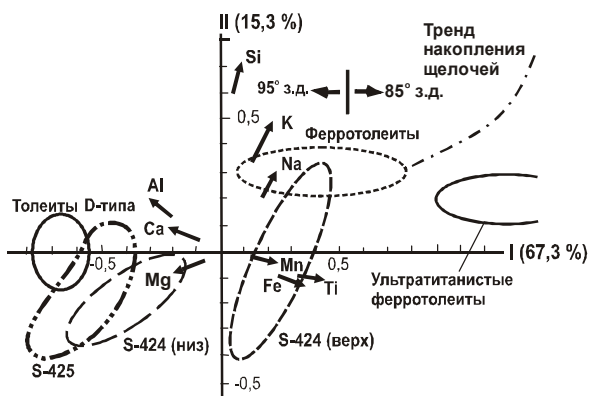


Рис. 5. Факторная диаграмма состава пород Галапагосской провинции.

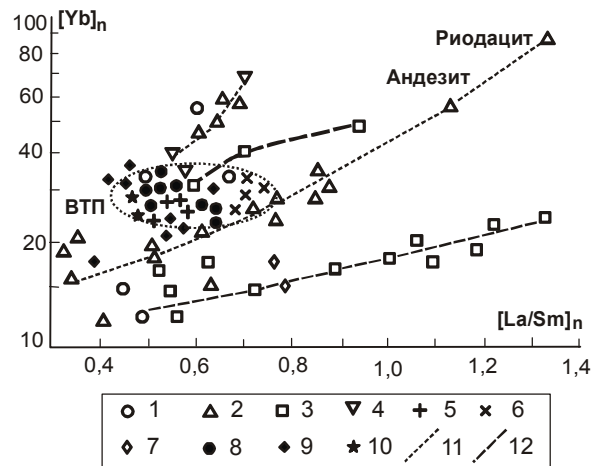
Контурные областей распространения фигуративных точек пород рифтовой структуры Галапагос и тренды накопления щелочей в ферротолейтах. Пояснения в тексте.

Координаты центра (мас. %): SiO_2 – 50,60; TiO_2 – 1,62; Al_2O_3 – 13,55; FeO – 12,27; MnO – 0,19; MgO – 6,90; CaO – 11,11; Na_2O – 2,20; K_2O – 0,09; P_2O_5 – 0,14.

ЗОНАЛЬНОСТЬ АССОЦИАЦИЙ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Рис. 6. Диаграмма отношений нормированных содержаний редкоземельных элементов в толеитовых базальтах восточной части Тихого океана.

Данные драгирования по образцам из структур: 1 – ВТП; 2 – Галапагосская зона спрединга; 3 – зона Эксплорер и Хуан де Фука; 4 – разломные зоны Гаррет и Квебрада; станции глубоководного бурения: 5 – скв. 319, 6 – скв. 427, 7 – скв. 42, 8 – скв. 482А, 9 – скв. 485А, 10 – скв. 424; 11, 12 – тренды изменчивости: 11 – Галапагосской провинции, 12 – зоны Эксплорер.



для этих пород характерна различная степень железистости при повышенном уровне содержания калия, титана и в меньшей степени – натрия. Так, обнаруженные в пробуренных на склонах хребтов Карнеги и Кокос скважинах 157 и 158 [Initial..., 1973. V. 16] калиевые ферротолейты отличаются повышенными содержаниями калия и титана (табл. 4, гр. 15). В области, расположенной в правой части диаграммы, наряду с низкокалиевыми титанистыми ферротолейтами рифтовой зоны и в скв. 424 находятся фигуративные точки ультратитанистых аномальных ферротолейтов плюмового типа (P-тип) (табл. 4, гр. 10, 13); подобные породы также драгированы и в Галапагосском рифте (табл. 4, гр. 11).

Изучение накопления концентраций легких редкоземельных элементов, выраженного нормированным отношением лантана к самарию $(La/Sm)_n$, и уровня концентрации тяжелых РЗЭ $(Yb)_n$ в разных типах пород провинций восточной части Тихого океана показало существенные различия значений этих величин (рис. 6). На диаграмме выделяется область, соответствующая значениям параметров графика для большей части базальтов ВТП. При этом четко прослеживаются тренды трех дифференцированных серий. Выделенная в Галапагосской провинции первая петрогенетическая, существенно дифференцированная, серия пород характеризуется изменением их состава от толеитов к ферротолейтам и далее к железистым андезитам и риодацитам. Вторая дифференцированная серия пород зоны Эксплорер представлена высокожелезистыми пикротолейтами и толеитами, которые сменяются ферротолейтами. Для пород этих серий характерно умеренное накопление железа, титана и калия с одновременным увеличением уровня концентраций легких и незначительным ростом тяжелых РЗЭ. Менее дифференцированные ферротолейтовые

плюмовые серии, характерные для рифтовых структур Эксплорер, Хуан де Фука и Галапагос, отличаются скачкообразным падением содержания магния, ростом концентраций железа и титана и сохранением пониженного уровня отношения легких РЗЭ $(La/Sm)_n$ при значительном увеличении их суммы и содержания $(Yb)_n$.

Таким образом, по соотношению редкоземельных элементов в провинциях восточной части Тихого океана, выделены следующие петрогенетические серии: 1 – дифференцированная с исходной магмой магнезиально-толеитового состава и остаточными дифференциатами андезитового и кислого составов, 2 – дифференцированная с исходной магмой ферропикротолейтового состава без дифференциатов повышенной кремнекислотности, 3 – слабо дифференцированная ферротолейтовая с высокой концентрацией железа и титана и низким содержанием магния.

Особенности формирования ассоциаций базальтов

В настоящее время в моделях происхождения и дифференциации базальтовых магм, обычно основанных на экспериментальных данных, практически не подвергается сомнению, что причинами образования и излияния базальтовых магм являются высокий тепловой режим мантии океана и декомпрессия при рифтогенном растяжении океанической коры. Состав пород, слагающих различные структуры в океане, определяется составом, глубиной и степенью плавления субстрата верхней мантии в момент, когда образовавшийся первичный мантийный расплав обретает способность к отделению от твердого остатка.

По результатам изучения океанического магматизма сложилось представление о развитии мантийного магматизма в условиях открытой системы и смешении первичных расплавов, сформированных при больших интервалах температур и давления. Считая реальностью образование первичного расплава толеитов при адиабатическом подъеме вещества мантии в результате пересечения кривой солидуса [Langmuir et al., 1992], формирование в разрезах срединно-океанического хребта магматической камеры возможно на глубине не менее 100 км.

По данным сейсмотомографии, верхние магматические очаги, ассоциирующие с зонами низкоскоростных сейсмических волн, расположены непосредственно под срединным хребтом [Nolet, Wortel, 1989]. Эти выводы согласуются с зафиксированными магнитотеллурическими методами глубинными аномальными зонами разуплотненного вещества с повышенной электропроводностью (астеносферный слой), расположенными под срединным хребтом ВТП на глубинах около 40-50 км. С удалением от хребта глубина их расположения увеличивается до 100 км.

В рифтовой зоне довольно быстрое и непрерывное излияние базальтовых магм через тонкую океаническую кору препятствует образованию обогащенных некогерентными элементами флюидов. Согласно модели «динамического плавления» С. Лангмюра [Langmuir et al., 1992], подъем мантийного вещества через зону частичного плавления происходит с различных глубин и соответствует разной степени плавления субстрата верхней мантии, снижающейся от центральных зон осевой части хребта к боковым зонам. В этом смысле состав расплава, образовавшегося на флангах поднятия в результате меньшей степени плавления мантийного субстрата, предопределен уже в первичных магмах и отличается от первичных магм центральных зон повышенной щелочностью и большей концентрацией некогерентных элементов-примесей (эффект подщелачивания).

Расчеты температур первичных расплавов толеитов СОХ по петрологическим параметрам показали более высокие значения для деплетированных толеитов (D-тип) в сравнении с нормальными (N-тип). Результаты расчета условий кристаллизации магнезиальных разностей толеитов показали: $T = \sim 1250-1200^{\circ}\text{C}$ и $P = \sim 3,5-4$ кбар (программа Комагат [Арискин, Бармина, 2000]). Формирование толеитов N-ти-

па в сравнении с деплетированными происходит при меньших температурах и давлении.

Проблема взаимодействия расплава и воды, проникающей на глубину до 8 км [Базылев, 1992] при спрединге океанической коры СОХ, представляет несомненный интерес, поскольку присутствие воды в расплаве даже в незначительном объеме (до 0,5 %) вдвое снижает его вязкость и соответственно увеличивает возможность подъема расплава на поверхность [Лебедев, Хитаров, 1979]. Кроме того, присутствие воды охлаждает магму, что, по-видимому, также является причиной того, что после магнезиальных толеитов следуют толеиты N-типа, для образования которых достаточны более низкие температуры.

Фракционирование магнезиальных клинопироксенов и кристаллизация первичных магм, происходящие при низкой фугитивности кислорода (между WM и IW буферным равновесием), обусловили накопление в них железа и титана и последующее формирование ферробазальтов. Особый тип железистых пород с повышенным уровнем содержания калия (К-ферротолеитов СОХ) выделен на основании автоматической классификации состава пород скв. 597 [Initial..., 1993. V. 142]. Породы этого типа проявлены кроме того в рифтовых зонах Эксплорер и Галапагос, а также в скв. 421, 423 и 319А [Initial..., 1976. V. 34; 1980. V. 54]. Происхождение калиевых ферротолеитов, характеризующихся одновременным увеличением железистости и калиевости пород, по всей видимости обусловлено специфичностью состава расплава в отношении накопления в нем на последних этапах кристаллизации железа, титана, калия и фосфора. Этот процесс можно объяснить экспериментально полученной зависимостью режима кристаллизации базальтов при низкой фугитивности кислорода, определяющего накопление в нем на последних этапах кристаллизации железа, титана, калия и фосфора, и последующим возможным отделением (ликвацией) этого железисто-калиевого расплава от силикатного [Irvine, 1975, Кадик и др., 1990].

Характерные для скважин Калифорнийского рифта натриевые толеиты также обнаруживаются на возвышенностях бортов ВТП и среди базальтов, драгированных в районе океанической плиты Наска, Перуанской котловины и Южно-Галапагосского поднятия. Формирование этих пород, для которых характерны также повышенные содержания кремнекислоты, глино-

ЗОНАЛЬНОСТЬ АССОЦИАЦИЙ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

зема и натрия, возможно, связано с присутствием в мантии субконтинентальных фрагментов.

Толейты и ферротолейты, отличающиеся одновременным увеличением содержания натрия и калия (переходного – Т- и обогащенного – Е-типа), широко развиты на всем протяжении ВТП. Базальты переходного Т-типа обычно проявлены вблизи разломных зон и рифтовых структур, сформированных в зонах нарушения центров спрединга рифтовой структуры ВТП, а также в драгировках и скважинах глубоководного бурения фланговых зон ВТП. Причиной обогащения расплавов щелочами, кремнеземом и литофильными примесными элементами (боуэновский тренд) может быть приток глубинных флюидов или повышенное протекание воды в зоны магматического очага, что в большей степени вероятно для разломных зон и структур повышенной трещиноватости.

По характеру субстрата магнообразования породы этих зон также группируются в три главных типа: (А) толейты и пикротолейты магнезиально-железистого состава с пониженными величинами $(La/Sm)_n < 0,9$ и $(Yb)_n < 35$, наиболее широко распространенные и связанные, по всей видимости, с деплетированными магнообразующими субстратами – плагиоклаз-шпинелевыми перидотитами (ВТП) и шпинель-гранатовыми перидотитами (дифференцированная пикротолейт-ферротолейтовая серия хребта Эксплорер); (Б) ультратитанистые ферротолейты (Р-тип СОХ) с повышенными величинами $(La/Sm)_n > 0,6$ и $(Yb)_n > 35$, представляющие собой производные глубинных плюмов недеплетированного или слабо истощенного пиролитового субстрата; (В) слабо дифференцированные магнезиально-железистые толейты, близкие по составу титанистым толейтам гавайского типа с повышенными содержаниями несовместимых элементов, связанные, по-видимому, с наиболее глубоко залегающим в литосфере субстратом ильменит-гранат-перидотитового состава.

Заключение

Изложенные выше результаты изучения магматизма восточной части Тихого океана свидетельствуют о зональности магматизма провинций, обусловленной геодинамической обстановкой формирования тектоно-магматических структур ложа океана при существенной неоднородности субстрата верхней мантии. Большое значение имеют условия (параметры) вып-

лавления магм и дифференциации расплавов. В сравнении с базальтами срединно-океанического хребта ВТП, окаймляющие его провинции рифтовых структур характеризуются более значительной неоднородностью и разнообразием состава пород.

Сравнение расчетных скоростей спрединга в разных блоках срединно-океанического хребта показало наибольшие скорости спрединга характерны для северных и близэкваториальных блоков срединного хребта ВТП, к которым приурочены ассоциации магнезиальных деплетированных толейтов; более фракционированные ферротолейтовые базальты преобладают в южных блоках ВТП.

Преобладание ассоциаций толейтов и ферротолейтов D- и N-типов, характерное для пород скважин глубоководного бурения вблизи рифтовой структуры ВТП, по мере удаления от оси хребта сменяется появлением среди пород осевой зоны рифта разностей с повышенными содержаниями натрия и калия (Na-толейты и K-ферротолейты).

Сравнительный анализ ассоциаций типов базальтов и вариации их состава в провинциях ВТП, Хуан де Фука, Калифорнийской и Галапагосской показал существенные различия и зональность магматизма разных блоков океана. На основании изучения характера петрогеохимических ассоциаций типов пород с учетом распределения концентраций редкоземельных элементов в разных провинциях восточной части дна океана выделены петрогенетические серии с разной степенью и характером дифференциации и, соответственно, с различающейся по составу исходной магмой.

Это исследование, начатое в годы работы по Международному проекту «Мировой океан», является продолжением изучения огромной информации по магматизму Тихого океана по скважинам глубоководного бурения, пробуренным в различных структурах океанического дна, с использованием математических методов расчета данных.

Список литературы

Арискин А.А. Бармина Г.С. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М.: Наука, 2000. 366 с.

Базылев Б.А. Метаморфизм гипербазитов разломной зоны Атлантик (Атлантический океан): свидетельство глубокого проникновения воды в океанскую литосферу // Докл. РАН. 1992. Т. 323. № 4. С. 741-743.

- Головинский В.И.* Тектоника Тихого океана. М.: Недра, 1985. 199 с.
- Голубева Э.Д.* Эволюция толеит-базальтового магматизма восточной части Тихого океана // Докл. АН СССР. 1988. Т. 302. № 6. С. 1472-1476.
- Голубева Э.Д.* Толеитовые базальты Тихого океана (петрология и геохимия). Владивосток: Изд-во ДВО АН СССР, 1990. 136 с.
- Голубева Э.Д.* Геохимия и петрология толеитовых базальтов Тихого океана: Автореф. докт. дисс. Владивосток: Изд-во Дальнаука, 2004. 70 с.
- Дмитриев Л.В.* Вариации состава базальтов срединно-океанических хребтов как функция геодинамической обстановки их формирования // Петрология. 1998. Т. 6. № 4. С. 340-362.
- Кадик А.А., Луканин О.А., Лалин И.В.* Физико-химические условия эволюции базальтовых магм в приповерхностных очагах // М.: Наука, 1990. 345 с.
- Лебедев Е.Б., Хитаров Н.И.* Физические свойства магматических расплавов. М.: Наука, 1979. 200 с.
- Петрологические провинции Тихого океана / И.Н. Говоров, Э.Д. Голубева, И.К. Пуцин и др. М.: Наука. 1996. 444 с.
- Пуцаровский Ю.М.* Особенности геологической истории Тихоокеанской области Земли // 26-е Чтения имени В.И. Вернадского. М.: Наука, 1986. 30 с.
- Суцневская Н.М., Цехоня Т.И.* Генезис толеитовых расплавов Восточно-Тихоокеанского поднятия (по данным типизации закалочных стекол) // Докл. РАН. 1992. Т. 324. № 6. С. 1043-1049.
- Шарапов В.Н., Акимцев В.А., Доровский В.Н. и др.* Динамика развития рудно-магматических систем зон спрединга. Новосибирск: Изд-во НИЦ ОИГ-ГМ СО РАН, 2000. 414 с.
- Ballard R., Hekinian R., Francheteau F.* Geological setting of hydrothermal activity at 12°50'N on the East Pacific rise: a submersible study // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. V. 69. P. 176-186.
- Barr S.M., Chase R.L.* Geology of the northern end of Juan de Fuca ridge and sea-floor spreading // Can. J. Earth Sci. 1974. V. 11. P. 1384-1406.
- Cousens B.L., Chase R.L., Shilling J.G.* Basalt geochemistry of the Explorer ridge area, northeast Pacific ocean // Can. J. Earth Sci. 1984. V. 21. P. 157-170.
- Claugue D.A., Frey F.A., Thompson G., Ringe S.* Minor and trace element geochemistry of volcanic rocks dredged from the Galapagos spreading center: Role of crystal fractionation and mantle heterogeneity // J. Geophys. Res. 1981. V. 86, № B10. P. 9469-9482.
- Davis A.S., Clague D.A.* Geochemistry, mineralogy and petrogenesis of basalts from the Gorda Ridge // J. Geophys. Res. 1987. V. 92. № B10. P. 10467-10483.
- Dixon J. E., Clague D.A., Eissen J. P.* Gabbroic xenoliths and host ferrobalt from the southern Juan de Fuca Ridge // J. Geophys. Res. 1986. V. 91. № B3. P. 3795-3820.
- Evensen N.M., Hamilton P.F., O'Nions R.K.* Rare-earth abundances in chondritic meteorites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1978. V. 42. № 8. P. 1199-1212.
- Hey R.N., Deffeyes K.S., Johnson G.L., Lowrie A.* The Galapagos triple junction and plate motion in the Pacific // Nature. 1972. V. 237, № 5349. P. 2022-2023.
- Holden J.C., Dietz R.S.* Galapagos gore Naz-Copac triple junction and Carnegie/Cocos ridges // Nature. 1972. V. 235. P. 266-269.
- Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project // 1973. V. 16. 949 p.; 1976. V. 34. 814 p.; 1980. V. 54. 957 p.; 1981. V. 61. 885 p.; 1981. V. 64. 1313 p.; 1981. V. 65. 1210 p.; 1983. V. 70. 481 p.; 1992. V. 140. 408 p.; 1993. V. 142. 786 p.
- Irvine T.N.* The silic immiscibility effect in magmas. Carnegie Inst. Wash. Yb. 1975. V. 74. P. 484-492.
- Kay R., Hubbard N.J., Gast R.W.* Chemical characteristics and origin of Ocean ridge volcanic rocks // J. Geophys. Res. 1970. V. 75. № 8. P. 1585-1613.
- Langmuir C.H., Klein E.M., Plank T.* Petrological systematics of Mid-ocean ridge basalts: constraints on melt generation beneath ocean ridges // Mantle flow and melt generation at Mid-ocean ridges. Geophysical monograph 71. American Geophysical Union. Copyright. 1992. P. 181-280.
- Melson W. G., Byerly G.R., Nelen J.A. et al.* Catalog of major element chemistry of abyssal volcanic glasses // Mineral. Sci. Investigation. Smithsonian Contrib. Earth Sci. 1977. V. 19. P. 31-60.
- Natland J.H.* Petrology of volcanic rocks dredged from seamounts in the Line islands // Init. Repts. DSDP. 1976. V. 33. P. 749-778.
- Nolet G., Wortel V.* Mantle upper Structure // The Encyclopedia of solid Earth. «Geophysics Series» / Ed. D.E. James. New-York, 1989. P. 775-778.
- Perfit M.R.* Geochemical studies of abyssal lavas recovered by DSRV Alvin from eastern Galapagos rift, Inca transform, and Ecuador Rift. 3. Trace element abundances and petrogenesis // J. Geophys. Res. 1983. V. 88. № B12. P. 10551-10572.
- Plate tectonic map of the Circum-Pacific region. Circum-Pacific council for energy and mineral resources. Tulsa. Oklahoma. USA. 1981, 1982, 1984, 1987.
- Puchelt H., Emmermann R.* Petrogenetic implications of tholeiitic basalt glasses from the East Pacific rise and Galapagos spreading center // Chem. Geol. 1983. V. 38. P. 39-56.
- Saunders A.D., Fornary D.J., Joron J. L. et al.* Geochemistry of basic igneous rocks, Gulf of California // Oceanol. Acta. Geology of Oceans. 1982. V. 64. Pt. 2. P. 595-642.
- Sinton J.M., Smaglic S.M., Mahoney J.J. et al.* Magmatic processes at superfast spreading ridges: glass compositional variations along the EPR 13-23°S // J. Geophys. Res. 1991. V. 96. P. 6133-6155.

Рецензент доктор геол.-мин. наук Г.Б. Феритатер